

# رخدادهای معدنی آهن میانج، جنوب باختر زنجان: کانه‌زایی تپ آتشفشانی - رسوبی دگرگون و دگر شکل شده در پهنه سندج - سیرجان

فناوه پورمحمد، حسین کوهستانی<sup>۱</sup>، امیر مرتضی عظیم‌زاده<sup>۲</sup>، قاسم نباتیان<sup>۳</sup> و میرعلی اصغر مختاری<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان

<sup>۲</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان

<sup>۳</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۲/۳۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۲۰

## چکیده

رخدادهای معدنی آهن میانج در پهنه فلز زایی تکاب-انگوران-تخت سلیمان و در فاصله ۱۰۰ کیلومتری جنوب باختر زنجان واقع شده است. کانه‌زایی آهن در این منطقه به صورت عدسی شکل و هم‌روند با بر گوارگی درون واحدهای شیستی و متاتوف ریولیتی (معادل سازند کهر) رخ داده است. بر اساس مطالعات کانه‌نگاری، مگنتیت کانی معدنی و کوارتز کانی باطله را در میانج تشکیل می‌دهند. بافت کانه‌ها از نوع دانه‌پراکنده، لایه‌ای، لامینه‌ای، توده‌ای، رگه-رگچه‌ای و جانشینی است. می‌توان سه مرحله کانه‌زایی در رخدادهای معدنی میانج تفکیک کرد. کانه‌زایی مرحله اول به صورت مگنتیت‌های دانه‌پراکنده، لامینه‌ای و عدسی شکل چینه‌سان و چینه کران هم‌روند با بر گوارگی واحدهای میزبان دیده می‌شود. مرحله دوم کانه‌زایی با چین خوردگی نوارهای کانه‌دار و ریزساختارهای سیگما و بودین‌شدگی در بلورهای مگنتیت، رشد سایه فشاری کوارتز و دور زدن بر گوارگی در اطراف بلورهای مگنتیت و تبلور مجدد بلورهای کوارتز و مگنتیت مشخص می‌شود. کانه‌زایی مرحله سوم با رگه-رگچه‌های تأخیری کوارتزی مشخص می‌شود که مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده است. بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت در سنگ‌های میزبان فاقد کانه‌زایی و بخش‌های کانه‌دار بیانگر تهی‌شدگی این عناصر در بخش‌های کانه‌دار است. ویژگی‌های رخدادهای معدنی میانج با کانسارهای آهن نوع آتشفشانی-رسوبی دگرگون و دگر شکل شده قابل مقایسه است.

**کلیدواژه‌ها:** کانه‌زایی آهن، آتشفشانی-رسوبی، میانج، زنجان، سندج-سیرجان

\*نویسنده مسئول: حسین کوهستانی

E-mail: kouhestani@znu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی برای اکتشاف کانه‌زایی‌های مشابه را در پهنه فلز زایی تکاب-انگوران-تخت سلیمان معرفی کند و به‌عنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرار دهد.

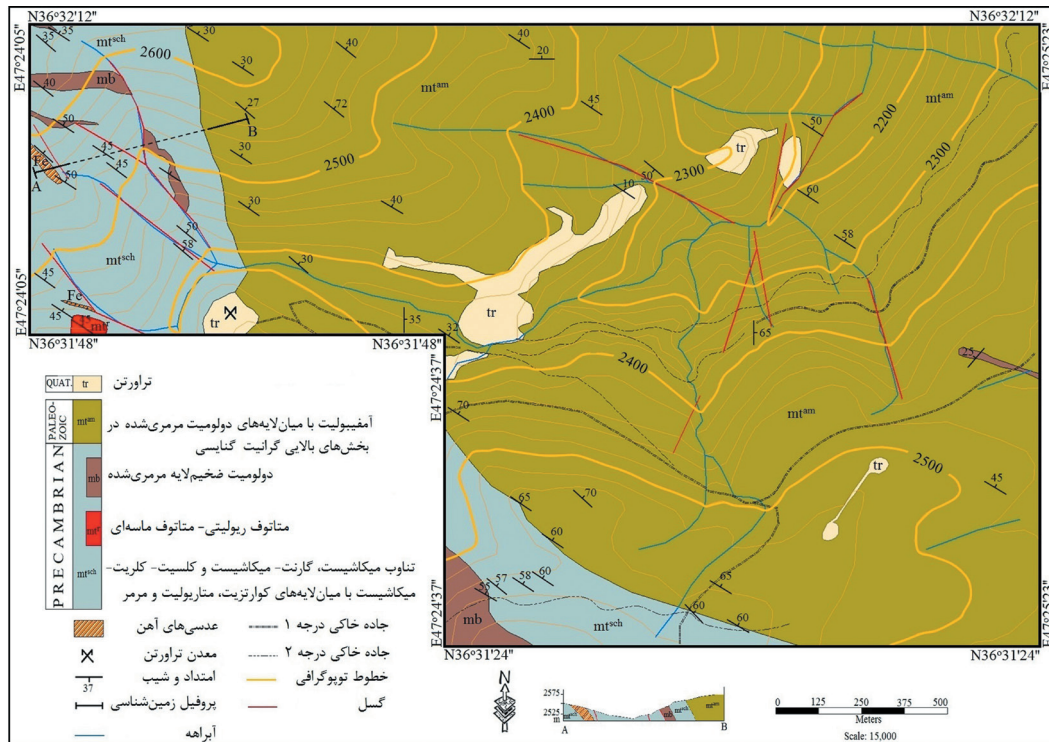
## ۲- روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل شناسایی عدسی‌های آهن‌دار و چگونگی ارتباط آنها با سنگ‌های میزبان و نمونه‌گیری از آنها برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. در این راستا، علاوه بر انجام مطالعات صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰، بیش از ۶۰ نمونه از واحدهای سنگی میزبان و رخنمون‌های کانی‌سازی برداشت شد. از این بین، ۲۴ مقطع نازک، ۱۲ مقطع نازک-صیقلی و ۲ مقطع صیقلی برای مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت، تهیه و با استفاده از میکروسکوپ‌های پلاریزان دو منظوره مدل GX در دانشگاه زنجان مطالعه شد. سپس به منظور انجام مطالعات زمین‌شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی (REE)، ۴ نمونه از سنگ‌های میزبان و ۷ نمونه از بخش‌های کانه‌دار انتخاب و به روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه شرکت زرآما در تهران آنالیز شد.

## ۳- زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه میانج

با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۵) و بر اساس پیمایش‌های صحرایی انجام شده در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ منطقه میانج (شکل ۱)، واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه شامل واحدهای شیستی، آمفیبولیتی و نهشته‌های تراورتن هستند (شکل ۲). واحدهای شیستی میان‌لایه‌های کوارتزیت، متاتوف ریولیتی، مرمر و دولومیت‌های مرمری شده دارند. واحدهای آمفیبولیتی دارای میان‌لایه‌های دولومیت مرمری هستند و در بخش‌های بالایی به گرانیت‌های گنایسی تبدیل می‌شوند.

رخدادهای معدنی آهن میانج در فاصله ۱۰۰ کیلومتری جنوب باختر زنجان و در بخش شمالی پهنه سندج-سیرجان (Stöcklin, 1968) قرار دارد و بخشی از پهنه کانه‌دار تکاب-انگوران-تخت سلیمان است. از دیدگاه فلز زایی، این پهنه یکی از ایالت‌های فلز زایی مهم در ایران محسوب می‌شود. کانسارهای طلای زرشوران (Daliran et al., 1999 and 2002; Mehrabi et al., 1999; Asadi et al., 1999 and 2000) آق‌دره (Daliran, 2008) و توزلار (حیدری و همکاران، ۱۳۹۳؛ Heidari et al., 2015)، همراه با کانسار روی-سرب انگوران (Daliran et al., 1999 and 2013;) Gilg et al., 2006; Boni et al., 2007) و سرب-روی-نقره آق‌قلعه‌سی (Mohammadi Niaei et al., 2015) در این پهنه قرار دارند. مطالعات اکتشافی انجام شده طی سال‌های اخیر در منطقه حلب (جنوب باختر زنجان) منجر به شناسایی کانسارها و آنومالی‌های متعددی از کانه‌زایی‌های آهن در این بخش از منطقه شده است. از مهم‌ترین این کانه‌زایی‌ها می‌توان به کانسارهای گورگور، حلب ۱، حلب ۲، میانج و کوسج اشاره کرد که همگی درون توالی سنگ‌های دگرگونی معادل سازند کهر (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۵) واقع شده‌اند. پژوهش‌های اخیر انجام شده بر روی کانسارهای گورگور (محمدی، ۱۳۹۲؛ محمدی و همکاران، ۱۳۹۳)، حلب ۱ (فریدونی، ۱۳۹۶) و حلب ۲ (توفیقی و همکاران، ۱۳۹۵)، تپ کانه‌زایی آهن در این کانسارها را آتشفشانی-رسوبی دگرگون و دگر شکل شده معرفی کرده است. این کانه‌زایی‌ها ژئومتری لایه‌ای و عدسی شکل دارند و با بر گوارگی واحدهای شیستی میزبان خود هم‌روند هستند. رخدادهای معدنی آهن میانج یکی از کانی‌سازی‌های موجود در منطقه تکاب-انگوران-تخت سلیمان است که ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی مشابهی با دیگر کانه‌زایی‌های آهن موجود در این پهنه فلز زایی دارد. با وجود انجام مطالعات اکتشافی سیستماتیک در این رخدادهای معدنی (کوهستانی، ۱۳۹۴)، تاکنون مطالعه علمی دقیقی بر روی آن انجام نشده است. در این مقاله، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمیایی رخدادهای معدنی آهن میانج بررسی و تپ کانه‌زایی و مدل تشکیل آن تعیین شده است. مطالعه دقیق این نوع کانه‌زایی‌ها



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ منطقه میانج (با تغییرات از کوهستانی، ۱۳۹۴).



شکل ۲- نمایی از واحد‌های سنگی موجود در رخداد معدنی آهن میانج (دید به سمت شمال). علامت‌های ستاره محل رخنمون عدسی‌های آهن هستند.

کوارتز، فلدسپار و مقدار جزئی بیوتیت تشکیل شده‌اند. فابریک غالب در این سنگ‌ها از نوع گرانوبلاستیک و لپیدوبلاستیک است (شکل ۳- ب). مهاجرت مرز بلوری و تشکیل عدسی‌های چندبلوری با حاشیه بلوری نامنظم ناشی از تبلور دوباره دینامیکی و خاموشی موجی از ویژگی‌های بلورهای کوارتز در مسکوویت‌شیت‌هاست. بیوتیت‌شیت‌ها دارای بیوتیت‌های فراوان و مقادیر ناچیزی مسکوویت هستند که در راستای برگوارگی سنگ قرار گرفته‌اند. فابریک غالب آنها لپیدوبلاستیک و گرانوبلاستیک است (شکل ۳- پ). تفکیک نوارهای غنی از کوارتز و نوارهای غنی از بیوتیت (و مسکوویت) یکی از مهم‌ترین فابریک‌های موجود در واحد‌های بیوتیت‌شستی و مسکوویت‌شستی منطقه است. این لایه‌بندی که در واقع یک نوع لایه‌بندی ترکیبی است (Turner and Weiss, 1963) بیشتر بازتابی از ترکیب شیمیایی سنگ اولیه است (Passchier and Trouw, 1997). کلسیت کلریت میکاشیست‌ها از متابوت باندهای کوارتز و فلدسپار و باندهای مسکوویت، بیوتیت و کلریت تشکیل شده‌اند و دارای فابریک لپیدوبلاستیک هستند. در این سنگ‌ها، کلسیت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار، باندهای باریکی را تشکیل داده است که به موازات برگوارگی سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳- ت). فراوانی کلسیت به حدود ۱۰ درصد می‌رسد.

