



بررسی تیپ و خاستگاه کانه‌زایی آهن در رخدادهای معدنی مسگر، جنوب زنجان، با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی

محمد ابراهیمی، حسین کوهستانی* و احسان شهیدی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

دریافت: 1392/7/03، پذیرش: 1392/12/27

چکیده

رخدادهای معدنی آهن مسگر در گوشه شمال‌باختری پهنه ایران مرکزی و در فاصله 115 کیلومتری جنوب زنجان قرار دارد. در این محدوده، واحدهای رسوبی و آتشفشانی - آذرآواری میوسن رخنمون دارند. کانه‌زایی آهن به صورت رگه‌ای و عدسی‌شکل درون و در مرز واحدهای آذرآواری (کمر پایین) و گدازه‌های آندزی‌بازالتی (کمر بالا) رخ داده است. نتایج مطالعات سنگ‌نگاری گدازه‌های آندزی‌بازالتی نشان می‌دهد که بافت غالب در این سنگها پورفیری‌تیک با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (گاهی تا اندازه 3 میلی‌متر) و پیروکسن در یک زمینه شیشه‌ای تا ریزبلور است. براساس مطالعات زمین‌شیمیایی، این گدازه‌ها مربوط به محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای بوده و ماهیت کالک‌آلکانل دارند. کانه‌زایی آهن در این منطقه به صورت رگه‌ای و سیمان‌پرش‌های گرمابی رخ داده و بافت کانسنگ از نوع رگه‌ای، رگه‌چهای، توده‌ای، برشی، خردشده و دانه‌پراکنده است. مهمترین کانی موجود در این رخدادهای معدنی، هماتیت است که با میزان اندکی مگنتیت و کالکوپیریت همراهی می‌شود. گوئیت در اثر فرآیندهای سوپرژن تشکیل شده است. کوارتز و کلریت، کانیهای باطله را در رخدادهای معدنی مسگر تشکیل می‌دهند. بافتهای مهم این کانیها شامل رگه‌ای، رگه‌چهای، گل‌کلمی، کوکاد و پوسته‌ای هستند. دگرسانی گرمابی به بخشهای سیلیسی و کلریتی شده پهنه‌های کانه‌دار محدود می‌شود. در خارج از پهنه‌های کانه‌دار، دگرسانی به صورت سرسیتی و کلسیتی - کلریتی شدن گدازه‌های آندزی‌بازالتی میزبان رخ داده است. بررسی الگوی رفتاری عناصر نادر خاکی در پهنه‌های کانه‌دار و سنگهای میزبان، بیانگر تپه‌شدگی مشخص (به‌جز عنصر Ce) در میزان این عناصر در پهنه‌های کانه‌دار است. کاهش در میزان عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین بیشتر مشهود است. این امر بیانگر میزان بالای واکنش بین سیالات کانه‌زا و سنگ میزبان در مسگر می‌باشد. مقایسه ویژگیهای زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و ساخت و بافت ماده معدنی در رخدادهای معدنی مسگر با تیپ‌های مختلف کانسارهای آهن نشان می‌دهد، کانه‌زایی آهن در مسگر در ابتدا به صورت آتشفشانی - رسوبی تشکیل شده و سپس تحت تأثیر سیالات گرمابی به صورت رگه‌ای تمرکز دوباره یافته است.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی آهن، تیپ رگه‌ای گرمابی، بافت برشی، دگرسانی، مسگر، زنجان.

مقدمه

قرار گرفته و تیپ کانه‌زایی و خاستگاه آن تعیین شده است. مطالعه دقیق این نوع کانه‌زاییها می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی برای اکتشاف کانه‌زاییهای مشابه در این بخش از ایران را ارائه کرده و به‌عنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد.

رخدادهای معدنی مسگر در فاصله 115 کیلومتری جنوب زنجان و 35 کیلومتری جنوب‌باختری قیدار با مختصات جغرافیایی 22° تا 48° تا 38° طول خاوری و 35° تا 57° عرض شمالی واقع شده است. این منطقه، بخشی از پهنه ایران مرکزی (Stöckin, 1968) و زیرپهنه سلطانیه - میشو

کانه‌زایی آهن در ایران محدود به دوره زمانی خاصی نیست. رخدادهای کانه‌زاییها با شکل‌گیری پوسته ایران در پروتروزوئیک پسین آغاز و به موازات فعالیتهای زمین‌ساختی - ماگمایی تا میو- پلیوسن ادامه داشته است (Ghorbani, 2007). در منطقه مسگر، جنوب زنجان، تنوع جالبی از سنگهای آتشفشانی و آذرآواری همراه با رخدادهایی از کانه‌زایی آهن قابل مشاهده است که قبلاً مطالعه علمی دقیقی بر روی آن انجام نشده بود. در این مقاله، ویژگیهای زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمیایی رخدادهای معدنی مسگر مورد بررسی

(Eftekheārnezhdā, 1980) بوده و دارای ویژگی‌های عمومی مشابه آنها می‌باشد.

روش مطالعه

مطالعات انجام‌شده شامل مطالعات صحرایی، تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس 1:25000، مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری و آنالیزهای شیمیایی به روش‌های ICP-OES و ICP-MS می‌باشند. مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ‌های نوری دو منظوره مدل GX در دانشگاه زنجان و آنالیزهای شیمیایی در آزمایشگاه شرکت زرآما در تهران انجام شده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

براساس نقشه زمین‌شناسی 1:100000 زرین‌رود یا گرماب (Rādfar et al., 2005)، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در محدوده مورد مطالعه به ترتیب از قدیم به جدید شامل واحدهای دگرگونی کرتاسه، سنگ‌های تخریبی و آتشفشانی میوسن، واحدهای تخریبی پلیوسن و واحدهای کواترنری می‌باشند (شکل 1). واحدهای دگرگونی کرتاسه به صورت مجموعه‌ای از شیست، فیلیت و اسلیت‌های خاکستری تا سبز تیره بوده که به شدت خرد شده و برگ‌وارگی در آنها توسعه یافته است.

آهک ماسه‌ای، مارن، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، توف و میان‌لایه‌های ژیبسی، مهمترین واحدهای تخریبی میوسن را تشکیل می‌دهند. سیما و ویژگی‌های سنگ‌شناسی این نهشته‌ها قابل قیاس با سازند قرمز بالایی است، اما احتمال هم‌ارزی آنها با مجموعه سازندهای قرمز زیرین، آهک‌های قم و سازند قرمز بالایی نیز وجود دارد (Rādfar et al., 2005). در چنین حالتی، تغییرات سنی آنها از الیگوسن تا میوسن خواهد بود. طبقات کنگلومرای این واحد دارای قطعات آهکی گردشده تا نیمه‌گرد شده در اندازه متوسط است؛ اما در برخی نقاط، قطعات آنها بیشتر آتشفشانی است. این کنگلومراها به صورت متناوب با واحدهای ماسه‌سنگی دیده می‌شوند. ستبرای واحدهای تخریبی میوسن به‌طور میانگین به 1500 متر می‌رسد. سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه شامل توف پرشی، آندزیت و تراکی‌آندزیت با ستبرای 50 تا 100 متر است. مجموعه سنگ‌های پلیوسن به‌صورت لایه‌هایی کم‌شیب شامل

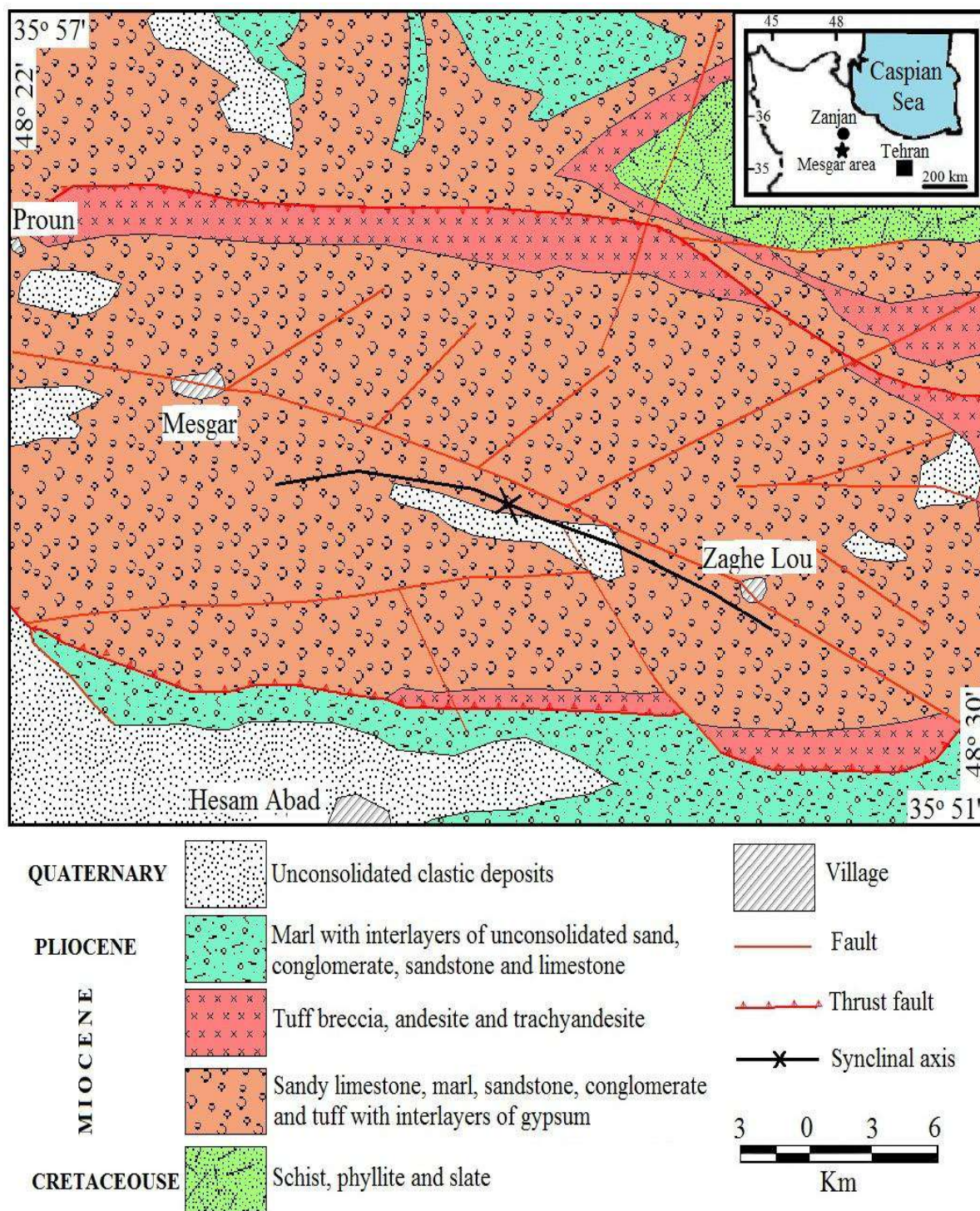
مارن‌های کرم تا قرمز رنگ است که گاهی با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌های سخت‌نشده همراهی می‌شود. در برخی نقاط، لایه‌هایی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و آهک نیز در این مجموعه دیده می‌شود. این مجموعه تخریبی به‌صورت ناپیوسته بر روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته است (Rādfar et al., 2005). از نظر ساختاری، منطقه مورد مطالعه دارای چین‌خوردگیها و گسل‌خوردگیهای متعددی است. جهت چین‌خوردگیها معمولاً شمال‌باختری - جنوب‌خاوری است. روند عمومی گسلها بیشتر شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و خاوری - باختری است. از مهمترین ساختارهای موجود در منطقه می‌توان به ناودیس و گسل زاغلو اشاره کرد (شکل 1). امتداد گسل زاغلو با جهت محور ناودیس زاغلو هم‌راستا است.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه مسگر

