



استفاده از ریزساختارهای کوارتز و فلدسپار در تعیین دمای دگرشکلی در مجموعه دگرگونی سه قلاتون، کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان، ایران

سعیده کشاورز*

استادیار گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۶/۲۸

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۰۶

چکیده

در سالهای اخیر تعیین ویژگی‌های دگرشکلی مانند دما در کمربندهای کوهزایی مورد توجه قرار گرفته است. در این نوشتار دمای دگرشکلی در مجموعه دگرگونی سه قلاتون با استفاده از شاخص‌های پتروفاژیکی مانند سامانه‌های بازبلورش کوارتز و فلدسپار، الگوی محور C-کانی کوارتز، زاویه بازشدگی اندازه‌گیری شده است. مجموعه دگرگونی سه قلاتون در شرق نیریز در استان فارس، بخشی از کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان است. اندازه‌گیری محور نوری کوارتز در نمونه‌های جهت‌دار در این منطقه نشان داد که غالباً محور C-کوارتز در فاصله بین محور Z و Y بیضوی کرنش نهایی تمرکز یافته است. سامانه‌های بازبلورش مانند مهاجرت مرز دانه و چرخش ریزدانه در کانی کوارتز و فلدسپارها دیده می‌شوند و دمایی در محدوده ۴۰۰-۵۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. وجود ریزساختارهای دمای بالا همراه با ریزساختارهای دمای پایین مانند برآمدگی مرز دانه در کوارتز و وجود فلدسپارهایی با ساختارهای قفسه‌کتابی در نمونه‌های مورد مطالعه نشان دهنده وقوع دو فاز دگرگونی است که نشان می‌دهد پیشرفت دگرشکلی در مراحل پایانی با کاهش دما همراه بوده است. همچنین زاویه بازشدگی کمربندهای محور نوری کوارتز اندازه‌گیری شده بین ۶۸ تا ۸۰ درجه متغیر است که با استفاده از این ریزدماسنج دمای $50 \pm 60-90$ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود. نتایج بدست آمده تطابق خوبی را با فعالیت سامانه‌های لغزش و تمرکز محورهای C-کوارتز نشان می‌دهند. این نتایج نشان دهنده رخداد دگرشکلی در شرایط رخساره شیبست سبز-آمفیبولیت در کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان است.

واژه‌های کلیدی: دمای دگرشکلی، محور C-کوارتز، ریزساختارها، سامانه‌های باز بلورش، زاویه بازشدگی



Deformation thermometry based on quartz and feldspar microstructures in the Seh-Ghalatoun metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran

Saeede Keshavarz

Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

Abstract

In recent years have seen an increasing interest in the study of deformation characteristics like temperature in the orogenic belt. In this research, deformation temperature in the Seh-Ghalatoun metamorphic complex was estimated by using petrofabrics indicators such as quartz and feldspar recrystallization regims, quartz c-axis pattern and opening angle. The Seh-Ghalatoun metamorphic complex as a part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt located in the east of Neyriz from the Fars province. Petrographic study and quartz c-axis measurements from the oriented samples of this area show that c-axis maxima concentrate in intermediate positions between the Y- and Z-axes of the finite strain ellipsoid. Also grain boundary migration and subgrain rotation recrystallizations are dominant. Intermediate temperatures (400–500°C) are suggested by sub-grain rotation recrystallization microstructures (SGR) and high temperatures (>550 °C) can be inferred from grain-boundary migration (GBM) recrystallization microstructures. GBM microstructures were overprinted by partial grain-boundary migration (BLG), elongate new grains, feldspars book-shelf structures and micafish indicate two phase of deformation which earlier stage occurred on the lower temperature. Opening angles of quartz c-axis fabrics have ranging from 68° to 80° which is confirm deformation temperature between 490 and 610±50 °C. A positive correlation exists between deformation temperature yielded from quartz opening angle, active slip systems and microstructures. These results highlight greenschist-to-amphibolite-facies deformation conditions.

Keywords: Deformation temperature, Microstructures, Quartz c-axis, Recrystallization regimes, Opening angle



زمین ساختی گزارش شده‌اند (Kruhl, 1998; Law et al, 2004; Law, 2014; Mainprice et al. 1986; Tullis and Yund, 1992).

در این نوشتار با استفاده از مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های جهت‌دار (موازی با خطواره کشتی و عمود بر برگواره) در سنگ‌های دگرگونی به تحلیل دمای دگرشکلی در منطقه سه‌قلاتون پرداخته شده است. کانی‌هایی مانند کوارتز و فلدسپار پتاسیم‌دار در نمونه‌های مورد مطالعه جهت تعیین دمای دگرشکلی مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

۲- موقعیت زمین شناسی منطقه سه‌قلاتون

کوهزاد زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا می‌باشد که از خاور ترکیه تا گسل میناب در جنوب خاور ایران کشیده شده است. این کمربند محصول جدایش بلوک قاره‌ای ایران از حاشیه گندوانا در ابتدای مزوزوئیک است که با فرورانش ورقه اقیانوسی تیسس جوان به زیر ورقه قاره‌ای ایران در کرتاسه پایینی و برخورد قاره-قاره ادامه می‌یابد (Alavi, 1994; Mohajjel, and Fergusson, 2000). زمین ساخت برخوردی هنوز به عنوان یک فرآیند فعال کوهزایی با راستای تقریبی همگرایی شمالی-جنوبی و با نرخ 2 ± 20 میلی‌متر بر سال ادامه دارد (Vernant et al. 2004). کوهزاد زاگرس از سه پهنه ساختاری شامل (شکل ۱): ۱) کمربند چین و راندگی زاگرس، ۲) کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان و ۳) کمربند ماگمایی ارومیه دختر تشکیل شده است که در راستای شمال باختر-جنوب خاور امتداد دارند (Alavi, 1994). پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان با طول ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنایی در حدود ۱۵۰ تا