زمین‌شناسی این واحدها به شرح زیر است:

### ۳-۱. واحدهای شیستی

این واحدها اصلی‌ترین واحدهای موجود در منطقه مورد مطالعه هستند. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، واحدهای شیستی شامل گارنت میکاشیست‌ها، میکاشیست‌ها و کلسیت کلریت میکاشیست‌ها هستند که در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. گارنت میکاشیست‌ها به صورت متابوت با میکاشیست‌ها دیده می‌شوند. فابریک غالب این سنگ‌ها گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و پویی کیلوبلاستیک است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها کوارتز، مسکوویت، بیوتیت و گارنت هستند. گارنت‌ها معمولاً به صورت پورفیروبلاست‌های شکل دار و نیمه‌شکل دار در اندازه‌های ۱ تا ۳ میلی‌متر دیده شده و دارای ادخال‌های فراوان کوارتز هستند. این کانی‌ها اغلب ساختار سایه فشاری متقارن و یا نامتقارن با دنباله‌هایی از جنس کوارتز نشان می‌دهند (شکل ۳- الف). بر گوارگی غالب سنگ که با جهت‌یافتگی کانی‌های مسکوویت و بیوتیت مشخص می‌شود، با بر گوارگی درون گارنت‌ها هم‌راستا نیست. این پدیده ناشی از فرایند دگرشکلی پس از رشد گارنت‌هاست (Yardley et al., 1990; Passchier and Trouw, 1997). بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، میکاشیست‌ها شامل دو نوع مسکوویت‌شیت و بیوتیت‌شیت هستند. مسکوویت‌شیت‌ها از مسکوویت،

### ۲-۳. کوارتزیت

کوارتزیت‌ها به صورت میان‌لایه درون واحدهای شیستی رخنمون دارند. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری این سنگ‌ها به‌طور عمده از کوارتز (تا ۸۰ درصد) با خاموشی موجی و حاشیه مضرسی تشکیل شده‌اند. فابریک غالب در کوارتزیت‌ها گرانوبلاستیک است (شکل ۳-ث). بعضاً، آثار دگرشکلی به صورت برگوارگی بسیار ضعیف در کوارتزیت‌ها قابل مشاهده است.

### ۳-۳. متاتوف ریولیتی

این واحدها نیز به صورت میان‌لایه در بین واحدهای شیستی رخنمون دارند. از مشخصات بارز این واحدها، دگرریختی است که سبب گسترش برگوارگی میلونیتی در آنها شده است. کانی‌های اصلی در متاتوف‌های ریولیتی کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز و غالباً بیوتیت هستند که در راستای برگ‌وارگی سنگ قرار گرفته‌اند. فابریک غالب در آنها گرانوبلاستیک است (شکل ۳-ج). کلسیت (تانویه) و گارنت به صورت کانی فرعی در متاتوف‌های ریولیتی دیده می‌شوند.

### ۴-۳. مرمر

مرمرها به صورت میان‌لایه در بین واحدهای شیستی و گاه آمفیبولیتی منطقه رخنمون دارند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، فابریک این سنگ‌ها گرانوبلاستیک است (شکل ۳-چ). بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار کلسیت (با فراوانی حدود ۹۸ درصد)، کانی عمده این سنگ‌هاست. کوارتز و به مقدار بسیار جزیی پلاژیوکلاز از دیگر کانی‌های موجود در مرمرها هستند که در بین کلسیت‌ها دیده می‌شوند.

### ۵-۳. دولومیت مرمری شده

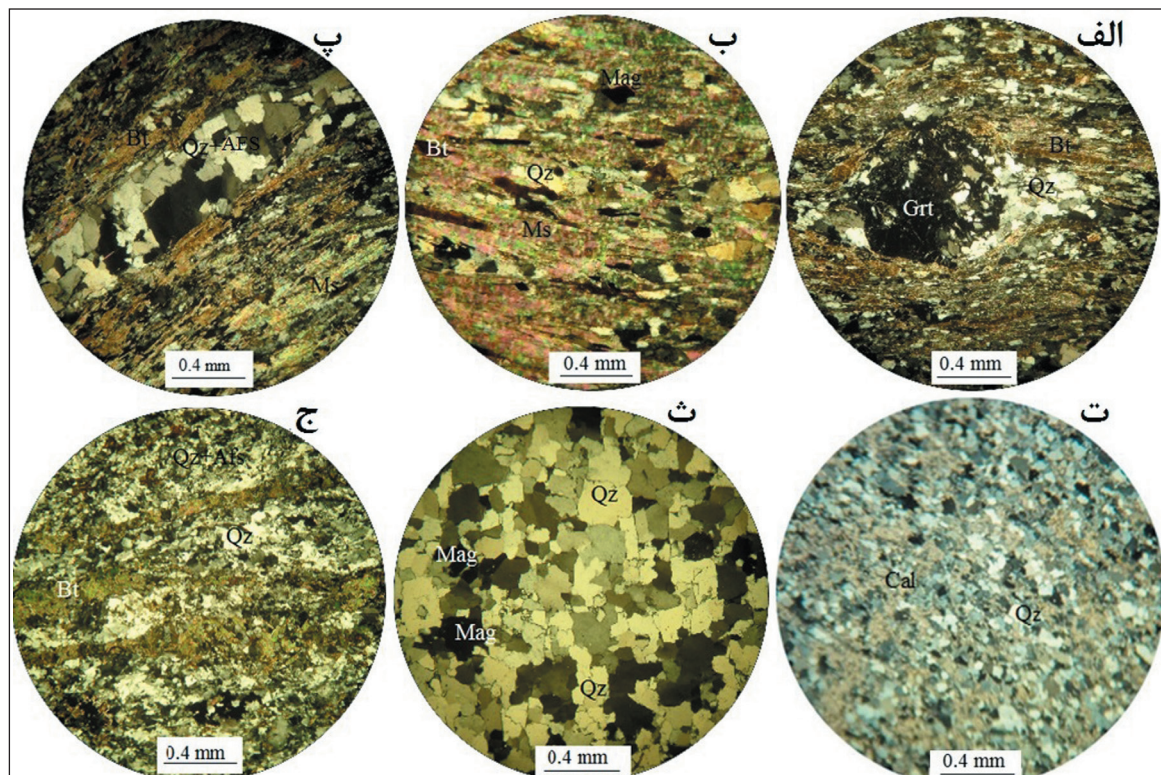
دولومیت‌های مرمری شده، ضخیم‌لایه هستند و با مورفولوژی صخره‌ساز به صورت میان‌لایه در بین واحدهای شیستی منطقه رخنمون دارند (شکل ۲). مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که فابریک این سنگ‌ها گرانوبلاستیک است. کلسیت کانی عمده (بیش از ۹۵ درصد) تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست که با اندکی کوارتز و فلدسپار آلکالن همراهی می‌شوند.

### ۶-۳. آمفیبولیت

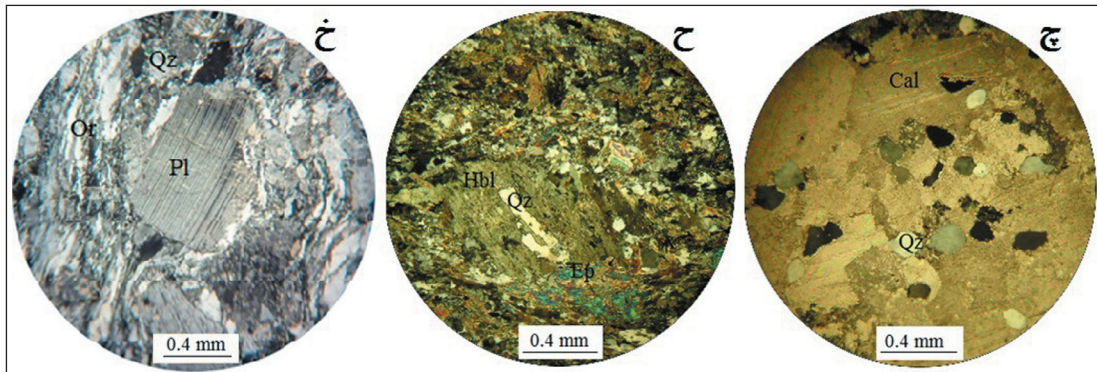
آمفیبولیت‌ها حجم زیادی از واحدهای سنگی منطقه میانچ را به خود اختصاص می‌دهند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، هورنبلند کانی عمده تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست که عمدتاً به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار با فراوانی بیش از ۶۰ درصد حضور دارد. برگوارگی مشخص موجود در این سنگ‌ها حاصل موازی قرار گرفتن بلورهای هورنبلند در راستای طول بلورهاست. فابریک عمده در آمفیبولیت‌ها، پورفیروبلاستیک و نماتوبلاستیک است (شکل ۳-ح).

### ۷-۳. گرانیت گنایسی

این سنگ‌ها بیشتر در بخش‌های بالایی توالی آمفیبولیتی منطقه رخنمون دارند. گرانیت‌های گنایسی تحت تأثیر دگرشکلی نسبتاً شدید قرار گرفته و میلونیتی شده‌اند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، فابریک این سنگ‌ها کاتاکلاستیک و پورفیروبلاستیک است (شکل ۳-خ). فلدسپار آلکالن کانی عمده این سنگ‌هاست که به صورت بلورهای درشت (پورفیروبلاست) دیده می‌شود. کوارتز و پلاژیوکلاز از دیگر کانی‌های مهم گرانیت‌های گنایسی هستند.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های تشکیل‌دهنده و فابریک واحدهای سنگی منطقه میانچ (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL). الف) ساختار سایه فشاری با دنباله‌های کوارتزی در اطراف بلورهای درشت گارنت (فابریک پورفیروبیوبی کیلوبلاستیک) در گارنت-میکاشیست‌ها که فابریک کنگره‌ای آن را دور می‌زند؛ ب) فابریک لیدوبلاستیک در مسکوویت‌شیست‌ها. مگنتیت‌ها در راستای برگ‌وارگی دیده می‌شوند؛ پ) فابریک‌های لیدوبلاستیک و گرانوبلاستیک در بیوتیت‌شیست‌ها؛ ت) بلورهای بی‌شکل کلسیت در متن بلورهای کوارتز-فلدسپار در کلسیت‌کلریت‌میکاشیست‌ها؛ ث) موزایک‌های کوارتز با فابریک گرانوبلاستیک در واحدهای کوارتزی منطقه (ج) فابریک گرانوبلاستیک و لیدوبلاستیک در متاتوف‌های ریولیتی؛



شکل ۳- ج) فابریک گرانوبلاستیک در مرمرها دارای کانی‌های گرد کوارتز و فلدسپار آلکالین؛ ح) فابریک پورفیروبلاستیک و نماتوبلاستیک در واحدهای آمفیبولیتی منطقه؛ خ) پورفیروبلاست‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالین در زمینه دانه‌ریز و خرد شده غنی از کوارتز در واحد گرانیت گناییسی. فابریک میولیتی در تصویر قابل مشاهده است. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است. (Afs: فلدسپار آلکالین، Bt: بیوتیت، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت، Grt: گارنت، Hbl: هورنبلند، Mag: مگنتیت، Ms: مسکوویت، Or: ارتوز، Pl: پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز).

