

بررسی ریزساختارهای کنترل کننده دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار آهن خسروآباد، شمال خاوری سنقر

حامد ابراهیمی فرد^{*}، بهزاد مهربابی^۱، مجید قاسمی سیانی^۱

۱- گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۳/۱۲ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱۰/۷

چکیده

کانسار اسکارن آهن خسروآباد، در بخشی از زون فلززایی آهن باختر کشور (سری سنقر) و در شمال باختری پهنه سنندج - سیرجان واقع شده است. واحدهای زمین‌شناسی منطقه خسروآباد شامل متاندزیت‌بازالتی، آهک‌های اسلیتی و متبلور (مرمر) ژوراسیک میانی تا پسین و توده‌های نفوذی کوارتز مونزونیتی و سینیتی ائوسن بالایی است. عملکرد نیروهای تکتونیکی باعث ایجاد شکستگی در واحد متاندزیت بازالتی شده و شرایط مناسبی را برای گسترش دگرسانی و کانه‌زایی فراهم کرده است. اعمال تنش‌های تکتونیکی در واحد متاندزیت بازالتی اسکارنی‌شده، اسلیت آهنکی و توده‌های نفوذی، ساختارهایی مانند ساب‌گرین‌شدگی و تبلور مجدد بلورهای کوارتز و آلکالی فلدسپار، بافت کاتاکلاستیکی و میلونیتی، جهت‌یافتگی موازی در اسلیت‌های آهنکی، تشکیل ساختار میکاماهی در بلورهای مگنتیت، حاشیه مضرس و پدیده ان-اشلون و کینک‌باند در بلورهای پلاژیوکلاز را ایجاد کرده است. کوارتز بی‌شکل و با خاموشی‌موجی، بیانگر رخداد تنش در آنهاست. با توجه به موقعیت زمین‌شناسی و ساختاری و نیز براساس مطالعات پتروفابریکی، دو تیپ کانه‌زایی شکنا و شکل‌پذیر در کانسار آهن خسروآباد قابل شناسایی است. بیشترین تمرکز کانه‌زایی مگنتیت در پهنه بُرشی شکنا شامل ریزشکستگی‌ها، رگه‌ها و رگچه‌های موجود در واحد متاندزیت‌بازالتی اسکارنی‌شده است. این رگچه‌ها به صورت موازی و متقاطع با برگوارگی میلونیتی دیده می‌شوند. کانه‌زایی تیپ شکل‌پذیر به صورت پروتومیلونیت و اولترامیلونیت با ژئومتری عدسی‌شکل و همروند با برگوارگی غالب منطقه گسترش دارد. نتایج این بررسی نشان داد که تنش‌های تکتونیکی در کانسار اسکارن آهن خسروآباد در تغییرات عیاری و گسترش کانه‌زایی نقش کلیدی داشته است.

واژه‌های کلیدی: پهنه سنندج- سیرجان، تنش تکتونیکی، خسروآباد، سری سنقر، کانه‌زایی.

مقدمه

و آتشفشانی دگرگون‌شده مزوزوئیک، که دارای تماس ساختاری با سنگ‌های رسوبی دگرگون شده پالئوزوئیک تحتانی هستند، توسط تعداد زیادی از توده‌های کرتاسه پسین شمال‌باختری زون سنندج-سیرجان، مورد هجوم واقع شده‌اند (Mohajjel, 1997; Mohajjel and Fergusson, 2000; Mohajjel, 2003). اعضای تغییر شکل یافته قدیمی این زون، سنین ^{40}Ar - ^{40}K و Rb-Sr حدود ۷۰ تا ۱۲۰ میلیون سال دارند؛ در حالی که اعضای دگرشکل نشده، سنی در حدود ۵۰ تا ۷۰ میلیون سال دارند (Mohajjel and Fergusson, 2000). براساس بررسی‌های انجام شده با توجه به تقسیم‌بندی پهنه سنندج-سیرجان (Mohajjel, 1997)، محدوده مورد مطالعه در پهنه فرعی با دگرشکلی‌های پیچیده جای دارد. از ویژگی‌های این منطقه، دگرگونی و تکتونیک شدید حاکم بر آن است که با شکستگی‌های بزرگ و راندگی متعدد همراه بوده که موجب بروز پیچیدگی‌های ساختاری در آن شده است. جایگزینی توده‌های نفوذی به همراه عملکرد تکتونیکی شرایط مناسبی را برای متاسوماتیسم (اسکارن‌زایی، کانه‌زایی، دگرسانی و نظایر آن) فراهم کرده است. اعمال تنش‌های تکتونیکی باعث میلیونیتی‌شدن توده‌های نفوذی و تغییرات ساختاری فابریک سنگ‌های دگرگونی شده که مرتبط با کمربندهای کوهزایی و زمین‌ساخت صفحه‌ای است. از آنجایی که ساختارهای تکتونیکی به‌عنوان کنترل‌کننده‌های اصلی کانه‌زایی در چنین مناطقی محسوب می‌شوند، بررسی تکتونیک و ارتباط آن با کانی‌سازی در شناخت تکوین کانی‌سازی ضروری است. تاریخچه اکتشافی کانسار مورد مطالعه، شامل فعالیت‌های سهیلی و شهریابی (Yousefi and Fridberg, 1978)، آرسته (۱۳۶۱)، و (۱۳۷۲) و (۱۳۷۵)، طباطبایی و نصرت ماکویی (۱۳۷۳)، حسامی (۱۳۸۱)، سامانی (۱۳۹۱) و مهندسین مشاور پیچاپ کانسار (۱۳۹۶) در منطقه

کانسار اسکارن آهن خسروآباد به همراه دیگر کانسارها و اثرهای معدنی پیرامون آن، از جمله تکیه بالا، گلالی، هزارخانی بالا و چرمه بالا بخشی از زون فلززایی آهن باختر کشور (سری سنقر) را تشکیل می‌دهد (قربانی ۱۳۸۶)، که در شمال باختری پهنه سنندج - سیرجان و در شمال خاوری شهرستان سنقر واقع شده‌اند (شکل ۱ الف و ب). در شمال-خاوری شهر سنقر، توده‌های نفوذی نیمه عمیق اسیدی به درون واحدهای سنگی ژوراسیک بالایی، شامل سنگ‌های آتشفشانی متاندزیت بازالتی و اسلیت‌های آهکی (کالک شیل) نفوذ کرده و باعث اسکارن‌زایی و کانه‌زایی آهن در این سنگ‌ها شده است (شکل ۱ ب). برپایه گزارش مهندسین مشاور پیچاپ کانسار (۱۳۹۶)، کانسار آهن خسروآباد حدود ۲۷۰۰۰۰ تن ذخیره قطعی با عیار ۵۲ درصد آهن دارد. دگرگونی، ماگماتیسم و متاسوماتیسم در سری سنقر فعال بوده و تأثیر بسزایی در سرنوشت زمین‌شناسی منطقه دارند (Mohajjel, 1997; Mohajjel and Fergusson, 2000; Mohajjel et al, 2003). تجزیه و تحلیل فابریک سنگ‌های دگرگونی در شناخت مکانیسم تشکیل کمربندهای کوهزایی و ارتباط آن با زمین‌ساخت صفحه‌ای موثر است (Twiss and Moores, 1992). زون سنندج-سیرجان به‌صورت نوار باریکی، به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض بیش از ۱۵۰ کیلومتر، در حاشیه باختری و جنوبی ایران با روند شمال باختری-جنوب خاوری و در بین پهنه‌های زاگرس و ایران مرکزی جای گرفته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). این کمر بند کوهزایی، در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در جهت شمال خاوری و برخورد صفحه عربستان با ایران ایجاد شده است (Alavi, 2004; Mohajjel and Fergusson, 2000; Mohajjel et al, 2003; Ghasemi and Talbot, 2006). سنگ‌های رسوبی

دانشگاه خوارزمی تهران به کمک میکروسکوپ تحقیقاتی زاپس مورد مطالعه قرار گرفت.

منطقه مورد مطالعه

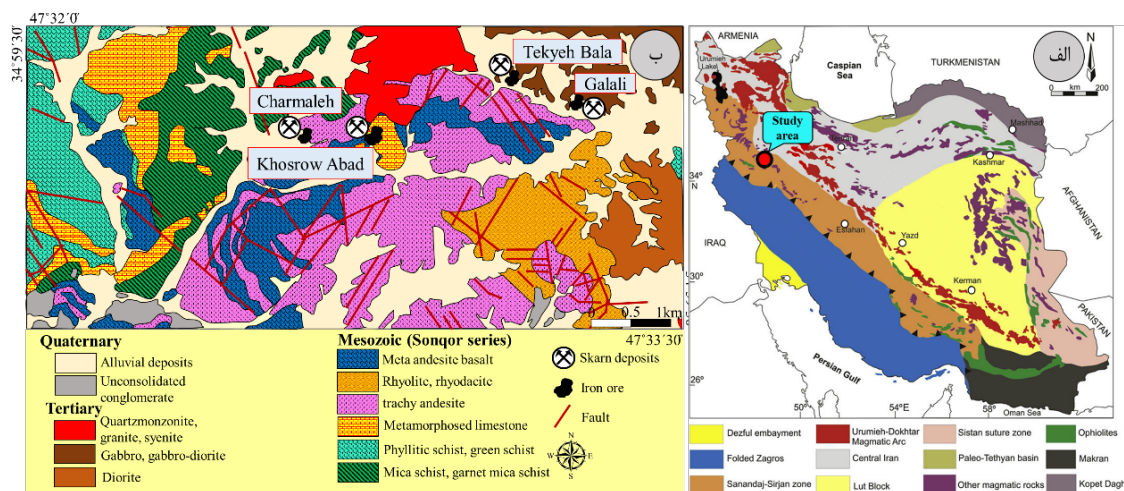
زمین‌شناسی منطقه معدنی

سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه معدنی خسروآباد شامل سنگ‌های متاآندزیت بازالتی به سن ژوراسیک میانی تا پسین، سنگ‌های کربناته به سن ژوراسیک پسین و توده نفوذی به سن ائوسن پایانی هستند (شکل ۱ ب). سنگ‌های آتشفشانی متاآندزیت بازالتی منطقه تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته و از رخساره شیست سبز تا اوایل رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند (شکل ۱ ب) (اشراقی و همکاران، ۱۳۷۵). این سنگ‌ها عمدتاً در مناطق شمال باختری (منطقه کرمانشاه) برونزد دارند. به گونه‌ای که تمام مناطق واقع در شمال، شمال خاوری و خاور سنقر تا پهنه اسدآباد و همچنین تپه‌های واقع در شمال و باختر کنگاور از مجموعه سنگ‌های کم دگرگون شده، آهک‌ها، گدازه‌ها و شیست تشکیل شده است (شکل ۱ ب).

است. کانی‌شناسی و ژنز کانسار آهن خسروآباد پیش از این توسط متولی (۱۳۸۴)، صمدی و همکاران (۱۳۹۳) و ابراهیمی و همکاران (۱۳۹۸) مورد مطالعه قرار گرفته است. ارتباط دگرشکلی و دگرگونی براساس مطالعات کانی‌شناسی و میکروساختارها تعیین می‌شود و با توجه به اینکه در منطقه خسروآباد دگرریختی‌ها و پدیده‌های ساختاری موثر در کانی‌سازی مشاهده شده، هدف این مقاله بررسی ریزساختارها و پدیده‌های ساختاری کنترل‌کننده کانه‌زایی و دگرسانی‌های همراه با آن در منطقه خسروآباد است.

مواد و روش‌ها

برای انجام مطالعه ریزساختارهای موجود در منطقه خسروآباد، طی بررسی‌های میدانی در منطقه کانی‌سازی شده در چندین نوبت، تعداد ۵۳ مقطع نازک و نازک‌صیقلی از واحدهای سنگی متاآندزیت بازالتی اسکارنی، سنگ‌آهک اسلیتی و متبلور (مرمر) و توده‌های نفوذی کوارتزمونزونیتی و سینیتی تهیه و در آزمایشگاه کانی‌شناسی نوری



شکل ۱: الف) جایگاه زمین‌ساختی پهنه ساختاری سندر-سیرجان و موقعیت منطقه مورد مطالعه (با تغییرات از Stocklin and Nabavi, 1973)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده ۱:۵۰۰۰ منطقه معدنی خسروآباد (با تغییرات از متولی و همکاران، ۱۳۸۵).

واحد سنگ‌آهک که بخشی از مجموعه آتشفشانی-رسوبی منطقه را تشکیل می‌دهد، بر روی واحد متاآندزیت بازالتی قرار دارد. آهک‌ها چین خوردگی شدیدی را تحمل کرده و تحت‌تأثیر تنش‌های تکتونیکی به اسلیت آهکی تبدیل شده‌اند. توده نفوذی رخنمون یافته در منطقه خسروآباد، آپوفیزهایی از توده کوارتزموئزودیوریتی جنوب قروه است. سنگ‌های میزبان اصلی در برگیرنده کانسار خسروآباد، شامل واحد متاآندزیت بازالتی و به مقدار کمتر سنگ‌های کربناته است که طی نفوذ توده کوارتزموئزونیته، سیالات گرمایی آهن‌دار در محل کنتاکت واحد متاآندزیت بازالتی با واحد کربناته تزریق شده و اسکارن آهن خسروآباد تشکیل شده است (شکل ۲ و ۳ ب، ج). فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه خسروآباد پیش از کانه‌زایی، با ایجاد درز و شکستگی و فراهم کردن مسیر مناسب برای عبور سیالات دگرسان‌کننده و کانه‌ساز و همچنین از طریق کنترل‌کننده‌های ساختاری مانند جهت-یافتگی تصادفی در پورفایروبلست‌های مگنتیت عمل کرده است. همزمان با کانه‌زایی در منطقه، کنترل‌کننده‌های ساختاری به صورت چین‌خوردگی و ایجاد حالت مورب و چرخشی نسبت به شیستوزیته خارجی در کانه‌های مگنتیت ثبت شده است. فعالیت‌های تکتونیکی پس از کانه‌زایی نیز فعال بوده و باعث شده کانی‌های مگنتیت و هماتیت دچار دگرریختی و ریزشگستگی شوند. در ادامه تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی بر روی هر یک از واحدهای زمین‌شناسی به صورت مختصر شرح داده شده است.