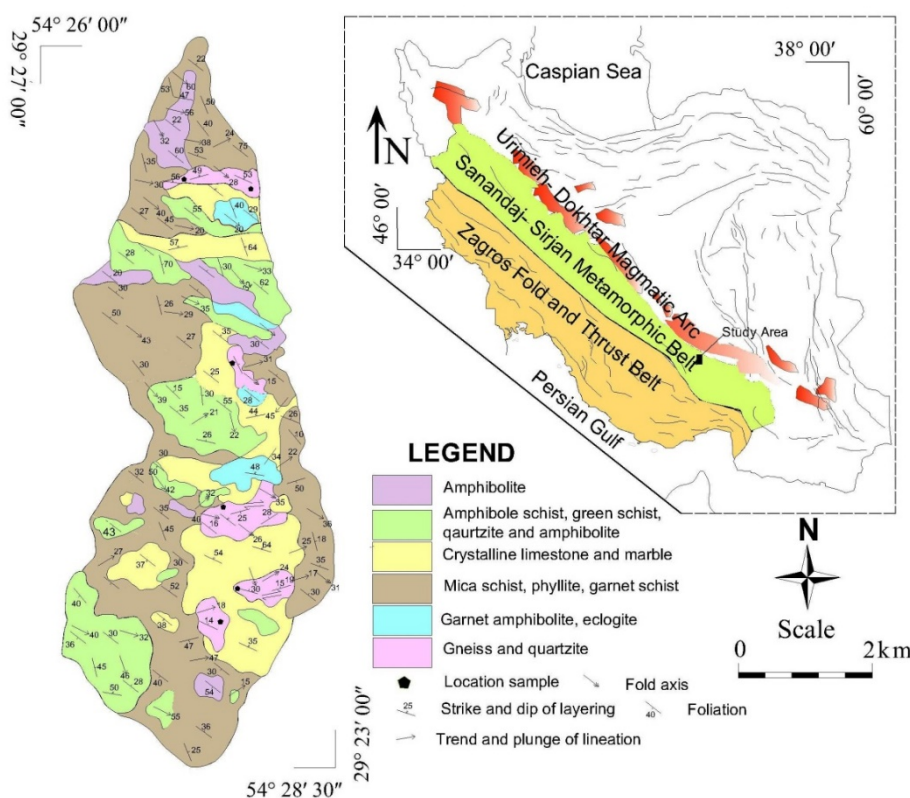
در چند دهه گذشته، توجه زیادی به فرآیند دگرشکلی و شکل‌گیری ساختارها در پوسته جامد زمین شده است. این مطالعات گستره‌ای از درون شبکه بلوری تا کمربندهای کوهزایی را دربرمی‌گیرند. درک چگونگی گسترش ساختارها در مقیاس‌های مختلف، از شکل و جهت یافتگی ترجیحی بلورها در مقیاس میکروسکوپی تا گسل‌های بزرگ مقیاس، چین‌ها، زون‌های برشی از عوامل مهم در تعیین فرگشت سنگ‌کره و پیش‌بینی رفتار سنگ‌های زیرسطحی است (Law and Johnson, 2010). اغلب این فرآیندها به طور مستقل عمل نمی‌کنند و عملکرد متقابل آنها نسبت به یکدیگر اثرات پیچیده‌تری را ایجاد می‌کنند که مطالعه و تفسیر دگرشکلی را دشوار می‌سازد. دما، فشار، تنش تفریقی و نرخ کرنش از عوامل موثر در دگرشکلی سنگ‌ها هستند. دما یک پارامتر کلیدی در فعال شدن مکانیسم‌های دگرشکلی است که از تشکیل کاتاکلازیت‌ها تا خزش انتشاری و لغزش جابجایی اتم‌ها در شبکه بلوری نقش دارد. دما تعیین می‌کند کدامیک از مکانیسم‌های دگرشکلی فعال شوند و چگونه ساختارهای زمین شناسی شکل می‌گیرند (Stipp et al. 2002). بعلاوه، مهاجرت سیالات و مذاب در پوسته زمین به وسیله دما کنترل می‌شود که منجر به تغییر رئولوژی سنگ‌ها در زمان و مکان‌های مختلف می‌گردد (Gomez-Rivas et al., 2020). مطالعات آزمایشگاهی و عددی زیادی به بررسی رفتار دانه‌های کانی‌ها و تشکیل ریزساختارها ضمن دگرشکلی پرداخته‌اند (Llorens et al. 2019; Craw et al. 2018). کانی‌هایی مانند کوارتز، کلسیت، اولیوین، فلدسپات‌ها، آمفیبول و... می‌توانند تغییرات را در شبکه کانیایی خود ثبت کنند. در طی دهه اخیر ارتباط نزدیکی بین دمای بدست آمده از الگوی محورهای نوری کانی‌ها مانند کوارتز، سامانه‌های بازپلورش و دمای حاصل از فازکانی‌های شاخص دگرگونی بدست آمده است که در بسیاری از جایگاههای



گنیس و کربنات‌ها تشکیل شده است (Sarkarinejad and Keshavarz, 2015). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نیریز، تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور اکثر واحدهای سنگی در این محدوده متعلق به دوران مزوزوئیک می‌باشند. نتایج آنالیزهای Ar^{40}/Ar^{39} بر روی نمونه‌های بیوتیت، مسکویت و آمفیبولیت از رخنمون گنیس‌های بیوتیتی و آمفیبولیت‌ها سنی معادل $119/95 \pm 0/66$ و $112/58 \pm 0/66$ را نشان می‌دهند که مربوط به آبتین پسین و مرتبط با تراستی شدن و تشکیل سنگ‌های دگرگونی در اوج دگرگونی بوده است (Sarkarinejad et al., 2009). شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد (Sarkarinejad and Keshavarz, 2015).

