

زمین شناسی، کانی سازی و زمین شیمی در رخدادهای آهن پدهبید، جنوب غرب بردسکن، استان خراسان جنوبی

آزاده ملک زاده شفارودی

گروه زمین شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

محمدحسن کریم پور

گروه زمین شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

سعید شعبانی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۰۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۵/۱۴

shafaroudi@um.ac.ir

چکیده

رخدادهای آهن پدهبید در شمال شرق زون کاشمر- کرمان، یکی از مهمترین زونهای متالوژنی آهن ایران، واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه عمدتاً شامل تناوبی از سنگهای کربناته دگرگون شده، اسلیت و فیلیت است که توده‌های دیوریتی و گابرویی در آنها نفوذ نموده‌اند. براساس کنترل ساختاری زون کانی‌سازی، تشکیل جان‌شینی متاسوماتیزم با مشخصه کانی‌های آبدار حرارت پایین و همراهی مگنتیت و پیریت با کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز، کانه‌زایی آهن منطقه از نوع اسکارن حرارت پایین است. شیمی کانی مگنتیت و مقادیر $Ca, Ti, V, Al, Mn, Ni, Cr$ نیز مشابه ذخایر اسکارن است. الگوی عناصر نادر خاکی، ناهنجاری مثبت Eu و Ce و ناهنجاری منفی Gd, Yb, Sm را نشان می‌دهد. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که توده نفوذی جوانتر دیگری در عمق منشاء کانی‌سازی آهن منطقه است. براساس تحلیل مولفه‌های محاسبه شده برپایه REE، محلول کانه‌دار عمدتاً منشاء ماگمایی داشته، از طریق گسل به بالا راه پیدا کرده و در اثر واکنش با سنگ‌های کربناتی منجر به تشکیل کانسنگ شده است. ناحیه شمال شرق زون کاشمر- کرمان پتانسیل بالایی برای اکتشاف ذخایر آهن اسکارن دارد و می‌بایست مورد توجه بیشتری قرار گیرد.

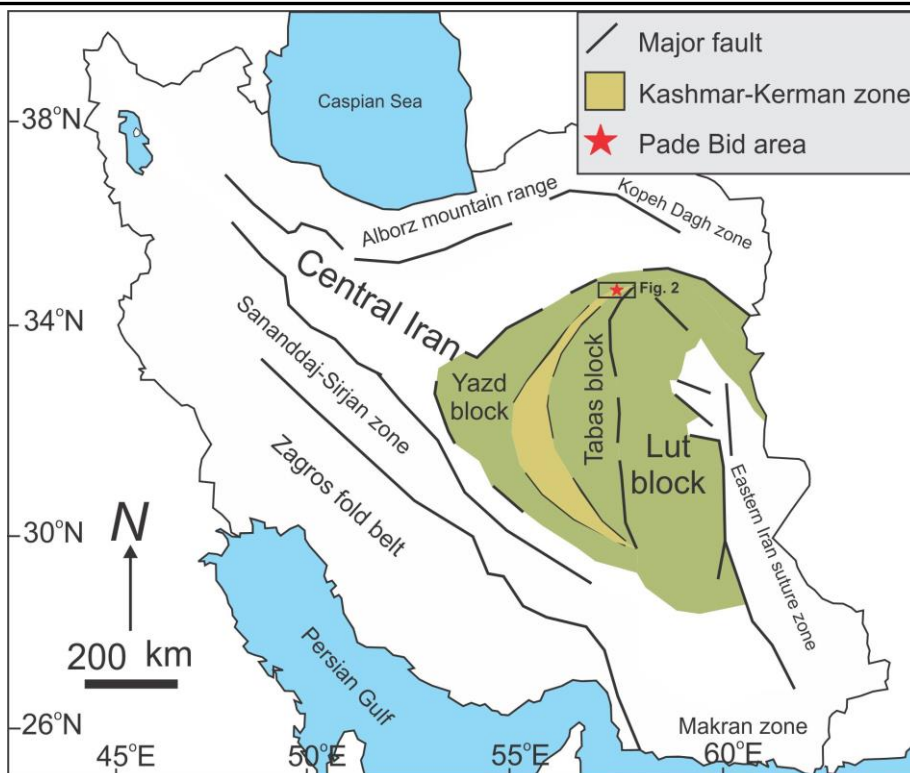
کلمات کلیدی: کانی‌سازی، شیمی مگنتیت، اسکارن حرارت پایین، پدهبید، زون تکتونیکی کاشمر- کرمان

مقدمه

این کمربند با امتداد شمالی- جنوبی، در قسمت شمال دارای انحنا در جهت شمال شرق بوده و در جنوب به سمت جنوب شرق میل دارد (Ramezani and Tucker, 2003) (شکل ۱). وجود تعداد زیادی اندیس و معدن آهن در این کمربند مانند چغارت، چادرملو، میشدوان، سه چاهون، نارینگان، رباط پشت- بادام، جلال‌آباد، لکه‌سیاه، آنومالی شمالی و اسفوردی، نشان‌دهنده پتانسیل بالای این کمربند برای کانی‌سازی آهن بویژه ذخایر نوع کاپرونا می‌باشد (Daliran, 1990; Foster and Jafarzadeh, 1994; Moore and Modabberi, 2003; Torab and Lehmann, 2006; Jami et al., 2007; Bonyadi et al., 2011). به نحویکه زون تکتونیکی کاشمر- کرمان یکی از مهمترین زونهای متالوژنی آهن ایران محسوب می‌شود. گوشه شمال شرقی زون تکتونیکی کاشمر- کرمان منسوب به ارتفاعات کوه سرهنگی است (Nozaem et al., 2013) که رخدادهای آهن پدهبید تقریباً در مرکز آن قرار گرفته است. کوه سرهنگی به طول ۷۵ کیلومتر و عرض ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر به صورت یک گوه کشیده جزء ارتفاعات ایران مرکزی است. این محدوده شامل سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی است که طی مراحل مختلف کوهزایی به شدت دستخوش دگرریختی شده است و با آرایش نواری به شکل دوپلکس‌های راستالغز مشاهده می‌شود (نوزعیم و همکاران، ۱۳۹۳). کوه سرهنگی میزبان تعداد زیادی انواع کانی‌سازی آهن (با سن‌های متفاوت) است که از آن جمله می‌توان به آهن ده‌زمان (ایمان‌پور و همکاران، ۱۳۹۵؛ حاجی میرزاچان و همکاران، ۱۳۹۶ الف و ب، ۱۳۹۷)، دلکن (شعبانی و همکاران، ۱۳۹۵)، کمرکاسه، زبرکوه (نارویی و همکاران، ۱۳۹۶)، پدهبید و چندین منطقه دیگر اشاره کرد (شکل ۲).

ترکیب شیمیایی مگنتیت توسط عوامل مختلفی مانند دما، fO_2 ، نرخ سردشدگی، ترکیب مذاب/ سیال و غیره کنترل می‌شود و از آنجاییکه ترکیب آن در کانسارهای مختلف، متفاوت است، می‌توان از آن به عنوان یک شاخص اکتشافی استفاده نمود (Gosselin et al., 2006; Singoyi et al., 2006; Dupuis and Beaudoin, 2011; Mollo et al., 2013; Nadoll et al., 2014; Dare et al., 2014; Acosta-Gongora et al., 2014). در تحقیقات سه دهه اخیر، تجزیه مقدار عناصر فرعی و نادر خاکی در مگنتیت در کانسارهای مختلف و استفاده از آن در اکتشاف کانسارها مورد توجه ویژه قرار گرفته است (Frietsch and Perdahi, 1995; Carew et al., 2006; Rusk et al., 2009; Zhang et al., 2011; Berzina et al., 2012; Xiaowen et al., 2014; Chen et al., 2015; Makvandi et al., 2016). این موضوع در ایران و به ویژه در کانسارهای نوع کاپرونا و کمتر ذخایر دیگر آهن نیز بررسی شده است (Mokhtari et al., 2013; Zarei et al., 2016؛ براتی و قلی‌پور، ۱۳۹۲؛ نارویی و همکاران، ۱۳۹۶؛ حاجی میرزاچان و همکاران، ۱۳۹۷).

رخدادهای آهن پدهبید در حدود ۵۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان بردسکن و ۴ کیلومتری شمال شرق روستای پدهبید در استان خراسان جنوبی و در محدوده طول‌های جغرافیایی $25^{\circ} 32' 57''$ تا $57^{\circ} 32' 57''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $28^{\circ} 55' 28''$ تا $34^{\circ} 55' 45''$ شمالی قرار دارد. از نظر ساختاری این کانسار، در قسمت شمال شرق کمربند تکتونیکی کاشمر- کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) یا همان زون پشت بادام در خرد قاره ایران مرکزی واقع شده است. کمربند کمانی و ساختاری کاشمر- کرمان با طول حدود ۶۰۰ کیلومتر با مرزهای گسله، جدا کننده بلوک یزد و طبس می‌باشد.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی رخداد آهن پدهید در شمال شرق ایران و زون تکتونیکی کاشمر- کرمان (شکل اولیه با تغییرات از (Ramezani and Tucker, 2003). کادر سیاه رنگ موقعیت کوه سرهنگی در شمال شرق زون کاشمر- کرمان را نشان می‌دهد.

گرانیت‌های دگرگون شده منطقه مهمترین و نخستین رخداد ماگماتیسم این محدوده هستند که براساس مطالعات سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، سن آنها بین ۵۳۵ تا ۵۷۵ میلیون سال پیش مطابق با زمان نئوپروتروزویک پسین- کامبرین می‌باشد (Rossetti et al., 2014). رخنمون محدودی از واحدهای آذرآواری سیلورین در منطقه ده‌زمان (شرق منطقه) وجود دارد که در اثر رخدادهای کوهزایی جوانتر، سری زبرکوه و سازند سلطانیه بر روی آنها رانده شده‌اند. در جنوب غرب ده‌زمان واحدهای سیلورین بالایی تا پرمین به شدت دگرشکل و متحمل دگرگونی ناحیه‌ای ضعیف شده‌اند. این واحدها بر روی شیل و ماسه‌سنگ قرمز سری گردو با سن ژوراسیک میانی رانده شده‌اند و مارن و آهک کرتاسه نیز به شدت دگرریخت شده است.

