ویژگی‌های دگرشکلی و پهنه‌های برش در تودهٔ گرانیتی مرزیان ازنا، پهنهٔ سنندج- سیرجان

اسماعیل درویشی، محمود خلیلی، علیرضا ندیمی؛
دانشگاه اصفهان، گروه زمین‌شناسی

دریافت ۹۳/۲/۷ پذیرش ۹۳/۱۰/۳

چکیده

تودهٔ گرانیتی مرزیان ازنا یکی از جمله توده‌های نفوذی متعدد پهنهٔ ساختاری سنندج- سیرجان است که دارای ترکیب سنگ‌شناسی لوکوگرانیت، گرانیت و گرانودیوریت است. هم‌چنین در هالهٔ همبری این توده (کردیریت و آندالوزیت شیست) لوکوگرانیت‌های تورمالین و گارنت‌دار، آپلیت، پگماتیت، سنگ‌های میلونیتی شده و میگماتیت‌های تزریقی رخنمون دارند. کانی‌های عمده آن‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم‌دار، بیوتیت، موسکویت، تورمالین، گارنت است. بررسی‌های ساختاری بیان‌گر وجود پهنه‌های برشی به‌ویژه در قسمت‌های جنوب خاوری و با روندهای شمال باختری- جنوب خاوری، شمال، شمال خاوری- جنوب، جنوب باختری است و بررسی‌های ریز ساختاری نشان‌دهندهٔ وجود چهار نوع ریز ساختار: ۱) ریز ساختارهای ماگمایی، ۲) ریزساختار حالت جامد دما بالا، ۲) ریزساختار حالت جامد کم دما، ۴) ریزساختار نیمه میلونیتی و میلونیتی در منطقه است.

پهنه‌های برشی اکثر سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. نشان‌گرهای سوی برش مانند فابریک S-C، پورفیروکلاست و پورفیروبلاست‌های نامتقارن، کینک نوارهای شکن بیوتیت و فلدسپارها، میکاها و آندالوزیت‌های ماهی‌گون و ریزساختارهای دومینو و بودین شده فلدسپار و تورمالین بیان‌گر تغییرات شکل‌پذیر با حرکت فشارشی برشی راست‌بر حاکم بر منطقه هستند. مجموع شواهد، بیان کنندهٔ این واقعیت است که پهنه‌های حالت ماگمایی و جامد دمای زیاد در شرایط رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت پایینی (۵۰۰-۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد)، هم‌زمان با جای‌گیری توده‌های گرانیتی روی داده است و پهنه‌های حالت جامد کم دما، نیمه میلونیتی و میلونیتی و ساختارهای شکننده حاصل فعالیت‌های پس از جای‌گیری توده گرانیتی هستند.

واژه‌های کلیدی: گرانیت، مرزیان، شواهد دگرشکلی، پهنه‌های برشی، پهنه سنندج- سیرجان

***نویسنده مسئول** geo.edarvishi@gmail.com

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

مقدمه

متداول‌ترین نوع دگرشکلی و سنگ‌های حاصل از آن‌ها مانند میلونیت‌ها در سنگ‌های گرانیتی پوسته‌ای تشکیل می‌شوند. در این سنگ‌ها ساختارهایی مانند شکستگی‌ها، جریان کاتاکلاستیک فلدسپار و میکا، تغییر شکل خمیری کوارتز، کاهش اندازهٔ دانه در اثر بازتبلور پویا و در مناطق برشی، سطوح برگوارگی C وS به‌طور هم‌زمان گسترش می‌یابند و نشان‌گر کرنش‌های متفاوتند [۱]، [۲]. پهنه‌های برشی با تغییرات ساختاری، پهنه‌های باریکی را تشکیل می‌دهند که در آن‌ها سنگ‌ها در نتیجهٔ تمرکز کرنش ناهماهنگ نسبت به پیرامون خود تغییر ساختار داده‌اند. این ساختارها که با پهنای متفاوت از چند سانتی‌متر تا چند کیلومتر دیده می‌شوند از ویژگی‌های ساختاری متداول در بخش‌های میانی و عمیق پوسته هستند [۳]. پهنه‌های برشی معمولاً به‌صورت موازی، مزدوج و گاه مشبک در سنگ‌های بلورین با ترکیب همگن نظیر گرانیت‌ها، گنیس‌ها که دست‌خوش شرایط دگرگونی تا رخساره‌های شیست سبز، شیست آبی و یا آمفیبولیت و گرانولیت شده‌اند، گسترش می‌یابند [۴]. پهنه‌های برشی به رژیم‌های زمین‌ساختی خاصی متعلق نیستند و تقریباً درهمهٔ رژیم‌های زمین‌ساختی تشکیل می‌شوند. در این پهنه‌ها معمولاً سنگ‌ها به‌شکل میلونیتی با برگ‌وارگی و خطوارگی‌های گسترش یافته، دیده می‌شوند. میلونیت‌ها معمولاً ساختارهای مزوسکوپی و میکروسکوپی خاصی دارند که تحلیل جنبشی و تعیین شرایط فشار و دمای تغییرات ساختاری را در آن‌ها امکان‌پذیر می‌کنند. بررسی‌های انجام شده روی میلونیت‌ها در پهنه‌های برشی نشان داده است که در تشکیل این سنگ‌ها جریان یافتگی شکل‌پذیر، کاهش اندازهٔ ذرات و بازتبلور پویا اهمیت بارزی دارد [۵]، [۶]. امروزه برای بررسی و بازسازی شرایط جای‌گیری توده‌های نفوذی در زمان تشکیل و اثرات جای‌گیری آن بر روی سنگ‌های میزبان و سنگ‌های توده و هم‌چنین تعبیر و تفسیر نیروهای زمین‌ساختی حاکم بر منطقه، استفاده از ریزساختارهای میکروسکوپی و دگرشکلی‌های حادث شده روی کانی‌های موجود در سنگ‌ها و سیمای کلی سنگ امری اجتناب ناپذیراست، زیرا تغییرات ایجاد شده روی کانی‌ها و تشکیل انواع خاصی از هر کدام از ریزساختارهای میکروسکوپی، نشانهٔ مرحلهٔ خاصی از روند جای‌گیری توده‌های نفوذی است. هم‌چنین بررسی‌های تجربی و مدل‌سازی عددی در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر نشان داده است که شکل‌گیری و تکامل پهنه‌های برشی نتیجهٔ ترکیبی از جریان چسبنده و نرم‌شدگی حاصل از کرنش در سنگ‌های همگن است و برای تشکیل آن‌ها نیازی به حضور سطوح جدا شده از پیش‌موجود نیست [۷]. برخی دیگر از پژوهش‌گران تمرکز کرنش برشی روی شکستگی‌های از پیش‌موجود مانند درزه‌ها و گسل‌ها را در تشکیل پهنه‌های برشی مؤثر می‌دانند [۸]. تودهٔ گرانیتی مرزیان که در فعال‌ترین پهنهٔ ساختاری ایران قرار دارد مانند بسیاری از توده‌های گرانیتی در نوارهای کوهزایی، مکان مناسبی برای گسترش پهنه‌های برشی شکل‌پذیر است است. نظر به‌وجود گسل‌ها و دایک‌های اسیدی و رگه‌های سیلیسی فراوان و میگماتیت‌ها در منطقه، بر آن شدیم تا از تمامی منطقهٔ بررسی شده به‌صورت سامانه‌ای نمونه‌برداری انجام گیرد که بر این اساس از ۳۲ ایستگاه، نمونه‌برداری صورت گرفت. هدف از این تحقیق بررسی دگرشکلی‌ها و ریزساختارهای موجود در سنگ‌های منطقه و ارتباط آن‌ها را با نحوهٔ جای‌گیری این توده با استفاده از بررسی‌های ساختاری و پتروفابریکی است. هم‌چنین حرکت‌شناسی و شرایط دما و فشار در شکل‌گیری و تکامل پهنه‌های برشی منطقه در این مقاله تفسیر و تحلیل می‌شود.

