

کاربرد دوقلوهای کلسیت در تخمین حرارت شکل‌گیری کربنات‌های میلونیت‌های مجموعه دگرگونی قطروئیه (شمال خاور نیریز)

فاطمه نادری^۱ و فریبرز مسعودی^{۲*}

۱. کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۹۱/۲/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۲/۸/۱۳

چکیده

مجموعه دگرگونی قطروئیه از نظر ساختاری در لبه خاوری زون دگرگونی سندج - سیرجان، در جنوب باختر ایران و در شمال خاور شهرستان نیریز قرار گرفته است. این مجموعه دربرگیرنده شیب‌های گوناگون، سنگ‌های دگرگونی کربناته، کوارتزیت، ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده است. عملکرد گسل زاگرس به صورت گسل شمالی - جنوبی قطروئیه - ده برین در بخش باختری این مجموعه، منجر به تشکیل پهنه برشی شده است که بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی بخش اعظم آن کربنات‌های میلونیت است. در این تحقیق علاوه بر معرفی این پهنه برشی با توجه به دوقلوهای موجود در کربنات‌های میلونیت‌ها، حرارت حاکم بر دگرریختی در پهنه برشی مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعات ریزساختاری انجام شده در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که بر اساس ریخت‌شناسی و پهنای دوقلوهای کلسیت دگرریختی کریستال پلاستیک در کلسیت به صورت دوقلوهای مکانیکی نوع e ظاهر شده است. عرض دوقلوهای موجود در نمونه‌های مورد مطالعه در این گستره بین ۱۵۱۱ - ۰/۵ و شدت دوقلو شدگی بیشتر بین ۵۵-۱۰ دوقلوئی در میلی‌متر است. دمای لازم برای تشکیل این نوع دگرریختی بر اساس مطالعات تجربی و میدانی انجام شده بین ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد است. پاراژنز موجود در شیب‌ها نشان می‌دهد که پیشرفت دگرگونی در منطقه، در حد رخساره شیب سبز تا آمفیبولیت زیرین بوده که با دگرگونی دینامیک ایجاد شده توسط حرکت راست بر گسل‌های اصلی منطقه ادامه یافته است.

واژه‌های کلیدی: سندج - سیرجان، کربنات‌های میلونیت، دوقلو، مجموعه دگرگونی قطروئیه.

مقدمه

دوقلوهای تشکیل شده وابسته به حرارت حاکم بر محیط است و لذا یکی از سنجنده‌های قابل اعتماد برای تعیین حرارت و بررسی هندسه دوقلوهای کلسیت می‌باشد (Passchier and Trouw, 2005). در مرمر و سنگ آهک درشت دانه در حرارت‌های زیر ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، دگرریختی کریستال پلاستیک در کلسیت به صورت دوقلوهای مکانیکی نوع e ظاهر می‌شوند (Turner, 1953; Groshong, 1988). این نوع دوقلوئی در کلسیت در دمای زیر ۱۷۰°C، از نوع دوقلوئی نازک است که در مشاهدات میکروسکوپی به صورت خطوط نازک و تیره رنگ دیده می‌شود

در طی دگرگونی دینامیک، نیروی وارده بر کانی‌ها علاوه بر خرد کردن کانی، شبکه بلور را نیز تحت تاثیر قرار می‌دهد. در مورد کانی کلسیت، دوقلوها یا ماکل‌های بلور در دگرریختی تغییر کرده و اشکال مشخص و معینی را بوجود می‌آورند. این پدیده بعد از شرایط دیاژنزی شروع می‌شود (Schmid et al., 1981)، در واقع می‌توان گفت دوقلوسازی نتیجه لغزش در شبکه بلور است و با تنش برشی در راستای صفحه لغزش در اثر حرکت جابجایی صورت می‌گیرد (Passchier and Trouw, 2005). شکل

* نویسنده مرتبط Drfmasoudi@yahoo.com

شده است (شکل ۱). بخش اعظم مجموعه دگرگونی قطروئیه از سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک و مزوزوئیک تشکیل شده‌اند. از نظر لیتولوژی واحدهای سنگی پالئوزوئیک پیشین شامل تناوبی از مرمرهای کلسیتی با میان لایه‌هایی از میکاشیست، کوارتزیت، شیست سبز، آمفیبولیت، گنیس، شیست‌های سیاه و چرت‌های سیاه است (شکل ۲ الف). از نظر سنی این واحد معادل سازند میلا بوده که در سطح ورقه قطروئیه برتری مطلق دارد (گل‌باغی، ۱۳۹۱). مرمرهای دولومیتی - کلسیتی بر روی میکاشیست‌ها قرار می‌گیرد و بهترین برونزد آن در ۲۰ کیلومتری شهر بشنه (در شمال خاور قطروئیه) دیده شده است. واحدهای سنگی پالئوزوئیک پسین از مرمرهای دولومیتی - کلسیتی، کالک شیست، میکاشیست، شیست سبز، گنیس، اسلیت و فیلیت‌های تیره رنگ تشکیل شده‌اند. واحدهای سنگی تریاس میانی - پسین شامل گدازه‌های بالشی است که به صورت دگرشیب بر روی واحدهای قبلی قرار گرفته‌اند. منطقه در زمان ژوراسیک تا کرتاسه با رسوبات فلیشی پوشیده شده است (رجب‌زاده و اسدی، ۱۳۸۹). سنگ‌های آذرین عمدتاً از تناوب سنگ‌های الترابازیکی سرپانتینی شده و گابروهای وابسته به آن به همراه مرمر به وجود آمده است. این سنگ‌ها دگرگون شده و بهترین برونزد این واحد در منطقه پاژن است که سنگ‌های دگرگونی دولومیتی بر روی این مجموعه قرار گرفته است.

سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده بیشتر به صورت بین لایه‌ای با مرمرها ظاهر شده‌اند (شکل ۲ ب). مجموعه دگرگونی به لحاظ تحولات ساختاری متنوعی که از اوایل دوره کامبرین تا اواخر کواترنری در آن اتفاق افتاده دارای ساختار بسیار پیچیده‌ای است. به دلیل وقوع پدیده‌های دگرشکلی و دگرگونی سن‌یابی واحدها بسیار مشکل است و در بسیاری از موارد، از مطالعات ویژه مانند پالینولوژی استفاده شده است. سبزه‌ای (۱۳۷۴) نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ نیریز را بر اساس ۶ نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ که نقشه قطروئیه یکی از آن‌هاست، با تجدید نظر کلی منتشر نموده است.