این وقایع نشان دهنده رخداد کوهزایی لارامید (کرتاسه بالایی- پالئوسن) است. نبود واحدهای سنگی تریاس تا ژوراسیک زیرین حکایت از عملکرد کوهزایی سیمین آغازین و نبود رسوبات پالئوژن نشان دهنده فعالیت فاز کوهزایی لارامید در منطقه کوه سرهنگی است (نوزعیم و همکاران، ۱۳۹۴).

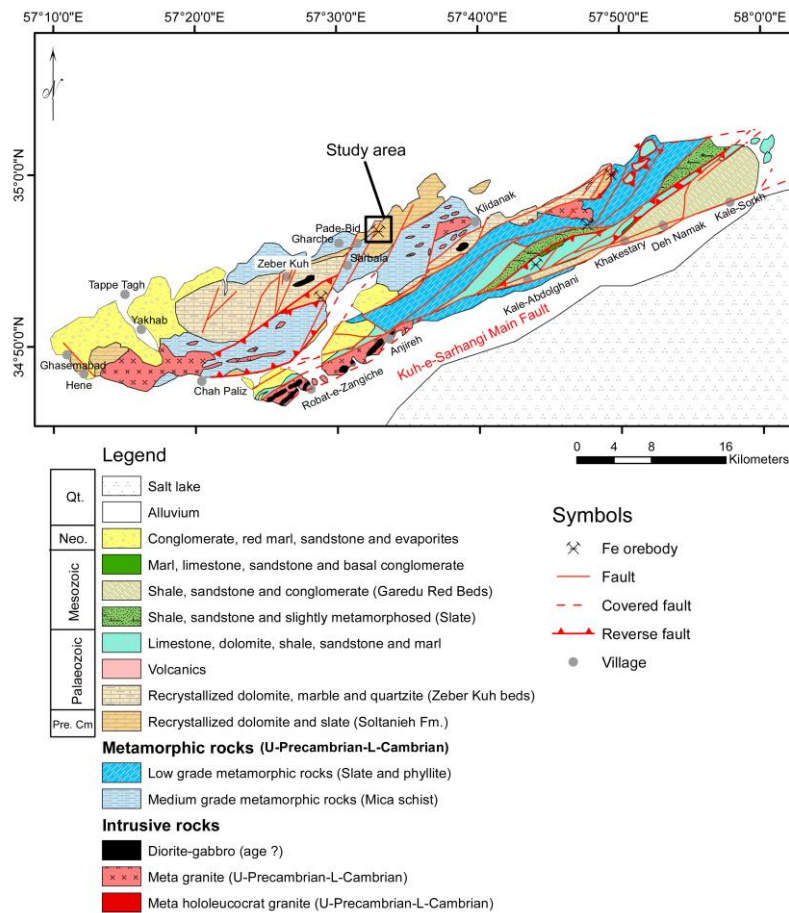
توده‌های نفوذی دیوریتی- گابرویی نیز در جنوب منطقه و در حفاصل رباط زنگیچه و انجیره و همچنین جنوب شرق روستای زبرکوه در توده گرانیتی و یا سنگ‌های دگرگونی سری زبرکوه نفوذ کرده‌اند، که سن آنها نامشخص است (شکل ۲). کنگلومرا، سنگ‌های تبخیری، مارن قرمز و ماسه‌سنگ نئوژن جوانترین واحدهای سنگی منطقه کوه سرهنگی هستند که عمدتاً در جنوب و جنوب غرب محدوده رخنمون دارند و به سمت شمال در زیر رسوبات کواترنری مدفون می‌شوند (شکل ۲).

زمین‌شناسی، کانی‌سازی و شیمی کانسنگ اصلی منطقه پدهید که همان کانی مگنتیت است، برای اولین بار در این مقاله مورد بررسی تفصیلی قرار می‌گیرد. در نهایت با تلفیق اطلاعات سنگ‌شناسی، آلتراسیون، کانه‌زایی و بهره‌گیری از شیمی عناصر فرعی و نادر خاکی در کانی مگنتیت، نوع کانی‌سازی و مدل تشکیل آن بحث می‌شود. مطالعه دقیق این کانه‌زایی می‌تواند بخشی از ناشناخته‌های کانی‌سازی‌های آهن منطقه کوه سرهنگی را آشکارتر کرده و پازل ذخایر آهن موجود در این محدوده را کامل‌تر کند. امید است تا مطالعات این پروژه بتواند در آینده الگوی اکتشافی مناسبی برای این قسمت از شمال شرق ایران ارائه دهد و شاهد فعالیت‌های معدنکاری گسترده‌تر باشیم.

زمین‌شناسی

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

قدیمیترین واحد سنگی در منطقه کوه سرهنگی، اسلیت و فیلیت‌های سری مراد هستند که بخش زیادی از شرق تا غرب محدوده را شامل می‌شوند. این سنگ‌ها در مجاورت توده‌های گرانیتی به صورت میکا شیست‌های گارنت‌دار و استارولیت‌دار مشاهده می‌شوند (شکل ۲). سازند دگرگون شده سلطانیه (دولومیت تبلور مجدد یافته و اسلیت) به سن پرمین بالایی و سری زبرکوه (دولومیت تبلور مجدد یافته، مرمر و کوارتزیت) به سن کامبرین زیرین- میانی در نیمه غربی محدوده کوه سرهنگی بر روی سری مراد قرار گرفته‌اند. این مجموعه طی تحولات کوهزایی کاتانگایی دچار دگرگونی و دگرشکلی شده‌اند (نوزعیم و همکاران، ۱۳۹۴).



شکل ۲. نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه کوه سرهنگی برگرفته از نوزعیم و همکاران (۱۳۹۴): با تغییرات توسط نویسندگان، همراه با موقعیت برخی کانسارها و مناطق اکتشافی آهن و موقعیت منطقه پده‌بید.

عمدتاً عدسی شکل هستند و به سمت مرزهای بلوری باریک شده‌اند، شکل می‌گیرند (Rowe and Rutter, 1990). افزایش بیشتر دما همراه با تبلور مجدد دینامیکی باعث شکل‌گیری مرزهای دندانه‌دار دانه‌ها می‌شود (Groshong, 1988). ماکل‌های کلسیت موجود در سنگ آهک‌های منطقه پده‌بید عمدتاً نازک تا کمی پهن هستند که نشانگر دمای دگرشکلی حدود ۱۷۰ تا ۲۵۰ درجه سانتیگراد است (شکل ۴ ب). رگچه‌های کوارتز، کلسیت و اکسید آهن و دانه‌های پراکنده پیریت عمدتاً اکسیده شده از کانی‌های ثانویه مهم در سنگ آهک‌ها است. واحدهای دولومیتی نیز ریزدانه تا متوسط‌دانه بوده و با رنگ کرم تا خاکستری روشن و ظاهری زبر و خشن در صحرا مشخص می‌شوند. درز و شکستگی‌های سیستماتیک زیادی در آنها دیده می‌شود که گویای تنش تکتونیکی بالای منطقه کوه سرهنگی می‌باشد (شکل ۴ پ و ت). رگچه‌های کلسیت، کوارتز و اکسید آهن همراه با پیریت پراکنده از کانی‌های ثانویه این واحدها نیز محسوب می‌شوند. تناوبی از لایه‌های اسلیت و فیلیت و متاچرت در این واحدهای کربناته در برخی نقاط به خصوص بخش‌های شمالی محدوده دیده می‌شوند (شکل ۳).

واحد متاریولیت تنها سنگ آتشفشانی محدوده است که در جنوب منطقه پده‌بید گسترش دارد. این سنگ آتشفشانی دگرگون شده در دیگر مناطق کوه سرهنگی نیز گزارش شده و به نظر می‌رسد در یک توالی رسوبی-آتشفشانی زبردریایی پرکامبرین- کامبرین زیرین تشکیل شده است. بافت این سنگ پورفیری بوده و درشت بلورهای فلدسپار آلکان و کوارتز در یک زمینه دانه‌ریز از فلدسپار و کوارتز همراه با کانی‌های ثانویه دیده می‌شوند. زیرکن و مگنتیت مهمترین کانی‌های فرعی آن می‌باشند.

