شواهد پتروگرافی حاکی از دگرشکلی دمای بالا در سنگهای حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمالغرب زاهدان، ایران

علی کنعانیان*، مهدی رضائی کهخائی، محسن الیاسی، داریوش اسماعیلی دانشکده زمینشناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، صندوق پستی۱۴۱۵۵–۶۴۵۵، تهران * مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: ۸۴/۸/۲۲ (دریافت: ۸۴/۸/۲۳ ؛ پذیرش:۸۴/۱۱/۱۷)

چکیدہ

توده گرانودیوریتی لخشک بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان محسوب می شود که در زمان الیگومیوسن به صورت یک توده بیضوی شکل با امتداد شمال غرب-جنوب شرق در داخل رسوبات فلیشی ائوسن نفوذ کرده و به همراه سنگهای میزبان خود، مجموعاً بخشی از زون جوش خورده سیستان واقع بین دو بلوک لوت و افغان را تشکیل داده است. سنگهای حاشیه جنوب و جنوب غربی توده، در امتداد زون های برشی موازی با همبری توده که بیش از ۲۰۰ متر ضخامت دارند، دستخوش دگر شکلی دمای بالا شدهاند و فابریکهایی نظیر ساختارهای S-C پیدا کردهاند. دگر شکلی این سنگها در محل همبری با سنگهای ضخامت دارند، دستخوش دگر شکلی دمای بالا شدهاند و فابریکهایی نظیر ساختارهای S-C پیدا کردهاند. دگر شکلی این سنگها در محل همبری با سنگهای میزبان، شدید بوده و به سمت داخل توده تدریجاً کاهش می باد. کانی های اولیه ماگمایی نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در این سنگهای بر اثر تحمل دگر شکلی شکننده دمای بالا، شکسته شده و شکستگی آنها مجدداً با کانی های ماگمایی دمای بالا نظیر بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز پر شده است. بر اساس شواهد زیر به نظر می رسد دگر شکلی این سنگها در شرایط دمایی بالای سولیدوس و احتمالاً در حضور مقدار کمی مذاب اتفاق افتاده باشد: ۱) پر شدن شکستگی بلورهای فلدسپار اولیه توسط مجموعههای دانهریز کوارتز، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز پر شده است. بر بیورهای فلدسپار اولیه توسط مجموعههای دانه در خوارتر، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت، ۲) وجود دانههای کوارتز و فلدسپار در بین کلیواژهای تغیر شکلی افت بیورهای فلدسپار اولیه توسط مجموعههای دانه دیز کوارتر، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت، ۲) وجود دانه های کوارتز و فلدسپار در بین کلیواژهای تغییر شکلیانته بیوتیت، ۳) همرشدی کوارتز و پتاسیم فلدسپار که به طور بخشی جایگزین پلاژیوکلاز شده اند، ۴) حضور بافت گرانوفیری دگرشکل نشده در حاشی هار می این می بایر می همری بای می بر می موارد.

واژههای کلیدی: ریزساخت، دگرشکلی، فولیاسیون، تبلور مجدد، گرانیتوئید.

مقدمه

توده گرانیتوئیدی لخشک در ۱۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان زاهدان واقع شده و بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان محسوب می شود (شکل ۱). این توده نفوذی در زمان الیگومیوسن به صورت یک توده بیضوی شکل با امتداد شمال غرب-جنوب شرق در داخل رسوبات فلیشی ائوسن نفوذ کرده و به همراه این سنگها، مجموعاً بخشی از زون جوش خورده سیستان واقع در بین دو بلوک لوت و افغان را تشکیل داده است (Stocklin 1968 Tirrul 1983). ترکیب سنگ شناسی توده نفوذی لخشک بیشتر شامل بیوتیت گرانودیوریت و به مقدار کمتر هورنبلند گرانودیوریت می باشد.

سنگهای حاشیه جنوب و جنوبغربی توده گرانیتوئیدی لخشک در امتداد زونهای برشی نسبتاً گسترده و موازی حاشیه توده، میلونیتی شدهاند. وجود این زونهای برشی ما را بر آن داشت که با بررسی تغییرات کانیشناسی و بافتی در گرانیتوئیدهای تغییر شکل یافته و با اتکا به معیارهایی چون تغییرات اندازه دانهها، شکل و رفتار کانیها در

مقیاس میکروسکوپی تلاش نمائیم شرایط تشکیل زونهای برشی و ارتباط زمانی آنها را با جایگزینی توده نفوذی مورد کنکاش قرار دهیم. به این منظور در امتداد دو مقطع عمود بر امتداد زونهای برشی، تعداد ۱۱۵ نمونه از بخشهای مختلف زونهای برشی حاشیهای و گرانیتوئیدهای سالم همجوار آنها برداشت و مورد مطالعات پتروگرافی قرار گرفت که نتایج این بررسیها در مقاله حاضر ارائه شده است.