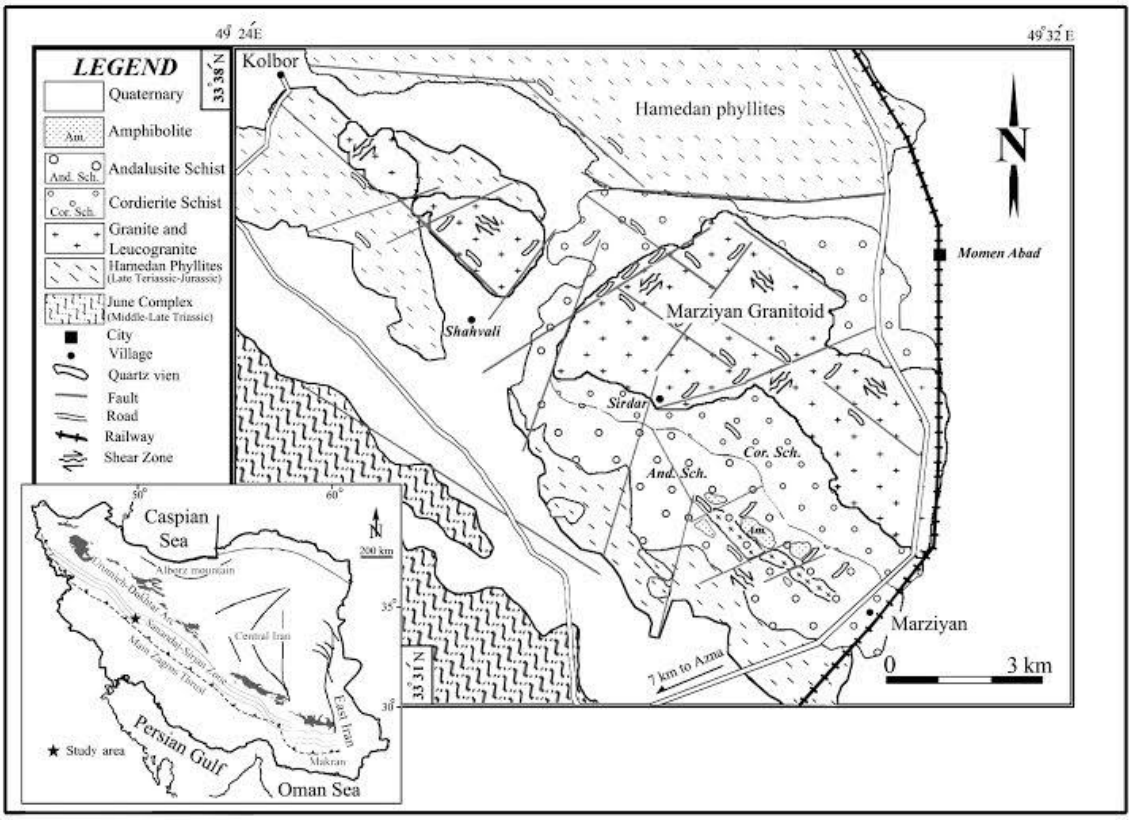
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

بحث و بررسی

جایگاه زمین‌شناسی

تودهٔ گرانیتی مرزیان در پهنهٔ زمین‌ساختی سنندج- سیرجان و حدود ۲۰ کیلومتری شمال راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. این توده به لحاظ جغرافیایی در حدود ۷ کیلومتری شمال شهر ازنا و بین روستاهای مرزیان در خاور و کلبور در باختر واقع شده است (شکل۱) و در غرب گسترده نقشهٔ چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی خرم‌آباد [۹] و شرق گسترده نقشهٔ چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان قرار دارد [۱۰]. این توده از لحاظ سنگ‌شناسی ترکیب گرانیت و لوکوگرانیت دارد که پیرامون آن و درهالهٔ همبری (آندالوزیت و کردیریت شیست) گستره‌ای از لوکوگرانیت‌های تورمالین و گارنت‌دار، آپلیت و پگماتیت‌ها، میگماتیت‌ها و گرانیت‌های میلونیتی شده رخنمون دارند. در این سنگ‌ها کانی‌های عمده شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کانی‌های فرعی بیوتیت، تورمالین، گارنت، موسکویت و به ندرت سیلیمانیت است که براساس شواهد پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها را می‌توان در شمار گرانیت‌های تیپ S طبقه‌بندی کرد. با توجه به این‌که توده‌ها درون فیلیت‌های همدان- گلپایگان (ژوراسیک میانی) نفوذ کرده و فازهای مختلف تکتونیکی را تحمل کرده‌اند می‌توان سن تشکیل آن‌را به اواخر ژوراسیک و یا کرتاسه - ائوسن نسبت داد [۱۱]. تعیین سن دقیق این سنگ‌ها باید بر پایهٔ بررسی‌های سن سنجی ایزوتوپی انجام گیرد. سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه شامل دو سری دگرگونی ناحیه‌ای درجهٔ کم و همبری درجهٔ کم تا زیاد است. مرزبندی بین دو دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی صورت گرفته است. دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت‌ها و فیلیت‌ها است که تغییرات بافتی محسوسی را نشان نمی‌دهند. دگرگونی همبری با شیست‌های لکه‌دار شروع شده و به هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها ختم می‌شود. دگرگونی ناحیه‌ای با طیفی از شرایط رخساره شیست سبز دیده می‌شود که در طی نفوذ تودهٔ گرانیتی مجموعه‌ای دگرگونی همبری دمای متوسط تا زیاد- فشار کم حاصل شده است. در بخش‌های مختلف تودهٔ گرانیتی به‌ویژه در قسمت‌های شمالی و جنوب خاوری، لوکوگرانیت‌ها و گرانیت‌های میلونیتی شده رخنمون دارند و از آن‌ها و سنگ‌های دگرگونی مجاور شیب و راستای لایه‌بندی اندازه‌گیری شده است. با بررسی آن‌ها و مقایسهٔ با شکل رخنمون تودهٔ گرانیتی (شکل‌های ۱و ۲) و رسم استریوگرام مربوط (شکل۳)، مشخص شد که تودهٔ گرانیتی مرزیان در امتداد شیستوزیته غالب سنگ‌های دگرگونی میزبانش با روند شمال باختر-جنوب خاور تزریق شده است. دگرشکلی‌های موجود در پهنه‌های برشی حاشیه ارتباط زایشی آشکاری با سنگ‌های میزبان خود دارند و شکل توده تحت تأثیر نیروهای برشی راست‌بر بریده شده است (شکل۲). بر اساس بررسی‌های پیشین [۱۳] حداقل سه گامه دگرشکلی در سنگ‌های دگرگونی منطقه بررسی شده رخ داده است که این دگرشکلی‌ها به‌صورت ساختارهای صفحه‌ای S_3، S_2، S_1 ، ظاهر شده‌اند. دگرشکلی اول به‌واسطهٔ چین‌های بسته تا موازی با سطح محوری افقی و با یک شیستوزیته بارز مشخص می‌شود. دگرشکلی دوم که مانند سایر مناطق سنندج- سیرجان، حادثهٔ اصلی دگرشکلی در منطقه است و با چین‌های بسته با شیب زیاد تا قائم نمایان است. دگرشکلی سوم در مقیاس میکروسکوپی و به‌صورت یک رخ خمیده دیده می‌شود [۱۳].

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

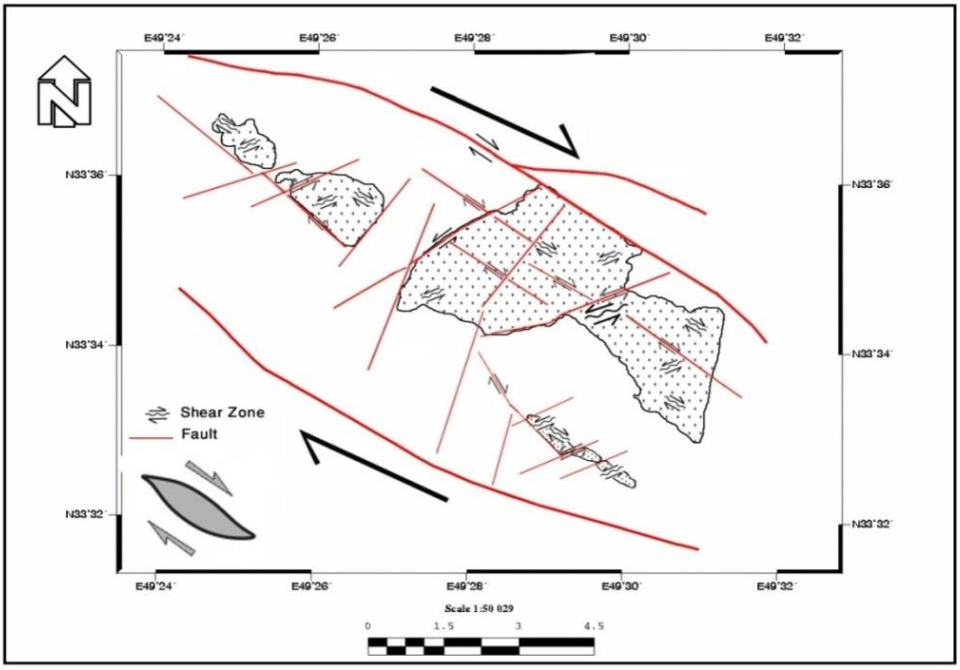


شکل۱. نقشهٔ زمین‌شناسی منطقه بررسی شده (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شازند [۱۱]) به‌همراه موقعیت آن در بین زون‌های ساختاری اطراف

