

تکامل ساختاری، گرمایی و مکانیکی گسل‌های راستا لغز در توده‌ی تونالیتی ده نو، غرب مشهد، شمال شرقی ایران

بهنام رحیمی*، حسین علی زاده

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

(دریافت مقاله: ۸۹/۶/۲، نسخه نهایی: ۸۹/۱۰/۱۸)

چکیده: توده‌ی تونالیتی ده نو در غرب مشهد (شمال شرقی ایران)، یکی از قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی در مجموعه‌ی گرانیتوئیدهای مشهد است. این توده با چهار دسته شکستگی منظم قطع شده است. از میان آن‌ها دو دسته ویژگی‌های گسل با جدایش راستایی راست رو را نشان می‌دهند. دسته‌ی A شامل گسل‌های راستا لغز راست رو با اندک مولفه‌ی شیب لغز وارون و دسته‌ی B گسل‌های راستا لغز راست رو با مولفه‌ی کوچک شیب لغز بهنجارند. تونالیت در هسته‌ی گسل‌ها به میلونیت تغییر یافته است. بررسی ریز ساختارها و بازتبلور دینامیکی در دانه‌های کوارتز در این میلونیت‌ها نشان می‌دهد که تشکیل میلونیت‌ها در دمای ۴۱۰-۴۳۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و تنش تفاضلی (۵۹/۳۱-۴۲/۵۴ Mpa) و تنش برشی بیشینه‌ی (۲۹/۶۵-۲۱/۲۷ Mpa) روی داده است. نرخ کرنش در این تغییر ساختاری $1.08 \times 10^{-12} S^{-1}$ - $7.3 \times 10^{-15} S^{-1}$ بوده است. پی‌جویی‌های صحرایی و بررسی ریز ساختارها نشان داد که این دسته‌های گسلی در نتیجه‌ی لغزش دوباره روی درزهای کششی و درزه‌های نامتقارن حاشیه‌ای آن‌ها تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گسل‌های راستا لغز؛ مشهد؛ نرخ کرنش؛ تنش؛ بازتبلور دینامیکی؛ کوارتز.

مقدمه

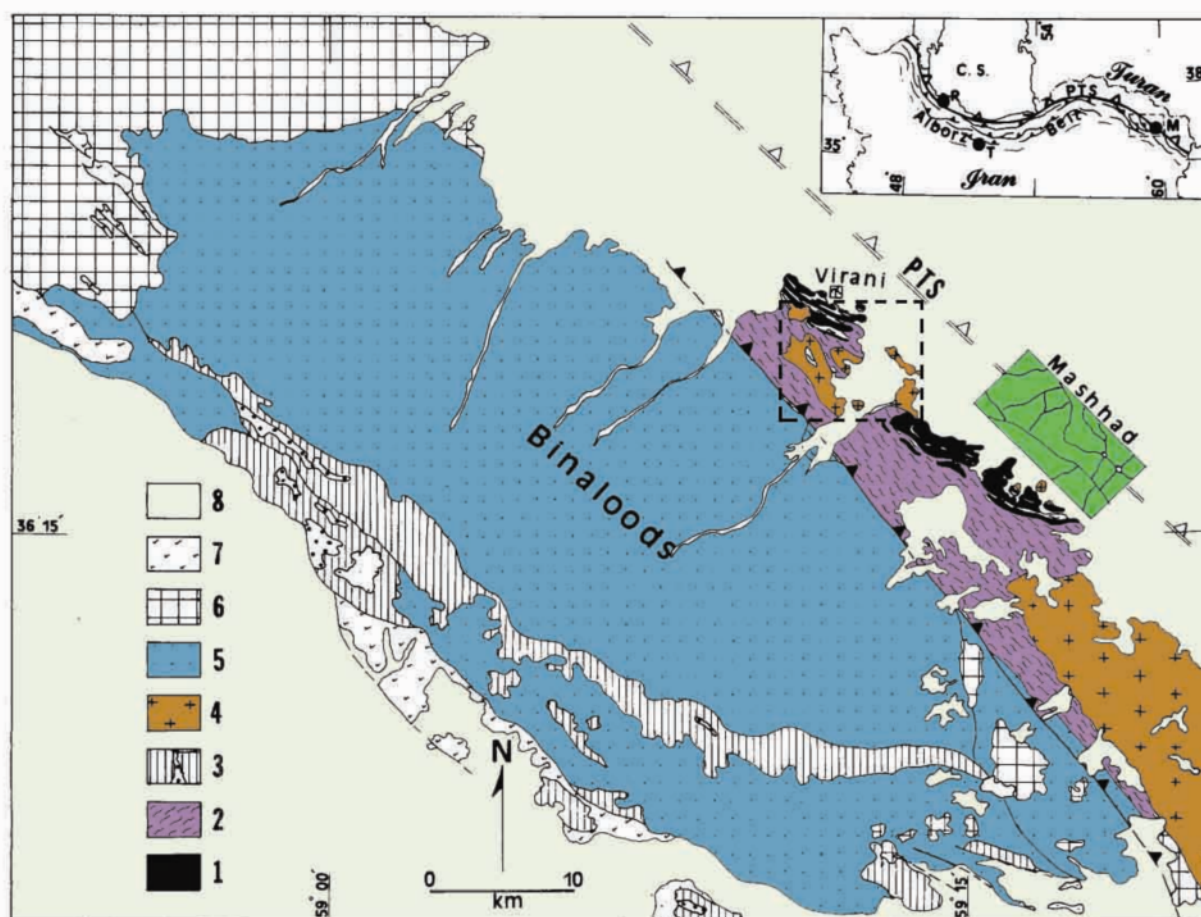
نسل چین‌خوردگی طی دو نسل تغییرات ساختاری هم محور در کوهزایی سیمین است [۱]. مجموعه‌ی دگرگونی افیولیتی مشهد، دستخوش دو رویداد دگرگونی ناحیه‌ای تا رخساره‌ی شیبست سبز شده است [۳]. توده‌های نفوذی با ترکیب و خاستگاه متفاوت در این مجموعه‌ی دگرگونی نفوذ کرده و هاله‌هایی از دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی-افیولیتی مشهد را تشکیل داده‌اند. این توده‌های نفوذی که با نام "گرانیتوئیدهای مشهد" در زمین‌شناسی ایران شهرت یافته‌اند، ترکیب تونالیت، گرانودیوریت، مونزونیت، موسکویت، بیوتیت لوکوگرانیت و پگماتیت دارند. توده‌ی نفوذی ده نو در غرب مشهد (شکل ۱) یکی از قدیمی‌ترین توده‌های گرانیتوئیدی در این گروه است.

مجموعه‌ی دگرگونی-افیولیتی مشهد در دامنه‌های شمالی رشته کوه بینالود، در شمالی‌ترین بخش از خرد ورق ایران مرکزی (مجاور خط درز پالئوتتیس) رخنمون یافته است (شکل ۱). این مجموعه از رسوب‌های دگرگون شده (اسلیت، فیلیت شیبست و مرمر)، سنگ‌های افیولیتی دگرگون شده و نهشته‌های آذرآواری دگرگون شده تشکیل شده است [۱]. مجیدی [۲] این مجموعه را بخشی از کمربند هرسی نین دانسته و دگرگونی آن را به کوهزایی هرسینین نسبت داده است. این مجموعه بقایای اقیانوس پالئوتتیس بوده و تغییرات ساختاری در آن، نتیجه‌ی تاثیر دو نسل گسلش راندگی و سه

این توده ترکیب تونالیت، بیوتیت دیوریت و گرانودیوریت دارد و کانی شناسی آن شامل پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند و کانی های فرعی آپاتیت، زیرکان و ایلمنیت است [۳]. در این توده نفوذی زینولیت هایی از جنس اسلیت، گابرو، پریدوتیت در اندازه های مختلف و نیز زینوکریست های گارنت از جنس آلماندین دیده می شوند. تعیین سن مطلق این توده به روش اورانیوم - سرب سن 215 ± 4 میلیون سال (آشکوب نورین از تریاس پسین) را برای این توده نفوذی تعیین کرده است [۴]. بررسی های ژئوشیمیایی این توده نشان داد که تونالیت ده نو حاصل ذوب بخشی پوسته ی قاره ای بوده است [۴].

