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

اسماعیل درویشی، محمود خلیلی، علیرضا ندیمی؛ دانشگاه اصفهان، گروه زمین شناسی _{دریافت ۹۳/۲/۷} پذیرش ۹۳/۱۰/۳

چکیدہ

تودهٔ گرانیتی مرزیان ازنا یکی از جمله تودههای نفوذی متعدد پهنهٔ ساختاری سنندج- سیرجان است که دارای ترکیب سنگ شناسی لو کو گرانیت، گرانیت و گرانودیوریت است. هم چنین در هالهٔ همبری این توده (کردیریت و آندالوزیت شیست) لو کو گرانیت های تورمالین و گارنتدار، آپلیت، پکماتیت، سنگ های میلونیتی شده و میگماتیت های تزریقی رخنمون دارند. کانی های عمده آن ها شامل کوارتز، پلاژیو کلاز، فلد سپار پتاسیم دار، بیوتیت، موسکویت، تورمالین، گارنت است. بررسی های ساختاری بیان گر وجود پهنه های برشی به ویژه در قسمت های جنوب خاوری و با روندهای شمال باختری- جنوب خاوری، شمال، شمال خاوری- جنوب، جنوب باختری است و بررسی های ریز ساختاری نشان دهندهٔ وجود چهار نوع ریز ساختار. ۱) ریز ساختارهای ماگمایی، ۲) ریز ساختار حالت جامد دما بالا، ۲) ریز ساختار حالت جامد کم دما، ۴) ریز ساختار نیمه میلونیتی و میلونیتی در منطقه است.

پهنههای برشی اکثر سنگهای منطقه را تحت تأثیر قرار میدهد. نشان گرهای سوی برش مانند فابریک C-S-C پورفیروکلاست و پورفیروبلاستهای نامتقارن، کینک نوارهای شکن بیوتیت و فلدسپارها، میکاها و آندالوزیتهای ماهی گون و ریزساختارهای دومینو و بودین شده فلدسپار و تورمالین بیان گر تغییرات شکل پذیر 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 سانتی گراد)، همزمان با جای گیری تودههای گرانیتی روی داده است و پهنههای حالت جامد کم دما، نیمه میلونیتی و میلونیتی و ساختارهای شکننده حاصل فعالیتهای پس از

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

*نویسنده مسئول geo.edarvishi@gmail.com

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 نشان گر 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 اَن 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 کانی ها 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 شکل گیری 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 شکل گیری و تکامل پهنههای برشی منطقه در این مقاله تفسیر و تحلیل می شود.

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 \$ طبقهبندی كرد. با توجه به این كه تودهها درون فیلیتهای همدان- گلپایگان (ژوراسیك میانی) نفوذ كرده 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 اشکاری 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 ۲٬۰۵۳ م. هاهر 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 می شود [۱۳].



شکل۱. نقشهٔ زمینشناسی منطقه بررسی شده (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰ 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 ۲۰۰ الی ساختارهای کوهزاد زاگرس کشیده شدهاند از لحاظ فراوانی کمتر ولی معمولاً مرزهای بیرونی واحدهای بیرون زده را تشکیل میدهند (شکل ۳ الف و ب). سامانه گسلهای با روند شمال باختری حستند که از آزیموتهای ۲۰۰ الی ساختارهای کوهزاد زاگرس کشیده شدهاند از لحاظ فراوانی کمتر ولی معمولاً مرزهای بیرونی واحدهای بیرون زده را تشکیل میدهند (شکل ۳). 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 ۲۳ ایستگاه مسیر خود به گسلهای شمال باختری-جنوب خاوری متصل میشوند. در یک مقیاس دیگر درزها در ۲۳ ایستگاه ساختارها متأثر از حرکات گساهای بزرگ نیز هستند.



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 عمل کرد 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) عمل کرد برشی راستبر و راندگی دارند (شکل ۳)، که ممکن است در طی حرکتهای فشارشی و برشی راستبر منطقه تشکیل شده باشند (شکل ۲). شکل ۴ ب تصویر دانهٔ فلدسپار در لوکوگرانیت منطقه که سامانه برشی چب بر دارد را نمایش می دهد. سنگهای گرانیتی میلونیتی شده در پهنههای برشی بررسی شده از دو بخش زمینه و پرفیروکلاست تشکیل شده 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 به صورت دو سطح S و C دیده میشود (شکل ۴ الف). این برگوارهها از تجمع و سمت گیری ترجیحی ریزدانههای کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و کلریت میشود (شکل ۴ الف). این برگوارها از تجمع و سمت گیری ترجیحی ریزدانههای کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و کلریت

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:



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 به تر تیب نقاط تجمعی بیش ترین 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 توده (شکل۱) بهخوبی گسترش یافتهاند. در این بخش کانیها دگرشکلی کمی از خود نشان میدهند، که بیش تر به صورت خاموشی موجی در کوار تز دیده می شود و یا در حالت نیمه ماگمایی بلورهای فلدسپار دچار شکستگی شده اند علت این امر وجود صفحات رخ و ماکل در دانه های فلدسپار است [۱۴]. بنا براین در حالت کلی، کانی ها ساختار و شکل اولیه خود را حفظ کرده اند. این ریز ساختار ها نشان از آن دارد که در بخش های مزبور پهنه های برشی به وجود 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 [1۵]. به اعتقاد جانسون ^۱ [۱۲] و ورنون^۲ [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 ۲ 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]. و مود همهٔ شواهد مذکور حاکی از عمل کرد تنش های 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 ناز ک 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، جای گزین 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

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. (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 نشان گر 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^۳ 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^{*}، 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^۵ 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 به صورت نوارهایی درآمدهاند، این نوارها خاموشی موجی از نوع پینهای^۶ و دانههای نسبتاً درشت دارند و نیز شکستگیها و نوارهای برشی از ریزساختارهای متداول در این

- 5. Kinking
- 6. Patchy

^{3.} Monocrystalline

^{4.} Healed microbreccia

سنگهاست. مرز دانهها بهدلیل مهاجرت مرز دانهای^۷ و یا لختهای[^] در آمده است و بازتبلور پویا از نوع قلمبهای[°] 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 می،شوند. فلدسیارها 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 ٔ 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 نشان گر 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'' 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 می تواند 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 '' و همکاران [۲۱] و برون '' و همکاران [۲۲]، تودههای گرانیتی طی جایگزینی و همچنین بعد از جایگزینی به شکلهای متفاوتی دچار دگرشکلی می شوند، از این رو، این گرانیت ها می توانند شاخص های مفیدی از دگرشکلی های 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 می شود. این کانی در بعضی قسمتها در حال تبدیل به سیلیمانیت است که نشان گر 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 6 و ۵ 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 بیان گر سامانههای برشی

^{7.} Grain boundary migration

^{8.} Lobate

Bulging Recrystallization or BLG
 Domino type fragmented porphyroclast

^{11.} Flame

¹² Bouchez

¹³ Brown

راستبر در منطقه است (شکل۹). درشت بلورهای آندالوزیت در برخی بخشها در اثر نیروی کشش بودین شدهاند و اندازهٔ آنها پس از کشیدگی ۲۰ بیش از ۴۰ سانتی متر می رسند. بیشینهٔ مقدار این کشیدگی ۲۰ بر اساس (L₁-L₀/L₀) برابر حدود ۲/۳ به دست آمده است (L ded اولیه و L ded ثانویه است). فضای میان بودینها با کوارتز پر شده که نشان گر رشد کوارتزها و یا نفوذ رگههای سیلیسی بعد از عمل کرد گامه کششی در منطقه است. بلورهای تورمالین در نمونهٔ دستی با رنگ کاملاً سیاه و به مورتهای لخصای دا ز عمل کرد گامه کششی در منطقه است. بلورهای تورمالین در نمونهٔ دستی با رنگ کاملاً سیاه و به صورتهای لکها، لختها و یا انبوهی از دانههای ریز و متوسط تا درشتدانه قابل نمونهٔ دستی با رنگ کاملاً سیاه و به صورتهای لکها، لختها و یا انبوهی از دانههای ریز و متوسط تا درشتدانه قابل رویت هستند (شکل ۱۰ الف). این بلورها بیش تر با فلدسپار، کوارتز و موسکویت همراه است و به همین دلیل رابطهٔ تنگاتنگی با این کانیها به خصوص فلدسپارها دارند. در نور طبیعی دارای پلئوکروئیسم سبز متمایل به سیاه (سبز لجنی تا قهوهای) و نارنجی هستند. این کانی مقاوم دراثر دگر منطقه است و برخی منان در استا تهوهای از دانههای ریز و متوسط تا درشتدانه قابل رویت هستند (شکل ۱۰ الف). این بلورها بیش تر با فلدسپار، کوارتز و موسکویت همراه است و به همین دلیل رابطهٔ تنگاتنگی با این کانیها به خصوص فلدسپارها دارند. در نور طبیعی دارای پلئوکروئیسم سبز متمایل به سیاه (سبز لجنی ساختارهای بودین و دومینو در آنها قابل تشخیص است و برای واکاوی ساختاری استفاده شده و بیان گر نیروهای برشی چپ بر در منطقه است (شکل ۱۰).

