مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۹۳، از صفحهٔ ۳ تا ۱۴

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

شواهد سنگ‌نگاری دگرشکلی دمای بالا در حاشیه‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی کیکی، ایران مرکزی

کاظم کاظمی[۱]، علی کنعانیان[۱*]، فاطمه سرجوقیان[۲]

۱- *دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران*

۲- *گروه زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران*

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۲۶)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی جنوب کیکی در شمال استان سمنان و در حدود ۵ کیلومتری جنوب روستای کیکی واقع شده است. این توده ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک را قطع کرده و هاله‌ی دگرگونی خفیفی را در پیرامونشان به‌وجود آورده است. سنگ‌های این توده، در راستای زون‌های برشی حاشیه‌ی توده، دستخوش دگرشکلی دمای بالا شده‌اند و بافت‌هایی نظیر ساختارهای S-C پیدا کرده‌اند. این توده در محل همبری با سنگ‌های میزبان دستخوش دگرشکلی خمیری شدیدی بوده به طوریکه با افزایش فاصله از حاشیه به سمت بخش‌های درونی توده، شدت دگرشکلی به تدریج کاهش می‌یابد. کانی‌های اولیه ماگمایی نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در این سنگ‌ها بر اثر تحمل دگرشکلی دمای بالا، شکسته شده و شکستگی آن‌ها دوباره با بعضی کانی‌های ماگمایی دمای بالا نظیر بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز پر شده است. براساس شواهد زیر به نظر می‌رسد دگرشکلی طی استقرار توده تنها در شرایط دمایی بالای خط انجماد و احتمالاً در حضور مقدار کمی گدازه رخ داده باشد: ۱) پر شدن شکستگی بلورهای فلدسپار اولیه به‌وسیله‌ی مجموعه‌های کوارتز ریزدانه، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت (ساخت‌های ماگمایی ثانوی) و نیز تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین در اثر فشار زیاد که به تشکیل عدسی‌های ارتوز منجر شده است،۲) وجود دانه‌های کوارتز و فلدسپار در بین کلیواژهای تغییرشکل یافته بیوتیت و خمیدگی رخ‌ها در بیوتیت و تبدیل آن به انباشت ریزتری از کلریت در دگریختی‌های شدید، ۳) همرشدی کوارتز و پتاسیم فلدسپار که به طور بخشی جایگزین پلاژیوکلاز شده‌اند و نیز پیدایش ساختار ماگمای ثانوی و نوار شکنجی در بلورهای پلاژیوکلاز. ۴) حضور بافت ریزدانه دگرشکل نشده در حاشیه‌ی بلورهای دگرشکل شده ارتوکلاز، ۵) بلورهای منفرد کوارتز معمولاً خاموشی موجی و تبلور دوباره نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: *ریز ساخت؛ دگرشکلی؛ برگوارگی؛ تبلور دوباره؛ گرانیتوئید.*

مقدمه

توده‌ی گرانیتوئیدی کیکی در شمال استان سمنان در ۲۵ کیلومتری جنوب غربی شهر بیارجمند و ۵ کیلومتری جنوب روستای کیکی واقع شده است. این توده در زمان ژوراسیک بالایی به صورت یک توده‌ی بیضوی شکل کشیده در داخل ماسه سنگ‌های ژوراسیک نفوذ کرده و دگرگونی مجاورتی خفیفی در آنها به وجود آورده است. از سوی دیگر سازند شمشک نیز به صورت دگرشیب با آهک‌های کرتاسه پوشیده شده است، که احتمالاً می تواند نشان دهنده‌ی پیدایش توده‌ی نفوذی جنوب کیکی، در ارتباط با فاز کوهزایی سیمرین پسین باشد. توده‌ی جنوب کیکی به همراه واحدهای میزبان خود، مجموعاً بخشی از زون ایران مرکزی را تشکیل داده است (شکل

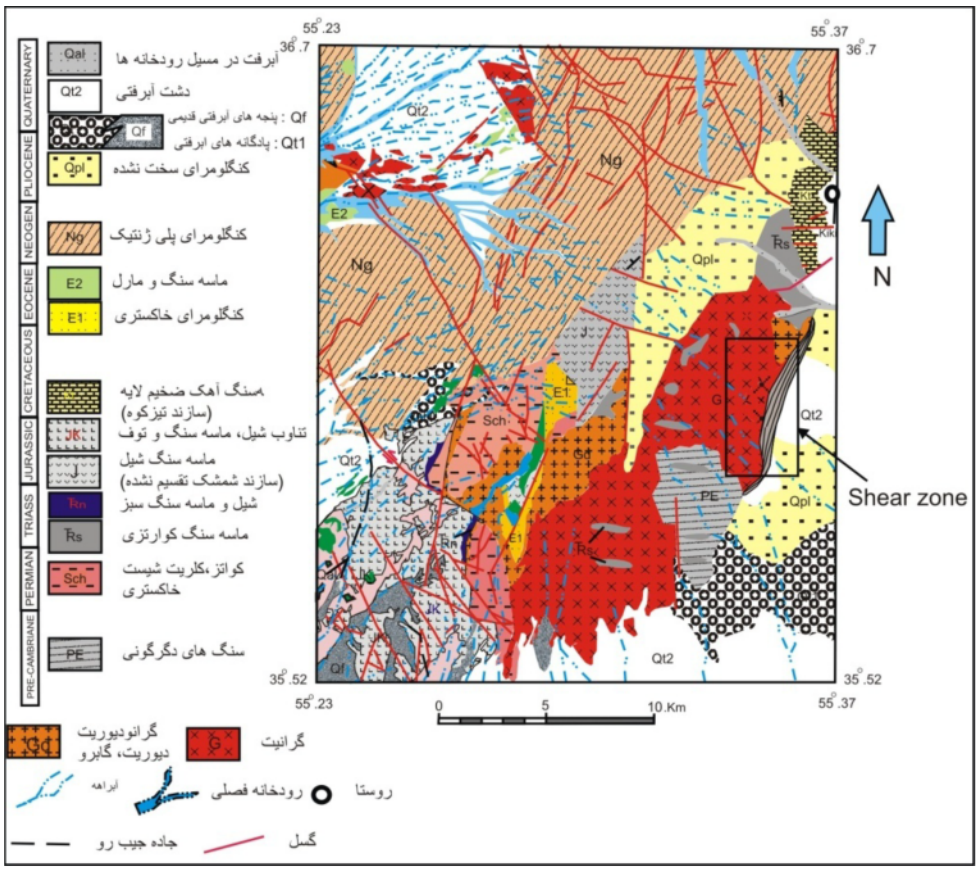
* نویسنده مسئول، تلفن: ۶۱۱۱۲۴۹۳ (۰۲۱)، نمابر: ۶۶۴۹۱۶۲۳ (۰۲۱)، پست الکترونیکی: Kananian@Khayam.ut.ac.ir

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

۱). ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ی نفوذی بیشتر شامل آلکالی گرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و گابرودیوریت قلیایی است. از جمله بررسی‌های قبلی می‌توان علاوه بر نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه شده از سوی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور [۱-۴]، به پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد حسینی در سال ۱۳۷۴ اشاره کرد که سنگ-شناسی و ژئوشیمی توده را براساس آنالیز اسپکترومتری مورد مطالعه قرار داده است.

