

واکاوی ریزساختار در برآورد شرایط دگرریختی گرانیتوئید بی بی مریم، شمال پهنه‌ی جوش خورده‌ی سیستان، خاور ایران

زینب اعتمادخواه^{۱*}، محمد مهدی خطیب^۲، محمد حسین زرین کوب^۲

۱- دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۲- استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۲/۱۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۹/۱۲

چکیده

گرانیتوئید بی بی مریم با روند کلی شمال باختر- جنوب خاور به درون مجموعه‌ی افیولیتی نه‌بندان، در شمال پهنه‌ی جوش خورده سیستان نفوذ کرده است. این توده با جنبش هم‌زمان با زمین‌ساخت در خلال جایگیری و سردشدگی، ثبت‌کننده‌ی رویدادهای زمین‌شناختی هر چند کوتاه مدت مرتبط با دگرریختی پوسته است. گسترش ریزساختارهای حالت ماگمایی تا حالت جامد دما پایین در این توده، گویای فرگشت ریزساختاری با کاهش محتوای مذاب در هنگام تبلور است. وجود شواهد آشکار از دگرریختی در حضور مذاب و ریزساخت‌های حالت جامد دمای بالا روشن‌گر گسترش فابریک‌ها در هنگام و یا اندکی پس از تبلور کامل ماگما است. با ادامه‌ی دگرریختی، فابریک‌های دما پایین همچون چرخش در دانه‌های دوباره تبلور یافته‌ی کوارتز، سوگیری خرد دانه‌های کوارتز و ریزگسل‌ها در فلدسپار گسترش یافته‌اند. تراژکتوری برگواگی‌ها در سراسر توده نمایانگر راستای عمومی شمال باختر- جنوب خاور است. وجود ریزساخت‌های هم‌زمان ماگمایی و سازگاری فابریک‌های صفحه‌ای حالت جامد مزوسکوپی با راستای عمومی ساختارهای اصلی، گویای پیوستگی زمانی گسترش فابریک‌ها با دگرریختی در این بخش از پهنه‌ی سیستان است.

واژه‌های کلیدی: پهنه‌ی جوش خورده سیستان، جهت‌یابی ترجیحی، ریزساخت، گرانیتوئید، نه‌بندان.

مقدمه

تأثیر کرنش زمین‌ساخت ناحیه‌ای است. از سوی دیگر، نبود همخوانی میان این ساختارها، نقش فرایندهای درونی محفظه‌ی ماگمایی را برجسته می‌کند. مشاهدات ریزساختاری بر پایه‌ی شناسایی روابط دمایی و دگرریختی کانی‌ها استوار است. ارتباط متقابل میان کانی‌ها، آرایش دانه‌ها و ساختارهای درون بلوری در شناسایی رفتار سنگ در زمان شکل‌گیری فابریک‌ها کارگشا است (گاپایس و بربریان، ۱۹۸۶؛ هیبارد، ۱۹۸۷). پژوهش پیش رو به شرایط دگرریختی و گسترش فابریک‌ها، ارتباط زمانی آن با جایگیری و تشخیص دگرریختی‌ها در توده‌ی گرانیتوئید بی بی مریم واقع در شمال پهنه‌ی جوش خورده سیستان در خاور ایران (شکل ۱) پرداخته است.

محدوده مورد مطالعه**جایگاه زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری توده**

گرانیتوئید بی بی مریم با راستای کشیدگی شمال باختر- جنوب خاور و گسترش تقریبی ۵ کیلومتر مربع، دربرگیرنده‌ی بدنه‌ی اصلی تونالیتی به همراه دایک و استوک‌های گرانودیوریتی است که توسط مجموعه‌ی افیولیتی نه‌بندان (با سن کرتاسه‌ی پسین؛ تیرول و همکاران، ۱۹۸۳)، کنگلومرای الیگومیوسن و ماسه‌های آبرفتی احاطه شده است (شکل ۱ ب). بیشترین فراوانی کانی در تونالیت‌ها پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت است و به‌طور محلی آمفیبول، آپاتیت و زیرکن نیز وجود دارند. کوارتز، سدیم پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار به‌عنوان کانی‌های سنگ‌ساز اصلی، گارنت و آپاتیت نیز کانی‌های جانبی واحد گرانودیوریتی را می‌سازند. آثار حرارتی توده بر روی سنگ‌های افیولیتی دیده می‌شود. با این وجود، هاله‌ی دگرگونی در پیرامون این توده گسترش چندانی ندارد که ممکن است به دلیل رابطه‌ی حرارتی توده با سنگ‌های

در خلال کرتاسه‌ی پسین تا سنوزوئیک پیشین در بخش‌های گسترده‌ای از زون‌های ساختاری ایران به ویژه در ایران مرکزی، سنندج-سیرجان، ارومیه-دختر، البرز-آذربایجان، نوار ماگمایی زاهدان-سراوان و خاور ایران توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی جایگیری شده‌اند. مشاهدات ریزساختارها در برخی از این توده‌ها گویای هم‌زمانی یا غیرهم‌زمانی گسترش فابریک‌ها و جنبش زمین‌ساختی است (رضائی کهخائی و همکاران، ۱۳۸۸؛ شیبی و همکاران، ۲۰۱۲؛ صادقیان و همکاران، ۲۰۰۵). با وجود اینکه ساختارهای میکروسکوپی و ماکروسکوپی در توده‌های نفوذی، نشانه‌های برجسته‌ای از کینماتیک جایگیری ماگما را فراهم می‌سازند و به‌عنوان نشانگرهای کمابیش مستقیم از تنش دیرینه به حساب می‌آیند (پترسون و همکاران، ۱۹۹۸) ولی جای خالی اینگونه پژوهش‌ها و درک روابط مکان/زمان/دما/دگرریختی در توده‌های گرانیتوئیدی پهنه‌ی جوش خورده‌ی سیستان مشهود به نظر می‌آید. فابریک‌های ریزساختاری در این توده‌ها ممکن است در حالت ماگمایی یا در ارتباط با دگرریختی حالت جامد گسترش یافته باشند. فابریک‌های ماگمایی، نتیجه‌ی جهت‌یابی ترجیحی کانی‌های ماگمایی در هنگام جایگیری مذاب (بوشه و همکاران، ۱۹۹۰؛ پترسون و همکاران، ۱۹۹۸) و فابریک‌های حالت جامد برآمده از تأثیر دگرریختی متعاقب آن است. ماهیت فابریک‌های گسترش یافته در توده‌ی نفوذی، توسط عوامل گوناگونی مانند فرایندهای درونی محفظه‌ی ماگمایی یا دگرریختی ناحیه‌ای و یا ترکیبی از این دو در هنگام جایگیری کنترل می‌شود (پترسون و همکاران، ۱۹۹۸). قیاس میان ساختارهای جهت-یابی شده در سنگ میزبان و فابریک‌های دگرریختی در توده‌ی نفوذی و انطباق آن‌ها روشنگر غالب بودن

مشاهدات ریزساختارها: فابریک‌های حالت ماگمایی ثبت شده در توده‌ی نفوذی معرف شرایط بالای سالیدوس و هنگام تبلور است؛ در حالی که فابریک‌های حالت جامد، وضعیت ساب‌سالیدوس را شرح می‌دهند. بر پایه میزان کرنش، بافت کانی و اندازه‌ی دانه‌ها، پنج نوع ریزساخت در گرانیتوئید بی‌بی مریم شناسایی شده است.