گسل‌های با روند شمال باختر - جنوب خاور و شمالی - جنوبی مانند گسل‌های سبزپوشان، سورمه، گسل زاگرس مرتفع در استان فارس مشاهده می‌شوند. رویدادهای زمین لرزه فراوان در مناطق گسلی، نشان دهنده لرزه‌زا بودن این گسل‌ها است. دگرگونی فشار بالا - دمایی پائین در منطقه قطروئیه وجود دارد (Shekholeslami, 2002). عملکرد گسل شمالی - جنوبی قطروئیه - ده برین در بخش باختری این مجموعه، منجر به تشکیل پهنه برشی شده است.

پتروگرافی و پتروفابریک سنگ‌های مجموعه دگرگونی

مطالعات میکروسکوپی نمونه‌های منطقه نشان می‌دهد که انواع مختلفی از میلونیت‌ها در منطقه قطروئیه به وجود آمده‌اند. به‌منظور بررسی شواهد دگرریختی کانی‌ها و ساختارها، نمونه‌برداری از سنگ‌های منطقه به صورت جهت‌دار انجام گرفت. مهمترین سنگ‌های دگرگونی دگرریخت شده محدود به موارد مطالعه

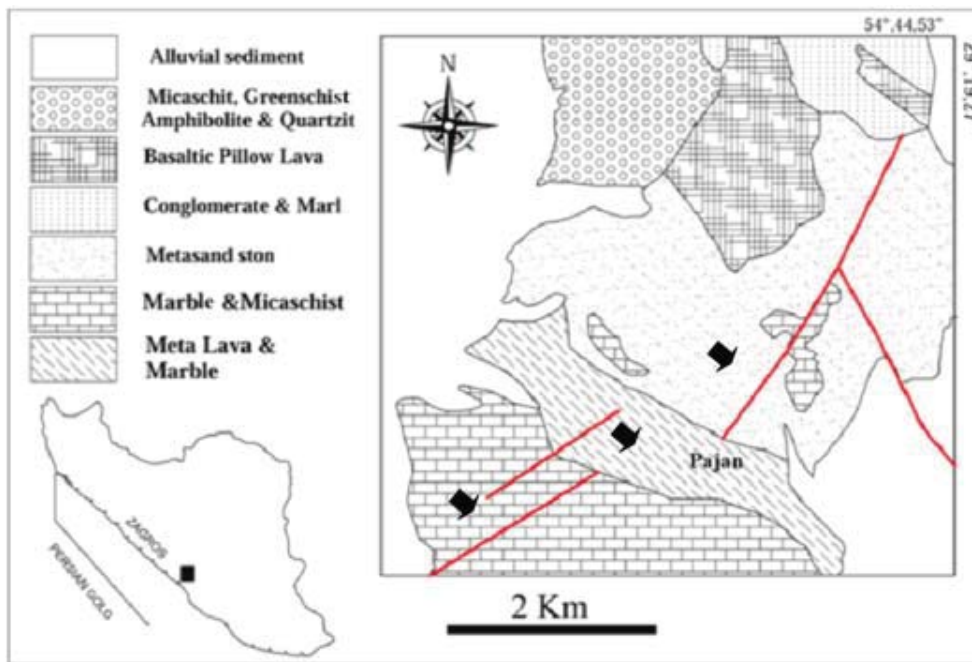
که اکثراً ضخامت آن‌ها کمتر از یک میکرون (۰/۰۰۱ mm) است. دگرریختی در کلسیت در دمایی ۳۰۰°C و بالاتر دوقلوهایی با پهنای بیشتر از ۵ میکرون ایجاد می‌کند که به صورت ضخیم، نوک تیز (مخروطی) و عدسی شکل هستند (Rutter and Rowe, 1990; Schmid et al., 1980; Heard, 1963; Groshong et al., 1984; Shafiei et al., 2010).

حضور دگرگونی فشار بالا - دمایی پائین در منطقه قطروئیه در شمال خاور نیریز در استان فارس گزارش شده است (Sheikholeslami, 2002). در این تحقیق با مطالعه کربنات میلونیت‌ها، پهنه برشی در مجموعه دگرگونی منطقه قطروئیه معرفی شده و با توجه به نوع دوقلوهای موجود در این سنگ‌ها، حرارت حاکم بر دگرریختی نیز تخمین زده شده است. دگرگونی‌های فشار بالا - دمایی پائین در بخش‌های مختلف زون سنندج - سیرجان گزارش شده‌اند (نادری، ۱۳۹۱؛ محجل و همکاران، ۱۳۸۵؛ رجب‌زاده و اسدی، ۱۳۸۹). اما ماهیت و شرایط تشکیل آن‌ها هنوز به خوبی مشخص نشده است. نتایج حاصل از این تحقیق، جهت نیروهای وارده و درجه حرارت حاکم بر ایجاد دگرگونی فشار بالا - دمایی پائین در این بخش از زون سنندج - سیرجان را مشخص می‌نماید.