توده‌ی گرانیتوئیدی کیکی با روند تقریباً خطی شمال شرقی- جنوب غربی، موازی با گسل‌های اصلی ناحیه (گسل میامی در شمال و گسل ترود در جنوب) رخنمون دارد. تأثیر نیروهای زمین‌ساختی سبب دگرشکلی سنگ‌ها و منجر به پیدایش برگوارگی شمال شرقی- جنوب غربی در توده‌ی گرانیتوئیدی مذکور شده است، که همه‌ی آنها تداعی کننده‌ی وجود زون‌های برشی احتمالاً به موازات گسل‌ای اصلی منطقه است. تعیین شرایط دگرشکلی پهنه‌های گسلی راهنمایی بر تبیین خاستگاه آن‌هاست [۶،۵] و از روش‌های مختلفی چون تحلیل ریز ساختارهای دگرشکلی کانی‌ها می‌توان در تحلیل دگرشکلی استفاده کرد. به همین دلیل در این مقاله سعی شده با بررسی تغییرات کانی‌شناسی و بافتی در گرانیتوئیدهای تغییر شکل یافته و با اتکا به معیارهایی چون تغییرات اندازه‌ی دانه‌ها، شکل و رفتار کانی‌ها در مقیاس میکروسکوپی تلاش کنیم شرایط تشکیل زون‌های برشی و ارتباط زمانی آن‌ها را با جایگزینی توده‌ی نفوذی مورد کنکاش قرار دهیم. به این منظور ۸۰ نمونه از بخش‌های مختلف زون برشی حاشیه‌ای و گرانیتوئیدهای سالم همجوار آن‌ها برداشت و مورد بررسی سنگ‌نگاری قرار گرفت که نتایج این بررسی در زیر ارائه شده است.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی کیکی و نواحی اطراف آن (اقتباس از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام، ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم با کمی تغییر).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

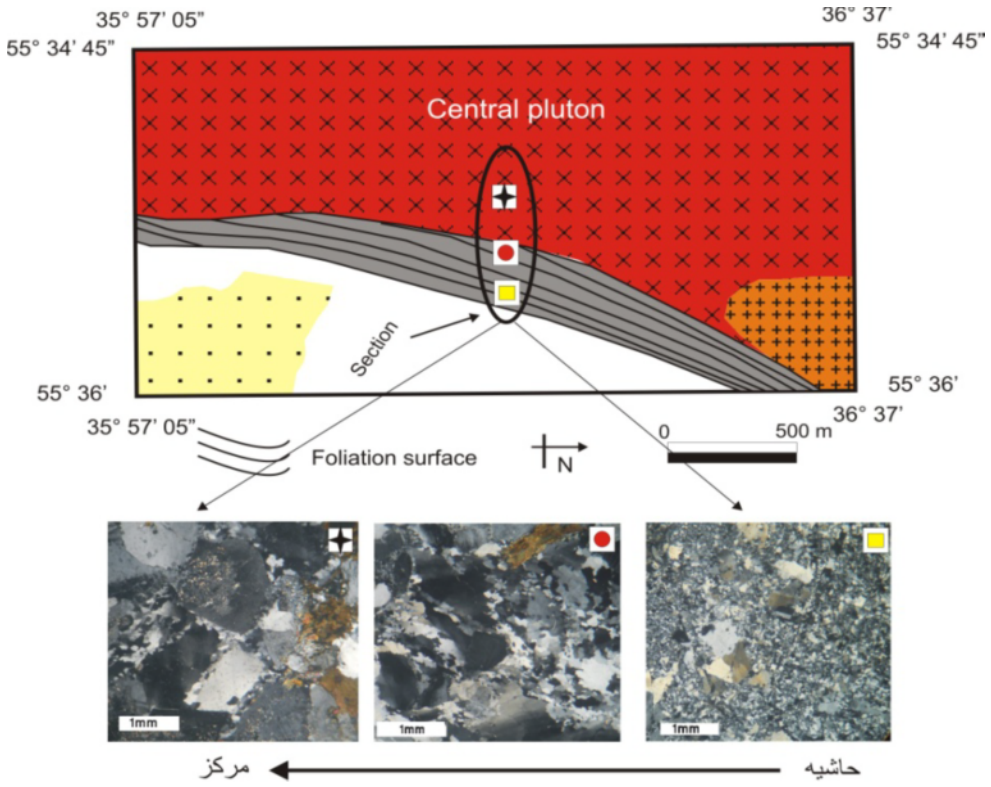
دگر شکلی زون‌های برشی حاشیه‌ی توده

گرانیتوئیدها در زون‌های برشی حاشیه‌ی توده، دستخوش دگرشکلی دمای بالا شده‌اند و تقریباً به موازات همبری توده‌ی، برگوارگی پیدا کرده‌اند. بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری مسیرهای مختلف، نشان می‌دهند که شدت دگرشکلی از سنگ‌های حاشیه به سمت مرکز توده کاهش می‌یابند (شکل ۲). سنگ‌های میلونیتی موجود در محل همبری بر اثر تحمل دگرشکلی شدیدتر، ریزتردانه بوده و از لحاظ بافتی دارای برگوارگی شدیدند. این سنگ‌ها به طور کلی بافت اولترامیلونیتی نشان می‌دهند. با پیشروی به سمت داخل توده و دور شدن از همبری، اندازه‌ی دانه‌های موجود در سنگ‌های میلونیتی افزایش یافته و برگوارگی آن‌ها ضعیف‌تر می‌شود. این سنگ‌های کمتر دگرشکل یافته، دارای بافت پروتومیلونیت و ساختارهای S-C هستند (شکل ۶ب).

مجموعه کانی‌های موجود در میلونیت‌های حاصل از دگرشکلی سنگ‌های گرانیتی مشابه با همان گرانیت‌ها هستند. کانی‌های مختلف در سنگ‌های گرانیتوئیدی حاشیه‌ی توده با شدت‌های مختلف تغییر شکل یافته‌اند. آثار دگرشکلی بیشتر در کانی‌های ماگمایی اولیه نظیر پلاژیوکلاز، بیوتیت، ارتوکلاز و کوارتز و به مقدار کمتر در هورنبلند و اسفن دیده می شود. شکسته شدن و پر شدن ترک‌های فلدسپار با مجموعه کانی‌های ریزدانه کوارتز، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت و نیز جانشینی پلاژیوکلاز به‌وسیله‌ی مجموعه کانی‌های کوارتز و ارتوکلاز در هم رشد کرده، از آثار دگرشکلی در دمای بالای گرانیتوئیدهای منطقه محسوب می شود. در بخش بعدی تلاش شد تا با توجه به اختلاف رفتار کانی‌های مختلف حین دگرشکلی، ریزساخت‌های وابسته به دگرشکلی هر یک از کانی-های سازنده گرانیتوئیدها، به صورت مجزا تشریح شود.