- جریان ماگمایی (ریزساختار ۱)

در اثنای فرآیند تبلور ماگما، چنانچه درصد حجمی بخش مذاب از کسر بحرانی آن (معمولاً تا ۳۰ درصد در نظر گرفته می‌شود؛ ورنان و همکاران، ۱۹۸۸) فراتر رود، جابجایی مذاب همراه با چرخش بلورهای صلب بدون برخورد میان بلوری مشهود که منجر به دگرریختی پلاستیک شود، به گسترش ریزساخت‌ها در حالت جریان ماگمایی می‌انجامد (شکل ۲) (پترسون و همکاران، ۱۹۸۹). در این حالت، ماگما مانند سیال نیوتونی رفتار می‌کند. این ریزساخت‌ها در بخش باختری گرانیتوئید بی‌بی مریم گسترش یافته‌اند و شاخص‌های ذکر شده در زیر از شواهد اینگونه فابریک‌ها است.

-جهت‌یابی ترجیحی بلورهای خوش‌وجه: شاخص‌ترین ویژگی جهت تمیز جریان ماگمایی، جهت‌یابی ترجیحی بلورها بدون دگرریختی درونی است. لازمه‌ی تحقق این رویداد، وجود مذاب کافی جهت دگرریختی ناشی از چرخش بلورها بدون تداخل چشمگیر با کانی‌های مجاور است. مشخصه‌ی این حالت، جهت‌یابی کانی‌های آلکالی فلدسپار یا پلاژیوکلاز خوش‌وجه است، زیرا جهت‌یابی آن‌ها تنها در حضور مذاب انجام می‌شود و در حالت جامد به صورت بلورهای خوش‌وجه یافت نمی‌شوند (شکل ۳ الف). اگرچه برگوارگی ماگمایی در تونالیت‌ها بیشتر ناشی از جهت‌گیری هورنبلند یا بیوتیت است (بیتمن و همکاران، ۱۹۶۳ و ۱۹۸۳)، با این وجود، بیوتیت و هورنبلند هم در حالت ماگمایی و هم در

میزبان در نتیجه‌ی اختلاف حرارت کم میان توده و سنگ‌های گرم دربردارنده باشد (پترسون و همکاران، ۱۹۸۹). پهنه‌ی سیستان تحت‌تأثیر انواع گوناگونی از سنگ‌های آذرین در گستره‌ی کرتاسه پسین تا کواترنر قرار گرفته است (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲). توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی با خصلت ژئوشیمیایی آداکیتی در گستره‌ی سنی ۷۱-۸۶ میلیون سال پیش (زرین‌کوب و همکاران، ۲۰۱۲)، ماگماتیسیم گسترده‌ی کالک-آلکالن از ائوسن میانی تا الیگوسن (۲۵-۴۵ میلیون سال پیش؛ پنگ و همکاران، ۲۰۱۳) و بازالت‌های درون صفحه‌ای از اواسط میوسن تا کواترنری (پنگ و همکاران، ۲۰۱۲) در خاور ایران جایگیری شده‌اند. گرانیتوئید بی‌بی مریم با سن کرتاسه‌ی پسین $(71/5 \pm 0/6)$ میلیون سال پیش؛ زرین‌کوب و همکاران، ۱۳۹۰) در شمال پهنه‌ی سیستان و در بخش میانی پهنه‌ی برشی نه‌بندان واقع است. راستای عمومی ساختارهای زمین‌شناسی و پهنه‌ی برشی نه‌بندان در این بخش از سیستان، شمال باختر- جنوب خاور است (شکل ۱)، در حالی که به سوی بخش‌های شمالی‌تر، روند عمومی پهنه دگرریختی به خاوری- باختری می‌گراید (بربریان و همکاران، ۲۰۰۰). در گرانیتوئید بی‌بی مریم، برگوارگی‌هایی با سوگیری اغلب بیوتیت (با راستای عمومی NW-SE) به‌طور محلی در برخی بخش‌های توده و به‌ویژه در حواشی آن گسترش یافته‌اند که هم‌راستا با روند ساختارهای اصلی این منطقه است.

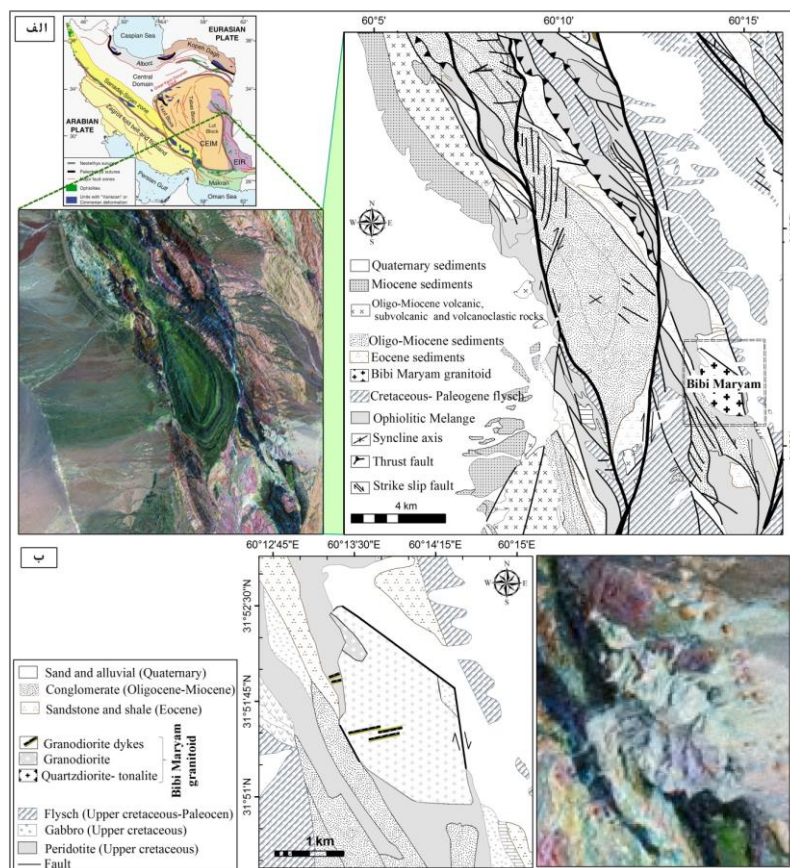
مواد و روش‌ها

برای مشاهدات ریزساختاری فراگیر، جهت‌شناسایی مراحل گوناگون تبلور ماگما و تاریخچه سردشدگی، نمونه‌هایی از ۳۵ ایستگاه، برای آماده‌سازی مقطع نازک از سراسر توده برداشت شده است.