ساختارهای شکننده

تودهٔ گرانیتی مرزیان تحت تأثیر گامه‌های نهایی تغییر شکل شکننده قرار گرفته است. این ساختارهای شکننده برحسب مقیاس مطالعه از گسل تا درزه و شکستگی‌ها قابل مشاهده است و بر روی ساختارهای به‌وجود آمده طی تغییر شکل پلاستیک قبلی تأثیر گذاشته‌اند. به‌منظور مقایسه و شناسایی آخرین حرکات تکتونیکی و نیز تغییر شکل در منطقهٔ مرزیان، برداشت‌ها ساختاری انجام شد. تعداد ۳۸ صفحه گسلی با کیفیت مطلوب از سطح منطقه برداشت شد که نمودارهای مربوط در شکل ۳ (الف و ب) نشان داده شده است. پراکندگی‌های به‌دست آمده در این صفحات گسلی نشان می‌دهد که سه سامانهٔ اصلی گسل در این منطقه باعث قطعه قطعه شدن و جابه‌جایی واحدهای سنگی شده است. سامانه غالب از نظر فراوانی سامانه گسل‌های با روند شمال خاوری-جنوب باختری هستند که از آزیموت‌های ۰۲۰ الی ۰۶۰ کشیده شده‌اند (شکل ۳ الف و ب). سامانه گسل‌های با روند شمال باختری-جنوب خاوری که به‌موازات ساختارهای کوهزاد زاگرس کشیده شده‌اند از لحاظ فراوانی کم‌تر ولی معمولاً مرزهای بیرونی واحدهای بیرون زده را تشکیل می‌دهند (شکل ۲). سامانه سوم که کم‌ترین فراوانی را دارند با روندهای تقریباً خاور-شمال خاور در انتهای مسیر خود به گسل‌های شمال باختری-جنوب خاوری متصل می‌شوند. در یک مقیاس دیگر درزه‌ها در ۳۲ ایستگاه بررسی شد که نمودار آماری آن‌ها در شکل ۳ ج آورده شده است. این نمودار نشان می‌دهد که در مقیاس کوچک‌تر ساختارها متأثر از حرکات گسل‌های بزرگ نیز هستند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]



شکل۲. نقشهٔ نمادین زمین‌ساختی به‌همراه برون‌زد تودهٔ گرانیتی مرزیان و سیستم گسل‌ها و پهنه‌های برشی غالب منطقهٔ مرزیان

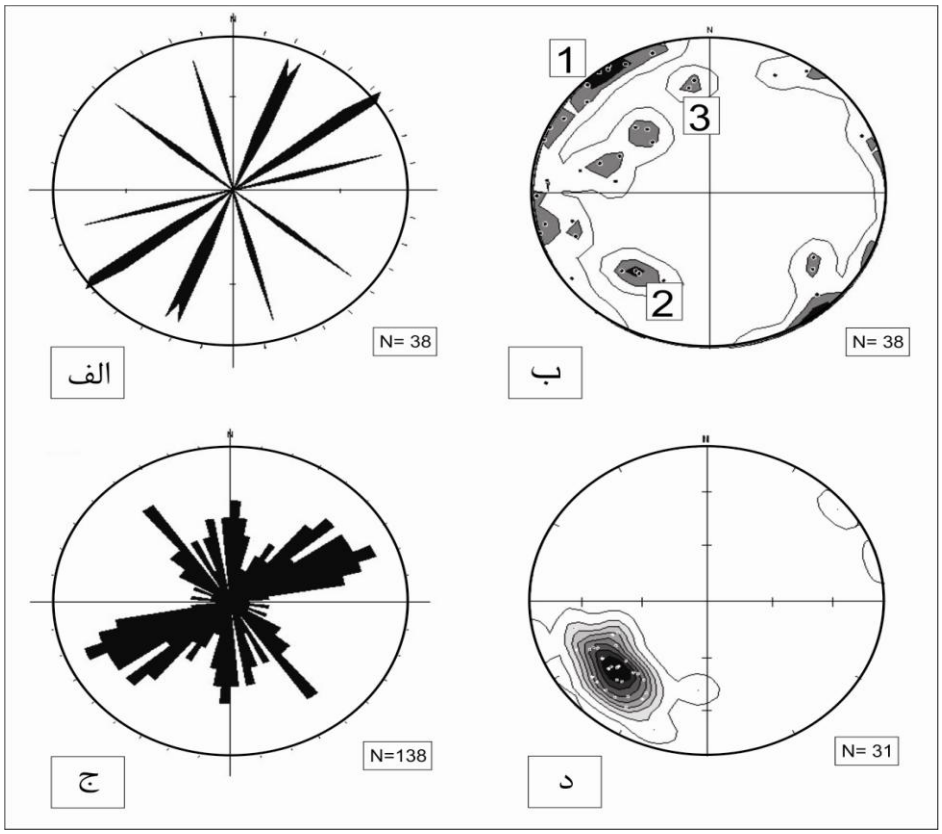
ویژگی‌های صحرایی، مزوسکوپی و میکروسکوپی ساختارها در پهنه‌های برشی

بر اساس شواهدی مانند:۱) شکل رخنمون تودهٔ گرانیتی مرزیان که کشیدگی با راستای شمال باختری- جنوب خاوری دارد، ۲) روند و عمل‌کرد سیستم‌های گسلی منطقه با امتداد شمال، شمال خاوری- جنوب، جنوب باختری که اکثراً برشی چپ بر هستند و گسل‌های با امتداد شمال باختری-جنوب خاوری (موازی امتداد زاگرس) عمل‌کرد برشی راستبر و راندگی دارند (شکل۳)، که ممکن است در طی حرکت‌های فشارشی و برشی راستبر منطقه تشکیل شده باشند (شکل۲). شکل ۴ ب تصویر دانهٔ فلدسپار در لوکوگرانیت منطقه که سامانه برشی چپ بر دارد را نمایش می‌دهد. سنگ‌های گرانیتی میلونیتی شده در پهنه‌های برشی بررسی شده از دو بخش زمینه و پورفیروکلاست تشکیل شده‌اند، پورفیروکلاست‌ها شامل عدسی‌هایی از جنس کوارتز، فلدسپات و بیوتیت هستند که در زمینه‌ای از ذرات ریزدانه و باز تبلور یافته کوارتز و فلدسپات قرار گرفته‌اند. برگوارگی میلونیتی در این سنگ‌ها به‌صورت دو سطح S و C دیده می‌شود (شکل ۴ الف). این برگواره‌ها از تجمع و سمت‌گیری ترجیحی ریزدانه‌های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و کلریت تشکیل شده است.

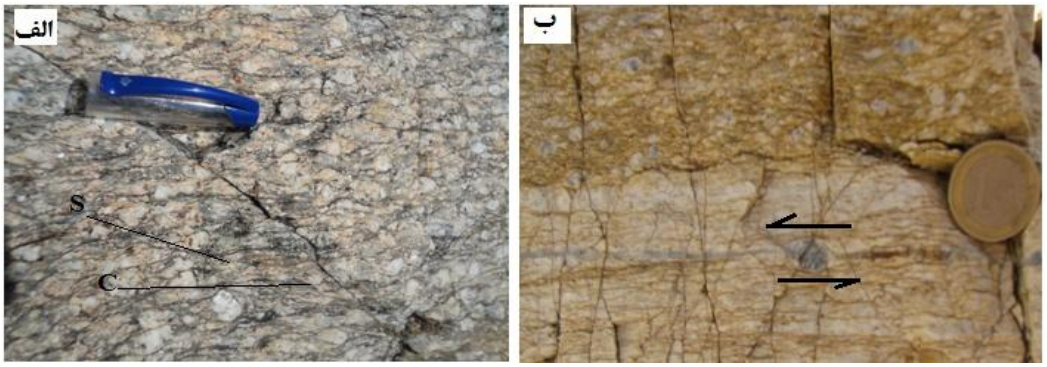
گروه‌بندی ریزساختارهای میکروسکوپی در گرانیت مرزیان

بر اساس بررسی‌های صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی شدت دگرشکلی‌ها در سرتاسر منطقه یک‌سان نیست، شدت دگرشکلی‌ها از خاور به باختر و از جنوب به شمال کاهش می‌یابد. بر اساس بررسی‌های انجام شده روی ۳۲ ایستگاه از قسمت‌های مختلف توده و سنگ‌های مجاور منطقه، می‌توان ریزساختارها را به چهار پهنه بدین شرح تقسیم‌بندی کرد:

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]



شکل ۳. الف) پراکندگی آماری گسل‌های منطقهٔ بر روی نمودار گلسرخی، ب) پراکندگی آماری گسل‌های منطقه روی نمودار استریونت هم مساحت، شمارهٔ ۱، ۲ و ۳ به‌ترتیب نقاط تجمعی بیش‌ترین پراکندگی و سامانه‌های مختلف گسلی مطالعه شده را نشان می‌دهد، ج) نمودار گلسرخی حداکثر درزه و شکسگی‌های موجود در سنگ‌های منطقه، د) نمودار استریونتی هم مساحت شیستوزیته‌های برداشت شده سنگ‌های منطقه



شکل۴. الف) بافت‌های C-S و برگوارگی میلونیتی در گرانیت‌های میلونیتی منطقه، ب) فابریک‌های میلونیتی در تودهٔ گرانیتی منطقه

ریزساختارهای ماگمایی و نیمه ماگمایی

ریزساختارهای ماگمایی و نیمه‌ماگمایی در تودهٔ گرانیتی مرزیان، در بخش‌هایی که فاقد پهنه‌های گسلی و برشی است به‌خصوص در قسمت‌های مرکزی و متمایل به شمال خاوری و بخش معروف به گرانیت شاه‌ولی واقع در باختر

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

توده (شکل۱) به‌خوبی گسترش یافته‌اند. در این بخش کانی‌ها دگرشکلی کمی از خود نشان می‌دهند، که بیش‌تر به‌صورت خاموشی موجی در کوارتز دیده می‌شود و یا در حالت نیمه‌ماگمایی بلورهای فلدسپار دچار شکستگی شده‌اند علت این امر وجود صفحات رخ و ماکل در دانه‌های فلدسپار است [۱۴]. بنا براین در حالت کلی، کانی‌ها ساختار و شکل اولیه خود را حفظ کرده‌اند. این ریزساختارها نشان از آن دارد که در بخش‌های مزبور پهنه‌های برشی به‌وجود نیامده است.

ریزساختار نیمه سولیدوس حالت جامد کم دما

پراکندگی ریزساختار حالت جامد دمای زیاد در تودهٔ گرانیتی مرزیان، عمدتاً در شمال و شمال خاوری توده و قسمت‌هایی از مرکز توده دیده می‌شود. بررسی مقاطع میکروسکوپی این بخش نشان می‌دهد، بلورهای بیوتیت در اکثر سنگ‌های تغییرشکل یافته این پهنه، تاب‌دار و خمیده است و کج شدگی نشان می‌دهند و یا نوارشکن در آن‌ها به‌وجود آمده است (شکل۵ الف). باید توجه داشت که در اکثر موارد ظهور نوارشکن در دگرشکلی‌ها به‌علت لغزش کم ورقه‌های بیوتیت در امتداد سطوح رخ نادر است [۱۵]. به اعتقاد جانسون[1] [۱۶] و ورنون[2] [۱۷] حضور مقدار کمی مذاب در بین ورقه‌های بیوتیت، سبب آسانی لغزش ورقه‌ها بر روی یک‌دیگر می‌شود. در مقاطع این مناطق، پلاژیوکلازها ماکل‌های مکانیکی و پلی سنتتیک تاب‌دار از خود نشان می‌دهند (شکل۵ ب). در بسیاری از مقاطع این مناطق فلدسپارها بافت پرتیتی را نشان می‌دهند (شکل۶ الف)، هم‌چنین بازتبلور در کوارتز با مهاجرت مرز دانه به‌صورت آمیبی و استیلولیتی اتفاق افتاده است (شکل‌های ۶ ب و ۷ ب) که این حالت مؤید حرارت زیاد در گرانیت‌ها است. در شرایطی که اختلاف تنش شدید و مقدار تنش برشی بیشینه باشد، بر اثر بازتبلور چرخشی، دانه‌های کوارتز در اندازه‌های تقریباً مساوی، ریز و کوچک شده و با چرخیدن به موازات سطح برگ‌وارگی قرار گرفته‌اند [۵]. وجود همهٔ شواهد مذکور حاکی از عمل‌کرد تنش‌های زمین‌ساختی در حالت شکل‌پذیر بر سنگ‌های این نواحی است.

ریزساختارهای نیمه سولیدوس حالت جامد کم دما

این ریزساختارها بیش‌ترین گسترش را در منطقهٔ بررسی شده نشان می‌دهند و در تودهٔ گرانیتی مرزیان از مرکز به طرف باختر و شمال و تا حدودی در قسمت‌های خاوری توده گسترش دارد. بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک نشان می‌دهد که بلورهای درشت بیوتیت تکه تکه و به اجتماع دانه‌ریزی تبدیل شده است که مؤید باز تبلور است. در این حالت بلورهای تکه تکه شده به‌تدریج جهت‌یابی کرده و سبب ایجاد برگ وارگی در سنگ می‌شوند. هم‌چنین ریزساختارهای نیمه سولیدوس حالت جامد کم دمای با خاموشی موجی شدید در کوارتز مشخص می‌شود [۵] کانی پلاژیوکلاز نیز به‌وسیله سریسیت، جای‌گزین شده است.

ریزساختارهای نیمه میلونیتی و میلونیتی

این ساختارها در منطقه بررسی شده به‌خصوص در قسمت‌های که در پهنه‌های برشی واقع شده‌اند (به‌ویژه در واحدهای لوکوگرانیت‌ها) در جنوب و جنوب خاوری و تا حدودی شمال و محدودهٔ معادن سیلیس قیدعلی گسترش یافته‌اند. در این مناطق که دگرشکلی بسیار شدید است، بیوتیت تجزیه و به کانی‌های ثانویه‌ای از قبیل کلریت و

1. Johnson
2. Vernon

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

موسکویت تبدیل شده است. هم‌چنین در واحدهای شیستی، موسکویت به‌صورت میکافیش دیده می‌شود که جهت برش راست‌بر را به‌خوبی نشان می‌دهد (شکل ۷ الف). در دگرشکلی درجهٔ زیاد، بلورهای فلدسپار می‌توانند دگرسان شده و تبدیل به کانی‌های ثانویه‌ای از قبیل سریسیت، مسکویت و کانی رسی شوند. فلدسپارهای سالم به‌ندرت در این پهنه مشاهده می‌شوند. در این پهنه، کوارتز به‌شدت باز تبلور پیدا کرده و خاموشی موجی شدید دارد (شکل ۸ الف و ب). بقایایی از دانه‌های درشت کوارتز و فلدسپار به‌صورت پورفیروکلاست در این زمینه ریزدانه قرار می‌گیرند. پاراژنز کانی‌های ذکر شده نشان می‌دهد که این نوع دگرشکلی به‌طور بارزی تحت شرایط دگرگونی رخساره شیست سبز درجهٔ کم صورت گرفته است [۱۲]، [۱۶]. برگوارگی میلونیتی در این سنگ‌ها به‌صورت دو سطح S و C دیده می‌شود. این برگواره‌ها از تجمع و سمت‌گیری ترجیحی ریزدانه‌های کوارتز، فلدسپات و بیوتیت و کلریت تشکیل شده است (شکل‌های ۴الف).

شواهد بافتی دال بر حضور مذاب حین دگرشکلی

الف) شکستگی‌های فلدسپارهای پرشده با کوارتز و فلدسپار: در این سنگ‌ها فلدسپارها رفتار نیمه‌شکنا از خود نشان داده، به‌طوری که در اثر تنش‌های مکانیکی گاهی شکسته شده و شکستگی حاصل با کوارتز و گاه هر دو کانی کوارتز و فلدسپار پر شده است (شکل ۸ الف و ب). این شکستگی‌ها تقریباً ماگمایی در نظر گرفته می‌شوند و نشان‌گر حضور مذاب در حین دگرشکلی سنگ‌ها است و هم‌چنین مبین دگرشکلی سنگ‌ها در دمای زیاد است [۱۵]، [۱۸]، ب) گامه کانیایی پرکننده از لحاظ ترکیبی و بلورشناسی از داخل به خارج شکستگی، پیوستگی داشته و این گامه کانیایی معمولاً کوارتز است ولی گاهی فلدسپات و گاهی نیز کوارتز و فلدسپات است. در صورتی که گامه کانیایی کوارتز باشد، حوضچه‌های تک بلورین[3] کوارتز را در خارج از شکستگی تشکیل می‌دهد، پ) ماهیت فاز پرکننده شکستگی با ترکیب مذاب گرانیتی باقی‌مانده سازگار است (شکل ۸ الف و ب). ت) وجود پرتیت و لامل‌های جدایشی در فلدسپار مثل پرتیت لخته‌ای (شکل ۶ الف)، ث) میکروبرش جوش خورده[4]، ج) وجود خمیدگی در بیوتیت (شکل ۵ الف).