### ۳-۸. تراورتن

تراورتن‌ها محصول فعالیت چشمه‌های آهک‌ساز با آب‌های سرد و گرم هستند. رخنمون اصلی این واحدها در بخش‌های مرکزی تا جنوب باختری منطقه دیده می‌شود که فعالیت‌های معدنی بر روی رخنمون بخش جنوب باختری آن در حال انجام است (شکل ۲).

به‌طور کلی، وجود واحدهای آذرین اسیدی و بازیک دگرگون‌شده (متاتوف‌های ریولیتی و آمفیبولیت‌ها) در تناوب با واحدهای شیستی در منطقه مورد مطالعه حاکی از فعالیت ماگمایی دوگانه (اسیدی و بازیک) در حوضه تشکیل این سنگ‌هاست. این نوع فعالیت ماگمایی عمدتاً مربوط به حوضه‌های کشتی درون قاره‌ای از نوع اولاکوژن است (Mianovski, 1992). تشکیل این حوضه‌های کشتی در پهنه سندج- سیرجان به زمان پالئوزویک (پیش از دونین) نسبت داده شده است (Sabzehi, 1974; Berberian and King, 1981).

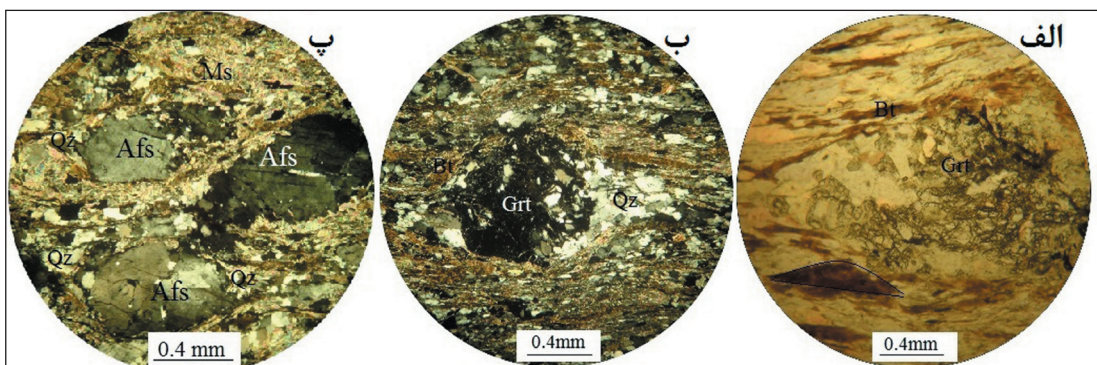
از نظر ساختاری، منطقه مورد مطالعه دارای چین‌خوردگی‌ها و گسل‌خوردگی‌های فراوانی است. چین‌خوردگی‌های کوچک‌مقیاس بیشتر در واحدهای شیستی دیده می‌شود و سبب ایجاد ریزچین‌های خوابیده در این سنگ‌ها شده است. محور این چین‌ها به موازات برگوارگی عمومی سنگ است. سیستم‌های گسلی عموماً امتداد شمال باختری- جنوب خاوری و شمال خاوری- جنوب باختری دارند. این گسل‌ها، گسل‌های درجه ۲ و درجه ۳ در پیوند با گسل راست‌الغز قینرجه- چهارطاق هستند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۵).

### ۴- دگرشکلی

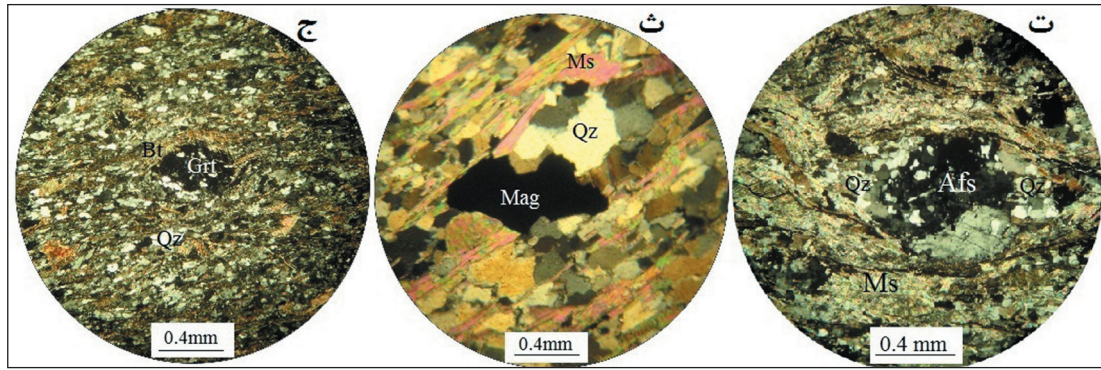
تاکنون تعیین سن دقیقی بر روی واحدهای سنگی منطقه تکاب-انگوران-تخت سلیمان انجام نشده و سن رخدادهای دگرگونی و دگرشکلی در این منطقه مورد بحث است. لذا با توجه به عدم رخداد دگرگونی و دگرشکلی در توده‌های نفوذی منتسب به ژوراسیک در این منطقه (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۵)، به نظر می‌رسد سن دگرگونی و دگرشکلی قبل از ژوراسیک (احتمالاً مرتبط با فازهای کوهزایی سیمین) باشد. دو نوع دگرشکلی شکل‌پذیر و شکنا در منطقه میانج قابل تشخیص است که در این بین، دگرشکلی شکل‌پذیر، مهم‌ترین فاز دگرشکلی در منطقه بوده و طی آن تغییرات ساختاری شدیدی در سنگ‌های منطقه به وقوع پیوسته است. شواهد این دگرشکلی در سنگ‌های منطقه میانج شامل ساختارهای میکاماهی، پدیده رشد در سایه فشار و یا سایه وانتشی، بودین‌شدگی، پورفیرو کلاست‌های پوششی نوع سیگما، خاموشی موجی و دور زدن بلورهای میکایی اطراف پورفیروکلاست‌ها هستند (شکل ۴). دگرریختی و ساختارهای حاصل از دگرشکلی شکنا بیشتر در مقیاس رخنمون و به‌صورت درزه‌ها و شکستگی‌ها دیده می‌شود.

### ۵- کانه‌زایی و دگرسانی

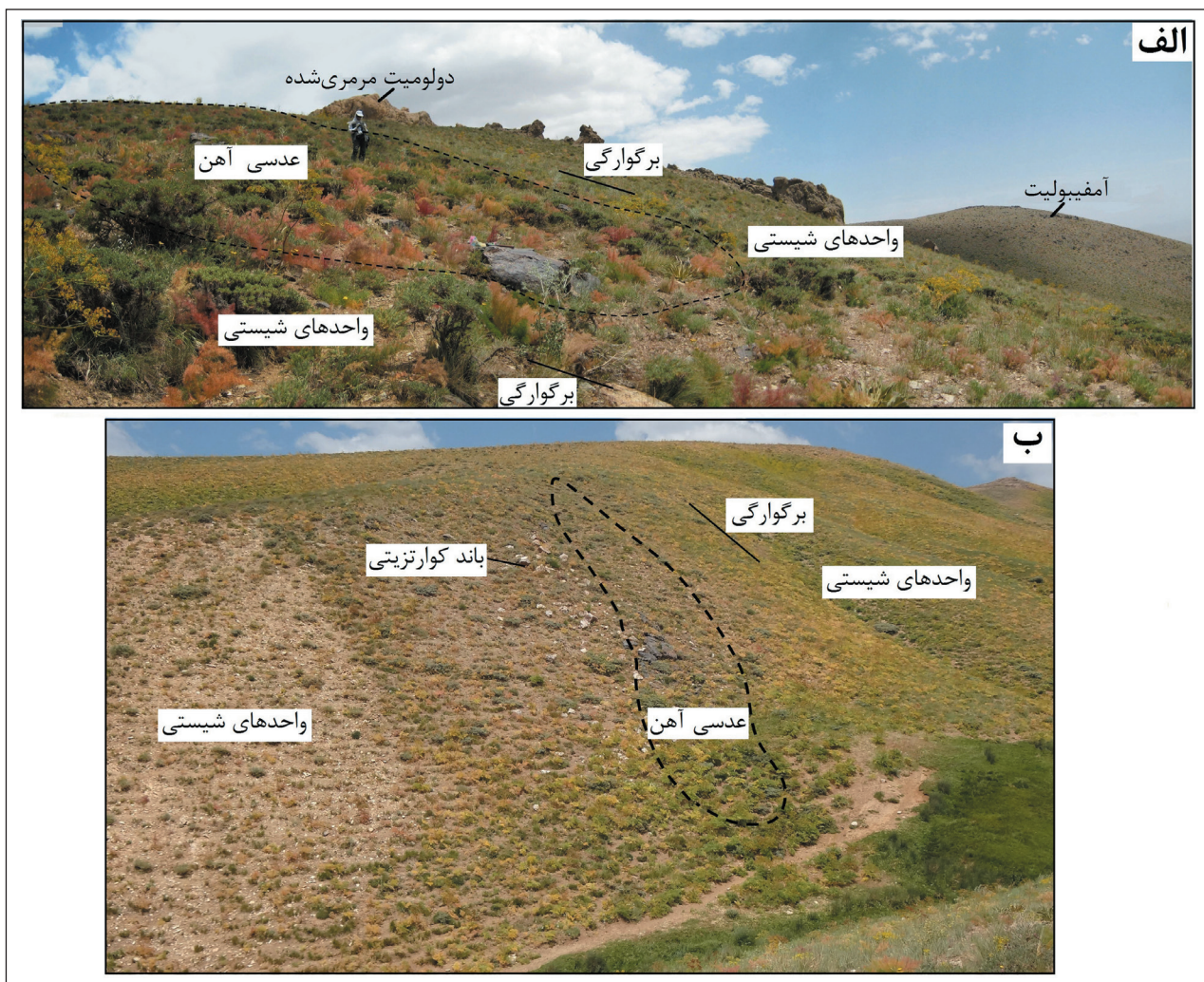
بر اساس مطالعات صحرایی انجام شده، کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی میانج ژئومتری عدسی‌شکل دارد (شکل ۵). سنگ‌های درون‌گیر ماده معدنی، واحدهای شیستی (و متاتوف ریولیتی) دگرشکل شده معادل سازند کهر (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۵) هستند.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از آثار دگرشکلی شکل‌پذیر در منطقه میانج (تصویر الف در نور عبوری پلاریزه صفح‌های (PPL) و بقیه تصویرها در نور عبوری پلاریزه متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند). الف) ساختار میکاماهی؛ ب) پدیده رشد در سایه فشار در اطراف گارنت با دنباله‌هایی از جنس کوارتز؛ پ) پورفیروکلاست‌های پوششی نوع سیگما از جنس فلدسپار آلکالین با دنباله‌هایی از جنس کوارتز؛