در منطقه مسگر، واحدهای زمین‌شناسی شامل تناوب ضخیمی از نهشته‌های رسوبی میوسن (هم‌ارز سازند قرمز بالایی) است که توسط واحدهای آذرآواری و آتشفشانی میوسن (Rādfar et al., 2005) پوشیده شده‌اند (شکل 2). واحدهای آذرآواری در مجاورت بلافصل واحدهای رسوبی میوسن و در بخش بالایی آنها رخنمون داشته (شکل 3-A) و شامل پرش آتشفشانی و آگلومرا می‌باشند. پرش‌های آتشفشانی به‌صورت لایه‌هایی با ستبرای حدود 10 متر و از نوع مونومیکتیک غنی از خمیره هستند (شکل 3-C). خرده‌سنگ‌های آنها شامل قطعات زاویه‌دار تا بعضاً نیمه‌گردشده آندزی‌بازالتی با جورشدگی ضعیف می‌باشند که درون یک خمیره تخریبی قرار گرفته‌اند. اندازه خرده‌سنگ‌ها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است، اما به‌طور معمول بین 3 تا 5 سانتی‌متر است. آگلومراها به‌صورت لایه‌هایی با ستبرای کلی حدود 15 متر هستند که بین پرش‌های آتشفشانی در زیر و گدازه‌های آندزی‌بازالتی در بالا قرار گرفته‌اند. قطعات سازنده این سنگ‌ها بیشتر خرده‌سنگ‌های گردشده تا نیمه‌گردشده آندزی‌بازالتی است که با جورشدگی ضعیف درون سیمانی آتشفشانی تا تخریبی در کنار هم قرار گرفته‌اند (شکل 3-D). اندازه قطعات متغیر و به‌طور معمول اندازه‌ای بین 5 تا 7 سانتی‌متر دارند. واحدهای آتشفشانی به‌صورت یک توالی بر روی واحدهای آذرآواری رخنمون داشته (شکل 3-B) و ترکیب آندزی‌بازالتی دارند.

داده و به‌طور غالب شامل پلاژیوکلازهای درشت تا اندازه 3 میلی‌متر، پیروکسن و به میزان کمتر، کانیهای اوپک (هماتیت) می‌باشند (شکل 4).

این گدازه‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره متمایل به قهوه‌ای بوده و اغلب شکل توده‌ای دارند. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، درشت‌بلورها تا 15 درصد حجم سنگ را تشکیل



شکل 1. نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای ساده شده منطقه مسگر با تغییرات از Rādfar et al. (2005).

Fig. 1. Simplified regional geological map of the Mesgar area modified after Rādfar et al. (2005).



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی منطقه مسگر و موقعیت پهنه کانه‌زایی بر روی آن.

Fig. 2. Geological map of Mesgar area showing the location of the ore zone.

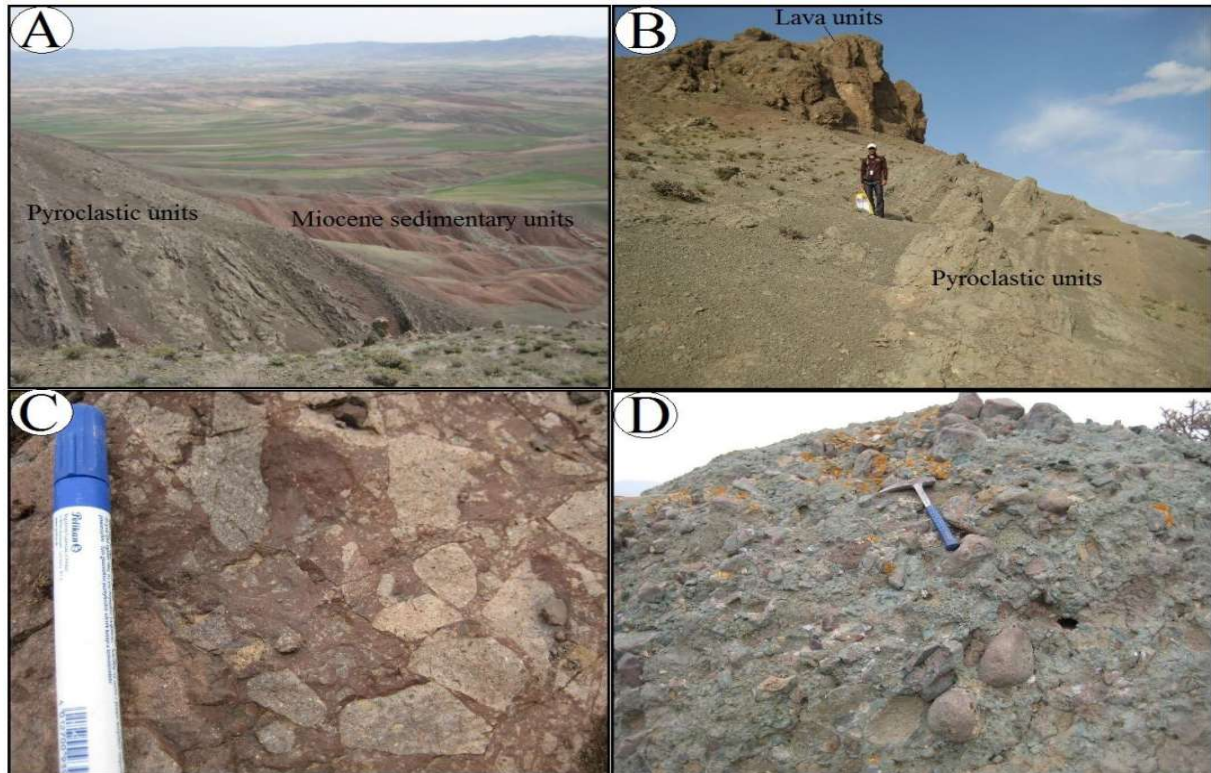
ماکل میان تیغه‌های ساده بوده (شکل 4-B و E) و تا 20 درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. پیروکسن‌ها اغلب سالم هستند، اما در نمونه‌های هوازده، به کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند (شکل 4-F). برخی از درشت‌بلورهای پیروکسن نیز دچار خوردگی شده‌اند (شکل 4-E).

براساس مطالعات سنگ‌نگاری، بافتهای پورفیریتیک، سریت، کومولوفیریک، گلومروپورفیریتیک و تراکیتی در گدازه‌های آندزی‌بازالتی مشاهده می‌شوند (شکل 4). بافت پورفیریتیک، بافت غالب در این سنگهاست که از کانیهای درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه متشکل از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و یا شیشه آتشفشانی تشکیل شده است. بافت گلومروپورفیریتیک

پلاژیوکلازها اغلب به‌صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل بوده و حدود 40 درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانیها معمولاً بافت غربالی داشته و منطقه‌بندی نشان می‌دهند (شکل 4-A و C). معمولاً بافت غربالی، بیانگر شرایط عدم تعادل فیزیکی (فشار و دما) و یا عدم تعادل شیمیایی حاکم بر مخزن ماگمایی است (Stromer, 1972; Tsuchiyama, 1985). منطقه‌بندی نیز مبین تبادل ضعیف سیلیسیم و آلومینیم در بلور حین تعادل با مذاب می‌باشد (Shelley 1993). وجود میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در گدازه‌های آندزی‌بازالتی (شکل 4-D)، نشانگر سردشدن سریع و یا گران‌روی بالای گدازه است (Shelley 1993). پیروکسن‌ها اغلب به‌صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل دارای

معمولاً از تجمع کانیهای پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده است. زمینه این سنگها آفانیتیک و به صورت شیشه‌ای، ریزدانه

و یا حاوی میکروولیت‌های فراوان پلاژیوکلاز است (شکل 4).



شکل 3. نماهایی از رخنمون واحدهای سنگی در منطقه مسگر. A: رخنمون واحدهای آذرآواری به صورت متوالی و همشیب بر روی واحدهای رسوبی میوسن (دید به سمت جنوب - جنوب‌باختر). B: قرارگیری واحدهای گدازه‌ای به صورت هم‌شیب بر روی واحدهای آذرآواری (دید به سمت جنوب). C: نمایی نزدیک از برش آتشفشانی حاوی خرده‌سنگهای زاویه‌دار آندزی‌بازالتی. D: نمایی نزدیک از واحدهای آگلومرای حاوی خرده‌سنگهای گرد تا نیمه‌گرد شده آندزی‌بازالتی.

Fig. 3. Views of rock units at the Mesgar area A: Pyroclastic units have concordantly overlain the Miocene sedimentary units (view to the south-southwest), B: Lavas have concordantly overlain the pyroclastic units (view to the south), C: A close view of the volcanic breccia with angular andesitic basalt clasts, D: Agglomerate units with rounded to subrounded andesitic basalt clasts.