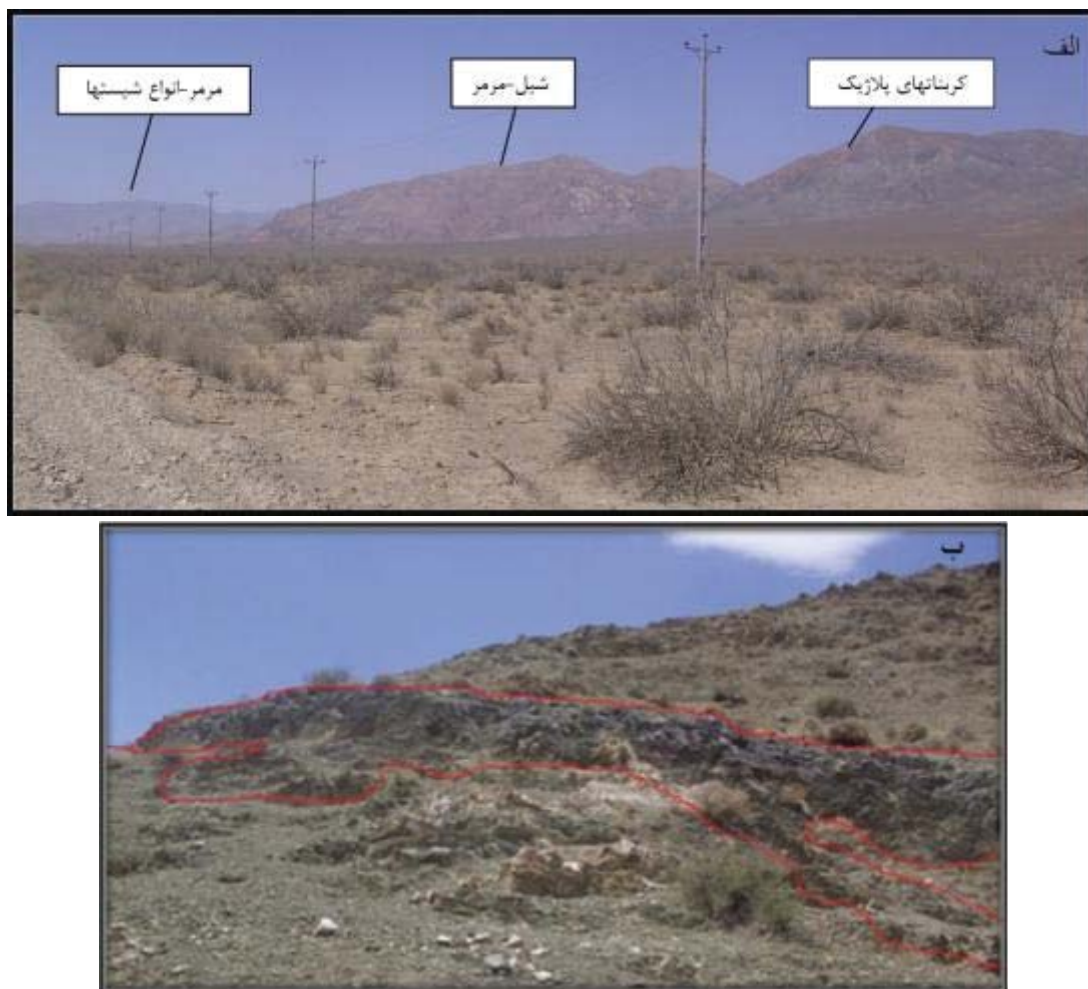
زمین‌شناسی عمومی

در منطقه نیریز (چهارگوش نیریز) زون‌های ساختاری زاگرس (زون زاگرس، زون روراندگی زاگرس و زون افیولیتی). زون سنندج - سیرجان و نیز زون ارومیه دختر مشاهده می‌شود. لذا این منطقه وضعیت کاملاً متفاوتی با دیگر نقاط استان فارس دارد که عمدتاً شامل زون زاگرس می‌باشند. روند عمومی این زون‌ها شمال باختر جنوب خاور بوده و زون زاگرس در باختر و جنوب باختر محدوده، زون سنندج - سیرجان در بخش میانی و زون ارومیه دختر در شمال خاور منطقه گسترش یافته‌اند. مجموعه زاگرس عمدتاً از سنگ‌های کربناته، افیولیت‌ها، رسوبات آواری و گاهی گدازه‌ها و سنگ‌های دگرگونی به وجود آمده است، زون سنندج - سیرجان عمدتاً از سنگ‌های آذرین مخصوصاً گرانیت، گرانودیوریت، گابرو و مجموعه‌های دگرگونی که عموماً از شیست، میکاشیست و گاهی گنیس، مرمر و کوارتزیت تشکیل شده است و گسترش وسیعی در بخش میانی منطقه دارند. زون ارومیه دختر که در مقایسه با زون‌های دیگر از گسترش کمتری برخوردار است در حاشیه شمال خاور منطقه رویت می‌شود و عمدتاً شامل سنگ‌های آواری، رسوبات فلیش گونه، سنگ‌های کربناته، آمیزه رنگین^۱ و سنگ‌های دگرگونی است.

منطقه مورد مطالعه شامل بخش کوچکی از سنگ‌های دگرگونی نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ قطروئیه است. در این تحقیق، مجموعه دگرگونی قطروئیه در شمال خاوری نیریز و در بین طول‌های جغرافیایی شرقی "۳۹°۵۴'۵۵" و "۵۴°۴۴'۵۵" و عرض‌های جغرافیایی شمالی "۲۹°۱۹'۲۷" و "۲۹°۱۲'۴۹" مطالعه



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه باقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ قطروئیه (سبزه‌ائی، ۱۳۷۴).



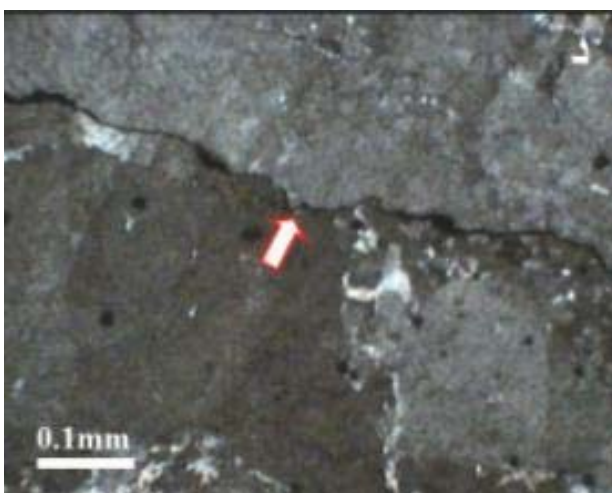
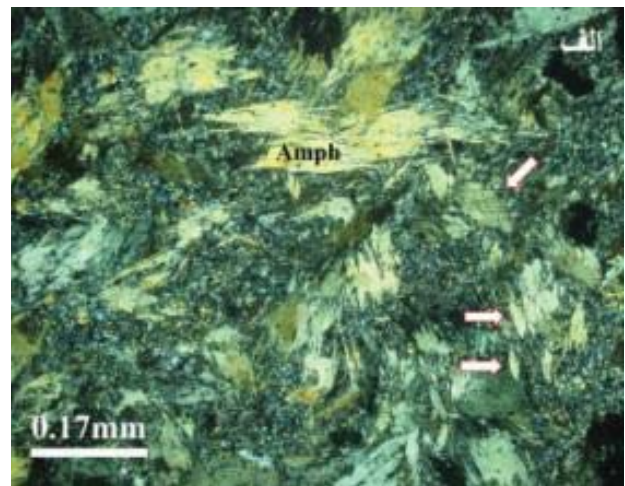
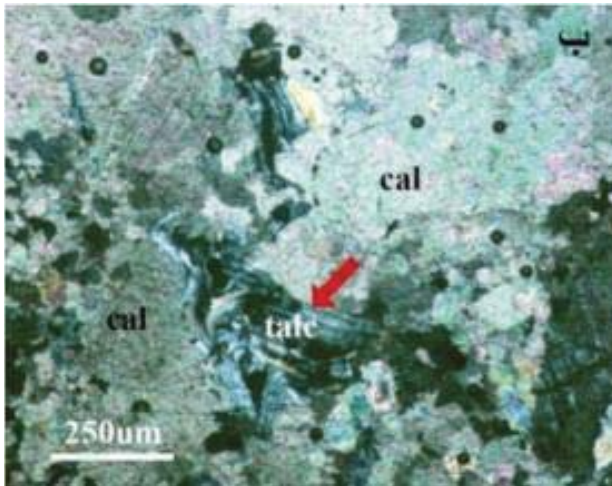
شکل ۲. الف) نمایی از کربنات‌های پلاژیک، شیل، مرمر و انواع شیست‌ها در قطروئیه، دید به سمت خاور. ب) تصویری از سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده (بخش تیره) در بین کربنات‌های دگرگون شده در پهنه برشی قطروئیه.