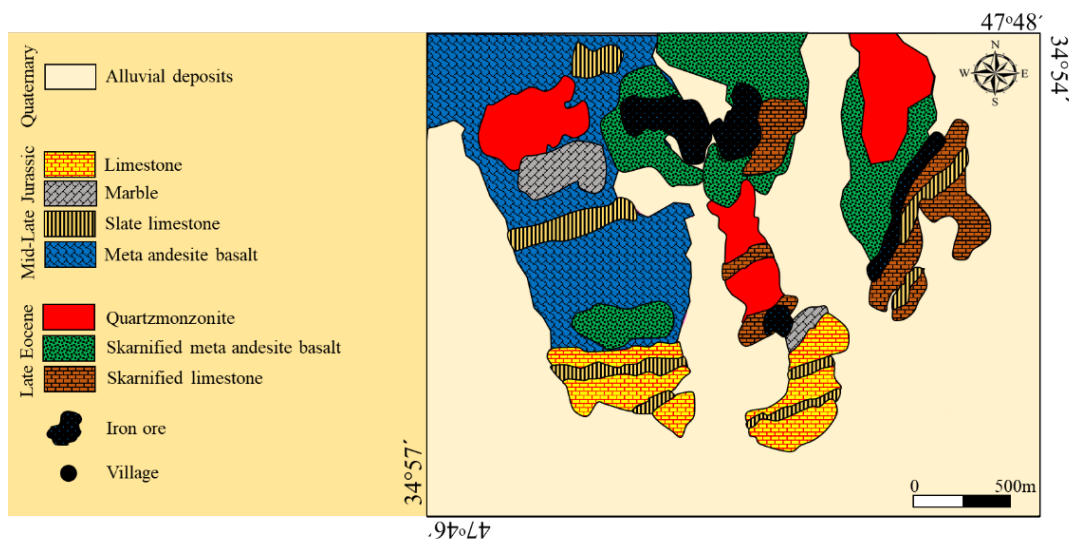
پهنه‌های اسکارنی و کانه‌زایی

پهنه‌های اسکارنی به صورت درون‌اسکارن و برون-اسکارن در کانسار خسروآباد گسترش دارند. کانی‌های کالک سیلیکات همراه با کانی‌های اکسیدی و سولفیدی تشکیل‌دهنده پهنه‌های اسکارنی در

کانسار خسروآباد هستند. پهنه درون‌اسکارن از نظر گسترش نسبت به پهنه برون‌اسکارن محدودتر بوده و در داخل توده نفوذی کوارتز موئزونیته تشکیل شده است (شکل ۳ الف). کانی‌های مگنتیت، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکان، کوارتز، اکتینولیت، اپیدوت و کلریت کانی‌های تشکیل-دهنده پهنه درون‌اسکارن هستند (شکل ۳). اسکارن‌زایی در پهنه برون‌اسکارن، شامل گارنت، پیروکسن، مگنتیت، پیریت، اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و هیدروکسیدهای آهن مانند هماتیت، گوتیت و لیمونیت است. مرحله پس‌رونده اسکارنی در فاصله دورتر نسبت به توده نفوذی کوارتزموئزونیته تشکیل شده و از پهنه آل‌بیت-اکتینولیت اسکارن و اپیدوت-کلریت اسکارن تشکیل شده است. وجود چنین پهنه‌بندی را می‌توان به کاهش گرادیان حرارتی از بخش داخلی هاله مجاورتی به سمت بخش خارجی نسبت داد. زیرپهنه آل‌بیت-اکتینولیت اسکارن در کانسار خسروآباد گسترش زیادی دارد و غالباً به رنگ‌های سفید تا سبز در مرز واحد متاآندزیت بازالتی و توده نفوذی تشکیل شده است. مطالعات صحرایی حاکی از آن است که این زیرپهنه با وسعت زیاد (حداقل تا ۲ متر تا چند ده متر)، به صورت رگه‌ای در اطراف رگه معدنی گسترش دارد (شکل ۳ ب). زیرپهنه اپیدوت-کلریت اسکارن بیشتر درون بخش‌های شیستوز سنگ‌های متاآندزیت‌بازالتی (دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست‌سبز) و همچنین در همبری توده کوارتزموئزونیته به صورت پراکنده و رگه-رگچه‌ای درون شکستگی‌های کانسنگ (بخش اسکارنی)، گسترش دارد (شکل ۳ ب). ماده معدنی در خسروآباد، به صورت اولیه (دانه پراکنده و توده-ای) در دو بخش (A) و (B) و رخنمون دارد (شکل-های ۲ و ۳ ج). کانه‌زایی اسکارنی در بخش (A)، در شمال محدوده معدنی و در محل همبری توده

می‌شود. کانسنگ رخنمون یافته در این بخش، لایه‌ای و عدسی شکل است. زون معدنی در این بخش‌ها حدود ۵۰ متر طول، ۳۰ متر پهنا و در حدود ۰/۶ تا ۰/۵ متر ضخامت دارد (متولی، ۱۳۸۴). مهم‌ترین ساخت و بافت‌های کانه‌زایی در منطقه خسروآباد توده‌ای تا عدسی، رگه - رگچه‌ای و شکافه پُرکن، دانه پراکنده، بُرشی و دانه‌ای (گرانولار)، است.

نفوذی کوآرتز مونزونیتی با واحدهای آهکی با واحد متاآندزیت بازالتی و عمدتاً به صورت عدسی‌هایی درون واحد کربناته تشکیل شده است. بزرگترین رخنمون ماده معدنی در خسروآباد در شمال‌خاوری منطقه و مربوط به بخش (B) است. ماده معدنی در این بخش به صورت رخنمون‌های پرعیاری از لایه‌ها و عدسی‌های چین‌خورده و نامنظم کانسنگ مگنتیتی، درون واحد متاآندزیت بازالتی مشاهده

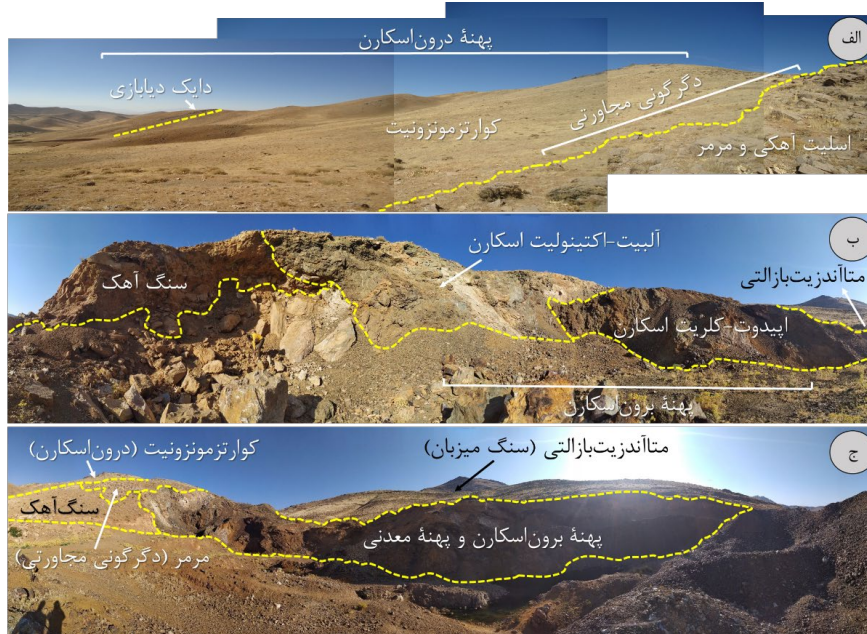


شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی ساده شده ۱:۵۰۰۰ منطقه‌ی معدنی خسروآباد (اقتباس همراه با تغییرات از متولی و همکاران، ۱۳۸۵).

کمتر دگرریخت‌شده^۱ تا واحدهای بشدت دگرریخت‌شده^۲ در منطقه قابل مشاهده است. مهم-ترین دگرشکلی که ساختار منطقه خسروآباد را به وجود آورده، دگرشکلی شکل‌پذیر است که آثار آن به صورت میلیونیتی‌شدن سنگ‌ها، گسترش برگوارگی غالب میلیونیتی و دیگر فابریک‌های پهنه-های بُرشی در سنگ‌ها تظاهر نموده است. در منطقه خسروآباد، علاوه بر دگرشکلی شکل‌پذیر، دگرشکلی شکننا نیز گسترش دارد که آثار آن به صورت تشکیل ریزشکستگی‌ها، رگه‌ها و رگچه‌های اکسیدی - سولفیدی دیده می‌شود.

ساختار و دگرشکلی

مطالعات ساختاری انجام‌شده در محدوده کانسار خسروآباد در نمونه‌های رخنمون و مغزه‌های حفاری، نشان دهنده تأثیر فازهای متعدد و شدید دگرریختی در منطقه می‌باشد، به طوری که توالی-های سنگی رخنمون یافته در منطقه، تحت‌تأثیر این فازها، نظم و ترتیب اولیه خود را از دست داده و واحدهای لیتولوژیکی مختلف با ساختارها و فابریک‌های متفاوت را به وجود آورده است. نوع و شدت دگرشکلی ایجاد شده یکسان نبوده و انواع دگرشکلی‌های شکل‌پذیر و شکننا همراه با واحدهای



شکل ۳: تصاویر صحرایی از پهنه‌های اسکارنی و کانه‌زایی. الف) رخنمون پهنه درون اسکارن داخل توده نفوذی کوارتزموزنونیتی، دید به سمت باختر، ب) پهنه آلبیت-اکتینولیت اسکارن و اپیدوت-کلریت اسکارن در مرز واحد متاندزیت‌بازالتی، واحد کربناتی و توده نفوذی کوارتزموزنونیتی، دید به سمت شمال‌باختری، ج) کانسنگ آهن که در کنتاکت سنگ‌آهک و متاندزیت‌بازالتی تشکیل شده است، دید به سمت شمال‌باختری.

چین‌های این مرحله از دگرشکلی در منطقه خسروآباد تاکنون در این بخش از پهنه سنندج-سیرجان گزارش نشده است. چین‌های این مرحله اغلب بسته تا یال موازی یا سطح محوری تقریباً افقی هستند و روند محور آنها راستای غالب شمال‌خاور-جنوب باختر دارد. برگوارگی این نسل غالب بوده و از نوع برگوارگی سطح محوری و در مناطقی از نوع برگوارگی میلونیتی است (شکل ۴ ب، ج). دگرشکلی نسل اول (D1) ناشی از دگرگونی ناحیه-ای بوده و باعث تشکیل چین‌های نسل اول (F1) و ایجاد برگوارگی نسل اول (S1) به موازات سطح محوری این چین‌ها شده است (شکل ۴ الف، د). سطوح S1 برگوارگی باعث جهت‌یافتگی کانی‌های سوزنی مانند اکتینولیت در واحد متاندزیت‌بازالتی شده است. جهت‌یافتگی کانی‌های صفحه‌ای مانند کلریت و تالک در برخی نمونه‌ها باعث ایجاد شیستوزیته شده است. طبیعی است که این

واحدهای آذرین (متاندزیت‌بازالتی و توده نفوذی) و اسکارنی

سنگ‌های آتشفشانی آندزیت‌بازالتی پایین‌ترین بخش توالی آتشفشانی-رسوبی در منطقه هستند و تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای (M1) و رویداد دگرشکلی نسل اول (D1) که اولین حرکات تکتونیکی در منطقه است قرار گرفته‌اند. این مرحله از دگرشکلی نه‌تنها در منطقه خسروآباد، بلکه در کل پهنه سنندج - سیرجان مشاهده می‌شود (Mohajjel, 1997). این سنگ‌ها با طیفی از اواسط رخساره شیست‌سبز تا اوایل رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند (شکل ۴ الف، ب). در واحد متاندزیت‌بازالتی برگوارگی قبل از S1 نیز مشاهده می‌شود (S0) که تشکیل آن توسط اولین مرحله دگرگونی (M1) قبل از اولین مرحله دگرشکلی (D1) به صورت ایستا رخ داده و استرس و یا نیروهای جانبی دخالت نداشته‌اند (شکل ۴ ب).

میلونیتی شدن سنگ‌های منطقه می‌باشد که پهنه-های برشی شکل‌پذیر را در یال چین‌ها تشکیل داده است. این مرحله از دگرشکلی (D2) کانه‌زایی توده-ای و عدسی‌شکل را در زون انتقالی^۳ متاندزیت - بازالتی به سنگ‌آهک و در همبری توده کوارتزومونزونیتی پدید آورده است. این فاز کانه‌زایی بخش عمده و اقتصادی ذخیره معدنی را در کانسار خسروآباد تشکیل می‌دهد. ماده معدنی به شکل عدسی‌های کوچک و بزرگی به صورت کانسنگ اکسیدی (مگنتیت) تمرکز یافته است. چنین به نظر می‌رسد که، در طی اسکارن‌زایی و در شرایطی با فوگاسیته بالای اکسیژن، تشکیل ماده معدنی به صورت فاز اکسیدی، که کانه‌زایی اصلی در کانسار است، انجام گرفته است. دگرشکلی مرحله سوم (D3) جوان‌ترین دگرشکلی موجود در منطقه می‌باشد که ساختارهای اصلی از آن بیشتر در مقیاس رخنمون دیده شده و سبب شکل‌گیری مرفولوژی کنونی منطقه شده است. طی این دگرشکلی توده نفوذی سینیتی تحت‌تأثیر عملکرد نیروهای دینامیکی، به شدت دگرریخت شده و بافت کاتاکلاستیکی و مضرسی یا ساروجی^۴ در آن دیده می‌شود (شکل ۵ الف، ب). آثار دگرگونی دینامیکی شدید (M3) در نمونه‌های توده سینیتی به صورت وجود پلاژیوکلاز به حالت پلکانی و کوارتزهای نواری قابل مشاهده است (شکل ۵ ج). همچنین، این توده به همراه واحد متاندزیت بازالتی تحت-تأثیر فرآیندهای تکتونیکی (D3) به شدت خرد و درزه‌دار شده و بلورهای کوارتز و آلکالی‌فلدسپار بافت مضرسی و دندان‌های به خود گرفته‌اند (شکل ۵ د، ه، و). در امتداد درزه و شکستگی‌هایی که در رشته خاوری خسروآباد در متاندزیت بازالتی‌ها ایجاد شده، دگرسانی‌های کلریتی‌شدن و اپیدوتی-شدن، کربناتی‌شدن و آرژیلتی‌شدن رخ داده است (شکل ۴ ج). به گونه‌ای که، گاه در اثر عملکرد