زمین‌شناسی محلی و سنگ‌نگاری

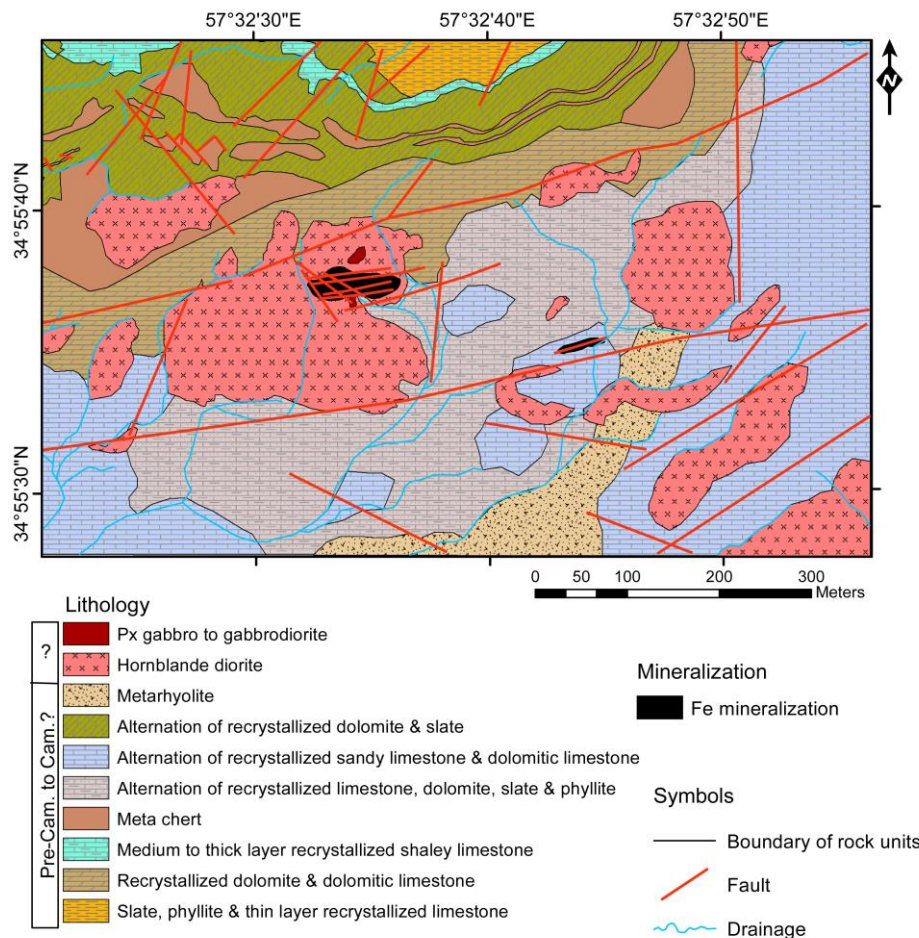
زمین‌شناسی منطقه پده‌بید عمدتاً از واحدهای رسوبی دگرگون شده نئوپروتروزوئیک فوقانی- کامبرین زیرین تشکیل شده است که تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین و دگرشکلی حاصل از فعالیت‌های زیاد تکتونیکی قرار گرفته‌اند. این واحدها شامل اسلیت، فیلیت، متاچرت، سنگ آهک دولومیتی، سنگ آهک شیلی، سنگ آهک ماسه‌ای و دولومیت تبلور مجدد یافته است (شکل ۳ و ۴ الف). براساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قاسم‌آباد (سهندی و همکاران، ۱۳۸۹) بخش اعظم این واحدهای رسوبی دگرگون شده متعلق به سازند سلطانیه هستند. سنگ آهک‌ها نازک‌لایه تا ضخیم‌لایه بوده و امتداد لایه‌بندی عموماً شمال شرقی- جنوب غربی است (شکل ۴ الف). بافت آنها ریزدانه تا متوسط‌دانه بوده و عمدتاً از دانه‌های کلسیت هم‌بعد تشکیل شده‌اند. کانی‌های رسی و کوارتز مهمترین کانی‌های دیگر موجود در این واحدها هستند. آثار دگرریختی (دگرشکلی) را می‌توان به خوبی در دانه‌های کلسیت مشاهده نمود. براساس مطالعات (Groshong et al., 1984) تغییرات ریخت‌شناسی مختلفی در ماکل‌های کلسیت همراه با افزایش دمای دگرشکلی صورت می‌پذیرد که از آن به عنوان یک ژئوترمومتر می‌توان استفاده نمود. دمای دگرشکلی را از روی ضخامت ماکل‌های کلسیت می‌توان محاسبه نمود (David et al., 2004): ۱- ماکل‌های نازک کلسیت در دمای زیر ۲۰۰ درجه و عمدتاً ۱۷۰ درجه سانتیگراد تشکیل می‌شوند، ۲- ماکل‌های ضخیم در دمای حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه شکل می‌گیرند، و ۳- در دمای حدود ۳۰۰ درجه سانتیگراد تبلور مجدد دینامیکی یک سازوکار دگرریختی مهم در کلسیت است (Weber et al., 2001). در دمای بالای ۳۰۰ درجه ماکل‌هایی که

تجزیه هورنبلندها و پلاژیوکلازها هستند. آلتراسیون پروپیلیتی شدید تا متوسط به ویژه در نزدیکی زون کانی سازی توده هورنبلند دیوریت را تحت تاثیر قرار داده است. همراه با این توده نفوذی کانی سازی دیده نمی شود، تشکیل اسکارن در مجاورت آن دیده نشده و تنها اثر حرارتی آن بر سنگهای کربناته مجاور مشخص است. در مرکز منطقه، این واحد فقط میزبان زون کانی سازی اصلی منطقه پدهبید است.

رخمون های کوچکی از واحد پیروکسن گابرو تا گابرو دیوریت در مجاورت زون کانی سازی در مرکز محدوده مشاهده می گردند (شکل ۳ و ۴ ج) که با بافت درشت دانه و رنگ سبز تیره از واحد دیوریتی متمایز می شوند. بافت این توده هیپیدئومورف گرانولار درشت دانه متشکل از پیروکسن های درشت بلور (دیوپسید تا اوژیت دیوپسیدی، تا اندازه ۵ میلی متر و مقدار ۵۰ تا ۵۵ درصد حجم سنگ)، پلاژیوکلاز (تا اندازه ۱/۵ میلی متر و حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد) و گاهی هورنبلند (تا اندازه ۱ میلی متر و حدود ۱۰ درصد) است (شکل ۴ ح). آلتراسیون پروپیلیتی این واحد را تحت تاثیر قرار داده و کانی های ثانویه کلریت، کلسیت و بعضاً سریسیت به شکل جانشینی در پلاژیوکلاز و پیروکسن ها و در متن سنگ مشاهده می گردند. مگنتیت مهمترین کانی کدر سنگ است که هم به شکل اولیه (مربوط به خود توده آذرین) حدود ۲ تا ۳ درصد و هم به شکل ثانویه و پراکنده و با بافت اسکلتی (محصول محلول کانه دار) حدود ۴ تا ۵ درصد مشاهده می شود.

درشت بلورهای کوارتز، اغلب در اثر اعمال نیروهای فشاری حاصل از دگرگونی ناحیه ای و حرکات تکتونیکی به صورت بلورهای خرد شده با حاشیه های مضرسی و سایه فشاری دیده می شوند و درشت بلورهای فلدسپار آلکالی ساختار سیگما را نشان می دهند. سریسیت نیز از کانی های ثانویه مهم در این واحد است که جهت یابی از خود نشان می دهد.

توده هورنبلند دیوریت با مورفولوژی نسبتاً خشن و رنگ سبز گسترده ترین رخمون سنگ آذرین در منطقه پدهبید است که بعضاً مرز گسلی با واحدهای رسوبی - آتشفشانی دگرگون شده دارد و یا زون های گسلی محل مناسبی برای نفوذ این توده بوده است (شکل ۳). بافت آن هیپیدئومورف گرانولار متوسط تا درشت دانه است و پلاژیوکلاز و هورنبلند کانی های اصلی آن محسوب می شوند (شکل ۴ ث). اندازه بلورهای پلاژیوکلاز (آندزین) و هورنبلند تا اندازه ۱/۵ میلی متر می رسد. مقدار هورنبلند گاهی تا ۲۵ درصد حجم سنگ می رسد. فلدسپار آلکالین به مقدار ۲ تا ۳ درصد در برخی قسمتها دیده می شود. همچنین بیوتیت تا اندازه ۰/۴ میلی متر و در حد ۲ تا ۳ درصد به عنوان کانی فرعی مشاهده می شود (شکل ۴ ج). آپاتیت و زیرکن مهمترین کانی های فرعی این واحد هستند و کانی مگنتیت به عنوان کانی کدر سنگ به هر دو شکل اولیه و ثانویه دیده می شود. مقدار مگنتیت اولیه حدود ۲ تا ۳ درصد است که در نزدیکی زون کانی سازی اصلی منطقه، مگنتیت های ثانویه حاصل از کانی سازی به شکل افشان به آن اضافه شده و تا حدود ۲۰ درصد می رسد. اپیدوت، کلریت و کلسیت و کمتر کوارتز مهمترین کانی های ثانویه این واحد هستند که حاصل



شکل ۳. نقشه زمین شناسی - کانی سازی منطقه پدهبید.

روش مطالعه

مطالعات انجام شده شامل مطالعات صحرایی- آزمایشگاهی به منظور تهیه نقشه زمین شناسی- کانی سازی با مقیاس ۱:۲۰۰۰، مطالعه بیش از ۴۰ مقطع نازک جهت بررسی پتروگرافی و آلتراسیون و ۱۵ مقطع نازک صیقلی و بلوک صیقلی جهت بررسیهای کانه نگاری و آنالیز تعداد ۱۱ نمونه کانه مگنتیت جداسازی شده به روش ICP-OES در آزمایشگاه زرآما برای عناصر فرعی و نادر خاکی بوده است. لازم به ذکر است که کانسنگ منطقه پدهبید ابتدا با دقت خردایش و بعد توسط میکروسکوپ بینوکلار مطالعه شد. سپس کانیهای باطله و سولفیدی از مگنتیت به صورت دستی و یا با استفاده از آهنربا جدا گردیدند. همچنین برای شناسایی کلسیت از دولومیت، مقاطع نازک سنگهای کربناته با آلیزارین رنگ آمیزی شدند.

کانی سازی و کانی شناسی کانسنگ

بخش اصلی کانی سازی آهن منطقه پدهبید در مرکز محدوده دیده می شود (شکل ۳). مطالعات صحرایی نشان می دهد که در این قسمت قطعاتی از سنگ- های کربناته عمدتاً دولومیتی تا آهک دولومیتی داخل توده نفوذی هورنبلند دیوریت به دام افتاده که به دلیل رخنمون کوچک بقایای آنها، قابل نشان دادن در مقیاس نقشه نبود. همچنین گسل خوردگی فراوانی در همین بخش دیده می شود که منجر به جا به جایی های متعددی شده و در واقع محیط مناسب برای نفوذ محلول کانه دار را فراهم نموده اند. زون کانی سازی مگنتیت در همین قسمت با کنترل ساختاری به شکل توده های، رگه- رگچه و افشان در گستره های با ابعاد حدود ۵۰ در ۲۵ متر همراه با هاله های از اسکارن حرارت پایین (با ضخامت حداکثر ۱۰۰ متر) تشکیل شده است که میزبان آن توده دیوریتی است (شکل های ۳ و ۵ الف تا پ).

اگرچه کانی سازی داخل توده دیوریتی دیده می شود، اما شواهد صحرایی نشان می دهد که این توده نمی توانسته نقشی در تشکیل کانه زایی داشته باشد. زیرا کانی های کالکسیلیکات حرارت بالا مانند گارنت و پیروکسن و شواهد اندواسکارن دیده نمی شود. از طرفی توده دیوریتی در دیگر نقاط منطقه رخنمون دارد و در سنگهای کربناته نفوذ کرده است، اما اثری از کانی سازی آهن در اطراف آن مشاهده نمی شود. لذا شواهد نشان می دهد که می بایست توده نفوذی منشاء کانی سازی در عمق باشد؛ محلول کانه دار از طریق زون گسلی به سطح راه پیدا کرده و باعث جانیشینی متاسوماتیسم، تشکیل اسکارن حرارت پایین، زون کانی سازی و آلتزه شدن توده نفوذی میزبان شده است.