شواهد بافت میلونیتی و ادامه دگرشکلی بعد از تبلور

این شواهد شامل: الف) ایجاد خطوارگی قوی با کشیدگی کانی‌های دوباره متبلور شده یا جدیداً متبلور شده (شکل ۴ ب)، ب) وجود پورفیروکلاست‌های پوشش‌دار نامتقارن (شکل ۸) و ایجاد بافت S-C (شکل ۴)، پ) انواع ماکل دگرشکلی در بلور پلاژیوکلاز و خمیدگی[5] ماکل آن‌ها (شکل ۵ ب)، ت) تشکیل پرتیت شعله‌ای (شکل ۶ الف) است. کانی‌های عمدهٔ موجود در سنگ‌ها میلونیتی دارای ریزساختارهایی هستند که در زیر به آن‌ها اشاره می‌شود. کانی کوارتز در پهنه‌های برشی بررسی شده دارای ریزساختارهای متنوعی مانند خاموشی موجی، تیغه‌های دگرشکلی، تشکیل ریزدانه، نوارها و شکستگی‌های برشی بازتبلور دینامیکی از ساخت‌های میکروسکوپی متداول کوارتزها در این پهنه‌های برشی هستند (شکل ۶ ب). در بعضی قسمت‌ها به‌صورت نوارهایی درآمده‌اند، این نوارها خاموشی موجی از نوع پینه‌ای[6] و دانه‌های نسبتاً درشت دارند و نیز شکستگی‌ها و نوارهای برشی از ریزساختارهای متداول در این

3. Monocrystalline
4. Healed microbreccia
5. Kinking
6. Patchy

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

سنگ‌هاست. مرز دانه‌ها به‌دلیل مهاجرت مرز دانه‌ای[۷] و یا لخته‌ای[۸] در آمده است و بازتبلور پویا از نوع قلمبه‌ای[۹] به مقدار ضعیف در مرز دانه‌ها و نیز در راستای شکستگی‌های برشی و به‌ویژه در نقاط تماس سه گانه دانه‌های کوارتز روی داده است (شکل ۷ ب). این ریز ساختارها گویای تأثیر فرآیند جادررفتگی ساختار شبکهٔ کانی است. فلدسپارها دارای ماکل‌های دگرشکلی، خاموشی موجی، تشکیل ریزدانه‌ها، بازتبلور پویا و گسترش شکستگی‌های برشی و ریزگسل‌ها هستند. فلدسپارها به‌صورت درشت دانه‌های پورفیروکلاست و نیز به‌صورت ریزدانه‌های بازتبلور یافته در زمینه دیده می‌شوند. فلدسپارها به‌ویژه پلاژیوکلازها دگرسانی به سریسیت را در مقیاس گسترده در زمینهٔ سنگ به‌خوبی نشان می‌دهند و پورفیروکلاست‌ها، موازی و یا تقریباً موازی برگوارگی میلونیتی هستند. ساختارهایی مانند قطعات دومینو مانند[۱۰] در فلدسپارها و در نتیجه گسترش گسل‌ها و چرخش قطعات تشکیل شده است (شکل ۸). ماکل‌های دگرشکلی از ریزساختارهای دیگری هستند که در فلدسپارها به‌ویژه دانه‌های آلبیت دیده می شوند (شکل ۵ ب). گسترش دانه‌های جدید تبلور یافته آنقدر زیاد است که ساختار هسته و پوشش خوبی را نشان می‌دهند این ساخت نشان‌گر سامانه برشی راست‌بر است (شکل ۸). پرتیت‌های شعله‌ای از ریزساختارهای دیگری هستند که در فلدسپار قلیایی، به‌ویژه در حاشیهٔ آن‌ها گسترش یافته‌اند (شکل ۶ الف). در این ساختار تیغه‌های شعله‌ای شکلی از آلبیت در داخل فلدسپار قلیایی تشکیل می‌شوند که حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها و تشکیل سریسیت‌اند [۱۹]. نوع پرتیت‌ها از نوع لخته‌ای میله‌ای و شعله‌ای[۱۱] هستند. پرتیت لخته‌های شواهد دگرشکلی در شرایط تقریباً ماگمایی است [۱۸]. ترک‌های موجود در بلورهای پلاژیوکلازها معمولاً از مجموعه‌های دانه‌ریز و پلی گونال کوارتز و فلدسپار پتاسیم پر شده‌اند که این پدیده می‌تواند دلالت بر وقوع دگرشکلی در حضور مذاب باشد [۲۰] (شکل ۸). وجود سه نوع بیوتیت شامل بیوتیت‌های درشت اولیه که دچار کج‌شدگی و خمیدگی شده‌اند، بلورهای ریزشده بیوتیت که خمیره سنگ شده اند و بیوتیت‌های دگرسان شده، هم‌چنین درجه‌های مختلف دگرشکلی و نیز خاموشی موجی در کوارتز، همگی مؤید تنوع تنش‌های تکتونیکی، هم‌زمان و بعد از جای‌گیری گرانیت مرزیان است به اعتقاد بروچز[۱۲] و همکاران [۲۱] و برون[۱۳] و همکاران [۲۲]، توده‌های گرانیتی طی جای‌گزینی و هم‌چنین بعد از جای‌گزینی به شکل‌های متفاوتی دچار دگرشکلی می‌شوند، از این رو، این گرانیت‌ها می‌توانند شاخص‌های مفیدی از دگرشکلی‌های حادث شده در چنین مناطقی باشند. بیوتیت‌ها در گرانیت‌های میلونیتی شده پهنه‌های برشی بررسی شده، به دو شکل مجزا و انبوهه‌های کشیده همراه با کلریت دیده می‌شوند. بلورهای مجزا، حاشیه‌های بریده داشته و تقریباً در اکثر آن‌ها خاموشی موجی و خمیدگی به‌خوبی مشاهده می‌شود (شکل ۵ الف). آندالوزیت به‌فراوانی در شیست‌های میزبان لوکوگرانیت‌ها مشاهده می‌شود. این کانی در بعضی قسمت‌ها در حال تبدیل به سیلیمانیت است که نشان‌گر افزایش درجهٔ دگرگونی است و بیش‌تر به سریسیت تبدیل شده‌اند. آندالوزیت به رنگ‌های قرمز جگری، سبز تا سفید مشاهده می‌شود و اکثراً به‌صورت پورفیروبلاست و دارای ساختارهای σ و δ هستند (شکل‌های۹ الف و ب). کشیدگی و طویل شدگی آن‌ها در راستای شمال باختری- جنوب خاوری است و ساختارهای C و S را نشان می‌دهند که بررسی آن‌ها بیان‌گر سامانه‌های برشی

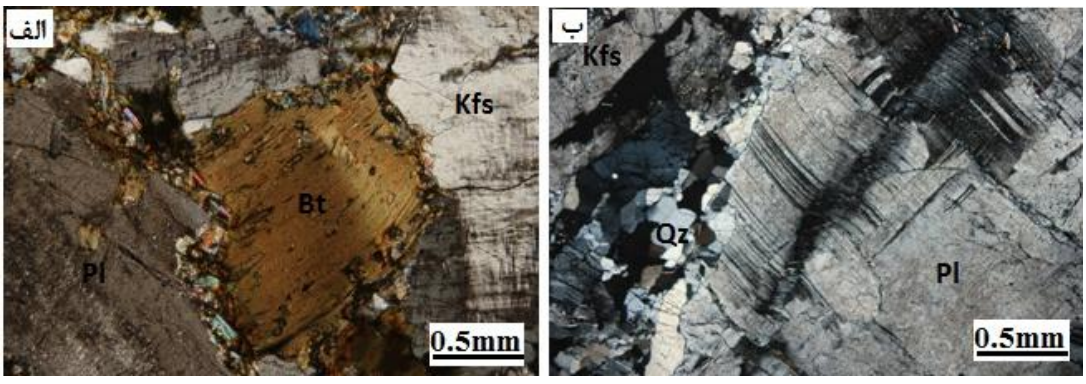
7. Grain boundary migration
8. Lobate
9. Bulging Recrystallization or BLG
10. Domino type fragmented porphyroclast
11. Flame
12 Bouchez
13 Brown