۲۰۰ کیلومتر از سیرجان در جنوب خاور تا سندج در شمال باختر ایران گسترش یافته است (Alavi, 2004). کوتاه شدگی پوسته طی تکاپوهای زمین‌ساختی ناشی از فروانش و برخورد، باعث دگرگونی و دگرریختی سنگ‌های مربوط به پالئوزویک پسین و مزوزوئیک در کمر بند دگرگونی سندج- سیرجان شده است. این کمر بند به عنوان یک حاشیه فعال در ارتباط با منشور برافزایشی بعد از تریاس در نظر گرفته می‌شود (Sarkarinejad et al., 2009).

منطقه سه‌قلاتون بخشی از سنگهای کمر بند دگرگونی سندج- سیرجان را شامل می‌شود که در استان فارس و ۴۰ کیلومتری شرق نیریز قرار گرفته است. واحدهای سنگی منطقه عمدتاً از رخنمون‌های اسلیتی، شیست، آمفیبولیت،



شکل ۱. الف- نقشه واحدهای ساختاری تشکیل دهنده کوهزاد زاگرس، ب- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه



شواهد ریزدماسنجی

مجموعه کانی‌ها

وجود مجموعه کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی نشان دهنده رخساره‌های دگرگونی، دما و فشار می‌باشد (Jessell, 1987). بر اساس مطالعات کانی‌شناسی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت و کانی‌های فرعی گارنت، اپیدوت و زیرکن تشکیل شده‌اند. میکاها، فلدسپارها و کوارتزهای نواری بر گوارگی اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت و مسکویت به صورت میکا ماهی در زمینه دانه ریزتر دیده می‌شوند (شکل ۲-الف). کوارتز در اندازه‌های مختلف و مشاهده می‌شود که عملکرد سامانه‌های بازبلورش را تایید می‌کنند. اندازه کوارتزهای نواری یک تا دو میلیمتر است که به وسیله دانه‌های دانه ریزتر کوارتز جدا می‌شوند. این دانه‌های ریزتر عمدتاً در دنبالچه پورفیر و کلاست‌های چرخیده فلدسپارها قرار گرفته‌اند (شکل ۲-ب). فلدسپارها به صورت پورفیر و کلاست‌های چرخیده σ و δ و ساختارهای دومینو یا قفسه کتابی دیده می‌شوند (شکل ۲-ج) که می‌توانند به عنوان شاخص جهت برش بکار روند. وجود کانی‌هایی مانند کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و گارنت نشان‌دهنده رخداد دگرگونی در حد رخساره شیست سبز-آمفیبولیت است.

پهنه‌های برشی در منطقه مورد مطالعه در مقیاس‌های متفاوت در گنیس‌ها، شیست‌ها و لایه‌های کوارتزی در راستای تقریبی شرقی-غربی دیده می‌شوند و غالباً مرز مشخصی با واحدهای کربناتی دارند. جهت یافتگی ترجیحی از پورفیر و کلاست‌های فلدسپار و دنبالچه‌های آنها، کوارتزهای نواری و کانی‌های کشیده باعث گسترش فراگیر برگواره میلونیتی و خطواره کششی در پهنه‌های برشی شده است. انواع ساختارهای دگرشکل شده مزوسکوپی و میکروسکوپی در میلونیت‌ها جهت برش Top-to-the-SE را تایید می‌کنند که متاثر از عملکرد سامانه ترفشارش مایل راستگرد در کوهزاد زاگرس می‌باشد.

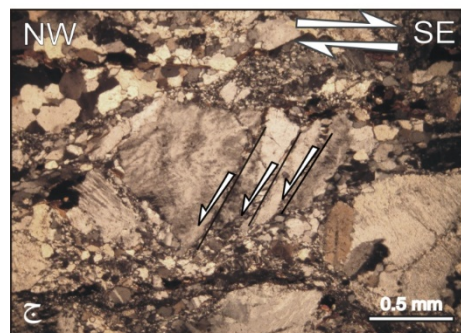
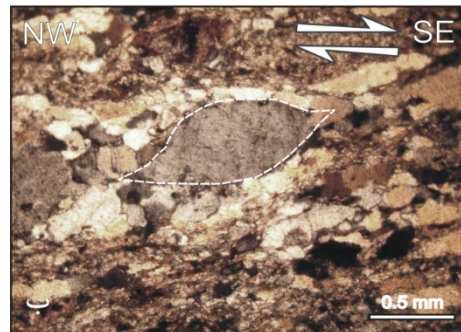
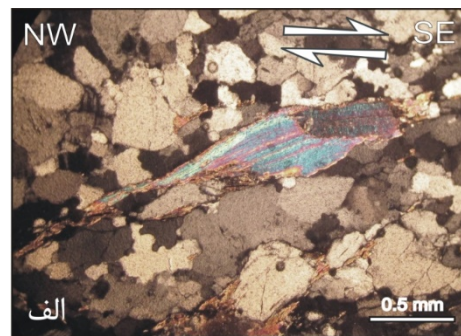
روش کار

در سنگ‌های دگرگونی دگرشکل شده که تحت تاثیر حرکات زمین‌ساختی جایگزین می‌شوند، پاراژنز کانی‌ها، فابریک‌ها و ریزساختارها از نشانگرهایی هستند که می‌توان در تخمین برخی ویژگی‌های دگرشکلی مانند دما، کرنش و غیره از آنها استفاده نمود. این نشانگرها در مقیاس میکروسکوپی در مقاطع نازک از صفحه XZ بیضوی کرنش مورد مطالعه قرار می‌گیرند که از برش نمونه‌های جهت دار، در صفحه‌ای عمود بر برگواره‌ها و موازی خطواره‌ها حاصل می‌شود. در این مطالعه براساس پاراژنز کانی‌ها (Jessell, 1987)، سامانه‌های بازبلورش کوارتز و فلدسپار (Hirth et al., 2001; Stipp et al., 2002; Passchier and Trouw, 2005)، الگوی محور c- (Bouchez and Pecher, 1981; Mainprice et al., 1986)، زاویه بازشدگی محور نوری کوارتز (Kruhl, 1996; Law et al., 2004) و رابطه ریاضی (Faleiros et al., 2016) به تخمین دمای دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است.