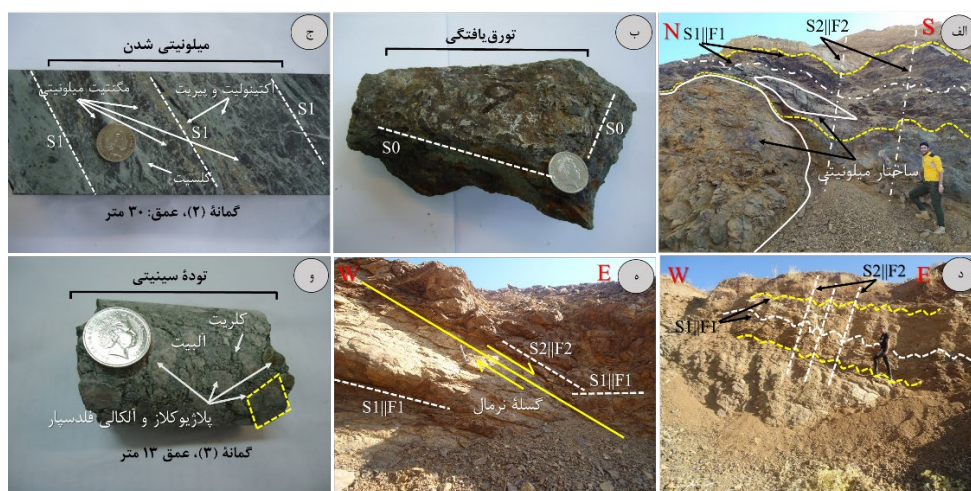
برگوارگی در بخش‌هایی نظیر یال‌های چین، موازی با لایه‌بندی و در بخش‌هایی نیز آن را قطع کند. بررسی‌های انجام‌شده نشان‌دهنده ارتباط مکانی و زمانی دگرشکلی با دگرسانی می‌باشد. در اثر دگرگونی ناحیه‌ای و ایجاد شیستوزیته، معابر مناسبی برای عبور سیالات حاصل از توده کوارتزومونزونیتی حاصل آمده که دگرسانی را با سهولت بیشتری ممکن ساخته است. این مرحله از دگرشکلی (D1) در نهایت کانه‌زایی در امتداد برگوارگی را تشکیل می‌دهد. نسل دوم دگرگونی (M2) به صورت دگرگونی مجاورتی و اسکارن‌زایی اطراف توده‌های نفوذی دیده می‌شود که زمان وقوع این فرآیندها متفاوت و در ارتباط با نفوذ توده‌های کوارتزومونزونیتی و سینیتی است. نفوذ توده کوارتزومونزونیتی تغییرات چشمگیری در شیب و امتداد لایه‌های آهکی و نیز مورفولوژی منطقه ایجاد کرده است. هنگامی که حرارت منطقه زیاد بوده، توده نفوذی کوچکی با ترکیب کوارتزومونزونیتی به درون مجموعه‌های سنگی نفوذ کرده و در اطراف خود هاله دگرگونی مجاورتی ایجاد کرده است. با توجه به حضورکانی‌های دگرگونی مجاورتی (کلینوپیروکسن و هورنبلند) در توده کوارتزومونزونیتی، زمان نسبی نفوذ این توده بین دگرشکلی اول (D1) و دوم (D2) است. رویداد دگرشکلی نسل دوم (D2) شدیدترین دگرشکلی منطقه محسوب می‌شود که باعث تشکیل چین‌های نسل دوم (F2) و برگوارگی نسل دوم (S2)، با راستای ۵۰-۶۰ و شیب ۶۰-۸۰ درجه به سمت شمال‌باختری در واحد متاندزیت بازالتی شده است. رخداد گسله‌های نرمال راست‌گرد با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری باعث تغییر در روند سطوح شیستوزیته S1 و S2 شده است (شکل ۴ ه). یکی از مهم‌ترین آثار این مرحله از دگرشکلی،

مگنتیت)، سیلیکات‌های اسکارنی (آلبیت، اپیدوت، اکتینولیت) و نیز کانی‌های حاصل از دگرسانی شامل کلریت، کلسیت و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت) پر شده‌اند (شکل ۴ ج) (Rosiere et al, 2001, 2008; Junqueira et al, 2007; Angerer and Hagemann, 2010; Angerer et al, 2013, 2015; Maskell et al, 2014; Martins et al, 2016; Hagemann et al, 2016; Duuring et al, 2018; Fabricio-Silva et al, 2018). پهنه بُرشی شناسایی شده در منطقه، به عنوان کانالی جهت تمرکز ماده معدنی عمل کرده است. علاوه بر این وجود شواهد دگرریختی شکل-پذیر (میلونیتی‌شدن) در سنگ‌های دربرگیرنده و بافت برشی در کانسنگ نیز می‌تواند دلیلی برای تشکیل ماده معدنی در پهنه بُرشی باشد (Sengupta et al, 2005; Pal et al, 2009, 2010, 2013; Ghosh, 2011). سیالات کانی‌ساز (با منشأ ماگمایی) غنی از آهن پس از تزریق درون این پهنه و مخلوط شدن با آب‌های جوی غنی از اکسیژن باعث شکل‌گیری کانسنگ اکسیدی در بخش‌های بالایی شده‌اند. پراکندگی بیشتر رگچه‌های اکسیدی در واحد متاآندزیت بازالتی اسکارنی شده، ناشی از اختلاف مقاومت بین این واحد با واحد آهکی می‌باشد، به گونه‌ای که واحد کربناته، توانایی انطباق با شرایط دگرشکلی شکنا را از طریق لغزش در طول فابریک مسطح دارند، در حالی که متاآندزیت -بازالتی اسکارنی شده، این توانایی را نداشته و از طریق شکستگی در طی رژیم دگرشکلی شکنا، باعث تشکیل ریزشکستگی‌ها، رگچه‌ها و در نهایت افزایش عیار آهن می‌شوند. توده‌های نفوذی منطقه، فاقد کانه‌زایی در متن هستند و در صورت مشاهده، کانه‌ها به صورت پراکنده فضاهای خالی موجود در شکستگی‌ها و خردشدگی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵ الف، ب). در مواردی پدیده ساب‌گرین‌شدگی در کوارتز و آلکالی‌فلدسپارها نیز مشاهده می‌شود (شکل ۵ الف). نیروهای تکتونیکی باعث شده تا

درزه‌های متقاطع، توده سینیتی به شکل قطعات لوزی درآمده است (شکل ۴ و). درجه دگرشکلی در یک پهنه بُرشی شکل‌پذیر، از حاشیه‌ها به طرف مرکز پهنه بُرشی، افزایش شدیدی نشان می‌دهد (Zhou et al, 1991). هرچند در پهنه بُرشی خسروآباد، این حالت به وضوح مشاهده نمی‌شود، اما شدت دگرشکلی کم و بیش از خارج پهنه به سمت داخل، در راستای عمود بر پهنه بُرشی افزایش می‌یابد. دگرشکلی شکنا، آخرین مرحله دگرشکلی موجود در منطقه بوده و سبب شکل-گیری برونزدها به صورت کنونی شده است. این دگرشکلی شامل گسله‌های نرمالی، درزه‌شدگی و همچنین ریزشکستگی‌ها، رگه‌ها و رگچه‌های اکسیدی - سولفیدی می‌باشد. واحد متاآندزیت بازالتی اسکارنی شده تحت‌تأثیر نیروهای تکتونیکی، خاموشی موجی و ساب‌گرین‌شدگی^۵ در کوارتز را به خوبی نشان می‌دهند (شکل ۵ الف). وجود کوارتز بی‌شکل و یا با خاموشی موجی، بیانگر رخداد تنش در واحد متاآندزیت بازالتی و توده سینیتی است (Baltazar and Zucchetti, 2007; Nishikawa and Takeshita, 2000; Nishikawa et al, 2004; Stipp et al, 2002, 2006, 2008). در طی دگرگونی دینامیک (M3) نقش فشار به مراتب بیش از حرارت بوده است. حاشیه‌های مضرس و درهم فرورفته، خاموشی موجی، رشد مجدد بلورها، چین‌خوردگی و دگرشکلی کانی‌ها از دیگر نشانه‌های دگرگونی دینامیکی در منطقه است (Stipp et al, 2002; Rawling et al, 2002; Rawling and Goodwin, 2003; Neimeijer and Spiers, 2005; Holyoke and Tullis, 2006; Baltazar and Zucchetti, 2007; Pal et al, 2009, 2010, 2011a,b; Ghosh, 2013). گاهی متاآندزیت بازالتی‌های منطقه در اثر تنش‌های تکتونیکی، دگرریختی و شکستگی‌های دورانی در مرحله دگرسانی پسروده اسکارنی تحت-تأثیر سیالات کانه‌ساز قرار گرفته‌اند و در نهایت توسط کانه‌زایی سولفیدی و اکسیدی (پیریت،

بلورهای سالم کوارتز در برابر این نیروها دارای خاموشی موجی شده، سپس با تمدید فشار وارده، دگرریختی شکناً یا خردشدگی، دانه ریز شدن بلور و تبدیل آن به بلورهای کوچکتر، دنبال شده و بافت ساروجی یا مضرسی را در سنگ پدید آورده است. بافت مضرسی نشان دهنده مهاجرت مرز دانه‌ها است (Passcheir and Trow, 2005). وجود آب در شبکه بلوری کوارتز تحت شرایط مرطوب (حضور آب) حاکم بر روند تبلور، دگرگونی یا دگرشکلی، بر استحکام آن در مقابل نیروهای فشارشی تأثیر می‌گذارد (Gleason and Tullis, 1995; Kohstedt et al, 1996; Post et al, 1996). افزایش فشار آب در فضاهای خالی احتمالاً از طریق افزایش فوگاسیته آب باعث کاهش استحکام در برابر خزش یا اصطحکاک در دانه‌های کوارتز می‌شود (Post et al, 1996). خاموشی موجی در کوارتز و کلریت موجود در رگه‌ها و رگچه‌ها، نشان دهنده تأثیرپذیری این کانی‌ها از نیروهای تکتونیکی است و اینکه نفوذ سیالات دگرسان کننده در این درز و شکستگی‌ها باعث تشکیل کانی‌های کلریت، اپیدوت و کلسیت شده است (شکل ۵ الف، ب).

شکل ۴: الف) در اثر عملکرد نیروهای دینامیکی در بخش خاوری منطقه خسروآباد، چین‌های نسل اول (F1) و دوم (F2) در پهنه معدنی و در پی آن ساختار میلونیتی (در مقیاس چند متر) در واحد متاآندزیت بازالتی تشکیل شده است، ب) تشکیل سطوح S0 بر گوارگی در واحد متاآندزیت بازالتی که به صورت ایستار رخ داده و استرس و یا نیروهای جانبی دخالت نداشته‌اند، ج) تشکیل ساختار میلونیتی در کانی‌های مگنتیت (مقیاس سانتی متر) و جهت یافتگی رگچه‌های کربناتی، کلریتی و مگنتیتی در واحد متاآندزیت بازالتی اسکارنی شده، در اثر تنش‌های تکتونیکی و دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست سبز، در پهنه اسکارنی کانسار خسروآباد، د) تأثیر فاز دوم دگرشکلی (D2) در منطقه باعث تغییر در چین‌های نسل اول F1 و سطوح شیستوزیته S1 شده است. تأثیر این دگرشکلی نسبت به دگرشکلی اولیه (D1) بیشتر است، ه) رخداد گسله نرمال در بخش شمال خاوری منطقه مورد مطالعه باعث تغییر در روند سطوح شیستوزیته S1 و S2 شده است، دید تصویر به سمت شمال خاوری، و) توده نفوذی سینیتی که تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی قرار گرفته و در اثر عملکرد درزه‌های متقاطع، درزه‌های لوزی شکل در آن تشکیل شده و با کلریت و اپیدوت پر شده است.

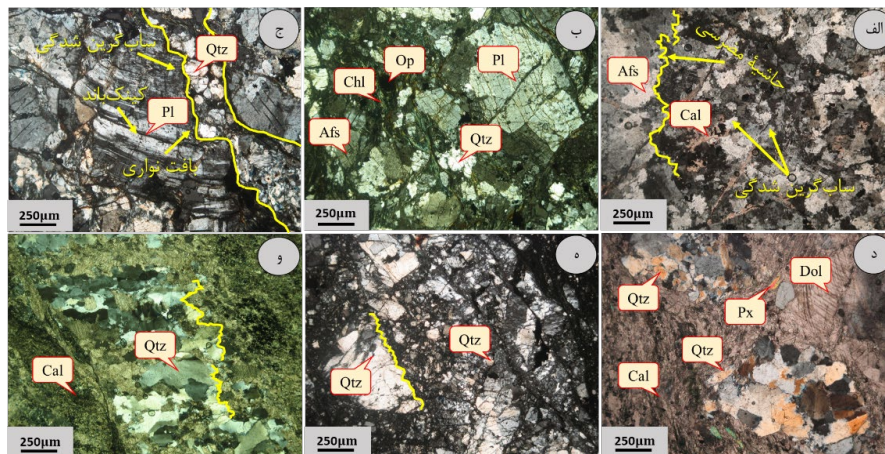


مقایسه محدوده دمایی پیشنهادی توسط استیپ و همکاران (Stipp et al, 2002) برای ایجاد مکانیسم دگرریختی در کانی‌ها با دماهای حاصل از زمین

دماسنجی پهنه‌های اسکارنی خسروآباد (ابراهیمی فرد، ۱۳۹۹)، نشان داد که دگرریختی همراه با فشار سیال (در محدوده دمایی زیر ۳۰۰ درجه) با پهنه

اسکارنی شامل زیرپهنه گارنت - کلینوپیروکسن اسکارن (در دمای ۳۰۱ تا ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد)، برای تبلور مجدد (حدود ۶۵۰ درجه) و نهایتاً کوارتز با خاموشی موجی (حدود ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) با زمین‌دماسنجی دو فلدسپار پهنه درون‌اسکارن (توده کوارتزومونونیتی حدود ۵۰۷ تا ۸۰۵ درجه سانتی‌گراد) مطابقت دارد. بنابراین محدوده دمایی تشکیل رگه‌های سیلیسی منطقه خسروآباد ۶۵۰-۴۹۰ درجه و با دماهای أخذ شده از پهنه درون اسکارن و پیشرونده اسکارنی تطابق دارد.

پسرونده تأخیری شامل متاسوماتیسم منیزیمی، کلسیت ثانویه تبلور یافته در طی دگرسانی کربناتی واحد متاآندزیت‌بازالتی و تشکیل زیرپهنه کلریت اسکارن (در دمای ۱۴۲ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد)، همراه است. ایجاد تحدب در بلور کوارتز (حدود ۳۰۰ درجه) و ریزدانه شدن همراه با تحدب (۳۴۰ درجه) با پهنه پسرونده پیشین تا تأخیری اسکارنی شامل زیرپهنه آلپیت-اکتینولیت اسکارن تا کلریت اسکارن (در دمای ۲۱۶ تا ۳۳۲ درجه سانتی‌گراد) قابل قیاس است. قرار گرفتن ریزدانه‌ها در امتداد نوار مانند (حدود ۴۹۰ درجه) با مرحله پیشرونده



شکل ۵: الف) ساب‌گرین‌شدگی و بافت مضرسی در آلکالی‌فلدسپار، نیروهای تکتونیکی باعث ایجاد خاموشی موجی و ساب‌گرین‌شدگی در کانی‌های کوارتز شده‌اند، ب) ایجاد شکستگی در سینیت در اثر عملکرد نیروهای تکتونیکی که دگرسانی کلریتی‌شدن در این درزه‌ها و شکستگی‌ها رخ داده است، بافت مضرسی در بلورهای کوارتز موجود در توده سینیتی، در نتیجه عملکرد تنش‌های تکتونیکی فشارشی، ج) کوارتز نواری به همراه تشکیل کینک‌باند (پله پله شدن) و خمش در پلاژیوکلاز که نشان‌دهنده رخداد دگرگونی دینامیکی در منطقه است، د) نیروهای تکتونیکی باعث ایجاد خاموشی موجی و ساب‌گرین‌شدگی در کانی‌های کوارتز شده‌اند، ه) بافت مضرسی در بلورهای کوارتز موجود در توده سینیتی، در نتیجه عملکرد تنش‌های تکتونیکی فشارشی، و) خاموشی موجی، ساب‌گرین‌شدگی و بافت مضرسی در رگه کوارتزی در متاآندزیت‌بازالتی اسکارنی‌شده، تصاویر در نور پلاریزه عبوری XPL گرفته شده است. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qtz: کوارتز، Afs: آلکالی‌فلدسپار، Cal: کلسیت، PI: پلاژیوکلاز، Chl: کلریت، Px: پیروکسن، Op: کانی کدر).