دگرشکلی زونهای برشی حاشیهی توده

گرانیتوئیدها در زونهای برشی حاشیهی جنوب و جنوب غرب توده که ضخامتی بالع بر ۴۰۰ متر دارند، متحمل دگرشکلی دمای بالا شدهاند و تقریباً به موازت همبری توده، فولیاسیون پیدا کردهاند. مطالعات صحرایی و نمونهبرداریهایی که در دو مسیر عمود بر فولیاسیون زونهای میلونیتی انجام شده، نشان میدهند که شدت دگرشکلی از سنگهای حاشیه به طرف مرکز توده کاهش مییابد (شکل ۲۵). سنگهای میلونیتی موجود در محل همبری بر اثر تحمل دگرشکلی



شکل۱: نقشه زمینشناسی توده گرانیتوئیدی لخشک و نواحی اطراف آن. این نقشه با توجه به جزئیات عکسهای ماهوارهای لندست و نقشه زمینشناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش زاهدان (Behruzi 1993) تهیه شده است.

شدیدتر، دانهریزتر بوده و از لحاظ بافتی دارای فولیاسیون شدید و نواربندی ترکیبی متشکل از نوارهای تیره و روشن میباشند. این سنگها به طور کلی بافت اولترامیلونیتی نشان میدهند و دارای ساختار C هستند. با پیشروی به سمت داخل توده و دور شدن از همبری، اندازه دانههای موجود در سنگهای میلونیتی افزایش یافته و فولیاسیون آنها ضعیفتر میشود. این سنگهای کمتر دگرشکل شده و دارای بافت پروتومیلونیت و ساختارهای C-S میباشند. علاوه بر آن سنگهای پروتومیلونیتی دارای لیناسیون قطورتر و رنگ روشنتری نسبت به سنگهای اولترامیلونیتی هستند.

کانیهای مختلف و همچنین انکلاوهای موجود در سنگهای گرانیتوئیدی حاشیهی جنوب و جنوبغرب توده با شدتهای مختلف تغییر شکل پیدا کردهاند. آثار دگرشکلی بیشتر در کانیهای ماگمایی اولیه نظیر پلاژیوکلاز، بیوتیت، ارتوکلاز و به مقدار کمتر در هورنبلند، آلانیت و اسفن دیده می شود. شکسته شدن و پر شدن ترکهای

فلدسپار توسط مجموعه کانیهای دانهریز کوارتز، پتاسیمفلدسپار و بیوتیت و همچنین جانشینی پلاژیوکلاز توسط مجموعه کانیهای کوارتز و ارتوکلاز در هم رشد کرده، از آثار دگرشکلی دمای بالای گرانیتوئیدهای منطقه محسوب میشود. در این مقاله تلاش شده با توجه به اختلاف رفتار کانیهای مختلف در حین دگرشکلی، ریزساختهای مرتبط با دگرشکلی هر یک از کانیهای سازنده گرانیتوئیدها، به صورت مجزا تشریح شود.

۱- دگرشکلی بیوتیت

چنانچه اشاره شد بیوتیت در سنگهای منطقه به دو صورت دیده می شود. یکی بیوتیتهای اولیه که به صورت بلورهای درشت نیمه شکل دار ماگمایی، به همراه فلدسپارها و کوارتز، از ماگمای گرانیتی متبلور شدهاند و کانی های اصلی گرانیتوئیدها را تشکیل می دهند. گروه دیگر بیوتیتهای دانه ریز و معمولاً پلی گونالی هستند که پس از تبلور بیوتیتهای فوق و در پی تغییر شکل سنگهای منطقه، به همراه مجموعه کانیهای دانهریز فلدسپار و کوارتز، ترکها و شکستگیهای بلورهای درشت فلدسپار را پر نمودهاند و به این ترتیب از لحاظ تقدم و تأخر تبلور، بیوتیتهای نسل دوم محسوب می شوند. بیوتیتهای اولیه به همراه سایر کانیهای اصلی گرانیت در اثر دگرشکلی، تغییراتی را متحمل شدهاند که بررسی این تغییرات تا حدی می تواند شرایط حاکم بر دگرشکلی را روشن نماید. بنابراین در ادامه این بخش به تشریح آثار دگرشکلی در بیوتیتهای اولیه می پردازیم.