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)، (XPL=کوارتز، Bt=بیوتیت، Pl = پلاژیوکلاز)

14. Extension



شکل ۶. الف) پرتیت رشته ای و شعله ای در گرانیتها، ب) باز تبلور در کانی کوار تز(تصاویر XPL)



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

پورفیروکلاستها به دو شکل 6 و ۵ تشکیل شدهاند و دنبالهها در برخی آنها طویل و در دو سوی آنها دیده می شوند. می شوند. نوارهای برشی به دو شکل C و S در سنگهای میلونیتی شده پهنههای برشی بررسی شده دیده می شوند. هم چنین دانههای کشیده فلدسپار، کوارتز و بیوتیت سطوح S را به وجود آورده و سطوح C بر گوارگی اصلی میلونیتی است که از اجتماع و سمتگیری موسکویت، بیوتیت، سطوح S را به وجود آورده و سطوح C برگوارگی اصلی میلونیتی شده په نه می تعدید تبلور یافته کوارتز و فلدسپار تشکیل است که از اجتماع و سمتگیری موسکویت، بیوتیت، سطوح S را به وجود آورده و سطوح C برگوارگی اصلی میلونیتی شده اند. این سطوح تقریباً صاف و ممتد و با زاویهٔ ۵ تا ۳۰ درجه با سطوح S دیده می شوند (شکلهای ۴الف). میکاهای شده اند. این سطوح تقریباً صاف و ممتد و با زاویهٔ ۵ تا ۳۰ درجه با سطوح S دیده می شوند (شکلهای ۴الف). میکاهای ماهی گون از ریز ساختارهای دیگری است که در سنگهای میلونیتی زونهای برشی بررسی شده دیده می شوند. کانی ماهی گون از ریز ساختارهای دیگری است که در سنگهای میلونیتی زونهای برشی بررسی شده دیده می شوند. ریز ساختارهای ماهی گون را به خوبی به نمایش می گذارند (شکل ۷ الف). ویژگیهای هندسی این ریز ساختارها در ریز ساختارهای ماهی گون را به خوبی به نمایش می گذارند (شکل ۷ الف). ویژگیهای هندسی این ریز ساختارها در این بیه به مای رشی به گروههای ۲۰۱ و ۶ از رده بندی که تن گروتنهیو^{۵۱} و همکاران ارائه کرده در این بی برسی شده و ارتباط آنها با برگوارگی میلونیتی و نوارهای برشی بیان گر آن است که ریز ساختارهای ماهی گون میکا در این په نههای برشی به گروههای ۲۰۱ و۶ از رده بندی که تن گروتنهیو^{۵۱} و همکاران ارائه کرده در این ریز ساختارهای شهی گون میکان از ائه کرده در این ریز ساختارهای شمی گون میکان از ائه کرده در از ۳]



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



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

بر آورد دما هنگام دگرشکلی در پهنههای برشی

ریزساختارهای ایجاد شده در کانیها طی تغییرات ساختاری در پهنهای برشی شکل پذیر 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 رفتار کوارتز، 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 ۲۰۰ درجهٔ سانتیگراد، زیرساختارهای

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 می گذارند. 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 ${
m C}$ ۲۰۰۰–۳۰۰ 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 می گیرد. فلدسپارها این شرایط دمایی را با گسترش شکستگیهای ریز، خاموشی موجی، کینک نوارهای شکن، گسترش ماکلهای دگرشکل و نیز پرتیتهای شعلهای به نمایش می گذارند. بازتبلور پویا به مقدار اندک در کرانههای فلدسپارها در این شرایط دمایی آغاز می شود [۵]. در شرایط دمایی بالا ([°]C ۵۰۰ C) بازتبلور پویا در این شرایط به صورت GBM و تحت تأثیر فرآیندهای بازتبلور و مهاجرت مرز دانه صورت می گیرد [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 تجربي نشان ميدهد كه بازتبلور پلاژيوكلاز در دماي حدود ۵۰۰ درجهٔ سانتي گراد اتفاق مي افتد [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 تا ۵۰۰ درجهٔ سانتی گراد بوده است. سنگهای میلونیتی شده در رژیم دمایی بیشتر ۵۰۰-۴۰۰ درجهٔ سانتی گراد و گاهی اندکی بیشتر از ۵۰۰ درجهٔ سانتیگراد تشکیل شدهاند. این شرایط دمایی قابل قیاس با شرایط دمایی در زون شیست سبز تا رخساره آمفيبوليت زيرين و يا در عمق تقريبي معادل ۱۰ كيلومتر در پوستهاند.

نتيجهگيرى

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 گو ۵، پولک ماهی و ساختارهای S-C و نیز پورفیروکلاستهای پوششی § و ۲ بیان گرنش نامتقارن و سمت و سوی حرکت راستبر در این پهنهٔ برشی است، ۳) بررسی تغییرات ساختاری در کوارتز،

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 $S ext{-}C$ و انواع ماکل دگرشکلی در بلور پلاژیوکلاز (خمیدگی ماکل پلاژیوکلازها) و تشکیل پرتیت شعلهایی، بیان گر 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 فلدسیارها 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 جای گیری 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، بیان کنندهٔ این واقعیت است که پهنههای حالت ماگمایی و جامد دمای زیاد، هم زمان با جای گیری 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

- 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).

- 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.
- 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.
- 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 زمین شناسی خرم آباد به مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، خرم آباد (۱۳۷۱).

 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.، ۱، رادفر ج.، حسینی دوست، محجل م.، نقشهٔ زمین *شناسی شازند به مقیاس ۱/۱۰۰۰۰*، (۱۹۸۵).

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

- 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.
- 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.