بخشی از کانی سازی در رگچه های تکتونیک و فضاهای خالی ایجاد شده اطراف زون گسلی تشکیل شده است و با فاصله گرفتن از زون گسلی مقدار آن کاهش می یابد (شکل ۵ پ). شدت آلتراسیون پروپیلیتی نیز با دور شدن از مرز توده کم می شود. توده پیروکسن گابرو تا گابرو دیوریت که رخنمون های کوچکی از آن در مجاورت زون کانی سازی مشاهده می گردد و خود دارای کانه زایی مگنتیت است، ممکن است بخشی از توده منشاء باشد. علاوه بر مرکز محدوده، زون کانی سازی دیگری با کنترل ساختاری و در سنگ میزبان آهکی با روند تقریبی شمال شرقی- جنوب غربی دیده می شود (شکل ۳).

توده نفوذی در اطراف آن وجود ندارد و شواهد حکایت از تشکیل یک اسکارن حرارت پایین در این بخش دارد. به دلیل شباهت در نوع کانی ها و شکل و حالت کانه زایی، هر دو کانی سازی منطقه پدهبید از یک منشاء هستند. کانی های اولیه منطقه مگنتیت و پیریت است که با کانی های باطله کلسیت، کوارتز، کلریت و اپیدوت همراهی می شوند. کانی های ثانویه شامل گوتیت و هماتیت هستند.

مگنتیت: این کانی به شکل های توده ای، رگه ای، رگچه و افشان دیده می شود (شکل های ۴ ث و ج و ۵ الف تا پ) و اصلی ترین کانه کانسنگ منطقه می باشد. در بخش توده ای و رگه ای مقدار مگنتیت از ۵۰ تا ۹۰ درصد در زون کانی سازی متغیر است. رگچه هایی از مگنتیت به ضخامت حداکثر ۵ سانتیمتر در توده نفوذی دیوریتی و مجاورت زون گسلی وجود دارند (شکل ۵ پ). مگنتیت به صورت پراکنده در توده دیوریتی و گابرویی تا ۲۰ درصد حجم سنگ مشاهده می گردد و عمدتاً بافت اسکلتی دارد. مگنتیت ها عمدتاً بی شکل تا نیمه شکل- دار بوده و اندازه آنها تا ۱/۵ میلیمتر می رسد. این کانی از حاشیه و در امتداد رخ و درز و شکستگیها به هماتیت تبدیل شده است (بافت مارتیتی) که مقدار آن از ۱۰ تا گاهی ۷۰ درصد متغیر است (شکل ۵ ت).

پیریت: این کانی تنها کانی سولفیدی کانسنگ است که مقدار آن بین ۱ تا ۱۵ درصد در برخی قسمت ها متغیر است. پیریت همراه با مگنتیت توده ای و رگه ای و به شکل پراکنده دیده می شود (شکل ۵ ث و ج). اندازه بلورهای آن بین ۰/۵ تا ۱ میلیمتر متغیر بوده و اغلب شکل دار تا نیمه شکل دار هستند. روابط بافتی نشان می دهد که بخش اعظم پیریت همزمان با مگنتیت تشکیل شده است. حدود ۳۰ تا ۹۰ درصد دانه های پیریت به گوتیت تبدیل شده اند (شکل ۵ ث و ج).

هماتیت و گوتیت: فراوانترین کانی های ثانویه منطقه هماتیت و گوتیت هستند. هماتیت در قالب بافت مارتیتیزاسیون از جانیشینی مگنتیت تشکیل شده است (شکل ۵ ت) و مقدار آن بین ۵ تا ۴۰ درصد متغیر است. بخش زیادی از هماتیت ها بر اثر فرایند اکسیداسیون به گوتیت تبدیل شده اند. گوتیت از اکسید شدن پیریت و هماتیت تشکیل شده است و مقدار آن تا ۲۵ درصد حجم کانسنگ می رسد. بافت کلوفرم در برخی قسمت ها دیده می شود (شکل ۵ ج). محلول گرمایی محتوی آهن، گوگرد، کلسیم، منیزیم و سیلیسیم از طریق زون گسلی بالا آمده و موجب جانیشینی متاسوماتیسم قطعات سنگ های کربناته و تشکیل یک مگنتیت اسکارن همراه با شکل گیری کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز در توده دیوریتی میزبان شده است. اکسیداسیون بعدی این کانی ها طی فرایند هوازدگی منجر به تشکیل هماتیت و گوتیت شده است (شکل ۶).

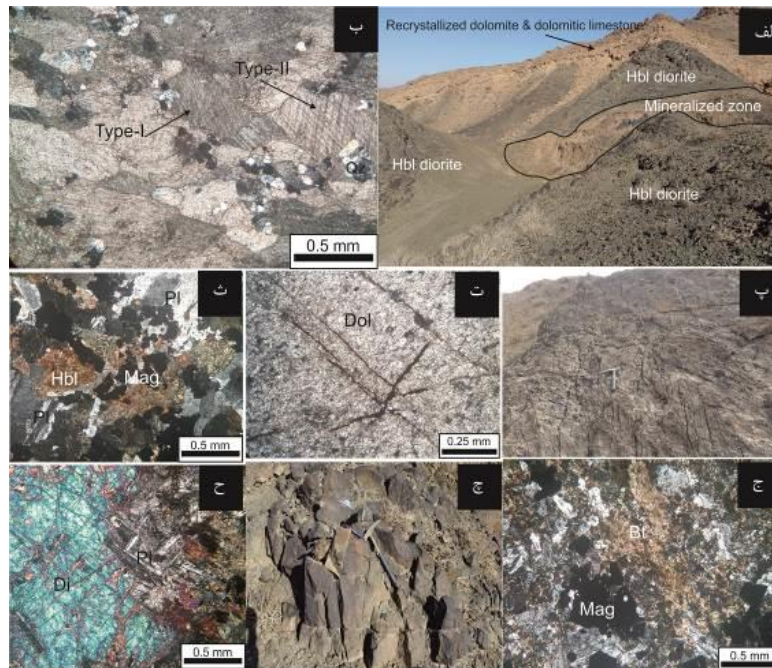
شیمی مگنتیت

مگنتیت می تواند تنوعی از عناصر فرعی را در ساختار کریستالی خود جای دهد. اما عناصر اسپینلی مانند $Zn, Ni, Co, Mn, Cr, V, Ti, Al, Mg$ و Ga نسبت به دیگر عناصر غنی تر هستند؛ چون به آسانی جانشین Fe^{2+} و Fe^{3+} در ساختار اسپینلی مگنتیت می شوند (Deer et al., 1992). همچنین De Sitter و همکاران (1977) نشان دادند که Ca^{2+} می تواند جانشین آهن فرو در ساختار مگنتیت شود، بطوریکه ممکن است مقدار این عنصر در مگنتیت تا ۶/۶۷ درصد برسد. عناصر نادر خاکی نیز می توانند جانشین Ca^{2+} شوند.

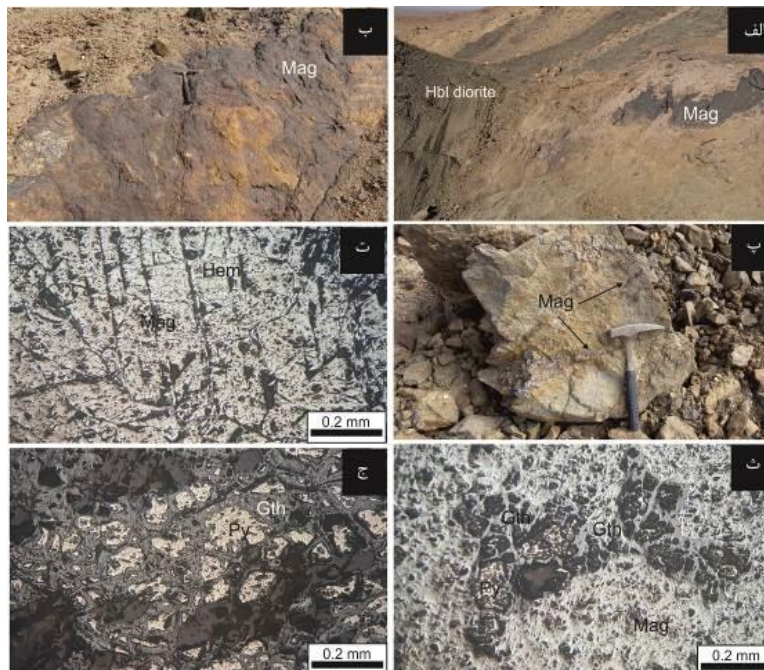
نتایج آنالیز شیمی مگنتیت های منطقه پدهبید در جدول ۱ ارائه شده اند. نمودار عناصر نادر خاکی (REE) مگنتیت که نسبت به کندریت بهنجار شده الگوی تقریباً مشابهی را در همه نمونه ها نشان می دهد. همچنین یک غنی- شدگی ضعیف نسبی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) دیده می شود (شکل ۷). مقدار REE در مگنتیت های پدهبید بین ۱۲/۵ تا ۱۵ گرم در تن متغیر بوده که مقدار بسیار پایینی است (جدول ۱). مقدار نسبت $(La/Yb)_N$ در مگنتیت ها بین ۶/۷۴ تا ۲۶/۹۷ و مقدار Eu/Eu^* بین ۹/۶۷ تا ۲۳/۲۱ می باشد (جدول ۱ و شکل ۷).

گرم در تن، کلسیم بین ۱۷۸ تا ۲۲۳۰۳ گرم در تن، آلومینیوم بین ۱۰۴۲ تا ۲۶۱۱ گرم در تن، منیزیم بین ۳۰۳ تا ۱۳۳۵ گرم در تن و کروم بین ۸ تا ۲۸ گرم در تن متغیر است (جدول ۱).