کانه‌زایی

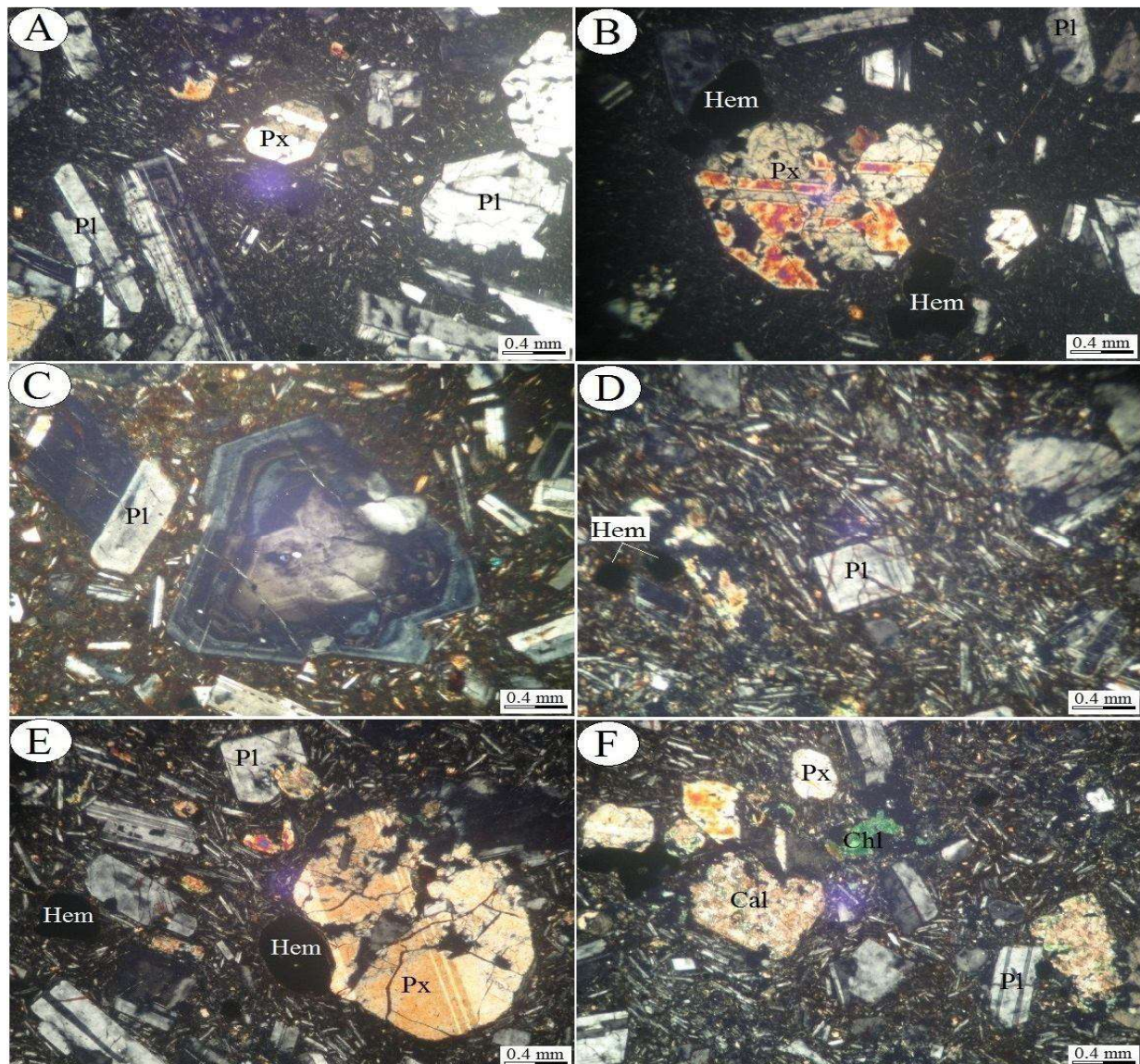
براساس مطالعات صحرایی، کانه‌زایی در رخدادهای معدنی مسگر به صورت رگه‌ای و عدسی‌شکل در محدوده‌ای به درازای 150 متر و پهنای بیشینه 3 متر (میانگین 1/5 متر) درون و در مرز واحدهای آذرآواری و آتشفشانی رخ داده است. کمر پایین ماده معدنی را واحدهای آذرآواری و کمر بالای آن را گدازه‌های آندزی‌بازالتی تشکیل می‌دهند. براساس مطالعات انجام‌شده، دو مرحله کانه‌زایی در رخدادهای معدنی مسگر قابل تفکیک است:

مرحله اول کانه‌زایی قبل از رخدادهای پرشی گرمایی تشکیل شده است. این مرحله از کانه‌زایی به صورت دانه‌پراکنده درون

گدازه‌های آندزی‌بازالتی رخ داده و حاوی هماتیت‌های دانه‌ریز تا دانه‌متوسط است (شکل 5-A). هماتیت‌ها معمولاً بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل و بعضاً خودشکل هستند. آثار این کانه‌زایی به صورت خرده‌کانیهای گردشده در پرش‌های گرمایی مرحله بعدی دیده می‌شوند (شکل 5-B). این مرحله از کانه‌زایی، در رخدادهای معدنی آهن مسگر گسترش چندانی ندارد. مرحله دوم کانه‌زایی، اصلی‌ترین مرحله کانه‌زایی در رخدادهای معدنی آهن مسگر است. این مرحله از کانه‌زایی شامل هماتیت، کوارتز و کلریت همراه با مقادیر کم مگنتیت و به میزان کمتر کالکوپیریت می‌باشد که به صورت رگه‌ها و پرش‌های گرمایی

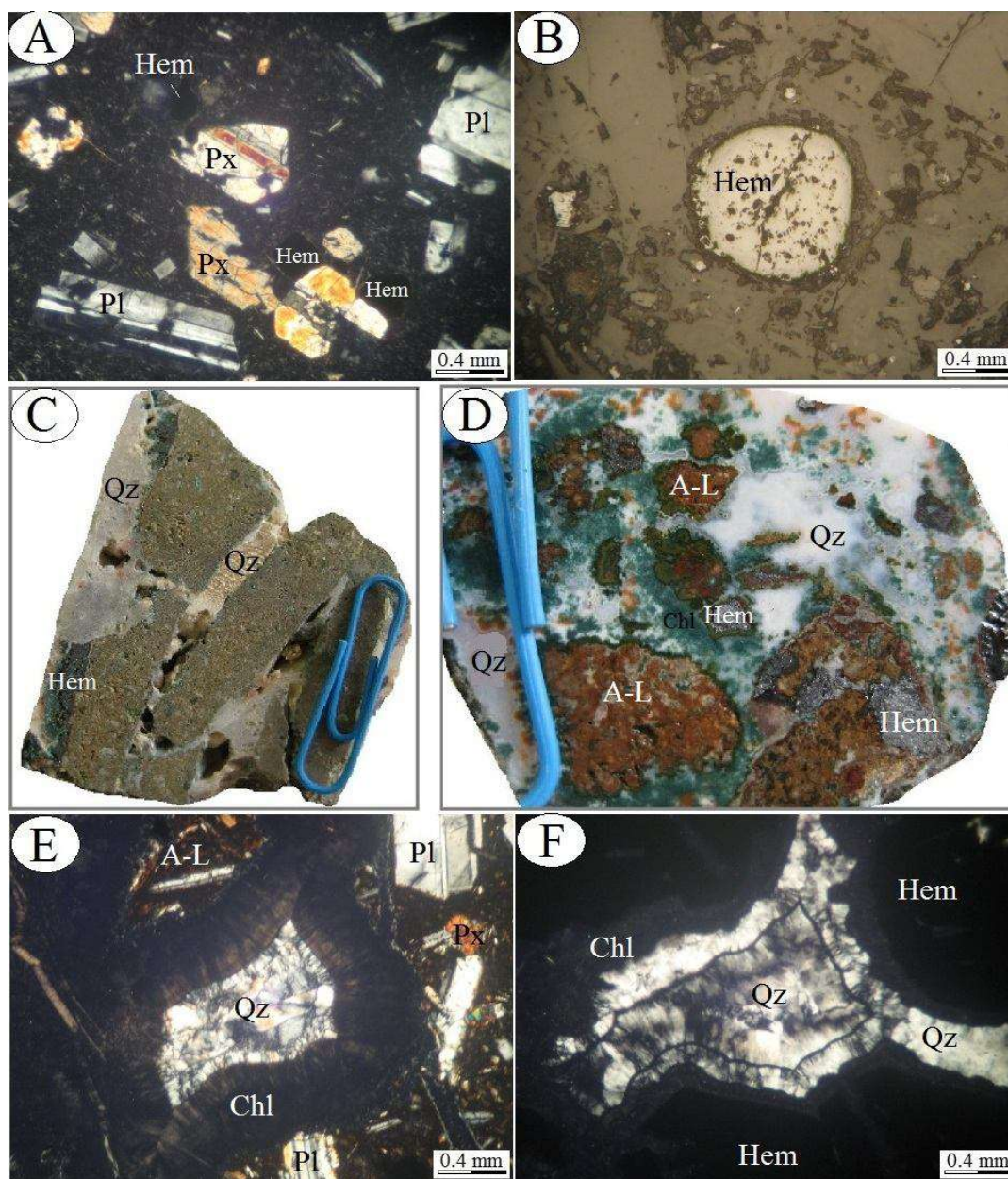
فضاهای خالی و نوارهای کوکاد در اطراف پرش‌های گرمایی دیده می‌شوند (شکل 5-D, E و F).

رخ داده است (شکل 5-C و D). هماتیت \pm مگنتیت به صورت بلورهای نیمه‌خودشکل تا خودشکل و کوارتز و کلریت به شکل نوارهای پوسته‌ای و گل‌کلمی در رگه‌ها و



شکل 4. تصاویری میکروسکوپی از کانیهای تشکیل‌دهنده و بافت‌های آندزیتی بازالتی در منطقه مسگر. A: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز غربالی و گلومروکریست پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه ریزبلور سنگ (بافت کومولوفیریک). B: گلومروکریست پیروکسن در زمینه هیپوکریستالین سنگ (بافت گلومروپورفیریتیک). C: بافت سرییت با بلور پلاژیوکلاز زونه در مرکز تصویر. D: بافت تراکیتی با میکرولیت‌های پلاژیوکلاز. E: خوردگی درشت‌بلور پیروکسن و ماکل میان‌تیغه‌ای ساده آن. F: کلسیت و کلریت ناشی از دگرسانی کانیهای سنگ. همه تصاویر در نور انکساری پلاریزه متقاطع گرفته شده‌اند. (Cal= کلسیت، Chl= کلریت، Hem= هماتیت، Pl= پلاژیوکلاز، Px= پیروکسن)

Fig. 4. Photomicrographs of minerals and textures in the andesitic basalt lavas at the Mesgar area. A: Plagioclase phenocrysts with sieve texture along with plagioclase and pyroxene glomerocrysts set in fine-grained groundmass (cumulophyric texture), B: Pyroxene glomerocryst set in hypocrystalline groundmass (glomeroporphyritic texture), C: Seriate texture with zoned plagioclase at the center of the photo, D: Trachytic texture with plagioclase microlites, E: Pyroxene phenocryst with polysynthetic twinning, F: Alteration of rock minerals to calcite and chlorite. All photomicrographs are taken in transmitted light, XPL. (Cal= calcite, Chl= chlorite, Hem= hematite, Pl= plagioclase, Px= pyroxene)



شکل 5. مراحل کانه‌زایی در رخداد معدنی آهن مسگر. A: مرحله اول کانه‌زایی به صورت درشت‌بلورهای هماتیت دانه‌پراکنده در زمینه گدازه‌های آندزیتی‌بازالتی. B: خُرده‌کانی هماتیت گردشده مرحله اول کانه‌زایی در پرش‌های گرمایی مرحله دوم. C: رگه‌های کوارتزی و کوارتز-هماتیتی مرحله دوم کانه‌زایی که سنگ آندزیتی‌بازالتی میزبان را قطع کرده‌اند. D: مرحله دوم کانه‌زایی به صورت هماتیت، کوارتز و کلریت در سیمان پرش‌های گرمایی. E: کلریت با بافت گل‌کلمی و کوارتز با بافت‌های گل‌کلمی و پوسته‌ای در فضای بین قطعات آندزیتی‌بازالتی. F: رشد کلریت و سپس کوارتز با بافت گل‌کلمی در فضای بین بلورهای هماتیت. تصویرهای A، E و F در نور انکساری پلاریزه متقاطع و تصویر B در نور انعکاسی یک‌بار پلاریزه. (A-L= قطعه خرده‌سنگی آندزیتی‌بازالتی، Chl= کلریت، Hem= هماتیت، Pl= پلاژیوکلاز، Px= پیروکسن، Qz= کوارتز)