توده نفوذی ده نو همانند بسیاری از توده های گرانیتوئیدی

به سبب جایگاه زمین ساختی (نزدیک به خط مفصل پالتوتتیس)، مکان خوبی برای گسترش ساختارهای شکننده و شکل پذیر بوده است. دسته های متعدد شکستگی، گسل های راستا لغز و زون های برشی در این توده گسترش یافته اند. در سالیان اخیر بررسی های زیادی در مقیاس رخنمون، روی زون- های برشی و گسل ها در توده های گرانیتوئیدی صورت گرفته است (برای مثال [۵-۱۰]) گسل های راستا لغز بیش از ساختارهای دیگر مورد بررسی قرار گرفته است. گسل های راستالغز در مقیاس رخنمون از ساختارهای چشمگیر در توده ی تونالیتی ده نو است. در این مقاله ویژگی های ساختاری، شرایط دما و فشار هنگام تشکیل آن ها و نیز نرخ کرنش، مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.



شکل ۱ نقشه ی خلاصه شده ی زمین شناسی بینالود. موقعیت گستره مورد بررسی با چهارگوشه خط چین نشان داده شده است. (اقتباس از [۱]): (۱) بقایای افیولیتی پالتوتتیس. (۲) نهشته های توریدیتی عمیق دگرگون شده. (۳) نهشته های کربناتی و سیلیسی آواری پالتوزوئیک پایانی همراه با سنگ های آذرین خروجی و درونی. (۴) توده های گرانیتوئیدی مشهد. (۵) کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل کمی دگرگون شده تریاس بالایی. (۶) نهشته های کربناتی و سیلیسی آواری ژوراسیک میانی - کرتاسه. (۷) سنگ های آتشفشانی و آذرآواری همراه با نهشته های کربناتی پالتوزن. (۸) نهشته های کوآترنری.

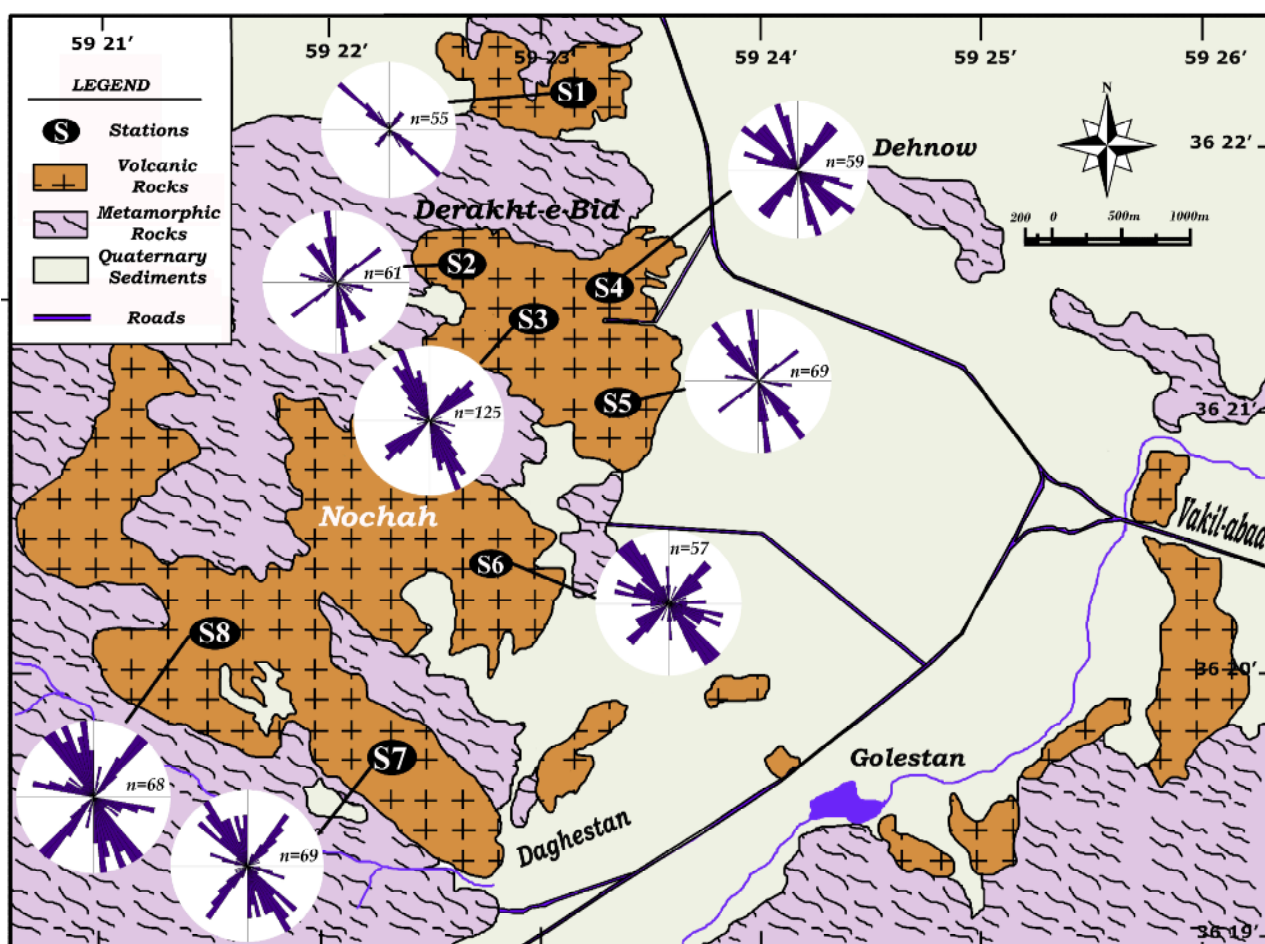
توصیف ساختاری شکستگی‌های منظم در توده‌ی ده نو

شکستگی‌های منظم در ۸ ایستگاه در توده‌ی تونالیتی ده نو بررسی شدند (شکل ۲). در هر ایستگاه شکستگی‌ها دسته‌بندی و پارامترهایی نظیر موقعیت فضایی، فاصله‌بندی، طول، مقدار بازشدگی، نوع پرکننده‌ها، ویژگی‌های سطحی، نوع جابجایی در هر دسته بررسی و اندازه‌گیری شدند. بر پایه بررسی‌های صحرایی شکستگی‌های منظم در توده‌ی ده نو در ۴ گروه قابل رده‌بندی هستند. این گروه‌ها در نمودارهای گل‌سرخی (شکل ۲) قابل تفکیک‌اند. شکستگی‌ها در این توده تماماً شیب‌هایی نزدیک به قائم دارند.

گروه شکستگی‌های A, B, C دارای جابه‌جایی‌های راستا لغز بوده و روی سطح آن‌ها آثار خش لغز دیده می‌شود.

چگونگی شکستگی در این رده از سبک ۲ (لغزش) بوده و در تعریف‌های ارایه شده توسط [۱۱] به عنوان گسل رده بندی می‌شوند. امتداد این دسته‌های گسلی به ترتیب عبارتند از ۱۵۰-۱۲۰ درجه، ۱۸۰-۱۵۵ درجه و ۱۱۵-۹۰ درجه (شکل ۲). رده‌ی C گسترش اندک داشته و دو رده‌ی دیگر در تمام توده رخمون یافته‌اند.

