مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته یادداشت پژوهشی تابستان ۹۲، شماره ۸

تأثیر دگرشکلی بر کانسار آهن قادرآباد، جنوب شرق مهاباد

سعادت قادری
کارشناس ارشد زمینشناسی اقتصادی

بهزاد حاجعلیلو
گروه زمینشناسی دانشگاه پیام نور، تبریز

محسن مؤذن
گروه زمینشناسی دانشگاه تبریز، تبریز

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۶/۲۹ *تاریخ پذیرش:۱۳۹۲/۱۰/۱*

Qaderi2011@yahoo.com

چکیده

کانسار قادرآباد در ناحیه خلیفان (جنوب شرق مهاباد) به صورت همشیب در بین سنگهای ریولیتی (معادل سازند کهر) تشکیل شده است. این منطقه در طی تحولات زمینشناسی و تکامل پوسته رخدادهای مهمی را پشت سر گذاشته است. بررسیها حاکی از آن است که منطقه مورد مطالعه در یک زون برشی شکلپذیر واقع شده است. مجموعه سنگهای منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر پهنههای برشی شکلپذیر دگرشکل شده و فابریک میلونیتی به خود گرفته است. بر اساس شواهد ریزساختاری، دگرشکلی در دمای پایین (زیر C ° ۴۰۰) صورت گرفته است. بخش عمده فلزات از طریق فعالیتهای هیدروترمالی به داخل حوضه اضافه شده است. پیدایش پهنههای برشی شکلپذیر و میلونیتیشدن مجموعه آهندار نقش بسزایی در تمرکز ماده معدنی داشته است. پهنههای برشی را میبایست به عنوان یکی از عوامل کنترلکننده تشکیل و تمرکز ذخایر در نظر گرفت.

کلمات کلیدی: *پهنههای برشی، دگرشکلی، ریزساختار، غنیشدگی، کانسار آهن*

مقدمه

در طبقهبندی ذخایر، معمولاً ذخایر مرتبط با زونهای برشی رده خاصی را تشکیل میدهند که بین کانسنگهای گرمابی و دگرگونی جای میگیرد. کانسنگ آهن قادرآباد یک ذخیره آتشفشانی-رسوبی است که در یک محیط دریایی و با نرخ نهشت آرام تشکیل شده است (قادری، ۱۳۹۰). بررسیها نشان میدهد که بخش عمده فلزات این ذخیره پس از تشکیل سنگ درونگیر، در طی دگرشکلی و از طریق محلولهای گرمابی نشأت گرفته از محیطهای دریایی فعال به محیط اضافه شده است (قادری، ۱۳۹۰).

بررسیهای متعددی در زمینه نقش عوامل کنترلکننده ساختاری (برش، گسلخوردگی و ...) در تشکیل ذخایر صورت گرفته است (Beach, 1976; Kerrich et al., 1977; Jametveit et al., 1990; Witt et al., 1997; Oliver, 2001; Micklethwaite et al., 2010). Oliver (2001) به بررسی فرایندهایی که در جریان فعالیت سیال در زونهای برشی و گسلها اتفاق می افتد و نقش آنها در نهشت کانسنگ پرداخته است. به نظر Oliver (2001) تمرکز ذخایر در چنین سیستمهایی علاوه بر نیروهای جلو برنده برای جریان سیال، نیازمند واکنش سیال و مسیرهای عبور سیال (channel ways) است. این کانالها میتوانند زونهای نفوذپذیری حاصل از دگرشکلی یا گسلهای فعال باشند. همچنین نقش فرایندهای دگرشکلی به عنوان یکی از عوامل کنترلکننده ساختاری در ایجاد نفوذپذیری مؤثر و تشکیل بسیاری از ذخایر کانسنگی اپیژنتیک بررسی شده است (Cox et al., 2001). مثال خوبی از این مورد ارتباط بین دگرشکلی، استرس مؤثر و نفوذپذیری که منجر به تمرکز کانسنگ میشود در ذخایر طلای مزوترمال با میزبانی گسلی یا زون برشی است. زونهای برشی از عوامل اصلی کنترلکنندهی تشکیل برخی از ذخایر طلا در مقیاس ناحیهای هستند (Hodgson, 1989; Colvine et al., 1988). در این بررسیها بیشتر به ذخایر طلا پرداخته شده است. درحالیکه بر اساس Micklethwaite et al. (2010) این اصول میتواند برای توضیح چگونگی تشکیل هر ذخیره کانیایی گرمابی شکلگرفته در طی گسلخوردگی، شکستگی و برشی مورد استفاده قرار گیرند. در این مقاله با تکیه بر نتایج مطالعات بافتها و ریزساختارهای کانسنگ آهن قادرآباد، به بررسی تأثیر دگرشکلی بر تشکیل و تجمع مواد معدنی این ذخیره پرداخته میشود.

زمینشناسی منطقه

کانسنگ آهن قادرآباد بین طول جغرافیایی ´۵۱ °۴۵ و ´۵۴ °۴۵ و عرض جغرافیایی ´۲۸ °۳۶ و ´۳۱ °۳۶در شمال غرب ایران، ۵۲ کیلومتری جنوب شرق شهرستان مهاباد، در منطقه خلیفان واقع شده است. از نظر تقسیمات ساختاری، این منطقه جزو زون سنندج-سیرجان (Stocklin, 1968) و زیرزون دگرگونی خوی- مهاباد (نبوی، ۱۳۵۵) محسوب میشود (شکل ۱a).