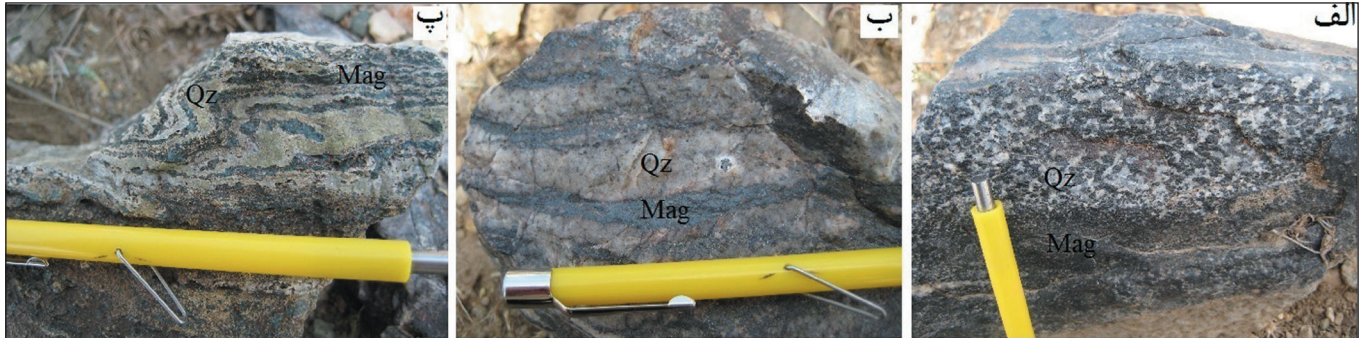
شکل ۴- ت) پورفیروکلاست‌های پوششی نوع سیگما از جنس فلدسپار آلکالن با دنباله‌هایی از جنس کوارتز؛ ث) بودین‌شدگی در بلورهای کوارتز و مگنتیت؛ ج) دور زدن بلورهای میکایی اطراف پورفیروکلاست‌های گارنت (علامه اختصاری کانی‌ها همانند شکل ۳).



شکل ۵- تصاویر صحرایی از رخنمون ماده معدنی در میانج. الف) عدسی اصلی آهن هم‌رند با برگوارگی واحدهای شیستی (دید به سوی شمال)؛ ب) عدسی آهن همراه با یک باندهای کوارتزیتی هم‌رند با برگوارگی واحدهای شیستی (دید به سوی شمال باختر).

مگنتیتی و کوارتزی به‌طور معمول از چند میلی‌متر تا ۵ سانتی‌متر متغیر است و به ندرت تا ۲۰ سانتی‌متر می‌رسد. این نوارها به موازات برگواری واحدهای شیستی و متاتوف ریولیتی میزبان دیده می‌شوند و همانند این واحدها، پارامترهای دگرریختی مانند چین‌خوردگی را نشان می‌دهند (شکل ۶-پ).

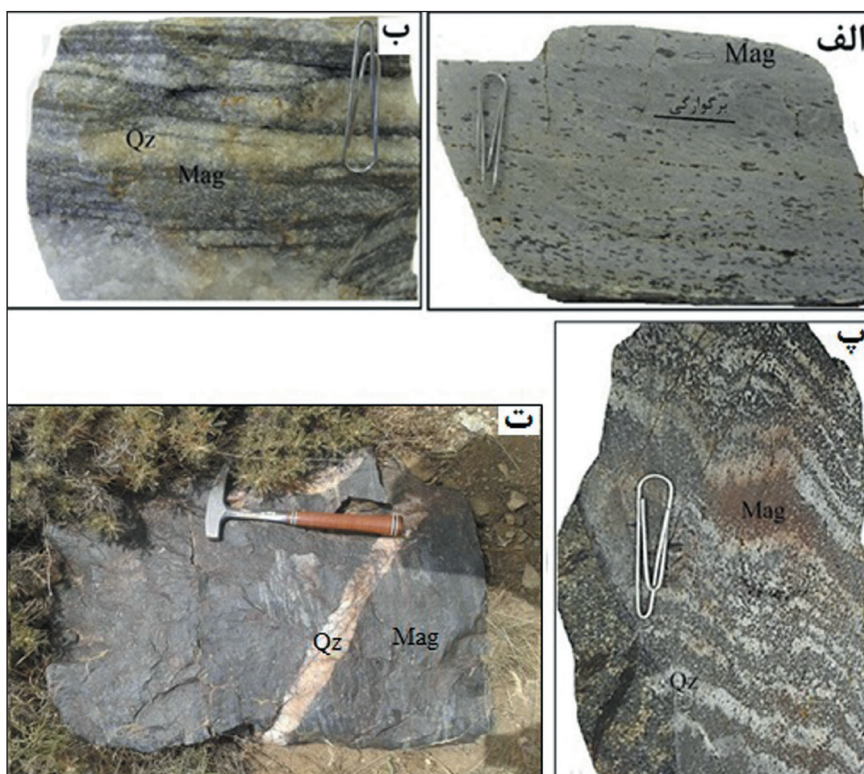
عدسی اصلی آهن حدود ۳۰۰ متر درازا و تا ۱۰ متر پهنا دارد و امتداد آن شمال باختری- جنوب خاوری است. درازای عدسی‌های دیگر آهن تا ۵۰ متر و پهنای آنها حدود ۲ متر است. کانه‌زایی آهن در رخنمون‌های سنگی شامل تناوب نوارهای مگنتیت و کوارتز با ساخت لامینه‌ای است (شکل‌های ۶-الف و ب). ستبرای نوارهای



شکل ۶-الف و ب) نمایی نزدیک از کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی میانجی به‌صورت تناوب نوارهای مگنتیت و کوارتز با ساخت لامینه‌ای؛ پ) چین‌خوردگی در نوارهای مگنتیت و کوارتز (علایم اختصاری کانی‌ها همانند شکل ۳).

سیگما و بودین‌شدگی بلورهای مگنتیت، رشد سایه فشاری کوارتز در اطراف بلورهای مگنتیت، دورزدن برگواری در اطراف بلورهای مگنتیت و تبلور مجدد بلورهای کوارتز و مگنتیت ایجاد شده است. مرحله سوم کانه‌زایی، به‌صورت یک کانه‌زایی مجزا بوده است و ارتباطی با مراحل قبلی کانه‌زایی ندارد. این مرحله با رگه-رگچه‌های تأخیری کوارتزی مشخص می‌شود که مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده است (شکل ۷-ت). ضخامت رگه-رگچه‌های کوارتزی این مرحله بیشینه تا ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد. هیچ کانی معدنی در این مرحله تشکیل نشده است. با توجه به عدم وجود آثار دگرشکلی و دگرگونی، احتمالاً کانه‌زایی مرحله سوم پس از فرایندهای مزبور تشکیل شده است.

سه مرحله کانه‌زایی در رخداد معدنی آهن میانجی قابل تفکیک است. مرحله اول کانه‌زایی، قبل از رخدادهای دگرگونی و دگرشکلی و همزمان با تشکیل واحدهای آتشفشانی- رسوبی میزبان رخ داده است. این مرحله از کانه‌زایی شامل مگنتیت‌های دانه‌پراکنده و لامینه‌ای و عدسی‌های چین‌ساز و چینه‌کران متشکل از تناوب نوارهای مگنتیت- کوارتز هم‌روند با برگواری واحدهای میزبان است (شکل‌های ۷-الف و ب). مگنتیت کانی‌شناسی اصلی این مرحله را تشکیل می‌دهد. مرحله دوم کانه‌زایی، همزمان با فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی منطقه رخ داده است. طی این مرحله، ساختارهایی مانند چین‌خوردگی در نوارهای مگنتیت و کوارتز (شکل ۷-پ) و ریزساختارهای



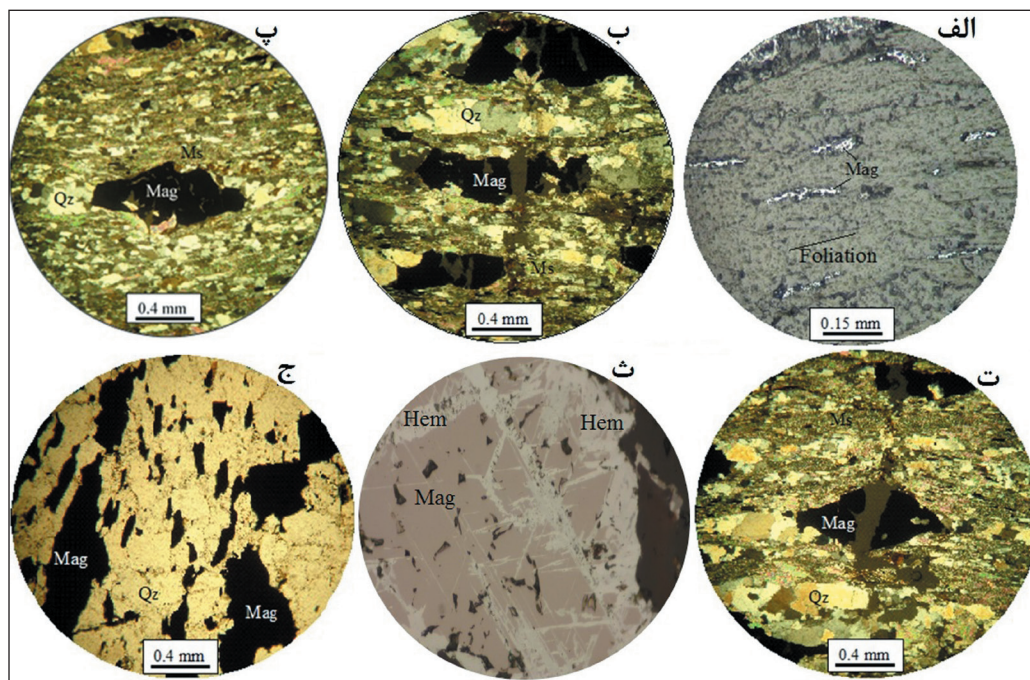
شکل ۷- مراحل کانه‌زایی در رخداد معدنی میانجی. الف و ب) مرحله اول کانه‌زایی به‌صورت مگنتیت‌های دانه‌پراکنده (ذرات سیاه) هم‌روند با برگواری واحدهای شیستی (الف) و تناوب نوارهای مگنتیت و کوارتز (ب)؛ پ) مرحله دوم کانه‌زایی به‌صورت چین‌خوردگی در نوارهای مگنتیت و کوارتز؛ ت) رگه کوارتزی مرحله سوم کانه‌زایی که نوارهای مگنتیتی- کوارتزی مرحله اول را قطع کرده است (علایم اختصاری کانی‌ها همانند شکل ۳).

فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی، ریزساختارهایی مانند چین خوردگی، ساختار سیگما، بودن شدگی و رشد در سایه واتنشی در کانی‌ها ایجاد شده است. مگنتیت فراوان‌ترین ماده معدنی در رخدادهای معدنی است. بر اساس مطالعات ساخت و بافتی، مگنتیت‌های موجود در بخش‌های کانه‌دار را می‌توان به دو نسل تفکیک کرد. مگنتیت‌های نسل اول به صورت پورفیر و کلاست‌های درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های تا ۶ میلی‌متر دیده می‌شوند. این مگنتیت‌ها اغلب به موازات برگوارگی سنگ میزبان هستند (شکل ۸-ا) و آثار بودن شدگی (شکل‌های ۸-ب و شکل ۴-ث) در آنها قابل مشاهده است. رشد بلورهای کوارتز در سایه واتنشی این مگنتیت‌ها و دور زدن برگوارگی (شکل ۸-پ) و وجود ساختارهای سیگما (شکل ۸-ت) در آنها نشان می‌دهد که مگنتیت‌های نسل اول قبل از دگرگونی و دگرشکلی در سنگ‌های میزبان خود حضور داشته‌اند (Passchier and Trouw, 1997). بیشتر بلورهای مگنتیت این نسل فرایند ماریتی شدن را نشان می‌دهند (شکل ۸-ث). علاوه بر این، بعضاً آثار خوردشدگی‌های ناشی از فرایندهای کاتاکلاستیک در مگنتیت‌های نسل اول دیده می‌شود که عموماً توسط کوارتز پُر شده است. مگنتیت‌های نسل دوم به صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌هایی تا یک سانتی‌متر در نوارهای مگنتیتی قابل مشاهده هستند (شکل ۸-ج). هماتیت و گوتیت محصول فرایندهای دگرسانی و برون‌زاد مگنتیت از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها هستند. کوارتز معمولاً به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه‌های مختلف در نوارهای سیلیسی و رگه-رگچه‌های کوارتزی تأخیری دیده می‌شود. بلورهای کوارتز اغلب دارای حاشیه مضرسی هستند که این حالت بیشتر در دانه‌هایی دیده می‌شود که تحت تأثیر تنش قرار گرفته‌اند، (Yardley et al., 1990).

بر اساس نتایج مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی در منطقه میانج از وسعت چندانی برخوردار نیست. بر اساس این مطالعات، دگرسانی هماتی (ماریتی شدن) و تشکیل اکسیدهای آهن آب‌دار تنها دگرسانی‌های موجود در بخش‌های کانه‌دار هستند. ماریتی شدن نوع خاصی از پدیده جانشینی است (Vaughan, 1994) که در آن مگنتیت در امتداد سطوح ۱۱۱ و یا در امتداد صفحات ساختاری اوکتاهدال خود و یا هر دو، توسط هماتیت جانشین می‌شود. در اغلب نمونه‌هایی که دچار دگرسانی هماتی شده‌اند، مگنتیت ابتدا از حاشیه‌ها به هماتیت و سپس به اکسیدهای آهن آب‌دار تبدیل شده است. هماتی شدن در مرز بلورهای مگنتیت و محل شکستگی آنها در اثر اکسیداسیون مگنتیت تشکیل شده است. شدت این دگرسانی بعضاً به اندازه‌ای شدید بوده که مگنتیت به طور کامل توسط هماتیت جانشین شده است. اکسیدهای آب‌دار و ثانویه آهن تقریباً در بیشتر نمونه‌های رخدادهای معدنی میانج قابل مشاهده هستند. در این بین، گوتیت فراوان‌ترین اکسید آهن آب‌دار در نمونه‌های مطالعه شده است.

### ۶- کانی‌شناسی و ساخت و بافت مواد معدنی و باطله

مطالعات کانه‌نگاری نشان‌دهنده کانی‌شناسی ساده معدنی در رخدادهای معدنی آهن میانج است. بر اساس این مطالعات، مگنتیت کانی اصلی ماده معدنی است که در اثر پدیده‌های هوازدگی و برون‌زاد به هماتیت و گوتیت دگرسان شده است. کوارتز کانی باطله اصلی در این رخدادهای معدنی است. مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام شده نشان می‌دهد که بافت ماده معدنی در رخدادهای معدنی میانج از نوع دانه‌پراکنده، لایه‌ای، لامینه‌ای، توده‌ای، رگه-رگچه‌ای و جانشینی است. طی



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی از مگنتیت‌های نسل اول و دوم در رخدادهای معدنی میانج (تصویرهای الف و ث در نور بازتابی، تصویر ج در نور عبوری پلاریزه صفحه‌ای (PPL) و بقیه تصویرها در نور عبوری پلاریزه متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند). الف) بلورهای مگنتیت نسل اول به موازات برگوارگی واحد میزبان؛ ب) بودن شدگی در بلورهای مگنتیت نسل اول؛ پ) رشد در سایه فشار بلورهای کوارتز اطراف بلور مگنتیت نسل اول. بودن شدگی در بلور مگنتیت و دور زدن برگوارگی اطراف آن نیز در تصویر دیده می‌شود؛ ت) ساختار سیگما در بلور مگنتیت نسل اول و دور زدن برگوارگی اطراف آن؛ ث) دگرسانی مگنتیت‌های نسل اول به هماتیت (ماریتی شدن) از حاشیه‌ها و در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها؛ ج) مگنتیت‌های نسل دوم به صورت بلورهای درشت بی‌شکل در نوارهای مگنتیتی (علامه اختصاری کانی‌ها همانند شکل ۳).

واحدهای شستی و متاتوف ریولیتی میزبان و نوارهای مگنتیتی دیده می‌شود. مرحله دوم همزمان با فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی منطقه رخ داده و طی آن ساختارهایی مانند چین‌خوردگی در نوارهای کانه‌دار و ساختار سیگما، رشد در سایه واتنشی و بودین‌شدگی در بلورهای مگنتیت ایجاد شده است. مرحله سوم با تشکیل کوارتزهای تأخیری به صورت رگه- رگچه‌ای مشخص می‌شود. در مرحله برون‌زاد، کانی‌هایی مانند هماتیت و گوتیت با بافت جانشینی و رگه- رگچه‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۹).

بر اساس مطالعات انجام شده در مقیاس صحرایی و نمونه دستی و میکروسکوپی، توالی پاراژنزی کانی‌ها در رخداد معدنی آهن میانج به سه مرحله قابل تفکیک است. مرحله اول با حضور عدسی‌ها، نوارها و لامینه‌های مگنتیتی- کوارتزی مشخص می‌شود. این مرحله همزمان با تشکیل واحدهای آتشفشانی- رسوبی منطقه، قبل از فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی است. مگنتیت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، بی‌شکل تا شکل‌دار و به صورت دانه‌پراکنده، نواری و لامینه‌ای تا توده‌ای درون

Mineralogy		Stages			
		Stage 1	Stage 2	Stage 3	Supergene
Ore	Magnetite	————	———		
	Hematite				————
	Geothite				————
Gangue	Quartz	————	———	———	
Textures	Disseminated	————			
	Banded	————			
	Laminated	————			
	Massive	————			
	Lens-shaped	————			
	Vein-veinlet			————	————
	Replacement				————
Fabric	Folding		————		
	$\sigma$ -type		————		
	Boudinage		————		
	Strain shadows		————		

شکل ۹- توالی پاراژنزی، فراوانی نسبی، ساخت و بافت و ریزساختارهای موجود در رخداد معدنی آهن میانج.

## ۷- بحث و بررسی

### ۷-۱. داده‌های زمین‌شیمی سنگ‌های میزبان و پهنه‌های کانه‌دار

نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌های میزبان و پهنه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی میانج در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است.

### ۷-۲. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های میزبان

الگوهای چندعنصری نمونه‌های متاتوف ریولیتی و آمفیبولیتی منطقه میانج که نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند، در شکل ۱۰- الف نشان داده شده است. بر اساس این شکل، نمونه‌ها از عناصر LILE غنی‌شدگی و در عناصر Nb و Ta آنومالی مثبت نشان می‌دهند. نمونه‌های متاتوف ریولیتی غنی‌شدگی بیشتری را نسبت به نمونه آمفیبولیتی دارند. غنی‌شدگی در عناصر Nb و Ta را در این سنگ‌ها می‌توان با تشکیل آنها در یک محیط کششی درون قاره‌ای مرتبط دانست (Dixon et al., 2002; Saal et al., 2007). در نمونه آمفیبولیتی نیز عدم وجود آنومالی منفی Ti می‌تواند دلیلی بر فرایند یاد شده باشد. غنی‌شدگی از عناصر LILE می‌تواند در ارتباط با نقش مواد پوسته‌ای در ناحیه منشأ یا در حین صعود ماگما از

میان پوسته باشد (Wilson, 1989). وجود آنومالی مثبت Th در نمونه‌های متاتوف ریولیتی و آمفیبولیتی منطقه، نشان‌دهنده نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای مولد سنگ‌های مورد مطالعه است که از آن به عنوان تسلط پوسته‌ای یاد شده است (Harris et al., 1986). Zr در هر دو گروه سنگی دارای آنومالی منفی مشخص است. این امر می‌تواند در ارتباط با تقریق و جدایش این عنصر طی فرایندهای ماگمایی باشد. الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (Thompson, 1982) نیز روندی مشابه با الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه دارند (شکل ۱۰- ب). در این نمودارها نیز، نمونه‌های متاتوف ریولیتی از عناصر LILE غنی‌شدگی و در عناصر Nb و Ta آنومالی مثبت نشان می‌دهند. نمونه آمفیبولیتی نیز دارای غنی‌شدگی از Ta و Nb، LILE است. بقیه عناصر الگویی مشابه با نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه دارند. به‌طور کلی، می‌توان گفت که ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه با طبیعت تشکیل آنها در محیط‌های کششی درون قاره‌ای سازگار است.



جدول ۱- نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های میزبان و پهنه‌های کانه‌دار در رخدادهای معدنی میانج. داده‌ها بر حسب درصد وزنی هستند.

	M-4A	M-4B	M-11CH	M-20	M-22	M-29	M-37	M-39	M-43	M-56	M-58	M-IT
SiO <sub>2</sub>	69.45	17.76	4.86	63.74	77.33	11.21	13.18	96.58	77.33	76.99	98.23	53.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.38	1.99	0.63	11.08	13.07	0.29	0.25	0.08	12.69	11.15	0.11	13.58
BaO	1.40	0.21	0.01	4.72	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.11	0.01	0.01
CaO	0.10	0.03	0.10	0.07	0.42	0.08	0.07	0.01	0.10	0.50	0.01	7.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.04	80.58	96.01	6.57	0.93	89.29	85.88	3.28	0.87	1.38	1.11	10.80
K <sub>2</sub> O	3.12	0.65	0.07	8.22	0.60	0.02	0.02	0.01	2.89	6.86	0.01	0.43
MgO	0.83	0.22	0.23	0.05	0.12	0.08	0.02	0.01	0.07	0.77	0.01	5.99
MnO	0.04	0.14	0.05	0.01	0.01	1.39	0.08	0.01	0.01	0.03	0.01	0.17
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.01	0.01	0.57	6.48	0.01	0.01	0.01	5.46	0.87	0.01	4.79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.070	0.020	0.070	0.140	0.050	0.050	0.090	0.010	0.010	0.020	0.010	0.250
SO <sub>3</sub>	0.650	0.050	0.050	2.470	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.13	0.10	0.53	0.10	0.03	0.02	0.02	0.07	0.10	0.46	1.95
LOI	1.68	0.01	0.01	1.84	0.86	0.01	0.36	0.01	0.49	1.19	0.01	1.02