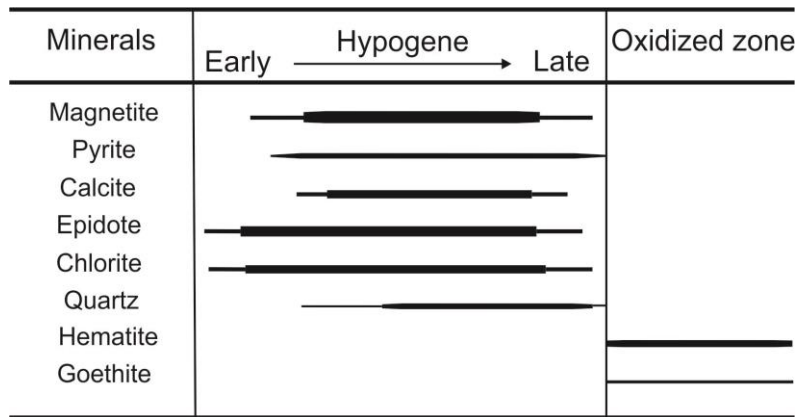
علاوه بر آن مقدار Ti بین ۰/۰۰۱ تا ۰/۰۶۶ درصد، گوگرد کمتر از ۰/۲ درصد و P کمتر از ۰/۰۱ درصد است که از این لحاظ جزء مگنتیت‌های کم تیتان، گوگرد و فسفر محسوب می‌شوند. همچنین مقدار منگنز بین ۱۸۰ تا ۱۱۲۱ گرم در تن، نیکل بین ۱۵ تا ۱۳۱ گرم در تن، وانادیوم بین ۳۲ تا ۳۶۲



شکل ۴. الف) نمای از واحد کربناته، توده دیوریتی و زون کانی‌سازی (دید به سمت شمال غرب)، ب) کلسیت نوع یک با ماکل نازک و کلسیت نوع دو با ماکل ضخیم‌تر در XPL، پ) ظاهر زبر و خشن واحد دولومیتی، ت) دولومیت دانه‌ریز در XPL، ث) بافت هیپیدئومورف گرانولار و بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلاز همراه با کانی‌سازی مگنتیت در توده هورنبلند دیوریت در XPL، ج) بیوتیت در توده دیوریتی در XPL، چ) رخنمون توده پیروکسن گابرو تا گابرو دیوریت در صحرا، ح) بلورهای درشت دیوپسید و پلاژیوکلاز در توده گابرویی در XPL (Mag) = مگنتیت، Hbl = هورنبلند، Pl = پلاژیوکلاز، Qz = کوارتز، Dol = دولومیت، Bt = بیوتیت، Di = دیوپسید (Whitney and Evans, 2010).



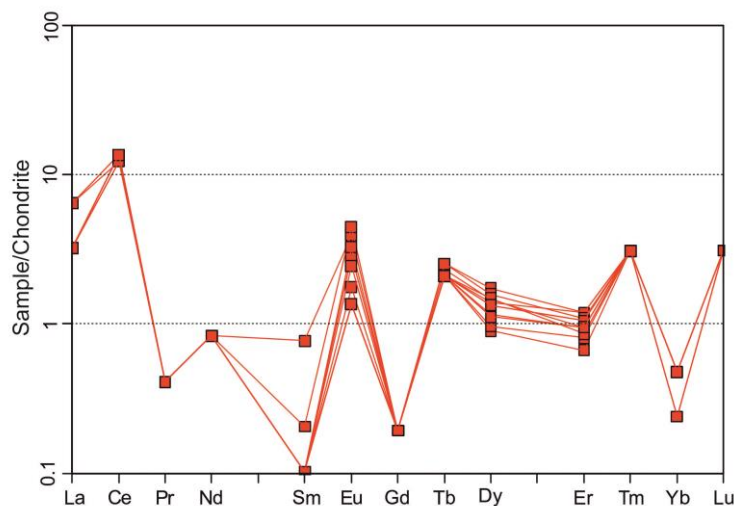
شکل ۵. الف) کانی‌زایی توده‌ای - رگه‌ای مگنتیت با کنترل ساختاری در واحد دیوریتی (دید به سمت شمال غرب)، ب) مگنتیت توده‌ای همراه با پیریت‌های اکسید شده، پ) رگه‌های مگنتیت در توده دیوریتی، ت) مگنتیت با بافت مارتیتی در PPL، ث) تبدیل پیریت به گوتیت که توسط مگنتیت احاطه شده است در PPL، ج) تبدیل پیریت به گوتیت و بافت کلوفر در گوتیت در PPL، (Mag) = مگنتیت، Hem = هماتیت، Py = پیریت، Gth = گوتیت (Whitney and Evans, 2010).



شکل ۶. توالی پاراژنزی کانی‌های فلزی و غیرفلزی منطقه پدهبید.

جدول ۱. نتایج آنالیز عناصر فرعی و نادر خاکی (گرم در تن) در مگنتیت.

شماره نمونه	PC-1	PC-2	PC-3	PC-4	PC-5	PC-6	PC-7	PC-8	PC-10	PM-8	PM-9
Al	۱۵۶۰	۱۹۲۳	۱۵۶۹	۱۲۹۲	۲۰۲۱	۲۶۱۱	۱۵۲۵	۱۷۷۱	۱۰۴۲	۲۰۵۳	۲۴۳۸
Ca	۲۲۳۰۳	۲۰۳۰	۲۸۲	۱۷۸	۴۹۲	۲۴۲	۱۱۱۳	۲۲۸۶	۶۵۰۴	۳۸۴	۶۵۸
Co	۱۰	۲	۹	۱۳	۱	۱۶	۴	۵۱	۹	۳	۱۰
Cr	۸	۲۸	۱۸	۱۳	۱۴	۲۱	۱۵	۱۶	۱۳	۱۶	۱۸
Mn	۱۱۲۱	۳۳۲	۵۰۴	۱۸۰	۲۹۱	۲۶۱	۲۰۰	۵۲۵	۴۰۲	۲۳۵	۲۹۵
Mg	۹۵۲	۱۱۰۸	۱۱۲۳	۲۹۸	۶۶۲	۶۱۵	۳۰۳	۴۷۲	۱۳۳۵	۶۸۵	۶۵۷
Na	۲۵۰	۳۷۵	۲۵۶	۲۱۳	۲۹۸	۵۴۸	۲۷۳	۲۴۳	۲۴۱	۲۸۲	۴۲۸
Ni	۴۷	۱۵	۲۸	۵۰	۲۷	۶۴	۳۲	۱۳۱	۵۲	۲۵	۵۸
P	۴۴	۴۱	۵۵	۱۵	۱۰۸	۱۵۳	۵۱	۱۰	۱۵	۶۵	۱۰۵
Rb	۲	۲	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Sr	۵۴	۲۳	۱۲	۳	۲۴	۱۵	۳۷	۱۸	۱۷	۱۵	۱۳
S	۴۰۱	۴۱۸	۱۶۲	۲۵۵	۲۰۰	۲۷۵۵	۱۰۶۴	۱۹۲۰	۱۱۴	۱۲۴	۱۹۷۲
Ta	< ۰/۱	۰/۱۲	۰/۱۲	< ۰/۱	< ۰/۱	۰/۱۴	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	۰/۱۱	۰/۱۶
Th	۰/۳۷	۰/۴	۰/۲۳	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۵۵	< ۰/۱	< ۰/۱	۰/۱	۰/۲۴	۰/۳۲
Ti	۱۰	۶۶۸	۴۴۰	۱۲۲	۲۰۷	۵۹۵	۲۳۴	۳۰۲	۵۴	۲۳۴	۴۹۰
V	۵۸	۹۸	۶۷	۷۵	۵۹	۳۶	۱۲۱	۳۶۲	۲۲۰	۵۹	۳۲
Y	۲/۵	۱/۹	۲/۵	۱/۳	۲	۱/۷	۱/۵	۲/۱	۲/۳	۱/۶	۱/۶
Zr	۲۴	۲۷	۲۶	۲۵	۲۵	۳۸	۲۴	۲۳	۲۴	۲۵	۳۸
La	۱	۲	۱	۱	۱	< ۱	۱	۲	۲	< ۱	< ۱
Ce	۱۰	۱۱	۱۱	۱۱	۱۱	۱۱	۱۰	۱۱	۱۰	۱۰	۱۱
Pr	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵
Nd	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵
Sm	< ۰/۰۲	۰/۱۵	< ۰/۰۲	< ۰/۰۲	۰/۰۴	< ۰/۰۲	< ۰/۰۲	< ۰/۰۲	< ۰/۰۲	< ۰/۰۲	< ۰/۰۲
Eu	< ۰/۱	۰/۲۹	۰/۳۱	< ۰/۱	۰/۳۳	< ۰/۱	< ۰/۱	۰/۲۴	۰/۱۳	۰/۱۸	< ۰/۱
Gd	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵	< ۰/۰۵
Tb	< ۰/۱	۰/۱۱	۰/۱۲	< ۰/۱	۰/۱۲	< ۰/۱	< ۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	< ۰/۱
Dy	۰/۴۵	۰/۴۷	۰/۵۶	۰/۲۹	۰/۵۱	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۴۸	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۳۶
Er	۰/۲۵	۰/۲	۰/۲۵	۰/۱۴	۰/۲۳	۰/۲	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲
Tm	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱
Yb	۰/۱	< ۰/۰۵	۰/۱	< ۰/۰۵	۰/۱	۰/۱	< ۰/۰۵	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Lu	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱	< ۰/۱
(La/Yb) _N	۶/۷۴	۲۶/۹۷	۶/۷۴	۱۳/۴۸	۶/۷۴	۶/۷۴	۱۳/۴۸	۱۳/۴۸	۱۳/۴۸	۶/۷۴	۶/۷۴
(Pr/Yb) _N	۰/۸۵	۱/۷۱	۰/۸۵	۱/۷۱	۰/۸۵	۰/۸۵	۱/۷۱	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۵
Eu/Eu*	۹/۶۷	۱۰/۲۴	۲۰/۳	۹/۶۷	۲۲/۵۶	۹/۶۷	۹/۶۷	۲۳/۲۱	۱۲/۵۷	۱۷/۴	۹/۶۷
REEΣ	۱۲/۸۲	۱۵/۰۷	۱۴/۰۶	۱۳/۵	۱۴/۱۳	۱۳/۶۹	۱۲/۵۵	۱۴/۹۲	۱۳/۸	۱۲/۸۵	۱۳/۶۸



شکل ۷. الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت در مگنتیت پدهبید (مقادیر داده‌های کندریت از (Boynton (1985)).