عبارتند از:

آمفیبول شیست: این سنگ‌های دگرگونی در منطقه عمدتاً دارای هورنبلند، پلاژیوکلاز و مقدار کمتری کوارتز هستند که برگوارگی ظریف شیست‌ها در آن دیده می‌شود. کانی‌های فرعی آن، اپاک + اسفن + پیروکسن + موسکویت + کلسیت و کلریت ثانویه است. از جمله شواهد دگرریختی می‌توان به مهاجرت مرز بلورها، بلورهای ماهی‌گون آمفیبول (شکل ۳ الف)، دوقلوهای تغییر شکل پلاژیوکلازها و حضور دو فاز دگرریختی اشاره کرد.

سنگ‌های دگرگونی کربناته: سنگ‌های کربناته دگرگون شده در منطقه مورد مطالعه به دو صورت مرمر و کربنات میلونیت مشاهده می‌شوند. مجموعه کانی‌های این سنگ‌های دگرگونی شامل کلسیت، موسکویت، کلریت، کوارتز و کانی‌های اپاک بوده و بافت اصلی گرانوبلاستیک است. این سنگ‌ها نیز در پهنه برشی واقع شده‌اند و شواهد دگرریختی را به خوبی نشان می‌دهند. از جمله شواهد دگرریختی موجود در کربنات میلونیت‌ها می‌توان به

دگرریختی شکل‌پذیر، پدیده دوقلو شدگی در دانه‌های کلسیت، خاموشی موجی در کلسیت‌ها، مهاجرت مرز بلورهای کلسیت، تشکیل خرد دانه و دانه‌های نو در بلورهای کوارتز و کلسیت (شکل‌های ۳ ب، ۴ الف و ب)، بلورهای ماهی‌گون کلسیت و باندهای برشی C/S، (شکل ۳ ج)، ریزش‌دگی کلسیت و پدیده تشکیل پورفایروبلاست‌های سیگموئیدی (شکل ۳ ح) اشاره کرد. در بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه این دسته از سنگ‌ها به صورت مرمر قابل مشاهده‌اند. این سنگ‌ها از کلسیت و دولومیت تشکیل شده‌اند و شواهد دگرریختی را نیز نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها نوارهایی از تالک در اطراف پورفایروکلاست‌های کلسیت دیده می‌شود (شکل ۳ ب). شواهدی مانند ریزش‌دگی، برگوارگی و خاموشی موجی در کلسیت نشانگر نواحی تنش بالا است، از آنجا که در طول پهنه برشی، تنش یکسان نیست، در نواحی تنش پایین، شبکه بلورین کلسیت‌ها کمتر تحت تاثیر دگرریختی قرار گرفته است و دارای دوقلوهای سالم بوده و درشت دانه هستند.



شکل ۳. الف) آمفیبول شیست (نمونه ۸۱)، مهاجرت مرز بلورها و حضور دو فاز دگرریختی^۱، در این نمونه مشاهده می‌شود (XPL). ب) کربنات میلونیت (نمونه ۸۴)، خرد دانه، دانه‌های نو، ریزش‌دگی کلسیت و خاموشی موجی در این نمونه مشاهده می‌شود (XPL). ج) نوارهای برشی C/S و C در نمونه ۸۳، که این نوارهای برشی به موازات پهنه برشی اصلی می‌باشند و از آن‌ها برای تعیین نوع برش استفاده می‌شود (Saltzer and Hodges, 1988; Malavieille and Cobb, 1986). بر اساس مطالعات انجام شده سوی برش راست بر می‌باشد. در تصاویر، Amph آمفیبول، Talc تالک و cal کلسیت مشاهده می‌شود.

کوارتزیت: کانی تشکیل دهنده این سنگ عمدتاً کوارتز است، اما کانی کلسیت نیز به صورت رگه دیده می‌شود. از جمله شواهد دگرریختی در دانه‌های کوارتز می‌توان به خاموشی موجی، تبلور مجدد، خرد دانه^۱ و دانه‌های نو^۲ اشاره کرد (شکل ۳ د). حضور رگه کلسیتی در این سنگ‌ها نشانگر فشار پایین و رشد سریع کلسیت بعد از عملکرد پهنه برشی در شکستگی‌ها بوده است.

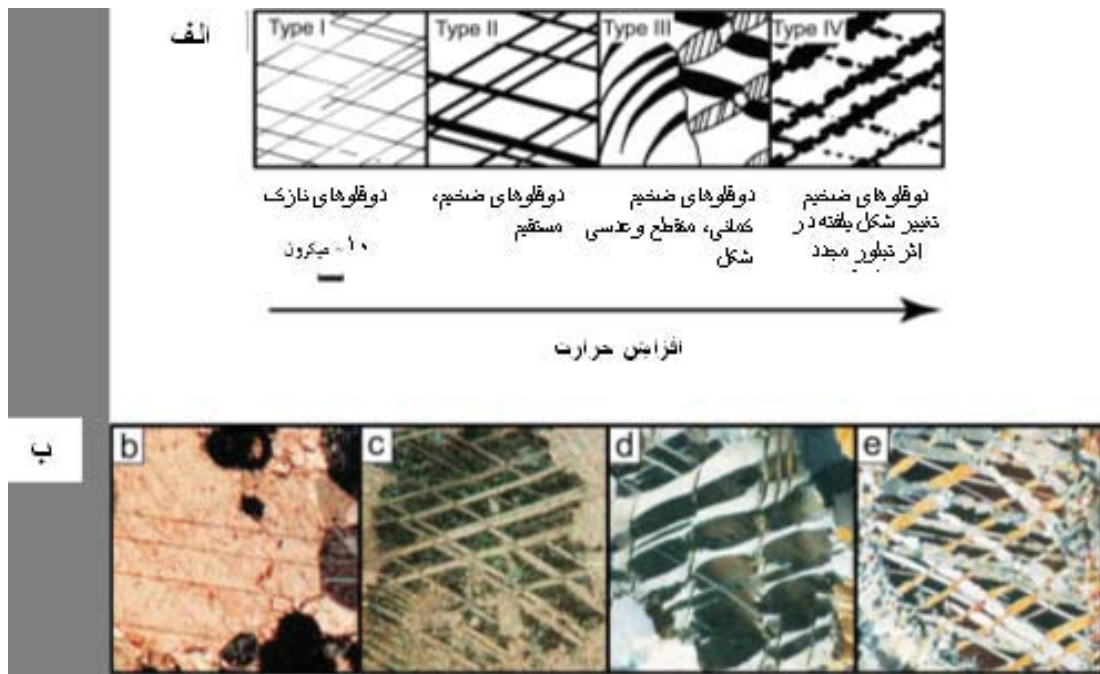
بررسی دوقلوهای کلسیت به منظور ترمومتری

یکی از سنجنده‌های حرارت، هندسه دوقلوهای کلسیت است (Passchier and Trouw, 2005). تغییرات متمایزی در ریخت شناسی دوقلوها بین دماهای ۱۷۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد. از جمله ریزساختارهای دگرریختی در کلسیت، تشکیل دوقلوهای نازک در دمایی زیر ۱۷۰°C و دوقلوهای ضخیم در دمایی بالای ۲۰۰°C است. بر اساس شکل دوقلوهای کلسیت و افزایش دما، کلسیت‌ها به چهار دسته مختلف از دوقلوئی نازک، نوع I، در دمای خیلی پایین تا دوقلوهای ضخیم، نوع II، دوقلوهای ضخیم کمانی، نوع III و دوقلوهایی با تبلور مجدد در مرزهای دانه، نوع IV رده‌بندی شده‌اند (Ferrill et al., 2004، (شکل‌های ۴ و ۵).