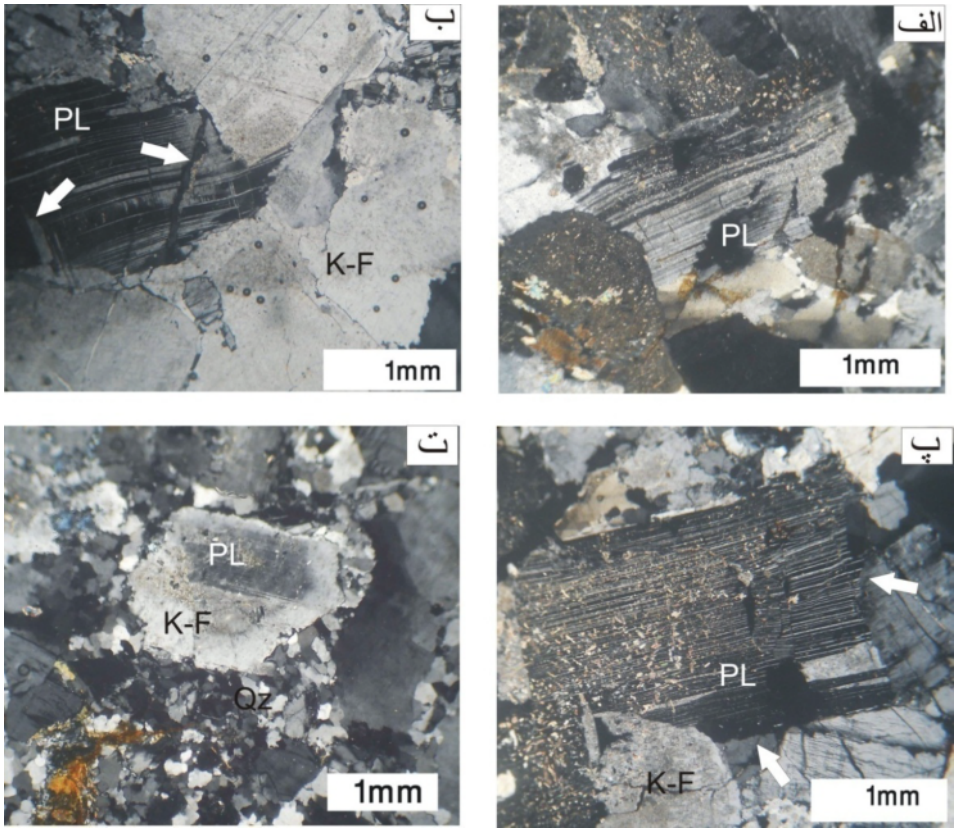
دگرشکلی پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها نیمه شکل‌دار تا شکل‌دارند، ماکل پلاژیوکلازها طی دگرریختی، حالت خمیده پیدا کرده و در واقع ماکل مکانیکی که نوعی دگرریختی پلاستیک در یک بلور است، از خود نشان می‌دهند (شکل۳ الف).



شکل ۲ برگوارگی موازی همبری توده در زون میلونیتی حاشیه‌ی شرقی توده‌ی گرانیتوئیدی جنوب کیکی. و در بخش پایینی نمونه‌ها کاهش دگرشکلی را از حاشیه به سمت مرکز نشان می‌دهند. برای اطلاع از لیتولوژی های نقشه به راهنمای نقشه شکل ۱ مراجعه کنید.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]



شکل ۳ الف) خمیدگی و شکستگی ایجاد شده در بلور پلاژیوکلاز. ب) پیکان روی تصویر شکستگی‌های پر شده پلاژیوکلاز با بلورهای ریزدانه کوارتز و ارتوکلاز را نشان می‌دهد (نور قطبیده). پ) مهاجرت مرز دانه پلاژیوکلاز به داخل دانه کوارتز و ارتوز با پیکان‌های کوچک نشان داده شده‌اند (نور قطبیده). ت) همرشدی بلورهای کوارتز و پتاسیم فلدسپار که به صورت شبه‌ریخت جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند (نور قطبیده). Bt: بیوتیت، Cl: کلریت، PL: پلاژیوکلاز، K-F: پتاسیم فلدسپار، Qz: کوارتز.

بیشتر مرزهای جوش خورده و بخیه مانند پلاژیوکلاز-پلاژیوکلاز، پلاژیوکلاز-کوارتز و کوارتز-کوارتز که در سنگ‌های دگرشکل شده معمول‌اند، بر اثر تنش و به دنبال مهاجرت مرز دانه‌ها ایجاد شده‌اند. شواهد تجربی نشان می‌دهد که تجدید تبلور پلاژیوکلاز در دمای حدود ۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد شروع می‌شود [۷]. از دیگر شواهد دگریختی پلاژیوکلازها، وجود ترک‌ها و شکستگی‌هایی است که معمولاً با مجموعه‌های ریزدانه و کوارتز چند ضلعی و فلدسپار پر شده‌اند. این پدیده را نتیجه‌ی دگرشکلی شکننده در مقیاس دانه‌ای در حضور گدازه‌ی باقی مانده در نظر می‌گیرند [۸]. چنین ویژگی‌های شبه ماگمایی بیشتر با شکستگی‌های میکروسکوپی در فلدسپارها که با کانیهای دمای پایین‌تر ماگمایی به خصوص کوارتز پر شده‌اند، مشخص می‌شوند (شکل ۳ب).

در سنگ‌های کمتر دگرشکل شده، پلاژیوکلازها تجدید تبلور اندکی یافته‌اند و لبه‌ی آن‌ها بر اثر مهاجرت مرز دانه [۹] در مقیاس خیلی کوچک، دندانه‌ای و کنگره‌ای شده است (شکل ۲پ). کنگره‌دار شدن حاشیه‌های پلاژیوکلاز ناشی از تفاوت انرژی آزاد داخلی دانه‌های پلاژیوکلاز نسبت به دانه‌های کوارتز و اختلاف بین میزان تغییر شکل این کانی‌ها نسبت به دگرشکلی است. به عبارت دیگر هنگامی که این دانه‌ها در کنار هم قرار می‌گیرند، چون اتم‌های موجود در مرز دانه‌های کوارتز از تحرک بیشتری برخوردارند از سطح این دانه‌ها جدا شده و به شبکه ساختاری پلاژیوکلاز که در برابر دگرشکلی مقاوم‌ترند و اتم‌های آن‌ها تحرک کمتری دارند، وصل می‌شوند. این فرایند باعث تجدید تبلور کانی‌ها و جابه‌جایی مرز بلورهای پلاژیوکلاز به سمت دانه‌های کوارتز می‌شود [۱۰]. اصولاً سرعت مهاجرت مرز دانه‌ها، بستگی به عواملی چون دما، سمتگیری شبکه‌ی بلوری و حضور یا عدم حضور ناخالصی در محل تماس بلورها دارد [۱۱]. در مواردی که دو بلور هم جنس در کنار یکدیگر دستخوش دگرشکلی دمای بالا می‌شوند، مهاجرت مرز بلورها به

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

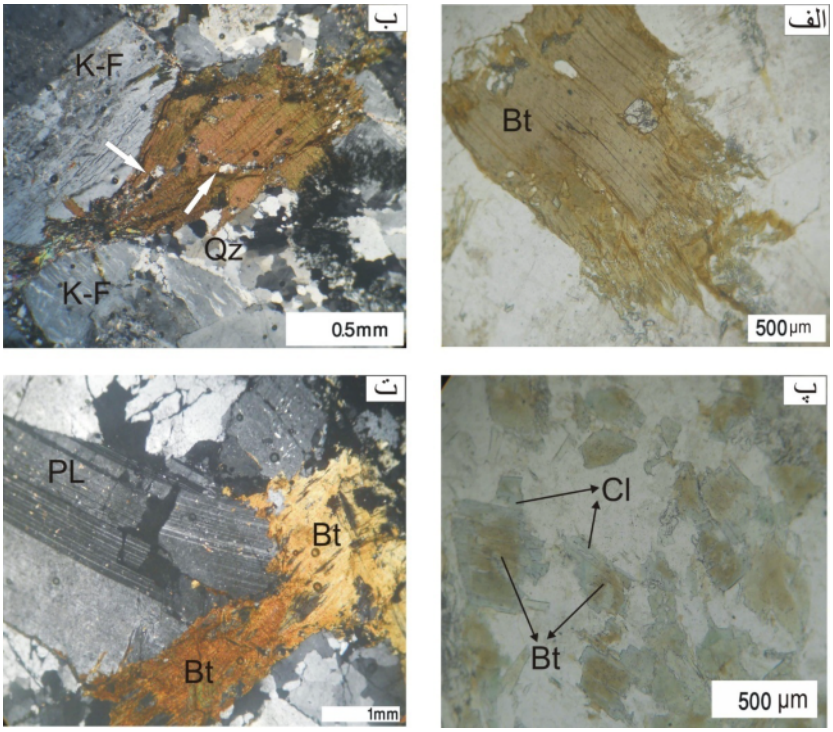
خاطر قرارگیری دو بلور در کنار یکدیگر بستگی داشته و بیشترین مقدار تحرک و مهاجرت، در بلورهایی اتفاق می‌افتد که با یکدیگر زاویه‌ای حدود ۴۰ درجه می‌سازند [۱۲].