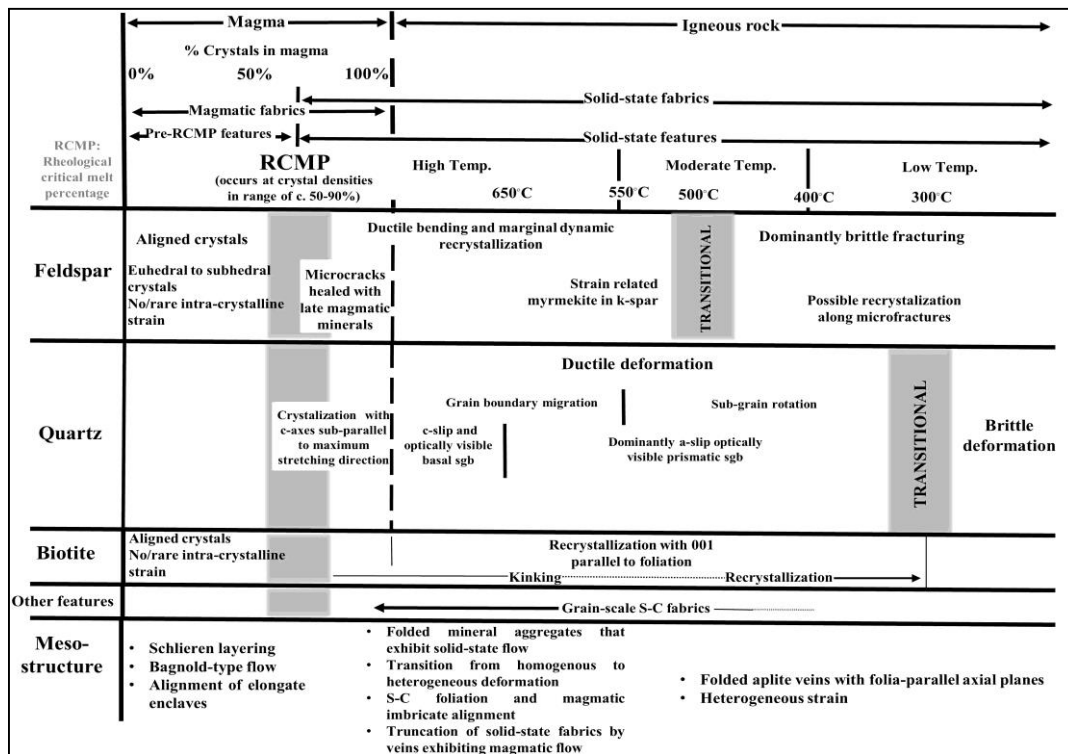
با منشأ آذرین، زون بندی متناب و نبود خردشدگی در بلورهای فلدسپار است.
- فقدان فابریک‌های دگرریختی: در این حالت بلورها بدون شواهد بارزی از دگرریختی شکل می‌گیرند. وجود بلورهای خوش‌وجه یا نیمه‌خوش‌وجه کوارتز بدون حواشی خرد شده‌ی بارز (شکل ۳ ب)، که در آن‌ها تنها ممکن است خاموشی موجی اندکی دیده شود. دانه‌های بی‌ویژگی فاقد هرگونه خاموشی موجی یا خمش هستند و دانه‌های فلدسپار نیز شواهد دگرریختی پلاستیک را در خود ثبت نکرده‌اند.

حالت جامد جهت‌یابی می‌شوند، از اینرو کمتر قابل اعتمادند. کوارتز در حالت ماگمایی نیز جهت‌یابی ترجیحی قوی ندارد. هم‌چنین کوارتز نسبت به دیگر کانی‌ها با سهولت بیشتری تحت دگرریختی پلاستیک کشیده می‌شود و بیشتر به‌عنوان نشانگر حساس جریان حالت جامد کارایی دارد (مار، ۱۹۸۶).

- زون بندی متناب: این ریزساختارها مشخصه‌ی حالت ماگمایی هستند. از مشخصات ریزساختارهای



شکل ۱: الف) جایگاه پهنه‌ی جوش خورده سیستان در خاور ایران (برگرفته از باکس و همکاران، ۲۰۱۳) و مشخص کردن گستره‌ی مورد بررسی، تصویر ماهواره‌ای و نقشه‌ی زمین‌شناسی توده‌ی گرانیتوئیدی بی بی مریم و پیرامون آن (تصحیح شده‌ی نقشه‌های سازمان زمین‌شناسی کشور با مقیاس ۱:۱۰۰ ۰۰۰؛ ۱:۱۰۰ ۰۰۰ و ۱:۲۵۰ ۰۰۰؛ علوی‌نائینی، ۱۹۹۰)، ب) تصویر ماهواره‌ای و واحدهای سنگی در مجموعه‌ی گرانیتوئیدی بی بی مریم.



شکل ۲: گردآوری معیارهای شناسایی فابریک‌های ماگمایی تا حالت جامد (طرح پایه از اسکافیلد و همکاران، ۱۹۹۶؛ مابقی داده‌ها از منابع ذکر شده در متن گردآوری شده است).

ریزشکستگی‌های گوه‌ای شکل در بلورهای پلاژیوکلاز در گرانیتوئید بی‌بی مریم، که توسط مذاب باقی مانده مانند کوارتز یا فلدسپار پر شده‌اند نمونه‌هایی از این دست‌اند (شکل ۳ ج).