آثار دگرشکلی در بیوتیتهای اولیه مشهودتر از سایر کانیهای اصلی است. بلورهای بیوتیت در اکثر سنگهای تغییر شکل یافته، کمی خمیده شدهاند و یا به ندرت کینکباند نشان میدهند (شکل ۲۵). نادر بودن کینکباند در بیوتیتها میتواند به خاطر لغزش ورقههای بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ باشد (شکل ۲۵). به اعتقاد ورنون (Vernon (1977) حضور مقدار کمی مذاب در بین ورقههای بیوتیت منجر به سهولت لغزش ورقهها بر روی هم میشود.

در گرانیتوئیدهای بیشتر دگرشکل شده، بیوتیتهای اولیه به طور بخشی یا کامل تکهتکه شده و به ورقههای موازی و یا تجمعات دانهریز تبدیل شدهاند. گاهی در اثر تجدید تبلور بیوتیتهای اولیه، بخشی از این بلورها، با حفظ شکل کانی اولیه، به اجتماعات دانهریز و پلی گونال بیوتیت نسل دوم تبدیل شدهاند که این امر موید تجدید تبلور بیوتیت در دمای بالا است. به هر حال اکثر بیوتیتهای اولیه، پس از تغییرشکل و تکهتکه شدن، به تدریج جهتیابی پیدا کرده و منجر به ایجاد فولیاسیون در سنگ شدهاند. به اعتقاد جانسون و همکاران (Johnson گسترش فولیاسیون در سنگهای میلونیتی میباشد. کلیه این ریزساختارها نشانه وقوع دگرشکلی دمای بالا در نمونههای مورد بررسی هستند (Vernon 1977).

مراحل آغازین ظهور فولیاسیون و تشکیل نوارهای غنی از بیوتیت با لغزش ورقههای بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ شروع میشود (شکل ۲۵). بعضی از ورقههای بیوتیت با جا به جایی در امتداد سطوح کلیواژ و سپس نفوذ در بین دانههای مجاور، به رشد نوارهای غنی از بیوتیت کمک کردهاند (شکلهای ۲۲).

در گرانیتوئیدهای شدیداً دگرشکل شده، نوارهای بیوتیت، بلورهای پلاژیوکلاز را دور زدهاند (شکل ۲۵) و گاهی باعث تحلیل رفتن گوشههای پلاژیوکلازها و قطع سطوح ماکل پلیسنتتیک آنها شدهاند (شکل ۲۵). بر اساس آزمایشات تجربی بونس و جیسل (& Bons (1999 Jessell) ظهور این پدیده ناشی از فرآیند دگرشکلی دمای بالا در سنگهای گرانیتی می باشد.

۲- دگرشکلی پلاژیوکلاز

در سنگهای کمتر دگرشکل شده، پلاژیوکلازها تجدید تبلور اندکی

یافتهاند و لبه آنها بر اثر مهاجرت مرز دانه (Drury & Urai 1990) در مقیاس خیلی کوچک، دندانهای و کنگرهای شده است (شکل ۳۵). کنگرهدارشدن حاشیههای پلاژیوکلاز ناشی از تفاوت انرژی آزاد داخلی دانههای پلاژیوکلاز نسبت به دانههای کوارتز و اختلاف بین میزان تغییرشکل این کانیها در برابر دگرشکلی است. به عبارت دیگر هنگامی که این دانهها در مجاورت هم قرار می گیرند، 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، متصل میشوند. این امر باعث تجدید تبلور کانیها و جا به جایی مرز بلورهای پلاژیوکلاز به سمت دانههای کوارتز می شود (Passchier & Trouw 1996). اصولاً سرعت مهاجرت مرز دانهها، بستگی به عواملی چون دما، جهتیابی شبکه بلوری و حضور یا عدم حضور ناخالصی در محل تماس بلورها دارد (Shelly 1993). در مواردی که دو بلور هم جنس در کنار یکدیگر متحمل دگرشکلی دمای بالا میشوند، مهاجرت مرز بلورها به جهت قرارگیری دو بلور در کنار یکدیگر بستگی داشته و بیشترین مقدار تحرک و مهاجرت، در بلورهایی اتفاق میافتد که با یک دیگر زاویهی حدود ۴۰ درجه می سازند (Urai et al. 1986).