سنگ‌های دگرشکل شده، بازبلورش پویای کوارتز از دمای حدود ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد شروع می‌شود. در دمای ۲۸۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد برآمدگی مرز دانه‌ها بدلیل وجود تفاوت در میزان جابجایی دیواره‌های بلوری ایجاد می‌شود و بازبلورش برآمدگی (BLG) شکل می‌گیرد. در دمای ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد، بازبلورش چرخش مرز ریزدانه (SGR) در پاسخ به مهاجرت و جابجایی‌ها ریز دانه‌ها هنگام دگربختی پیشرونده رخ می‌دهد که با افزایش زاویه بین دیواره دانه‌ها و شکل‌گیری دانه‌های جدید همراه است. بازبلورش مهاجرت مرز دانه (GBM) در دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد (Faleiros et al. 2010; Stipp et al., 2002) که با افزایش دما حرکت مرز دانه‌ها افزایش می‌یابد و دانه‌های با اندازه‌های متفاوت و مرزهای مضرسی تشکیل می‌شوند. در دمای بالاتر از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد خاموشی شطرنجی در کوارتز دیده می‌شود (Lister & Dornsiepen, 1982).

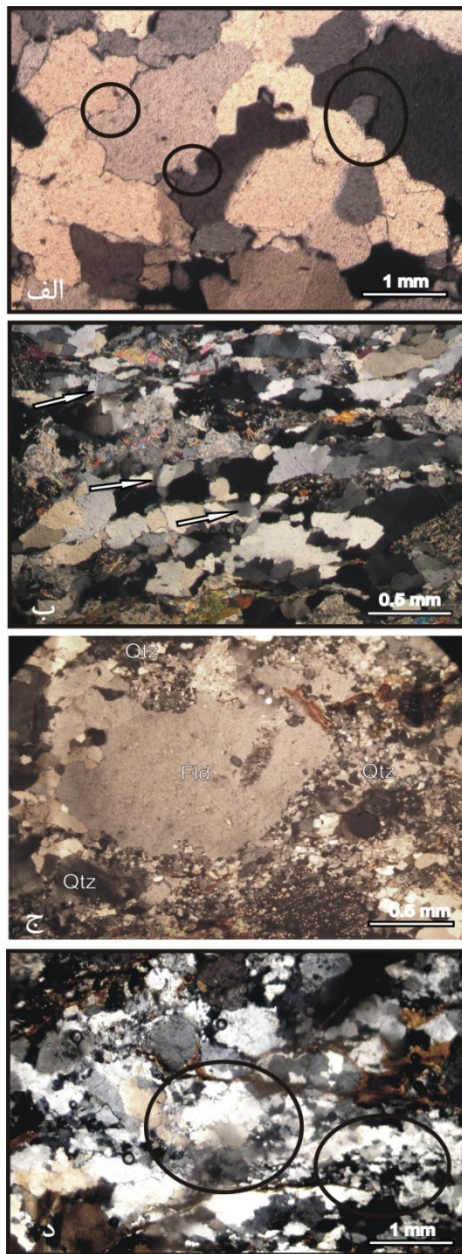
فلدسپار در دمای تقریبی ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد رفتار شکننده دارد که با گسترش شکستگی‌ها همراه است. در دمای ۴۰۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد برآمدگی مرز دانه عمومیت دارد (Tullis and Yund, 1985). در دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد بازبلورش چرخش ریزدانه‌ها شروع می‌شود و در ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد بازبلورش فراگیر در فلدسپار خواهد شد (Fitz Gerald and Stünitz 1993; Pryer, 1993) گذر از بازبلورش چرخش زیردانه به بازبلورش مهاجرت مرز دانه در دماهای ۷۰۰ تا ۸۰۰ و ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد. اساساً بازبلورش مهاجرت مرز دانه در دمای بالاتر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد (شکل ۳-۳۱) (Pryer, 1993; Altenberger and Wilhelm 2000) در مشاهدات میکروسکوپی از نمونه‌های منتخب از منطقه مورد مطالعه تقریباً ۴۰ درصد از پورفیر و کلاست‌های هسته و پوششی چرخش مرز ریزدانه‌ها را نشان می‌دهند. تبدیل فلدسپار به کوارتز و مسکویت در



شکل ۲: الف- میکاماهی، ب- پورفیر و کلاست چرخیده فلدسپار از نوع سیگما. ج- ساختارهای قفسه‌کنایی ناهمسو در فلدسپار. این تصاویر در صفحه XZ بیضوی کرنش در جهت عمود بر برگواره و به موازات خطواره برداشت شده است. جهت برش در نمونه‌های مشاهده شده Top-to-the-SE می‌باشد.