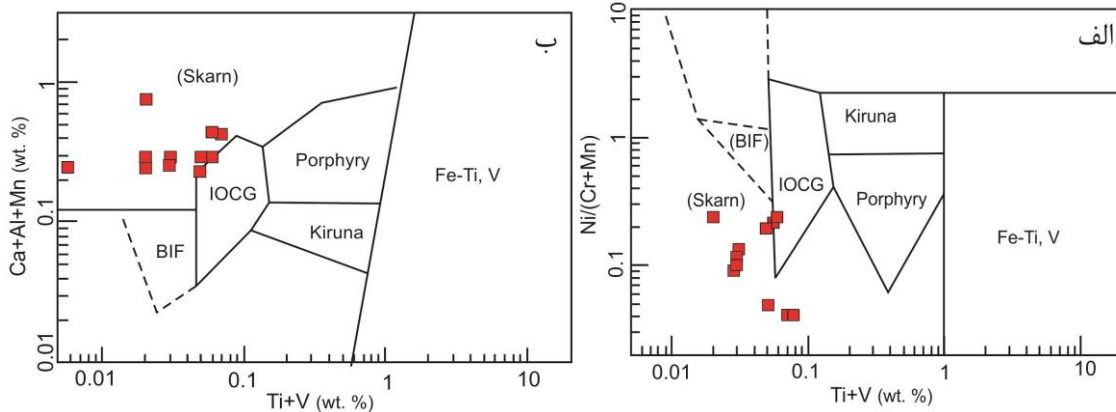
بحث و نتیجه‌گیری

تعیین نوع کانه‌زایی پدهبید

دیده می‌شود، در مگنتیت‌های پدهبید وجود ندارد. علاوه بر شیمی مگنتیت، شواهد کانی‌شناسی (نبود آپاتیت) و آلتراسیون (عدم وجود آلتراسیون‌های خاص سدیک-کلسیک)، نشان می‌دهد که آهن پدهبید نمی‌تواند نوع کایرونا باشد. مقایسه الگوی عناصر نادر خاکی مگنتیت‌های منطقه پدهبید با کانسنگ مگنتیتی ذخایر آهن گرمایی نشان می‌دهد که ناهنجاری Eu مثبت در هر دو وجود دارد، اما غنی‌شدگی شدید LREE نسبت به HREE که از مشخصات کانسارهای گرمایی است (Tallarico et al., 2005)، در پدهبید مشاهده نمی‌گردد. همچنین ناهنجاری بسیار مثبت Eu همراه با ناهنجاری منفی Ce از ویژگی‌های بارز کانسارهای آهن رسوبی (BIF) است (Oksuz and Koc, 2009). ناهنجاری مثبت Eu در این کانسارها را نتیجه اضافه شدن سیالات گرمایی داغ و غنی از Eu به اقیانوس‌ها در نظر می‌گیرند (Barret et al., 1988). ناهنجاری قوی و منفی Ce نیز از مشخصات کانسارهای آهن گرمایی زبرداری است (Fryer, 1977). وجود ناهنجاری مثبت Eu و منفی Ce در کانسارهای آهن رسوبی نشان دهنده رسوبگذاری شیمیایی کانسنگ در حضور سیالات گرمایی زبرداری است. اگرچه ناهنجاری مثبت Eu در مگنتیت‌های مورد مطالعه وجود دارد؛ اما شواهد صحرایی و بافت و ساخت کانی‌سازی، رسوبی بودن آهن پدهبید را کاملاً نفی می‌کند. در الگوی عناصر نادر خاکی کانسنگ پدهبید، ناهنجاری قوی و مثبت Eu و Ce همراه با ناهنجاری قوی و منفی Gd, Yb و Sm خودنمایی می‌کند که از ویژگی‌های منحصر به فرد آن است. مقایسه این الگو با ذخایر آهن اسکارن می‌سی فنلاند (Niiranen et al., 2005) تفاوت قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد. اما این مسئله نمی‌تواند اسکارن بودن کانسنگ پدهبید را منتفی کند؛ زیرا اسکارن‌زایی و جاننشینی متاسوماتیزم پدیده بسیار پیچیده‌ای بوده و عوامل مختلفی مانند ترکیب شیمیایی ماگمای مادر، سنگ کربناته میزبان، دما و غیره آن را کنترل می‌کند. بنابراین ضرورتی ندارد که الگوی عناصر نادر خاکی اسکارن آهن پدهبید مشابه الگو اسکارن‌های آهن فنلاند باشد. آنچه مهم است شواهد صحرایی، کانی‌شناسی، آلتراسیون و ساخت و بافت کانی‌سازی است که حکایت از تشکیل یک آهن نوع اسکارنی دارد.

مقدار عناصر فرعی و نادر خاکی در کانی مگنتیت وابسته به شرایط فیزیکوشیمیایی محلول کانه‌دار بوده و در کانسارهای مختلف متفاوت است. همین ویژگی باعث شده است تا از ترکیب شیمیایی مگنتیت به عنوان شاخص نوع کانسار استفاده شود (Carew et al., 2006; Singoyi et al., 2006; Rusk et al., 2009; Dupuis and Beaudoin, 2011; Zhang et al., 2011; Nadoll et al., 2012). برای مثال کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کایرونا نسبت به ذخایر IOCG از مقدار Ti و V بالاتری برخوردار هستند. همچنین مگنتیت در کانسارهای نوع کایرونا، مقدار Al, Cr و Mn نسبتاً پایینی دارند (Nyström and Henriquez, 1994). مقدار Ti و V در مگنتیت‌های ذخایر پورفیری مشابه به کانسارهای کایرونا است، اما میزان عناصر Ca, Al, Mn در پورفیری‌ها بیشتر و مقدار Ni در ساختار مگنتیت کمتر است. ذخایر آهن در کمپلکس‌های مافیک-ترامافیک لایه‌ای نیز با بیشترین مقدار Ti و V مشخص می‌شوند. اگرچه مگنتیت‌هایی با Ti پایین معمولاً جزء مشخصات کانسارهای IOCG است، اما این ویژگی در ذخایر اسکارن نیز دیده می‌شود. با این تفاوت که نسبت‌های Ni/(Cr+Mn) متغیرتری دارند (Dupuis and Beaudoin, 2011). غلظت‌های بالای منگنز یکی از ویژگی‌های اسکارن‌های آهن هیدروترمالی است. براساس نمودارهای Ca+Al+Mn و Ni/Cr+Mn در مقابل Ti+V (Dupuis and Beaudoin, 2011)، نمونه‌های مگنتیت پدهبید در محدوده اسکارن قرار می‌گیرند (شکل ۸). این مسئله مطابق با شواهد زمین‌شناسی و کانه‌زایی منطقه پدهبید است. تزریق محلول کانه‌دار غنی از آهن از طریق زون‌های گسلی به داخل سنگ‌های کربناته منجر به تشکیل یک مگنتیت اسکارن شده است.

همچنین مجموع مقدار عناصر نادر خاکی در مگنتیت کانسارهای مختلف بسیار اندک (تقریباً کمتر از ۵ گرم در تن) با یک تفریق کوچک یا کاهیدگی در عناصر نادر خاکی سبک است. مگنتیت‌های ذخایر کایرونا بالاترین مقدار عناصر نادر خاکی (کمتر از ۱۰۰ گرم در تن) را در خود جای می‌دهند و معمولاً یک غنی‌شدگی مشخص LREE نسبت به HREE با نسبت $(La/Yb)_N$ کمتر از ۶۱ در آنها دیده می‌شود (Frietsch and Perdahl, 1995). مقدار مجموع REE در مگنتیت‌های منطقه پدهبید پایین بوده (کمتر از ۱۵ گرم در تن) و نسبت $(La/Yb)_N$ کمتر از ۲۷ است. همچنین روند منظم غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE با شیب زیاد و مشخص که در کانسارهای کایرونا

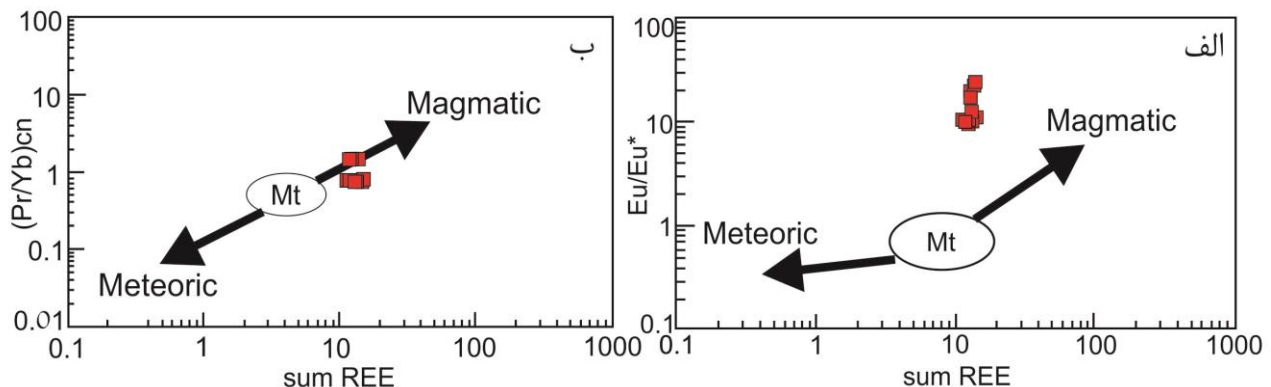


شکل ۸. ترکیب شیمیایی مگنتیت‌های منطقه پدبید در نمودارهای الف) $Ni/(Cr+Mn)$ در مقابل $Ti+V$ و ب) $Ca+Al+Mn$ در مقابل $Ti+V$ (Dupuis and Beaudoin, 2011).