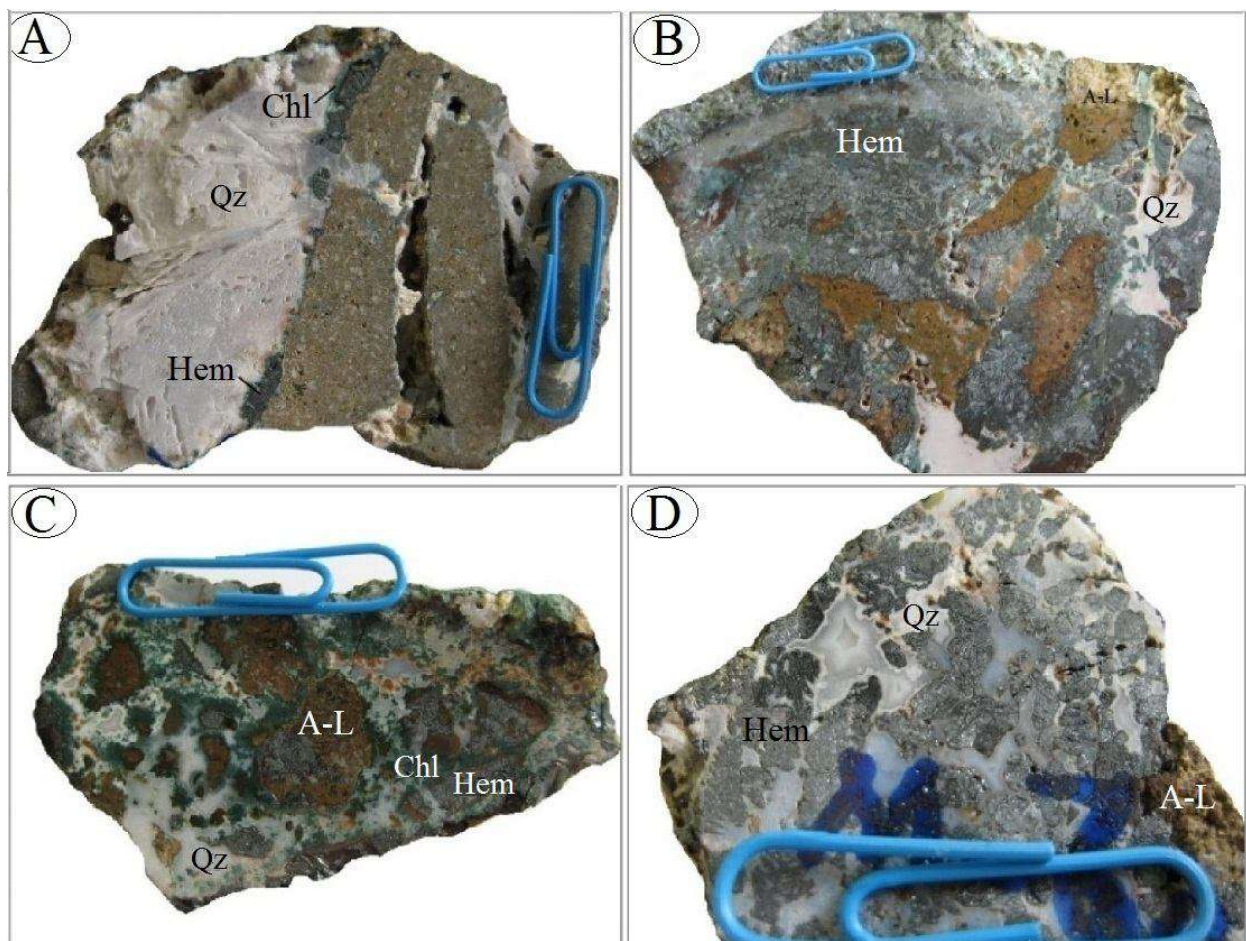
Fig. 5. Mineralization stages at the Mesgar iron occurrence. A: Stage-1 disseminated coarse-grained hematite in andesitic basalt lavas, B: Rounded clast of stage-1 hematite in hydrothermal breccia of stage-2 mineralization, C: Stage-2 quartz and quartz-hematite veins crosscutting the andesitic basalt host rock, D: Stage-2 hydrothermal breccia with hematite, quartz and chlorite cement, E: Chlorite and quartz vug infill with colloform and crustiform textures among the andesitic basalt clasts, F: Chlorite and quartz vug infill with colloform texture among the hematite crystals. A, E and F are taken in transmitted light, XPL, and B is taken in reflected light, PPL. (A-L= andesitic basalt lithic, Chl= chlorite, Hem= hematite, Pl= plagioclase, Px= pyroxene, Qz= quartz)

C و D)، دانه‌پراکنده (شکل 5-A) و خردشده (شکل 5-B) است.

هماتیت اغلب به صورت بلورهای تیغه‌ای خودشکل تا نیمه‌خودشکل با اندازه‌ای تا 2 سانتی‌متر دیده شده (شکل 7-7- A و B) و در بعضی از موارد حالت شعاعی (Ramdohr, 1980; Ineson, 1989) از خود نشان می‌دهد (شکل 7-C). بلورهای مگنتیت معمولاً به صورت خودشکل تا نیمه‌خودشکل بوده و اندازه‌ای تا 3 میلی‌متر دارند (شکل 7-D). کالکوپیریت به صورت بلورهای نیمه‌خودشکل دیده شده و اندازه‌ای تا 2 میلی‌متر دارند. این کانیها معمولاً در اثر فرآیندهای سوپرژن به گوتیت دگرسان شده‌اند.

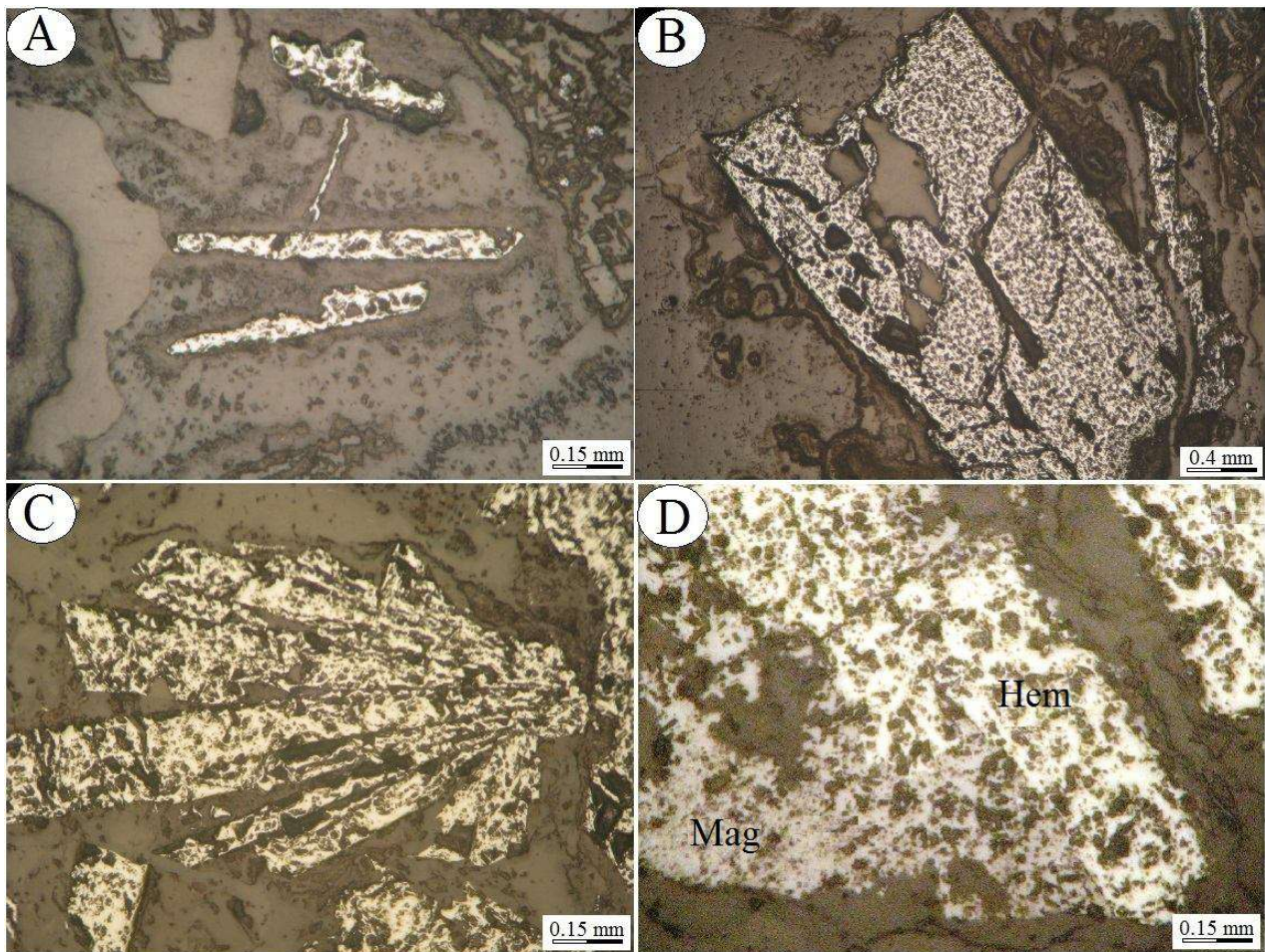
کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی و مواد باطله

مطالعات کانه‌نگاری نمونه‌های برداشت‌شده از پهنه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی آهن مسگر نشان‌دهنده حضور فراوان هماتیت به همراه مقدار کمی مگنتیت و مقدار بسیار کم کالکوپیریت است. گوتیت نیز در اثر فرآیندهای سوپرژن تشکیل شده است. کوارتز و به میزان کمتر کلریت، کانی‌شناسی اصلی مواد باطله را در این رخداد معدنی تشکیل می‌دهند. براساس این مطالعات، بافت ماده معدنی در رخداد معدنی آهن مسگر شامل رگه- رگه‌چهای (شکل 5-C و شکل 6-A)، توده‌ای (شکل 6-B)، پرشی (شکل 5-D و شکل 6-