به عقیده Ferrill (1991)، ارتباط مستقیمی بین عرض دوقلوهای کلسیت و دمای دگرریختی و همچنین رابطه معکوسی بین دما و شدت دوقلوشدگی وجود دارد. بنابراین با کاهش دما شدت دوقلوشدگی افزایش می‌یابد (Groshong, 1974; Turner, 1951).

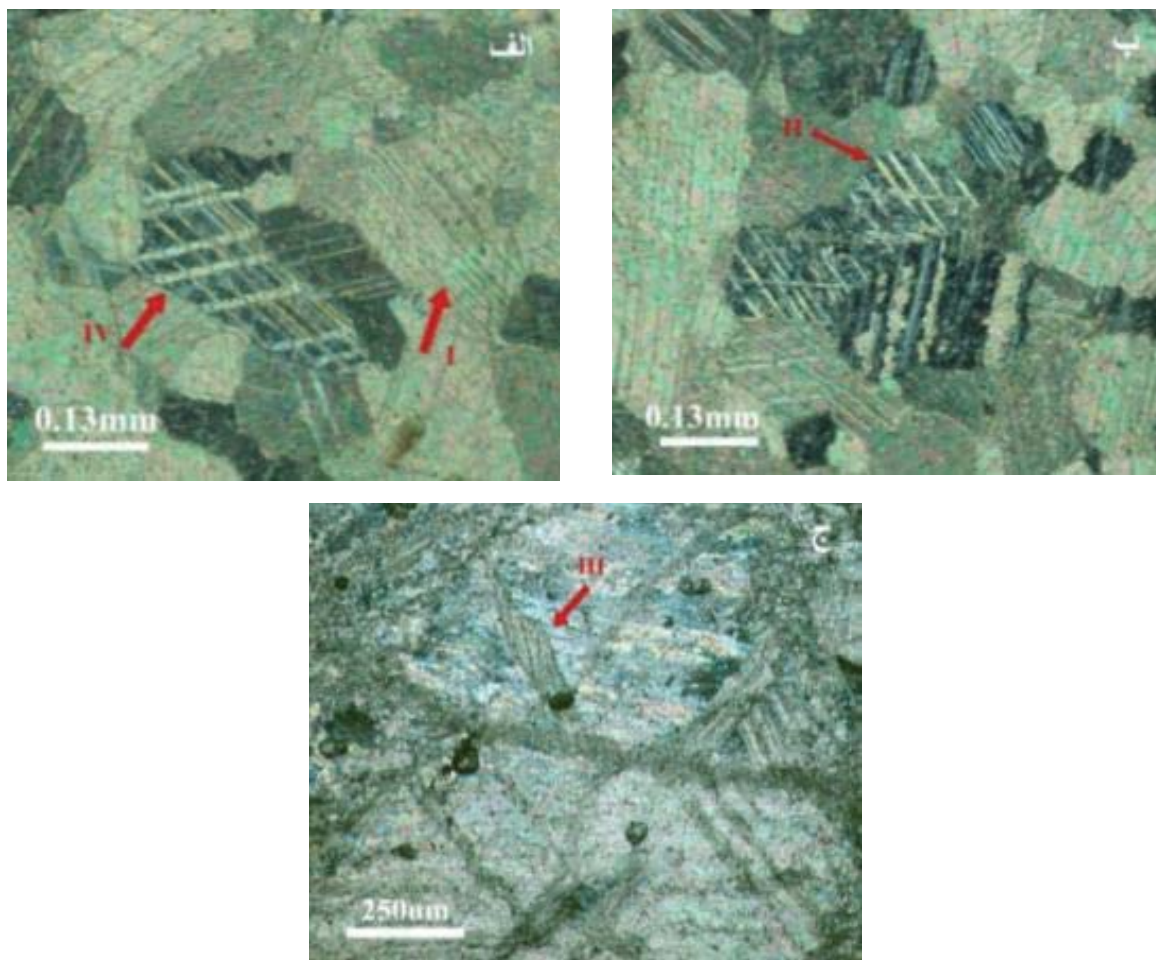
با افزایش دما و ضخیم‌تر شدن دوقلوها، استرین نیز افزایش می‌یابد و این بیانگر ارتباط مستقیمی بین دما و استرین است، به عبارت دیگر بیشترین شدت استرین دوقلویی در سنگ‌های دگرریخت شده در دماهای بالاتر مشاهده می‌شود (Burkhard, 1991; Ferrill, 1993). در سنگ‌های کربناته ساز و کارهایی مانند انحلال فشاری، شکستگی و گسل‌های شکننده در استرین موثرند. همچنین بین انحلال فشاری و ساز و کار کریستال پلاستیک رابطه معکوس وجود دارد.

شدت دوقلوشدگی و عرض دوقلوهای کلسیت در بلورهای درشت کربنات میلونیت‌های مورد مطالعه، با استفاده از روش ارائه شده توسط Evans and Groshong, (1994) محاسبه شد که بر پایه متوسط عرض دوقلویی (عرض بخش‌های نازک و ضخیم)، شدت دوقلوشدگی و تعداد آن‌ها استوار است.



شکل ۴. الف) تصویر شماتیکی از تاثیر حرارت بر روی دگرریختی در دوقلوهای کلسیت (Ferrill et al., 2004). ب) انواع دوقلوهای کلسیت در نور پلاریزه، b: دوقلوهای نوع I (Ferrill, 1991)، پهنای دید ۰/۸۶ میلی‌متر. c: دوقلوهای نوع II (Evans, 1994)، پهنای تصویر ۰/۲۲ میلی‌متر. d: دوقلوهای نوع III (Burkhard, 1993)، پهنای دید ۰/۱۴ میلی‌متر. e: دوقلوهای نوع IV (Burkhard, 1990)، پهنای دید ۰/۱۴ میلی‌متر (XPL).