دسته‌ی D شکستگی‌هایی را شامل می‌شود که طولی کمتر از ۱۰ متر دارند. سطح شکستگی در آن‌ها صاف و دارای ساختاری پر مانند است. نوع شکستگی در این دسته از نوع ۱ (بازشده) بوده و ویژگی‌های درزه‌های کششی در تعریف ارائه شده توسط [۱۱] را نشان می‌دهند.

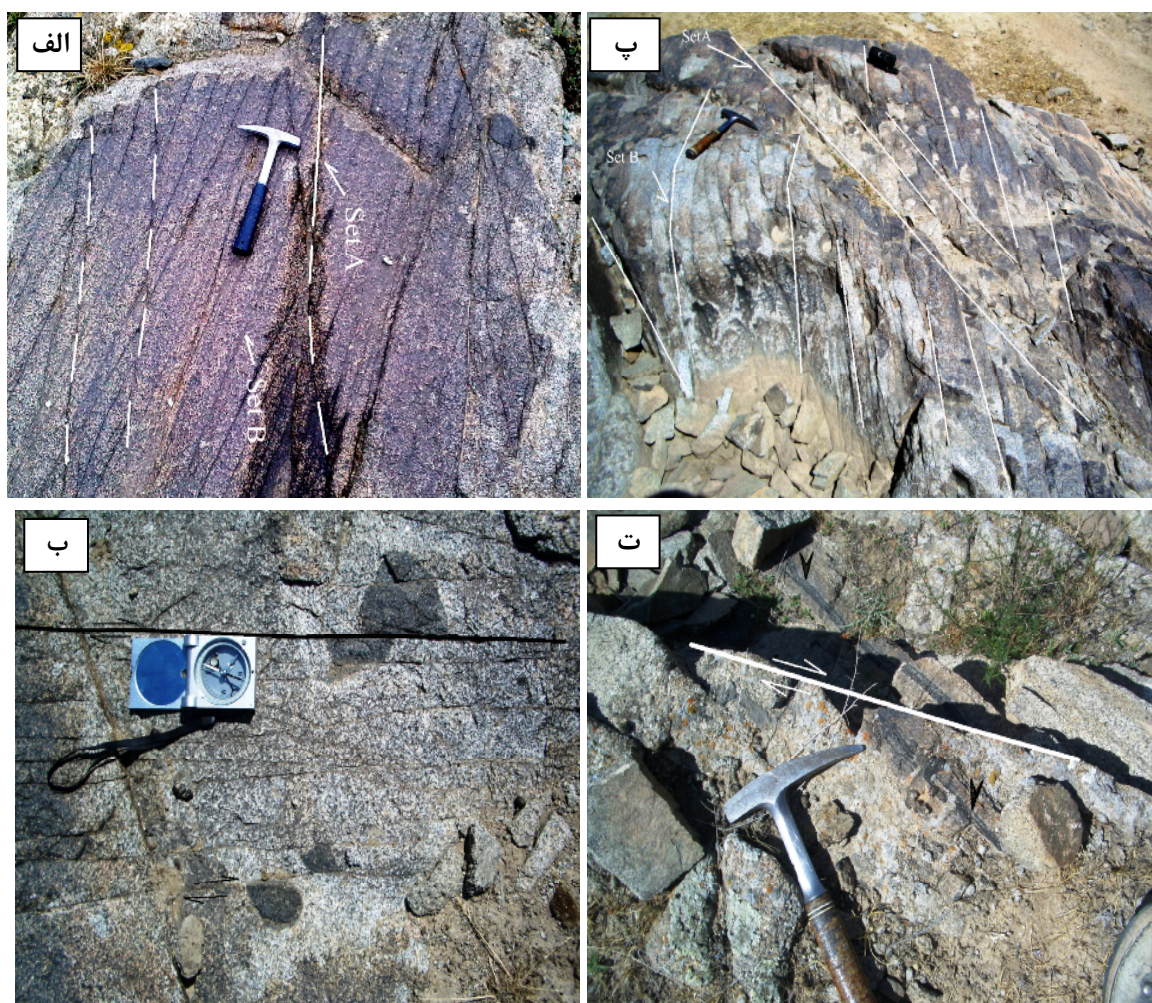


شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی. نمودارهای گل‌سرخی سمت‌گیری رده‌های شکستگی‌های منظم در توده‌ی تونالیتی درخت بید را نشان می‌دهند.

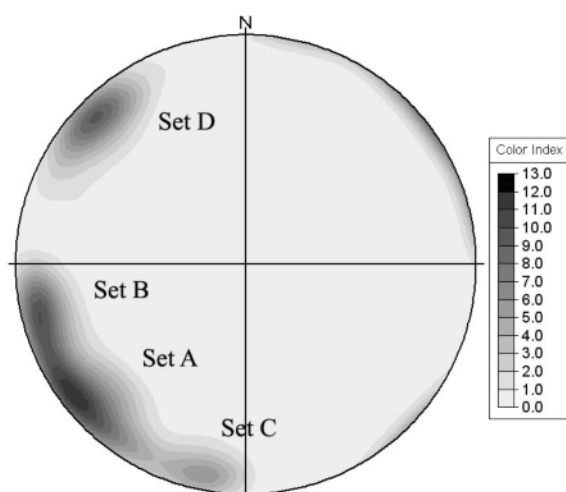
توصیف ساختاری گسل‌های راستا لغز

رده‌ی B گسل‌های راستا لغزی هستند که طولی کوتاه‌تر از رده‌ی A داشته و فاصله‌ی تکرار در آن‌ها کمتر (۵ تا ۱۵ سانتی‌متر) است. این گسل‌ها آرایش موازی داشته و در فاصله‌ی میان گسل‌های دسته‌ی A گسترش یافته‌اند (شکل ۳ الف و ب). موقعیت مقدار و راستای شیب میانگین در آن‌ها ۰۷۰/۸۴ است (شکل ۴). گسترش این دسته از گسل‌ها کاملاً به میزان لغزش در رده‌ی A وابسته بوده و با آن نسبت مستقیم دارد. گسل‌های رده‌ی B با گسل‌های رده‌ی A، ساعت‌گرد زاویه‌هایی به اندازه ۱۵ تا ۲۵ درجه، می‌سازند (شکل ۳ الف و ب). میزان لغزش راستایی در این گسل‌ها کمتر و از ۲ تا ۱۵ سانتی‌متر تغییر می‌کند. سمت و سوی جدایش راستایی در این گسل‌ها مشابه رده‌ی A و راست رو است (شکل ۳ ت).

گسل‌های راستا لغز در توده‌ی تونالیتی ده نو در دو راستای غالب (رده‌ی A و B) گسترش یافته‌اند. رده‌ی A گسل‌های راستا لغزی را شامل می‌شود که در سرتاسر توده‌ی نفوذی گسترش دارند. طول آن‌ها بیش از ساختارهای دیگر بوده و از ۵ تا ۷۰ متر تغییر می‌کند. این گسل‌ها آرایش موازی و گاه پوششی دارند و فاصله‌ی تکرار آن‌ها در ایستگاه‌های مورد بررسی از ۲۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متر تغییر می‌کنند (شکل ۳ الف و ب). موقعیت میانگین و راستای شیب در این دسته از گسل‌های راستا لغز ۰۵۰/۸۴ است (شکل ۴). گسل‌های رده‌ی A رگه‌های کوارتز-تورمالین و برونوم‌های موجود در توده‌ی ده نو را قطع و جابجا کرده‌اند. میزان جدایش راستایی با سوی حرکت راست رو در آن‌ها از ۵ تا ۵۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۳ پ).