شکل 6. انواع بافت ماده معدنی در رخداد معدنی آهن مسگر. A: رگه کوارتز-هماتیتی قطع‌کننده سنگ آندزیتی‌بازالتی میزبان. B: هماتیت با بافت توده‌ای حاوی قطعات پرشی سنگ میزبان. C و D: بافت پرشی ماده معدنی. در ضمن بافت گل‌کلمی کوارتز در تصویر D مشخص است. (A-L= قطعه خرده‌سنگی آندزیتی‌بازالتی، Chl= کلریت، Hem= هماتیت، Pl= پلاژیوکلاز، Qz= کوارتز)

Fig. 6. Types of ore textures at the Mesgar iron occurrence. A: Quartz-hematite veins crosscutting the andesitic basalt host rock, B: Hematite with massive texture, containing breccia clasts of host rock, C and D: Breccia texture of ore. Colloform texture of quartz is also observed in D. (A-L= andesitic basalt lithic, Chl= chlorite, Hem= hematite, Pl= plagioclase, Qz= quartz)



شکل 7. تصاویر میکروسکوپی نور انعکاسی یک‌بار پلاریزه از مواد معدنی در آهن مسگر. A: تیغه‌های هماتیت نیمه‌خودشکل. B: بلور درشت و نیمه‌خودشکل هماتیت. C: بلورهای تیغه‌ای هماتیت با بافت شعاعی. D: بلور نیمه‌خودشکل مگنتیت در کنار بلورهای خودشکل هماتیت. (Hem= هماتیت، Mag= مگنتیت)

Fig. 7. Photomicrographs (reflected light, PPL) of ore mineralogy at the Mesgar iron occurrence. A: Subhedral crystals of bladed hematite, B: Subhedral and coarse-grained crystal of hematite, C: Bladed crystals of hematite with spherical texture, D: Subhedral crystal of magnetite along with euhedral crystals of hematite. (Hem= hematite, Mag= magnetite)

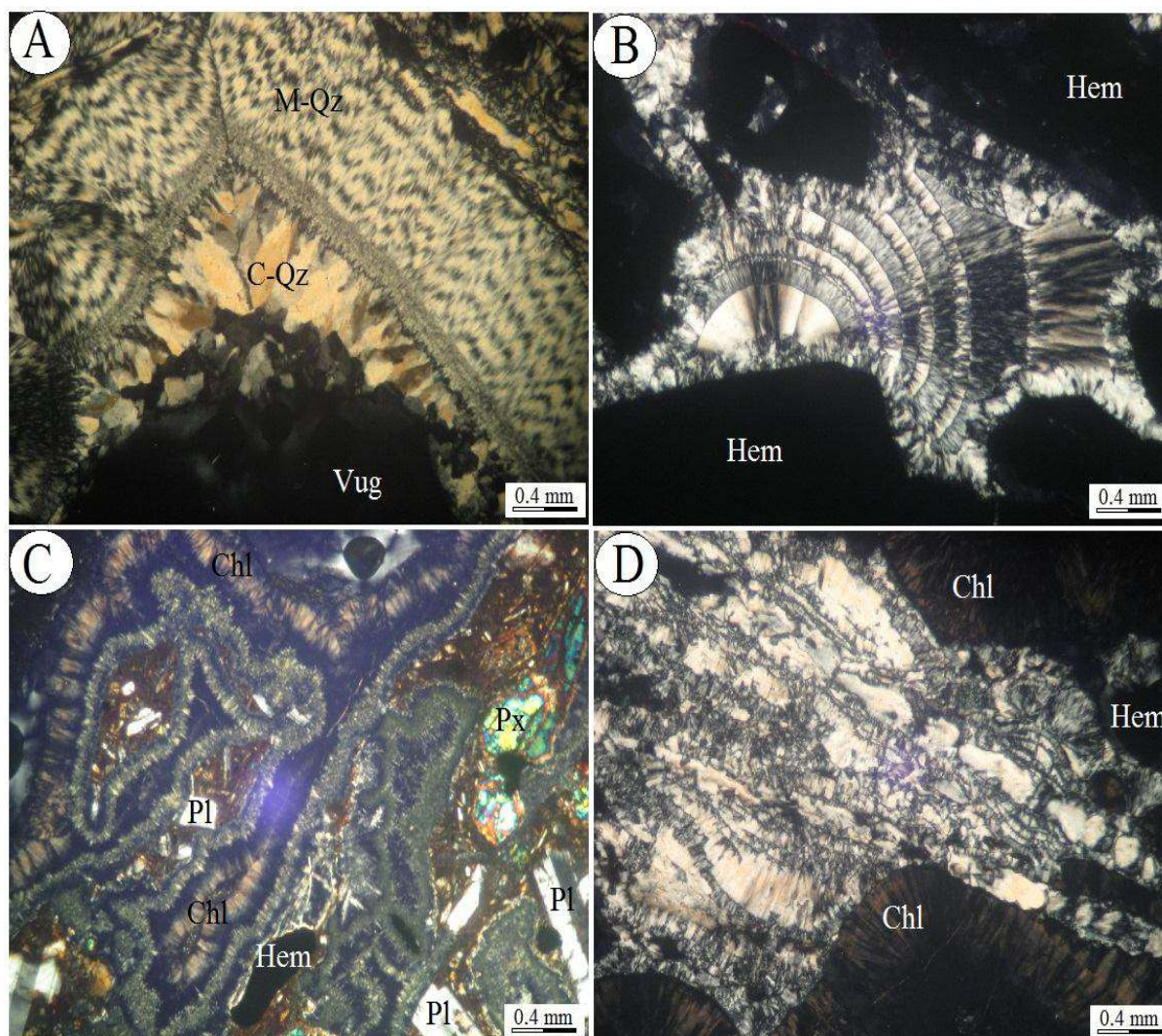
بلورها معمولاً به رنگ روشن، سفید و یا خاکستری دیده شده و اندازه‌ای کمتر از 1 میلی‌متر تا چند سانتی‌متر دارند. کلریت معمولاً به صورت گل کلمی و شعاعی دیده می‌شود.

توالی پاراژنتیک کانیها در رخداد معدنی آهن مسگر به 3 مرحله قابل تقسیم است (شکل 9). مرحله اول با حضور بلورهای دانه‌پراکنده هماتیت در خمیره گذازه‌های آندزی-بازالتی مشخص می‌شود. مرحله دوم با تهنشست کانیهای هماتیت، کوارتز و کلریت به‌همراه مقادیر کمتر مگنتیت و کالکوپیریت در سیمان رگه‌ها و پرش‌های گرمابی همراه است. این کانیها معمولاً بافت رگه-رگه‌چهای، خُردشده، پرشی و

کوارتز و به میزان کمتر کلریت، کانی‌شناسی اصلی مواد باطله را در رخداد معدنی آهن مسگر تشکیل می‌دهند. این کانیها به‌طور معمول، بافت‌های رگه-رگه‌چهای، گل کلمی (شکل 8-8 B)، کوکاد (شکل 8-8 C) و پوسته‌ای (شکل 8-8 D) دارند. بر پایه اندازه بلورها، کوارتزهای موجود را می‌توان در دو دسته ریزبلور (کلسدونی) و درشت‌بلور (Dong et al., 1995) تقسیم‌بندی کرد (شکل 8-8 A). کوارتزهای ریزبلور معمولاً بافت‌های گل کلمی، کوکاد و پوسته‌ای دارند. کوارتزهای بلورین به‌صورت بلورهای درشت و خودشکل در نوارهای کوکاد و پوسته‌ای در رگه‌ها و سیمان گرمابی پرش‌ها رخ داده‌اند. این

(Yilmaz et al., 2010; Kouhestani et al., 2012). مرحله سوم با حضور کانیه‌های سوپرژن مانند گوتیت مشخص می‌شود. این کانی به‌طور معمول جانشین کانیه‌های اولیه شده است.

توده‌ای دارند. کوارتز به دو شکل ریزبلور و درشت‌بلور با بافت رگه-رگه‌چهای، گل‌کلمی، کوکاد و پوسته‌ای در رگه‌ها و پرش‌های گرمایی دیده شده و فضاهای خالی بین بلورهای هماتیت را پر می‌کند. بافتهای موجود، نشانگر ته‌نشست مواد معدنی و کانیه‌های باطله همراه، تحت شرایط گرمایی است



شکل 8. انواع کوارتز در رخداد معدنی آهن مسگر. A: رشد کوارتزهای درشت‌بلور خودشکل تا نیمه‌خودشکل در فضای بین کوارتزهای ریزبلور (کلسدونی). B: کوارتز ریزبلور با بافت گل‌کلمی در فضای بین بلورهای هماتیت. C: کوارتزهای ریزبلور با بافت کوکاد در اطراف قطعات پرشی آندزیتی‌بازالتی. D: کلریت با بافت گل‌کلمی و شعاعی و کوارتزهای درشت‌بلور با بافت پوسته‌ای درون رگه کوارتزی کانه‌دار. همه تصاویر در نور انعکاسی پلاریزه متقاطع گرفته شده‌اند. (Chl = کلریت، C-Qz = کوارتزهای درشت‌بلور، Hem = هماتیت، M-Qz = کوارتزهای ریزبلور، Pl = پلاژیوکلاز، Px = پیروکسن)

Fig. 8. Types of quartz at the Mesgar iron occurrence. A: Euhedral to subhedral coarse crystalline quartz overgrown among the microcrystalline quartz (chalcedony), B: Microcrystalline quartz with colloform texture among the hematite crystals, C: Andesitic basalt breccia clasts overgrown by cockade bands of microcrystalline quartz, D: Ore-bearing quartz vein with crustiform quartz and colloform and spherical chlorite. All photomicrographs are taken in transmitted light, XPL. (Chl= chlorite, C-Qz= coarse crystalline quartz, Hem= hematite, M-Qz= microcrystalline quartz, Pl= plagioclase, Px= pyroxene)

Mineralogy		Stages		
		Stage 1	Stage 2	Supergene
Ore	Hematite	—	—	
	Magnetite		?	
	Chalcopyrite		—	
	Goethite			—
Gangue	Quartz		—	
	Chlorite		—	
Textures	Disseminated	—		
	Vein – Veinlet		—	
	Massive		—	
	Clastic and Brecciated		—	
	Colloform		—	
	Cokade and Crustiform		—	
	Replacement			—

شکل 9. توالی پاراژنتیک، فراوانی نسبی و ساخت و بافت کانیها برای مواد معدنی و باطله در رخداد معدنی آهن مسگر.

Fig. 9. Paragenetic scheme showing the relative abundance, structure and texture of gangues and ore minerals at the Mesgar iron occurrence.

دگرسانی

دگرسانی گرمابی در رخداد معدنی آهن مسگر دارای وسعت چندانی نبوده و به بخشهای سیلیسی و کلریتی شده پهنه‌های کانه‌دار محدود می‌شود. در خارج از بخشهای کانه‌دار، دگرسانی به صورت سرپسیتی‌شدن و کلسیتی - کلریتی‌شدن گدازه‌های آندزی‌بازالتی میزبان کانه‌زایی محدود می‌شود. کائولینیتی‌شدن نیز در اثر فرآیندهای سوپرژن تشکیل شده است.