دگرریختی درون بلوری: دگرریختی درون بلوری دانه‌های کوارتز ممکن است در حضور مذاب، تحت تنش و دمای مناسب ($1\text{MPa} <$ و $700\text{--}800^\circ\text{C}$) در گرانیت‌ها گسترش می‌یابد (راتر و نویمان، ۱۹۹۵). شواهدی همچون خاموشی موجی و تا اندازه‌ای شکل‌گیری خرد دانه‌ها و تبلور دوباره در کوارتز در صورت حفظ بافت کلی آذرین، می‌تواند به‌عنوان دگرریختی ساب‌ماگمایی به حساب آید (بوشه و گلز، ۱۹۹۵). دگرریختی دوقلویی و دوقلوهای خمیده در فلدسپار، ممکن است در حالت ساب‌ماگمایی نیز گسترش یابد. با این وجود، این-گونه ساختارها به تنهایی، حضور مذاب در هنگام

جریان ساب‌ماگمایی (ریزساختار ۲): با کاهش دما، تا هنگامی که درصد حجمی بخش مذاب در هنگام تبلور، کمتر از کسر بحرانی برای جریان یافتن ماگما باشد، دگرریختی مرتبط با جریان مذاب و بلورها با همراهی دگرریختی پلاستیک بلوری به گسترش ریزساخت‌های ساب‌ماگمایی می‌انجامد (شکل ۲) (بلنکینسوپ، ۲۰۰۰). این گروه از ریزساخت‌ها معمولاً با شواهد زیر همراه هستند:

کاتاکلاسیس! از ساختارهای معرف شرایط ساب-ماگمایی، کاتاکلاسیس بلورها است. هم‌زمان با افزایش ویسکوزیته و تداخل میان بلوری، ماگما در برابر تنش‌های اعمالی، رفتاری شبیه جسم صلب دارد. در این حالت دگرشکلی شکنا در حضور مذاب باقی مانده حاصل می‌گردد (بوشه و همکاران، ۱۹۹۲؛ کارلستروم و همکاران، ۱۹۹۳؛ هیبارد، ۱۹۸۷).

در برخی ایستگاه‌ها، فلدسپارها دگرریختی شکل-پذیر و تبلور دوباره را نشان می‌دهند، که گویای دمای بالای 450°C است (مک‌کفری و همکاران، ۱۹۹۹). فنوکریست‌های آلکالی فلدسپار شواهدی از پرتیت‌های شعله‌ای را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳ ح). شکل‌گیری رشته‌های پرتیت متأثر از دگرریختی، معمولاً جهت‌یابی نشان می‌دهند و نسبت به بلورهای موجود در گرانیتوئیدهای دگرریخت نشده فراوانی بیشتری دارند، در این حالت جهت‌یابی ترجیحی رشته‌های پرتیت کم و بیش همراستای سوگیری غالب برگواری‌ها است (ورنان، ۱۹۹۹؛ هیپرت، ۱۹۸۸).

- جریان حالت جامد دما پایین (LT) و کرنش قابل توجه (ریزساختار ۵): دگرریختی تحت شرایط دما پایین رفتار گوناگونی را در کوارتز و فلدسپار نمایان می‌سازد. فلدسپار، رفتار شکنا نشان می‌دهد (شکل ۲)، در حالی که کوارتز به صورت شکل‌پذیر توسط جابجایی ناقص^۶ و خزش^۷ دگرریخت می‌شود. ریزساخت‌های دگرریختی دما پایین برای هر کانی به شرح زیر توصیف شده‌اند:

- کوارتز: با کاهش دما و ادامه دگرریختی، تبلور دوباره با برآمدگی^۸ در دانه‌های کوارتز شکل می‌گیرد. هم‌چنین چرخش در دانه‌های دوباره تبلور یافته به سوگیری خرد دانه‌های کوچک کم و بیش هم اندازه‌ی کوارتز می‌انجامد (شکل ۳ ط) که هم-راستای سطوح برگواری غالب قرار می‌گیرند (تریمبای و همکاران، ۱۹۹۸).

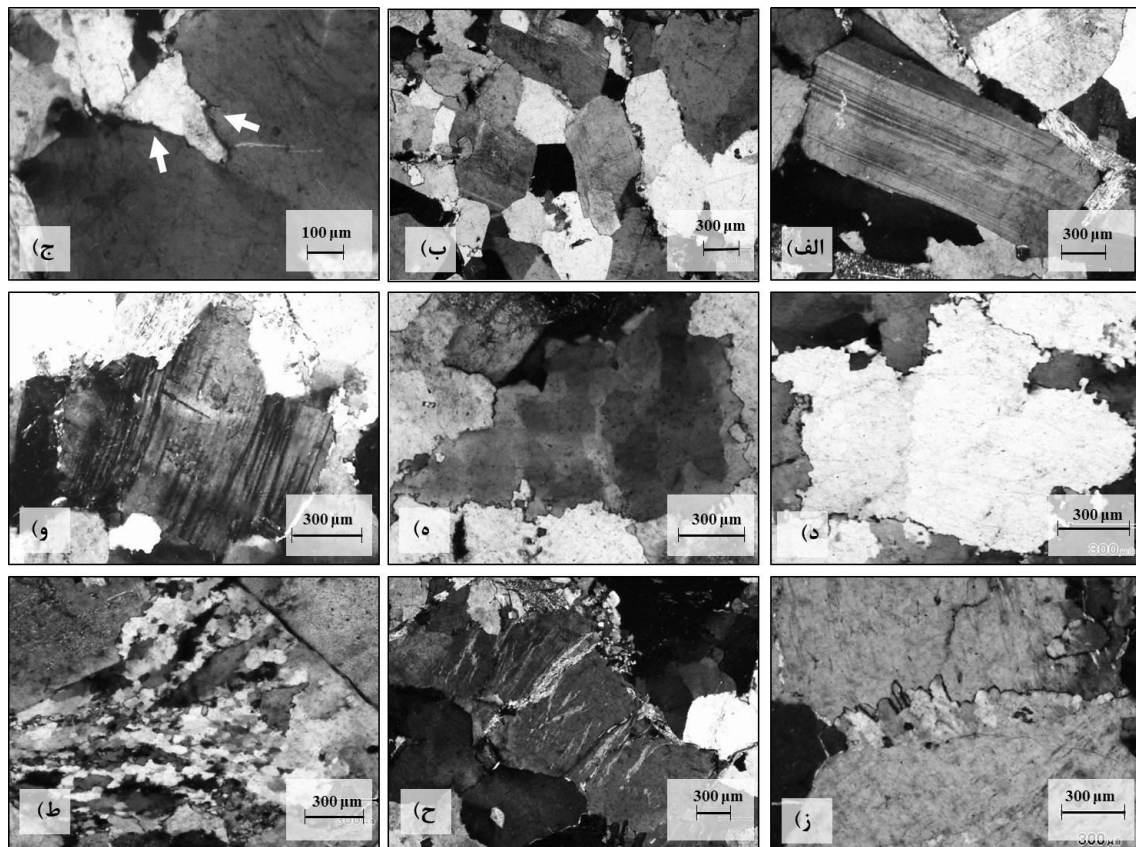
- بیوتیت: در برخی ایستگاه‌ها بیوتیت و دانه‌های کوارتز با طرح روبانی، فابریک‌های گنیس مانند را شکل داده‌اند (شکل ۴ الف). بیوتیت‌های دگرریخت شده گاه به صورت ماهی‌گون درآمده‌اند (شکل ۴ د) و گاه به صورت جهت‌یابی شده در پیرامون پلاژیوکلازهای دگرریخت شده آناستاموس شده‌اند (شکل ۴ ب).