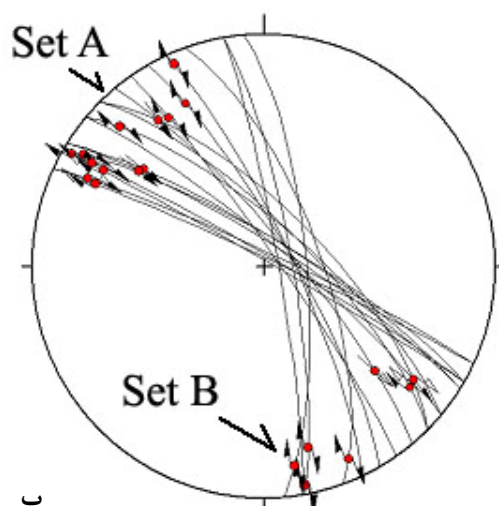
شکل ۳ الف و ب آرایش گسل‌های راستا لغز راست رو در رده‌های A و B. گسل‌های رده‌ی B در فاصله‌ی میان گسل‌های رده‌ی A گسترش یافته‌اند. (پ) تصویر یکی از گسل‌های رده‌ی A. جدایش راستایی راست رو با جابه‌جایی رگه‌ی کوارتز - تورمالین (پیکان سیاه) مشخص است. (ت) گسل‌های رده‌ی B. جدایش راستایی راست رو در این گسل‌ها با جابه‌جایی برونوم کاملاً مشخص است.



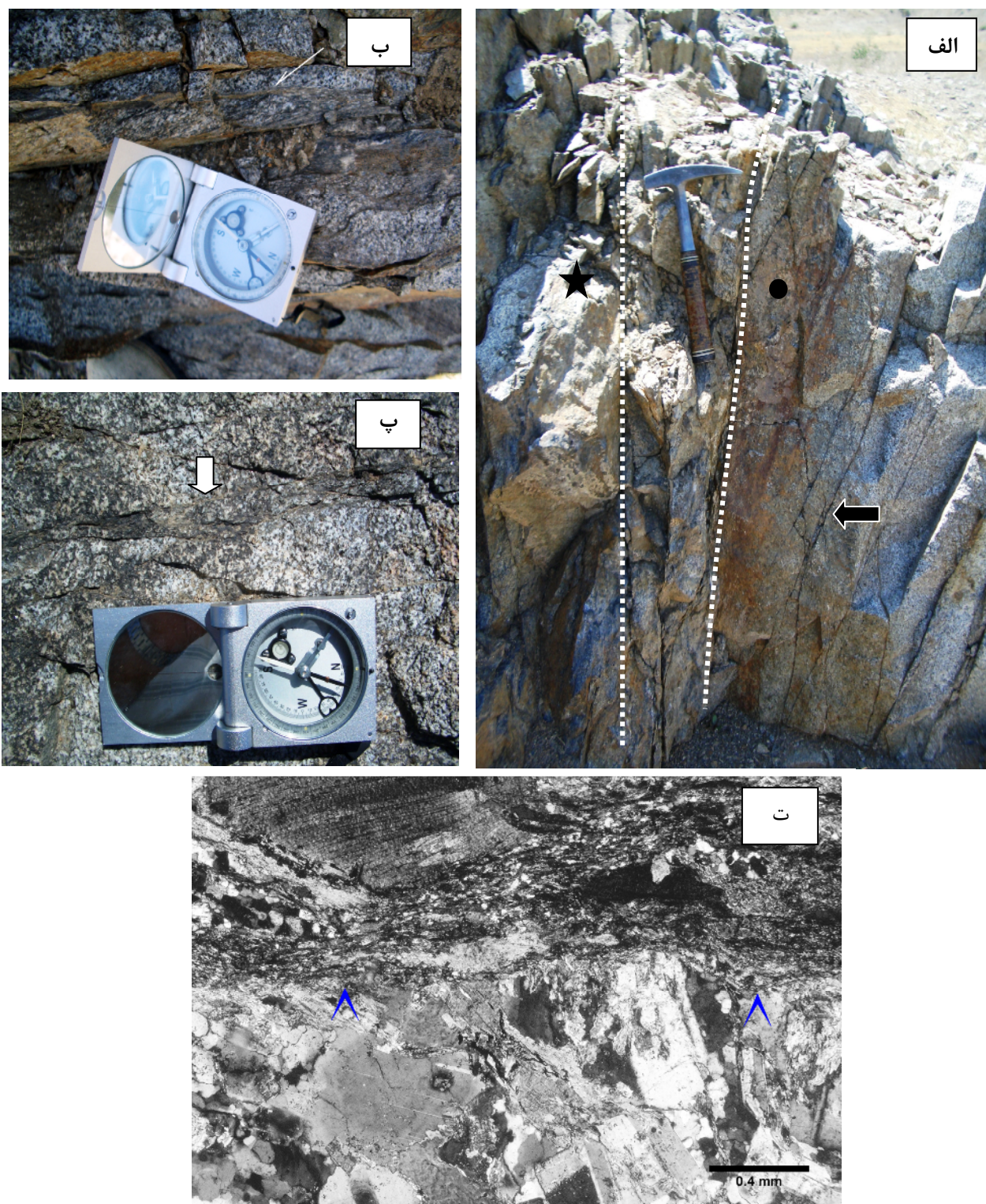
شکل ۴ برجسته نگاشتی از تراکم راستا و مقدار شیب شکستگی‌های منظم در توده‌ی نفوذی ده نو.

روی سطح گسل‌های راستا لغز، خش لغزهایی با زاویه‌ی افتادگی برابر ۵ - ۲۵ دیده می‌شوند (شکل ۵). با توجه به زاویه‌ی افتادگی بردار لغزش و نیز سمت و سوی جدایش راستایی، این گسل‌ها با اندک لغزش شیبی، از نوع نرمال هستند. هسته‌ی گسل (Fault core) در گسل‌های رده‌های A و B از میلونیت تشکیل شده است. توازن در این مکان به دلیل اثر فشار و دما هنگام لغزش با گسترش برگواره‌ی میلونیتی به میلونیت تغییر یافته است. این برگواره زاویه‌ی ۲۰-۳۰ درجه با

حاشیه‌ی هسته‌ی گسل می‌سازد (شکل ۶ ب و پ). پهنای هسته‌ی گسل در گسل‌های رده‌ی A بیشتر است و از چند میلیمتر تا ۳۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۶ الف و ب)، ولی این پهنای در گسل‌های رده‌ی B کمتر بوده و در بهترین شرایط به ۱۰ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۶ پ). مرز میان بلوک‌های گسلی و میلونیت کاملاً مشخص است و میان عناصر موجود در دو پهنه گسیختگی کاملی دیده می‌شود (شکل ۶ ت).



شکل ۵ الف) تصویری از سطح آینه گسلی در یکی از گسل‌های رده‌ی A. بردار لغزش با زاویه‌ی افتادگی ۲۵W روی این سطح دیده می‌شوند. مولفه راستایی راست رو و مولفه‌ی شیبی معکوس است. نگاه به سمت شمال شرق (ب). برجسته نگاشت تعدادی از سطوح گسلی رده‌ی A و B. موقعیت خش لغزها روی سطوح نشان داده شده است. لغزش راستایی در همه‌ی گسل‌ها از نوع راست رو است. لغزش شیبی در گسل‌های رده‌ی A معکوس و در گسل‌های رده‌ی B نرمال است.