دگرسانی سیلیسی و کلریتی به‌طور معمول در بخشهای پرشی‌شده رخ داده و منطبق بر پهنه‌های کانه‌دار هستند. این دگرسانیها به صورت رگه‌ای و سیمان گرمابی در پرش‌های کانه‌دار مشاهده می‌گردند (شکل‌های 6 و 8). کوارتز و کلریت معمولاً در بخشهای مرکزی رگه‌ها دیده شده و فضای بین سیمان هماتیتی پرش‌ها را پر می‌کنند. دگرسانیهای سرپسیتی و کلسیتی - کلریتی، بیشتر در بخشهای بیرونی پهنه‌های دگرسانی گرمابی مشاهده شده و معمولاً از شدت زیادی در منطقه برخوردار نیستند، به طوری که بافت اولیه سنگها در این نوع دگرسانیها معمولاً حفظ شده و یا به راحتی قابل شناسایی است. پیروکسن‌ها به طور بخشی توسط کلسیت و کلریت و پلاژیوکلازها نیز به طور بخشی به وسیله سرپسیت جای‌گزین شده‌اند. این دگرسانیها محدودکننده بخشهای بیرونی سیستم

دگرسانی گرمابی در منطقه بوده و با هیچ یک از مراحل کانه‌زایی همراه نمی‌باشند.

داده‌های زمین‌شیمیایی سنگهای میزبان و پهنه‌های کانه‌دار چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی هر منطقه و ارتباط این عناصر با یکدیگر، یکی از مهمترین جنبه‌هایی است که معمولاً در مطالعات زمین‌شیمیایی مدنظر قرار می‌گیرد. با استفاده از این روابط می‌توان به ویژگیهای محیط تشکیل و فرآیندهای مؤثر در شکل‌گیری کانسار پی برد (Nabatian et al., 2009). در این بخش، ویژگیهای زمین‌شیمیایی سنگهای آتشفشانی نسبتاً سالمتر میزبان رخداد معدنی آهن مسگر و پهنه‌های کانه‌دار آن مورد بررسی قرار می‌گیرند. هدف از این مطالعات، بررسی پتروژنز سنگهای آتشفشانی و تعیین غنی‌شدگی و تهی‌شدگیهای عنصری مرتبط با دگرسانیهای گرمابی در سنگهای میزبان و پهنه‌های کانه‌دار است. نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های منطقه مسگر در جدول 1 آمده است.

ویژگیهای زمین‌شیمیایی سنگهای میزبان

سنگهای آتشفشانی میزبان رخداد معدنی آهن مسگر به طور میانگین 58/87 درصد SiO_2 و 2/91 درصد MgO دارند. از

بخش کانه‌دار در مقایسه با سنگهای میزبان، تهی‌شدگی مشخصی در میزان عناصر نادر خاکی (به‌جز عنصر Ce) همراه با آنومالی منفی Eu دارند. کاهش در میزان LREE نسبت به HREE بیشتر مشهود است. هرچند الگوی عناصر نادر خاکی در نمونه دارای کوارتز گل‌کلی با الگوی این عناصر در نمونه دارای هماتیت توده‌ای مشابه است، اما این نمونه کاهش بیشتری در میزان عناصر نادر خاکی را نسبت به نمونه مزبور نشان می‌دهد. الگوی رفتاری عناصر نادر خاکی در این نمونه می‌تواند ناشی از دگرسانی سیلیسی آن باشد (Kikawada et al., 2001; Giritharan and Rajamani, 2001). سریم علاوه بر ظرفیت 3، می‌تواند متناسب با شرایط احیایی و اکسیدان محیط به‌ترتیب دارای ظرفیتهای 4 و 2 باشد. Ce^{3+} در محیطهای اکسیدی به‌راحتی به Ce^{4+} اکسید شده و از طریق جذب سطحی توسط هیدرولیزات‌ها و ذرات معلق حمل و از محیط خارج می‌شود (Spangenberg et al., 1999). آنومالی‌های مثبت سریم در نمونه‌های کانه‌دار منطقه احتمالاً مرتبط با فرآیندهای دگرسانی گرمایی می‌باشد (Lottermoser, 1992; Bau, 1991).

تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در پهنه‌های کانه‌دار

نمونه‌برداری سیستماتیک، روشی مناسب برای بررسی چگونگی و میزان تغییر عناصر در سنگهای میزبان و پهنه‌های کانه‌دار در کنسارهای گرمایی است (Palacios et al., 1986; Bierlein et al., 1999; Bi et al., 2004; Yilmaz et al., 2007). به‌منظور بررسی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر طی کانه‌زایی در رخداد معدنی مسگر، میانگین داده‌های مربوط به نمونه‌های کانه‌دار بر میانگین داده‌های مربوط به سنگهای میزبان سالم به‌هنگار گردید تا عناصر اضافه و یا کم‌شده به سنگ طی کانه‌زایی مشخص گردد. لازم به ذکر است که این روش کیفی بوده و برای تعیین میزان کمی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر، نیاز به محاسبات موازنه جرم است که در این پژوهش انجام نشده است.

بررسی الگوی به‌هنگار شده عناصر نادر خاکی در بخشهای کانه‌دار رخداد معدنی مسگر نشان می‌دهد که میزان این عناصر به‌جز Ce در بخشهای کانه‌دار نسبت به سنگهای میزبان سالم تهی شده است. تهی‌شدگی در میزان عناصر HREE نسبت به عناصر LREE جزئی‌تر می‌باشد. این کاهش در میزان عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که حجم و یا

نظر ترکیب شیمیایی، این سنگها از نوع آندزی‌بازالت با ماهیت کالک‌آلکان بوده و محیط تکتونوماگمایی آنها محیط حاشیه فعال قاره است. الگوهای چند عنصری سنگهای آتشفشانی منطقه مسگر که نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) به‌هنگار شده‌اند، در شکل A-10 نشان داده شده‌اند. براساس این شکل، نمونه‌ها از عناصر LILE و عناصر LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در ضمن، نمونه‌های مورد مطالعه دارای آنومالی‌های مثبت U و Th و آنومالی‌های منفی Ba, Nb, P, و Ti می‌باشند.

غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Ta, Ti, P, و Nb از ویژگیهای بارز کمانه‌های ماگمایی است (Kuster and Harms, 1998; Ulmer, 2001). ویژگی کمان ماگمایی و غنی‌شدگی از عناصر LILE در سنگهای آتشفشانی منطقه نشان می‌دهد که منشأ ماگمای سنگهای مذکور می‌تواند مخلوطی از مواد گوشته‌ای و پوسته‌ای باشد (Chappell and White, 1974; Miyashiro, 1977; Harris et al., 1986). آنومالی مثبت سرب در سنگهای منطقه می‌تواند نشان‌دهنده منشأ پوسته‌ای و یا درجات بالای آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد (Kamber et al., 2002; Richards et al., 2006).

الگوهای عناصر نادر خاکی برای سنگهای آتشفشانی منطقه که نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) به‌هنگار شده‌اند، در شکل B-10 نشان داده شده‌اند. براساس این شکل، سنگهای آتشفشانی منطقه دارای الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده موازی و نسبتاً هموار با آنومالی منفی ضعیف Eu هستند. نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی بیشتری از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE می‌باشند. تفریق پلاژیوکلاز، پایین بودن فوگاسیته اکسیژن (Gill, 1981; Galoyan et al., 2009) و یا منشأ گرفتن ماگما از گوشته پلاژیوکلازدار (Wilson, 1989) می‌تواند آنومالی‌های منفی Eu را توضیح دهد.

ویژگیهای زمین‌شیمیایی پهنه‌های کانه‌دار

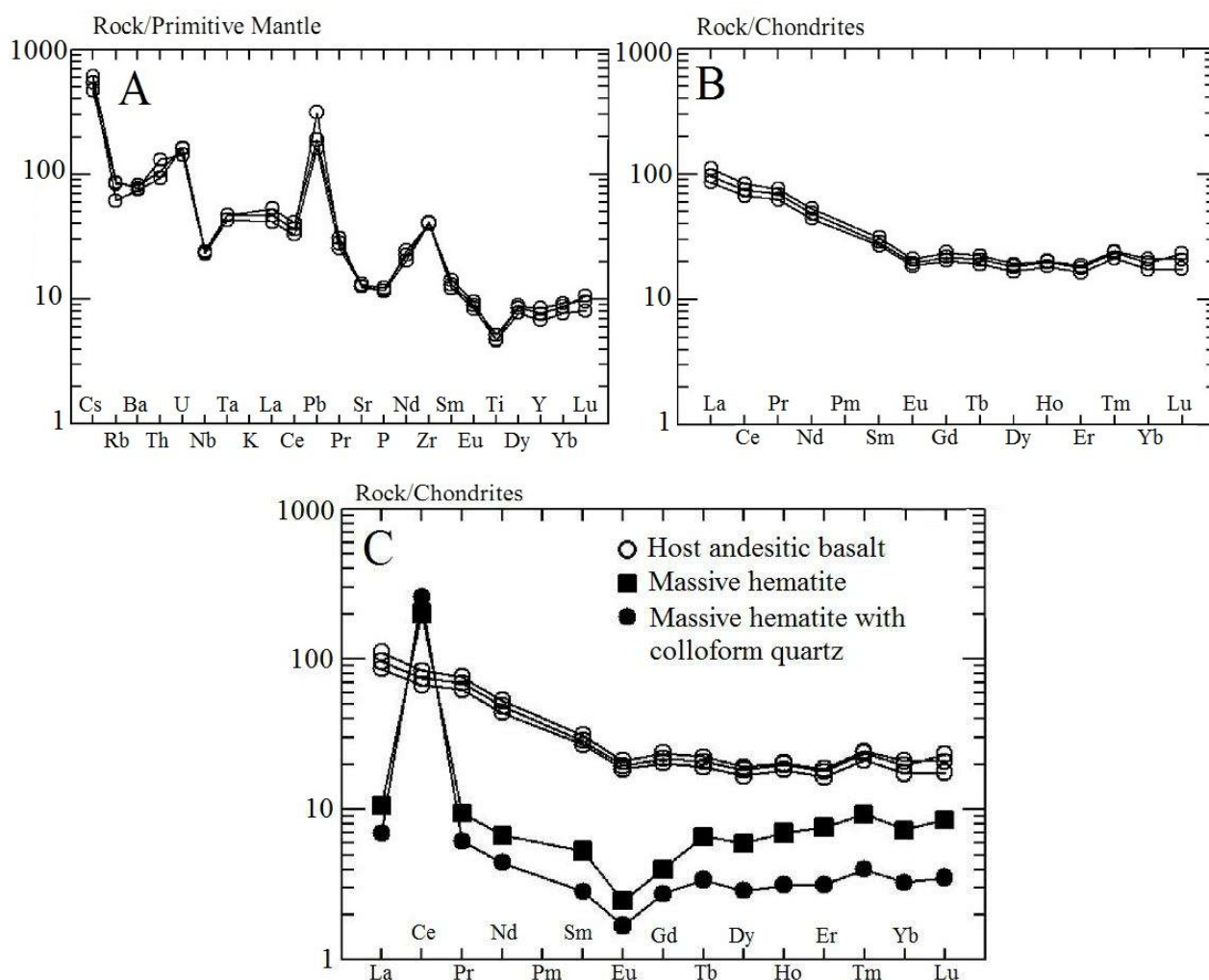
به‌طور معمول از الگوی رفتاری عناصر نادر خاکی در مواد معدنی برای تفسیر تاریخچه تشکیل و منشأ کنسارها استفاده می‌شود (Cullers and Graf, 1984; Lottermoser, 1992). بررسی این الگو برای پهنه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی مسگر (شکل C-10) نشان می‌دهد که نمونه‌های

ژئوشیمی سیالات گرمایی برای تحرک این عناصر در رخداد
سیالات کانه‌زا و سنگ میزبان است.
معدنی مسگر کافی بوده و بیانگر میزان بالای واکنش بین

جدول 1. نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگهای آتشفشانی میزبان (نمونه‌های M-20، M-15 و M-20A) و پهنه‌های کانه‌دار (نمونه‌های M-6 و M-30) در رخداد معدنی آهن مسگر. داده‌های عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt%) و عناصر فرعی و کمیاب بر حسب میلی‌گرم در تن (ppm) می‌باشند.