طی دگرریختی، سه نوع مکانیسم برای تبلور مجدد وجود دارد که به حرارت و تنش بستگی دارند. با افزایش حرارت و کاهش تنش این مکانیسم‌ها شامل

تبلور مجدد - کوارتز از کانی‌های رایج در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه است که دچار تبلور مجدد شده است. در

مجدد با برآمدگی، با رژیم شماره ۱ هیرس و تولیس (Hirth and Tullis, 1992) مطابق است. بنابر این تبلور مجدد (BLG) در دمای پایین و در واپسین مراحل اعمال تنش‌های دینامیکی بر منطقه و ایجاد دگرریختی شکنا، در بلورهای کوارتز پدیدار گشته است.

۲- تبلور مجدد همراه با چرخش ساب‌گرین (SGR)^۱: زمانی که نتوان مرز یک بلور ساب‌گرین را قسمتی از کانی اصلی برشمرد، نتیجه آن ایجاد یک بلور جدید در اثر از دست دادن جهت‌یافتگی تدریجی همراه با چرخش بلور ساب‌گرین است (شکل ۶ الف و ب). ممکن است بلورهای قدیمی به وسیله ساب‌گرین‌ها و شبکه بلورهای جدید کاملاً جایگزین شوند. این پدیده تبلور مجدد در اثر چرخش ساب‌گرین نامیده می‌شود و نسبت به حالت برآمدگی در حرارت بالاتر (۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتیگراد) رخ می‌دهد (de Bresser et al, 2002; Ulrich et al, 2002; Pesscheir and Trow, 2005; Bestmann and Prior, 2003; Barnhoorn et al, 2004) (شکل ۷ ب و ج). دمای این مرحله از دگرشکلی تا حدودی با دماهای به دست آمده از زمین‌دماسنجی زوج کانی گارنت - کلینوپیروکسن (حدود ۳۰۱ تا ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد) مرحله پیشرونده اسکارنی همخوانی دارد (ابراهیمی فرد، ۱۳۹۹). فشار سیال ممکن است در ایجاد این شرایط نقش داشته باشد (den Brok, 1992; Hyman et al, 2016; Okmoto et al, 2020). دانه‌های قدیمی تمایل به دگرریختی شکل‌پذیر و کشیده و نواری شکل دارند. تمام درجه‌بندی‌ها بین ساب‌گرین و دانه‌ها با شکل و اندازه مشابه رخ می‌دهند (Nishikawa and Takeshita, 2000; Nishikawa et al, 2004). ساب‌گرین و دانه‌ها معمولاً کمی کشیده هستند. مشخصه انتقال تدریجی از ساب‌گرین (کم زاویه) تا دانه (با زاویه زیاد) است (شکل ۶ الف، ب). تبلور مجدد با چرخش

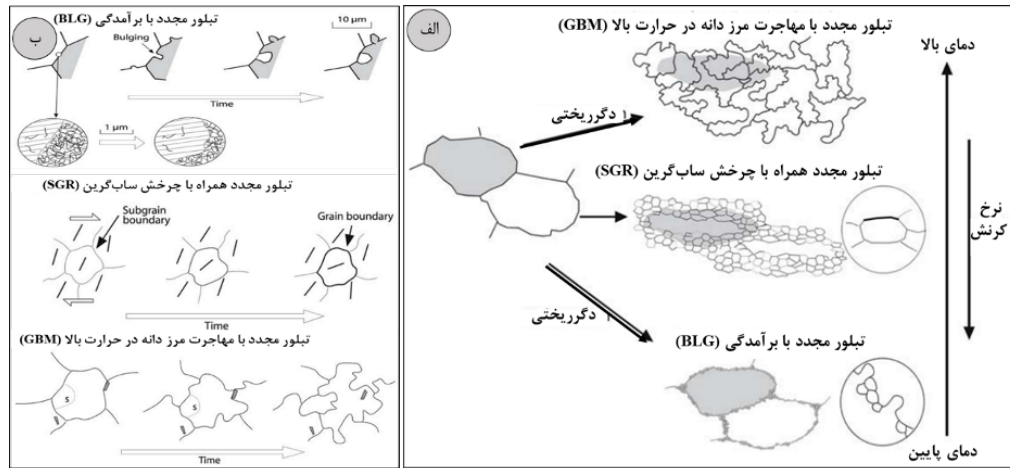
برآمدگی، تبلور مجدد با چرخش ساب‌گرین و تبلور مجدد همراه با مهاجرت مرزدانه است (Shigematsu, 1999; Koehn et al, 2000, 2003; Stipp et al, 2002).

۱- تبلور مجدد با برآمدگی (BLG)^۲: اگر دو بلور همسایه دارای شدت جابه‌جایی متفاوتی باشند، دیواره یکی از بلورها به سمت بلوری که دارای بیشترین شدت جابه‌جایی است، متمایل می‌شود و بلور کوچک مستقل و جدیدی را شکل می‌دهد (شکل ۶ الف، ب). این پدیده به نام تبلور مجدد در مرز بلورها در شرایط درجه حرارت پایین (۳۰۰ °C Kohn et al, 2000, 2003; Shigematsu, 1999; Stipp et al, 2002; de Ronde et al, 2004, 2005; Holyoke and Tullis, 2006; Terry and Heidebach, 2006). دمای رخداد تبلور مجدد همراه با برآمدگی (BLG) با دماهای حاصل از زمین‌دماسنجی آمفیبول‌های کلسیمی (اکتینولیت) و کلینوکلر (حدود ۳۰۰ تا ۳۳۲ درجه سانتی‌گراد) مرحله پیشرونده اسکارنی کانسار خسروآباد در تطابق است (ابراهیمی فرد، ۱۳۹۹). دوقلویی حاصل از تغییر شکل در کوارتز نه‌تنها در درجه پایین بلکه در شرایط دمای بالاتر نیز امکان‌پذیر است (Heidelbach et al, 2000; Lloyd, 2000; Lloyd, 2004).

در منطقه مورد مطالعه، بخش‌های برآمده کوارتز از بخش اصلی مستقل‌شده و بلورهای مستقل کوارتز کوچک دارای مرزهای مشخص در داخل آن مشاهده شده‌اند (Stipp et al, 2002) (شکل ۷ الف). تبلور با روش BLG اغلب در حاشیه بلورهای قدیمی همچنین در محل اتصال‌های سه‌گانه بلورها مشاهده می‌شود. باقیمانده‌های بلورهای قدیمی معمولاً به وسیله بلورهای حاصل از تبلور مجدد احاطه می‌شوند، این فابریک به نام هسته و پوشش معرفی شده است (Shigematsu, 1999). تبلور

میانی فرآیند تنش و دگرشکلی در حرارت‌های بالا و به صورت شکل‌پذیر در کانی‌ها اتفاق افتاده است.

ساب‌گرین مطابق رژیم شماره ۲ هیرس و تولیس (Hirth and Tullis, 1992) است. تبلور مجدد همراه با چرخش ساب‌گرین (SGR) در واقع مراحل



شکل ۶: سه نوع تبلور مجدد دینامیکی به عنوان مثال در بلورهای کوارتز، نوع BLG، نوع SGR، نوع GBM (Stipp et al, 2002; Passcheir and Trow, 2005).

هیرس و تولیس (Hirth and Tullis, 1992) معرفی شده است. این دگرشکلی در طی مراحل اولیه اعمال تنش بر سنگ‌ها به صورت شکل‌پذیر عمل کرده است.

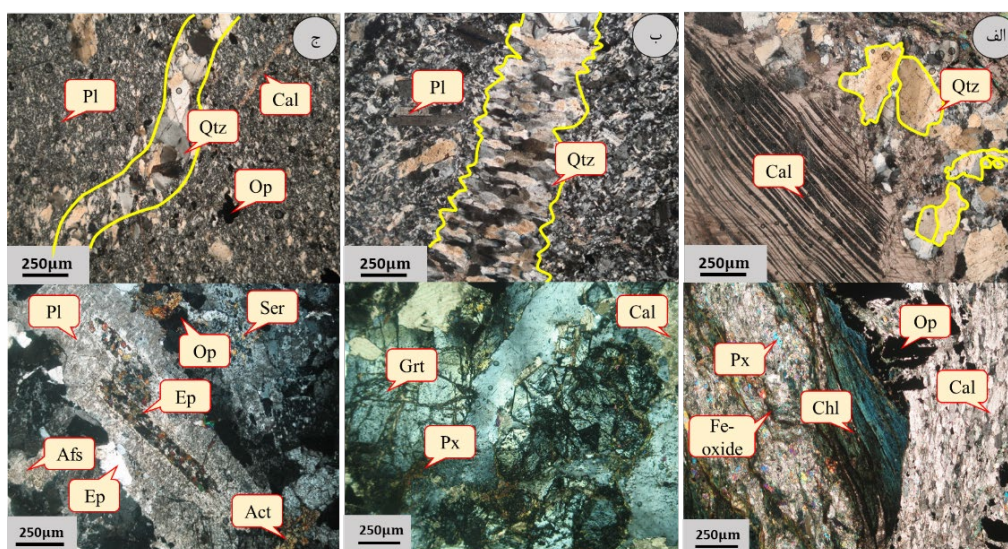
کینک‌باند^{۱۰} در پهنه‌های برشی دگرریختی در این پهنه‌های با کرنش زیاد، معمولاً همراه با چرخش قطعات و بیان‌کننده جابه‌جایی نسبی قطعات سنگ دو دیواره نسبت به هم است، که نشانگر پهنه‌های برشی است. این پهنه‌ها به دو دسته شکنا و شکل‌پذیر^{۱۱} تقسیم می‌شوند. پهنه‌های برشی خمیری معمولاً در شرایط دگرگونی بالاتری نسبت به نوع شکنا فعالند (Passchier and Trouw, 2005).

در نتیجه اعمال تنش‌های تکتونیکی، سنگ دچار دگرریختی شده و مرحله‌ای از چین‌خوردگی را نشان می‌دهد. پلاژیوکلاز موجود در توده نفوذی منطقه خسروآباد پدیده دگرریختی شکل‌پذیر را به صورت وجود کینک‌باند به نمایش می‌گذارد. کینک معمولاً به صورت چین‌هایی با مقیاس کوچک و یال‌های

۳-تبلور مجدد با مهاجرت مرز دانه در حرارت بالا (GBM): در حرارت‌های نسبتاً بالا (۵۰۰-۷۰۰ درجه سانتیگراد) تحرک در مرز بلور به درجه‌ای افزایش می‌یابد که می‌تواند نقاط ضعف و مرز ساب‌گرین‌ها را در سراسر بلورها جارو کرده و با روندی که تبلور با مهاجرت مرز دانه نامیده می‌شود، از بین ببرد (Stipp et al, 2002) (شکل ۶ الف، ب) و (شکل ۷ ب، ج). تطبیق دمای پیدایش این نوع از دگرشکلی تا حدودی با دماهای حاصل از زمین-دماسنجی دو فلدسپار پلاژیوکلاز-فلدسپار قلیایی (حدود ۵۰۷ تا ۸۰۵ درجه سانتی‌گراد) موجود در پهنه درون‌اسکارن خسروآباد مطابقت دارد (ابراهیمی‌فرد، ۱۳۹۹). تشخیص بلورهای جدید از باقیمانده‌های بلورهای قدیمی دشوار است. در حرارت‌های خیلی بالا بلورها دارای مرزهای آمیبی بوده ولی تقریباً عاری از کرنش (به عنوان مثال نبود خاموشی موجی و ساب‌گرین) هستند که در منطقه خسروآباد رخ نداده است (Passcheir and Trow, 2005). این تبلور مجدد به عنوان رژیم شماره ۳

در اثر اعمال تنش به موازات ماکل خود، چنین پدیده‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۸ الف، ب). دگرریختی شکل‌پذیر، بیشتر به صورت خمیدگی در پلاژیوکلازها دیده می‌شود که در برخی مواقع تا ۹۰ درجه نیز پیش می‌رود (شکل ۸ ج). در پهنه‌های گسلی شکنا و در برخی پهنه‌های برشی شکل‌پذیر، درزه‌های کششی در مجموعه‌ای از رگه‌ها به شکل پلکانی ان‌اشلون^{۱۲} تشکیل می‌شوند (Olson and Pollard, 1991; Frash et al, 2019).

تخت و هموار و با طول‌های نابرابر رخ می‌دهد. سنگ در اثر اعمال تنش (دگرریختی شکل‌پذیر) با کوتاه شدن طول و در برخی موارد با ایجاد یال‌های کوتاه کینک‌بند، اثر تنش وارده را خنثی کرده و با این دگرریختی سازش پیدا می‌کند (Hobbs et al, 1976; Kruse et al, 2001; Rosenberg and Stunitz, 2003; Snoke et al, 2014). تنش‌های تکتونیکی باعث ایجاد خمش (کینک) در ماکل‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار شده است. پلاژیوکلاز



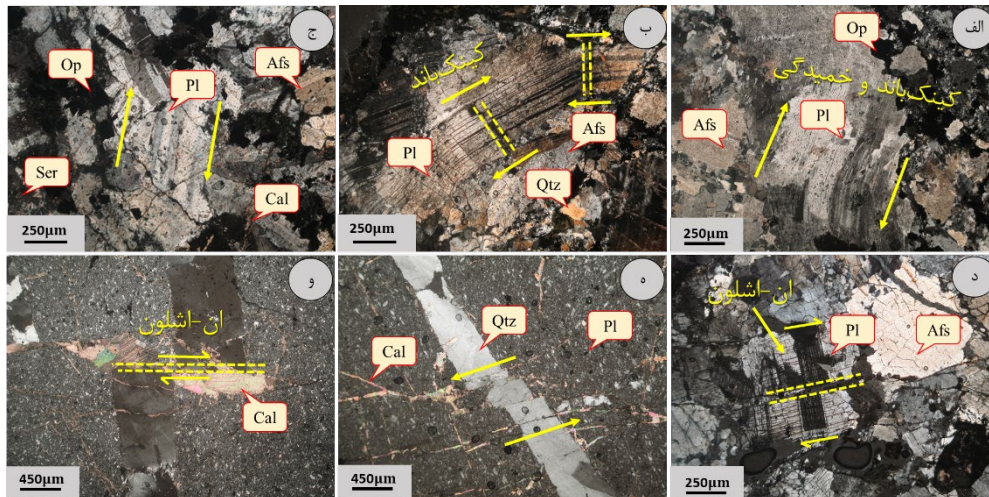
شکل ۷: الف) تطابق ساب‌گرین شدگی همراه با تبلور مجدد با برآمدگی (BLG) در کوارتز با دمای تشکیل اکتینولیت و کلریت در پهنه پسروده اسکارنی، ب و ج) تطابق تشکیل رگچه چند بلوری کوارتز در نتیجه تبلور دینامیکی از نوع SGR و GBM در راستای جهت‌یافتگی با دمای تشکیل پهنه پیش‌رونده و پهنه درون‌اسکارن (توده کوارتزومونزیتی) کانسار خسروآباد. تصاویر در نور پلاریزه عبوری XPL گرفته شده است. علایم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Qtz: کوارتز، Afs: آلکالی‌فلدسپار، Cal: کلسیت، Pl: پلاژیوکلاز، Chl: کلریت، Grt: گارنت، Px: پیروکسن، Ep: اپیدوت، Act: اکتینولیت، Ser: سریسیت، Fe-oxide: اکسید آهن، Op: کانی کدر).