دگرریختی را تأیید نمی‌کند، زیرا در شرایط حالت جامد نیز مشاهده می‌گردند.

گسترش ریزساخت‌های حالت جامد به گستره‌ی دمایی بالا (450°C)، متوسط (400°C - 550°C) و پایین (400°C) قابل تفکیک است.

- جریان حالت جامد دما بالا (HT) (ریزساختار ۳): ریزساختارهای دمای بالا نمایانگر کرنش شکل‌پذیر در پایان یا اندکی پس از تبلور ماگما است (شکل ۲). کوارتز در شرایط دمای بالا (600°C - 500°C)، ویژگی‌هایی همچون شکل‌گیری خرد دانه‌ها و مهاجرت مرز دانه^۹ را نمایش می‌دهد (شکل ۳ د). خاموشی موحی در کوارتز نیز از دیگر نشانگرهای آغاز دگرریختی تحت شرایط حالت جامد دما بالا است (بلنکینسوپ، ۲۰۰۰؛ کرول، ۱۹۹۶). در برخی ایستگاه‌ها، دانه‌های کوارتز بیشتر خاموشی صفحه شطرنجی را نشان می‌دهند (شکل ۳ ه) که نشانگر جادرفتنگی لغزشی^۳ هم در محور a و هم در محور c در هنگام دگرریختی دما بالا (600°C) و تحت شرایط آبدار است (بلومنفلد و همکاران، ۱۹۸۶). پراکندگی ریزساخت‌های حالت جامد دمای بالا در گرانیتوئید بی بی مریم، عمدتاً در شمال و شمال باختر توده تا مرکز آن مشاهده می‌شود.

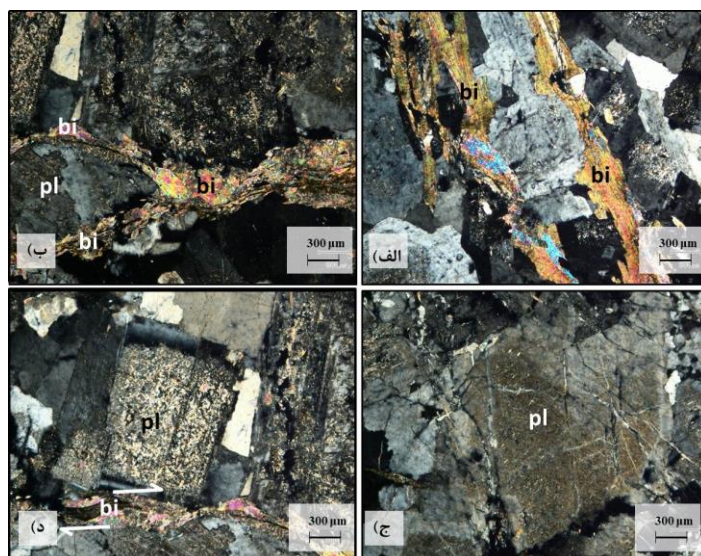
- جریان حالت جامد دما متوسط (MT) و شروع میلونیتی شدن (ریزساختار ۴): این ریزساخت‌ها با مرحله‌ی آغازین میلونیتی شدن^۴ توصیف می‌شوند و با شواهدی همچون کاهش اندازه دانه‌ها و فرایندهای تبلور دوباره همانند چرخش خرد دانه-ها^۵ همراه است (شکل ۲). در دماهای نسبتاً بالا، دگرریختی دوقلویی در پلاژیوکلاز (شکل ۳ و) و میرمیکیتی گسترش می‌یابد (ورنان و همکاران، ۲۰۰۴). بر پایه‌ی مشاهدات تجربی، دنداندار شدن پلاژیوکلاز در اثر مهاجرت مرز دانه‌ها (شکل ۳ ز)، نمایانگر دگرریختی دمای حدود 500°C است (پشیر و ترو، ۱۹۹۶؛ رزنبرگ و استیونتنز، ۲۰۰۳).



شکل ۳: ریزساختارهای مشاهده شده در توده‌ی گرانیوتوئیدی بی‌بی مریم، (الف) جهت‌یابی پلاژیوکلاز در یک ساخت ماگمایی بدون دگرریختی پلاستیک، (ب) دانه‌های کوارتز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بدون حواشی خرد شده و در برخی بخش‌ها شروع تبلور دوباره، (ج) ریزشکستگی‌های گوه‌ای شکل در دانه‌های پلاژیوکلاز (جهت پیکان)، (د) مهاجرت مرز در دانه‌های کوارتز، (ه) خاموشی صفحه شطرنجی در دانه‌های کوارتز، (و) دگرریختی دوقلویی پلی سنتتیک با ماکل‌های تیغه‌ای مخروطی و نوک تیز در دانه‌های پلاژیوکلاز، (ز) دندان‌دار شدن پلاژیوکلاز در اثر مهاجرت مرز دانه‌ها، (ح) شواهدی از پرتیت‌های شعله‌ای در فنوکریست‌های آلکالی فلدسپار، (ط) نوارشدگی تقریبی در دانه‌های کوارتز سخت تبلور دوباره یافته (تصاویر در XPL).

-پلاژیوکلاز: با افزایش دگرریختی، برخی دانه‌های پلاژیوکلاز شبکه گسترده‌ای از شکستگی‌های پرشده را نشان می‌دهند (ورنان و همکاران، ۲۰۰۴) که برخی توسط اپیدوت یا خرد دانه‌های بیوتیت و کوارتز یا محلول‌های ثانویه پر شده‌اند (شکل ۴ ج).

-فلدسپار: دگرریختی دما پایین با شکستگی در دانه‌های فلدسپار همراه است که ممکن است توسط تبلور حین جنبش در بیوتیت روی دهد (توماسی و همکاران، ۱۹۹۴). برخی فلدسپارها نیز تا اندازه‌ای سرسیتی شدن را نشان می‌دهند.

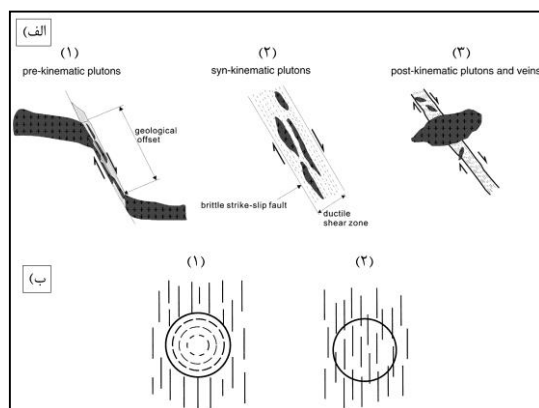


شکل ۴: الف) فابریک گنیس مانند در بیوتیت (به علت شکل نواری بیوتیت‌ها)، ب) جهت یابی بیوتیت در اطراف پلاژیوکلاز دگرریخت شده، ج) شبکه‌ای از شکستگی‌های پر شده در پلاژیوکلاز، د) ماهی‌گون در بیوتیت (تصاویر در XPL)؛ bi: biotite, pl: plagioclase

نتایج

فرایندهای ماگمایی و زمین‌ساختی جزو شاخص‌های حائز اهمیت در شناسایی غالب بودن تأثیر هر کدام از عوامل یاد شده در زمان گسترش فابریک‌ها است. با مقایسه‌ی میان فابریک‌های توده‌های نفوذی و ساختارهای اصلی منطقه می‌توان تقدم و تأخر فعالیت پهنه‌های برشی را بر جایگیری ماگما تعیین نمود (شکل ۵).