تجدید تبلور نه تنها در شکستگی‌های پلاژیوکلاز رخ داده، بلکه در بعضی موارد شرایط دمایی آنقدر بالا بود که پس از دگرشکلی اولیه پلاژیوکلاز، کانی‌های کوارتز و ارتوکلاز با بافت ریزدانه‌ای به صورت شبه‌ریخت جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند (شکل ۳ت).

دگرشکلی بیوتیت

بیوتیت‌ها به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار، غالباً در اندازه-های متوسط و در بعضی موارد به صورت انباشت ریزدانه‌ای و به رنگ قهوه‌ای مشاهده می‌شوند. چنانکه اشاره شد بیوتیت در سنگ‌های منطقه به دو صورت دیده می‌شوند. یکی بیوتیت‌های اولیه که به صورت بلورهای درشت ماگمایی، همراه با فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز، از ماگمای گرانیتی متبلور شده اند و کانی‌های اصلی گرانیتوئیدها را تشکیل می‌دهند. گروه دیگر بیوتیت‌ها، ریزدانه و معمولاً چندضلعی هستند که پس از تبلور بیوتیت‌های یاد شده و در پی تغییر شکل سنگ‌های منطقه، همراه با مجموعه کانی‌های ریزدانه فلدسپار و کوارتز، ترک‌ها و شکستگی‌های بلورهای درشت فلدسپار را پر کرده‌اند و به این ترتیب از نظر تقدم و تأخر تبلور، بیوتیت‌های نسل دوم محسوب می‌شوند. بیوتیت‌های اولیه به همراه با کانی‌های اصلی گرانیت دیگر در اثر دگرشکلی، دستخوش تغییراتی شده‌اند که بررسی این تغییرات تا حدی می‌تواند شرایط حاکم بر دگرشکلی را روشن کند. بنابراین در ادامه این بخش به تشریح آثار دگرشکلی در بیوتیت‌های اولیه می‌پردازیم.

آثار دگرشکلی در بیوتیت‌های اولیه مشهودتر از کانی‌های اصلی دیگر است. بلورهای بیوتیت در بیشتر سنگ‌های تغییر شکل یافته، کمی خمیده شده‌اند و یا به ندرت نوار شکنجی نشان می‌دهند (شکل ۴ الف). نادر بودن نوار شکنجی در بیوتیت ها می‌تواند به خاطر لغزش ورقه‌های بیوتیت در راستای سطح کلیواژ باشد (شکل ۴ب). به اعتقاد ورنون [۱۳] حضور مقدار کمی گدازه بین ورقه‌های بیوتیت منجر به سهولت لغزش ورقه‌ها بر روی هم می‌شود.



شکل ۴ الف)خمیدگی بلور بیوتیت و کینک باند شدن ضعیف آن (نور طبیعی)، ب) لغزش ورقه‌های بیوتیت در راستای سطوح کلیواژ و نفوذ آن‌ها در دانه‌ها. کوارتزها و فلدسپارهایی که با پیکان نشان داده شده‌اند، نشانه‌ی حضور مقدار کمی گدازه در ورقه‌های بیوتیت است که منجر به سهولت لغزش ورقه‌ها بر روی هم می‌شود (نور قطبیده). پ) کلریتی شدن بیوتیت‌ها در دیوریت (نور طبیعی)، ت) پیچ خوردن لایه‌های بیوتیت در اطراف درشت بلورهای پلاژیوکلاز و تشکیل بافت آناستوموسینگ در سنگ، که باعث تحلیل گوشه‌های آن‌ها شده است (نور قطبیده). علائم مشابه شکل ۲ است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

در گرانیتوئیدهای بیشتر دگرشکل شده، بیوتیت‌های اولیه به طور بخشی یا کامل تکه تکه شده و به ورقه‌های موازی و یا انباشت‌های دانه ریز تبدیل شده‌اند. گاهی در اثر تجدید تبلور بیوتیت‌های اولیه، بخشی از این بلورها، با حفظ شکل کانی اولیه، به انباشت‌های ریزدانه و بیوتیت چندضلعی نسل دوم تبدیل شده‌اند که این امر مؤید تجدید تبلور بیوتیت در دمای بالاست. به هر حال بیشتر بیوتیت‌های اولیه، پس از تغییر شکل و تکه تکه شدن، به تدریج سمتگیری پیدا کرده و منجر به ایجاد برگوارگی در سنگ حاصله شده‌اند. به اعتقاد جانسون و همکاران [۱۴] سمت‌یابی قطعات لغزنده بیوتیت یکی از عوامل مؤثر در گسترش برگوارگی در سنگ‌های میلونیتی است. به هر حال این ریز ساختارها نشانه‌ی رخداد دگرشکلی دمای بالا در نمونه‌های مورد بررسی هستند [۱۳].

مراحل آغازین پیدایش برگواره و تشکیل نوارهای غنی از بیوتیت با لغزش ورقه‌های بیوتیت در راستای سطوح کلیواژ شروع می‌شود (شکل ۴ب). بعضی از ورقه‌های بیوتیت با جابه-جایی در راستای سطوح کلیواژ و سپس نفوذ در دانه‌های مجاور، به رشد نوارهای غنی از بیوتیت کمک کرده‌اند (شکل ۴ب). در سنگ‌هایی که شدت تغییر شکل بیشتر است و در میلونیت‌ها، بیوتیت‌ها به طور بخشی به انباشت ریزی از کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۴پ).

در گرانیتوئیدهای شدیداً دگرشکل شده، نوارهای بیوتیت، بلورهای پلاژیوکلاز را دور زده‌اند (شکل ۴ت) و گاهی باعث به تحلیل رفتن گوشه‌های پلاژیوکلاز و قطع سطوح ماکل پلی سنتتیک آن‌ها شده‌اند (شکل ۴ت). براساس تجربیات بونس و جیسل [۱۵] پیدایش این پدیده ناشی از فرآیند دگرشکلی دمای بالا در سنگ‌های گرانیتی است.

دگرشکلی ارتوکلاز

فلدسپارهای قلیایی به صورت ارتوز و میکروکلین حضور دارند، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای بافت‌های پرتیتی، آنتی پرتیتی و ریزدانه‌ای هستند. بلورهای ارتوکلاز مشابه پلاژیوکلازها در برابر دگرشکلی مقاوم هستند. رفتار شکننده‌ی این بلورها در درجات ضعیف دگرشکلی باعث شده تا در بخش-های کمتر دگرشکل شده منطقه، شکستگی‌های متعدد میکروسکوپی در این بلورها ظاهر شود و نظیر آنچه که در مورد پلاژیوکلازها گفته شد، شکستگی‌های یاد شده با بلورهای تجدید تبلور یافته کوارتز و ارتوکلاز نسل دوم پر شوند (شکل ۵ب). که منجر به ایجاد ساخت های شبه ماگمایی شده است.