بازبلورش کانی کوارتز و فلدسپار

بر اساس بسیاری از مطالعات، سامانه‌های بازبلورش ارتباط مستقیمی با دمای دگرشکلی دارند (Stipp et al., 2002; Trimby, 1988; Law, 2014; Passchier and Trouw, 2005). بررسی رفتار کانی‌ها در پهنه‌های برشی به ویژه رفتار کوارتز و فلدسپار می‌تواند به برآورد نسبی دما هنگام تغییرات ساختاری منجر شود. به طور معمول در



شکل ۳. الف: بازبلورش برآمدگی مرز دانه (BLG) در کوارتز. ب- بازبلورش چرخش مرز (SGR) ریزدانه‌های کوارتز و جهت یافته شدن دانه‌های جدید در کوارتز. ج- برآمدگی مرز دانه‌ها و چرخش مرز دانه‌ها در فلدسپار که در زمینه ای از کوارتز با بازبلورش مهاجرت مرز دانه‌ها (GBM) قرار گرفته‌اند. د- بازبلورش مهاجرت مرز دانه در کوارتزهای دانه ریز با مرزهای مضرسی

SSWIN-3.1 پردازش می‌شود و جهت‌یافتگی

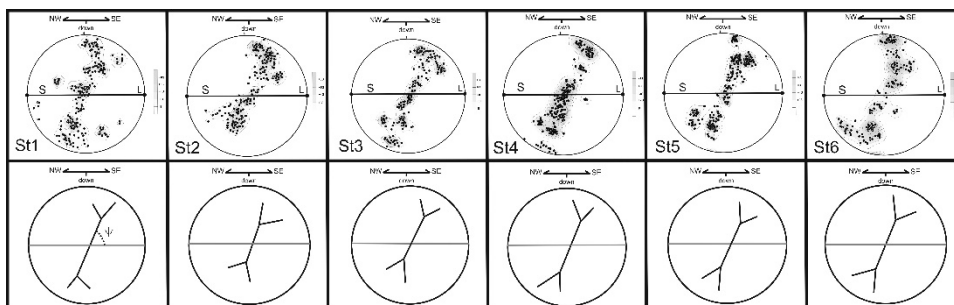
ترجیحی محورهای نوری بر روی شبکه استریونت بدست

یک آلتراسیون پس رونده به فراوانی دیده می‌شود که نشان دهنده مراحل سردشدن سنگ‌های مجموعه دگرگونی سه‌قلاتون می‌باشد. بازبلورش برآمدگی مرز دانه (شکل ۳-الف) و چرخش مرز دانه (شکل ۳-ب) در دانه‌های بزرگتر دیده می‌شود. همچنین در بازبلورش برآمدگی مرز دانه و چرخش ریزدانه‌ها در فلدسپارها مشاهده می‌شود که در زمینه کوارتز دانه ریز قرار دارند (شکل ۳-ج). این دانه‌های کوچکتر کوارتز با مرزهای مضرسی بازبلورش مهاجرت مرز دانه را نشان می‌دهند (شکل ۳-د). رفتار شکننده فلدسپارها در گسترش ساختارهای قفسه‌کتابی را دیده می‌شود.

الگوی محور c- کوارتز

چندین روش نوری برای اندازه‌گیری جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌ها در شبکه بلوری وجود دارد. در این مطالعه به بررسی جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای محور c- کوارتز پرداخته شده است. روش‌های نوری برای جهت‌یابی و تمرکز سامانه‌های لغزش در بلورهای مانند کوارتز نیز به کار برده می‌شود. به این منظور مقاطع نازک جهت‌دار در صفحه XZ بیضوی کرنش تهیه می‌شود. صفحه XZ سطحی موازی با خطوطارگی کششی و عمود بر برگوارگی می‌باشد (Passchier, 1988). فابریک‌های محور c- کوارتز با استفاده از میکروسکوپ مجهز به یونیورسال استیج اندازه‌گیری شده و به کمک نرم افزار

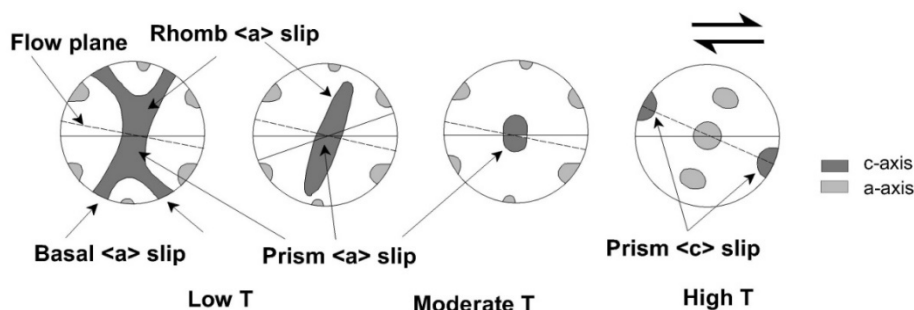
می‌آید. شکل ۴، توزیع محور-c کانی کوآرتز برای بخش مرکزی فابریک اسکلتی (Fabric skeleton) وجود نمونه‌های مختلف را نشان می‌دهد. در این شکل انحنای مولفه برشی راستگرد را نشان می‌دهند.



شکل ۴: محورهای نوری اندازه‌گیری شده بر روی تصویر استریوگراف شبکه هم مساحت نشان داده شده است. برگواره به صورت افقی و خطواره به صورت عمود می‌باشد. فابریک اسکلتی از تمرکز محور C- کوآرتز استخراج شده است (Sarkarinejad and Keshavarz, 2015).

و لغزش‌های $\langle c \rangle$ دارای اهمیت می‌باشند (Passchier and Trouw, 2005). در نمونه‌های مورد بررسی در این نوشتار، غالباً تراکم محور C- کوآرتز در اطراف محور Y و در فاصله بین محور Y و Z قرار دارد که به ترتیب فعالیت سامانه‌های لغزش قائدهای $\langle a \rangle$ و منشوری $\langle a \rangle$ در دمای پایین تا متوسط را نشان می‌دهند. تجمع نقاط در اطراف و نزدیکی محور X که مؤید دمای بالای دگرشکلی است دیده نمی‌شود (شکل ۵).