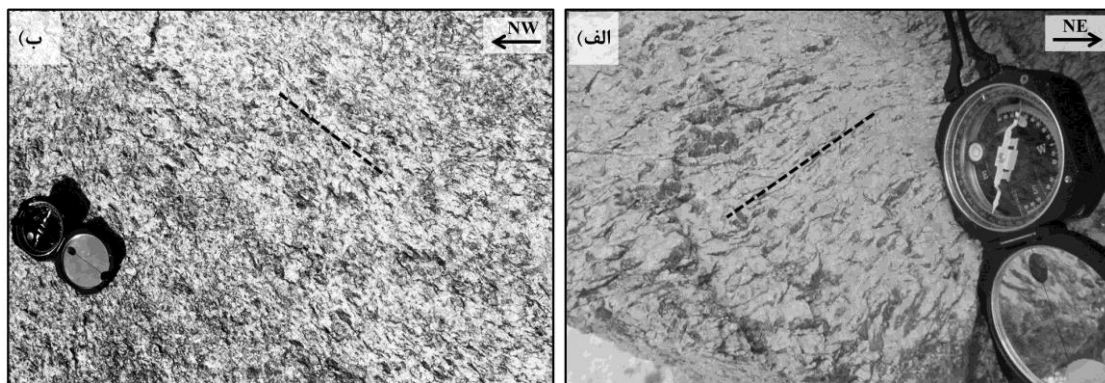
عوامل گوناگونی در جایگیری توده‌های نفوذی به گسترش فابریک‌ها منجر می‌شود مانند تأثیر جریان یافتگی در هنگام صعود، جایگیری دیابیری و بالونی، جایگیری در خلال دگرریختی ناحیه‌ای، تأثیر دگرریختی ناحیه‌ای پس از جایگیری و یا ترکیبی از این موارد (پترسون و همکاران، ۱۹۹۸). کاوش‌های ریزساختاری و درک روابط زمانی و تأثیر



شکل ۵: الف) طرح کلی از ویژگی‌های تشخیص توده‌های نفوذی قبل - هم‌زمان و بعد از جنبش (کائو و همکاران، ۲۰۱۱)، ب) مقایسه‌ی غالب بودن تأثیر زمین‌ساخت ناحیه‌ای یا پویایی‌های بدنه‌ی ماگمایی در گسترش طرح فابریک‌های توده نفوذی (پترسون و همکاران، ۱۹۹۸).

۱۹۸۹). گرانیتوئید بی بی مریم طیف گسترده‌ای از فازهای دگرریختی را نمایان ساخته است. بر پایه‌ی شواهد ریزساخت‌ها، این توده ثبت کننده‌ی فابریک‌های حالت ماگمایی، دگرریختی پلاستیک حالت جامد دما بالا تا خصوصیات دگرریختی شکل‌پذیر- شکننا در هنگام یا پس از جایگیری ماگما و سرد شدن آن است. بنابراین، این توده همچون یک نفوذی هم‌زمان با جنبش است که تحت تأثیر دگرریختی هم‌زمان ماگمایی^۹ و دگرریختی پس از ماگمایی کنترل شده است. مشاهدات صحرایی در این توده گویای برگوارگی-هایی با راستای عمومی شمال باختر- جنوب خاور است. برگوارگی‌های گسترش یافته توسط جهت-یابی ترجیحی کانی‌های سیلیکاته مانند بیوتیت در مقیاس رخنمون، نمایان می‌شود (شکل ۶).

چنانچه تبلور سریع روی دهد، احتمال غالب بودن تأثیر زمین‌ساخت ناحیه‌ای بر گسترش فابریک‌ها کم است (کالوت و همکاران، ۲۰۰۱)؛ در مقابل اگر زمان تبلور به اندازه‌ی کافی طولانی باشد، ویژگی-های رویدادهای زمین‌ساختی ممکن است توسط فابریک‌ها آشکار گردد (آرچانیو و بوشه، ۱۹۹۷؛ زک و همکاران، ۲۰۰۸). هنگامی که کرنش زمین-ساختی بسیار ضعیف باشد، الگوی فابریک‌های شکل گرفته در توده نفوذی بیشتر توسط جریان ماگما یا فرایندهای درونی بدنه‌ی ماگمایی کنترل می‌شود (دی‌اولیویرا و همکاران، ۲۰۱۰). از جمله شواهد برجسته در جایگیری هم‌زمان با زمین-ساخت، گسترش برگوارگی‌های ماگمایی و حالت جامد دما بالا هم‌راستای یکدیگر و سازگاری جهت-گیری برگوارگی حالت جامد با عناصر ساختاری اصلی سنگ میزبان است (پترسون و همکاران،



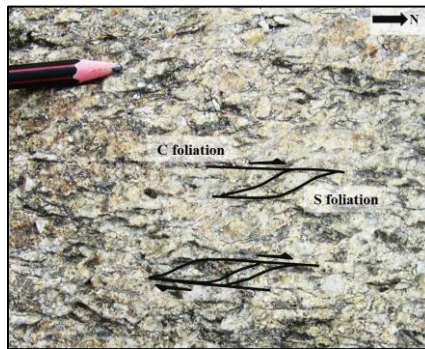
شکل ۶: تصاویر صحرایی امتداد غالب برگوارگی در گرانیتوئید بی بی مریم، الف) در حالت جامد دما بالا در بخش شمالی توده، ب) در حالت جامد دما متوسط در بخش خاوری توده.