1. Subgrain
2. New grain



شکل ۵. الف) دوقلوهای نوع اول و چهارم. ب) دوقلوهای نوع دوم. ج) دوقلوهای نوع سوم در سنگ‌های دگرگونی کربناته منطقه قطروئیه.

زاگرس و تغییر محیط فشارشی به کششی به سمت کمربند ارومیه - دختر و گسترش رخساره‌های دگرگونی با دمای بالا - فشار پایین با تزریق باتولیت بزرگ گرانیت - گنیس چاه دزدان نمود یافته‌اند. منطقه مورد مطالعه در بخش فشار بالا - دمای پایین کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان قرار گرفته است. بیشینه سن دگرگونی یا اولین مرحله دگرگونی با روش U-Pb در متاپلیت‌های شمال کوه سرخ $2/6 \pm 187$ Ma معرفی شده است (Shekhole-slami, 2002). این محدوده زمانی با شواهد دگرریختی در منطقه همخوانی دارد (Sarkarnejad, 2008; Shekholeslami, 2002). به عقیده Sarkarnejad et al. (2008) مرحله سوم دگرگونی پس از دو مرحله بالا آمدگی و روراندگی به صورت تشکیل نوارهای شکنجی، زون‌های بُرشی، دگرشکلی محلی و چین‌های غلافی بوده است. اگرچه شواهد دگرریختی در آمفیبول شیست‌ها و کوارتزیت‌ها دیده می‌شود، ولی کربنات میلونیت‌ها به خوبی معرف این مرحله دگرگونی هستند. مطالعه ساختاری، فابریک دگرریختی و بررسی سنگ شناسی، حضور یک پهنه برشی را مشخص ساخت. حرکات ترافشارشی دو بلوک نسبت به هم، پهنه‌هایی با کرنش بالا یا پهنه برشی ایجاد می‌کنند (Passchier and Trouw, 2005). نوع خاموشی، ریزش‌دگی کلسیت، خمش

متوسط شدت دوقلوشدگی در هر نمونه بر اساس میانگین عرض بخش نازک و ضخیم به دست آمد. میانگین دوقلوها از طریق جمع عرض بخش‌های نازک و ضخیم و تقسیم آن‌ها بر تعداد دوقلوها محاسبه شدند. شدت دوقلوشدگی از طریق تقسیم تعداد دوقلوها (شامل بخش‌های نازک و ضخیم) بر اندازه عرض بلور مورد نظر در جهت عمود بر دوقلوها محاسبه می‌شود. در هر نمونه متوسط شدت دوقلوئی با میانگین مجموعه دوقلوها برابر است. در این تحقیق ۳۵ بلور کلسیت از نظر پارامترهای دگرریختی مورد بررسی قرار گرفت و طبق روش Evans and Groshong (1994) عرض دوقلوهای کلسیت و شدت دوقلوشدگی محاسبه شد (شکل ۵).

بحث

پهنه برشی در مجموعه دگرگونی قطروئیه

از نظر Sarkarnejad et al. (2008)، با شروع فرورانش صفحه عربی دست کم سه مرحله دگرگونی در منطقه قطروئیه رخ داده است. این دگرگونی‌ها به صورت کمربند مزدوج دگرگونی در قطروئیه ناشی از گسترش رخساره سنگ‌های دگرگون با فشار بالا - دمای پایین (کیانیت شیست) در نزدیکی راندگی اصلی

ترمومتری پهنه برشی بر اساس روش Evans and Groshong (1994)

بر اساس مطالعات انجام شده در منطقه قطروئیه و طبق شکل ۶، می‌توان به این موضوع اشاره کرد که با افزایش دما عرض دوقلوها بیشتر و شدت دوقلوشدگی نسبت به دماهای پایین کاهش یافته است. همچنین می‌توان عنوان کرد که ارتباط مستقیمی بین دما و استرین وجود دارد. در دمای بالاتر از 200°C با تشکیل دوقلوهای ضخیم، افزایش استرین مشاهده می‌شود. در پهنه برشی قطروئیه توسعه دوقلوئی، به نسبت بیشتر از نوع دوقلوئی نازک است. شدت دوقلوشدگی در سنگ‌های دگرریخت شده این پهنه در دمای بالای 200°C به ندرت بیشتر از ۲۵ دوقلوئی در میلیمتر است (شکل ۶).

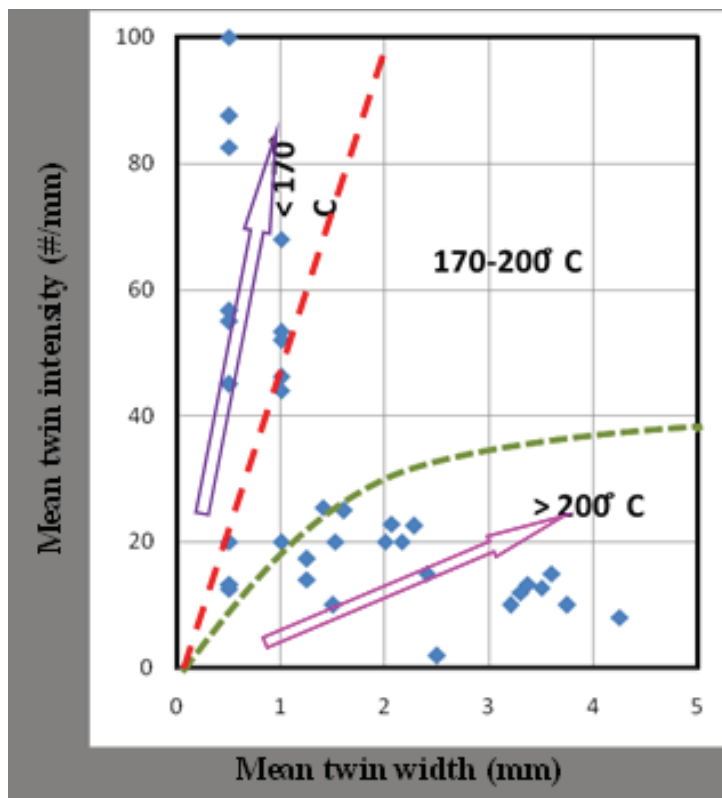
همچنین در این گستره ارتباط معکوس بین عرض دوقلوها و شدت دوقلوئی در سنگ‌ها مشاهده می‌شود. نمونه‌های دگرریخت شده مورد مطالعه در دمای زیر 170°C ، میانگین عرض دوقلویی ۱ میکرون را نشان می‌دهند. سنگ‌های دگرریخت شده در دمای بالاتر از 200°C نیز گستره کم عرضی از شدت دوقلویی (۲۵-۰ در میلیمتر) را نشان می‌دهند.