مشاهده می‌شود (شکل ۸ ه، و)، که نشانگر ورود سیلیس از طریق محلول‌های گرمایی به داخل شکستگی‌های سنگ میزبان و ته‌نشینی در داخل آنهاست. رگچه‌های سیلیسی در سنگ‌های میزبان متاندرزیت‌بازالتی که در اثر فرآیندهای تکتونیکی دارای ساختار ان‌اشلون یا پلکانی شکل و تبلور مجدد با برآمدگی نوع (BLG) با خاموشی موجی هستند، احتمالاً از تبدیل کانایی به وجود آمده‌اند (شکل ۸

در اثر اعمال نیروهای کششی پلاژیوکلاز به قطعاتی با ساختار ان‌اشلون مانند تقسیم می‌شوند (شکل ۸ د، ه، و). این درزه‌ها معمولاً در رگه‌های کلریتی و کوارتزی موجود در واحد آهک اسکارنی شده منطقه به موازات جهت بیش‌ترین کشیدگی باز می‌شوند (شکل ۸ ه، و). در کانسار خسروآباد سیلیسی شدن به صورت رگه-رگچه‌هایی در توده نفوذی، سنگ-های اسکارنی و سنگ میزبان متاندرزیت‌بازالتی

تبلور و نهشته شدن کانی‌هایی مانند کوارتز، کلسیت، اپیدوت یا کلریت از یک سیال است.

ه). دگرریختی شکنا در خسروآباد موجب شده تا بخش‌هایی از متاندزیت بازالتی یا گرانیت خرد شود. فشردگی موجود در ساختار سنگ به علت



شکل ۸: الف و ب) ایجاد کینک‌بند و خمیدگی در ماکل پلاژیوکلاز موجود در توده سینیتی خسروآباد در اثر تنش‌های تکتونیکی، ج) دگرریختی شکل‌پذیر شدید در سینیت، پلاژیوکلاز (آلبیت) به صورت زانویی خم شده است، د) ساختار ان-اشلون در بلور آلبیت موجود در توده سینیتی خسروآباد، در اثر اعمال تنش (که با پیکان نشان داده شده است)، بلور دچار دگرریختی شده است. خط‌چین‌ها محدوده ان-اشلون را مشخص می‌کنند، ه) رگچه‌های سیلیسی با ساختار ان-اشلون (پلکانی) و با خاموشی موحی که بیانگر تأثیر محلول‌های گرمابی و متعاقب آن، عملکرد نیروهای تکتونیکی در تشکیل این رگچه‌ها است؛ این رگچه‌های سیلیسی بعداً توسط رگچه‌هایی از کلسیت ثانویه قطع شده‌اند، و ان-اشلون در رگه کلریتی و کوارتزی موجود در واحد آهک اسکارنی خسروآباد. تصاویر در نور پلاریزه عبوری XPL گرفته شده است. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است Qtz: کوارتز، Afs: آلکالی‌فلدسپار، Cal: کلسیت، Pl: پلاژیوکلاز، Ser: سریسیت، Op: کانی کدر).

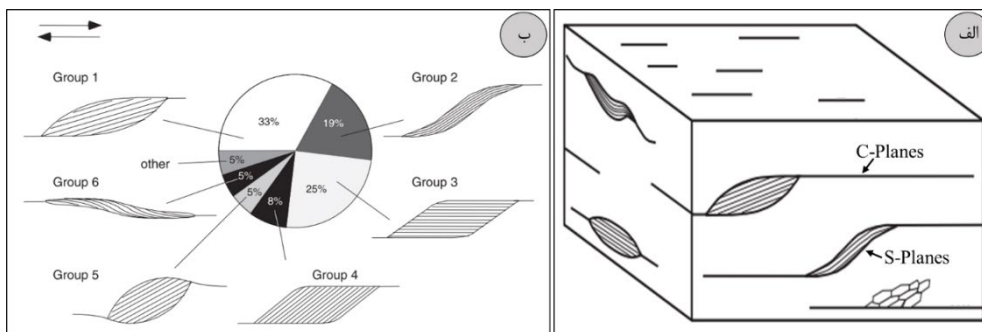
میلونیتی استفاده می‌شود (ten Grotenhuis, 2001; ten Grotenhuis et al, 2002; ten Grotenhuis et al, 2003). در سنگ‌های اسکارنی میلونیتی شده موجود در منطقه مورد مطالعه به خوبی می‌توان میکا ماهی و فابریک C-S را در مگنتیت مشاهده کرد. فابریک C-S فابریکی است که در آن سطوح C موازی حاشیه پهنه بُرشی تشکیل می‌شود ولی سطوح S با آن زاویه آلفای ۴۵ درجه می‌سازد (ten Grotenhuis, 2001; ten Grotenhuis et al, 2002; ten Grotenhuis et al, 2003; Singh, 2003; Passchier and Trouw, 2005; Mukherjee, 2007, 2010 a,b, 2011; Mukherjee and Koyi, 2010 a,b; Mukherjee

کانه‌زایی در امتداد برگوارگی تا پهنه‌های برشی

- تشکیل میکا ماهی^{۱۳}
اگر پورفیروکلاست‌ها (پورفیروکلاست‌ها برای میلونیت‌ها به منزله کاتاکلاست‌هایی هستند که باقیمانده‌های فابریک دانه درشت اولیه است) دارای شکل کشیده با تقارن مونوکلینیک باشند با نام میکا ماهی خوانده می‌شوند (Bestmann et al, 2000; Pennacchioni et al, 2001; ten Grotenhuis, 2001; ten Grotenhuis et al., 2002; Mancktelow et al., 2002; Ceriani et al, 2003; ten Grotenhuis et al, 2003). از میکا ماهی‌ها به طور گسترده برای تعیین جهت بُرش در پهنه‌های

شده در (شکل ۹ ب) از نوع ۱ و ۲ هستند (شکل ۱۰ ب و ج). براساس رابطه بین شیستوزیته ادخال-های موجود در یک پورفایروبلاست (شیستوزیته داخلی (Si)) و برگوارگی اصلی سنگ شیستوزیته خارجی (Sn)، سه گروه پورفایروبلاست به شرح زیر شناخته شده است (Passchier and Trouw, 2005)، (۱) پورفایروبلاست‌های قبل از تکتونیک که در آن پورفایروبلاست‌های مگنتیت جهت‌یافتگی کاملاً تصادفی نشان می‌دهند. بلورهای خود شکل مگنتیت که در فضای بین بلورهای سرپانتین و کلسیت‌های جهت‌یافته قرار گرفته‌اند و (شکل ۱۱ الف) مثالی از این فابریک است. (۲) پورفایروبلاست-های همزمان با تکتونیک که در طی یک مرحله دگرشکلی رشد می‌کنند و فراوانی بیشتری دارند. الگوی قرارگیری ادخال‌های مگنتیت در آنها بر خلاف انواع دیگر معمولاً منحنی است و نسبت به شیستوزیته خارجی مورب یا حالت چرخشی دارند و (شکل ۱۱ ب)، (۳) پورفایروبلاست‌های بعد از تکتونیک، که طی آن ترتیب قرارگیری ادخال‌های مگنتیت به دنبال هم است و فابریکی موازی و پیوسته با شیستوزیته خارجی ایجاد می‌کنند (شکل ۱۱ ج).

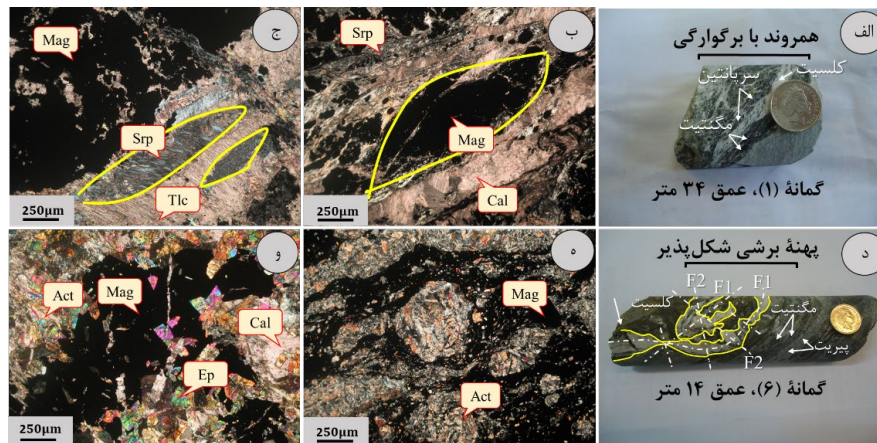
(and Koyi, 2010b; Barker, 2013). در فابریک C-S سطوح فولیاسیون میلونیتی و جهت برگوارگی را نشان می‌دهد و سطوح S فولیاسیون مورب را شکل می‌دهند (شکل ۹ الف). درون میان لایه‌های نازکی از مواد آتشفشانی در محل تغییر تدریجی متاآندزیت بازالتی به سنگ‌آهک، ماده معدنی با بافت لامینه و دانه پراکنده مشاهده می‌شود. این لامینه‌های واقع در درون سنگ‌آهک، همرونده با برگوارگی قرار گرفته و در مرحله چین‌خوردگی کانه‌های سولفیدی و اکسیدی آهن در امتداد برگوارگی و همروند با آنها چین‌خورده‌اند (شکل ۱۰ الف، ب و ج). در مقاطع تهیه شده از سنگ‌های اسکارنی منطقه مشاهده می‌شود که رگه‌های کلسیت سطوح C و بلورهای مگنتیت فابریک S را می‌سازند (شکل ۱۰ ب و ج). میکا ماهی‌های میلونیت‌های موجود در رخساره شیست‌سبز از برزیل توسط تن‌گروتنیوس و همکاران (Grotenhui et al., 2003; Treagus and Lan, 2004, 2003) براساس شکل در ۷ گروه رده‌بندی شده‌اند که هر گروه توسط مکانیسم‌های خاص تشکیل می‌شوند (شکل ۹ ب). ساختارهای میکا ماهی مورد مطالعه در سنگ‌های اسکارنی همگی از نوع مگنتیت هستند و براساس مورفولوژی‌های ارائه



شکل ۹: الف) تصویر شماتیک در ارتباط با فولیاسیون میلونیتی (C) و فولیاسیون مورب (S) (ten Grotenhui, 2003)، ب) انواع مورفولوژی‌های مربوط به میکاماهی‌ها (ten Grotenhui, 2003).

سایه فشاری در اطراف پورفیروکلاست‌های مگنتیت مشاهده می‌شود، که نشان‌دهنده کم بودن استرس در حاشیه آن‌ها است (Passchier and Trow, 2005) (شکل ۱۱ الف و ب). رگه‌های نردبانی مگنتیت با حرکت راستگرد و در راستای برگوارگی در طی اعمال تنش‌های دینامیکی و تبلور مجدد به روش GBM و SGR تشکیل شده است (Passchier and Trow, 2005; Trouw et al, 2009; Barker, 2013) (شکل ۱۱ ج). تقاطع دو شکاف باعث ایجاد فابریک S-C در این سنگ‌ها می‌شود (Barker, 2013).

کانه‌زایی در پهنه‌های برشی به دو صورت مشاهده شده است، یکی به صورت همروند با شیبستوزیته سنگ در بخش‌های حاوی کلریت و اکتینولیت فراوان به صورت عدسی شکل و یا تسمه‌های نیمه طویل که کانی‌سازی عمده برشی را شامل می‌شود (شکل ۱۰ د، ه، و) و دیگری در بخش‌های با اپیدوت فراوان در اثر عملکرد نیروهای برشی و دگرشکلی حاصل، بلورهای اپیدوت به صورت شناور در زمینه-ای از مگنتیت قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰ و). تبلور مجدد دینامیکی و ماکل‌های دگرشکلی نیز در مقاطع میکروسکوپی قابل تشخیص‌اند. در شرایط دمایی پایین و فشار زیاد سیال به هنگام دگربرختی،



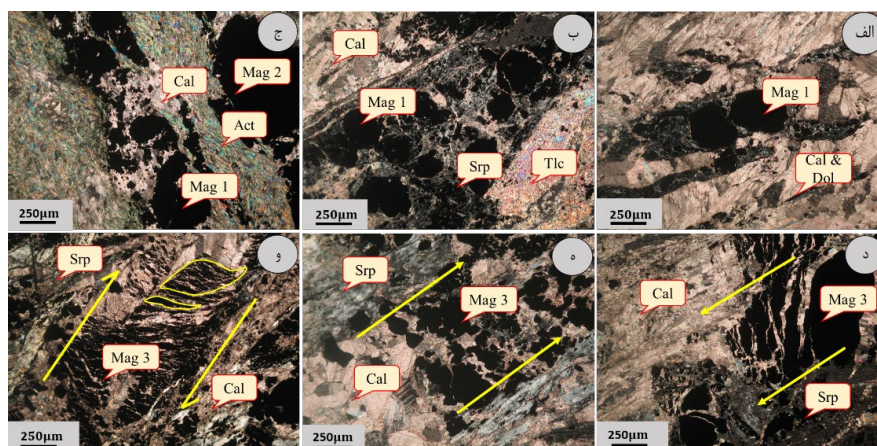
شکل ۱۰: الف، ب و ج) کانه‌زایی همروند با برگوارگی در زون انتقالی از متاندزیت‌بازالت به سنگ‌آهک؛ ساختار میکا ماهی تشکیل شده در اسکارن‌های میلونیتی‌شده منطقه از نوع (۱) و (۲)، د تا و) کانه‌زایی همراه با پهنه‌های برشی. تصاویر میکروسکوپی در نور پلاریزه عبوری XPL گرفته شده است. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mag: مگنتیت، Srp: سرپانتین، Cal: کلسیت، Act: اکتینولیت، Ep: اپیدوت، Tlc: تالک).

پدیده‌های قابل توجه در مقاطع میکروسکوپی مربوط به متاندزیت بازالتی اسکارنی شده و آهک‌ها، وجود ساختار میلونیتی به صورت پروتومیلونیت و اولترامیلونیت است (شکل ۱۲). ساختار پروتومیلونیت به صورت حضور قطعات درشت باقی-مانده از مگنتیت، پلاژیوکلاز و کلسیت سنگ اولیه (اندزیت‌بازالتی و سنگ‌آهک) در میان قطعات ریزتر

- میلونیتی‌شدن ساختار میلونیت‌های مشاهده شده عمدتاً سیگموئید^{۱۴} و میکاماهی است. سیگموئیدها فاقد یک هسته مرکزی سفت و سخت هستند و معمولاً علائمی مانند تغییر شکل داخلی و تبلور مجدد در سرتاسر دانه را نشان می‌دهند (ten Grotenhuis et al, 2003; Passchier and Trow, 2005).

بخش‌های میلونیتی شده بالاست و حتی از نمونه‌های متآندزیت بازالتی نیز بیشتر است. دگرریختی شکنا در میلونیت نقش ضعیفی دارد زیرا تنش اعمالی به صورت دگرریختی بلور-پلاستیک عمل می‌کند (Treagus, 2002; Treagus and Lan, 2003, 2004). در طی تنش، بلورها برای سازش با شرایط تنش‌دار و حذف نیروهای اعمال شده، به بلورهای ریزتری تبدیل می‌شوند. در شرایط شکل‌پذیر، اعمال تنش به میلونیتی شدن می‌انجامد و فضاهای ایجاد شده بین دانه‌ها، معابر مناسبی برای عبور سیالات کانه‌زا هستند.