بی بی مریم انجامیده است و گسترش شدیدتر این فابریک‌ها در حاشیه‌ی خاوری تا جنوب خاوری توده‌ی گرانیتوئیدی، جایی که فراوانی ریزساخت-های حالت جامد دما پایین بیشتر است، مشاهده می‌گردد (شکل ۹). به طوری که با ادامه دگرریختی در دماهای پایین (>400°C)، تا هنگامی که توده گرانیتوئیدی کاملاً به حالت جامد درآید، فابریک-های صفحه‌ای قابل مشاهده در صحرا با سوگیری

فابریک‌های گسترش یافته در این توده، هم‌راستای عناصر ساختاری، کشیدگی واحدهای سنگ میزبان و پهنه‌ی دگرریختی نه‌بندان (شکل ۱) گویای عملکرد یک رژیم تنش یکسان در این بخش از پهنه‌ی سیستان در هنگام جایگیری تا سردشدگی توده است. عملکرد پهنه‌های برشی محلی مرتبط با ساختارهای فعال در هنگام جایگیری یا پس از آن به شکل‌گیری فابریک‌های صفحه‌ای در گرانیتوئید

این توده جهت برش راستگرد را نمایان ساخته است. شواهد ساختاری و ریزساخت‌های موجود در گرانیتوئیدی بی بی مریم نشانگر دگرریختی در یک محیط زمین‌ساخت برشی است و نشانگرهای سوی برش در مقیاس میکروسکوپی و رخنمون سنگی، بیشتر کینماتیک برشی راستگرد را نمایش داده است (شکل ۸).

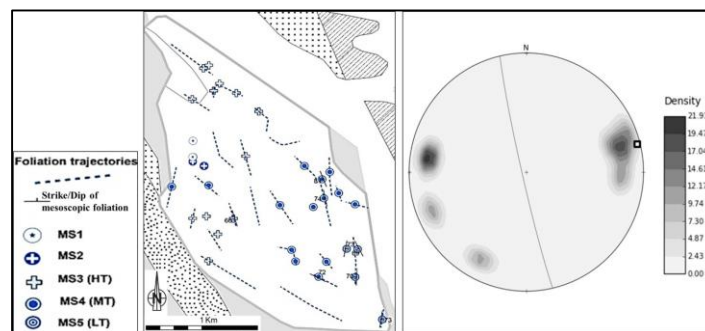
ترجیحی انبوهی مافیک با میانگین $N13^{\circ}W/87^{\circ}W$ شکل می‌گیرد (شکل ۹). هم‌زمانی با جنبش توسط فابریک‌های C و S در گرانیتوئیدی تحت شرایط دما پایین تعیین می‌شود (شکل ۷). سطوح C ناپیوستگی‌های صفحه‌ای شکل و به همراه جهت‌یافتگی ترجیحی مورب (برگوارگی‌های S) فلدسپارهای دگرریخت شده، روبان‌های کوارتز و میکا مشاهده شده است. بیشتر فابریک‌های S/C در



شکل ۷: تصویر صحرایی فابریک S/C در حاشیه جنوب خاوری توده‌ی گرانیتوئیدی بی بی مریم، نشانگرهای سوی برش با جابجایی راستگرد بیشتر از حالت چپگرد مشاهده شده است.



شکل ۸: نشانگرهای سوی برش در توده گرانیتوئیدی بی بی مریم، الف) بیوتیت‌های ماهی‌گون و جنبش راستگرد، ب) بودین‌های نامتقارن نشان دهنده جنبش راستگرد.



شکل ۹: نقشه‌ی توزیع انواع مختلف ریزساخت‌ها و تراژکتوری برگوارگی‌های مزوسکوپی اندازه‌گیری شده در گرانیتوئیدی بی بی مریم (MS1): ریزساختار ۱، MS2: ریزساختار ۲، MS3: ریزساختار ۳، MS4: ریزساختار ۴، MS5: ریزساختار ۵؛ توضیحات بیشتر در متن) به همراه تصویر هم‌مساحت کنتور قطب برگوارگی‌های مزوسکوپی.

گسترده است که شدت دگرریختی گوناگون را در جای جای این توده به دنبال داشته است. گستره‌ای از ریزساخت‌های حالت ماگمایی/قبل از تبلور کامل تا حالت جامد/فابریک‌های کرنش پلاستیک بلوری در هنگام تاریخچه سردشدگی از رژیم‌های دما بالا تا دما پایین در این توده‌ی گرانیتوئیدی گسترش یافته‌اند. ثبت فابریک‌های دگرریختی هم-زمان ماگمایی مانند سوگیری ترجیحی فنوکریست‌های فلدسپار و پلاژیوکلاز در ماگمای در حال تبلور و همچنین شواهدی از فابریک‌های دگرریختی حالت جامد دما بالا همچون خاموشی صفحه شطرنجی در کوارتز که روشنگر آغاز پلاستیک بلوری در دمای نزدیک به سالیدوس است. گسترش فابریک‌های حالت جامد دما پایین در این توده بر دگرریختی میلونیتی انطباق دارد که با کاهش اندازه‌ی دانه‌ها، دگرریختی قابل توجه میکا و رفتار شکنای فلدسپار همراه است. هم‌زمان با سرد شدن آرام ماگما، فابریک‌های گسترش یافته در گرانیتوئید، بیشتر از زمین‌ساخت ناحیه‌ای (نسبت به پویایی‌های بدنه‌ی ماگمایی) تبعیت می‌کند و فابریک‌های صفحه‌ای در صحرا هم‌راستای ساختارهای اصلی ناحیه‌ای جهت‌یابی شده‌اند. تکامل زمین‌ساختی در این قسمت از پهنه‌ی سیستان و فرایند جایگیری/گسترش فابریک در گرانیتوئید بی‌بی مریم متأثر از نقش پدیده‌ی هم-زمان با دگرریختی ناحیه‌ای است.

الگوی ساختاری مشابه میان سنگ میزبان و توده‌ی نفوذی بی‌بی مریم، برجسته بودن نقش میدان کرنش ناحیه‌ای را نسبت به پویایی‌های درونی بدنه-ی ماگمایی در گسترش فابریک‌های این توده روشن می‌کند. در این حالت رژیم زمین‌ساخت دربردارنده-ی توده در جایگیری آن نقش دارد (پترسون و همکاران، ۱۹۹۸). هم‌سازی شکل توده نفوذی در بی‌بی مریم و فابریک‌های گسترش یافته در آن با ساختارهای ناحیه‌ای، وجود ریزساخت‌های حالت ماگمایی تا دگرریختی حالت جامد دما بالا، سازگاری جهت برش فابریک‌های توده با جهت برش ناحیه‌ای در این بخش از پهنه‌ی جوش خورده‌ی سیستان از جمله شواهد دال بر جایگیری هم‌زمان با جنبش است. پیچیدگی‌های زمین-ساختی سیستان، با گرفتار شدن آن در یک پهنه‌ی ترافشاری میان بلوک‌های لوت و افغان به فعالیت پهنه‌های برشی از جمله سامانه‌ی برشی نهبندان با راستای عمومی شمالی-جنوبی در بخش مرکزی و گرایش خاوری-باختری در پایانه‌ها انجامیده است (بربریان و همکاران، ۲۰۰۰) که دگرریختی‌های مرتبط با کرتاسه‌ی پسین در زمان جایگیری توده نفوذی بی‌بی مریم بی‌ارتباط با آن نیست و هم‌زمان با جاسازی مداوم این توده، فضای کششی بیشتری جهت جایگیری ماگما در زمین‌ساخت ترافشاری فراهم شده است.