در دگرگونی درجه پایین محورهای c- الگوی کمربندهای نوع اول را نشان می‌دهند و محورهای a به صورت نامتقارن نسبت به برگوارگی ایجاد می‌شوند. در این حالت لغزش‌های قائدهای $\langle a \rangle$ دارای اهمیت می‌باشد. در دگرگونی با شرایط متوسط محورهای c- در مرکز تجمع می‌یابند (در اطراف محور Y) و لغزش‌های منشوری $\langle a \rangle$ و لوزی $\langle a \rangle$ گسترش می‌یابند (شکل ۱-۱۵). در دگرگونی با دمای زیاد محورهای c بسیار به محور X نزدیک می‌شوند



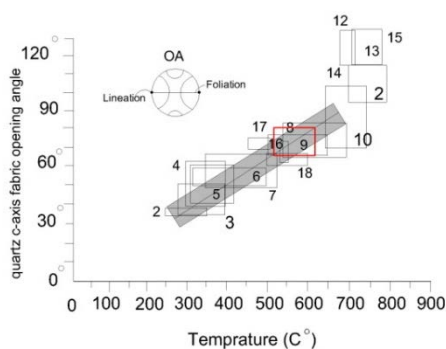
شکل ۵: ارتباط بین تغییرات دما و فعالیت سامانه‌های لغزش در جهت‌یافتگی محورهای نوری کانی کوآرتز (Passchier and Trouw, 2005).

زاویه باز شدگی

کمتر از ۸۷ درجه باشد، می توان مقدار دمای دگرشکلی را از فرمول زیر محاسبه نمود:

$$T (^{\circ}C) = 6.9 OA (C, OA \leq 87^{\circ}C) + 48 (250^{\circ}C \leq T \leq 650^{\circ}C)$$

زاویه بازشدگی بدست آمده از فابریک کریستالوگرافی کوارتز در منطقه سه قلاتون زاویه باز شدگی ۶۸ تا ۸۰ درجه را نشان می دهد که دمایی در حدود ۵۰ تا ۶۱۰-۴۹۰± درجه سانتیگراد را برای دگرشکلی تایید می کند که این دما نشانگر وجود دگرگونی در محدوده رخساره آمفیبولیت می باشد (شکل ۶) و تطابق خوبی را با دمای بدست آمده از رابطه Falerio نشان می دهد (جدول ۱).



شکل ۶: نمودار نشان دهنده رابطه بین زاویه باز شدگی و دمای دگرشکلی (Law, Searle & Simpson, 2004; Kruhl, 1998). مربع های مشکی رنگ نشان دهنده داده های مطالعات پیشین است و مربع قرمز اطلاعات این نوشتار را نشان می دهد (Sarkarinejad and Keshavarz, 2015).

با استفاده از الگوهای LPO برای کوارتز می توان شرایط دمایی دگرشکلی را مشخص کرد (Sarkarinejad and Keshavarz, 2015). برای این منظور از زاویه بازشدگی (Opening angle) الگوهای LPO کوارتز استفاده می شود (Kruhl, 1998; Law et al., 2004; Tullis et al., 1973). زاویه بازشدگی، زاویه ی بین نقاط ماکزیمم تجمع محور c- کوارتز است که در صفحه ی موازی با خطواره و عمود بر برگواره اندازه گیری می شود. بمنظور برآورد دمای دگرشکلی در منطقه از فابریک اسکلتی محور c- کوارتز استفاده گردید (شکل ۴). میزان بازشدگی زاویه بافت اسکلتی به دمای دگرگونی بستگی دارد (شکل ۶) (Lister and Hobbs, 1980; Law et al., 2004). بنابراین با استفاده از این ارتباط می توان میزان دما را در زون های برشی را به دست آورد (Law et al, 2004). مطالعات آزمایشگاهی شبیه سازی شده نشان می دهد که در طی باز تبلور دینامیکی و دگرشکلی پلاستیکی، زاویه بازشدگی کمربندهای در برگیرنده محور نوری کوارتز با افزایش دمای دگرشکلی، تضعیف هیدرولیکی (Hydrolytic weakening) کاهش نرخ کرنش، افزایش می یابد (Lister and Hobbs 1980). این تغییرات باعث فعال شدن سامانه های لغزش لوزی و منشوری در شبکه بلوری کانی کوارتز می شود (شکل ۳-د). کروئل در سال ۱۹۹۸ محور نوری کوارتز را تحت شرایط رخساره شیبست سبز تا گرانولیت اندازه گیری کرد و مشاهده نمود که با افزایش دما، زاویه ی بازشدگی به صورت خطی افزایش یافته است (شکل ۳-ه). این ریزدماسنج برای کوارتزهایی که به روش طبیعی دگرشکل شده اند، دماهای دگرشکلی را با عدم قطعیت ± 50 نشان می دهد که این عدم قطعیت به دلیل تاثیر پارامترهای حضور آب و نرخ کرنش می باشد. همچنین بر اساس مطالعه جدید (Falerio et al., 2016) اگر میزان زاویه باز شدگی کوارتز



جدول ۱. تعیین دمای دگرشکلی با استفاده از زاویه باز شدگی کوارتز

نمونه	زاویه باز شدگی	دمای دگرشکلی (°C) نمودار Kurhl (±50) رابطه Faleiro	
S1	۷۴	۵۶۰	۵۵۹
S2	۷۹	۵۹۵	۵۹۳
S3	۸۰	۶۱۰	۶۰۰
S4	۷۱	۴۹۰	۵۳۷
S5	۶۸	۵۲۰	۵۱۷
S6	۷۵	۵۷۵	۵۶۵