اکثر مرزهای جوشخورده و بخیهمانند پلاژیوکلاز-پلاژیوکلاز، پلاژیوکلاز-کوارتز و کوارتز-کوارتز که در سنگهای دگرشکل شده معمول اند، بر اثر تنش و مهاجرت مرز دانهها ایجاد شدهاند. شواهد تجربی نشان میدهد که تجدید تبلور پلاژیوکلاز در دمای حدود ۵۰۰۰ شروع میشود (2000 .Tullis *et al* موجود در بلورهای پلاژیوکلاز معمولاً توسط مجموعههای دانهریز و پلی گونال کوارتز و فلدسپار پر شدهاند که این پدیده میتواند دلالت بر وقوع دگرشکلی در حضور مذاب (Bell & Johnson 1989) داشته باشد (شکل ۳۵).

تجدید تبلور نه تنها در شکستگیهای پلاژیوکلاز رخ داده، بلکه در بعضی موارد شرایط دمایی آن قدر بالا بوده که بعد از دگرشکلی اولیه پلاژیوکلاز، کانیهای کوارتز و ارتوکلاز با بافت گرانوفیری به صورت سودومورف جانشین پلاژیوکلاز شدهاند (شکل ۳۵). برخی از بلورهای بیوتیت نیز، همان طور که قبلاً اشاره شد، متحمل تجدید تبلور دمای بالا شدهاند.

۳- دگرشکلی ارتوکلاز

بلورهای ارتوکلاز مشابه پلاژیوکلازها در برابر دگرشکلی مقاوم هستند. رفتار شکننده این بلورها در درجات ضعیف دگرشکلی باعث شده تا در بخشهای کمتر دگرشکل شده منطقه، شکستگیهای متعدد میکروسکپی در این بلورها ظاهر شود و نظیر آنچه که در مورد پلاژیوکلازها ذکر شد، شکستگیهای مزبور با بلورهای تجدید تبلور



شکل ۲: ۵) فولیاسیون موازی همبری توده در زون میلونیتی حاشیه جنوب و جنوبغرب توده گرانیتوئیدی لخشک. محلهای نمونهبرداری از زون میلونیتی با مربعهای سفید رنگ مشخص شده است. برای اطلاع از لیتولوژیهای نقشه به راهنمای نقشه شکل ۱ مراجعه کنید. ط) کینکباند شدن بلورهای بیوتیت در زون میلونیتی (نور پلاریزه). c) لغزش ورقههای بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ و نفوذ آنها در بین دانهها، باعث ایجاد فولیاسیون در سنگ شده است. محل لغزش ورقههای بیوتیت توسط پیکان روی تصویر نشان داده شده است (نور پلاریزه). d) پیچخوردن لایههای بیوتیت در اطراف درشتبلورهای پلاژیوکلاز و تشکیل بافت آناستوموسینگ در سنگ (نور پلاریزه). e) لغزش و پیچخوردن دانههای بیوتیت در اطراف ایوت گوشههای آنها شده است (نور پلاریزه). Bio زیری کلاژیوکلاز، e) بی تعامی میاد سیار و یو دانههای بیوتیت در اطراف پلاژیوکلاز و تشکیل

یافته کوارتز و ارتوکلاز نسل دوم پر شوند (شکل ۳d).

بلورهای ارتوکلاز در بخشهای شدیدتر دگرشکل شده منطقه، رفتاری شکلپذیر و خمیری از خود نشان داده و به صورت عدسیشکل در آمدهاند. این رفتار دلالت بر بالا بودن دما در زونهای برشی دارد و نشان میدهد که حداقل دمای حاکم بر دگرشکلی C°۴۰۰ بوده است (Passchier & Trouw 1996). همچنین ظهور همرشدی کوارتز و ارتوکلاز با بافت گرانوفیری در حاشیه بلورهای تغییر شکل یافته ارتوکلاز، مؤید بالا بودن دما در طی دگرشکلی، همزمانی تبلور کوارتز و ارتوکلاز و احتمالاً نشانه حضور مقدار کمی مذاب در بین بلورها است

(شکل ۳e).