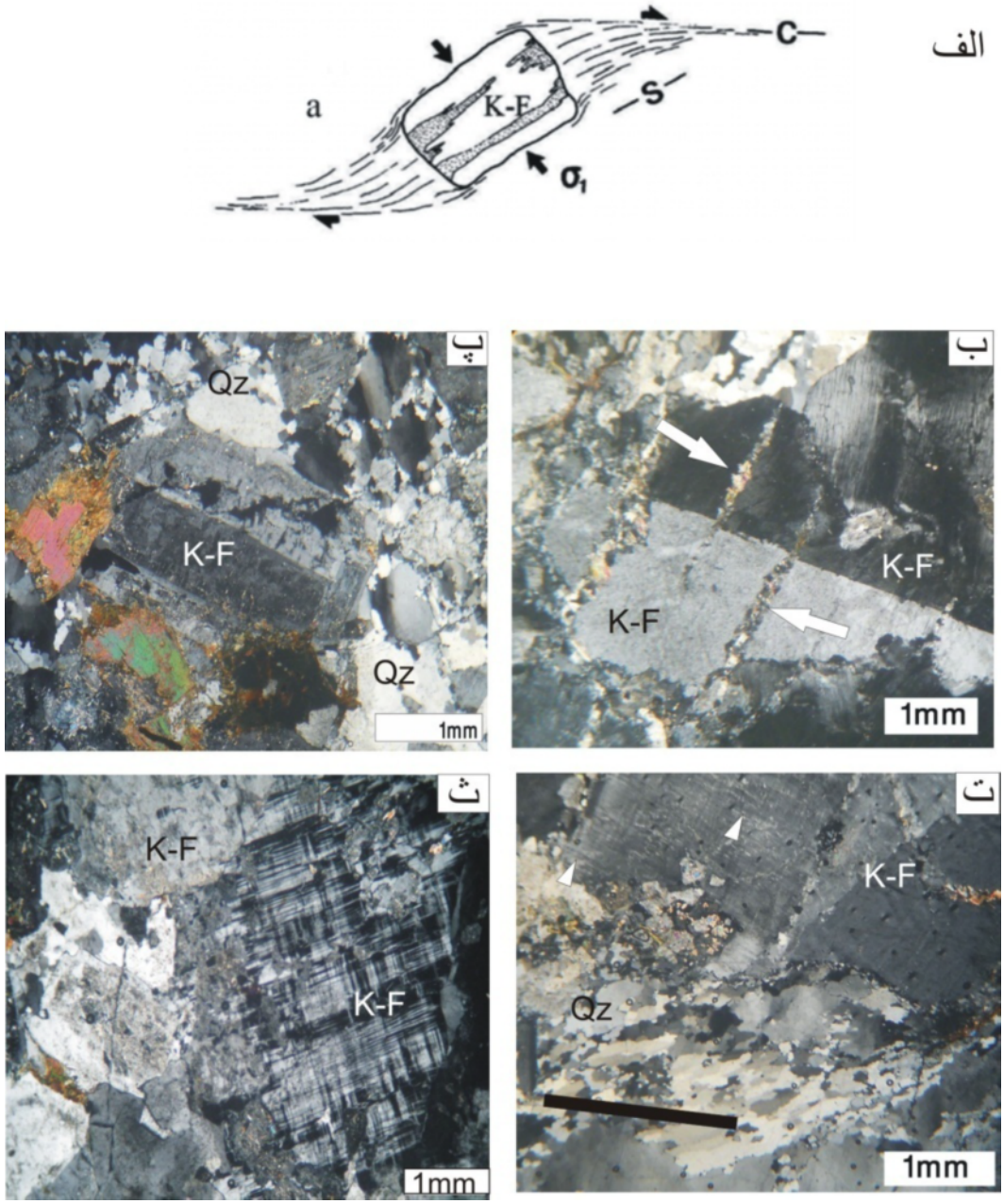
بلورهای ارتوکلاز در بخش‌های شدیدتر دگرشکل شده منطقه، رفتاری شکل‌پذیر و خمیری از خود نشان داده و به صورت عدسی در آمده‌اند (شکل ۵پ). این رفتار دلالت بر بالا بودن دما در زون‌های برشی دارد و نشان می‌دهد که حداقل دمای حاکم بر دگرشکلی ^{o}C ۴۰۰ بوده است [۱۰]. همچنین پیدایش هم رشدی کوارتز و ارتوکلاز با بافت ریزدانه‌ای در حاشیه‌ی بلورهای تغییر شکل یافته ارتوکلاز، مؤید بالا بودن دما طی دگرشکلی، هم زمانی تبلور کوارتز و ارتوکلاز و احتمالاً نشانه‌ی حضور مقدار کمی گدازه بین بلورها بوده است.

بلورهای ارتوکلاز موجود در زون‌های برشی اغلب پرتیتی شده‌اند. رشته‌های پرتیت در این بلورها معمولاً جهت‌یابی نشان می‌دهند و در مقایسه با بلورهای ارتوکلاز موجود در گرانیت-های دگرشکل نشده، از فراوانی بیشتری برخوردارند. فراوانی بیشتر پرتیت‌ها در زون‌های میلونیتی و جهت‌یابی ترجیهی آنها که به صورت کم و بیش موازی و یا با زاویه کم نسبت به صفحات برشی C و S میلونیت‌ها قرار گرفته‌اند، حکایت از تأثیر پارامترهای جنبشی به جای پارامترهای بلورشناسی بر شکل-گیری پرتیت‌ها دارد [۱۷،۱۶]. بنابراین به نظر می‌رسد که فرآیند تشکیل پرتیت در این میلونیت‌ها به جای آنکه تابع فرآیند اکسلوشن ماگمایی باشد، تابع تبادلات کاتیونی (کاتیون-های جانشینی) حین دگرشکلی بوده است (شکل ۵ الف و ت) [۱۸]. حال این سؤال مطرح است که چه ارتباطی بین شکل-گیری پرتیت‌ها و تنش حاکم بر محیط تشکیل آن‌ها وجود دارد و چرا جانشینی در راستای صفحاتی که زاویه کمی با صفحه‌ی برش می سازند رخ می‌داده است؟ جواب این سؤال در کاهش حجم نسبی (حدود ۷ درصد) سلول واحد بلور ارتوکلاز، طی جانشینی پلاژیوکلاز آلبیتی به جای ارتوکلاز نهفته است [۱۹]. طبیعتاً چون این جانشینی واکنشی است که بلور در برابر تنش فشاری از خود نشان می‌دهد، لذا رشته‌های پرتیتی نیز به عنوان محصول جانشینی در جهت عمود بر بیشترین تنش فشاری حاکم بر محیط، از خود جهت یافتگی نشان می‌دهند (شکل ۵ الف).

وجود ماکل میکروکلین در بسیاری از بلورهای ارتوکلاز می‌تواند نشانه‌ی دگرشکلی آن‌ها در حالت جامد باشد [۲۰-۲۲]. بلورهای ارتوکلاز در سیستم مونوکلینیک متبلور می‌شوند،

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

اما هنگامی که تحت تأثیر تنش قرار می‌گیرند سیستم تبلور آن‌ها به تری کلینیک تغییر می‌یابد. تغییر سیستم تبلور از مونوکلینیک به تری کلینیک سبب ایجاد ماکل‌های آلبیت و پریکلین در ارتوکلاز می‌شود [۲۳]. حضور هم زمان دو ماکل آلبیت و پریکلین در داخل ارتوکلاز، در بیشتر موارد به صورت عمود بر هم و توأم با تشکیل منظره شطرنجی است (شکل ۵ث)، ولی در برخی موارد به صورت موازی و بین انگشتی در نمونه‌ها قابل رویت هستند که هر دو حالت ناشی از تنش وارد بر سنگ‌اند [۲۰-۲۳].