از کانی‌های مذکور (شکل ۱۲ ج، د، ه)، و ساختار اولترامیلونیت به صورت خردشدگی شدید کانی‌های پلاژیوکلاز و کلسیت، به گونه‌ای که دیگر اثری از سنگ اولیه مشاهده نمی‌شود، است (شکل ۱۲ و). وجود دو نوع دانه‌بندی پورفیروکلاست و زمینه ریزبلور از مشخصه واحدهای دگرشکل شده منطقه در مقیاس میکروسکوپی بوده و بیان‌کننده دگرشکلی متفاوت در سراسر پهنه برشی است. تمرکز و تراکم کانی‌های کدر که بیشتر شامل هماتیت سوزنی و کمی مگنتیت است، در بین



شکل ۱۱: تصاویر میکروسکوپی از پورفیروبلاست‌ها و برخی از ریزساختارهای مشاهده شده در واحدهای اسکارنی کانسار خسروآباد، الف) پورفیروبلاست‌های قبل از تکتونیک، ب) پورفیروبلاست‌های همزمان با تکتونیک، ج) پورفیروبلاست‌های بعد از تکتونیک، د و ه) سایه فشاری در سنگ‌آهک اسکارنی خسروآباد. طی این روند بلورهای مگنتیت در جهت اعمال تنش به بلورهای دانه‌ریز تبدیل شده‌اند، و) رگه نردبانی مگنتیت با حرکت راستگرد. تصاویر میکروسکوپی در نور پلاریزه عبوری XPL گرفته شده است. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mag): مگنتیت، Srp: سرپانتین، Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Act: اکتینولیت، Ep: اپیدوت، Tlc: تالک).

تا فضاهای فراوانی برای عبور سیالات فراهم آید و کانه‌های حاصل از نهشت مواد محلول این سیال‌ها در اثر ناپایداری شدن کمپلکس‌های حمل‌کننده، در این بخش‌ها و در قسمت‌هایی نهشته شوند که پلاژیوکلاز با کلسیت ریزدانه وجود دارند. این سیالات همچنین، موجب ایجاد دگرسانی به صورت حاشیه‌هایی از بلورهای دانه‌ریز پلاژیوکلاز یا

فرآیندهایی که در شرایط شکنا اتفاق می‌افتد، در سنگ‌های متآندزیت بازالتی اسکارنی شده (شکل ۱۲ ج و د) و اسلیت‌های آهکی خسروآباد (شکل ۱۲ ه)، در اثر نیروهای تکتونیک اعمال شده به سنگ پس از ایجاد خاموشی موجی و ساب‌گرین‌شدگی به تدریج آشکار می‌شود. افزایش ساب‌گرین‌شدگی و تشکیل دانه‌های ریزتر موجب شده است

آهکی تبدیل شده‌اند (شکل ۱۳ الف تا د). این سنگ‌ها بعدها تحت تأثیر حرارت ناشی از توده نفوذی به آهک متبلور و مرمر تبدیل شده‌اند. تورق اسلیت‌های آهکی در بخش خاوری خسروآباد تحت تأثیر دگرگونی دینامیکی (چین‌خوردگی و یا گسل‌خوردگی) تغییر امتداد داده و تقریباً شمالی-جنوبی شده است. بخش جنوبی توالی کربناته نیز دارای اسلیت‌های آهکی تیره‌رنگی است، که تورق-یافتگی شدیدی در راستای خاوری-باختری از خود نشان می‌دهد (شکل ۱۳ ج). در اثر نیروهای تکتونیکی وارد شده بر سنگ‌ها و ایجاد چین-خوردگی‌ها، شیب و امتدادهای اندازه‌گیری شده در منطقه، تغییرات شدیدی را نشان می‌دهند. در بخش جنوبی یا بخش بالایی توالی کربناته، در حد فاصل بین جنوبی‌ترین برجستگی رشته مرکزی و جاده‌ای که از کنار خسروآباد می‌گذرد (راه ارتباطی قروه - سنقر)، سه باند اسلیتی با رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند.

کلسیت در پیرامون کانی‌ها شده‌اند (Montesi and Hirth, 2003; Passchier and Trouw, 2005; Svahnberg and Piazzolo, 2010; Wallis et al, 2019). ارتباط بین فابریک میلونیتی و رگچه‌های مگنتیتی به عنوان یک فاکتور کلیدی در ارائه تفسیر دگرشکلی شکنا برای افزایش عیار آهن در پهنه‌های میلونیتی است. وجود کانه‌زایی مگنتیت با عیار (حدود ۵۲ درصد) واحد متاندزیت‌بازالتی پروتومیلونیتی شده دارای ریزدرزه‌ها و ریزرگچه‌های اکسیدی - سولفیدی می‌باشد که نشان‌دهنده نقش ویژه دگرشکلی شکنا در افزایش عیار کانه‌زایی آهن در برخی بخش‌ها می‌باشد.

واحد اسلیت آهکی

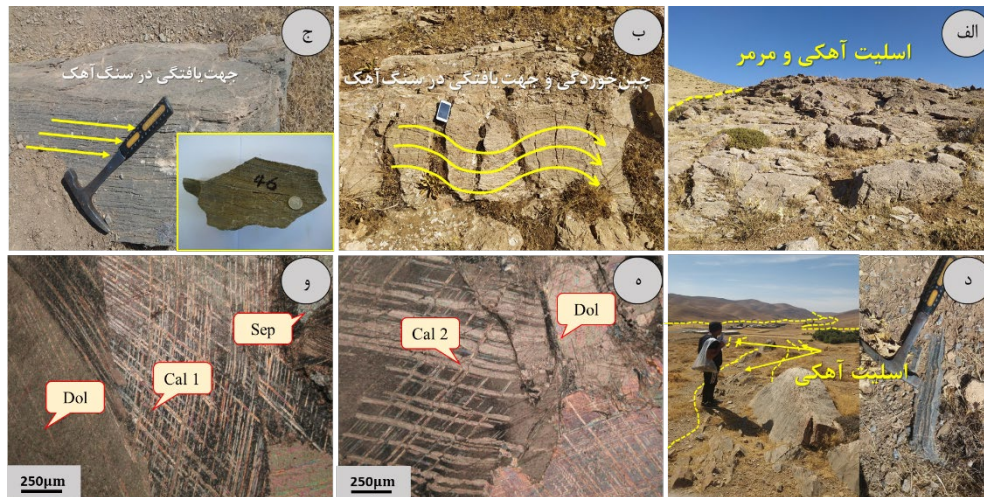
واحد سنگ‌آهک که بخشی از مجموعه آتشفشانی-رسوبی منطقه را تشکیل می‌دهد، بر روی واحد متاندزیت‌بازالت قرار دارد (شکل ۱۳ الف). سنگ-آهک‌های منطقه خسروآباد در اثر رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و اعمال تنش‌های تکتونیکی و دینامیکی، چین‌خوردگی و جهت‌یافتگی پیدا کرده و به اسلیت



شکل ۱۲: الف و ب) ساختار پروتومیلونیتی در مگنتیت، کلسیت و آل‌بیت-اکتینولیت، ج و د) پروتومیلونیت به صورت بلورهای درشت پلاژیوکلاز آل‌بیتی (Plg coarse grain) در حال ساب‌گرین‌شدگی هستند و بلورهای ریز پلاژیوکلاز (Plg new) زمینه را فرا گرفته‌اند، ه) بلورهای درشت کلسیت به صورت عدسی‌هایی با ساختار پروتومیلونیت در بین جهت‌یافتگی بلورهای ریز کلسیت قرار گرفته‌اند، و) ساختار اولترامیلونیت به صورت خردشدگی شدید کانی‌های پلاژیوکلاز و کلسیت، به گونه‌ای که دیگر اثری از سنگ اولیه مشاهده نمی‌شود. تصاویر در نور پلاریزه عبوری XPL گرفته شده است. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Cal: کلسیت).

و بر فاصله میان سه باند اسلیتی افزوده یا کاسته است (شکل ۱۳ ه).

این واحد آهکی که چین خوردگی شدیدی را پشت سر گذارده است، بسته به جایگاه آن در چین خوردگی، بخش اسلیتی را نیز تحت تأثیر قرار داده



شکل ۱۳: الف) رخنمون واحد اسلیت آهکی و متبلور (مرمر) در بخش باختری منطقه خسروآباد، ب) نیروهای تکتونیک موجب جهت یافتگی در واحد سنگ آهک منطقه و تبدیل آن به اسلیت آهکی شده‌اند، ج) تصویر رخنمون صحرایی و نمونه دستی از اسلیت آهکی نشان می‌دهد که تورق یافتگی با روند خاوری - باختری در این واحد سنگی به ویژه در بخش جنوبی توالی کربناته رخ داده است، د) نمایی از تناوب سه باند از اسلیت آهکی در بخش بالایی توالی کربناته که به ساختمان راهداری منتهی می‌شود. خط چین‌ها تغییر امتداد این باندها را در اثر اعمال نیروهای تکتونیک نشان می‌دهد، ه) دگرریختی در ماکل‌های کلسیت موجود در پهنه برشی کانسار خسروآباد. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Dol: دولومیت، Cal: کلسیت، Srp: سرپانتین).

و فلدسپار تشکیل می‌شوند. دگرریختی مکانیکی یک مکانیسم دگرشکلی تنشی-کرنشی در کلسیت‌های تغییرشکل یافته است که در دماهای زیر ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد (Groshong, 1988). به علت قرارگیری قسمتی از سنگ میزبان کربناته در زون برشی، می‌توان آثار دگرریختی (دگرشکلی) مرتبط با این زون را در بلورهای کلسیت به خوبی مشاهده کرد. گروشونگ و همکاران (Groshong et al, 1984)، یک سری تغییر را در ریخت‌شناسی ماکل‌های کلسیت همراه با افزایش دمای دگرشکلی شناسایی کردند. رابطه بین ضخامت ماکل‌های کلسیت در سنگ آهک‌هایی که به‌طور طبیعی دگرشکل شده‌اند مورد بررسی قرار گرفته است (Ferril, 1991; Ferril et al, 1991).

وقتی که سنگی در اثر تنش‌های تکتونیک حاکم بر منطقه دچار تغییر شکل می‌شود، کانی‌های سازنده آن ممکن است، توسط فرآیندهای تنشی-کرنشی به صورت شکننا و یا شکل‌پذیر، تغییر شکل یابند (Shelley, 1993). در یک بلور خاص، تغییر-شکل توسط عوامل متعددی از جمله دما و آهنگ و اتنش صورت می‌گیرد (Passcheir and Trow, 2005). همچنین بنا بر نظر پاسشیر و ترو (Passcheir and Trow, 2005)، کانی‌ها در دماهای پایین و آهنگ‌های و اتنش بالا دچار شکستگی و در دماهای بالا و آهنگ‌های و اتنش پایین دچار تغییر شکل پذیر می‌شوند. دگرریختی در ماکل کانی‌ها در اثر افزایش دمای سنگ در شرایط شکل-پذیر در برخی از کانی‌ها مانند پلاژیوکلاز، کلسیت

همچنین با توجه به بررسی‌های سن‌سنجی انجام شده به روش ایزوتوپ‌های ناپایدار $K^{40}-Ar^{40}$ بر روی کمر بند آتشفشانی سنقر - بانه توسط Braud و Bellon (۱۹۷۵)، Aghanabati و Braud (۱۹۷۸)، Leterrier (۱۹۸۵)، Moinevaziri (۱۹۸۵) و اشراقی و همکاران (۱۳۷۵) توده کوارتزموزنونیتی جنوب قروه، سنی در حدود ۳۸ تا ۴۰ میلیون سال (اوسن بالایی تا الیگوسن پایینی) دارد، که در ارتباط با فعالیت‌های آذرینی فاز پیرنه است. کانه‌زایی مگنتیت در کانسار خسروآباد به پهنه‌های بُرشی شکل‌پذیر و شکننا محدود می‌باشد (شکل ۱۴). کانه‌زایی آهن در پهنه بُرشی کانسار خسروآباد با توجه به موقعیت زمین‌شناختی و ساختاری و نیز براساس مطالعات ریزبافتی به دو تیپ قابل تفکیک می‌باشد:

الف) کانه‌زایی تیپ شکل‌پذیر: سنگ‌های میزبان این تیپ از ماده معدنی شامل سنگ‌آهک اسکارنی- شده است. کانه‌زایی شکل‌پذیر، در منطقه خسروآباد در پهنه‌ای با ژئومتری عدسی شکل رخ داده است. پهنه‌های بُرشی شکل‌پذیر، تحت تأثیر متاسوماتیسم سدیک (آلبیتی) و منیزیمی (سریانتینی و تالکی) قرار گرفته و حضور هیدروکسیدهای آهن ناشی از اکسیدشدن سولفیدها (عمدتاً پیریت)، موجب رنگ قرمز، قهوه‌ای و زرد آنها گردیده است. نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های برداشت شده از ترانشه‌ها و گمانه‌های اکتشافی حفر شده بر روی این بخش بیانگر تعلق عیارهای پایین آهن به بخش‌های به شدت دگرریخت با دگرسانی سدیک و منیزیمی می‌باشد. این واحدهای دگرسان‌شده دارای فابریک پروتومیلونیتی با ژئومتری عدسی شکل و همروند با برگوارگی غالب منطقه می‌باشند.

ب) کانه‌زایی تیپ شکننا: بیشترین تمرکز کانه‌زایی آهن در منطقه خسروآباد را به خود اختصاص داده است. سنگ‌های درونگیر ماده معدنی شامل تناوبی

تأثیر (2004; Austin and Evans, 2007, 2009). دما در دگرشکلی به وسیله ماکل‌های کلسیت توسط بُرخارد (Burkhard, 1993) مورد بررسی قرار گرفته است. دانه‌های کلسیت در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده از سنگ‌آهک دگرگون- شده (مرمر) و اسکارن (شکل ۱۳ ه، و)، ماکل‌های نوع (۱) و (۲) قابل تشخیص است. به عبارت دیگر می‌توان گفت که ماکل‌های کلسیت در این مقاطع به صورت تیغه‌های نازک تا ضخیم دیده می‌شوند. با توجه به این ماکل‌ها می‌توان دمای حاکم در زمان دگرشکلی را تخمین زد (Ferril, 1991; Burkhard, 1993). با توجه به مطالب عنوان شده دمای دگرشکلی در پهنه بُرشی کانسار خسروآباد بین ۱۷۰ تا حدود ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود.

بحث و نتایج

منظور از تأثیر فرآیندهای تکتونیکی بر کانه‌زایی در منطقه، قسمتی از آندریت‌بازالتی و آهک دگرگون- شده است که تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی و اسکارن‌زایی حاصل از نفوذ و جایگیری توده کوارتزموزنونیتی قرار گرفته و تأثیر اعمال تنش‌های تکتونیکی باعث تشکیل ریز شکستگی‌ها در سنگ و ایجاد مسیرهایی برای عبور سیالات دگرسان- کننده و کانسارساز حاصل از توده نفوذی شده است. محدوده مورد مطالعه، با ویژگی‌های انحصاری خود، در شمال‌باختری پهنه سندنج- سیرجان واقع شده و قسمتی از پهنه SBV^{15} بین بانه و سنقر است (Azizi and Moinevaziri, 2009) (شکل ۱۴). مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده توسط ابراهیمی- فرد (۱۳۹۹)، نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین منطقه خسروآباد متالومینوس (نوع I) و کالک- آلكال بوده و مرتبط با نوع کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای وابسته به زون فرورانش است (شکل ۱۴).