بحث

ریزساختارهای ایجاد شده در سنگ‌ها طی دگرشکلی، نشانگر مناسبی برای تخمین دمای دگرشکلی، کرنش و هندسه جریان می‌باشند. در این نوشتار با استفاده از پارامترهای مختلف، دمای دگرشکلی در منطقه سه قلاتون مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج پژوهش‌های مختلف روی دمای دگرشکلی کانی‌ها نشان می‌دهد که در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، ریزساختارهای موجود در کوارتز بیشتر خاموشی موجی را نشان می‌دهند. برآمدگی مرز دانه‌ها و چرخش دانه‌ها به ترتیب در دمای ۲۸۰-۴۰۰ و ۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد. پیشرفت دگرشکلی در دمای بالاتر سبب مهاجرت مرز دانه (GBM) به صورت مرزهای آمیبی شکل و تبلور مجدد بلورهای کوارتز به صورت دانه‌های کشیده به موازات برگوارگی می‌شود (Passchier and Trouw, 2005). تغییرات انواع بازبلورش با فعال شدن صفحات لغزش در کوارتز بدلیل تغییرات دما و نرخ کرنش متناسب است. در دمای پایین و

نرخ کرنش سریع، لغزش قاعده ای <a> در نزدیکی محور Z بیضوی کرنش نهایی دیده می‌شود. با افزایش دما (رخساره شیست سبز) لغزش لوزی <a> فعال می‌شود و تمرکز محورهای c- کوارتز به بخش میانی بین محورهای Z و Y انتقال می‌یابد (Stipp et al., 2002). در شرایط رخساره آمفیبولیت سامانه‌های لغزش منشوری <a> در نزدیکی محور Y فعال می‌شوند. در دماهای بالاتر از ۷۰۰ درجه سامانه‌های لغزش منشوری <c> فعال و در نزدیکی محور X تمرکز می‌یابند. در این مطالعه دیاگرام تمرکز محورهای نوری کوارتز غالباً نشان دهنده تمرکز نقاط بین محور Z و Y است که دمایی ۴۰۰-۵۰۰ درجه را نشان می‌دهند. که این نتایج با دمای تخمین زده شده از زاویه باز شدگی فابریک محور c- و فرمول Falerio تطابق خوبی را نشان می‌دهد (جدول ۱). این بازه دمای بدست آمده نشانگر رخداد دگرشکلی در محدوده رخساره شیست سبز- آمفیبولیت است.

وجود ریزساختارهای مهاجرت مرز دانه و چرخش مرز دانه تاییدی بر رخداد دگرشکلی در دمای بالا می‌باشد که در این بازه دمایی ریزساختارهای دمای پایین حذف می‌شوند زیرا با افزایش دما هنگام دگرشکلی این ساختارها به وسیله شواهد و آثار مربوط به دمای بالا جایگزین می‌شوند (Sibson, 1977; Pryer, 1993; Roy et al., 2010). اما در نمونه‌های مطالعه شده در مجموعه دگرگونی سه قلاتون ریزساختارهای دمای پایین مانند برآمدگی مرز دانه و خاموشی‌های موجی کوارتز و ساختارهای قفسه کتابی فلدسپارها همراه با ریزساختارهای دمای بالا مانند مرزهای آمیبی دانه‌های کوارتز و چرخش ریز دانه‌ها و... دیده می‌شوند. این موضوع می‌تواند تاییدی بر رخداد دگرشکلی در دو فاز دمایی باشد بطوری که مراحل اولیه، دگرشکلی شکل پذیر در دمای بالاتری اتفاق افتاده و با ادامه، فرآیندهای دگرشکلی شکل پذیر-شکنا در دمای پایینتری به وقوع پیوسته است که باعث بوجود آمدن



می‌تواند نشانه از وقوع دگرشکلی در دو مرحله باشد، به طوری که در مراحل اولیه دما بالا بوده است و در مراحل پایانی در شرایط شکل پذیر-شکنا دما کاهش یافته است.

ریزساختارهای دمای پایین مانند خاموشی موجی کوارتز، شکستگی فلدسپارها، میکا ماهی‌ها و ساختارهای قفسه کتابی شده است.

وجود چنین تغییرات دمایی طی دگرشکلی در سایر کمرندهای کوهزایی مانند توده دگرگونی آمادرم-تبت (Langille et al., 2010)، زون برشی کاراکروم-هیمالیا (Roy et al., 2020)، دره سولتج-هیمالیا (Law et al., 2013) گزارش شده اند. نتایج این مطالعه با استفاده از بافت محور c-کوارتز و سامانه‌های بازبلورش تشابه خوبی را با سایر مطالعات در نقاط مختلف پهنه سندج-سیرجان نشان می‌دهند (Samani, 2013; Sarkarinejad et al., 2017; Keshavarz and Faghhih, 2020). بر اساس مطالعات سن سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ انجام شده در این منطقه وقوع دگرشکلی مرتبط با همگرایی صفحه عربی و خردقاره ایران مرکزی و روبرداری (exhumation) سنگ‌های دگرگونی در کمرند سندج-سیرجان در زمان ترونین-سنومانین است (Sarkarinejad et al., 2009).

نتیجه گیری

مجموعه دگرگونی سه‌قلاتون بخشی از کمرند دگرگونی سندج-سیرجان است که در شرق نیریز در استان فارس قرار دارد. انواع ریزساختارها مانند پورفیروکلاست‌های چرخیده، میکاماهی، ساختارهای قفسه کتابی، جهت یافتگی کانی‌های کوارتز در نمونه‌های جهت‌دار مشاهده شده‌اند که جهت برش راستگرد را تایید می‌کنند. در این نوشتار مطالعات پتروگرافی، سامانه‌های بازبلورش کوارتز و فلدسپار و اندازه‌گیری محور نوری کوارتزها برای تعیین دمای دگرشکلی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. نتایج بدست آمده از این روش‌ها تطابق خوبی را نشان داده و دمایی در حد رخساره شیبست سبز-آمفیبولیت را تایید می‌کنند. وجود ریزساختارهای دما بالا در کنار ریزساختارهای دمای پایین در نمونه‌های مورد مطالعه



Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14, 145-59.