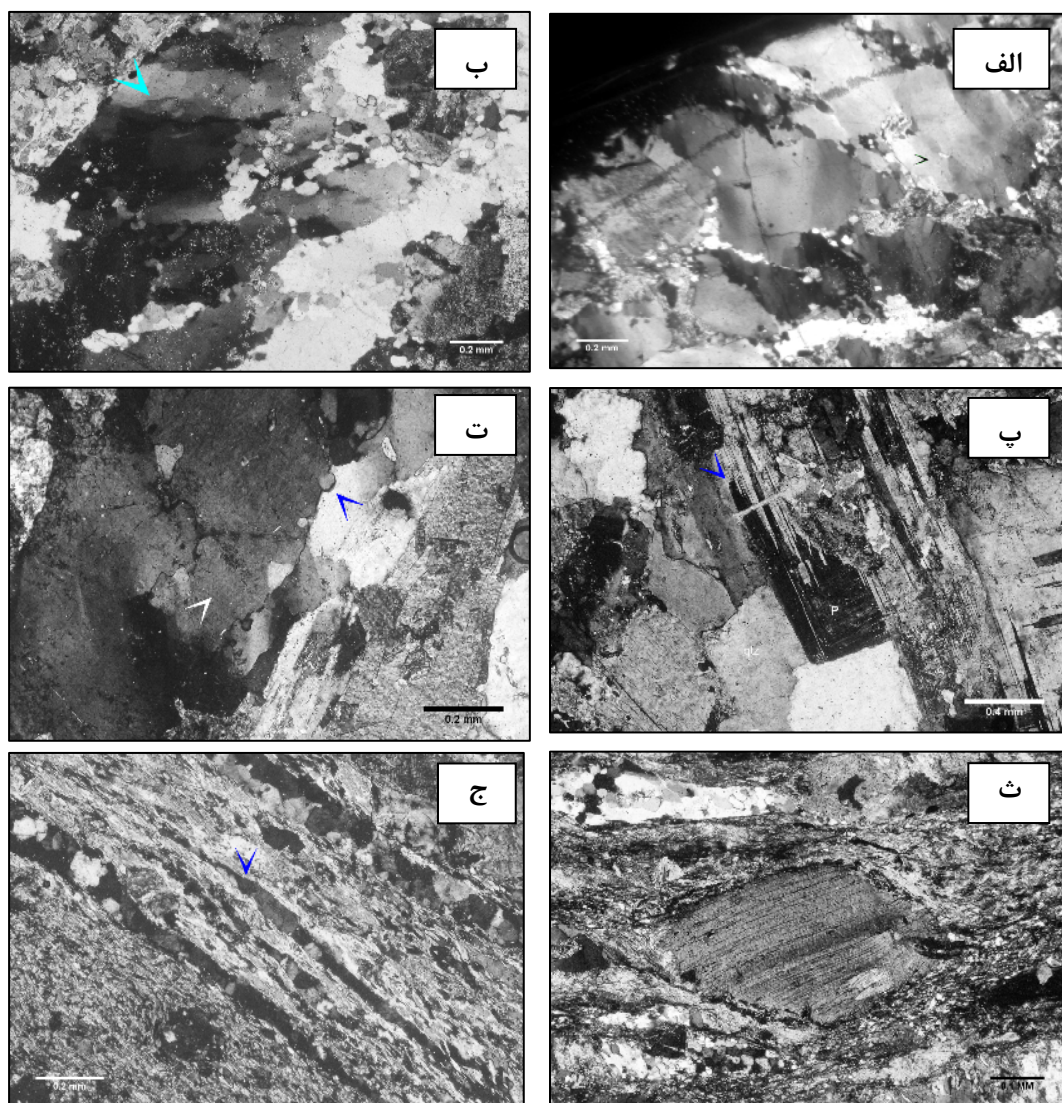


شکل ۶ الف) تصویری از زون گسلی در گسل‌های راست‌لغز راست رو در رده‌ی A. سمت و سوی حرکت با دایره توپر نمادی از نوک پیکان و ستاره‌ی نمادی از ته پیکان مشخص شده است. ب) نمای نزدیک از میلونیت‌ها در زون گسلی در تصویر الف. برگ واره میلونیتی در این تصویر با پیکان نشان داده شده است. پ) زون گسلی در گسل‌های رده‌ی B. پهنای این زون در مقایسه با زون گسلی در رده‌ی A کمتر است. برگواره‌ی میلونیتی در این زون‌های گسلی به خوبی دیده می‌شوند. ت) تصویر میکروسکوپی از مرز زون‌های گسلی رده‌ی A. زون میلونیتی در هسته‌ی گسلی مرز تیز با سنگ‌های دیواره دارند. در این مرز آثاری از برشی شدن دیده نمی‌شود.

ساختار میکروسکوپی میلونیت‌ها

بافت سنگ‌های میلونیتی در هسته‌ی گسلی گسل‌های راستالغز در توده‌ی تونالیتی ده نو در مقیاس میکروسکوپی از دو بخش پورفیرو کلاست‌های کوارتز، فلدسپات و بیوتیت در زمینه‌ای از دانه‌های کوارتز و فلدسپات بازتبلور یافته تشکیل شده است. در نتیجه سمت‌گیری کانی‌های کوارتز و فلدسپات بازتبلور یافته، بیوتیت و کلریت برگواره میلونیتی به شکل C-S در این میلونیت‌ها گسترش یافته است. بازتبلور دینامیکی، خاموشی وصله‌ای و جاروبی، گسترش دانه‌های زمینه‌ای (شکل ۷ الف و ب)، تیغه‌های تغییر شکلی و روبان‌های کوارتز (شکل ۷ ج) از

ریز ساختارهای متداول کوارتز در این زون‌های میلونیتی هستند. بلورهای فلدسپات در این میلونیت‌ها ریز ساختارهایی نظیر ماکل‌های تغییر شکلی (شکل ۷ پ)، خاموشی موجی، خمیدگی ماکل‌ها و بازتبلور دینامیکی را نشان می‌دهند. ریز ساختارهای نامتقارن معرف سمت و سوی برش در این میلونیت‌ها دیده می‌شوند. این ریز ساختارها شامل نوارهای برشی C-S، میکاهای پولک ماهی (شکل ۷ ث)، کلاست‌های پوششی پورفیروی نوع σ هستند که معرف سمت و سوی برش راست رو در این زون‌های گسلی هستند.



شکل ۷ ریز ساختارهای موجود در میلونیت‌های زون‌های گسلی مورد بررسی (نور XPL): (الف) خاموشی وصله‌ای در کوارتز و بازتبلور دینامیکی در حاشیه‌ها و در تماس دانه‌ها با یکدیگر. (ب) خاموشی جاروبی در کوارتز گسترش دانه‌ی زمینه‌ها بازتبلور دینامیکی در حاشیه‌ی دانه‌های کوارتز (پ) ماکل تغییر شکلی در بلورهای فلدسپات. (ت) تشکیل برآمدگی در حاشیه کوارتز و تیغه‌های تغییر شکلی در کوارتز (در راستای پیکان سفید). (ث) میکای [ماهی پولکی] در میلونیت‌های زون‌های گسلی مورد بررسی. (ج) تصویر میکروسکوپی از نوارهای کوارتز.

باز تبلور دینامیکی کوارتز در میلونیت‌ها

کوارتز یک کانی مناسب برای بررسی باز تبلور دینامیکی است. فراوانی این کانی در انواع سنگ‌های پوسته و پایداری آن در اقلیم‌های متفاوت دگرگونی از یک سو، و از سوی دیگر دارا بودن ریز ساختارهای مشخص و معرف شرایط تغییر ساختاری، این کانی را برای پژوهش‌های باز تبلور دینامیکی مناسب کرده است. چگونگی تغییرات ساختاری این کانی در رژیم‌های متفاوت دما و فشار و نیز نوع ریز ساختارها در آن، موضوعی است که هم در بررسی‌های آزمایشگاهی [۱۲-۱۴] و هم در میلونیت‌ها در نمونه‌های طبیعی [۱۵-۱۹] مورد بررسی قرار گرفته است.