بخش وسیعی از منطقه مورد مطالعه توسط سنگهای معادل سازند کهر (Eftekharnezhad, 1980) پوشیده شده است (شکل ۱b). بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی ترکیب سنگشناسی در محدوده ریولیت تا ریوداسیت قرار میگیرد. سازند کهر شامل شیلهای اسلیتی، شیلهای ماسهدار، فیلیت و ماسههای کوارتزیتی است اما در منطقه مهاباد این سازند ویژگیهای توفی و آتشفشانی دارد، لذا میتوان آنچه را که در منطقه مهاباد همارز سازند کهر در نظر گرفته میشود، از نظر سنی قابل مقایسه با سازند کهر دانست ولی از نظر رخسارهای با آن تفاوت دارد (قربانی، ۱۳۸۶). ماده معدنی به صورت هم - شیب با امتداد NW-SE و شیب حدود °۳۰ در بین این سنگها واقع شده

است. امتداد و شیب این کانسنگ کاملاً با سنگ میزبان همخوانی دارد (شکل ۲a). دگرشکلی شدید حاصل از واقع شدن در یک زون برشی شکلپذیر تمامی سنگهای منطقه (اعم از کانسنگ و سنگ میزبان) را تحت تأثیر قرار داده است. مهمترین پدیده دگرشکلی قابل مشاهده در این سنگها شیستوزیتهشدن می باشد (شکل ۲b).

ریزساختارها و فابریکهای کانسنگ آهن قادرآباد

دگرشکلی حاصل از واقع شدن در پهنههای برشی شکلپذیر باعث ایجاد بافتها و ریزساختارهایی در کانسنگ شده که در ادامه ضمن معرفی کانههای اصلی به تشریح آنها پرداخته میشود. مطالعات میکروسکوپی نشان میدهد که مگنتیت تنها کانه اولیه اکسید آهن میباشد. این کانسنگ در طی دگرشکلی متحمل فرایند اکسیداسیون شدید شامل افزایش میزان هماتیت (مارتیت و اسپیکولاریت) و توسعه جهتیافتگی ترجیحی بلوری شده است. این بررسیها نشانگر تأثیر دگرشکلی در شکلگیری کانسار آهن قادرآباد میباشد. مگنتیتها گاهی به طور جزئی و گاهی کاملاً مارتیتی شدهاند. شدت مارتیتیشدن در برخی موارد در حدی است که مگنتیت به صورت بقایایی در مارتیت بر جای مانده است. مگنتیتهای نسل اول به صورت ساختارهای سیگموئیدی (شکل ۳a) -که تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفتهاند،- قابل مشاهده است و این ساختارهای چشمی باعث ایجاد بافت میلونیتی شده است (شکل ۳b). بلورهای خودشکل مگنتیت در محل سایههای فشاری و حاشیه پورفیروکلاستهای سیلیسی و فلدسپار مشاهده میگردد. این نسل از مگنتیت حاصل تبلور مجدد اکسیدهای آهن در طی دگرشکلی است (شکل ۳c).

هماتیت به دو صورت در کانیسازی مورد مطالعه دیده میشود. حالت اول به صورت مارتیت است که در نتیجه اکسیداسیون مگنتیت متن مگنتیتهای اولیه را پر نموده و یا به صورت سیمان میان بلورهای مگنتیت اولیه ظاهر شده است (شکل ۳d). در حالت دوم هماتیت به صورت رشتهای و بلورهای اسپیکولاریت نسبتاً کوتاه ظاهر شده و در ایجاد فابریک جهتیافته سنگ بسیار مؤثر بوده است (شکل ۳e). اسپیکولاریت جهتیافته در رگهها، در سایههای فشاری و حاشیه پورفیروکلاستهای کوارتز و آلکالیفلدسپار ظاهر شده است (شکل ۳f). این هماتیتها باعث ایجاد و توسعه جهتیافتگی ترجیحی بلوری (CPO) شدهاند. در سازندهای آهن نواری ناحیه کوادریلاترو فریفرو (Quadrilatero Ferrifero) برزیل این هماتیتها به وفور حضور دارند و تشکیل آنها را بیشتر در نتیجه رشد همزمان با دگرشکلی بلورهای اسپیکولاریت میپندارند (Hackspacher, 1979; Lagoeiro, 1998; Guba, 1982; Rosier, 1981). به نظر میرسد که این نوع هماتیت به وسیله فرایندهای محلول – نهشت در ارتباط با اکسیداسیون مگنتیت (مارتیتیشدن) در طی دگرشکلی شکل گرفتهاند. بدین صورت که این عنصر از کانیهای اولیهای چون مگنتیت شسته شده و در موقعیت فعلیشان رسوب نمودهاند. اسپیکولاریتهایی که با آرایش تصادفی قابل تشخیص است بیانگر تشکیل پس از دگرشکلی و در شرایط اکسیدان بالاست (شکل ۳g). در بخش کانسنگ همچنان که اشاره گردید هماتیت به صورت اسپیکولاریت در ایجاد فابریک شیستوزیته مؤثر بوده و کانیهای فیلوسیلیکاته (میکا) به عنوان باطله بر شدت آن افزودهاند. علاوه بر بافت میلونیتی، تبلور مجدد و جهتیافتگی ترجیحی بلوری، بافت نواری (شکل ۳h)، بودیناژ (شکل ۳i)، طویلشدگی، و بافت سایه فشاری از دیگر ریزساختارهای مشاهده شده در کانسنگ است که در نتیجه دگرشکلی حاصل شدهاند.

وضعیت دمایی هنگام دگرشکلی

مجموعه کانیهای میلونیتی به وجود آمده از سنگهای ریولیتی مشابه ریولیتها میباشد. هر کدام از کانیها رفتار مخصوصی را در برابر دگرشکلی از خود نشان میدهند. رفتار برخی از کانیها در برابر دگرشکلی میتواند راهنمایی برای پیبردن به شرایط دگرشکلی از نقطهنظر درجه حرارت باشد (Passchier and Trouw, 1998).