Table 1. Geochemical data of volcanic host rocks (samples M-20, M-15 and M-20A) and ore zones (samples M-6 and M-30) from the Mesgar iron occurrence. Major elements in wt%, and trace and rare earth elements in ppm.

Element	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	LOI	Cu
M-15	59.04	0.99	16.43	7.49	5	0.16	2.96	5.82	3.95	1.52	0.23	0.02	1.29	0.03
M-20	58.53	0.98	16.62	7.48	5	0.16	2.95	5.95	4.1	1.35	0.22	-	1.63	0.01
M-20A	59.04	0.97	16.52	7.22	4.75	0.17	2.83	5.91	4.06	1.38	0.23	-	1.61	-
	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Rb	Re	S	Sb
M-15	0.68	8.45	5.9	569	1.7	<0.1	4.55	0.21	16.7	17	53.5	<0.01	<50	0.1
M-20	0.22	8.42	2.8	540	1.9	0.3	4.23	0.15	15.6	15	54.9	<0.01	<50	0.2
M-20A	0.2	7.58	2	526	2.1	<0.1	4.08	0.15	15.3	14	39.1	<0.01	<50	<0.1
M-6	0.04	2420	1.1	61.9	<0.2	<0.1	1290	0.06	1.1	15	9.8	<0.01	<50	0.2
M-30	0.02	2320	0.7	161	<0.2	<0.1	1910	<0.05	0.7	6	5.4	<0.01	<50	0.1
	Sc	Se	Sn	Sr	Ta	Te	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Nb	Ni
M-15	14	0.46	2.8	279	1.93	<0.2	1.32	13.1	1.42	1200	1.7	3.34	17.4	8
M-20	17	0.1	2.9	266	1.92	<0.2	1.12	15.6	1.50	1140	1.5	3.17	16.8	6
M-20A	12	<0.05	2.6	268	1.76	<0.2	1.15	9.1	1.23	1260	1.4	3.16	16.6	9
M-6	1	<0.05	1.5	10.9	3.78	<0.2	1390	3.7	2890	419	2.4	524	0.6	3
M-30	<1	<0.05	1.3	44.6	0.2	<0.2	917	3.1	1930	203	1.2	544	<0.5	3
	P	Pb	Cs	Cu	Fe	Ga	Ge	Hf	Hg	In	Th	Ti	Tl	U
M-15	1170	22.2	3.7	45.5	5.49	19.7	1.40	10.5	<0.05	0.06	9.01	6740	0.8	3.43
M-20	1110	13.4	4.8	27.9	5.16	18.9	1.41	10.1	<0.05	0.07	11.1	6140	0.9	3.01
M-20A	1120	11.5	4.3	32.4	5.11	19.7	1.39	10.2	<0.05	0.06	7.92	6170	0.8	3.38
M-6	19	17.4	1.4	8.4	43.3	3.72	0.65	0.15	<0.05	<0.01	1.36	143	0.1	3.36
M-30	7	0.8	3.1	10.2	32.60	3.11	0.56	<0.02	<0.05	<0.01	0.37	99	0.2	2.74
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
M-15	32	64.6	7.76	30.6	5.83	1.5	6.04	0.98	6.28	1.39	4.03	0.71	4.31	0.79
M-20	36.6	72.6	8.53	33.3	6.36	1.61	6.54	1.05	6.58	1.42	4.17	0.72	4.6	0.71
M-20A	28.4	58.4	7.06	27.8	5.47	1.42	5.63	0.9	5.75	1.29	3.69	0.64	3.83	0.6
M-6	3.51	175	1.06	4.22	1.08	0.19	1.11	0.31	2.04	0.49	1.71	0.28	1.61	0.29
M-30	2.29	223	0.69	2.79	0.58	0.13	0.76	0.16	0.99	0.22	0.71	0.12	0.72	0.12
	W	Y	V	Zn	Zr									
M-15	1	35	162	110	463									
M-20	1.3	38.3	152	105	454									
M-20A	0.8	30.9	153	138	451									
M-6	0.5	13.8	49	16.9	10									
M-30	<0.1	5.06	16	18.6	<1									



شکل 10. A: نمودار چند عنصری به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگهای آتشفشانی منطقه مسگر. B: الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگهای آتشفشانی منطقه مسگر. C: الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده برای گدازه‌های آندزیت‌بازالتی و پهنه‌های کانه‌دار منطقه مسگر که نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) به‌هنجار شده‌اند.

Fig. 10. A: Primitive mantle–normalized multiple element diagram (Sun and McDonough, 1989) for the volcanic rocks from the Mesgar area, B: Chondrite–normalized REE pattern (Nakamura, 1974) for the volcanic rocks from the Mesgar area, C: Chondrite–normalized REE patterns (Nakamura, 1974) for andesitic basalt lavas and ore zones from the Mesgar area.

کوکاد، پوسته‌ای و پُرکننده فضاهای خالی در بخشهای کانه‌دار و مواد باطله؛ 2) کانیهای دگرسانی شامل کوارتز و کلریت و 3) کانیهای معدنی شامل هماتیت، مگنتیت و کالکوپیریت، نشان می‌دهند که کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی مسگر از نوع رگه‌ای گرمایی و حاصل تنش‌ست مواد از یک سیال گرمایی است (Yilmaz et al., 2010; Kouhestani et al., 2012;) (Shahidi et al., 2012).

تیپ و خاستگاه کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی مسگر با توجه به مطالعات انجام‌شده در این پژوهش و همچنین مقایسه ویژگیهای زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی در رخداد معدنی مسگر با تیپ‌های مختلف کانسارهای آهن، کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی مسگر شباهت زیادی با کانسارهای آهن تیپ گرمایی (Barker, 1995; Marschik and Fontbote, 2001) دارد. شواهدی از قبیل 1) بافت‌های رگه-رگه‌چهای، خُردشده، برشی، گل‌کلمی،

اکسیداسیون کانیهای سولفیدی (کالکوپیریت) و گسترش کائولینیتی شدن در پهنه‌های سطحی شده است.

نتیجه‌گیری

1- شواهدی مانند مشاهدات صحرایی، ژئومتری، ساخت و بافت، هم‌یافتی، زمین‌شیمی و دگرسانیهایی تشکیل شده در رخداد معدنی آهن مسگر، همگی حاکی از آن است که این رخداد معدنی را می‌توان در ردیف کانسارهای آهن تیپ رگه‌ای تقسیم‌بندی کرد.

2- سنگ میزبان کانه‌زایی در رخداد معدنی مسگر، گدازه‌های آندزی‌بازالتی با ماهیت کالک‌آلکان هستند. الگوهای به‌هنجار شده چند عنصری این سنگها نسبت به گوشته اولیه، بیانگر غنی‌شدگی آنها از عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE می‌باشد که از ویژگیهای بارز کمانهای ماگمایی است. الگوهای به‌هنجار شده عناصر REE این سنگها نسبت به کندریت نیز غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE به همراه آنومالی منفی ضعیف Eu را نشان می‌دهد. این ویژگیها نشان می‌دهند که منشأ ماگمای این سنگها می‌تواند مخلوطی از مواد گوشته و پوسته باشد.

3- الگوی به‌هنجار شده عناصر نادر خاکی در بخشهای کانه‌دار نسبت به سنگهای میزبان سالم نشان می‌دهد میزان این عناصر به جز Ce در بخشهای کانه‌دار تهی شده است. این امر بیانگر میزان بالای واکنش بین سیالات کانه‌زا و سنگ میزبان است.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران مجله زمین‌شناسی اقتصادی به‌خاطر راهنمایی‌های علمی که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر گردیده است، سپاس‌گزاری کنند.

براساس مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی، تکوین این رخداد معدنی را می‌توان در سه مرحله خلاصه کرد: مرحله نخست: این مرحله با تشکیل توالیهای آذرآواری و آتشفشانی همراه بوده است. طی این مرحله، کانه‌زایی مرحله اول به‌صورت هماتیت‌های دانه‌پراکنده درون واحدهای آتشفشانی (گدازه‌های آندزی‌بازالتی) رخ داده است. هماتیت‌های این مرحله به همراه سنگهای میزبان خود تحت تأثیر رخدادهای پرشی گرمایی، خرد شده و به‌صورت خُرده‌کانی و خُرده‌سنگهای پرشی گردشده در برش‌های مرحله دوم دیده می‌شوند.

مرحله دوم: این مرحله با توسعه فعالیت‌های گرمایی، پرشی و کانه‌زایی همراه بوده است. فرآیندهای پرشی این مرحله، کانه‌زایی مرحله اول را تحت تأثیر قرار داده است، به‌طوری‌که آثار آن به‌صورت خُرده‌کانی و خُرده‌سنگهای گردشده در برش‌های گرمایی مرحله دوم دیده می‌شوند. در مرحله دوم، سیالات گرمایی با منشأ ماگمایی و یا جوی (Hedenquist et al., 1996; Hedenquist et al., 1998) سبب توسعه رخدادهای پرشی گرمایی و به تبع آن، ایجاد نفوذپذیری و تمرکز جریان سیالات کانه‌دار و کانه‌زایی در رخداد معدنی مسگر شده است. تمرکز جریان سیالات گرمایی با ته‌نشست کوارتزهای ریزبلور، هماتیت، مگنتیت و کالکوپیریت در محل شکستگیها و فضاها خالی رگه‌ها و برش‌ها همراه بوده و سبب گسترش دگرسانیهایی سیلیسی و کلریتی در نزدیکی بخشهای نفوذپذیر شده است. ادامه ته‌نشست کانیها باعث مسدود شدن معبرها و کاهش میزان جریان سیال می‌شود. این عمل سبب تغییر در اندازه کانیها و ته‌نشست کوارتزهای درشت‌بلور در بخشهای داخلی سیستم کانه‌زایی شده است.