در این پژوهش برای بررسی شرایط مکانیکی و دمایی زون‌های گسلی مورد بررسی به بررسی باز تبلور دینامیکی در دانه‌های کوارتز پرداخته شده است. برای بررسی ریز ساختارهای موجود در زون‌های میلونیتی و باز تبلور دینامیکی در بلورهای کوارتز، ۸ نمونه سمت‌گیری شده از میلونیت‌های زون‌های گسلی مورد بررسی برداشت شده‌اند. این نمونه‌ها در جهت عمود بر برگواره‌ی میلونیتی و موازی با خط‌واره‌ها برش داده شده و مقاطع نازکی از آن‌ها تهیه شدند. علاوه بر بررسی‌های کیفی ریز ساختارهای موجود برای تحلیل کمی آن‌ها، با تصویر برداری و تحلیل کمی تصاویر با نرم افزار ImageJ، پارامترهایی نظیر مساحت، محیط، طول قطر بزرگ و کوچک دانه‌های باز تبلور یافته کوارتز اندازه‌گیری شدند.

اقلیم‌های باز تبلور دینامیکی کوارتز

برای تعیین اقلیم‌های باز تبلور دینامیکی در بلورهای کوارتز، مقاطع میکروسکوپی تهیه و به دقت بررسی شدند. ریزساختارهای موجود در کوارتز براساس رده‌بندی ارایه شده توسط [۱۸] مورد ارزیابی و شناسایی قرار گرفته‌اند. بر پایه‌ی این مشاهدات دو اقلیم باز تبلور دینامیکی کوارتز در میلونیت‌های زون‌های گسلی مورد بررسی، شناسایی شدند.

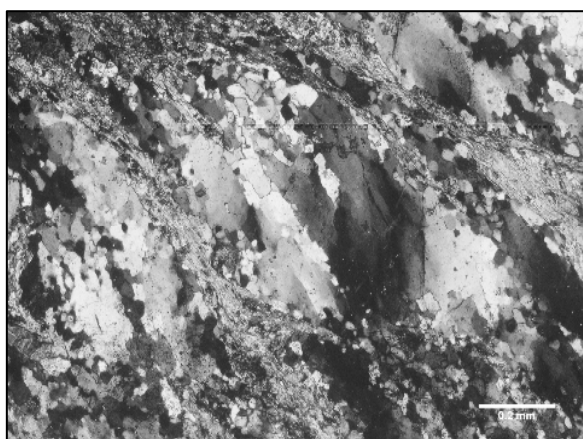
باز تبلور دینامیکی BLG (Bluing recrystallization)

کوارتز در این اقلیم باز تبلور دانه درشت، دارای دانه‌های زمینه‌ی درشت، خاموشی موحی و وصله‌ای و تیغه‌های تغییر شکلی هستند (شکل ۷ الف، ب، ت). حاشیه دانه‌های کوارتز به دلیل انتقال مرزی، به‌صورت برآمده و دندانه‌ای دیده می‌شود و

برآمدگی‌های گنبدی^۱ در اندازه‌های ۲۰ تا ۳۰ میکرومتر در آن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۷ ت). باز تبلور دینامیکی تقریباً ۱۰٪ دانه‌های کوارتز را شامل شده و بیشتر در حواشی و نقاط اتصال سه گانه آن‌ها روی داده است (شکل ۷ الف). ریز ساختارهای کوارتز در این اقلیم مشابه اقلیم ۱ و ابتدای اقلیم ۲ از رده بندی ارایه شده توسط [۱۲] هستند. این اقلیم باز تبلور در بلوک‌های گسلی و نزدیک به هسته‌ی گسل گسترش یافته و با دور شدن از هسته‌ی گسل‌ها از شدت آن کاسته می‌شود.

باز تبلور دینامیکی SGR (Subgrain rotation recrystallization)

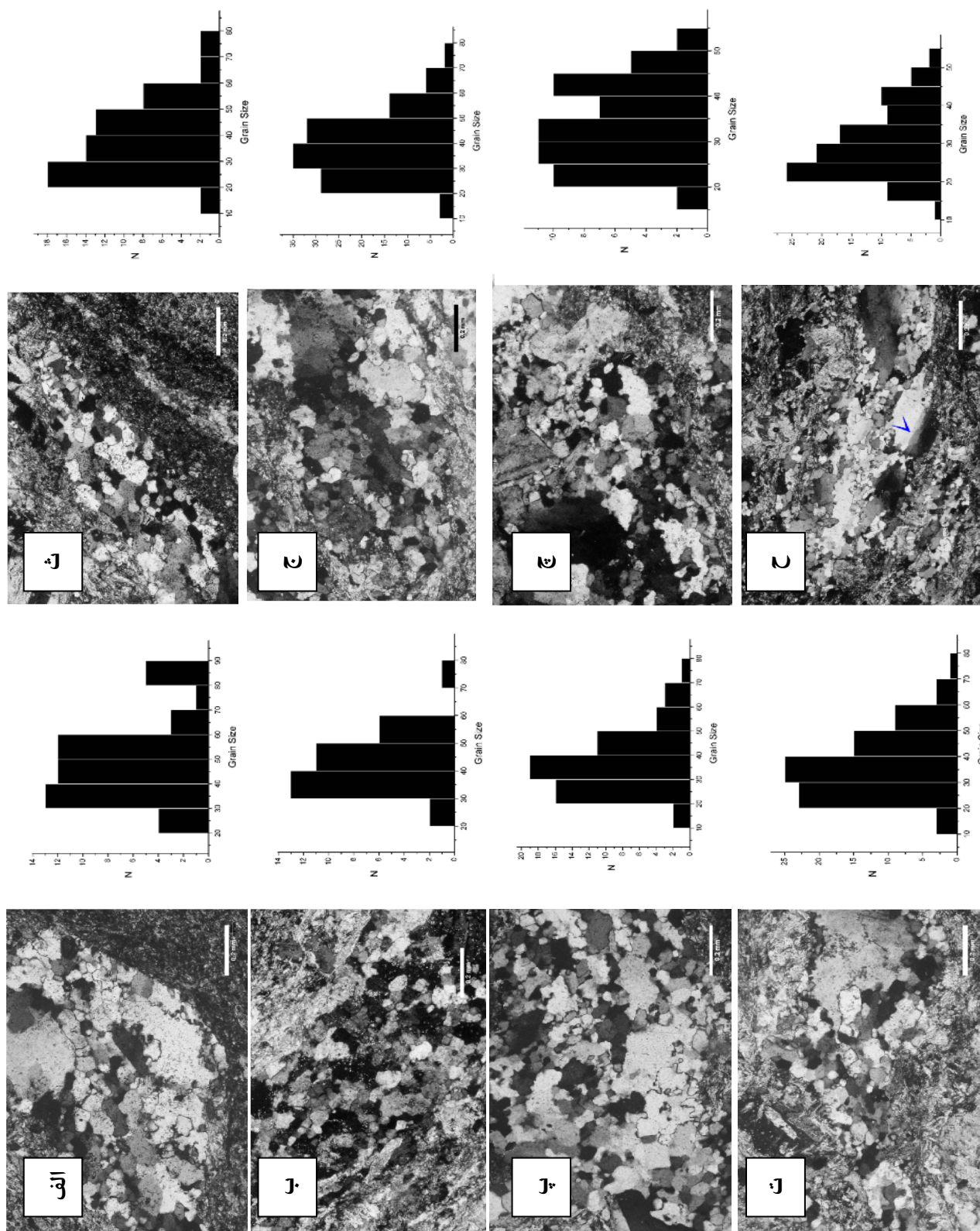
دانه‌های کوارتز در این اقلیم با خاموشی موحی جارویی به-صورت زمینه‌های کشیده و سمت‌گیری شده‌اند و دانه‌های باز تبلور یافته کوارتز در حواشی آن‌ها، هم بعد دیده می‌شوند (شکل ۸ و ۹). گسترش باز تبلور دینامیکی در حواشی دانه‌های کوارتز، ریز ساختار هسته - گوشته را در این کانی ایجاد کرده است (شکل ۸). مقدار باز تبلور دینامیکی در این اقلیم ۴۰ - ۶۰ درصد بلورهای کوارتز را شامل می‌شود. دانه‌های باز تبلور یافته یک سمت‌گیری ترجیحی نسبت به برگواره‌ی میلونیتی نشان می‌دهند. باز تبلور دینامیکی در این اقلیم نتیجه‌ی برگشت^۲ و چرخش دانه‌های زمینه‌ها بوده است. این اقلیم کل پهنه‌ی هسته را در گسل‌های راستا لغز مورد بررسی در بر می‌گیرند. ویژگی‌های ریز ساختاری این اقلیم بسیار مشابه ریز ساختارهایی است که در میلونیت‌های زون‌های گسلی دیگر شناسایی شده‌اند (برای مثال [۱۵، ۱۷، ۱۸]).