طور کلی، جان‌شینی و ته‌نشینی آهن، بخشی از محصول متاسوماتیسم و دگرسانی گرمابی است، بدین معنی که مگنتیت در ارتباط با دگرسانی گرمابی تشکیل شده‌اند و واحدهای پرعیار و سنگ‌های شدیداً دگرسان (متآندزیت‌بازالتی اسکارنی-شده)، تمرکزهای زیاد مگنتیت در آنها حاصل شده است. پراکنش کانی‌سازی اکسیدی (مگنتیت) در پهنه‌های بُرشی کانسار اسکارن خسروآباد با کانسار اسکارن آهن چینه‌کران^{۱۷} Mengku واقع در کشور چین مقایسه گردید. هر دوی این کانسارها دارای کانسنگ غنی از مگنتیت هیپوژن در پهنه بُرشی هستند (شکل ۱۴)، که در مکان‌هایی توسط کانسنگ هماتیت - مارتیت و گوتیت سوپرژن در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها همراهی می‌شود (Duuring et al, 2019). کانسنگ هماتیتی-گوتیتی در کانسار خسروآباد به احتمال زیاد محصول فرآیندهای غنی‌سازی سوپرژن در نزدیکی سطح مربوط به گردش سیالات جوی اکسیدان است. منابع سیالات هیپوژن مسئول در تشکیل کانسنگ غنی از مگنتیت در هر دو کانسار، شامل اختلاط سیالات جوی سرد اکسیدی و ماگمایی داغ مشتق شده از ماگمای فلسیک (کوارتمونزونیت تا سینیت) است (Jahn et al, 2000; Wang et al, 2006, 2007; Zheng et al, 2007; Wang et al, 2009; Xu et al, 2010; Yang et al, 2008, 2010). در اسکارن‌های خسروآباد و Mengku شکستگی‌های ریز باعث ارتباط این سیالات با سنگ‌های دیواره غنی از کربنات شده‌اند (Xu et al, 2010; Yang et al, 2010). پهنه‌های کانسنگ آهن در کانسار خسروآباد و Mengku به طور مشابه توسط پهنه‌های بُرشی مگنتیت - پیریت دگرسان-شده به هماتیت، مارتیت و گوتیت سوپرژن کنترل می‌شوند (Rui et al, 2002; Sengupta et al, 2005; Xu et al, 2008; Pal et al, 2009, 2010, 2011; Xu et al, 2010; Yang et al, 2010; Ghosh, 2013). فرآیندهای مهم برای پیدایش

از سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده (متآندزیت-بازالتی) و اسکارنی‌شده می‌باشد که به شدت دگرریخت شده‌اند. این تیپ کانه‌زایی که در بخش‌های داخلی پهنه‌های میلونیتی منطقه دیده می‌شود، شامل ریزشکستگی‌ها، رگه‌ها و رگچه‌های اکسیدی - سولفیدی می‌باشد که به صورت موازی و متقاطع با برگوارگی میلونیتی است. در این منطقه، عملکرد گسله‌های نرمال (کششی) موجب تحرک مجدد، مهاجرت و تمرکز دوباره آهن در راستای این گسله‌ها شده است. این سیستم کششی، برای کانالیزه شدن سیالات گرمابی، آبشست^{۱۶} سنگ‌ها و خصوصاً افق‌های دگرسانی و کانه‌زایی، تمرکز مجدد آهن فضاهای مناسبی را فراهم کرده است. شکل‌گیری درزه و شکستگی‌ها و ریز ساختارهای فرعی، سبب پمپاژ محلول‌های گرمابی به این سیستم‌های کششی شده و در نتیجه سبب پراکنش تمرکز آهن به ساختارهای فرعی شده است. بنابراین وجود این سیستم‌های درزه‌های موازی و متقاطع با برگوارگی، موجب گردیده تا حجمی از سیال کانه‌دار درون این ساختارهای فرعی نهشته شود. کانه سولفیدی اصلی این تیپ، پیریت است که با محصولات هوازده آن همراهی می‌شود. رگچه‌های کانه‌دار مزبور، برگوارگی مربوط به زمان دگرشکلی شکل‌پذیر را قطع کرده است. براساس مطالعه مغزه‌های حفاری، بیشترین عیار آهن در بخش‌هایی مشاهده می‌شود که در نتیجه عملکرد فاز دگرشکلی شکنا، خردشدگی واحدهای میلونیتی و جابه‌جایی باندهای میلونیتی اتفاق افتاده است. براساس مشاهدات صحرائی، مطالعات ساخت، بافت و فابریک نمونه‌ها و تغییرات عیار آهن در نمونه‌های برداشت شده از واحدهای سنگی مختلف دگرسان و دگرشکل شده پهنه‌های بُرشی کانسار خسروآباد، بین تغییرات عیار آهن، دگرشکلی و دگرسانی ارتباط نزدیکی وجود دارد. به

نتیجه‌گیری

دگرشکلی با بخش‌های پُرعیار آهن در کانسار خسروآباد، می‌توان نتیجه گرفت که متاسوماتیسم و دگرسانی گرمایی در منطقه، فاکتور اصلی کانه‌زایی و تمرکز آهن می‌باشد که خود توسط شدت دگرشکلی کنترل شده است. این مطلب با بالاترین عیار آهن در ریزشکستگی‌ها، رگه و رگچه‌های پهنه بُرشی شکنا، که بیشترین شدت کانه‌زایی اکسیدی (مگنتیت) و سولفیدی (پیریت) را دارند، انطباق کاملی دارد. براساس نتایج مطالعات میکروسکوپی، دگرشکلی شکنا به همراه شکستگی‌ها و رگه - رگچه‌های حاصل از آن، فضای مناسبی برای هجوم سیالات کانه‌دار و نهایتاً نهشت این سیالات فراهم آورده و در نتیجه موجب افزایش کانه‌زایی مگنتیت گردیده است.

عملکرد دگرگونی، ماگماتیسم و متاسوماتیسم در محدوده ورقه‌های قروه و سنقر، تأثیر به‌سزایی در سرنوشت زمین‌شناسی منطقه گذارده‌اند. وجود ساختارهای رگه‌ای یا جانیشینی در ماده معدنی کانسار آهن خسروآباد، ناشی از جریان سیالات دگرسان‌کننده و کانه‌ساز در درز و شکاف‌های ایجادشده در اثر تنش‌های تکتونیکی وارده به سنگ‌ها است. مهم‌ترین ویژگی این سنگ‌ها، علاوه بر تأثیرپذیری از نیروهای تکتونیکی، دگرسانی بعدی آنهاست. نیروهای تکتونیکی اعمال شده باعث رخداد پهنه‌های بُرشی شکل‌پذیر و شکنا در منطقه شده است. با توجه به انطباق شدت دگرسانی و

پانویس

- 1-Low Strain
- 2-High Strain
- 3-Transitional zone
- 4-Jogged edge
- 5-Subgraining
- 6-Brittle deformation
- 7-Low-temperature grain boundary migration or bulging (BLG)
- 8-Subgrain rotation recrystallization

- 9-Grain Boundary migration recrystallization
- 10-Kink band
- 11-Ductile
- 12-En-echlon
- 13-Mica fish
- 14-Sigmoids
- 15-Sonqor- Baneh volcanic belt
- 16-Leaching
- 17-Stratabound

منابع

کانش، اداره کل معادن و فلزات استان کرمانشاه، وزارت صنایع و معادن.

-ابراهیمی فرد، ح.، مهرابی، ب. و قاسمی سیانی، م.، ۱۳۹۸. پتروگرافی و مراحل اسکارن‌زایی کانسار آهن خسروآباد، شمال خاور سنقر، سی و هشتمین گردهمایی ملی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸ ص.

-ابراهیمی فرد، ح.، ۱۳۹۹. شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی پهنه‌های اسکارنی در کانسار آهن خسروآباد، شمال خاوری سنقر، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۳۲۰ ص.

-آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، چاپ ۲، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۸۶ ص.

-آرسته، ا.، ۱۳۷۲. گزارش اکتشاف کانی‌های آهن-دار منطقه سنقر، مهندسین مشاور ایران کانش، اداره کل معادن و فلزات استان کرمانشاه، وزارت صنایع و معادن.

-آرسته، ا.، ۱۳۷۵. طرح اکتشاف مقدماتی سنگ آهن خسروآباد (فاز دو)، مهندسین مشاور ایران

در محدوده معدنی خسروآباد (استان کرمانشاه)، ۶۰ ص.
 -صمدی، س.، رساء، ا. و معانی‌جو، م.، ۱۳۹۳.
 کاربرد داده‌های ریزکاو الکترونی در تعیین تیپ کانسار آهن خسروآباد، سنقر. پژوهش‌های دانش زمین، سال ۵، شماره ۱۸، ص ۶۳-۷۴.
 -طباطبائی، س.ه. و نصرت ماکوئی، ت.، ۱۳۷۳.
 گزارش نهائی طرح مطالعات ژئوفیزیک آنومالی‌های آهن‌دار، اداره کل معادن و فلزات استان کرمانشاه، وزارت صنایع و معادن.
 -متولی، ک.، ۱۳۸۴. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و منشأ کانسارهای آهن خسروآباد و تکیه بالادر شمال خاوری سنقر، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۴۴ ص.
 -متولی، ک.، قادری، م. و رشید نژاد، ن.ا.، ۱۳۸۵.
 کانی‌شناسی، ساخت و بافت و زایش کانسار آهن خسروآباد، شمال خاوری کرمانشاه، فصلنامه علوم زمین، ۱۰ ص.

-اشراقی، ص.ع.، جعفریان، م.ب. و اقلیمی، ب.، ۱۳۷۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و گزارش حاشیه ورقه سنقر، سازمان زمین‌شناسی کشور.
 -حسامی، ع.، ۱۳۸۱. گزارش اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در محدوده برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ قره، شرکت توسعه علوم زمین، اداره کل صنایع و معادن استان کردستان، وزارت صنایع و معادن.
 -سامانی، ب.، ۱۳۹۱. گزارش پایان عملیات اکتشاف سنگ‌آهن خسروآباد، شهرستان سنقر، شرکت نگین کاوان نوید پارس، ۱۰۸ ص.
 -سهیلی، م. و شهرابی، م.، ۱۳۶۱. گزارش زمین‌شناسی ذخایر سنگ آهن مجموعه همه‌کسی همدان، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۹ ص.
 -شرکت مهندسیین مشاور پیچاب کانسار، ۱۳۹۶.
 گزارش عملیات ژئوفیزیک سیستماتیک به روش مغناطیس‌سنجی و تهیه نقشه توپوگرافی ۱:۱۰۰۰

2015. A mineral system approach to iron ore in Archaean and Palaeoproterozoic BIF of Western Australia. In: Jenkin, G.R.T., Lusty, P.A.J., McDonald, I., Smith, M.P., Boyce, A.J., Wilkinson, J.J. (Eds.), Ore Deposits in an Evolving Earth. Geological Society of London, p. 81-115.
 -Austin, N.J. and Evans, B., 2007. Paleowattmeters: A scaling relation for dynamically recrystallized grain size. *Geology*, v. 35, p. 343-346.
 -Austin, N. and Evans, B., 2009. The kinetics of microstructural evolution during deformation of calcite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, p.114(B9).
 -Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran: *Journal of Geodynamics*, v. 47, p. 167-179.

-Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American journal of Science*, v. 304, p. 1-20.
 -Angerer, T. and Hagemann, S.G., 2010. The BIF-hosted high-grade iron ore deposits in the Archean Koolyanobbing Greenstone Belt, Western Australia: structural control on synorogenic-and weathering-related magnetite-, hematite-, and goethite-rich iron ore: *Economic Geology*, v. 105, p. 917-945.
 -Angerer, T., Hagemann, S.G. and Danyushevsky, L., 2013. High-grade iron ore at Windarling, Yilgarn Craton: a product of syn-orogenic deformation, hypogene hydrothermal alteration and supergene modification in an Archean BIF-basalt lithostratigraphy: *Mineralium Deposita*, v. 48, p. 697-728.
 -Angerer, T., Duuring, P., Hagemann, S.G., Thorne, W. and McCuaig, T.C.,

- Baltazar, O.F. and Zucchetti, M., 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, v. 32, p. 471-499.
- Barker, A.J., 2013. An introduction to metamorphic textures and microstructures: Oxford University Press, 289 p.
- Barnhoorn, A., Bystricky, M., Burlini, L. and Kunze, K., 2004. The role of recrystallisation on the deformation behaviour of calcite rocks: Large strain torsion experiments on Carrara marble. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 885-903.
- Bestmann, M., Kunze, K. and Matthews, A., 2000. Evolution of a calcite marble shear zone complex on Thassos Island, Greece: microstructural and textural fabrics and their kinematic significance. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1789-1807.
- Bestmann, M. and Prior, D.J., 2003. Intragranular dynamic recrystallisation in naturally deformed calcite marble: a case study by means of misorientation analysis: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 1597-1613.
- Braud, J. and Bellon, H., 1975. Donnees nouvelles sur le domaine metamorphique de Zagros (Zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamedan (Iran): nature, age et interpretation des series metamorphiques et des intrusion, evolution structural, *Ecolg. Helvet.*
- Braud, J. and Aghanabati, A., 1978. 1:250000 Geological map of Kermanshah, Geological Survey and Mining of Iran.
- Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significances as stress strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 351-368.
- Ceriani, S., Mancktelow, N.S. and Pennacchioni, G., 2003. Analogue modelling of the influence of shape and particle/matrix interface lubrication on the rotational behaviour of rigid particles in simple shear. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 2005-2021.
- de Ronde, A.A., Heilbronner, R., Stünitz, H. and Tullis, J., 2004. Spatial correlation of deformation and mineral reaction in experimentally deformed plagioclase-olivine aggregates: *Tectonophysics*, v. 389, p. 93-109.
- de Ronde, A.A., Stünitz, H., Tullis, J. and Heilbronner, R., 2005. Reaction-induced weakening of plagioclase-olivine composites: *Tectonophysics*, v. 409, p. 85-106.
- de Souza Martins, B., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Hagemann, S.G., Santos, J.O.S., Villanova, F.L.D.S.P. and de Ávila Lemos, L.H., 2016. The Archean BIF-hosted Lamego gold deposit, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero: Evidence for Cambrian structural modification of an Archean orogenic gold deposit. *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 963-988.
- De Meer, S., Drury, M.R., De Bresser, J.H.P. and Pennock, G.M., 2002. Current issues and new developments in deformation mechanisms, rheology and tectonics: Geological Society, London, Special Publications, v. 200, p. 1-27.
- Den Brok, B., 1992. An experimental investigation into the effect of water on the flow of quartzite: *Geology Ultrajet* 95.
- Duuring, P., Hagemann, S.G., Banks, D.A. and Schindler, C., 2018. A synvolcanic origin for magnetite-rich orebodies hosted by BIF in the Weld Range district, Western Australia: *Ore Geology Reviews*, v. 93, p. 211-254.
- Duuring, P., Hagemann, S.G., Laukamp, C. and Chiarelli, L., 2019. Supergene modification of magnetite and hematite shear zones in banded iron-