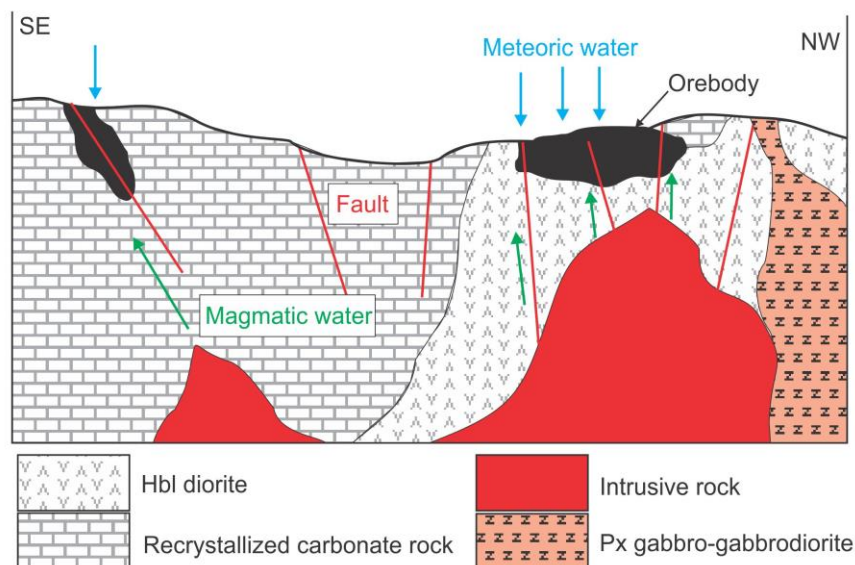
مدل تشکیل

به کنترل گسلی زون اصلی کانه‌دار، تشکیل جانشینی متاسوماتیزم با مشخصه کانی‌های آبدار حرارت پایین و همراهی مگنتیت با کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز اشاره کرد. همچنین نبود کانی‌های کالک‌سیلیکاته دما بالا مانند گارنت و پیروکسن و عدم تشکیل زون‌های گارنت اسکارن یا پیروکسن اسکارن در مجاورت توده هورنبلند دیوریت نشان می‌دهد که این توده نفوذی نقشی در تشکیل کانی‌سازی مگنتیت نداشته است. از طرفی این توده در دیگر نقاط ناحیه نیز در سنگ‌های کربناته نفوذ کرده ولی منجر به اسکارن‌زایی نشده است. لذا می‌توان گفت که احتمالاً توده نفوذی جوانتر دیگری در عمق حضور دارد که منشاء کانی‌سازی منطقه است. این احتمال وجود دارد که توده گابرویی-گابرودیوریتی که رخنمون‌های کوچکی از آن در اطراف زون کانی‌سازی اصلی دیده می‌شود، نقشی در تشکیل ذخیره آهن داشته باشد، ولی اثبات این مسئله نیاز به بررسی‌های عمقی دارد. محلول ماگمایی کانه‌دار نشأت گرفته از توده منشاء از طریق گسل به بالا راه پیدا کرده، با سیالات جوی اندکی مخلوط شده و منجر به تشکیل اسکارن حرارت پایین در واحد کربناته، کانی‌سازی آهن در زون گسلی و فضاهای خالی و درز و شکستگی‌های موجود در توده نفوذی و تشکیل آلتراسیون پروپیلیتی در توده نفوذی شده است. احتمالاً زون اسکارن دما بالا مانند گارنت اسکارن می‌بایست در مجاورت توده منشاء در عمق حضور داشته باشد (شکل ۱۰).

معمولاً منشاء محلول کانه‌دار در ذخایر اسکارن، سیالات ماگمایی نشأت گرفته از توده نفوذی است. این حالت خصوصاً در ذخایر اسکارن حرارت بالا که در مجاورت توده نفوذی تشکیل می‌شوند، به وضوح به اثبات رسیده است. با دور شدن از توده نفوذی منشاء، سیالات جوی نیز وارد عمل شده و باعث کاهش دما و شوری سیال ماگمایی، تشکیل کانی‌های آبدار آلتراسیونی و دگرگونی پسروده می‌شوند. همچنین گاهی سیالات جوی با شستشوی سنگ-های غنی از آهن و واکنش محلول حاصله با واحد کربناته، می‌توانند ذخایر اسکارنی را تشکیل دهند. Kato و همکاران (1999) با بررسی چهار اسکارن آهن در ژاپن، از پارامترهایی همچون Eu/Eu^* ، Ce/Ce^* ، $(Pr/Yb)_{cn}$ و $\sum REE$ برای تشخیص نوع منشاء محلول کانه‌دار استفاده کردند. برای تعیین منشاء محلول کانه‌دار در منطقه پدبید از نمودارهای Eu/Eu^* و $(Pr/Yb)_{cn}$ در مقابل $\sum REE$ (شکل ۹ الف و ب) استفاده شد. در هر دو شکل، نمونه‌ها تمایل بیشتری به محدوده ماگمایی نشان می‌دهند. این مسئله نشان می‌دهد که سیالات موثر در کانی‌سازی پدبید مخلوطی از آب‌های ماگمایی و جوی بوده که سهم سیال جوی کمتر است (شکل ۹ الف و ب). نفوذ آب‌های جوی را می‌توان از طریق زون‌های گسلی در منطقه توجیه نمود. شواهد صحرایی و کانی‌شناسی ماده معدنی نشان می‌دهند که کانی‌سازی آهن در منطقه پدبید از نوع اسکارن حرارت پایین است. از این شواهد می‌توان



شکل ۹. ترکیب شیمیایی مگنتیت‌های منطقه پدبید در نمودارهای الف) Eu/Eu^* در مقابل $\sum REE$ و ب) $(Pr/Yb)_{cn}$ در مقابل $\sum REE$ (Kato, 1999).



شکل ۱۰. مدل تشکیل احتمالی اسکارن آهن پدهبید (بدون مقیاس).

اهمیت اکتشافی

شواهدی از تشکیل اسکارن آهن در دیگر نقاط ناحیه کوه سرهنگی دیده شده است که از مهمترین آنها می‌توان به منطقه زبرکوه (نارویی و همکاران، ۱۳۹۶) در جنوب غربی منطقه پدهبید اشاره کرد. در زبرکوه نیز یک اسکارن حرارت پایین در کنار توده سینودئوریتی تشکیل شده و توده نفوذی نقشی در تشکیل کانه‌زایی نداشته است (نارویی و همکاران، ۱۳۹۶). تشابه زیادی به لحاظ کانی‌شناسی، ساخت و بافت و آلتراسیون بین کانه‌زایی‌های زبرکوه و پده-بید دیده می‌شود. از همین نوع کانی‌سازی در مناطق دیگری مشاهده شده که اطلاعات علمی و تفصیلی از آنها چاپ نشده است. این امکان وجود دارد که

ارتباطات ژنتیکی بین کانه‌زایی‌های زبرکوه، پدهبید و بقیه مناطق در عمق وجود داشته و حداقل بین این‌ها می‌بایست مورد مطالعات دقیق سطحی و زیرسطحی قرار گیرد. وجود کانسارهای اسکارن آهن در ناحیه کوه سرهنگی نشان می‌دهد که این محدوده پتانسیل بالایی برای اکتشاف آهن از نوع اسکارن دارد و می‌بایست مورد توجه بیشتری قرار گیرد.

تشکر و قدردانی

این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۲/۴۵۷۳۳ مورخ ۱۳۹۶/۱۰/۱۹ انجام شده است. از جناب آقای حمزه نادریان به علت همکاری‌های لازم در برداشت صحرایی سپاسگزاریم.

منابع

- ایمان‌پور، ب.، کریم‌پور، م.ح.، ملکزاده شفارودی، الف.، ۱۳۹۵، بررسی کانه‌زایی و ژئوشیمی کانسار آهن ده‌زمان، (جنوب غرب بردسکن) و مقایسه آن با کانسارهای آهن نوار، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴ (۲۴)، ص ۶۲۵-۶۳۸.
- براتی، م.، قلی‌پور، م.، ۱۳۹۲، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسار آهن ظفرآباد کردستان با استفاده از داده‌های عناصر جزئی و نادر خاکی کانی‌مگنتیت، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۲ (۵)، ص ۲۳۵-۲۵۴.
- حاجی میرزاجان، ح.، ملکزاده شفارودی، الف.، همام، س.م.، حیدریان شهری، م.ر.، ۱۳۹۶، الف، تعیین مدل کانه‌زایی مگنتیت-اسپیکولاریت در کانسار آهن ده‌زمان، استان خراسان رضوی: کانی‌شناسی، ساخت و بافت و آلتراسیون، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳ (۲۵)، ص ۵۴۳-۵۵۶.
- حاجی میرزاجان، ح.، ملکزاده شفارودی، الف.، همام، س.م.، حیدریان شهری، م.ر.، ۱۳۹۶، تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و مغناطیس‌سنجی در کانسار آهن آپاتیت‌دار ده‌زمان، استان خراسان رضوی، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۲ (۹)، ص ۳۳۵-۳۵۶.
- حاجی میرزاجان، ح.، ملکزاده شفارودی، الف.، همام، س.م.، حیدریان شهری، م.ر.، ۱۳۹۷، ژئوشیمی و خاستگاه کانسنگ مگنتیت-اسپیکولاریت آپاتیت‌دار کانسار آهن ده‌زمان، شمال شرقی زون تکتونیکی کاشمر- کرمان، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، در حال چاپ.
- سهندی، م.، قاسمی، م.ر.، اختیارآبادی، ی.، ۱۳۸۹، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قاسم آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شعبانی، س.، کریم‌پور، م.ح.، ملکزاده شفارودی، الف.، ۱۳۹۵، مطالعات کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی در کانسار آهن دلکن، استان خراسان رضوی، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه زنجان.
- ملکزاده شفارودی، الف.، کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۹۴، کانی‌سازی و مطالعات سیالات درگیر کانسار اکسید آهن - آپاتیت خائلق، شمال شرقی ایران، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۵ (۱۷)، ص ۵۹-۷۱.
- نارویی، ح.، ملکزاده شفارودی، الف.، کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۹۶، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسنگ اسکارن آهن و توده نفوذی سینودئوریتی میزبان در منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب باخاری بردسکن، استان خراسان جنوبی)، مجله پترولوژی، شماره ۳۱ (۸)، ص ۸۹-۱۱۰.
- نوزعیم، ر.، محجل، م.، یساقی، ع.، نصرآبادی، م.، ۱۳۹۳، تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگرشکلی پهنه برشی کوه سرهنگی در گرانتیت ده‌زمان، شمال باختری بلوک لوت، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱ (۲۲)، ص ۱۵-۲۶.