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 گرانیتوئیدهای دگرشکل نشده، از فراوانی بیشتری برخوردارند. فراوانی بیشتر پرتیتها در زونهای میلونیتی و جهتیابی ترجیحی 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 (Vernon 1999، Hippertt 1998). بنابراین شواهد پتروگرافی دگرشکلی در سنگهای حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمالغرب زاهدان، ایران



شکل ۳: ۵- مهاجرت مرز دانه پلاژیوکلاز به داخل دانه کوارتز با مثلثهای کوچک نشان داده شده است (نور پلاریزه). -b پیکان روی تصویر شکستگیهای پر شده پلاژیوکلاز با بلورهای دانهریز کوارتز و ارتوکلاز را نشان میدهد (نور پلاریزه). C- همرشدی بلورهای کوارتز و پتاسیمفلدسپار که به صورت پزودومرف جانشین پلاژیوکلاز شدهاند (نور پلاریزه). b- شکستگیهای موجود در بلور ارتوکلاز که توسط کوارتز پر شده است. این شکستگیها گاهی باعث جا به جایی ماکل نیز شده است (نور پلاریزه). e- همرشدی کوارتز و ارتوکلاز با بافت گرانوفیری در حاشیه بلورهای ارتوکلاز (نور پلاریزه). f- خط روی تصویر موازی سطح S سنگ رسم شده است. مثلثهای کوچک، میکروپرتیتهایی را نشان میدهند که تقریباً موازی سطح S ایجاد شدهاند (نور پلاریزه). e- خط روی تصویر موازی سطح پلاژیوکلاز، K-F، پتاسیمفلدسپار، Qz، کوارتز.

به نظر می رسد که فرآیند تشکیل پرتیت در این میلونیت ها به جای آن که تابع فرآیند اکسلوشن باشد، تابع تبادلات کاتیونی (پرتیت های جانشینی) بوده است (شکل ۳۴ و ۴۵، 1995 Pryer & Robin). حال این سؤال مطرح است که چه ارتباطی بین شکل گیری پرتیت ها و تنش حاکم بر محیط تشکیل آن ها وجود دارد و چرا جانشینی در امتداد صفحاتی که زاویه کمی با صفحه برش می سازند اتفاق افتاده است؟ جواب این سؤال در کاهش حجم نسبی (حدود ۷ درصد) سلول واحد بلور ارتوکلاز، در طی جانشینی پلاژیوکلاز آلبیتی به جای ارتوکلاز نهفته است (Brown & Parsons 1989). طبیعتاً چون این جانشینی عکس العملی است که بلور در برابر تنش فشاری از خود نشان می دهد،

لذا رشتههای پرتیتی نیز به عنوان محصول جانشینی در جهت عمود بر بیشترین تنش فشاری حاکم بر محیط، از خود جهتیافتگی نشان میدهند (شکل ۴۵).

وجود ماکل میکروکلین در بسیاری از بلورهای ارتوکلاز میتواند نشانه دگرشکلی آنها در حالت جامد باشد (1979 Eggleton). بلورهای ارتوکلاز Bouchez et al. 1992 Eggleton & Buseck 1980). بلورهای ارتوکلاز در سیستم مونوکلینیک متبلور میشوند، اما هنگامی که تحت تأثیر تنش قرار می گیرند سیستم تبلور آنها به تریکلینیک تغییر مییابد. تغییر سیستم تبلور از مونوکلینیک به تریکلینیک سبب ایجاد Fitzgerald & کیشود (&

McLaren 1982). حضور همزمان دو ماکل آلبیت و پریکلین در داخل ارتوکلاز، در بیشتر موارد به صورت عمود بر هم و توأم با تشکیل منظره شطرنجی است (شکل ۴۵)، ولی در برخی موارد به صورت موازی و بین انگشتی در نمونهها قابل رویت هستند که هر دو حالات ناشی از تنش وارد بر سنگ میباشد (Eggleton 1979، Eggleton & Buseck 1980، Fitzgerald & McLaren 1982، Bouchez et al. 1992).

۴- دگرشکلی کوارتز

کوارتزهای ماگمایی تجدید تبلور یافته در زونهای برشی به تجمعی از دانههای پلی گونال قلوهمانند تبدیل شدهاند و اکثراً خاموشی موجی نشان میدهند. اغلب کوارتزهای موجود در سنگهای گرانیتوئیدی منطقه به یکی از شکلهای زیر دستخوش تجدید تبلور شدهاند:

الف) تجدید تبلور بر اثر مهاجرت مرز دانهها : در گرانیتوئیدهایی که متحمل دگرشکلی ضعیف شدهاند، مرز دانههای کوارتز به داخل دانههای مجاور به خصوص کوارتزهای دیگر نفوذ کرده است. در اثر این تجدید تبلور، مرز دانههای کوارتز به شکل کنگرهای در آمده است (Trimby et al. 1998).