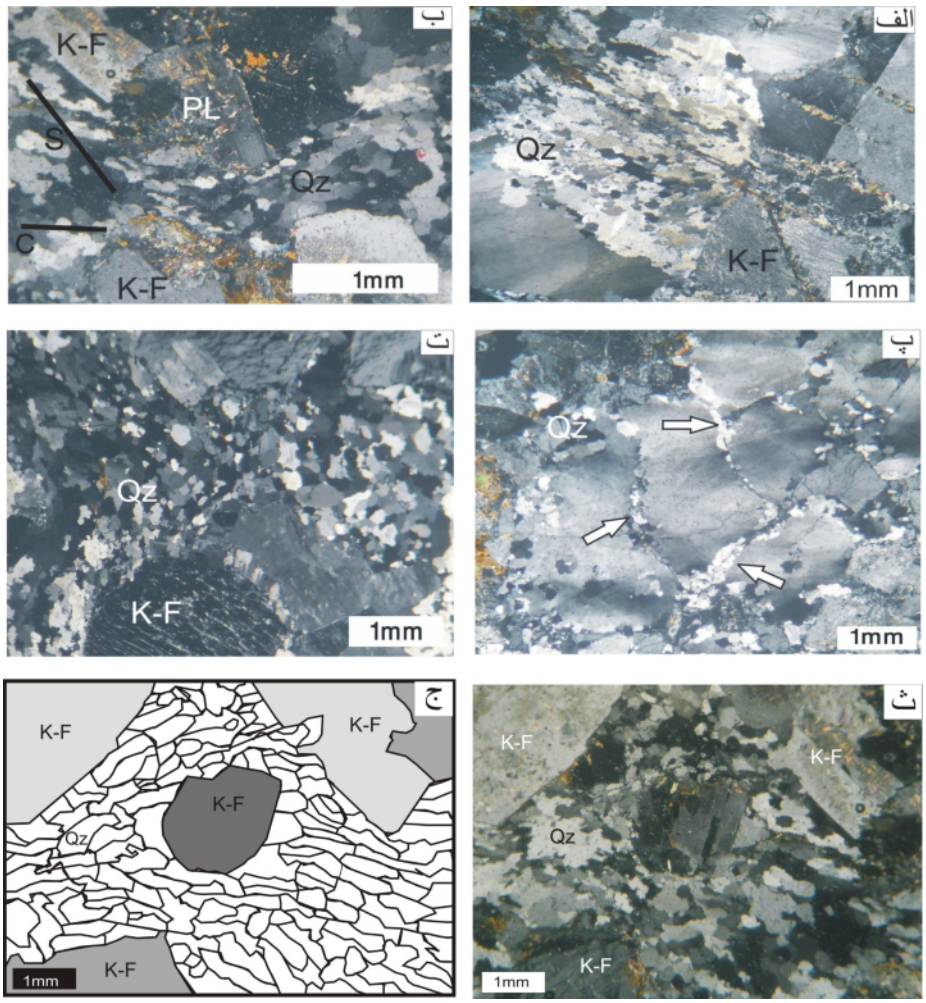
شکل ۵ الف) موقعیت پرتیت‌های جانشینی نسبت به جهت تنش‌های اصلی و صفحات C و S [۱۳]، ب) شکستگی‌های موجود در بلور ارتوکلاز که با کوارتز پر شده است. این شکستگی‌ها گاهی باعث جابه‌جایی ماکل نیز شده است (نور قطبیده). پ) حالت عدسی شکل فلدسپار قلیایی که نشانه‌ی دگرشکلی دمای بالاست (نور قطبیده). ت) خط روی تصویر موازی سطح S سنگ رسم شده است، مثلث‌های کوچک، میکروپرتیت‌هایی را نشان می‌دهند که تقریباً موازی سطح S ایجاد شده‌اند (نور قطبیده). ث) عمود بر هم قرار گرفتن ماکل‌های آلبیت و پرکلین و ایجاد طرح شطرنجی در ارتوکلاز (نور قطبیده). علائم مشابه شکل ۲ است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

دگرشکلی کوارتز

کوارتز کانی اصلی در نمونه‌ها بوده و به صورت دانه‌های بی‌شکل تا شکل‌دار در اندازه‌های ریز، متوسط و درشت لابلای بلورهای فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلازها را پر کرده است. کوارتزها بیشتر دارای حاشیه‌های بریده‌اند، خاموشی موجی شدید و حالت خردشدگی (ریزشدگی درجا)، (شکل ۶ الف) و تبلور دوباره از خود نشان می‌دهند. همچنین در دگرشکلی‌های شدیدتر کوارتزها حالت نواری پیدا می‌کنند (شکل ۶ ب). کوارتزهای ماگمایی تجدید تبلور یافته در زون‌های برشی به انباشتی از دانه‌های چند بری قلوه مانند تبدیل شده‌اند و بیشتر خاموشی موجی نشان می‌دهند. اغلب کوارتزهای موجود در منطقه به یکی از شکل‌های زیر دستخوش تجدید تبلور شده‌اند:

الف) تجدید تبلور بر اثر مهاجرت مرز دانه‌ها: اغلب کوارتزهای موجود در سنگ‌های کمتر دگرشکل شده‌ی منطقه تجدید تبلور یافته و خاموشی موجی و حالت خردشدگی نشان می‌دهند. تجدید تبلور این کوارتزها با سازوکار مهاجرت مرز دانه‌ای همراه است (شکل ۶ پ). در این گرانیت‌ها، که دستخوش دگرشکلی ضعیف شده‌اند، مرز دانه‌های کوارتز به داخل دانه‌های مجاور بخصوص کوارتزهای دیگر نفوذ کرده است. دراثر این تجدید تبلور، مرز دانه‌های کوارتز به شکل کنگره‌ای در آمده است [۲۴].



شکل ۶ الف) بلور کوارتز قدیمی به وسیله کوارتزهای ریزدانه جدید جایگزین شده است (نور قطبیده). ب) دانه‌های کوارتزهای خرد شده با تجدید تبلور چرخشی (نور قطبیده). پ) تجدید تبلور دانه‌های کوارتز بر اثر مهاجرت مرز دانه‌ها در سنگ‌های کمتر دگرشکلی یافته منطقه، مرز دانه‌های کوارتز به داخل دانه‌های مجاور بخصوص کوارتزهای دیگر نفوذ کرده است. در اثر این تجدید تبلور، مرز دانه‌های کوارتز به شکل کنگره‌ای در آمده است ت) دانه‌های کوارتز که دستخوش تجدید تبلور ایستایی شده‌اند (نور قطبیده). ث) وجود کانی‌های ماگمایی تأخیری در محل سایه‌ی فشار اطراف پرفیروکلاست‌های فلدسپار (نور پلاریزه). ج) تصویر نموداری از شکل (ث). علائم مشابه شکل ۲ است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

ب) تجدید تبلور ناشی از چرخش و خردشدن دانه‌ها: این تجدید تبلور در دگرشکلی شدید گرانیتوئیدها و در شرایطی که اختلاف تنش شدید و مقدار تنش برشی بیشینه است، رخ می‌دهد. بر اثر تجدید تبلور چرخشی دانه‌های کوارتز در اندازه‌های تقریباً مساوی خرد و کوچک شده و با چرخیدن به موازات سطوح برگواره قرار گرفته‌اند [۲۴] (شکل ۶ ب).

ج) تجدید تبلور ایستایی: این تجدید تبلور پس از کاهش و یا توقف دگرشکلی رخ می‌دهد. کوارتزهایی که در حین دگرشکلی حاشیه‌های نامنظم و موجی پیدا کرده‌اند، ممکن است پس از افت نرخ دگرشکلی و یا توقف آن، ناپدید شوند و به تناسب شرایط حاکم بر محیط، دستخوش تجدید تبلور شدند [۱۰]. در شرایطی که دمای محیط پایین و یا آب آزاد در محیط وجود نداشته باشد، کوارتزها پس از توقف دگرشکلی همان شکل کشیده و جهت یافته اولیه‌ی خود را حفظ می‌کنند در حالی که در سنگ‌های میلونیتی مورد بحث به دلیل بالا بودن دمای محیط پس از افت یا اتمام دگرشکلی، کوارتزها دستخوش تبلور مجدد شده و به دانه‌های چند بری تبدیل شده‌اند (شکل ۶ ت). این تجدید تبلور، اصطلاحاً تجدید تبلور ایستایی نامیده می‌شود.