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

راست‌بر در منطقه است (شکل۹). درشت بلورهای آندالوزیت در برخی بخش‌ها در اثر نیروی کشش بودین شده‌اند و اندازهٔ آن‌ها پس از کشیدگی به بیش از ۴۰ سانتی‌متر می‌رسند. بیشینهٔ مقدار این کشیدگی[14] بر اساس (L_1-L_0/L_0) برابر حدود ۲/۳ به‌دست آمده است (L_0 طول اولیه و L_1 طول ثانویه است). فضای میان بودین‌ها با کوارتز پر شده که نشان‌گر رشد کوارتزها و یا نفوذ رگه‌های سیلیسی بعد از عمل‌کرد گامه کششی در منطقه است. بلورهای تورمالین در نمونهٔ دستی با رنگ کاملاً سیاه و به‌صورت‌های لک‌ها، لخت‌ها و یا انبوهی از دانه‌های ریز و متوسط تا درشت‌دانه قابل رویت هستند (شکل ۱۰ الف). این بلورها بیش‌تر با فلدسپار، کوارتز و موسکویت همراه است و به‌همین دلیل رابطهٔ تنگاتنگی با این کانی‌ها به‌خصوص فلدسپارها دارند. در نور طبیعی دارای پلئوکروئیسم سبز متمایل به سیاه (سبز لجنی تا قهوه‌ای) و نارنجی هستند. این کانی مقاوم دراثر دگرشکی خرد شده و در اثر نیروهای کششی و برشی منطقه ساختارهای بودین و دومینو در آن‌ها قابل تشخیص است و برای واکاوی ساختاری استفاده شده و بیان‌گر نیروهای برشی چپ بر در منطقه است (شکل۱۰).

نشان‌گرهای سمت و سوی برش و تحلیل جنبشی پهنه‌های برشی

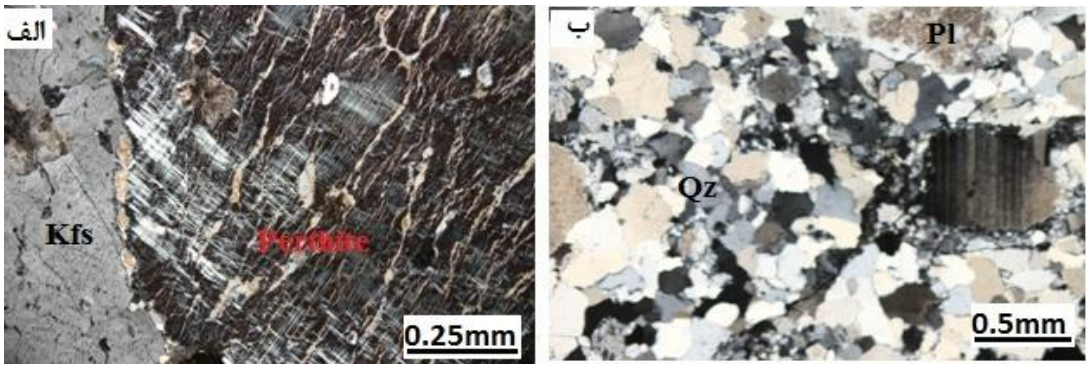
پهنه‌های برشی با تغییرات ساختاری شکل‌پذیر دارای ریزساختارهایی هستند که در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی بیان‌گر سمت و سوی برش در آن‌هاست. نشان‌گرهای متعددی از پهنه‌های برشی در نقاط مختلف شناسایی و در تحلیل جنبشی این پهنه‌ها به‌کار رفته‌اند. برای مشاهده و بررسی نشان‌گرهای سمت و سوی برش، مقاطع نازکی از سنگ‌های میلونیتی به موازات خطوارگی‌ها و عمود بر برگوارگی میلونیتی تهیه شد. نشان‌گرهای سمت و سوی برش متداول در سنگ‌های میلونیت شده پهنه‌های برشی بررسی شده، از پورفیروکلاست‌های پوششی نامتقارن، برگوارگی‌های مایل، نوارهای برشی، میکاها و آندالوزیت‌های پولک ماهی، پورفیروکلاست‌های شکسته شده با ساخت دومینو مانند تشکیل شده‌اند. پورفیروکلاست‌های نامتقارن در اندازه‌های مختلف در میلونیت‌ها دیده می‌شوند. هسته از جنس فلدسپار و کوارتز و دنباله از انبوهه ذرات ریز و بازتبلور یافته کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و کلریت تشکیل شده‌اند.



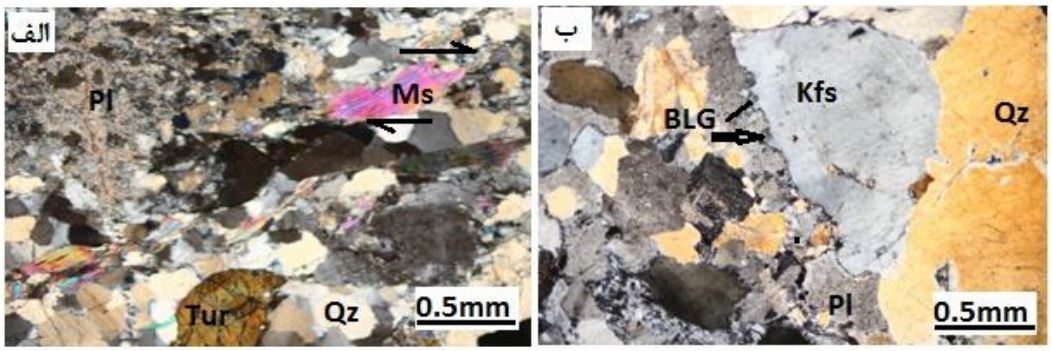
شکل۵. الف) فابریک نوارشکن در کانی بیوتیت، ب) کینک باند و خمیدگی در فلدسپار (تصاویر XPL)، (Qz= کوارتز، Bt=بیوتیت، Pl = پلاژیوکلاز)

14. Extension

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]



شکل ۶. الف) پرتیت رشته ای و شعله ای در گرانیت‌ها، ب) بازتبلور در کانی کوارتز(تصاویر XPL)

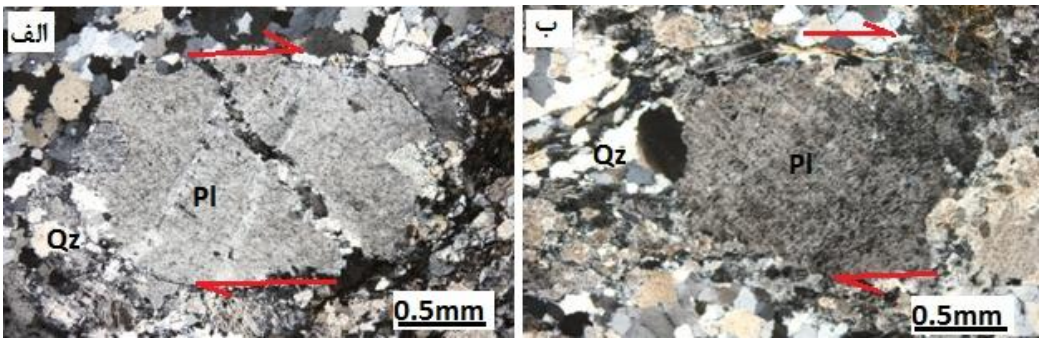


شکل ۷. الف) میکا ماهی‌گون در لوکوگرانیت‌های میلونیتی، ب) بازتبلور پویا کوارتز به شکل BLG (Ms= مسکویت، Tur= تورمالین) (تصاویر XPL)