منابع

Jessell, M.W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology* 9, 1007-14.

Keshavarz, S., Faghih, A. 2020. Heterogeneous sub-simple deformation in the Gol e Gohar shear zone (Zagros, SW Iran): insights from microstructural and crystal fabric analyses. *International Journal of Earth Sciences* 109, 421-438

Kruhl J.H. 1998. Prism and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 142-146.

Langille, J., Jessup M.J., Cottle, J.M., Newell, D.L. 2010. Kinematics of the Ama Drime Detachment: insights into orogen-parallel extension and exhumation of the Ama Drime Massif, Tibet, Nepal. *Journal of Structural Geology* 32, 900-919.

Law, R. D. 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *Journal of Structural Geology* 66, 129-61.

Law, R. D., Searle, M.P., Simpson, R.L. 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet. *Journal of Geological Society* 161, 305-320.

Law, R.D., Johnson, M.R.W. 2010. Microstructures and crystal fabrics of the Moine thrust zone and Moine nappe: history of research and changing tectonic interpretations. In: Law, R.D., Butler, R.W.H., Holdsworth, R.E., Krabbendam, M., Strachan, R. (Eds.), *Continental Tectonics and Mountain Building: the Legacy of Peach and Home*, vol. 335. Geological Society of London Special Publication, pp. 443-503.

Law, R.D. 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *J Struct Geol* 66, 129-16

LISTER, G. S., DORNSIEPEN, U. F. 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology* 4, 81-92.

Alavi, M. 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-38.

Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold thrust belt of Iran, and its proforeland evolution. *Am J Sci* 304:1-20.

Alizadeh, A., López-Martínez, M., Sarkarinejad, K. 2010. ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogénic Belt. *Comptes Rendus Geoscience* 342, 837-84

Bouchez, J.L., Pecher, A. 1981. The Himalayan Main Central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics* 78, 23-50.

Craw, L., Qi, C., Prior, D.J., Goldsby, D.L., Kim, D. 2018. Mechanics and microstructure of deformed natural anisotropic ice. *Journal of Structural Geology* 115, 152-166.

Faleiros, F. M., Moraes, R. D., Pavan, M., Campanha, G. A. D. C. 2016. A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening angle deformation thermometer. *Tectonophysics* 671, 173-182.

Faleiros, F.M., Ademar, G., Maria, R., Fuzikawa, K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics* 485, 193-214

Fitz Gerald, J.D., Stünitz, H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grades. I: reactions and grain size reduction. *Tectonophysics* 221, 269-297

Gomez-Rivas, E., Butler W.H., Healy, D., Alsop, I., 2020. From hot to cold - The temperature dependence on rock deformation processes: An introduction. *Journal of Structural Geology* 132, 103-977.

Hirth, G., Teyssier, C., Dunlap, W.J. 2001. An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks. *International Journal of Earth Sciences* 90, 77-87. Hirth, G., Tullis, J. 1992.



- Sarkarinejad, K., Keshavarz, S. 2015. Quantitative kinematic analysis of the asymmetric boundings of the Zagros accretionary prism, Iran. *Geosciences Journal* 19, 415–430
- Sarkarinejad, K., Godin, L., Faghih, A. 2009. Kinematic vorticity flow analysis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology related to inclined extrusion of the HPeLT metamorphic rocks along the Zagros accretionary prism, Iran. *Journal of Structural Geology* 31, 691–706.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133, 191–213.
- Stipp, M., StuÈnitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of structural geology* 2412, 1861-1884.
- Trimby, P. W., Prior, D. J. Wheeler, J. 1998. Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite. *Journal of Structural Geology* 20, 917–93.
- Tullis J., Yund R.A. 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology* 13, 238–241
- Tullis, J., Yund, R. A. 1992. The brittle-ductile transition in feldspar aggregates; an experimental study. In *Fault Mechanics and Transport Properties in Rocks* (eds B. Evans & T. F. Wong), pp. 89–118. New York: Academic Press.
- Tullis, J.A., Christie, J.M., Griggs, D.T. 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 297–314.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. Chery, J. 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman. *International Journal of Geophysics* 157, 381–98.
- Lister, G.S. Hobbs, B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transition. *Journal of Structural Geology* 1, 99–115.
- Llorens, M.-G., Gomez-Rivas, E., Ganzhorn, A.-C., Griera, A., Steinbach, F., Roessiger, J., Labrousse, L., Walte, N., Weikusat, I., Bons, P.D. 2019. The effect of dynamic recrystallisation on the rheology and microstructures of partially molten rocks. *Journal of Structural Geology* 118, 224–235.
- Mainprice, D., Bouchez, J. L., Blumenfeld, P., Tubia, J. M. 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819–22.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P., Tubia, J.M. 1986. Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819–822.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of structural geology* 228, 1125–1139.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*: Springer Berlin. Heidelberg, New York, 366p.
- Passchier, C.W. 1988. Analysis of deformation paths in shear zones. *Geol Rundsch* 77, 309–318
- Pryer L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal Thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*. 15, 21–36.
- Roy, P., Jain. A., Singh, S. 2010. Microstructures of Mylonites along the Karakoram Shear Zone, Tangste Valley, Pangong Mountains, Karakoram. *Journal Geological Society of India* 75, 679–694.
- Samani, B. 2013. Quartz c-axis evidence for deformation characteristics in the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, Iran. *Journal of African earth Sciences* 81, 28–34.