با توجه به اینکه کوارتز و فلدسپار، کانیهای اصلی تشکیلدهنده این سنگ میباشد، شواهد دگرشکلی مشاهده شده در این کانیها بررسی شده است.

کوارتز: مهمترین شواهد دگرشکلی در این کانی عبارتند از: خاموشی موجی شدید (شکل ۴a و b)، تبلور مجدد، رورشدی (شکل ۴c) و رشد بلورهای جدید در حاشیه پورفیروکلاستها (شکل ۴b) و در محل سایههای فشاری. گاه مرز بین بلورهای کوارتز مضرس میباشد و بلورها حالت ارهای داشته (شکل ۴b) که بیانگر شدت بالای استرین میباشد.

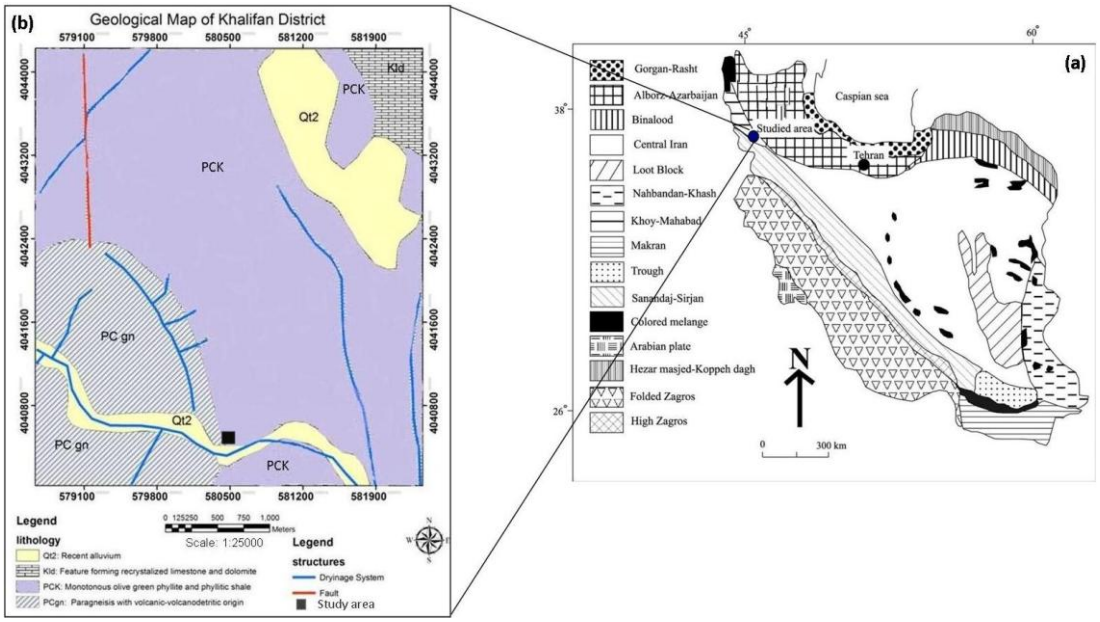
فلدسپار: تجارب آزمایشگاهی و مشاهدات فلدسپار دگرشکلشده نشان داده که دگرشکلی فلدسپار شدیداً به شرایط دگرگونی بستگی دارد. شواهد دگرریختی مشاهده شده در پلاژیوکلازها عبارتند از: وجود شکستگیهای ریز در بلورهای پلاژیوکلاز (شکل ۴e و f)، ماکلهای دگرشکل (شکل ۴g و h) و چرخش مکانیکی فلدسپارهای پتاسیم (شکل ۴ i).

به طور کلی در دمای کمتر از ۳۰۰ °C ریزساختارهای موجود در کوارتز بیشتر شامل خاموشی موجی، انحلال فشاری و شکستگیهای برشی است. در این دما معمولاً ریزشکستگیها با میانبارهای سیال یا جامد قابل تشخیصاند. فلدسپارها دراین رژیم دمایی، معمولاً تغییرات ساختاری شکنندهای را به صورت خرد شده، گسترش شکستگیها و گسلها، بالشتکیشدن و جابهجایی قطعات به نمایش میگذارند (Passchier and Trouw, 1998).