شکل ۸ ریزساختار هسته و گوشته در بلورهای کوارتز در میلونیت‌های هسته‌ی گسل‌های مورد بررسی. این ساختار مراحل ابتدایی اقلیم باز تبلور دینامیکی SGR را نشان می‌دهد.

1- Bluge

2- Recovery



شکل ۹ تصاویر میکروسکوپی از بازتبلور دینامیکی در نمونه‌های مورد بررسی (نور در حالت XPL). نمودارهای ستونی فراوانی دانه‌های کوارتز بازتبلور یافته را نسبت به اندازه‌ی دانه‌ها (بر حسب میکرومتر) در هر نمونه نشان می‌دهند (برای مشاهده مقادیر به جدول ۱ مراجعه شود).

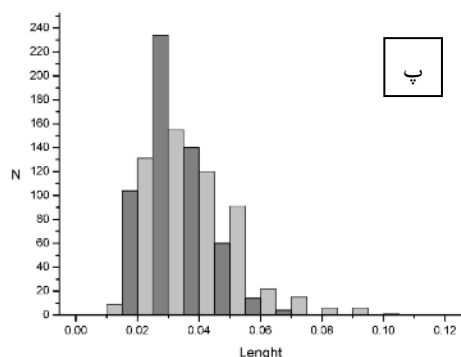
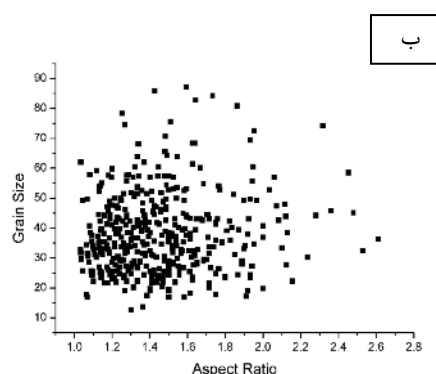
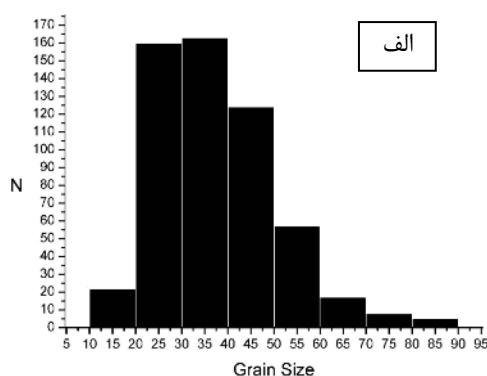
اندازه‌ی دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز

بررسی کمی دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز در نمونه‌های مورد نظر با پردازش تصاویر میکروسکوپی با نرم افزار ImageJ در اقلیم بازتبلور دینامیکی SGR انجام شده است. مقادیر این اندازه‌گیری در جدول ۱ نشان داده شده‌اند. فراوانی میانگین قطر دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز در نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای شکل ۹ دیده می‌شوند. قطر میانگین دانه‌های کوارتز بازتبلور یافته در نمونه‌های میلونیتی از ۱۲٫۷۳ تا ۸۷٫۲۱

میکرومتر تغییر می‌کند (شکل ۱۰ الف). قطر بزرگ دانه‌ها از ۰٫۱۳ تا ۰٫۱۰۲ میلی متر و قطر کوچک آن‌ها از ۰٫۱۰ تا ۰٫۰۶۸ در تغییر است (جدول ۱ و شکل ۱۰ پ). نسبت شکل از ۱٫۰۳ تا ۲٫۶ در دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز در نمونه‌ها تغییر می‌کنند. نمودار نسبت شکل نسبت به قطر میانگین دانه‌های بازتبلور یافته نشان می‌دهد که دانه‌های با اندازه بزرگتر نسبت شکل بیشتر دارند (شکل ۱۰ ب).

جدول ۱ نتایج حاصل از اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی دانه‌ها بازتبلور یافته کوارتز در نمونه‌هایی از میلونیت‌های مورد مطالعه (شکل ۹).

شماره نمونه	محور طویل (mm)			محور کوتاه (mm)			اندازه دانه ها (μm)			نسبت شکل (Aspect ratio)			تعداد
	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	
a	۰٫۰۵۳	۰٫۱۰۲	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۷۳	۰٫۰۶۸	۰٫۰۱۹	۴۹٫۳۶	۸۲٫۲۲	۲۲٫۹۱	۱٫۴۴	۱٫۰۸	۱٫۹۴	۵۰
b	۰٫۰۴۵	۰٫۰۸	۰٫۰۲۷	۰٫۰۳۲	۰٫۰۵۴	۰٫۰۲۱	۴۲٫۵	۷۰٫۶۶	۲۷٫۰۵	۱٫۳۶	۱٫۰۷	۱٫۸۳	۳۳
c	۰٫۰۳۸	۰٫۰۸	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۹	۰٫۰۵۸	۰٫۰۱۴	۳۶٫۸۳	۷۵٫۴۴	۱۹٫۰۹	۱٫۳۴۲	۱٫۰۳۴	۲٫۰۸	۵۸
d	۰٫۰۴	۰٫۰۷۹	۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۷	۰٫۰۶۳	۰٫۰۱۲	۳۶٫۹۱	۷۸٫۳	۱۶٫۳	۱٫۵	۱٫۰۳۴	۲٫۴۵	۷۹
e	۰٫۰۴۳	۰٫۰۹۵	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۸	۰٫۰۵	۰٫۰۱۱	۳۹٫۲۳	۷۴٫۱۶۶	۱۳٫۶۹	۱٫۵۷	۱٫۰۳۲	۲٫۶۱	۶۰
f	۰٫۰۴۳	۰٫۰۹۵	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۹	۰٫۰۵	۰٫۰۱۱	۳۹٫۵۲	۷۴٫۱۷	۱۳٫۶۹	۱٫۵۱	۱٫۰۳۲	۲٫۶۱۱	۱۲۱
g	۰٫۰۳۶	۰٫۰۵۸	۰٫۰۲	۰٫۰۲۶	۰٫۰۴۴	۰٫۰۱۳	۳۲٫۹۸	۵۲٫۲	۱۸٫۱۴	۱٫۳۹	۱٫۰۳۴	۲٫۱۲	۶۰
h	۰٫۰۳۲	۰٫۰۵۸	۰٫۰۱۳	۰٫۰۲۳	۰٫۰۴۴	۰٫۰۱	۳۰٫۲۸	۵۲٫۲	۱۲٫۷۳	۱٫۴۲	۱٫۰۳۴	۲٫۵۳	۶۲