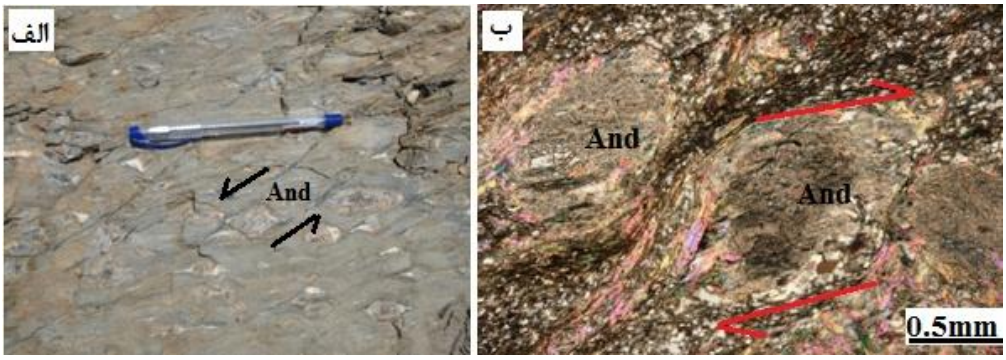
پورفیروکلاست‌ها به دو شکل σ و δ تشکیل شده‌اند و دنباله‌ها در برخی آن‌ها طویل و در دو سوی آن‌ها دیده می‌شوند. نوارهای برشی به دو شکل C و S در سنگ‌های میلونیتی شده پهنه‌های برشی بررسی شده دیده می‌شوند. هم‌چنین دانه‌های کشیده فلدسپار، کوارتز و بیوتیت سطوح S را به‌وجود آورده و سطوح C برگوارگی اصلی میلونیتی است که از اجتماع و سمت‌گیری موسکویت، بیوتیت، کلریت و دانه‌های تجدید تبلور یافته کوارتز و فلدسپار تشکیل شده‌اند. این سطوح تقریباً صاف و ممتد و با زاویهٔ ۵ تا ۳۰ درجه با سطوح S دیده می‌شوند (شکل‌های ۴الف). میکاهای ماهی‌گون از ریزساختارهای دیگری است که در سنگ‌های میلونیتی زون‌های برشی بررسی شده دیده می‌شوند. کانی‌های موسکویت، بیوتیت و کلریت در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های میلونیتی پهنه‌های برشی بررسی شده ریزساختارهای ماهی‌گون را به‌خوبی به‌نمایش می‌گذارند (شکل ۷ الف). ویژگی‌های هندسی این ریزساختارها در پهنه‌های برش بررسی شده و ارتباط آن‌ها با برگوارگی میلونیتی و نوارهای برشی بیان‌گر آن است که ریز ساختارهای ماهی‌گون میکا در این پهنه‌های برشی به گروه‌های ۲،۱ و۶ از رده‌بندی که تن گروتن‌هیو[15] و همکاران ارائه کرده‌اند [۲۳]، وابسته‌اند. پورفیروکلاست‌های شکسته شده با ساختار دومینویی از ریز اختارهای دیگری است که در فلدسپارها و تورمالین دیده می‌شوند. در این ریزساختار بلورهای فلدسپار و تورمالین با تشکیل سطوح لغزش تکه تکه شده، به شکل دومینو جابه‌جا و چرخیده‌اند (شکل‌های ۸ و ۹) و نشان‌گرهای سمت و سوی برش در پهنه‌های برش بررسی شده تماماً بیان‌گر برش راست‌بر در پهنه‌های برش است.

[15] Ten Grotenhui

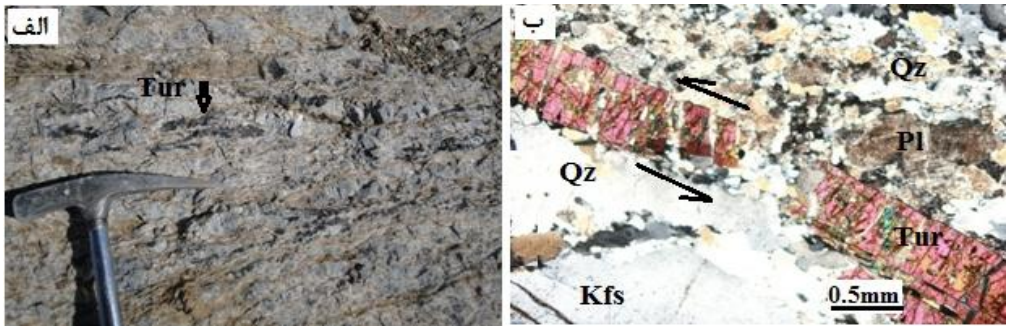
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]



شکل ۸. الف) شکستگی کششی در بلور فلدسپار و ب) بافت پوششی و سایه فشارشی در فلدسپارهای گرانیت‌های میلونیتی منطقه (تصاویر XPL)



شکل۹. الف) و ب) ب ساختار سیگما در کانی آندالوزیت(And) در نمونهٔ صحرایی و میکروسکوپی در پهنه‌های برشی



شکل ۱۰. الف و ب) بافت دومینو در کانی تورمالین موجود در لوکوگرانیت‌های منطقه (تصویر XPL)

برآورد دما هنگام دگرشکلی در پهنه‌های برشی

ریزساختارهای ایجاد شده در کانی‌ها طی تغییرات ساختاری در پهنه‌ای برشی شکل‌پذیر ابزار مفیدی برای برآورد دمای دگرشکلی است. پژوهش‌گران مختلف رفتار کانی‌ها طی فرآیند تغییر ساختاری و نیز ساختارهای ایجاد شده در آن‌ها بررسی کرده‌اند [۵]، [۲۴]، [۲۵]، [۲۶]. مقایسهٔ رفتار کانی‌ها در پهنه‌های برشی به‌ویژه رفتارکوارتز، فلدسپار، موسکویت و بیوتیت با نتایج حاصل از بررسی‌های یاد شده می‌تواند به برآورد دما هنگام تغییر ساختاری منجر شود [۵]. با جمع‌بندی نتایج بررسی پژوهش‌های مختلف، توصیف دقیقی از تغییرات ساختاری کانی‌های کوارتز، فلدسپار و بیوتیت در شرایط و رژیم‌های مختلف دمایی ارایه کرده است. در دمای کم‌تر از ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد، زیرساختارهای

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

موجود در کوارتز بیش‌تر شامل خاموشی موجی، انحلال فشاری، شکستگی‌های برشی است. فلدسپارها در این رژیم دمایی، معمولاً تغییرات ساختاری شکننده‌ای را به‌صورت خردشده، گسترش شکستگی‌ها و گسل‌ها، بالشتکی شدن و جابه‌جایی قطعات به نمایش می‌گذارند. تغییر ساختاری مسکویت و بیوتیت‌ها نیز در شرایط کم دما منجر به گسترش چین‌خوردگی و خاموشی موجی در آن‌ها خواهد شد. در دمای بیش‌تر از ۳۰۰-۴۰۰°C درجهٔ سانتی‌گراد تیغه‌های دگرشکلی و نیز خاموشی موجی در کوارتزها گسترش می‌یابند. بازتبلور پویا به شکل قلمبه‌ای در این شرایط دمایی و بیش‌تر در حاشیهٔ دانه‌های کوارتز و در راستای سطوح شکستگی ایجاد می‌شود [۲۶]. تغییرات در این رژیم دمایی در فلدسپارها شامل خمیدگی در ماکل‌ها، تشکیل ماکل‌های دگرشکل و تشکیل ریزدانه‌ها و گسترش خاموشی موجی است. گسترش بیش‌تر چین‌خوردگی و خمیدگی در بیوتیت‌ها در این شرایط دما صورت می‌گیرد. فلدسپارها این شرایط دمایی را با گسترش شکستگی‌های ریز، خاموشی موجی، کینک نوارهای شکن، گسترش ماکل‌های دگرشکل و نیز پرتیت‌های شعله‌ای به نمایش می‌گذارند. بازتبلور پویا به مقدار اندک در کرانه‌های فلدسپارها در این شرایط دمایی آغاز می‌شود [۵]. در شرایط دمایی بالا (>۵۰۰ °C) بازتبلور پویا در این شرایط به‌صورت GBM و تحت تأثیر فرآیندهای بازتبلور و مهاجرت مرز دانه صورت می‌گیرد [۲۶]. اکثر مرزهای جوش خورده و بخیه مانند پلاژیوکلاز-پلاژیوکلاز، پلاژیوکلاز-کوارتز که در سنگ‌های دگرشکل شده معمول‌اند، بر اثر تنش و مهاجرت مرزدانه‌ها ایجاد شده‌اند. شواهد تجربی نشان می‌دهد که بازتبلور پلاژیوکلاز در دمای حدود ۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد [۱۲]. با مقایسهٔ ریزساختارها در کوارتز، فلدسپار، مسکویت و بیوتیت در میلونیت‌ها، پهنه‌های برشی بررسی شده با الگوی دمایی یاد شده نشان می‌دهد که دما هنگام تشکیل این سنگ‌ها درپهنه‌های برشی بررسی شده بین ۳۰۰ تا۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد بوده است. سنگ‌های میلونیتی شده در رژیم دمایی بیش‌تر۵۰۰-۴۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد و گاهی اندکی بیش‌تر از ۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. این شرایط دمایی قابل قیاس با شرایط دمایی در زون شیست سبز تا رخساره آمفیبولیت زیرین و یا در عمق تقریبی معادل ۱۰ کیلومتر در پوسته‌اند.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های ریزساختاری نشان‌دهندهٔ چهارنوع ریزساختار: ۱) ریزساختارهای ماگمایی، ۲) ریزساختار حالت جامد دما زیاد، ۳) ریزساختار حالت جامد دما کم، ۴) ریزساختار نیمه میلونیتی و میلونیتی در منطقه است. هم‌چنین پهنه‌های برشی شکل پذیر در شمال باختری و به‌صورت پراکنده در قسمت‌هایی از مرکز و در بخش‌های لوکوگرانیت‌های جنوب خاوری تودهٔ گرانیتی مرزیان ازنا، پهنه‌های برشی شکل‌پذیری به عرض چندمتر را با تغییرات ساختاری شدید و گسترش برگوارگی میلونیتی به نمایش می‌گذارند. از بررسی ساختاری این پهنه‌های برشی این نتایج به‌دست آمده است: ۱) تغییر ساختاری برشی ساده و شکل‌پذیر درپهنه‌های برشی باعث تبدیل سنگ گرانیتی و لوکوگرانیت‌ها به میلونیت گرانیت شده است. گسترش برگواره میلونیتی و نیز خطوارگی کشیده با موقعیت شمال باختری-جنوب خاوری و شمال شمال خاوری-جنوب باختری است، ۲) بررسی ریزساختارهای نامتقارن و معرف سمت و سوی حرکت مانند ساختار δ و σ، پولک ماهی و ساختارهای S-C و نیز پورفیروکلاست‌های پوششی δ و σ بیان‌گر کرنش نامتقارن و سمت و سوی حرکت راست‌بر در این پهنهٔ برشی است، ۳) بررسی تغییرات ساختاری در کوارتز،