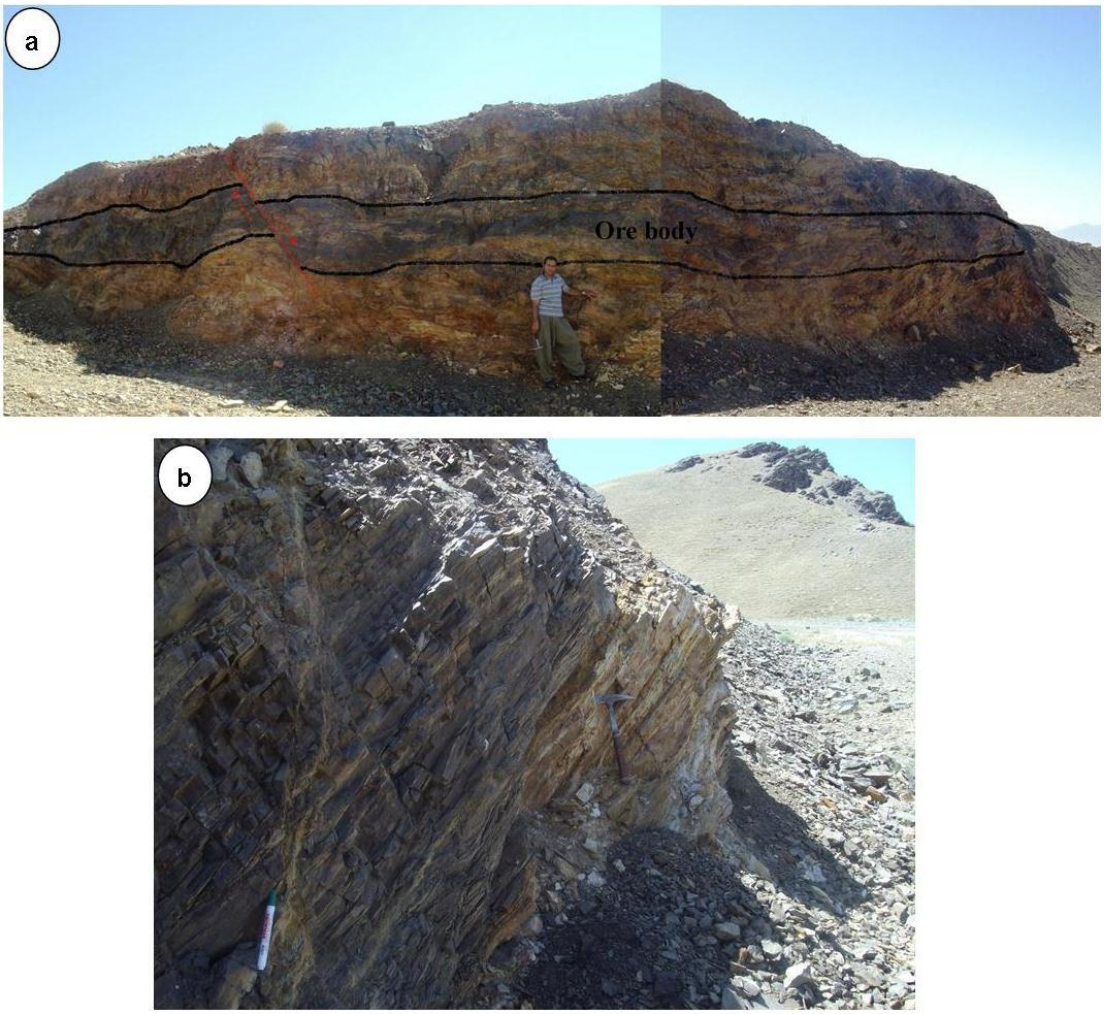
در دمای بالاتر (۳۰۰-۴۰۰ °C) تیغههای دگرشکلی و نیز خاموشی موجی در کوارتزها گسترش مییابند. تجدید تبلور دینامیکی در این شرایط دمایی و بیشتر در حاشیهی بلورهای کوارتز و در امتداد سطوح شکستگی ایجاد میشود. تغییرات در این رژیم دمایی در فلدسپارها شامل خمیدگی در ماکلها، تشکیل ماکلهای دگرشکل و تشکیل ریزبلورها و گسترش خاموشی موجی است (Passchier and Trouw, 1998).

در رژیم دمایی متوسط (۴۰۰-۵۰۰ °C) فلدسپارها ریزساختار هسته و پوشش یا چشم (augen) را به وجود آورده و ماتریکس یافت نمیشود. به طور کلی فلدسپارها این شرایط دمایی را با گسترش شکستگیهای ریز، خاموشی موجی، گسترش ماکلهای دگرشکل و نیز پرتیتهای شعلهای به نمایش می گذارند (Passchier and Trouw, 1998).

بررسی ریزساختارها و فابریکها در کوارتز و فلدسپار مورد مطالعه بیانگر آن است که تغییرات ساختاری در این زون برشی در شرایط دمایی پایین (حدود ۳۰۰ و حداکثر ۴۰۰ °C) رخ داده است.



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه در (a) زونهای ساختاری ایران بر اساس تقسیمبندی نبوی (۱۳۵۵) و (b) در نقشه زمینشناسی ناحیه خلیفان (جنوب شرق مهاباد) (اقتباس از Eftekharnezhad, 1980 و Aghanabati, 2005)



شکل ۲. (a) پانوراما‌ی یکی از افقهای آهندار قادرآباد (ماده معدنی به صورت کاملاً همشیب با سنگ میزبان میباشد) و (b) ساخت شیستوزیته، درزههای دیاگونال با راستاهای ۶۵، ۱۴۰ و ۸۰ درجه باعث خردشدگی در این قسمت شدهاند