- formation at Mt Richardson, Yilgarn Craton, Western Australia: *Ore Geology Reviews*, v. 111.
- Fabricio-Silva, W., Rosière, C.A. and Bühn, B., 2019. The shear zone-related gold mineralization at the Turmalina deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: structural evolution and the two stages of mineralization. *Mineralium Deposita*, v. 54, p. 347-368.
- Ferrill, D.A., 1991. Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 667-675.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong Jr, R.H. and Onasch, C.M., 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of structural Geology*, v. 26, p. 1521-1529.
- Frash, L.P., Carey, J.W. and Welch, N.J., 2019. Scalable en echelon shear-fracture aperture-roughness mechanism: Theory, validation, and implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 124, p. 957-977.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, p. 683-693.
- Gleason, G.C. and Tullis, J., 1995. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell: *Tectonophysics*, v. 247, p. 1-23.
- Ghosh, D., Dutta, T., Samanta, S.K. and Pal, D.C., 2013. Texture, microstructure and geochemistry of magnetite from the Banduhurang uranium mine, Singhbhum Shear Zone, India—implications for physico-chemical evolution of magnetite mineralization. *Journal of the Geological Society of India*, v. 81, p. 101-112.
- Grotenhuis, S.M.T., Mica fish in mylonites, Ph. D. thesis, Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- Groshong, R.H., 1988. Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 100, p. 1329-1376.
- Groshong, R.H., Pfiffner, O.A. and Pringle, L.R., 1984. Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone: *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 5-18.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F. and Hart, C.J.R., 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance: *Economic Geology*, v. 98, p. 1-29.
- Hagemann, S.G., Angerer, T., Duuring, P., Rosière, C.A., Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L., Hensler, A.S. and Walde, D.H.G., 2016. BIF-hosted iron mineral system: a review. *Ore Geology Reviews*, v. 76, p. 317-359.
- Heidelbach, F., Kunze, K. and Wenk, H.R., 2000. Texture analysis of a recrystallised quartzite using electron diffraction in the scanning electron microscope. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 91-104.
- Hirth, G. and Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 145-159.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. and Williams, P.F., 1976. *An Outline of Structural Geology*: John Wiley and sons, 571 p.
- Holyoke III, C.W. and Tullis, J., 2006. Mechanisms of weak phase interconnection and the effects of phase strength contrast on fabric development: *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 621-640.
- Hyman, J.D., Aldrich, G., Viswanathan, H., Makedonska, N. and Karra, S., 2016. Fracture size and transmissivity correlations: Implications for transport

- simulations in sparse three-dimensional discrete fracture networks following a truncated power law distribution of fracture size. *Water Resources Research*, v. 52, p. 6472-6489.
- Jahn, B.M., Wu, F.Y. and Chen, B., 2000. Massive granitoid generation in central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic: v. 23, p. 82-92.
- Junqueira, P.A., Lobato, L.M., Ladeira, E.A. and Simões, E.J.M., 2007. Structural control and hydrothermal alteration at the BIF-hosted Raposos lode-gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geology Reviews*, v. 32, p. 629-650.
- Ji, S., 2014. Kink Bands and Recrystallization in Plagioclase. In *Fault-related Rocks*. Princeton University Press, p. 278-279.
- Kruse, R., Stünitz, H. and Kunze, K., 2001. Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1781-1802.
- Kohlstedt, D.L., Evans, B. and Mackwell, S.J., 1995. Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 17587-17602.
- Koehn, D., Bons, P.D. and Passchier, C.W., 2003. Development of antitaxial strain fringes during non-coaxial deformation: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 263-275.
- Koehn, D., Hilgers, C., Bons, P.D. and Passchier, C.W., 2000. Numerical simulation of fibre growth in antitaxial strain fringes. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1311-1324.
- Leterrier, J., 1985. Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). *Lithos*, v. 18, p. 311-329.
- Lloyd, G.E., 2000. Grain boundary contact effects during faulting of quartzite: an SEM/EBSD analysis: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1675-1693.
- Lloyd, G.E., 2004. Microstructural evolution in a mylonitic quartz simple shear zone: the significant roles of dauphine twinning and misorientation: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 224, p. 39-61.
- Mancktelow, N.S., Arbaret, L. and Pennacchioni, G., 2002. Experimental observations on the effect of interface slip on rotation and stabilisation of rigid particles in simple shear and a comparison with natural mylonites. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 567-585.
- Maskell, A., Duuring, P. and Hagemann, S.G., 2014. Hydrothermal alteration events controlling magnetite-rich iron ore at the Matthew Ridge prospect, Jack Hills greenstone belt, Yilgarn Craton. Aust: *Journal of Earth Sciences*, v. 61, p. 187-212.
- Mohajjel, M., 1997. Structure and tectonic evolution of Paleozoic-mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran: Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia (Unpublished).
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural geology*, v. 8, p. 1125-1139.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 4, p. 397-412.
- Montesi, L.G. and Hirth, G., 2003. Grain size evolution and the rheology of ductile shear zones: from laboratory

- experiments to postseismic creep. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 211, p. 97-110.
- Mukherjee, S., 2007. Geodynamics, deformation and mathematical analysis of metamorphic belts of the NW Himalaya. Unpublished Ph. D. thesis. Indian Institute of Technology Roorkee.
- Mukherjee, S., 2010a. Structures at Meso-and Micro-scales in the Sutlej section of the Higher Himalayan Shear Zone in Himalaya. *Terra*, v. 7, p. 1-27.
- Mukherjee, S., 2010b. Microstructures of the Zanskar shear zone. *Earth Science India*, v. 3, p. 9-27.
- Mukherjee, S. and Koyi, H.A., 2010a. Higher Himalayan Shear Zone, Sutlej section: structural geology and extrusion mechanism by various combinations of simple shear, pure shear and channel flow in shifting modes. *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, p. 1267-1303.
- Mukherjee, S. and Koyi, H.A., 2010b. Higher Himalayan Shear Zone, Zanskar Indian Himalaya: microstructural studies and extrusion mechanism by a combination of simple shear and channel flow. *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, p. 1083-1110.
- Mukherjee, S., 2011. Mineral fish: their morphological classification, usefulness as shear sense indicators and genesis. *International Journal of Earth Sciences*, v. 100, p. 1303-1314.
- Nishikawa, O. and Takeshita, T., 2000. Progressive lattice misorientation and microstructural development in quartz veins deformed under subgreenschist conditions: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 259-276.
- Nishikawa, O., Saiki, K. and Wenk, H.R., 2004. Intra-granular strains and grain boundary morphologies of dynamically recrystallized quartz aggregates in a mylonite: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 127-141.
- Niemeijer, A.R. and Spiers, C.J., 2005. Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle-ductile transition: Insights from rock analogue experiments: Geological Society, London, Special Publications, v. 245, p. 303-327.
- Okamoto, A., Fuse, K., Shimizu, H. and Ito, T., 2020. Impact of fluid pressure on failure mode in shear zones: Numerical simulation of en-echelon tensile fracturing and transition to shear. *Tectonophysics*, v. 774, p. 228-277.
- Olson, J.E. and Pollard, D.D., 1991. The initiation and growth of en echelon veins: *Journal of Struct Geol*, v. 13. p. 595-608.
- Pal, D.C., Barton, M.D. and Sarangi, A.K., 2009. Deciphering a multistage history affecting U–Cu (–Fe) mineralization in the Singhbhum Shear Zone, eastern India, using pyrite textures and compositions in the Turamdih U–Cu (–Fe) deposit. *Mineralium Deposita*, v. 44, p. 61-80.
- Pal, D.C., Trumbull, R.B. and Wiedenbeck, M., 2010. Chemical and boron isotope compositions of tourmaline from the Jaduguda U (–Cu–Fe) deposit, Singhbhum shear zone, India: implications for the sources and evolution of mineralizing fluids. *Chemical Geology*, v. 277, p. 245-260.
- Pal, D.C., Chaudhuri, T., McFarlane, C., Mukherjee, A. and Sarangi, A.K., 2011a. Mineral chemistry and in situ dating of allanite, and geochemistry of its host rocks in the Bagjata Uranium Mine, Singhbhum Shear Zone, India—implications for the chemical evolution of REE mineralization and mobilization. *Economic Geology*, v. 106, p. 1155-1171.
- Pal, D.C., Sarkar, S., Mishra, B. and Sarangi, A.K., 2011. Chemical and sulphur isotope compositions of pyrite in

- the Jaduguda U (-Cu-Fe) deposit, Singhbhum shear zone, eastern India: Implications for sulphide mineralization. *Journal of earth system science*, v. 120, p. 475-488.
- Paschier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*: Springer - Verlag, 289 p.
- Post, A.D., Tullis, J. and Yund, R.A., 1996. Effects of chemical environment on dislocation creep of quartzite: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 22143-22155.
- Pennacchioni, G., Di Toro, G. and Mancktelow, N.S., 2001. Strain-insensitive preferred orientation of porphyroclasts in Mont Mary mylonites. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1281-1298.
- Rawling, G.C., Baud, P. and Wong, T.F., 2002. Dilatancy, brittle strength, and anisotropy of foliated rocks: Experimental deformation and micromechanical modeling: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 107, p. ETG-8.
- Rawling, G.C. and Goodwin, L.B., 2003. Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 317-331.
- Rosiere, C.A., Siemes, H., Quade, H., Brokmeier, H.G. and Jansen, E.M., 2001. Microstructures, textures and deformation mechanisms in hematite: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1429-1440.
- Rosiere, C.A., Spier, C.A., Rios, F.J. and Suckau, V.E., 2008. The itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade iron ore deposits: an overview.
- Rosenberg, C.L. and Stünitz, H., 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 389-408.
- Rui, Z.Y., Goldfarb, R., Qiu, Y.M., Zhou, T.H., Chen, R.Y., Pirajno, F. and Yun, G., 2002. Paleozoic-early Mesozoic gold deposits of the Xinjiang Autonomous Region, northwestern China: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 393-418.
- Sengupta, N., Mukhopadhyay, D., Sengupta, P. and Hoffbauer, R., 2005. Tourmaline-bearing rocks in the Singhbhum shear zone, eastern India: Evidence of boron infiltration during regional metamorphism. *American Mineralogist*, v. 90, p. 1241-1255.
- Stocklin, J. and Nabavi, M.H., 1973. *Tectonic map of Iran*, Geological Survey of Iran.
- Shelley D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*: Chapman and Hall, London.
- Shigematsu, N., 1999. Dynamic recrystallization in deformed plagioclase during progressive shear deformation: *Tectonophysics*, v. 305, p. 437-452.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1861-1884.
- Stipp, M., Tullis, J. and Behrens, H., 2006. The effect of water, temperature and strain rate on the dislocation creep microstructure, recrystallized grain size and flow stress of quartz: In 11. *Symposium Tektonik, Struktur-und Kristallingeologie*, p. 222-224. Universitätsverlag Göttingen.
- Stipp, M. and Kunze, K., 2008. Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates: *Tectonophysics*, v. 448, p. 77-97.
- Svahnberg, H. and Piazzolo, S., 2010. The initiation of strain localisation in

- plagioclase-rich rocks: Insights from detailed microstructural analyses. *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 1404-1416.
- Ten Grotenhuis, S.M., Passchier, C.W. and Bons, P.D., 2002. The influence of strain localisation on the rotation behaviour of rigid objects in experimental shear zones. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 485-499.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J. and Passchier, C.W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks: *Tectonophysics*, v. 372, p. 1-21.
- Treagus, S.H., 2002. Modelling the bulk viscosity of two-phase mixtures in terms of clast shape. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 57-76.
- Treagus, S.H. and Lan, L., 2003. Simple shear of deformable square objects: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 1993-2003.
- Treagus, S.H. and Lan, L., 2004. Deformation of square objects and boudins: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1361-1376.
- Terry, M.P. and Heidelbach, F., 2006. Deformation-enhanced metamorphic reactions and the rheology of high-pressure shear zones, Western Gneiss Region, Norway: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 24, p. 3-18.
- Trouw, R.A., Passchier, C.W. and Wiersma, D.J., 2009. *Atlas of Mylonites and related microstructures*. Springer Science and Business Media, 189 p.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992. *Structural geology*: Freeman and Company, New York, 532 p.
- Ulrich, S., Schulmann, K. and Casey, M., 2002. Microstructural evolution and rheological behaviour of marbles deformed at different crustal levels: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 979-995.
- Wallis, D., Parsons, A.J. and Hansen, L.N., 2019. Quantifying geometrically necessary dislocations in quartz using HR-EBSD: Application to chessboard subgrain boundaries. *Journal of Structural Geology*, v. 125, p. 235-247.
- Wang, T., Hong, D.W., Jahn, B.M., Tong, Y., Wang, Y.B., Han, B.F. and Wang, X.X., 2006. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: implications for the tectonic evolution of an accretionary orogeny: *Journal of Geology*, v. 114, p. 735-751.
- Wang, T., Tong, Y., Jahn, B.M., Zou, T.R., Wang, Y.B., Hong, D.W. and Han, B.F., 2007. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of the Altai No. 3 Pegmatite, NW China, and its implications for the origin and tectonic setting of the pegmatite: *Ore Geology Reviews*, v. 32, p. 325-336.
- Wang, W., Wei, C., Wang, T., Lou, Y. and Chu, H., 2009. Confirmation of pelitic granulite in the Altai orogen and its geological significance: *Chinese Science Bulletin*, v. 54, p. 2543.
- Xu, J., Ding, R., Xie, Y., Zhong, C. and Shan, L., 2008. The source of hydrothermal fluids for the Sarekoubu gold deposit in the southern Altai, Xinjiang, China: evidence from fluid inclusions and geochemistry: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 32, p. 247-258.
- Xu, L., Mao, J., Yang, F. and Zheng, J., 2010. Geology, geochemistry and age constraints on the Mengku skarn iron deposit in Xinjiang Altai, NW China: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 39, p. 423-440.
- Yang, F., Mao, J., Chai, F.M., Liu, F., Zhou, G., Geng, X. and Xu, L., 2008. Ore-forming fluids and metallogenesis of Mengku iron deposit in Altai, Xinjiang: *Mineral Deposits*, v. 27, p. 659-680.
- Yang, F., Mao, J., Liu, F., Chai, F., Guo, Z., Zhou, G., Geng, X. and Gao, J., 2010. Geochronology and geochemistry of the granites from the Mengku iron deposit,

Altay Mountains, northwest China: implications for its tectonic setting and metallogenesis: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 57, p. 803-818.

-Yousefi, E. and Friedberg, J.L., 1978. 1:250000 Aeromagnetic map of Sanandaj quadrant, Geological survey of Iran.

-Zheng, C., Kato, T., Enami, M. and Xu, X.C., 2007. CHIME monazite ages of

metasediments from the Altai orogen in northwestern China: Devonian and Permian ages of metamorphism and their significance: *Island Arc*, v. 16, p. 598-604.

-Zhou, Y., Ikeuchi, K., North, T.H. and Wang, Z., 1991. Effect of plastic deformation on residual stresses in ceramic/metal interfaces: *Metall. Trans. A*, v. 22, p. 2822-2825.