M-4A: مسکویت‌شیت حاوی مگنتیت دانه‌پراکنده، M-4B و M-29: مگنتیت دانه‌پراکنده، M-11CH: مگنتیت توده‌ای، M-20: متاتوف ربولیتی حاوی مگنتیت دانه‌پراکنده، M-22 و M-43: متاتوف ربولیتی، M-37: مگنتیت لامینه‌ای، M-39: کوارتز لامینه‌ای، M-56: مسکویت‌شیت، M-58: کوارتز رگه‌ای مرحله سوم کانه‌زایی، M-IT: آمفیبولیت

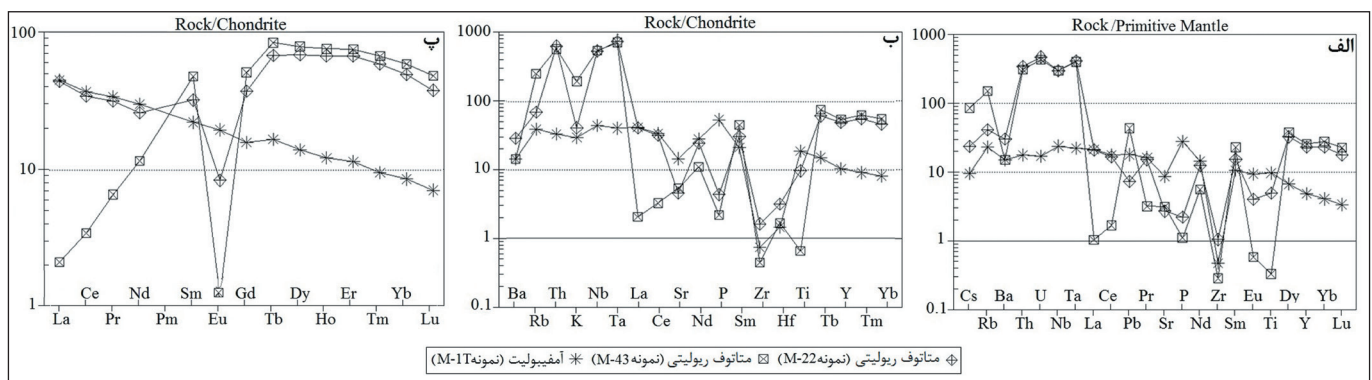
جدول ۲- نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های میزبان و پهنه‌های کانه‌دار در رخدادهای معدنی میانج. داده‌ها بر حسب گرم در تن هستند.

	M-4A	M-4B	M-11CH	M-20	M-22	M-29	M-37	M-39	M-43	M-56	M-58	M-IT
Ag	0.08	0.09	0.07	0.06	1.8	0.38	0.25	0.22	1.8	0.07	0.13	0.14
As	1.6	7.2	9.8	4.8	2.0	7.5	20.1	5.3	1.2	3.5	4.6	0.5
Be	2.7	0.5	0.8	0.7	1.5	0.2	0.6	0.2	5.7	0.7	0.2	1.1
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Co	4.7	26.0	5.5	0.9	2.0	1.5	9.1	0.7	0.5	2.0	0.4	39.2
Cr	6	5	2	23	6	11	4	8	2	4	5	26
Rb	176	44.7	4.0	114	24.8	1.6	0.4	0.4	90.4	114	0.1	13.9
Sb	1.0	4.6	3.3	3.1	0.8	2.9	7.6	3.0	0.6	0.9	9.4	1.4
Sn	3.0	1.0	0.7	1.3	3.6	0.7	0.5	0.9	11.8	1.8	1.3	1.7
Sr	113	24.6	8.5	584	53.8	6.9	17.3	2.8	62.9	43.5	2.1	172
Ta	0.56	0.09	0.14	0.26	15.3	0.01	0.01	0.01	14.9	0.34	0.80	0.82
Te	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Li	33.6	9.4	2.3	2.6	2.6	1.7	0.9	1.5	1.2	5.4	1.9	8.3
Mo	3.0	2.5	0.6	0.6	1.0	2.2	12.5	1.6	0.6	0.6	0.6	0.7
Nb	8.9	2.0	0.6	5.1	195	0.8	0.5	0.5	197	5.6	10.7	15.7
Ni	8	25	12	6	7	9	13	7	4	6	3	41
Pb	12.9	8.6	3.0	8.1	1.1	597	11.1	3.6	6.5	17.4	2.2	2.7
Cs	6.4	1.5	0.7	1.2	0.5	0.2	0.1	0.1	1.8	1.0	0.1	0.2
Cu	9.1	6.0	26.1	7.0	9.4	6.7	7.0	18.1	11.3	12.0	76.0	55.6
Ga	15.2	20.3	17.3	7.22	29.5	1.84	8.91	0.30	46.5	13.6	0.05	16.7
Ge	2.06	1.99	5.99	0.98	0.91	3.76	2.79	4.09	1.72	1.44	2.87	1.32
Hf	0.27	0.20	0.05	0.10	0.63	0.02	0.02	0.02	0.33	0.32	0.05	0.29
Hg	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05
Th	7.77	2.95	2.46	6.37	27.6	0.34	0.42	0.08	25.0	10.4	1.35	1.42
U	0.80	0.72	1.08	0.75	9.46	1.78	0.85	0.03	8.68	0.89	0.32	0.34
W	1.6	1.7	12.3	0.6	1.1	0.1	1.7	21.8	2.2	0.7	94.0	0.5
Y	7.95	2.94	6.98	5.82	99.8	1.69	0.71	0.16	110	13.9	0.91	20.8
Gd	0.05	0.68	1.10	0.05	9.65	0.46	0.26	0.05	13.2	4.40	0.17	4.11
V	27	103	52	33	8	144	164	2	2	4	2	241
Zn	44.7	99.0	31.1	14.8	4.2	461	41.8	5.1	3.9	11.4	4.1	81.7
Zr	5	4	2	2	11	1	1	1	3	8	2	5
La	23.1	8.16	6.55	8.81	13.6	2.42	1.80	0.14	0.67	30.0	0.89	13.9

	M-4A	M-4B	M-11CH	M-20	M-22	M-29	M-37	M-39	M-43	M-56	M-58	M-1T
Ce	52.1	18.1	12.2	24.8	27.9	5.53	3.50	0.33	2.82	64.9	1.99	29.7
Pr	6.57	1.97	1.32	3.25	3.88	0.61	0.40	0.05	0.81	8.18	0.22	4.15
Nd	24.7	7.49	4.85	10.7	15.6	2.49	1.46	0.15	7.01	29.1	0.81	18.0
Eu	0.32	0.16	0.81	0.02	0.62	0.31	0.13	0.02	0.09	0.50	0.21	1.44
Tb	0.48	0.16	0.17	0.23	3.21	0.07	0.03	0.02	3.97	0.54	0.02	0.79
Dy	2.30	0.85	1.02	1.34	22.0	0.36	0.18	0.04	25.3	2.99	0.20	4.52
Ho	0.34	0.13	0.21	0.26	4.84	0.06	0.02	0.02	5.43	0.54	0.04	0.88
Er	0.83	0.33	0.60	0.74	14.1	0.16	0.07	0.05	15.8	1.50	0.12	2.43
Tm	0.11	0.05	0.08	0.12	1.91	0.05	0.05	0.05	2.17	0.20	0.05	0.31
Yb	1.70	0.37	0.45	2.30	10.3	0.15	0.06	0.05	12.3	1.24	0.09	1.80
Lu	0.13	0.04	0.06	0.18	1.22	0.02	0.02	0.02	1.55	0.18	0.02	0.23

توسط فلدسپارها کنترل می‌شود. زیرا Eu (در حالت دوظرفیتی) در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم سازگار است. در حالی که سایر عناصر REE سه ظرفیتی، ناسازگار هستند. بنابراین جدا شدن فلدسپارها از مذاب فلسیک چه به وسیله تفریق بلوری و چه به علت ذوب بخشی که در آن فلدسپار در تفاله باقی می‌ماند، باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود (Wilson, 1989). کانی‌های هورنبلند، اسفن، کلینوپیروکسن، ارتوپروکسن و گارنت ممکن است باعث پیدایش آنومالی مثبت Eu در مذاب شوند (Wang et al., 2006; Dokuz et al., 2005). نمونه آمفیبولیتی یک الگوی نسبتاً پرشیب غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE بدون آنومالی منفی Eu نشان می‌دهد. این الگو می‌تواند با درجات ذوب بخشی پایین از یک سنگ منشأ غنی از LREE سازگار باشد. به‌طور کلی، این الگو با سنگ‌های حاصل از سنگ منشأ گوشته‌ای در یک محیط کشتی هماهنگی دارد (Wilson, 1989).

الگوهای عناصر REE برای نمونه‌های متاتوف ریولیتی و آمفیبولیتی منطقه که نسبت به کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند، در شکل ۱۰- پ نشان داده شده‌اند. بر اساس این شکل، نمونه M-22 یک الگوی غنی از HREE نسبت به LREE با آنومالی منفی مشخص در Eu نشان می‌دهد. غنی‌شدگی از HREE در مقایسه با LREE را می‌توان با درجات بالای ذوب بخشی از یک منشأ پوسته‌ای در محیط کشتی قاره‌ای مرتبط دانست (Dixon et al., 2002). همچنین، غنی‌شدگی کمتر LREE در مقایسه با HREE می‌تواند در ارتباط با خروج عناصر LREE طی فرایندهای دگرگونی و دگرسانی در نظر گرفته شود (Wilson, 1989). در نمونه M-43، تهی‌شدگی مشخص‌تری از عناصر Pr و La، Ce، Nd مشاهده است. نمونه M-43 آنومالی منفی مشخصی در عنصر Eu دارد که این آنومالی منفی می‌تواند در ارتباط با تفریق پلاژیوکلاز باشد. محتوای Eu (به‌ویژه در ماگمای فلسیک) اغلب



شکل ۱۰- الف- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های متاتوف ریولیتی و آمفیبولیتی منطقه میانج (McDonough and Sun, 1995)؛ ب) الگوهای چندعنصری بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های متاتوف ریولیتی و آمفیبولیتی منطقه میانج (Thompson, 1982)؛ پ) الگوهای عناصر REE بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های متاتوف ریولیتی و آمفیبولیتی منطقه میانج (Boynton, 1984).