بحث

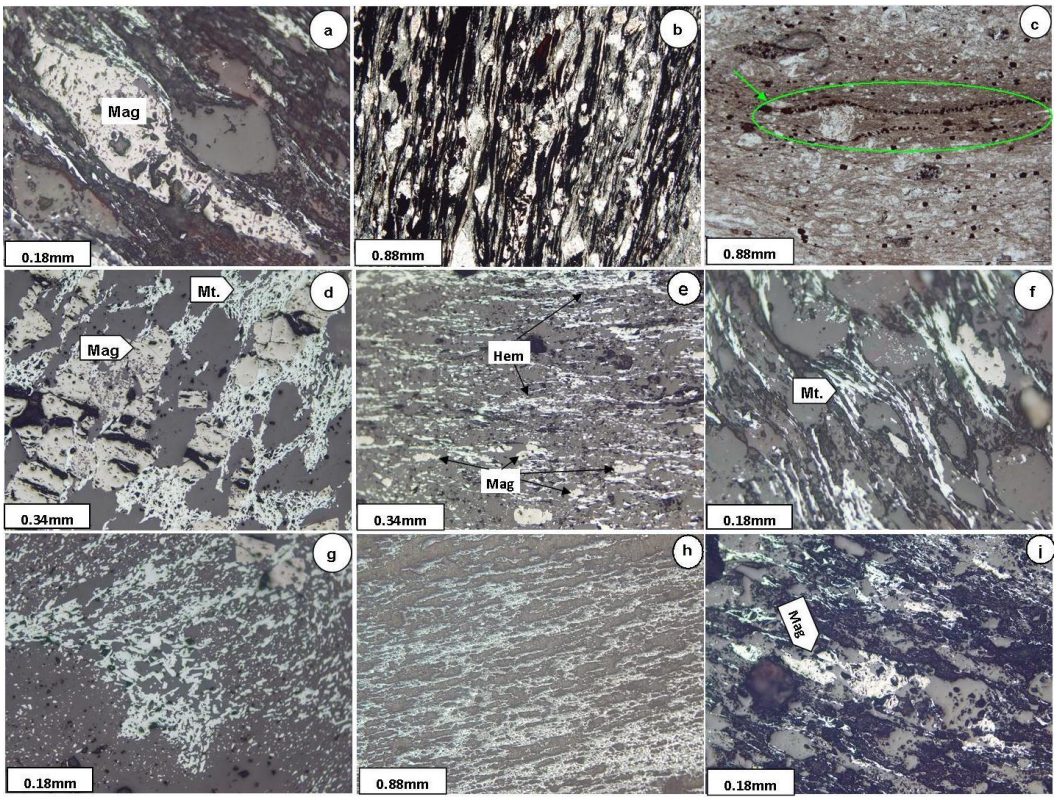
کانیسازی همراه با سیستمهای گسل، رگه و زون برشی میتواند مرتبط با فرایندهای زمان وقوع فعالیت این سیستمها باشد (Micklethwaite et al., 2010). بررسیهایی که در زمینه ژئودزی (geodesy) و لرزهشناسی صورت گرفتهاند به درک و شناختن فرایندهایی که در گسلها و زونهای برشی انجام میگیرند کمک کردهاند (Scholz, 2002; Freed, 2005; Schwarz and Rokosky, 2007). درک صحیح از رفتار کانیها در برابر دگرشکلی نیز میتواند ما را به ساز و کارهای انجام گرفته در طی دگرشکلی و درنتیجه نقش دگرشکلی در تشکیل این کانسنگ رهنمون سازد. تغییرات بافتی حاصل از دگرشکلی از جمله مهمترین تغییرات حاصل از دگرشکلی کانسنگ قادرآباد است. در این بخش با استفاده از نتایج بهدست آمده از بررسیهای پتروگرافی و مینرالوگرافی، به بررسی چند پارامتر در این کانسنگ و نقش دگرشکلی بر آن پرداخته می شود.