در دمای پایین افزایش شدت دوقلوئی (بخش نازک) نشانگر افزایش استرین است (در شکل ۶ بخش نشان داده شده با پیکان نسبتاً عمودی). در دمای بالاتر (200°C) افزایش عرض دوقلوها معرف شدت استرین است (در شکل ۶ با پیکان نسبتاً افقی)، که بالاترین

در دوقلوها و وجود نوارهای برشی C، برگوارگی میلوئیتی و بلورهای ماهی‌گون آمفیبول تأیید بر حضور بخش‌هایی با استرین بالا است. در واقع این شواهد دگرریختی معرف وجود و وسعت یک پهنه برشی در منطقه مورد مطالعه است. در پهنه‌های برشی، برگوارگی غالب از نوع میلوئیتی است که به موازات صفحات برشی جابجا شده در این پهنه‌ها شدت میلوئیتی شدن یکنواخت نیست و همچنین خطوارگی‌های کششی قابل تشخیص است. این گروه از خطوارگی‌ها به موازات سوی حرکت برگوارگی میلوئیتی می‌باشد (Passchier and Trouw, 2005). در منطقه مورد مطالعه نمونه‌های برداشت شده از پهنه برشی در امتداد گسل اصلی قطروئیه - ده برین قرار دارند که دارای امتداد شمالی - جنوبی هستند.

مطالعات ریز ساختاری بر اساس پرفیروبلاست‌های موجود مانند بلورهای ماهی‌گون آمفیبول (شکل ۴) و بلورهای ماهی‌گون کلسیت و نوارهای برشی C/s، بیانگر عملکرد حرکت راست‌بر گسل‌های اصلی منطقه است.

شواهد دگرریختی در سنگ‌های دگرگونی از جمله کربنات میلوئیت‌ها در پهنه برشی علی‌آباد دمق (همدان) نیز نشان می‌دهد که سنگ‌های دگرگون شده در یک پهنه برشی راست‌بر قرار گرفته‌اند. لذا از کربنات میلوئیت‌ها می‌توان به عنوان کلیدی جهت تعیین پهنه‌های برشی و ویژگی‌های آنها در زون سنندج - سیرجان استفاده کرد (نادری، ۱۳۹۱).



شکل ۶. نمودار متوسط شدت دوقلویی در برابر متوسط عرض دوقلویی برای نمونه‌های اندازه‌گیری شده، پیکان‌ها نشان دهنده الگوهای افزایش استرین در دماهای 200°C و 170°C هستند (Groshong, 1972).

در نمونه‌های مورد مطالعه بلورهای کوچک از شدت دوقلوئی کمتری برخوردارند. به نظر می‌رسد اندازه بلورها و تخلخل نیز در دوقلوسازی نقش عمده‌ای ایفا می‌کند (Ferrill, 1998; Rowe and Rutter, 1990). بلورهای درشت‌تر به شدت دارای

شدت استرین مربوط به سنگ‌های دگرریخت شده در دماهای بالاتر است و بیانگر دگرریختی کریستال پلاستیک در بلورهای کلسیت سنگ در دمای بالاتر از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است. خلاصه داده‌های جمع‌آوری شده در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱. داده‌های اندازه‌گیری شده دوقلوئی کلسیت در نمونه‌های مورد مطالعه از منطقه قطروئیه.

ردیف	شماره مقطع	اندازه عرض بلور (mm)	تعداد دوقلوها (نازک و ضخیم)	متوسط عرض دوقلوها (میکرون)	شدت دوقلو شدگی (T.i)
۱	۸۴	۰/۷	۱۶	۲/۳	۲۲/۸
۲	۸۶	۱/۱	۱۹	۱/۲	۱۷/۳
۳	۸۶	۰/۸	۱۷	۱/۵	۲۰
۴	۷۷	۰/۲	۳	۳/۳	۱۲
۵	۸۶	۰/۳	۸	۲/۱	۲۲/۸
۶	۸۶	۰/۲	۵	۱/۶	۲۵
۷	۸۶	۰/۷	۷	۵/۴	۹/۳
۸	۸۶	۰/۲	۳	۳/۶	۱۵
۹	۸۶	۰/۲	۱۰	۱	۵۰
۱۰	۸۶	۰/۲	۶	۲	۳۰
۱۱	۸۶	۰/۴	۱۸	۰/۵	۴۵
۱۲	۸۶	۰/۲	۴	۲	۲۰
۱۳	۸۳	۰/۳	۶	۲/۲	۲۰
۱۴	۸۳	۱	۸	۴/۲	۸
۱۵	۸۳	۰/۷	۷	۳/۲	۱۰
۱۶	۸۳	۰/۳	۸	۱	۲۶/۶
۱۷	۸۳	۰/۹	۵	۳/۶	۵/۵
۱۸	۸۴	۰/۳	۳۰	۰/۵	۱۰۰
۱۹	۸۴	۰/۳	۱۷	۰/۵	۵۶/۶
۲۰	۸۴	۰/۳	۶	۰/۵	۲۰
۲۱	۸۴	۰/۹	۲۹	۱	۳۲/۲
۲۲	۸۴	۰/۲	۱۳	۱	۵۲
۲۳	۸۴	۰/۱	۸	۱	۵۳/۳
۲۴	۸۴	۰/۲	۱۱	۱	۴۴
۲۵	۸۴	۱/۳	۶۰	۱	۴۶/۲
۲۶	۸۴	۰/۱	۳	۱	۲۰
۲۷	۸۴	۰/۲	۱۱	۱>	۵۵

ردیف	شماره مقطع	اندازه عرض بلور (mm)	تعداد دوقلوها (نازک و ضخیم)	متوسط عرض دوقلوها (میکرون)	شدت دوقلو شدگی (T.i)
۲۸	۸۳	۰/۵	۷	۱/۲	۱۴
۲۹	۸۳	۰/۲	۶	۱	۳۰
۳۰	۸۳	۰/۵	۵	۶	۹/۱
۳۱	۸۴	۰/۵	۱۹	۱	۳۸
۳۲	۸۴	۰/۴	۴	۱/۵	۱۰
۳۳	۸۳	۰/۶	۹	۲/۴	۱۵
۳۴	۸۳	۰/۴	۴	۳/۷	۱۰
۳۵	۸۳	۰/۳	۴	۳/۴	۱۳/۳
۳۶	۸۳	۰/۸	۱	۸	۱/۲
۳۷	۸۳	۱	۲	۲/۵	۲
۳۸	۸۳	۰/۵	۱۴	۱/۴	۲۵/۴
۳۹	۸۳	۰/۵	۷	۳/۵	۱۲/۷
۴۰	۸۶	۰/۱	۲	۰/۵	۱۳/۳
۴۱	۸۶	۰/۴	۵	۰/۵	۱۲/۵
۴۲	۸۶	۰/۴	۳۵	۰/۵	۸۷/۵
۴۳	۸۶	۰/۲	۱۷	۱<	۶۸
۴۴	۸۶	۰/۱	۲	۰/۵	۱۳/۳
۴۵	۸۴	۰/۲	۱۹	۰/۵	۸۲/۶

فابریک‌های ساختاری میکروسکوپی تعیین کننده هستند، این مقاله حضور دگرگونی فشار بالا - دما پائین و تشکیل یک پهنه برشی در منطقه قطروئیه، واقع در زون سندج - سیرجان را تأیید می‌کند. نوع برش در بخش‌های مختلف پهنه برشی نشانگر تأثیر دگرریختی برشی در شرایط حد فاصل بین شکل‌پذیر و شکننده است. حضور برگوارگی میلونیتی در مجموعه‌های میلونیتی یک حرکت برشی راست‌بر را در این پهنه برشی نشان می‌دهد.