مرحله سوم: این مرحله با گسترش فرآیندهای هوازدگی مشخص می‌شود. هم‌زمان با توقف فعالیت‌های گرمایی و بالآ آمدن منطقه، هوازدگی و فرآیندهای سوپرژن، سبب

rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93(3): 219–230.

Bi, X., Hu, R. and Cornell, D.H., 2004. The alkaline porphyry associated Yao'an gold deposit, Yunnan, China: Rare earth element and stable isotope evidence for magmatic-

References

- Barker, D.S., 1995. Crystallization and alteration of quartz monzonite, Iron Spring mining district, Utah, relation to associated iron deposits. *Economic Geology*, 90(8): 2197–2217.
- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-

- hydrothermal ore formation. *Mineralium Deposita*, 39(1): 21–30.
- Bierlein, F.P., Waldron, H.M. and Arne, D.C., 1999. Behaviour of rare earth and high field strength elements during hydrothermal alteration of meta-turbidites associated with mesothermal gold mineralization in central Victoria, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 67(1): 109–125.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8(2): 173–174.
- Cullers, R.L. and Graf, J.L., 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks ore petrogenesis. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Elements Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 275–316.
- Dong, G., Morrison, G. and Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic Geology*, 90(6): 1841–1856.
- Eftekheārnezhād, J., 1980. Dividing different parts of Iran according to their structural positions in relation to the sedimentary basins. *The Journal of the Iranian Petroleum Institute*, 82: 19–28. (in Persian)
- Galoyan, R.Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C. and Melkonyan, R., 2009. Geology, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic back-arc opening and hot spot event between south Armenia and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(2): 135–153.
- Ghorbani, M., 2007. Economic geology, mineral deposits and natural resources of Iran. *Arian Zamin*, Tehran, 492 pp.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 390 pp.
- Giritharan, T.S. and Rajamani, V., 2001. REE geochemistry of ore zones in the Archean auriferous schist belts of the eastern Dharwar Craton, south India, *Proc. Indian Academic Science (Earth Planet Science)*, 110(2): 143–159.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward, and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 67–81.
- Hedenquist, J.W. and Arribas, A., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far southeast Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93(4): 373–404.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A. and White, N.C., 1996. Hydrothermal system in volcanic arcs, origin of the exploration for epithermal gold deposits. A short course at Mineral Resource Department, Geological Survey of Japan, Tsukuba, Japan.
- Ineson, P.R., 1989. Introduction to practical ore microscopy. Longman Scientific and Technical, London, 181 pp.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and 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(1): 38–56
- Kikawada, Y., Ossaka, T., Oi, T. and Honda, T., 2001. Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water. *Chemical Geology*, 176(1): 137–149.
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, K., Meffre, S. and Emami, M.H., 2012. Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran. *Mineralium Deposita*, 47(4): 425–440.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northern parts of the Late Neoproterozoic East Africa Orogen: a review. *Lithos*, 45(1): 177–195.
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1): 25–41.
- Marschik, R. and Fontbote, L., 2001. The Candelaria-Punta Del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, 96(8): 1799–1826.
- Miyashiro, A., 1977. Nature of alkalic volcanic series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(1): 91–110.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Rashidnejad-Omran, N. and Daliran, F., 2009. Geochemistry and origin of apatite-bearing iron oxide deposit of Sorkhe Dizaj, SE Zanzan. *Journal of Economic Geology*, 1(1): 19–46.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and

- ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 755–773.
- Palacios, C.M., Hein, U.F. and Dulski, P., 1986. Behavior of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper–silver deposit, north Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 80(3): 208–216.
- Rādfar, J., Mohammadiha, K. and Ghahraeipour, M., 2005. Geological map of Zarrin Rood (Garmab), scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, New York, 1205 pp.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran. *Economic Geology*, 101(8): 1455–1496.
- Shahidi, E., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2012. Structure, texture and mineralograpy of Mesgar iron occurrence, south Gheydar. 4th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Birjand, Birjand, Iran. (in Persian with English abstract)
- Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman and Hall, London, 445 pp.
- Spangenberg, J.E., Lavric, J.V., Alcalá, C., Gosar, M., Dold, B. and Pfeifer, H.P., 1999. Inorganic and organic geochemical patterns of waste material from the Idrija mercury mine (Slovenia): Tracers of natural and anthropogenic chemicals. 5th Biennial SGA Meeting and 10th Quadrennial IAGOD Symposium, London, England.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7): 1229–1258.
- Stromer, J.C., 1972. Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field, northeastern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 83(11): 3299–3322.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 313–345.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in the andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1): 1–16.
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge- the role of H₂O in the genesis of mantle-derived arc-related magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1): 215–232.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 446 pp.
- Yilmaz, H., Oyman, T., Arehart, G.B., Colakoglu, A.R. and Billor, Z., 2007. Low-sulfidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey. *Ore Geology Reviews*, 32(1): 81–124.
- Yilmaz, H., Oyman, T., Sonmez, F.N., Arehart, G.B. and Billor, Z., 2010. Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespah Dere (Lapseki/western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37(3): 236–258.



Investigation on type and origin of iron mineralization at Mesgar occurrence, south of Zanjan, using petrological, mineralogical and geochemical data

Mohammad Ebrahimi, Hossein Kouhestani* and Ehsan Shahidi

Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Submitted: Sep. 25, 2013

Accepted: Mar. 18, 2014

Keywords: *Iron mineralization, hydrothermal vein, breccia, alteration, Mesgar, Zanjan.*

Introduction

Mesgar iron occurrence is located in northwestern part of the Central Iran, 115 km south of Zanjan. Although there is a sequence of volcanic-pyroclastic rocks accompanied by iron mineralization, no detailed works had been conducted in the area. The present paper provides an overview of the geological framework, the mineralization characteristics, and the results of geochemical study of the Mesgar iron occurrence with an application to the ore genesis. Identification of these characteristics can be used as a model for exploration of this type of iron mineralization in the Central Iran and elsewhere.

Materials and methods

Detailed field work has been carried out at different scales in the Mesgar area. About 16 polished thin and thin sections from host rocks and mineralized and altered zones were studied by conventional petrographic and mineralogical methods at the Department of Geology, University of Zanjan. In addition, a total of 3 samples from least-altered volcanic host rocks and 2 samples from ore zones from the Mesgar occurrence were analyzed by ICP-MS and ICP-OES for whole-rock major and trace elements and REE compositions at the Zarazma Laboratories, Tehran, Iran.

Results and Discussion

Based on field observation, rock units exposed in the Mesgar area consist of Miocene sedimentary rocks and volcanic-pyroclastic units (Rādfar et al., 2005). The pyroclastic units consist of volcanic breccia and agglomerate. They lie concordantly on the Miocene sedimentary units, and are in turn concordantly overlain by andesitic basalt lavas.

The lavas show porphyritic texture consisting of plagioclase (up to 3 mm in size) and pyroxene phenocrysts set in a fine-grained to glassy groundmass. Seriate, cumulo-phyrict, glomeroporphyritic and trachytic textures are also observed.

Iron mineralization occurs as vein and lens-shaped bodies within and along the contacts of pyroclastic (footwall) and andesitic basalt lavas (hanging wall). The veins reach up to 150 m in length and average 1.5 m in width, reaching a maximum of 3 m. Two stages of mineralization identified at Mesgar. Stage-1 mineralization formed before the hydrothermal brecciation events. This stage is characterized by disseminated fine-grained hematite in the andesitic basalt lavas. Clasts of stage-1 mineralization have been recognized in the hydrothermal breccias of stage-2. Stage-2 is represented by quartz, hematite and chlorite veins and breccias cement. This stage contains abundant hematite, together with minor magnetite and chalcopyrite.

The hydrothermal alteration assemblages at Mesgar grade from proximal quartz and chlorite to distal sericite and chlorite-calcite. The quartz and chlorite alteration types are spatially and temporally closely associated with iron mineralization. The sericite and chlorite-calcite alterations mark the outer limit of the hydrothermal system. Supergene alteration (kaolinite) is commonly focused along joints and fractures.

The ore minerals at Mesgar formed as vein and hydrothermal breccia cements, and show vein-veinlet, massive, brecciated, clastic and disseminated textures. Hematite is the main ore which is accompanied by minor magnetite and

*Corresponding authors Email: kouhestani@znu.ac.ir

chalcopyrite. Goethite is a supergene mineral. Quartz and chlorite are present in the gangue minerals that represent vein-veinlet, vug infill, colloform, cockade and crustiform textures.

The Mesgar volcanic host rocks are characterized by LILE and LREE enrichment coupled with HFSE depletion. They have positive U, Th and Pb and negative Ba, Nb, P and Ti anomalies. Our geochemical data indicate a calc-alkaline affinity for the volcanic rocks (Kuster and Harms, 1998; Ulmer, 2001), and suggest that they originated from mantle melts contaminated by the crustal materials (Chappell and White, 1974; Miyashiro, 1977; Harris et al., 1986). The ore zones show lower concentrations of REE, except Ce, relative to fresh volcanic host rocks. LREE are more depleted than HREE. These signatures indicate high rock-fluid interaction in Mesgar.

Comparison of the geological, mineralogical, geochemical, textural and structural characteristics of the Mesgar occurrence with different types of iron deposits reveals that iron mineralization at Mesgar is originally formed as volcano-sedimentary, and then reconcentrated as vein mineralization by hydrothermal fluids (Barker, 1995; Marschik and Fontbote, 2001, Shahidi et al., 2012).

Acknowledgements

The authors are grateful to the University of Zanjan Grant Commission for research funding. Journal of Economic Geology reviewers and editor are also thanked for their constructive suggestions on alterations to the manuscript.

References

- Barker, D.S., 1995. Crystallization and alteration of quartz monzonite, Iron Spring mining district, Utah, relation to associated iron deposits. *Economic Geology*, 90 (8): 2197–2217.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8(2): 173–174.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward, and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 67–81.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northern parts of the Late Neoproterozoic East Africa Orogen: a review. *Lithos*, 45(1): 177–195.
- Marschik, R. and Fontbote, L., 2001. The Candelaria-Punta Del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, 96(8): 1799–1826.
- Miyashiro, A., 1977. Nature of alkalic volcanic series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(1): 91–110.
- Rādfar, J., Mohammadiha, K. and Ghahraeipour, M., 2005. Geological map of Zarrin Rood (Garmab), scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Shahidi, E., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2012. Structure, texture and mineralogy of Mesgar iron occurrence, south Gheydar. 4th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Birjand, Birjand, Iran. (in Persian with English abstract)
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge- the role of H₂O in the genesis of mantle-derived arc-related magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1): 215–232.