نفوذپذیری

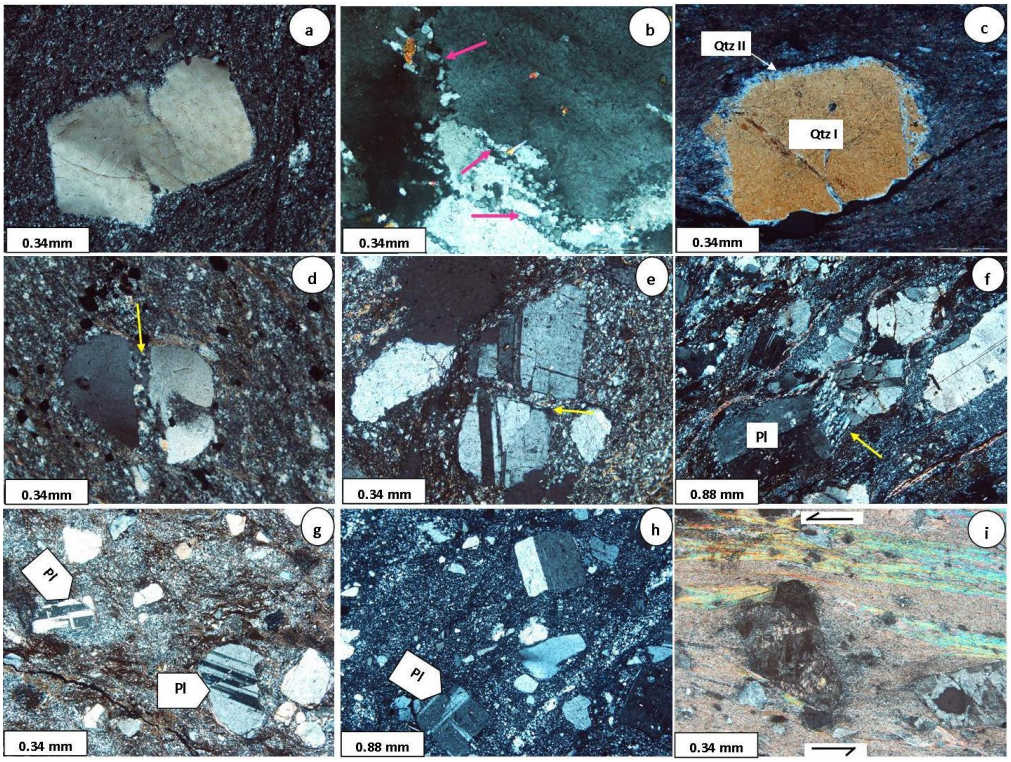
نفوذپذیری میزان سهولت حرکت سیال از یک سنگ حفرهدار است (Domenico and Schwarz, 1998). نفوذپذیری یک خصوصیت ماده نیست اما پارامتری است که بستگی به درجه هیدرولیک و عوامل کنترلکننده ی فیزیکی و شیمیایی مؤثر بر تخلخل دارد (Cox, 2005). تأثیر ساختارها و فرایندهای دگرشکلی بر نفوذپذیری سنگها توسط افراد مختلفی مورد بحث و بررسی قرار گرفته است (Oliver, 2001; Cox, 2001; Micklethwaite et al., 2010). بر اساس این بررسیها دگرشکلی میتواند باعث افزایش نفوذپذیری شود. استرین حاصل از دگرشکلی شکلپذیر در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی سبب ایجاد تخلخل در مرز بین مواد سخت و سفت با مواد شکل پذیر (منظور پورفیروکلاست و زمینه) میشود. از نظر ماکروسکوپی دگرشکلی شکلپذیر در زونهای برشی ممکن است با شکستگی در مقیاس بلوری همراه باشد که این نیز تخلخل بین بلوری را افزایش میدهد. اهمیت زونهای برشی به عنوان بخشهای با نفوذپذیری بالا و تمرکز زیاد جریان سیال به وسیله مطالعات پترولوژیکی و ایزوتوپی اثبات شده است (Kerrich et al., 1977; Dipple and Ferry, 1992; McCaig, 1997; Streit and Cox, 1998).در واقع زونهای برشی به عنوان کانالهای سیال در طی دگرشکلی عمل میکنند. جریان سیال در زونهای برشی شکلپذیر ممکن است تا حد 10^{-4} $m^3/m^2/s$ برسد (Dipple and Ferry, 1992). در زونهای گسلی فعال این میزان 10^{-2} $m^3/m^2/s$ است (Sibson, 1981; Massonnet et al., 1996). معمولاً تصور بر این است که تشکیل ذخایر گرمابی مرتبط با گسل به منظور برقراری و حفظ نفوذپذیری بالا و نیز به جهت متمرکز نمودن جریان سیال نیازمند دگرشکلی فعال است (Micklethwaite et al., 2010). یکی از عوامل مؤثر بر نفوذپذیری اختلاف مقاومت مواد در برابر دگرشکلی (Competency contrast)است. هر چه میزان این اختلاف بیشتر باشد، نفوذپذیری و تمرکز سیال بیشتر خواهد بود. درجه حرارت دگرگونی تأثیر مهمی بر اختلاف مقاومت مواد در برابر دگرشکلی و در نتیجه میزان نفوذپذیری خواهد داشت. Weinberg et al. (2001) در بررسی کانیسازی طلا واقع در زونهای برشی، زونهای برشی رخساره شیست سبز را به دلیل اختلاف بالای میزان مقاومت مواد تشکیلدهنده زیاد و درنتیجه نفوذپذیری و تمرکز بالای سیال در اولویت اکتشاف قرار میدهد. با افزایش شدت و رخساره دگرگونی میزان این خصوصیت کاهش مییابد. بررسی ریزساختارهای سنگهای منطقه قادرآباد حاکی از آن است که این سنگها دگرشکلی شدیدی متحمل شدهاند. دگرشکلی در درجه حرارت پایین و زیر ۴۰۰ ºC صورت گرفته است. بر اساس آنچه گفته شد در جریان دگرشکلی، سنگهای منطقه از نفوذپذیری بالایی برخوردار شده و زمینه برای تمرکز سیالات مساعد گردیده است. نفوذپذیری زیاد و شار بالای سیال، پتانسیل لازم برای تمرکز ماده معدنی را فراهم نموده است. واکنش سیال با کانالهای عبور سیال –که همان سنگهای حاوی آهن میباشد- باعث جداسازی آهن و نهایتاً تمرکز اکسیدهای آهن حاصل در فضاهای مناسب شده است. این نکته در بررسیهای میکروسکوپی به خوبی مشاهده میگردد. از طرفی نفوذپذیری از جمله عواملی است که سرعت هوازدگی شیمیایی را کنترل مینماید. زون برشی با افزایش نفوذپذیری زمینه را برای غنیشدگی ثانویه فراهم کرده است. یکی از ردههای مهم کانساری، کانسارهایی هستند که عناصر و کانیهای پراکنده و کمعیار موجود در متن سنگهای درونگیر تحت تأثیر غنیشدگی ثانویه قرار گرفته و پس از انحلال و رسوبگذاری مجدد تبدیل به ذخیره باارزشی از نظر اقتصادی شدهاند. مقدار آهن سازندهای آهن نواری می تواند بعد از نهشت از طریق جانشینی گوتیت به جای کانیهای باطله (Morris, 1980) یا انحلال این کانیها از طریق هوازدگی تحت شرایط آب و هوایی مناسب (Dorr, 1965) افزایش یابد. تأثیر ساختارهای تکتونیکی بر تمرکز کانسنگهای غنی از آهن موضوعی مهم و بحثبرانگیز است. این موضوع در سازندهای آهن نواری کوادریلاترو فریفرو برزیل مدتها به صورت معما برای زمینشناسان مطرح بود و تحقیقات متعددی در این زمینه صورت گرفته است (Guild, 1957; Dorr, 1965; Rosier et al., 2001). همچنین تحقیقات گستردهای درباره کانیسازی کانسنگهای آهن عیار بالای مرتبط با BIF و بررسی عوامل کنترلکننده در بالا بردن عیار (از ۳۵٪ به ۶۵٪ آهن) انجام شده است. Hagemann et al., 2007 نتایج این تحقیقات را در مقاله خود مرور کردهاند. این تحقیقات فرایندهای سوپرژن و هیپوژن را در غنیشدگی این کانسنگها معرفی میکند. در هر حال بر اساس این بررسیها زونهای گسلی و جریان سیال همراه، عامل مهمی در بالا بردن عیار و تشکیل این ذخایر بوده است. "blue dust" یک مارتیت – هماتیت پودری و به رنگ خاکستری فولادی است که درنتیجه انتقال سیلیس از کانسنگ اولیه حاوی سیلیس ایجاد میشود. blue dust تا حدودی به طور محلی در منطقه قابل مشاهده است که بیانگر سیلیسزدایی از کانسنگ و ناشی از شدت بالای هوازدگی میباشد. حضور blue dust و بررسیهای مینرالوگرافی حاکی از شدت بالای اکسیداسیون در قادرآباد میباشد. میتوان گفت مشابه آنچه در سازندهای آهن نواری تحت عنوان غنی شدگی مطرح میشود، در کانسار قادرآباد نیز اتفاق افتاده است. البته نسبت دادن غنیشدگی سوپرژن، هیپوژن یا هر دو به این کانسنگ نیاز به مطالعات بسیار وسیعتر دارد و مسلماً تنها با تکیه بر مطالعات ریزساختارها و بافتها نمیتوان فرایندهای رخداده در قادرآباد را همارز و برابر رخدادهای صورت گرفته در کانسنگهای آهن عیار بالای مرتبط با BIF دانست و اثبات این موضوع مستلزم شواهد بیشتر از جمله آنالیزهای ایزوتوپی و میانبارهای سیال است.