- نوزعیم، ر.، نصرآبادی. م.، محجل. م.، یساقی. ع.، ۱۳۹۴، کانی شناسی، پتروژنز و تفسیر جایگاه تکتونیکی گرانیت‌های منطقه کوهسرهنگی (شمال غرب بلوک لوت)، مجله پتروژنژی، شماره ۲۱ (۶)، ص ۱۷۷-۱۹۷.
- Acosta-Gongora. P., Gleeson. S.A., Samson. I.M., Ootes. L., Corriveau. L., 2014, Trace Element Geochemistry of Magnetite and Its Relationship to Cu-Bi-Co-Au-Ag-U-W Mineralization in the Great Bear Magmatic Zone, NWT, Canada, *Economic Geology*, Vol. 109, p. 1901-1928.
- Barret. T.J., Fralick. P.W., Jarvis I., 1988, Rare earth element geochemistry of some Archean iron formations North of Lake Superior, Ontario, *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 25. p. 570-592.
- Berzina. A., 2012, Platinum-group element geochemistry of magnetite from porphyry-Cu-Mo deposits and their host rocks (Siberia, Russia), *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, Vol. 86, No. 1, p. 106-117.
- Boynton. W.V., 1985, Cosmochemistry of the rare earth elements, *Meteorite studies*, In: Henderson. P., (eds.) *Rare Earth Element Geochemistry*, (Developments in Geochemistry 2), Elsevier, Amsterdam, p. 115-1522.
- Bonyadi. Z., Davidson. G.J., Mehrabi. B., Meffre. S., Ghazban. F., 2011, Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry, *Chemical Geology*, Vol. 281, p. 253-269.
- Carew. M.J., Mark. G., Oliver. N.H.S., Pearson. N., 2006, Trace element geochemistry of magnetite and pyrite in Fe oxide (+/-Cu-Au) mineralized systems: Insights into the geochemistry of ore-forming fluid, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 70, No. 18, p. A83-A83.
- Chen. W.T., Zhou. M.F., Li. X., Gao. J.F., Hou. K., 2015, In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: Cu-(Au, Fe) deposits in the Khetri copper belt in Rajasthan Province, NW India, *Ore Geology Reviews*, Vol. 65, p. 929-939.
- Daliran. F., 1990, The magnetite-apatite deposit of Mishdovan, East Central Iran, An alkali rhyolite hosted, 'Kiruna type' occurrence in the Infracambrian Bafq Metallotectonic (Mineralogic, Petro-graphic and geochemical study of the ores and the host rocks), Unpublished Ph.D. thesis, University of Karlsruhe, Karlsruhe, Germany, 248 pp.
- Dare. S.A., Barnes. S.J., Beaudoin. G., Méric. J., Boutroy. E., Potvin-Doucet. C., 2014, Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators, *Mineral. Deposita*, Vol. 49, p. 785-796.
- David. A.F., Alan. P.M., Mark. A.E., Martin. B., Richard. H.G.J., Charles. M.O., 2004, Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer, *Journal of Structural Geology*, Vol. 26, p. 1521-1529.
- Deer. W.A., Howie. R.A., Zussman. J., 1992, *An introduction to the rock-forming minerals* (2nd ed). New York: Longman, Harlow, Wiley, 696 p.
- De Sitter. J., Govaert. A., De Grave. E., Chamaere. D., Robrecht. G., 1977, Mossbauer study of Ca²⁺-containing magnetites, *Physicochemical Status Solidification*, Vol. 43(a), p. 619-624.
- Dupuis. C., Beaudoin. G., 2011, Discriminate diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types, *Mineralium Deposita*, Vol. 46, No. 3, p. 1-17.
- Foster. H., Jafarzadeh. A., 1994, The Bafq mining district in Central Iran- a highly mineralized Infracambrian volcanic field, *Economic Geology*, Vol. 89, No. 8, p. 1697-1721.
- Frietsch. R., Perdahl. J.A., 1995, Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types, *Ore Geology Reviews*, Vol. 9, p. 489-510.
- Fryer. B.J., 1977, Rare earth evidence in ironformations for changing Precambrian oxidation states, *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Vol. 41, p. 361-367.
- Gosselin. P., Beaudoin. G., Jébrak. M., 2006, Application of the Geochemical Signature of Iron Oxides to Mineral Exploration, GAC-MAC Annual Meeting Prog.
- Groshong. R.H.Jr., Pfiffner. O.A., Pringle. L.R., 1984, Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone, *Journal of Structural Geology*, Vol. 6, p. 5-18.
- Groshong. R.H.Jr., 1988, Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation, *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 100, p. 1329-1376.
- Jami. M., Dunlop. A.C., Cohen. D.R., 2007, Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran, *Economic Geology*, Vol. 102, No. 6, p. 1111-1128.
- Kato. Y., 1999, Rare Earth Elements as an Indicator to Origins of skarn deposits: Examples of the kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu(-Fe) deposits in Japan, *Resource Geology*, Vol. 49, p. 183-198.
- Makvandi. Sh., Ghasemzadeh-Barvarz. M., Beaudoin. G., Grunsky. E.C., McClenaghan. M.B., Duchesne. C., Boutroy. E., 2016, Partial least squares-discriminant analysis of trace element compositions of magnetite from various VMS deposit subtypes: Application to mineral exploration, *Ore Geology Reviews*, Vol. 78, p. 388-408.
- Mokhtari. M.A.A., Hosseinzadeh. G., Emami. M.H., 2013, Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry, *Journal of Earth System Science*, Vol. 122, No. 3, p. 795-807.
- Mollo. S., Putirka. K., Iezzi. G., Scarlato. P., 2013, The control of cooling rate on titanomagnetite composition: implications for a geospeedometry model applicable to alkaline rocks from Mt. Etna volcano, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 165, p. 457-475.
- Moore. F., Modabberi. S., 2003, Origin of choghart iron oxide deposit, Bafq mining district, central Iran: new isotopic and geochemical evidence, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, Vol. 14, No. 3, p. 259-269.

- Nadoll. P., Mauk. J.L., Hayes. T.S., Koenig. A.E., Box. S.E., 2012, Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States, *Economic Geology*, Vol. 107, p. 1275-1292.
- Nadoll. P., Angerer. T., Mauk. J.L., French. D., Walshe. J., 2014, The chemistry of hydrothermal magnetite: a review, *Ore Geology Reviews*, Vol. 16, p. 1-32.
- Niiranen. T., Manttari. I., Poutiainen. M., Oliver. N., Miller. J.A., 2005, Genesis of Palaeoproterozoic iron skarns in the Misi region, northern Finland, *Mineralium Deposita*, Vol. 40, p. 192-217.
- Nozaem. R., Mohajjel. M., Rossetti. F., Della Seta. M., Vignaroli. G., Yassaghi. A., Salvini. S., Eliassi. M., 2013, Post-Neogene right-lateral strike-slip tectonics at the north-western edge of the Lut Block (Kuh-e-Sarhangi Fault), Central Iran, *Tectonophysics*, Vol. 589, p. 220-233.
- Nyström. J.O., Henriquez. F., 1994, Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry, *Economic Geology*, Vol. 89, p. 820-839.
- Oksuz. N., Koc. S., 2009, Examination of Sarikaya (Yozgat-Turkey) iron mineralization with rare earth element (REE) method, *Journal of Rare Earths*, Vol. 28, p. 143-156.
- Ramezani. J., Tucker. R.D., 2003, The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics, *American Journal of Sciences*, Vol. 303, p. 622-665.
- Rossetti. F., Nozaem. R., Lucci. F., Vignaroli. G., Gerdes. A., Nasrabadi. M., Theye. T., 2014, Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block), *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 102, p. 24-44.
- Rowe. K.J., Rutter. E.H., 1990, Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature, *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, p. 1-17.
- Rusk. B.G., Oliver. N.H.S., Zhang. D., Brown. A., Lilly. R., Jungmann. D., 2009, Compositions of magnetite and sulfides from barren and mineralized IOCG deposits in the eastern succession of the Mt Isa Inlier, Townsville: Australia Society for Geology Applied to Mineral Deposits, 10th Bi-ennial SGA Meeting, p. 656-658.
- Singoyi. B., Danyushevsky. L., Davidson. G., Large. R., Zaw. K., 2006, Determination of trace elements in magnetites from hydrothermal deposits using the LA-ICP-MS technique. SEG Keystone Conference, Denver, USA CD-ROM.
- Tallarico. F.H.B., Figueiredo. B.R., Groves. D.I., Kositcin. N., McNaughton. N.H., Fletcher. IR., Rego. J.L., 2005, Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarape Bahia deposit, Carajas copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization, *Economic Geology*, Vol. 100, p. 7-28.
- Torab. F.M., Lehmann. B., 2007, Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology, *Mineralogical Magazine*, Vol. 71, No. 3, p. 347-363.
- Weber. J.C, Ferrill. D.A., Roden-Tice. Mk., 2001, Calcite and quartz microstructural geothermometry of low-grade metasedimentary rocks, Northern Range, Trinidad, *Journal of Structural Geology*, Vol. 23, p. 93-112.
- Whitney. D.L., Evans. B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, Vol. 95, p. 185-187.
- Xiaowen. H., Liang. Q., Yumiao. M., 2014, Trace element geochemistry of magnetite from the Fe(-Cu) deposits in the Hami region, eastern Tianshan orogenic belt, NW China, *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, Vol. 88, No. 1, p. 176-195.
- Zarei. A., Malekzadeh Shafaroudi. A., Karimpour. M.H., 2015, Geochemistry and genesis of iron-apatite ore in Khanlogh deposit, Eastern Cenozoic Quchan-Sabzevar magmatic arc, NE Iran, *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, Vol. 88, No. 4, p. 1195-1213.
- Zhang. D., Rusk. B., Oliver. N., Dai. T., 2011, Trace element geochemistry of magnetite from the Ernest Henry IOCG deposit, Australia, 11th biennial meeting SGA 2011-Let s talk ore deposits, Antofagasta, Chile.