نتیجه‌گیری

مشاهدات ریزساخت‌ها در گرانیتوئید بی‌بی مریم روشنگر اعمال دگرریختی در محدوده‌ی دمایی

پانویس

- 1-Cataclasis
- 2- Grain boundary migration; GBM
- 3- Dislocation slip
- 4- Mylonitisation
- 5- Subgrain rotation recrystallization, SGR

- 6- Dislocation glide
- 7- Creep
- 8- Bulging recrystallization, BLG
- 9- Synmagmatic deformation

منابع

- گرانیتوئیدی بی بی مریم، شمال خاور نهبندان، خاور ایران، مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۳، جلد ۱، ص ۱۵-۲۷.
- علوی نائینی، م.، ۱۹۹۰. نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش زابل، سازمان زمین شناسی کشور.
- علوی نائینی، م. و لطفی، م.، ۱۹۸۹. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش نهبندان، سازمان زمین شناسی کشور.
- Archanjo, C.J. and Bouchez, J.L., 1997. Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional aegirine-augite syenite Triunfo pluton, northeast Brazil: *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 849-860.
- Bateman, P.C., Clark, L.D., Huber, N.K., Moore, J.G. and Rinehart, C.D., 1963. The Sierra Nevada batholith-a synthesis of recent work across the central part U.S: Geological survey professional paper, v. 414-D, p. D1-D46.
- Bateman, P.C., Busacca, A.J. and Sawka, W.N., 1983. Cretaceous deformation in the western foothills of the Sierra Nevada, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 30-42.
- Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M. and Peristly, K., 2000. The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding plane slip on a growing anticline, and active tectonics the Sistan suture zone: *Geophysical Journal International*, v. 142, p. 283-299.
- Blenkinsop, T.J., 2000. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 p.
- Blumenfeld, P., Mainprice, D. and Bouchez, J.L., 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite: *Tectonophysics*, v. 127, p. 97-115.
- Bouchez, J.L. and Gleizes, G., 1995. Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy: *Journal of the Geological Society of London*, v. 152, p. 669-680.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A. and Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites: *Geology*, v. 20, p. 35-38.
- Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadi, T. and Rochette, P., 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrennes): *Tectonophysics*, v. 184, p. 157-171.
- Buchs, D., Bagheri, S., Martin, L., Hermann, J. and Arculus, R., 2013. Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran: Constraints from the geochemistry of meta-igneous rocks of the Anarak area: *Lithos*, v. 172(3), p. 267-287.
- Callot, J.P., Geoffroy, L., Aubourg, C., Pozzi, J.P. and Mege, D., 2001. Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies: *Tectonophysics*, v. 335, p. 313-329.
- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of

- igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran: *Lithos*, v. 15, p. 221-239.
- Cao, S.Y., Liu, J.L., Leiss, B., Neubauer, F., Genser, J. and Zhao, C.Q., 2011. Oligo-Miocene shearing along the Ailao Shan-Red River shear zone: Constraints from structural analysis and zircon U/Pb geochronology of magmatic rocks in the Diancang Shan massif, SE Tibet, China: *Gondwana Research*, v. 19(4), p. 975-993.
- De Oliveira, D.C., Neves, S.P., Trindade, R.I.F., Dall'Agnol, R., Mariano, G. and Correia, P.B., 2010. Magnetic anisotropy of the Redencao granite, eastern Amazonian craton (Brazil): implications for the emplacement of A-type plutons: *Tectonophysics*, v. 493, p. 27-41.
- Gapais, D. and Barbarin, B., 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France): *Tectonophysics*, v. 125, p. 357-370.
- Hibbard, M., 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications: *Journal of Geology*, v. 95, p. 543-561.
- Hippertt, J.F., 1988. Breakdown of feldspar, volume grain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone: *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 175-193.
- Karlstrom, K.E., Miller, C.F., Kingsbury, J.A. and Wooden, J.L., 1993. Pluton emplacement along a ductile thrust zone, Pine mountains, southeastern California: Interaction between deformational and solidification processes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 213-230.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 581-589.
- Marre, J., 1986. The structural analysis of granitic rocks: North Oxford Academic: Kogan Page, Studies in Geology, Orleans, France, 123p.
- McCaffrey, K.J.W., Miller, C.F. and Karlstrom, K.E., 1999. Synmagmatic deformation patterns in the Old Woman Mountains, SE California: *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 335-349.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications: *Lithos*, v. 180-181, p. 234-251.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran: *Chemical Geology*, v. 306-307, p. 40-53.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*: Springer Verlag, Berlin, 289 p.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. and Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons: *Lithos*, v. 44, p. 53-82.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. and Tobisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 349-363.
- Rosenberg, C.L. and Stünitz, H., 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonallite: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 389-408.
- Rutter, E.H. and Neumann, D.H.K., 1995. Experimental deformation of

- partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 15697-15715.
- Sadeghian, M., Bouchez, J.L., Nédélec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M.V., 2005. The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 25(2), p. 301-327.
- Schofield, D., D'Lemos, R. and King, T., 1996. Evidence and implications for the syn-tectonic emplacement of the Cape Freels Granite: A Silurian pluton emplaced into the Gander Lake subzone, Northeast Newfoundland: *Current Research Report*, p. 329-342.
- Sheibi, M., Esmaily, D. and Siqueira, R., 2012. The Shir-Kuh pluton (Central Iran): Magnetic fabric evidences for the coalescence of magma batches during emplacement: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 46, p. 39-51.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 134-150.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A.D. and Porcher, C.C., 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil: *Tectonics*, v. 13, p. 421-437.
- Trimby, P.W., Prior, D.J. and Wheeler, J., 1998. Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite: *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 917-935.
- Vernon, R.H., 1999. Flame perthite in metapelitic gneisses in the Cooma Complex, SE Australia: *American Mineralogist*, v. 84, p. 1760-1765.
- Vernon, R.H., Etheridge, M.A. and Wall, V.J., 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow: *Lithos*, v. 22, p. 1-11.
- Vernon, R.H., Johnson, S.E. and Melis, E.A., 2004. Emplacement related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San Jose tonalite, Baja California, Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1867-1884.
- Zak, J., Verner, K. and Tycova, P., 2008. Multiple magmatic fabrics in plutons: an overlooked tool for exploring interactions between magmatic processes and regional deformation? *Geological Magazine*, v. 145, p. 537-551.
- Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S. and Khatib, M.M., 2012. Evaluation of Adakites in the Northern Part of Sistan Suture Zone, Eastern Iran, for Porphyry Mineralization: 7th, Energy and environment; Recent researches in environmental and geological sciences, p. 480-483.