تبلور مجدد

شدت دگرشکلی با اندازه بلورها رابطه مستقیم دارد، بدین معنی که دگرشکلی موجب افزایش اندازه بلورها میشود. تبلور مجدد یکی از فرایندهایی است که در طی دگرشکلی اتفاق میافتد و این مکانیسم موجب افزایش اندازه بلور میگردد. این پدیده در سازندهای آهن نواری کوادریلاترو فریفرو بدین صورت قابل پیگیری است که اندازه بلورها در بخش شرقی -زون با استرین بیشتر (high Strain zone)- بزرگتر از بخش غربی -با میزان استرین کمتر (low Strain zone)- میباشد (بر اساس Rosiere et al., 2001). بلورهای خودشکل مگنتیت، _ که درنتیجه تبلور مجدد در طی دگرشکلی تشکیل شده اند- به وفور در نمونههای مورد بررسی مشاهده میگردد.



شکل ۳. (a) بلور مگنتیت دگرشکل شده، (b) بافت میلونیتی، (c) همروندی بلورهای خودشکل مگنتیت با شیستوزیته، (d) بلورهای مگنتیت در زمینهای از مارتیت، (e) آرایش اسپیکولاریت-ها به تبعیت از دگرشکلی و فولیاسیون، (f) بافت جهتیافته و رشد هماتیتهای ثانویه در حاشیه پورفیروکلاستها و محل سایههای فشاری، (g) رشد تصادفی بلورهای اسپیکولاریت، (h) بافت نواری مگنتیتها، و (i) بودین شدن مگنتیت. (b, c) نور عبوری، PPL، بقیه تصاویر نور انعکاسی، PPL.



شکل ۴. (a) خاموشی موجی بلور کوارتز، (b) مرز مضرس بلورهای کوارتز و پدیدار شدن بلورهای ریزتر و نوپدید در اطراف بلورهای درشت کوارتز (پیکانها این بلورهای ریز را نشان میدهد)، (c) پورفیروکلاست کوارتز که اطراف آن رورشدی مشاهده میگردد، (d) شکستگی و پرشدگی بعدی پورفیروکلاست کوارتز (ساخت ساب ماگمایی)، (e) شکستگی در پلاژیوکلاز ، (f) بافت میلونیتی و شکستگی در پلاژیوکلاز که کوارتز تبلور مجدد یافته این شکستگی را پر نموده است (محل پیکان)، (g, h) ماکل دگرشکل در پلاژیوکلازها، (i) چرخش یک بلور فلدسپار پتاسیم (تمام تصاویر در نور عبوری، XPL).

نتیجهگیری

کانیسازی قادرآباد اولیه میباشد ولی این کانسنگ متأثر از مجموعهای از فرایندهای ثانویه همچون دگرشکلی، هوازدگی و غنیشدگی ثانویه میباشد. بررسیهای میکروسکوپی نشان میدهد که سنگهای منطقه قادرآباد تحت تأثیر زون برشی شکلپذیر به شدت دگرشکل شدهاند. نسل دوم و سوم اکسیدهای آهن را میتوان به دگرشکلی و نقش آن در مساعد نمودن زمینه برای فعالیت هیدروترمال سیستم نسبت داد. به طور کلی میتوان گفت دگرشکلی به دو صورت مستقیم و غیرمستقیم بر این کانسنگ تأثیر داشته است.

- تبلور مجدد کانیهای آهن منجر به افزایش اندازه بلورها شده است.
- جهتیافتگی ترجیحی اکسیدهای آهن منجر به خروج برخی از کانیها از لابهلای اکسیدهای آهن شده است.

همچنین دگرشکلی باعث توسعه بافتها و ریزساختهایی شده که در نهایت مساعد شدن زمینه حرکت سیالات کانهساز را به همراه داشته است. این سیستم علاوه بر تبلور مجدد و خروج برخی کانیهای باطله، برای کانالیزه شدن سیالات، شستشوی سنگها و کانیسازی، ترسیب و تمرکز مجدد آهن فضاهای مناسبی را ایجاد کرده است.

سپاسگزاری

این مقاله مستخرج از طرح پژوهشی با عنوان «تأثیر دگرشکلی بر کانسار آهن هماتیتی قادرآباد مهاباد» است که با حمایت مالی دانشگاه پیام نور انجام شده است. بدینوسیله از مسئولین ذیربط دانشگاه تشکر به عمل میآید.

منابع

قادری، سعادت.، ۱۳۹۰، بررسیهای کانیشناسی، ژئوشیمی و زمینشناسی اقتصادی معدن آهن قادراباد، شمال غرب ایران، بوکان، پایاننامه کارشناسی ارشد زمینشناسی اقتصادی، دانشگاه پیام نور تبریز، ۱۳۰ص.

قربانی، منصور.، ۱۳۸۶، زمینشناسی ذخایر معدنی و طبیعی ایران، چاپ اول، انتشارات آرین زمین ایران، تهران، ۴۹۲صفحه.

نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵، دیباچهای بر زمینشناسی ایران، سازمان زمینشناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

Beach, A., 1976, The interrelationships of fluid transport, deformation and geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A280, p: 529-604.

Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P.M., and Troop, D.G., 1988, Archean Lode Gold Deposits in Ontario: Ontario Geological survey, Miscellaneous paper 139, 136p.

Cox, S. F., Knackstedt, M.A., Braun, J., 2001, Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems, Society of Economic Geologists Reviews, Vol. 14, p: 1-24.

Cox, S.F., 2005, Coupling between deformation, fluid pressures and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p: 1-35.

Dipple, G.m., Ferry, J.M., 1992, Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones, Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 112, p: 149-164.

Domenico, P.A., Schwarz, F.W., 1998, Physical and chemical Hydrogeology, John Wiley & Sons, New York.

Dorr II, J.N., 1965, Nature and origin of the high grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil, Economic Geolog; Vol. 60, p: 1-46.

Eftekharnezhad, j., 1980, Geological map of the Mahabad quadrangle, scale 1:100000. Geology Survey Iran, Tehran.

Freed, A.M., 2005, Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. Annual Reviews Earth and Planetary Science Letters 33, p: 335-367.

Guba, I., 1982, Tektonik, Texturen und Mineralogic der Prkämbrischen Eiseerze ud Nbengestinsserien der Lagerstätte Morro Agudo im NE des Quadrilatero Ferriferro/Minas Gerais, Brasilien. Dissertation, Techische Universität Clausthal, Clausthal-Zelerfeld.

Guild, P.W., 1957, Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey Professional Paper, 290.

Hackspacher, P.C., 1979, Strukturelle und Texturelle Untersuchungen zur internen Deformation des Eisenreicherzkorpers der Grube "Aguas Claras" bei Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasilien. Clausthaler Geologische Abhandlungen 34, Clausthal-Zellerfeld.

Hagemann, S., Dalstra, H.I., Holdkiewicz, P., Flis, M., Thorne, W. and McCuaig, C., 2007. Recent advances in BIF-related Iron Ore Models and Exploration. Ore deposits and Exploration Technology Proceeding of Exploration 07: Fifth Decennial InternationaL Conference on Mineral Exploration, p: 811-821.

Hodgson, C.J., 1989, The structural of shear-related, vein-type gold deposits: A review: Ore Geology Reviews, Vol. 4, p: 635-678.

Jamtveit, B., Bucher-Nurminen, K., Austrheim, H., 1990, Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen Arcs, Western Norway. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 104, p: 184-193.

Kerrich, R., Fyfe, W.S., Gorman, B.E., Allison, I., 1977, Local modification of rock chemistry by deformation. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 65, p: 183-190.

Lagoerio, L.E., 1998, Transformation of magnetite to hematite and its influence on the dissolution of iron oxide minerals, Journal of Metamorphic Geology Vol. 16, Vol. 415-423.

Massonnet, D., Thatcher, W., Vadon, H., 1996, Detection of post-seismic fault-zone collapse following the Landers earthquake. Nature 382, p: 612-615.

McCaig, A.M., 1997, The geochemistry of volatile fluid flow in shear zones, In: Holness, M.B. (Ed.). Deformation-Enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle. Chapman & Hall, London, p: 227-266.

Micklethwaite, S., Sheldon, H. A. and Baker, T., 2010, Active fault and shear processes and their implications for mineral depositformation and discovery, Journal of Structural Geology, Vol. 32, 151-165.

Morris, R.C., 1980, A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron-formation in the Hamersley Iron Province of Western Australia. Economics Geology, Vol. 75, 184-209.

Oliver, N.H.S., 2001, Linking of regional and hydrothermal systems in the mid-crust by shearing and faulting, Tectonophysics 335, p: 147-161.

Paschier, C.W., Trouw, R.A.J., 1998, Microtectonics, Springer velrag, 56-59.

Rosier, C.A., Siemes, H., Quade, H, Brokmeier, H., 2001, Microstructres, textures and deformation mechanisms in hematite, Journal of Structural Geology, Vol:23, p: 1429-1440.

Rosiere, C.A., 1981, Structural und textural Untersuchungen de Eisenerzlagerzlagerstatte "Pico de Itabira" bei Itabirito/Minas Gerais, Brasilien, Clausthal-Zellerfeld.

Scholz, C.H., 2002, The Mechanics of Earthquackes and Faulting, Cambridge University Press, New York.

Schwartz, S.Y., Rokosky, J.M., 2007, Slow-slip events and seismic tremor at circumpacific subduction zones, Reviews of Geophysics 45, RG3004,. doi:10.1029/2006RG000208.

Sibson, R.H., 1981, Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models, Earthquake Prediction: An International Review, Simpson, D.W., Richards, P.G. (Eds.). Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. 4, p: 593-607.

Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran, a review- American, Association of Petrological Geology Bull 52, No: 7, p: 1229-1258.

Streit, J.E., and Cox, S.F., 1998, Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitisation of Proterozoic granite King Island, Tasmania: Journal of Metamorphic Geology, Vol: 16, p: 197-212.

Weinberg, R.F., Groves, D.I., Hodkiewicz, P., van der Borgh, P., 2001, Hydrothermal systems, Giant Ore Deposits, Yilgarn Atlas volume III UWA Gold Module, Report: Giant Ore Deposits Project, Part 1, AMIRA Project P511.

Witt, W.K., Knight, J.T., Mikucki, E.J., 1997, A synmetamorphic lateral fluid flow model for gold mineralization in the Archean Southern Kalgoorlie and Norseman terranes, Western Australia, Econ. Geol., Vol:92, p: 407-437.