عرض دوقلویی کلسیت ارتباط مستقیم با دمای دگرریختی دارد. بر اساس بررسی دوقلویی کلسیت در کرنات میلونیت‌ها، پهنه برشی در محدوده دمایی ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد شکل گرفته است. مجموعه مطالعات ساختاری بیانگر عملکرد سریع گسل‌های معکوس با شیب زیاد است. ویژگی‌های پهنه برشی قطروئیه مشابه خصوصیات پهنه برشی معرفی شده در منطقه همدان است. به نظر می‌رسد شرایط مشابهی در تشکیل پهنه برشی در این دو ناحیه از سندج - سیرجان حاکم بوده است.

دوقلویی هستند و خاموشی موجی نشان می‌دهند ولی بلورهای ریز در زمینه عاری از کرنش قرار گرفته و دوقلویی قابل توجهی در آن‌ها به چشم نمی‌خورد. به عبارت دیگر بلورهای کوچک دوقلوهای کمتری نسبت به بلورهای بزرگتر دارند (Newman, 1994; Schmid, 1981).

طبق مطالعات انجام شده در این منطقه، فاز اول دگرریختی به صورت دوقلوشدگی‌های نوع I و II در متاکرنات‌ها مشاهده می‌شود که طی فاز دگرریختی نهائی شدیداً میلونیتی شده و در پی آن با عملکرد پیشرونده پهنه برشی، با افزایش فشار (دمای $> 200^{\circ}\text{C}$)، دوقلوهائی از نوع سوم و چهارم در بلورهای کلسیت تشکیل شده است. این پدیده به دنبال عملکرد یک پهنه برشی است که در اثر حرکت گسل‌های رورانده با شیب زیاد ایجاد می‌شود (Passchier and Trouw, 2005).

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعه کرنات‌های دگرگونی شده که دارای

تشکر و قدردانی

بخشی از این تحقیق با حمایت مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه شهید بهشتی انجام شده است.

منابع

- Groshong, R.H., 1972. Strain calculated from twinning in calcite. *Bulletin of the Geological Society of America*, 82, 2025-2038.
- Groshong, R.H., 1974. Experimental test of least-squares strain gauge calculation using twinned calcite. *Bulletin of Geological Society of America*, 58, 1855-1864.
- Groshong, R.H., Pfeiffer, O.A., and Pringle, L.R., 1984. Strain partitioning in the Helvetic thrust. belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. *Journal of Structural Geology*, 6, 5-18.
- Groshong, R.H., 1988. Low temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Bulletin of Geological Society of America*, 100, 1329-1360.
- Heard, H.C., 1963. The effect of large change in strain rate in the experimental deformation of Yule marble. *Journal of Geology*, 71, 162-195.
- Malavieille, J. and Cobb, F., 1986. Cinématique des déformations ductiles dans trois massifs métamorphiques de l'Ouest des Etats-Unis: Albion (Idaho), Raft River et Grouse Creek (Utah). *Bulletin of Geological Society of France*, 2, 885-898.
- Newman, J., 1994. The influence of grain size distribution on methods for estimating paleostress from twinning in carbonates. *Journal of Structural Geology*, 16, 1589-1601.
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 2005. *Micro tectonics*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 366.
- Rowe, K.J. and Rutter, E.H., 1990. Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *Journal of Structural Geology*, 12, 1-17.
- Rutter, E.H., 1995. Experimental study of the influence of stress, temperature, and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble. *Journal of Geophysics Resource*, 100, 24651-24663.
- Saltzer, S.D. and Hodges, K.V., 1988. The Middle Mountain shear zone, southern Idaho: kinematic analysis of an early Tertiary high-temperature detachment. *Bulletin of Geological Society of America*, 100, 96-103.
- Sarkarinejad, Kh., Faghih, A. and Grasmann, B., 2008. Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran). *Journal of Structural Geology*, 30, 818-826.
- Schmid, S.M., Casey, M. and Starkey, J., 1981. The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic nappe. *Journal of Structural Geology*, 3, 1-10.
- Burkhard, M., 1990. Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150-350 °C). In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Special Publication of the Geological Society of London, 54, 241-257.
- Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, 15, 351-368.
- Evans, M.A. and Groshong, R.H., 1994. A computer program for the calcite strain gauge technique. *Journal of Structural Geology*, 16, 277-281.
- Ferrill, D.A., 1991. Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. *Journal of Structural Geology*, 13, 667-676.
- Ferrill, D.A., 1998. Critical re-evaluation of differential stress estimates for calcite twins in coarse-grained limestone. *Tectonophysics*, 285, 77-86.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Evans, M., Burkhard, M., Groshong, R.H., and Onasch, C.M., 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology*, 26, 1521-1529.

pes (Swiss Alps). In: McClay K.R. and Price, N.J., (eds), Thrust and nappe tectonics. Special Publication of Geological Society of London, 9, 151–158.

- Shafiei, SH., Alavi, S. A. and Mohajjel, M., 2010. Calcite twinning constraints on paleostress patterns and tectonic evolution of the Zagros hinterland: the Sargaz complex, Sanandaj–Sirjan zone, SE Iran. Arab Journal of Geoscience (2011), 4,1189–1205.

- Sheikholeslami, M.R., 2002. Evolution structural at metamorphique de la marge sud de la microplaque de l’Iran central: les complexes metamorphiques de la region de Neyriz (Zone de Sanandaj- Sirjan), These, Universite de Brest, PhD thesis, 194.

- hmid, S.M., 1982. Microfabric studies as indicators

of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: Hsu, K., (Ed.)’ Mountain Building Processes, Academic Press, London, 95-110.

- Schmid, S.M., Paterson, M.S. and Boland, J.N., 1980. High temperature flow and dynamic recrystallisation in Carrara Marble. Tectonophysics, 65, 245-280.

- Turner, F.J., 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. American Journal of Science, 251,276–298.

- Turner, F.J., 1951. Deformation of Yule marble, part III. Bulletin Geological Society of America . 62,887-906.

- Vernon, R.H. 1981. Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles. Tectonophysics,78, 601–612.