(شکل ۱۱). آنومالی مثبت Eu می‌تواند در ارتباط با محیط اکسیدان تشکیل کانه‌زایی باشد. الگوی نمونه‌های مسکوویت‌شیبست فاقد کانه‌زایی و مسکوویت‌شیبست حاوی مگنتیت دانه‌پراکنده نیز مشابه و دارای غنی‌شدگی در LREE با نسبت بالای LREE/HREE است (شکل ۱۱- الف). هر دو نمونه، آنومالی منفی مشخصی در Eu دارند. نمونه مسکوویت‌شیبست حاوی مگنتیت دانه‌پراکنده، آنومالی منفی شاخصی

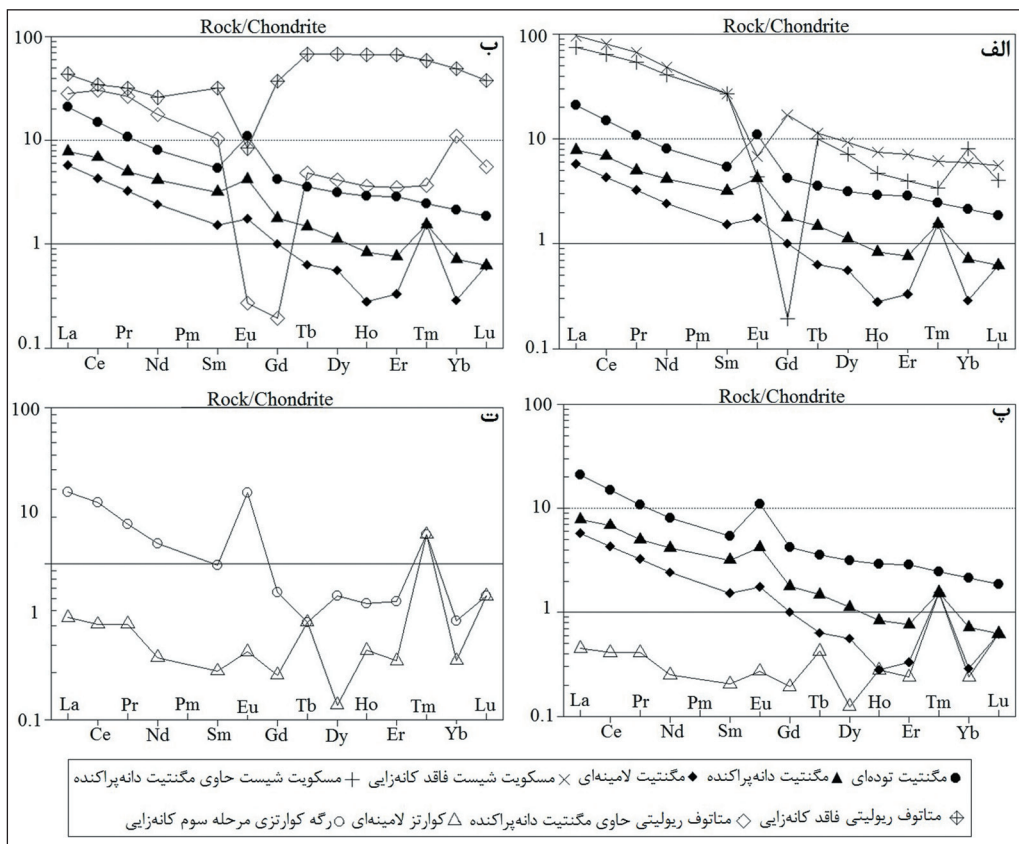
### ۷-۳. الگوی عناصر کمیاب خاکی در پهنه‌های کانه‌دار

بررسی الگوی عناصر REE برای بخش‌های کانه‌دار در رخداد معدنی میانج نشان می‌دهد که نمونه‌های کانه‌دار در مقایسه با سنگ‌های میزبان، تهی‌شدگی مشخصی در میزان عناصر REE دارند (شکل ۱۱). الگوی REE برای نمونه‌های مگنتیتی مشابه و غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE و آنومالی مثبت Eu هستند

کوارتزی، الگویی مشابه با نمونه‌های مگنتیتی نشان می‌دهد. لیکن تهی‌شدگی از همه عناصر در آن دیده می‌شود (شکل ۱۱-ب). الگوی تقریباً مسطح عناصر کمیاب خاکی و غنی‌شدگی کمتر LREE در نمونه مربوط به لامینه کوارتزی قابل مشاهده است. غنی‌شدگی بیشتر LREE در نمونه‌های مگنتیتی می‌تواند در ارتباط با تمرکز این عناصر در شبکه اکسیدهای آهن باشد. مقایسه الگوی عناصر REE نمونه مربوط به لامینه کوارتزی و رگه کوارتزی مرحله سوم کانه‌زایی بیانگر تفاوت قابل توجه این الگوهاست (شکل ۱۱-ت). این موضوع نشان می‌دهد که کوارتزهای مزبور مربوط به دو فرایند مجزا هستند. نمونه مربوط به رگه کوارتزی مرحله سوم کانه‌زایی، الگویی غنی‌شده‌تر از LREE را به همراه آنومالی مثبت مشخص در Eu و آنومالی منفی عناصر Ho، Dy و Er نشان می‌دهد.

در Gd نشان می‌دهد. نمونه متاتوف ریولیتی حاوی مگنتیت دانه‌پراکنده الگوی تقریباً مشابهی با نمونه‌های مگنتیتی دارد و تنها تفاوت آنها آنومالی منفی مشخص در Eu و Gd در این نمونه است (شکل ۱۱-ب).

نمونه متاتوف ریولیتی فاقد کانه‌زایی، یک الگوی غنی از HREE در مقایسه با LREE همراه با آنومالی منفی مشخص در Eu نشان می‌دهد. وجود آنومالی منفی Eu در متاتوف‌های ریولیتی فاقد کانه‌زایی می‌تواند در ارتباط با تفریق این عنصر به داخل پلاژیوکلاز طی تفریق ماگمایی باشد. بر این اساس، آنومالی منفی موجود در متاتوف ریولیتی کانه‌دار نیز قابل توجه است. آنومالی منفی مشخص در Gd در متاتوف‌های ریولیتی کانه‌دار می‌تواند در ارتباط با عدم حضور کانی‌هایی نظیر بیوتیت و آمفیبول در مقایسه با متاتوف‌های ریولیتی بدون کانه‌زایی تفسیر شود. نمونه مربوط به لامینه



شکل ۱۱- الگوهای عناصر REE بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های مگنتیتی (الف تا پ)، سنگ‌های میزبان مسکوویت شیبستی و متاتوف ریولیتی فاقد کانه‌زایی و حاوی مگنتیت دانه‌پراکنده (الف و ب) و بخش‌های کوارتزی (پ و ت) در رخداد معدنی میانج (Boynton, 1984).

### ۸- تیپ و مدل تشکیل رخداد معدنی میانج

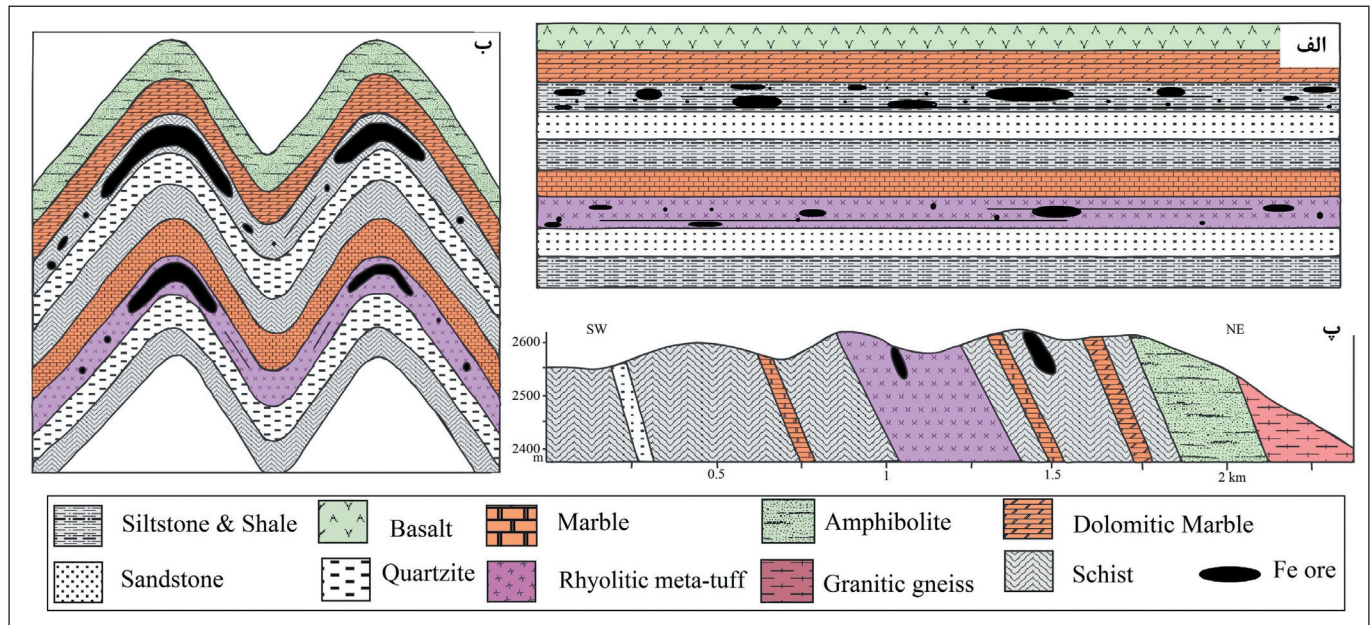
مرحله نخست با تشکیل توالی‌های آتشفشانی- رسوبی منطقه همراه است. کانه‌زایی آهن به‌عنوان یک پتانسیل اولیه همزمان با واحدهای میزبان تشکیل شده است (شکل ۱۲-الف). ژئومتری عدسی‌شکل و وجود بافت‌های دانه‌پراکنده، لامینه‌ای و نواری ماده معدنی و هم‌راستا بودن آن با برگوارگی واحدهای میزبان، بیانگر ته‌نشست ماده معدنی همزمان با تشکیل واحدهای میزبان طی فعالیت‌های آتشفشانی- برون‌دمی است. شباهت الگوهای بهنجار شده عناصر REE در کانسنگ‌های مگنتیتی و واحدهای شیبستی و متاتوف ریولیتی نیز تشکیل همزمان ماده معدنی و واحدهای میزبان را تأیید می‌کند.

در مرحله دوم، واحدهای سنگی منطقه تا رخساره شیبست سبز دگرگون و دگرشکل شده‌اند و کانه‌زایی اولیه مورد رونقشی قرار گرفته است (شکل ۱۲-ب).

ویژگی‌های زمین‌شناسی، زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی در رخداد معدنی میانج نشان می‌دهد که این رخداد معدنی را می‌توان در دسته کانسارهای آهن آتشفشانی- رسوبی دگرگون و دگرشکل شده (محمدی و همکاران، ۱۳۹۳؛ کرمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ Roy and Venkatesh, 2009; Ashley et al., 1998) طبقه‌بندی کرد. شواهدی از قبیل ژئومتری عدسی‌شکل و بافت‌های دانه‌پراکنده، لامینه‌ای و نواری ماده معدنی تأیید کننده این مطلب است. بر اساس نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرائی، مطالعات سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، آنالیزهای زمین‌شیمیایی، روابط پاراژنزی کانی‌ها و کانه‌ها در منطقه میانج، مراحل تکوین و تکامل این رخداد معدنی را می‌توان به‌صورت یک توالی سه مرحله‌ای خلاصه کرد (شکل ۱۲):

کوارتز و مگنتیت بیانگر عملکرد دگرشکلی و دگرگونی بعد از تشکیل کانه‌زایی است. مرحله سوم با بالا آمدگی ناحیه‌ای و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش در منطقه همراه است (شکل ۱۲-پ).

وجود ساختارهای چین خورده در نوارهای مگنتیت- کوارتز همانند واحدهای میزبان به همراه ساختارهای سیگما و بودین شدگی، رشد در سایه فشار و دورزدن بر گوارگی اطراف بلورهای دانه پراکنده مگنتیت موجود در سنگ‌های میزبان و تبلور مجدد بلورهای



شکل ۱۲- نمایی شماتیک از مراحل تکوین و تکامل کانه‌زایی در رخداد معدنی آهن میانج. الف) تشکیل توالی آتشفشانی- رسوبی منطقه. کانه‌زایی آهن همزمان با واحدهای میزبان و به صورت دانه پراکنده، عدسی شکل و لامینه‌ای تشکیل شده است؛ ب) رخداد فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی و ایجاد چین خوردگی یکسان در واحدهای میزبان و باندهای مگنتیت- کوارتز. پ) بالا آمدگی ناحیه‌ای و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش.