ب) تجدید تبلور ناشی از چرخش و خرد شدن 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 اندازهای تقریباً مساوی خرد و کوچک شده و با چرخیدن به موازات سطوح فولیاسیون قرار گرفتهاند (شکل ۴c مای 1998 *et al.*

ج) تجدید تبلور ایستایی: این تجدید تبلور، پس از کاهش یا توقف دگرشکلی اتفاق میافتد. کوارتزهایی که در حین دگرشکلی حاشیههای نامنظم و موجی پیدا کردهاند، ممکن است پس از افت نرخ دگرشکلی یا توقف آن، ناپایدار شوند و به تناسب شرایط حاکم بر محیط، متحمل تجدید تبلور گردند (Passchier & Trouw 1996). در شرایطی که دمای محیط پایین و یا آب آزاد در محیط وجود نداشته باشد، کوارتزها پس از توقف دگرشکلی همان شکل کشیده و جهتیافته اولیه 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 پلی گونال تبدیل شدهاند (شکل ۴d). این تجدید تبلور، اصطلاحاً تجدید تبلور ایستایی نامیده میشود.

شرایط حاکم بر دگرشکلی زونهای برشی حاشیهای

بررسی ریز ساختهای موجود در سنگهای گرانیتوئیدی لخشک نشان میدهد که این سنگها در دمای بالا و احتمالاً در آخرین مراحل تبلور ماگما، در حضور مقدار کمی مذاب باقیمانده دگرشکل شدهاند. به

عبارت دیگر به نظر میرسد که توده نفوذی لخشک، همزمان با تکتونیک به داخل فلیشهای دگرگونی ائوسن منطقه تزریق شده و حاشیه آن در حین جایگزینی، دستخوش دگرشکلی دمای بالا شده است. شواهد مربوط به دگرشکلی دمای بالا و حضور کم مواد مذاب در 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 نموده است (شکل ۳۵). مطالعات تجربی نشان میدهد که دندانهدار شدن کناره پلاژیوکلازها در اثر مهاجرت مرز دانهها و در Passchier & Trouw 1996) در برخی از نمونهها، بلورهای پلاژیوکلاز در مقیاس میکروسکپی شکسته شدهاند و این شکستگیها که صرفاً در مقیاس میکروسکپی شکسته شدهاند و این شکستگیها که صرفاً در مجدداً توسط مجموعه کانیهای ماگمایی دمای بالاتر) دیده میشوند، مجدداً توسط مجموعه کانیهای ماگمایی پلیگونال و دانهریز بیوتیت، نیز که در دماهای بالاتر دگرشکل شدهاند، توسط بلورهای پلاژیوکلازه پتاسیمفلدسپار با بافت گرانوفیری جانشین گردیدهاند (۳۵).

دانههای پتاسیمفلدسپار در اثر تحمل دگرشکلی به صورت عدسیهای جهتیافته و چشمی شکل در آمدهاند. گاهی این بلورها در اثر دگرشکلی خمیری، به صورت بودینی درآمدهاند. با توجه به این که تجدید تبلور پتاسیمفلدسپار صرفاً در دماهای بالاتر از C[°]۰۰ روی میدهد (Tullis *et al.* 2000)، به نظر میرسد که دگرشکلی سنگهای میلونیتی حاشیهی توده در دمایی بالاتر از C[°]۴۰۰ رخ داده باشد.

بودینی شدن و تغییر شکل دانه های پتاسیم فلدسپار به صورت عدسی های چشمی، دندانه دار شدن بلورهای پلاژیو کلاز، تشکیل نوارهای پلی مینرال و منومینرال کوارتز و تبدیل بیوتیت های دانه در شت به تجمعی از دانه های کوچکتر، نشانه وقوع دگر شکلی سنگ های حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک در دمای بالا، و احتمالاً در مراحل نهایی تزریق توده ماگمایی، می باشند.

ب) به نظر می سد که دگرشکلی سنگهای حاشیهی توده در شرایط فراسولیدوس و در حضور مذاب باقیمانده اتفاق افتاده باشد. پر شدن ترکهای درون بلوری و مناطق بین بودین کانیهای ماگمایی دمای بالا (از قبیل پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار) توسط مجموعههای پلی گونالی و دانه ریز بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز (۳۵ و ۳۵)، وجود کانیهای ماگمایی تاخیری در محل سایه فشار اطراف پرفیروکلاستهای فلدسپار، و همرشدی کوارتز و ارتوکلاز در حاشیه بلورهای دگرشکل شده ارتوکلاز (۳۵) همگی حکایت از حضور مقدار اندکی مذاب در حین دگرشکلی دارند. بوشه و همکاران (۲۹ و ۱۹۹۲) پر شدن شکستگیهای دوسن بلانکا (Tikoff & de Saint Blanquat 1997) پر شدن شکستگیهای شواهد پتروگرافی دگرشکلی در سنگهای حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمالغرب زاهدان، ایران