د) بین پورفیروکلاست‌های کوارتز، با کوارتزهای ریزدانه رشد کرده‌اند و یا بلور کوارتز قدیمی به وسیله کوارتزهای ریزدانه جدید جایگزین شده است که حاکی از تبلور دوباره کوارتزهای ریز در سنگ بوده است. این تبلور دینامیکی است که از ویژگی‌های دگرشکلی دینامیکی سنگ‌ها به شمار می‌آید [۲۵] (شکل ۶ الف).

شرایط حاکم بر دگرشکلی زون‌های برشی حاشیه‌ای

بررسی ریزساخت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی کیکی، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در دمای بالا و احتمالاً در آخرین مراحل تبلور ماگما، در حضور مقدار کمی گدازه باقیمانده دگرشکل شده‌اند. به عبارتی دیگر به نظر می‌رسد که توده‌ی نفوذی کیکی، همزمان با زمین‌ساختی به داخل ماسه سنگ‌های ژوراسیک منطقه تزریق شده و حاشیه‌ی آن در حین جایگزینی، دستخوش دگرشکلی دمای بالا شده است. شواهد مربوط به دگرشکلی دمای بالا و حضور کم گدازه حین دگرشکلی، در زیر ارائه شده‌اند:

الف) حاشیه دانه‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های میلونیتی منطقه کنگره‌ای و دندانه‌دار شده و به داخل دانه‌های مجاور از قبیل کوارتز، نفوذ کرده است (شکل ۳ پ). بررسی‌های تجربی نشان می‌دهد که دندانه‌دار شدن کناره‌ی پلاژیوکلازها در اثر مجاورت مرز دانه‌ها و در دمای حدود ^{o}C ۵۰۰ اتفاق می‌افتد [۱۰،۷]. در برخی از نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز در مقیاس میکروسکوپی شکسته شده‌اند و این شکستگی‌ها که صرفاً در داخل فلدسپارها (کانی‌های ماگمایی دمای بالاتر) دیده می‌شوند، دوباره به‌وسیله‌ی مجموعه کانی‌های ماگمایی چند بری و ریزدانه بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز پر شده‌اند (شکل ۳ ب). برخی از بلورهای پلاژیوکلازها نیز که در دماهای بالاتر دگرشکل شده‌اند، به‌وسیله‌ی بلورهای کوارتز و فلدسپار پتاسیم با بافت ریزدانه‌ای جانشین شده‌اند (شکل ۳ ت).

دانه‌های پتاسیم فلدسپار در اثر دگرشکلی به صورت عدسی‌های سمت یافته و چشمی شکل درآمده‌اند. گاهی این بلورها در اثر دگرشکلی خمیری، به صورت بودینی تغییر شکل داده‌اند. با توجه به اینکه تجدید تبلور پتاسیم فلدسپار صرفاً در دماهای بالاتر از ^{o}C ۴۰۰ روی می‌دهد [۷]، به نظر می‌رسد که دگرشکلی سنگ‌های میلونیتی حاشیه‌ی توده در دمایی بالاتر از ^{o}C ۴۰۰ رخ داده باشد.

بودینی شدن و تغییر شکل دانه‌های پتاسیم فلدسپار به صورت عدسی‌های چشمی، دندانه‌دار شدن بلورهای پلاژیوکلاز، تشکیل نوارهای کانیایی و تک کانیایی کوارتز و تبدیل بیوتیت‌های درشت دانه به انباشتی از دانه‌های کوچک‌تر، نشانه‌ی رخداد دگرشکلی سنگ‌های حاشیه‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی کیکی در دمای بالا، و احتمالاً در مراحل نهایی تزریق توده ماگمایی، هستند.

ب) به نظر می‌رسد که دگرشکلی سنگ‌های حاشیه‌ی توده در شرایط فرا مرزانجمادی و در حضور گدازه باقی مانده رخ داده باشد. پر شدن ترک‌های درون بلوری و مناطق بین بودین کانی‌های ماگمایی دمای بالا (از قبیل پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار) به‌وسیله‌ی مجموعه‌های پلی‌گونالی و ریزدانه بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز (شکل ۳ ب و ۵ ب)، وجود کانی‌های ماگمایی تأخیری در سایه فشار اطراف پرفیروکلاست‌های فلدسپار (شکل ۶ ث و ج) و همرشدی کوارتز و ارتوکلاز در حاشیه‌ی بلورهای دگرشکل شده ارتوکلاز، همگی حکایت از

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

حضور مقدار اندکی گدازه حین دگرشکلی دارند. بوشه و همکاران [۲۰] و تیکوف و دوسن بلانکا [۲۶] پر شدن شکستگی‌های داخل پلاژیوکلاز کوارتز و ارتوکلاز را به وجود مقدار اندکی گدازه در بین بلورها هنگام دگرشکلی مربوط می‌دانند.

از جمله شواهد دیگری که می‌تواند نشانه‌ی دگرشکلی گرانیتوئیدها در حضور مقدار کمی گدازه‌ی باقی مانده باشد، به حضور مجموعه‌های ریزدانه کوارتز و فلدسپار بین کلیواژهای بیوتیت می‌توان اشاره کرد (شکل ۴ ب). حضور مقدار کمی گدازه بین ورقه‌های بیوتیت موجب لغزش آسان ورقه‌ها هنگام دگرشکلی شده [۲۷] و پس از انجماد، مجموعه‌ای از بلورهای ریزدانه را بین ورقه‌های بیوتیت به وجود می‌آورد (شکل ۴ ب).

باتوجه به توضیحات فوق می‌توان تصور کرد که دگرشکلی سنگ‌های میلونیتی حاشیه‌ای باید در دمای بالاتر از ^{o}C ۴۰۰ و در حضور مقدار اندکی گدازه رخ داده باشد، و مقدار گدازه حین دگرشکلی گرانیتوئیدها به اندازه‌ای بوده است که توانسته با کاهش اصطکاک در راستای مرز دانه‌ها به دگرشکلی کمک کند، البته مقدارش هم آن چنان زیاد نبوده که توانسته باشد مانع از تماس دانه‌ها با هم شود [۲۸، ۲۹].

برداشت

چنانکه گفته شد، سنگ‌های گرانیتوئیدی کیکی در محل همبری با سنگ‌های میزبان و به موازات همبری توده، دستخوش دگرشگلی خمیری شده و بافت‌های میلونیتی به خود گرفته‌اند. بررسی‌های میکروسکپی نشان می‌دهد که:

۱) دانه‌های کوارتز و فلدسپار سنگ‌های گرانیتوئیدی در محل همبری با سنگ‌های میزبان، سمت‌یابی پیدا کرده و ضمن تبدیل شدن به ذرات ریزتر، باعث گسترش بافت اولترامیلونیتی در این سنگ‌ها شده‌اند. لغزش ورقه‌های بیوتیت در راستای سطوح کلیواژ، برگوارگی چشمگیری را در این سنگ‌ها ایجاد کرده است.

سنگ‌های موجود در قسمت‌های داخلی‌تر توده، به دلیل داشتن طبیعتی با گرانروی ضعیف‌تر در مقایسه با بخش همبری، دگرشکلی ضعیف‌تری نشان می‌دهند. کانی‌های کوارتز و فلدسپار آن‌ها به عدسی‌های چشمی شکل و نوارهای چندکانیایی و تک کانیایی تغییر شکل‌یافته و یک بافت پروتومیلونیتی را در سنگ ایجاد کرده است. برگوارگی پروتومیلونیت‌ها از وضوح بیشتری برخوردار نیست و ورقه‌های بیوتیت موجود در آن‌ها کمتر دگرشکل شده‌اند.