## ۹- نتیجه‌گیری

دگرشکل شده معادل سازند کهر قرار دارند. لذا به نظر می‌رسد که این مجموعه سنگی از نظر اکتشاف آهن حائز اهمیت بالایی باشد. بررسی این واحدهای سنگی در منطقه تکاب- انگوران- تخت سلیمان و تعمیم شواهد به دست آمده از آن به مناطق مشابه در پهنه سهندج- سیرجان می‌تواند به شناسایی این تیپ از کانسارهای آهن منجر شود.

## سپاسگزاری

نویسندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌کنند. همچنین نویسندگان از سردبیر و داوران محترم فصلنامه علوم زمین به خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده‌شان که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر شده است، کمال تشکر را دارند.

نتایج مطالعات صحرایی و ژئومتری، ساخت و بافت، سنگ میزبان و توالی پاراژنری در رخداد معدنی آهن میانج، همگی حاکی از آن است که این رخداد معدنی را می‌توان در ردیف کانسارهای آهن تیپ آتشفشانی- رسوبی دگرگون و دگرشکل شده تقسیم‌بندی کرد. ژئومتری عدسی شکل ماده معدنی و وجود بافت‌های دانه پراکنده، لامینه‌ای و نواری در ماده معدنی نشان‌دهنده ته‌نشست آنها همزمان با تشکیل واحدهای میزبان است. همروند بودن ماده معدنی با برگوارگی واحدهای میزبان و وجود چین خوردگی‌های مشابه در ماده معدنی و سنگ میزبان نیز این مطلب را تأیید می‌کند. مطالعات انجام شده طی سال‌های اخیر در منطقه تکاب- انگوران- تخت سلیمان، منجر به شناسایی کانه‌زایی‌ها و آنومالی‌های متعددی از کانسارهای آهن با منشأ آتشفشانی- رسوبی در این منطقه از ایران شده است. اغلب این کانه‌زایی‌ها درون واحدهای آتشفشانی- رسوبی دگرگون و

## کتابنگاری

- باباخانی، ع. و قلمقاش، ح.، ۱۳۷۵- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- توفیقی، ف.، مختاری، م.، ع.ا.، ایزدیار، ج. و کوهستانی، ح.، ۱۳۹۵- ویژگی های زمین شناسی و کانه زایی رخداد معدنی حلب، جنوب باختر دندی. هشتمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه زنجان.
- حیدری، م.، قادری، م.، کوهستانی، ح. و حسینی، م.، ۱۳۹۳- کانسار طلا- نقره (مس) اپی ترمال توزلار، مرتبط با توده نفوذی نیمه عمیق محیط کشتی درون کمانی، در شمال باختر ماه نشان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۴، صص. ۳۲۹ تا ۳۴۸.
- فریدونی، ز.، ۱۳۹۶- زمین شناسی، کانی شناسی و ژئوشیمی کانه زایی آهن حلب، جنوب باختر زنجان، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه زنجان، ۱۵۰ ص.
- کرمی، م.، ابراهیمی، م. و کوهستانی، ح.، ۱۳۹۵- رخداد معدنی آهن لولک آباد، شمال باختر زنجان: کانه زایی تیپ رگه ای گرمابی در زون ایران مرکزی. مجله زمین شناسی اقتصادی، جلد ۸، شماره ۱، صص. ۹۳ تا ۱۱۵.
- کوهستانی، ح.، ۱۳۹۴- گزارش پایان اکتشاف آهن میانج. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان.
- محمدی، ز.، ۱۳۹۲- پتروگرافی سنگ های دگرگونی منطقه حلب (شمال شرق تکاب) با نگرشی بر کانه زایی آهن. پایان نامه کارشناسی ارشد پتروژئولوژی، دانشگاه زنجان. ۱۰۱ ص.
- محمدی، ز.، ابراهیمی، م. و کوهستانی، ح.، ۱۳۹۳- رخداد معدنی آهن گورگور، شمال خاور تکاب: کانه زایی تیپ آتشفشانی- رسوبی دگرگون شده در زون سندانج- سیرجان. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۳، صص. ۲۰ تا ۳۲.

## References

- Asadi, H. H., Voncken, J. H. L., Kühnel, R. A. and Hale, M., 1999- Invisible gold at Zarshuran, Iran. *Economic Geology* 94: 1367-1374.
- Asadi, H. H., Voncken, J. H. L., Kühnel, R. A. and Hale, M., 2000- Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold deposit, northwest Iran. *Mineralium Deposita* 5: 656-671.
- Ashley, P. M., Lottermoser, B. G. and Westaway, J. M., 1998- Iron-formation and epigenetic ironstones in the Palaeoproterozoic Willyama Supergroup, Olary Domain, South Australia. *Mineralogy and Petrology*, 6: 187-218.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210-285.
- Boni, M., Gilg, H. A., Balassone, G., Schneider, J., Allen, C. R. and Moore, F., 2007- Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran. *Mineralium Deposita* 42: 799-820.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the earth element: meteorite studies. In: Henderson, P., (Ed.): *Rare Earth Element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp: 63-114.
- Craige, J. R. and Vaughan, D. L., 1994- *Ore Microscopy and Ore Petrography*. 2nd ed., New York, John Wiley and Sons, 434 p.
- Daliran, F., 2008- The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran, hydrothermal alteration and mineralization. *Mineralium Deposita*, 43: 383-404.
- Daliran, F., Hofstra, A. H., Walther, J. and Stüben, D., 2002- Aghdarreh and Zarshuran SRHDG deposits, Takab region, NW Iran. *GSA Annual Meeting, Abstract with Programs, Session 63-8*.
- Daliran, F., Pride, K., Walther, W., Berner, Z. A. and Bakker, R. J., 2013- The Angouran Zn (Pb) deposit, NW Iran: evidence for a two stage, hypogene zinc sulfide-zinc carbonate mineralization. *Ore Geology Reviews*, 53: 373-402.
- Daliran, F., Walther, J. and Stüben, D., 1999- Sediment-hosted disseminated gold mineralization in the North Takab geothermal field, NW-Iran. In: Stanley, C.J. et al. (Eds.): *Mineral Deposits: Processes to Processing*. Proceed. 5th bienn. SGA Meeting and 10th Quadr. IAGOD Meeting, pp. 837-840.
- Dixon, J. E., Leist, L., Langmuir, C. and Schilling, J. G., 2002- Recycled dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt. *Nature*, 420: 385-389.
- Dokuz, A., Tanyolu, E. and Genc, S., 2005- A mantle and a lower crust derived bimodal suite in the Yusufeli Artvin area, NE Turkey: Trace element and REE evidence for Subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundsch)* 95(3): 370-394.
- Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. and Moore, F., 2006- Marble-hosted sulphide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralium Deposita* 41: 1-16.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (Eds.): *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, pp: 67-81.
- Heidari, S. M., Daliran, F., Paquette, J. L. and Gasquet, D., 2015- Geology, timing, and genesis of the high sulfidation Au (-Cu) deposit of Touzlar, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 65: 460-486.
- Ineson, P. R., 1989- *Introduction to practical ore microscopy*. Longman Scientific and Technical, London, 181 p.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995- Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. and Cam, J. R., 1999- Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34: 673-696.

- Mianovski, E. E., 1992- Aulacogens and aulacogeosynclines: regularities in setting and evolution. *Tectonophysics*, 215(1-2): 55-68.
- Mohammadi Niaei, R., Daliran, F., Nezafati, N., Ghorbani, M., Sheikh Zakariaei, J. and Kouhestani, H., 2015- The Ay Qalasi deposit: An epithermal Pb–Zn (Ag) mineralization in the Urumieh-Dokhtar Volcanic Belt of northwestern Iran. *N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.)* 192(3): 263-274.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 1997- *Micro-tectonics*. Springer-Verlag New York, Berlin Heidelberg Editions, 289 p.
- Roy, S. and Venkatesh, A. S., 2009- Mineralogy and geochemistry of banded iron formation and iron ores from eastern India with implications on their genesis. *Science*, 118: 619-641.
- Saal, A. E., Kurz, M. D., Hart, S. R., Blusztajn, J. S., Blichert-Toft, J., Liang, Y. and Geist, D. J., 2007- The role of lithospheric gabbros on the composition of Galapagos lavas. *Earth Planet. Sci. Letters*, 257: 391-406.
- Sabzehi, M., 1974- Les mélanges ophiolitiques de la region d’Esfandagheh (Iran meridional): etude petrologique et structural, interpretation dans le cadre Iranian. *These Uni. de Grenolole*, 205 p.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review. *Ame. Assoc. Petrol. G., Geol. Bull.*, 52: 1229-1258.
- Thompson, R. N., 1982- Magmatism of the British Tertiary province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107.
- Turner, F. J. and Weiss, L. E., 1963- *Structural analysis of metamorphic tectonics*. McGraw-Hill Book, 545 p.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Xiong, X. L., Bao, Z. W., LI, C. F. and 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*, 89: 1-26.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis-A global tectonic approach*. Unwin Hyman London, 466 p.
- Yardley, B. W. D., Mackenzie, W. S. and Guilford, C., 1990- *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. Longman Scientific and technical, 120 p.

## Mianaj iron occurrence, southwest of Zanjan: Metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of mineralization in Sanandaj- Sirjan zone

F. Pourmohammad<sup>1</sup>, H. Kouhestani<sup>2\*</sup>, A. M. Azimzadeh<sup>3</sup>, Gh. Nabatian<sup>3</sup> and M. A. A. Mokhtari<sup>2</sup>

<sup>1</sup>MSc. Student, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2017 May 21

Accepted: 2017 September 11

### Abstract

Mianaj Fe ore occurrence is located in the Takab-Angouran-Takht-e-Soleyman metallogenic zone, 100 km southwest of Zanjan. In this area, Fe mineralization occurs as lens-shaped bodies parallel to the foliation of schist and rhyolitic meta-tuff units (equal to Kahar Formation). Based on mineralography, ore mineral is magnetite, and quartz present as gangue mineral at Mianaj. The ore minerals show disseminated, laminated, banded, massive, vein-veinlet and replacement textures. Three stages of mineralization can be distinguished at Mianaj. The first stage is recognized as stratiform and stratabound lenses, laminated and disseminated crystals of magnetite parallel to the foliation of host rocks. Stage-2 mineralization is recognized by folding of ore bands,  $\sigma$  microfabric and boudinage of magnetite crystals, quartz pressure shadows and surrounding of foliation around magnetite crystals, and recrystallization of quartz and magnetite crystals. Stage-3 is recognized by quartz vein-veinlets that cut previous mineralization stages. Chondrite-nonmineralized REE pattern of host rocks and the mineralized samples indicate that mineralized samples are depleted in REE. Characteristics of Mianaj occurrence are comparable with metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of iron deposits.

**Keywords:** Iron mineralization, Volcano-sedimentary, Mianaj, Zanjan, Sanandaj-Sirjan

For Persian Version see pages 161 to 174

\*Corresponding author: H. Kouhestani; E-mail: kouhestani@znu.ac.ir