داخل پلاژیوکلاز توسط کوارتز و ارتوکلاز را به وجود مقدار اندکی مذاب

از جمله شواهد دیگری که می تواند نشانه دگر شکلی گرانیتوئیدها در

حضور مقدار کمی مذاب باقیمانده باشد، به حضور مجموعههای دانهریز

کوارتز و فلدسپار در بین کلیواژهای بیوتیت می توان اشاره نمود (شکل ۴e). حضور مقدار کمی مذاب در بین ورقههای بیوتیت موجب لغزش

آسان ورقهها در هنگام دگرشکلی شده (Vernon et al. 2004) و پس از

انجماد، مجموعهای از بلورهای دانهریز را در بین ورقههای بیوتیت به

در بین بلورها در هنگام دگرشکلی مربوط میدانند.

وجود می آورد (شکل ۴۰). با توجه به توضیحات فوق می توان تصور نمود که دگرشکلی سنگهای میلونیتی حاشیهای باید در دمای بالاتر از C°۴۰۰ و در حضور مقدار اندکی مذاب اتفاق افتاده باشد، و مقدار مذاب در حین دگرشکلی گرانیتوئیدها به اندازهای بوده است که توانسته با کاهش اصطکاک در امتداد مرز دانهها به دگرشکلی کمک کند، البته مقدارش هم آن چنان زیاد نبوده که توانسته باشد مانع از تماس دانهها با هم گردد (van der Molen & Paterson 1979 ،Rosenberg & Handy 2000)



شکل ۴: a) موقعیت پرتیتهای جانشینی نسبت به جهت تنشهای اصلی و صفحات C و S (Hippertt 1998). d) عمود بر هم قرار گرفتن ماکلهای آلبیت و پرکلین و ایجاد طرح شطرنجی در ارتوکلاز (نور پلاریزه). c) دانههای کوارتزهای خرد شده با تجدید تبلور چرخشی (نور پلاریزه). d) دانههای کوارتز که دچار تجدید تبلور ایستایی شدهاند (نور پلاریزه). e) حضور دانههای کوارتز در بین کلیواژ بیوتیت (که توسط پیکان مشخص شده است) میتواند نشانه حضور مقداری مذاب در بین ورقههای این کانی در زمان دگرشکلی باشد (نور پلاریزه). Bi: بیوتیت، PI: پلاژیوکلاز، K-F: پتاسیمفلدسپار، Qz: کوارتز.

نتيجهگيرى

چنانچه در بحث فوق ذکر شد سنگهای گرانیتوئیدی لخشک در محل همبری با سنگهای میزبان و به موازات همبری توده، متحمل دگرشکلی خمیری شده و فابریکهای میلونیتی به خود گرفتهاند. بررسیهای میکروسکپی نشان میدهد که:

 دانههای کوارتز و فلدسپار سنگهای گرانیتوئیدی در محل همبری با سنگهای میزبان، جهتیابی پیدا کرده و ضمن تبدیل شدن به ذرات ریزتر، باعث توسعه بافت اولترامیلونیتی در این سنگها گردیدهاند. لغزش ورقههای بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ، فولیاسیون بارزی را در این سنگها ایجاد نموده است. بافت گرانوفیری در اطراف بلورهای ارتوکلاز و حضور مجموعههای

دانهریز ارتوکلاز و کوارتز در بین ورقههای بیوتیت معلوم مے،شود که

دگرشکلی در حضور مقدار کمی مذاب شروع شده و احتمالاً تا بعد از انجماد کامل مذاب ادامه داشته است. بدیهی است که تجدید تبلور و

رشد دانهها در آخرین مراحل دگرشکلی، مقداری از شواهد دگرشکلی

۵) شواهد صحرایی و میکروسکپی حکایت از دگرشکلی دمای بالای

سنگهای حاشیهی توده نفوذی لخشک به موازات همیری سنگهای

میزبان دارد. بر اساس دادههای یتروگرافی میتوان نتیجه گرفت که

توده مزبور احتمالاً به صورت همزمان با تكتونيك به داخل مجموعه

این یژوهش حاصل طرح تحقیقاتی "یتروژنز و جایگاه تکتونیکی توده

گرانیتوئیدی لخشک و دایکهای آن (شمالغرب زاهدان)" به شماره یرونده ۲۰/۶/۵/۶۱۰۲۶ است که با حمایت مالی معاونت پژوهشی

دانشگاه تهران انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن

سنگهای دگرگونی درجه ضعیف منطقه تزریق شده 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 پلی مینرال و منومینرال تغییر شکل یافته و یک بافت پروتومیلونیتی را در سنگ ایجاد نموده است. فولیاسیون پروتومیلونیتها از وضوح بارزی برخوردار نیست و ورقههای بیوتیت موجود در آنها کمتر دگرشکل گردیدهاند.