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

فلدسپار، موسکویت و بیوتیت و چگونگی بازتبلور پویا در دانه‌های کوارتز، فلدسپار بیان‌گر آن است که تغییرات ساختاری در این پهنه‌های برشی در شرایط شیست سبز تا رخساره آمفیبولیت زیرین (۵۰۰-۳۰۰) رخ داده است، ۴) شواهد بافتی مانند پرشدن شکستگی‌های فلدسپارها با کوارتز و فلدسپار، وجود پرتیت لخطه‌ای، دلالت بر حضور مذاب حین دگرشکلی دارند، ۵) ایجاد خطوارگی قوی با کشیدگی کانی‌های دوباره متبلور شده، وجود پورفیروکلاست‌های پوشش‌دار نامتقارن و ایجاد بافت S-C و انواع ماکل دگرشکلی در بلور پلاژیوکلاز (خمیدگی ماکل پلاژیوکلازها) و تشکیل پرتیت شعله‌ایی، بیان‌گر شواهد بافت میلونیتی و ادامه دگرشکلی بعد از تبلور است، ۶) وجود سه نوع بیوتیت شامل بیوتیت‌های درشت اولیه که دچار کج‌شدگی و خمیدگی شده‌اند، بلورهای ریزشده بیوتیت که خمیره سنگ شده‌اند و بیوتیت‌های دگرسان شده، هم‌چنین شکستگی‌های متعدد ایجاد شده در فلدسپارها و بازتبلور در این کانی‌ها و نهایتاً ریزشدگی در درجه‌های مختلف دگرشکلی و خاموشی موجی در کوارتز، همگی مؤید تنوع تنش‌های زمین‌ساختی، هم‌زمان و بعد از جای‌گیری گرانیت مرزیان است و ۷) ریزساختارهای ماگمایی و حالت جامد دما زیاد به‌ترتیب در حضور گامه مذاب باقی‌مانده و پس از انجماد کامل توده، اما در دمای زیاد تشکیل می‌شوند. سایر دگرشکلی‌ها پس از جای‌گیری توده یعنی زمانی که ماگما به‌طور کامل متبلور و سرد شده، شکل گرفته‌اند. مجموع شواهد، بیان‌کنندهٔ این واقعیت است که پهنه‌های حالت ماگمایی و جامد دمای زیاد، هم زمان با جای‌گیری توده‌های گرانیتی و پهنه‌های حالت جامد دما کم، نیمه میلونیتی و میلونیتی حاصل فعالیت‌های پس از جای‌گیری توده گرانیتی هستند. تمرکز شدت دگرشکلی‌ها و توسعهٔ حالت‌های میلونیتی و نیمه‌میلونیتی در جنوب و جنوب خاوری و به‌صورت پراکنده در قسمت‌هایی از شمال باختری و مرکز توده را می‌توان به‌وجود پهنه‌های برشی موجود در این مناطق نسبت داد.

تشکر و قدردانی

از همکاری‌های معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان و گروه زمین‌شناسی که در بخش‌های مختلف این پژوهش ما یاری کردند سپاسگزاری می‌کنیم.

منابع

1. Berthe D., Choukroune, P., Jegouzo P.,"Orthogeneiss mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South American shear zone", Journal of Structural Geology 1 (1979) 31-42.
2. Lister G.S., Snoke A.W., "S-C mylonites" Journal of Structral Geology 6 (1984) 617-38.
3. Ramsay J.G., "Shear zone geometry: a review".Journal of Structural Geology, 2 (1980) 83-101.
4. Ramsay J.G., Huber M.I., "The techniques of modern structural geology" strain analysis, Academic Press, London, 1(1983).
5. Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonics", second ed., Springer, Berlin (2005).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

6. Isik V., "The ductile shear zone in granitoid of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Implications for the origin of the Tuzgölü basin during the Late Cretaceous extensional deformation", Journal of Asian Earth Sciences, 34 (2008) 507-521.

7. Mancktelow N.S., Pennacchioni G., "The control of precursor brittle fracture and fluid-rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones", Journal of Structural Geology, 27(2005) 645-661.

8. Pennacchioni G., "Control of the geometry of precursor brittle structures on the type of ductile shear zone in the Adamello tonalites, Southern Alps (Italy)", Journal of Structural Geology 27 (2005) 627-644.

۹. افشاریانزاده، ع. م.، *نقشه زمین‌شناسی خرم‌آباد به مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰*، خرم آباد (۱۳۷۱).

10. Thiele O.M., Alavi-Naini R., Assefi A., Hushmandzadeh K., Seyed-Emami, M. Zahedi., "Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map", Geological Survey of Iran, Tehran, 1:250000, N.E7 (1968).

۱۱. سهندی م.، ا، رادفر ج.، حسینی دوست، محجل م.، *نقشهٔ زمین‌شناسی شازند به مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰*، (۱۹۸۵).

12. Tullis J., Stu¨nitz H., Teyssier C., Heilbronner R., "Deformation and microstructures in quartzo-feldspathic rocks", Journal of the Virtual Explorer, 84 (2000) 547-568.

13. Mohajjel M. Fergusson C.L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Structural Geology 22 (2000) 1125- 1139.

14. Vernon R.H., Paterson S.R., "How extensive are subsolidus grain-shape changes in cooling granites", Lithos, 105 (2008) 42-50.

15. Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Nedelec A., Cuney M., "Submagmatic microfractures in granites", Geology, 20 (1992) 35-38.

16. Vernon R.H., Flood R.H., "Contrasting deformation and metamorphism of S and I type granitoids in the Lachlan Fold Belt, Eastern Australia", Tectonophysics, 219 (1987) 241-256.

17. Johnson S.E., Vernon R. H., Upton P., "Foliation development and progressive strain-rate partitioning in the crystallizing carapace of a tonalite pluton: microstructural evidence and numerical modeling", Journal of Structural Geology, 26 (2006) 1845-1865.

18. Vernon R.H., "A practical guide to rock microstructure", Cambridge university Press, United Kingdom, (2004).

19. Pryer L.L., Robin P.Y.F., "Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite", Journal of Metamorphic Geology, 14 (1995) 645-658.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]

20. Bell T.H., Johnson S.E., "The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and k-feldespar in the woodroffe thrust mylonite zone, central Australia", Journal of Metamorphic Geology. 7 (1989) 151-168.
21. Bouchez J.L., Guillet P., Chevalier F., "Structures d'écoulements liés à la mise en place du granite de Guérande (Loire Atlantique, France)", Bulletin Société Géologique France 7/XXIII, (1990) 387-399.
22. Brown W.L., Parsons I., "Alkali feldspars, ordering rates, phase transformations and behaviour diagrams for igneous rocks", Mineralogical Magazine, 53 (1981) 25-42.
23. Ten Grotenhui S.M, Trouw R.A.J., Passchier C.W., "Evolution of mica fish in mylonitic rocks", Tectonophysics 372 (2003) 1-21.
24. Hirth G., Tullis J., "Dislocation creep regimes in quartz aggregates", Journal of Structural Geology, 14 (1992) 145-159.
25. Nyman M.W., Law R.D., Smelik E., "Cataclastic deformation mechanism for the development of core-mantle structures in amphibole", Geology, 20 (1992) 455-458.
26. Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., "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 24 (2002) 1861-1884.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-19]