۲) تغییر شکل خمیری فلدسپار و مهاجرت مرز دانه‌های پلاژیوکلاز به داخل بلورهای همجوار، از دگرشکلی در شرایط دمای بالا حکایت می‌کند. جانشینی شبه‌ریخت کوارتز و فلدسپار به صورت بافت ریزدانه‌ای، به جای بلورهای پلاژیوکلاز و نیز پرشدن ترک‌های پلاژیوکلاز با کانی‌های با دمای بالا نظیر بیوتیت، فلدسپار و کوارتز، نشان می‌دهد که دگرشکلی این بلورها در دمای بالاتر از ^{o}C ۴۰۰ رخ داده است.

۳) رشته‌های پرتیت موجود در میلونیت گرانیت‌ها، به موازات برگوارگی این سنگ‌ها جهت‌یابی نشان می‌دهند و تشکیل پرتیت داخل بلورهای ارتوکلاز، با کاهش حجم ناشی از دگرشکلی و تبادل کاتیونی بین بلورهای فلدسپار در ارتباط است.

۴) با توجه به پرشدگی شکستگی بلورهای ماگمایی اولیه (نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز) با بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کوارتز، تشکیل بافت ریزدانه‌ای در اطراف بلورهای ارتوکلاز و حضور مجموعه‌های ریزدانه ارتوکلاز و کوارتز ریزدانه بین ورقه‌های بیوتیت معلوم می‌شود که دگرشکلی در حضور مقدار کمی گدازه شروع شده و احتمالاً تا پس از انجماد کامل گداخت ادامه داشته است. بدیهی است که تجدید تبلور و رشد دانه‌ها در آخرین مراحل دگرشکلی، مقداری از شواهد دگرشکلی اولیه را محو کرده است.

۵) شواهد صحرایی و میکروسکوپی حکایت از دگرشکلی دمای بالای سنگ‌های حاشیه‌ی توده‌ی نفوذی کیکی به موازات همبری سنگ‌های میزبان دارد. بر اساس داده‌های سنگ‌نگاری می‌توان نتیجه گرفت که توده‌ی یاد شده احتمالاً به صورت همزمان با زمین‌ساختی به داخل مجموعه ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک تزریق شده است.

قدردانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌ی نفوذی جنوب کیکی" است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران در حال انجام است لذا بدین وسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌شود. به جاست

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

مؤلفین از هیئت تحریریه و داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران نیز سپاسگذاری کنند.

مراجع

[۱] رحمتی ایلخچی م.، همکاران.، *"تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۸۲).

[۲] حاجی حسینی ع.، همکاران.، *"تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۲).

[۳] نوایی ا.، همکاران.، *"تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۹۹۲).

[۴] افتخار نژاد خ.، آقانباتی ع.، *"تهیه نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۹۹۲).

[۵] مفیدی ا.، یساقی ع.، رحیمی ب.، *"تحلیل کرنش و ریزساختار دانه‌های کوارتز در برآورد خاستگاه و شرایط دگرشکلی برگه‌های راندگی البرز شرقی"*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱ (۱۳۸۶) ص ۳-۲۲.

[۶] نعمتی م.، یساقی ع.، کمالی م.، *"استفاده از ریزساختارهای بلور کوارتز و کلسیت و شاره‌های درگیر در تحلیل شرایط دگرشکلی و برآورد خاستگاه سیستم رورانده‌ی کوهزاد زاگرس در منطقه بختیاری"*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۹) ص ۱۸۱-۱۹۴.

[7] Tullis J., Stünitz H., Teyssier C., Heilbronner R., *"Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks*", In: Jessell M.W.,Urai J.L. (Eds.), Stress, strain and structure. A volume in honour of W.D. Means. J. Virt. Expl 2 (2000).

[8] Bell T.H., Johnson S.E., *"The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and Kfeldsparin the Woodroffe Thrust mylonite zone, central Australia"*, J. Meta. Geo 7 (1989) 151–168.

[9] Drury M.R., Urai J.L., *"Deformation-related recrystallisation processes"*, Tectonophys 172 (1990) 235–253.

[10] Passchier C.W., Trouw R.A.J., *"Micro tectonics. Springer Verlag, Berlin*", Heidelberg (1996).

[11] Shelly D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Cambridge University Press, Cambridge"*, (1993).

[12] Urai J.L., Means W.D., Lister G.S., "*Dynamic recrystallisation of minerals. In Hobbs B.E. & Heard H.C. (Eds.) Mineral and Rock deformation"*, Laboratory Studies. Union Geophy. Monograph. 36 (1986) 161-199.

[13] Vernon R.H., *"Micro fabric of mica aggregates in partly recrystallized biotite"*, Con. Min. Petrol 61 (1977) 175–185.

[14] 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"*, J. Struc. Geo 26 (2004) 1845–1865.

[15] Bons P.D., Jessell M.W., *"Micro-shear zones in experimentally deformed octachloropropane"*, J. Struc. Geo 21 (1999) 323–334.

[16] Hippertt J.F., *"Breakdown of feldspar, volume grain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone"*, J. Struc. Geo 20 (1988) 175-193.

[17] Vernon R.H., *"Flame perthite in metapelitic gneisses in the Cooma Complex, SE Australia"*, Amer. Min 84 (1999) 1760–1765.

[18] Pryer L.L., Robin P.Y.F., *"Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite"*, J. Meta. Geo 14 (1995) 645–658.

[19] Brown W.L., Parsons I., *"Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behavior diagrams for igneous rocks"*, Min. Mag 53(1989) 25–42.

[20] Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Ne'de'lec A., Cuney M., *"Submagmatic microfractures in granites"*, Geo 20 (1992) 35–38.

[21] Eggleton R.A., *"The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts"*, American Mineralogist 64 (1979) 906–911.

[22] Eggleton R.A., Buseck P.R., *"The orthoclase–microcline inversion: a high-resolution TEM study and strain analysis"*, Con.Min. Petrol 74 (1980) 123–133.

[23] Fitzgerald J.G., McLaren A.C., *"The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites"*, Con. Min.Petrol 80 (1982) 219–229.

[24] Trimby P.W., Prior D.J., Wheeler J., *"Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite"*, J. Struc. Geol 20(1998) 917–935.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]

[۲۵] رحیمی ب.، علی زاده ح.، *"تحلیل ساختاری، خاستگاه و شرایط دگرشکلی زون‌های برشی شکل‌پذیر در توده‌ی گرانیتوئیدی ده نو - غرب مشهد"*، مجله بلورشناسی و کانی-شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۹) ص ۳۹۹-۴۱۰.

[26] Tikoff B., de Saint Blanquat M., "*Development of magmatic to solidstate fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada Batholith, California. In: Bouchez J.L., Stephens W.E., Hutton D.E. (Eds.), Granite: from melt segregation to emplacement fabrics",* Kluwer, Dordrecht, The Netherlands (1997) 231–252.

[27] Vernon R.H., Johnson S.E., Melis E.A., *"Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the SanJose´ tonalite, Baja California, Mexico",* J. Struc. Geol 26 (2004) 1867–1884.

[28] Van der Molen I., Paterson M.S., "*Experimental deformation of partially melted granite",* Con. Min. Petrol 70 (1979) 299–318.

[29] Rosenberg C.L., Handy M.R., *"Syntectonic melt pathways during simple shearing of a partially molten rock analogue (Norcamphor–Benzamide)",* J. Geophys. Res 105 (2000) 3135–3149.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-15]