۲) تغییر شکل خمیری فلدسپار و مهاجرت مرز دانههای پلاژیوکلاز به داخل بلورهای همجوار، از دگرشکلی در شرایط دمای بالا حکایت میکند. جانشینی سودومورف کوارتز و فلدسپار به صورت بافت گرانوفیری، به جای بلورهای پلاژیوکلاز و همچنین پرشدن ترکهای پلاژیوکلاز با کانیهای دمای بالا نظیر بیوتیت، فلدسپار و کوارتز، نشان میدهد که دگرشکلی این بلورها در دمای بالاتر از C[°]۲۰۰ اتفاق افتاده است.

۳) رشتههای پرتیت موجود در میلونیت گرانیتها، به موازات فولیاسیون 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) توسط بیوتیت، پتاسیمفلدسپار و کوارتز، تشکیل منابع:

Behruzi A. 1993: Geological map of Zahedan 1:250000 survey sheet. Geological Survey of Iran. Tehran.

معاونت قدردانی می گردد.

اوليه را محو نموده است.

Bell T.H., Johnson S.E. 1989: The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe Thrust mylonite zone, central Australia. J. Meta. Geo. 7: 151–168.

Bons P.D., Jessell M.W. 1999: Micro-shear zones in experimentally deformed octachloropropane. J. Struc. Geo. 21: 323-334.

قدردانی

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

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

- Drury M.R., Urai J.L. 1990: Deformation-related recrystallisation processes. Tectonophys. 172: 235-253.
- Eggleton R.A. 1979: The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts. American Mineralogist. 64: 906–911.
- Eggleton R.A., Buseck P.R. 1980: The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution TEM study and strain analysis. *Con. Min. Petrol.* **74:** 123–133.
- Fitzgerald J.G., McLaren A.C. 1982: The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites. *Con. Min. Petrol.* 80: 219–229.
- Hippertt J.F. 1988: Breakdown of feldspar, volume grain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. J. Struc. Geo. 20: 175-193.
- Johnson S.E., Vernon R.H., Upton P. 2004: Foliation development and progressive strain-rate partitioning in the crystallizing carapace of a tonalite pluton: microstructural evidence and numerical modeling. *J. Struc. Geo.* **26**: 1845–1865.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. 1996: Micro tectonics. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.

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

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

Shelly D. 1993: Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Cambridge University Press, Cambridge.

- Stocklin J. 1968: Geology of the central coastal Makran area (Iranian oil Company). Unpublished Report GR91c, National Iranian Oil Company, Tehran.
- Tikoff B., de Saint Blanquat M. 1997: 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. Pp. 231–252.

- Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E. 1983: The Sistan suture zone of eastern Iran. Geol. Soc. Am. Bull. 94: 134-150.
- Trimby P.W., Prior D.J., Wheeler J., 1998: Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite. J. Struc. Geol. 20: 917–935.
- Tullis J., Stünitz H., Teyssier C., Heilbronner R. 2000: 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.
- Urai J.L., Means W.D., Lister G.S. 1986: Dynamic recrystallisation of minerals. In Hobbs B.E. & Heard H.C. (Eds.) Mineral and Rock deformation: Laboratory Studies. *Union Geophy. Monograph.* **36:** 161-199.

Van der Molen I., Paterson M.S. 1979: Experimental deformation of partially melted granite. Con. Min. Petrol. 70: 299–318.

Vernon R.H. 1977: Micro fabric of mica aggregates in partly recrystallized biotite. Con. Min. Petrol. 61: 175–185.

Vernon R.H. 1999: Flame perthite in metapelitic gneisses in the Cooma Complex, SE Australia. Amer. Min. 84: 1760–1765.

Vernon R.H., Johnson S.E., Melis E.A. 2004: Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San Jose' tonalite, Baja California, Mexico. J. Struc. Geol. 26: 1867–1884.