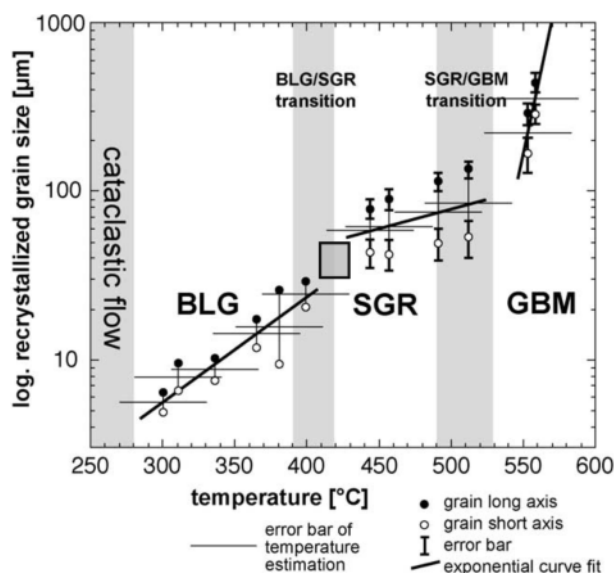
شکل ۱۰ الف) نمودار ستونی فراوانی اندازه‌ی دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز (بر حسب میکرومتر) در تمامی نمونه‌های مورد بررسی. ب) نمودار ستونی فراوانی طول محور بلند و کوتاه دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز (بر حسب میلی متر) در نمونه‌های مورد بررسی. ستون‌های تیره به محور بلند و ستون‌های روشن به محور کوتاه وابسته‌اند. پ) نمودار نسبت شکل نسبت به اندازه‌ی دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز (بر حسب میکرومتر) در نمونه‌های مورد بررسی.

$$\sigma = Bd^{-0.68} \quad (۱)$$

در رابطه‌ی بالا σ تنش تفاضلی هنگام تغییر ساختاری، d قطر میانگین دانه‌های باز تبلور یافته کوارتز و B ثابتی است برابر ۵/۵ برای کوارتز. رابطه‌ی دیگری نیز با بررسی‌های تجربی روی کوارتزیت در شرایط خشک و مرطوب توسط [۲۵] برای نمایش ریاضی ارتباط میان دو پارامتر بالا ارایه شده است.

$$\sigma = Ad^{-n} \quad (۲)$$

در این رابطه نیز σ تنش تفاضلی هنگام تغییر ساختاری، d قطر میانگین دانه‌های باز تبلور یافته کوارتز، A مقداری ثابت برابر ۴۰۹۰ و n ثابت دیگری برابر ۱/۱۱- برای کوارتزیت. با قرار دادن میانگین اندازه‌ی دانه‌های باز تبلور یافته کوارتز نمونه‌های مورد بررسی در روابط بالا، مقدار تنش تفاضلی هنگام لغزش و تشکیل میلونیت‌ها تعیین شده و در جدول ۲ آورده شده‌اند. مقادیر تنش تفاضلی محاسبه شده برای میلونیت‌ها در هسته گسل‌های مورد بررسی از رابطه (۱)، ۴۲/۵۴ تا ۵۹/۳۱ و از رابطه (۲) ۵۳/۹۶ تا ۹۲/۸۱ مگاپاسکال تعیین شده است.



شکل ۱۱ نمودار تغییرات اندازه‌ی دانه‌های باز تبلور یافته کوارتز نسبت به دما هنگام تغییر ساختاری در میلونیت‌ها (اقتباس با تغییر از [۱۸]). چهار گوشه‌ی خاکستری گستره‌ی دمایی میلونیت‌ها در زون-های گسلی مورد بررسی را نشان می‌دهد.

دما هنگام لغزش در گسل‌های راستا لغز

ریز ساختارهای کوارتز در میلونیت‌های هسته گسل‌های راستا لغز مورد بررسی، بیانگر اقلیم باز تبلور دینامیکی SGR است. این اقلیم باز تبلور نشان می‌دهد که دما هنگام لغزش در راستای این گسل‌ها ۴۴۰-۵۱۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. این اقلیم دما با ریز ساختارهای موجود در بلورهای فلدسپات و میکا نیز تایید می‌شود (بر اساس رده بندی ارایه شده در [۲۱]). شکل ۱۱ ارتباط میان قطر دانه‌های باز تبلور یافته کوارتز و دما را در اقلیم‌های مختلف باز تبلور نشان می‌دهد. این نمودار با بررسی میلونیت‌ها در زون گسلی راستا لغز توناله در ترنتینو شمال ایتالیا توسط [۱۸] ارائه شده است. در این نمودار قطر دانه‌های باز تبلور کوارتز در نمونه‌های مورد بررسی، دمای ۴۱۰ تا ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد را برای تغییر ساختاری در زون‌های گسلی مورد بررسی نشان می‌دهند. این نتایج با نتایج حاصل از بررسی ریز ساختارها در کوارتز همخوانی کامل دارد.

تنش تفاضلی هنگام لغزش در گسل‌های امتداد لغز

در سال‌های اخیر بررسی‌های بسیاری روی ریز ساختارهای کوارتز و نقش آن‌ها در برآورد و تحلیل تنش هنگام تغییر ساختاری انجام شده است. این بررسی‌های روش‌های متنوعی را برای برآورد تنش تفاضلی هنگام تغییر ساختاری فراهم آورده‌اند که از میان آن‌ها می‌توان به کاربرد چگالی انتقال در کوارتز [۲۲]، اندازه‌ی دانه‌های زمینه‌ها [۲۳]، اندازه‌ی دانه-های باز تبلور یافته [۱۴، ۲۴] اشاره کرد.

بررسی‌های آزمایشگاهی توسط پژوهشگران مختلف منجر به ارایه روابط متنوعی برای توصیف ارتباط میان اندازه‌ی دانه-های باز تبلور یافته کوارتز و تنش تفاضلی هنگام تغییر ساختاری شده است. در این راستا، رابطه‌ی ارایه شده توسط [۲۳، ۲۴] مناسب‌تر بوده و بیش از روابط دیگر به کار گرفته شده است [۲۰]. این رابطه بر پایه‌ی نتایج حاصل از بررسی‌های تجربی تغییرات ساختاری کوارتزیت در شرایط مرطوب حاصل شده است. شرایط آزمایش در مقایسه با مدل‌های دیگر به شرایط طبیعی تشکیل میلونیت شباهت بیشتری دارد.

توسط [۳۱] برابر $Q = 135 \text{ KJmol}^{-1}$ $n = 3.1$ $A = 6.3095 \times 10^{-12} (\text{Mpa}^{-n} \text{s}^{-1})$ هستند.

با قرار دادن تنش تفاضلی و دما در رابطه‌ی (۱) و (۲) و اعمال مقادیر ثابت در آن‌ها، نرخ کرنش برای تشکیل میلونیت-ها هنگام لغزش در گسل‌های راستا لغز مورد بررسی تعیین می‌شود. این مقادیر برای دو روش یاد شده در جدول ۲ آورده شده‌اند. گستره‌ی دمای تنش و نرخ کرنش در میلونیت‌های مورد بررسی در مدل‌های نام برده در شکل ۱۲ نشان داده شده است. میانگین نرخ کرنش محاسبه شده از مدل [۳۰] برابر $4.13 \times 10^{-15} \text{ S}^{-1}$ و از مدل [۳۱] برابر $1.21 \times 10^{-12} \text{ S}^{-1}$ تعیین شده است. این مقادیر در بازه نرخ کرنش در تغییرات ساختاری طبیعی ($10^{-15} - 10^{-12} \text{ S}^{-1}$) قرار دارند.

بحث و برداشت

گسل‌های راستا لغز راست رو در دو دسته کاملاً مشخص در توده‌ی توانالیتی ده نو گسترش یافته‌اند. گسترش فراوان این گسل‌ها آن‌ها را به بارزترین ساختار در این توده‌ی نفوذی تبدیل کرده‌اند. چگونگی تشکیل گسل‌های راستالغز در سنگ-های مختلف پوخته از مسائل پژوهشی مهمی است که در سالیان اخیر زمین‌شناسان ساختاری به آن‌ها پرداخته‌اند [۶،۷،۸،۱۱]. این پژوهش‌ها روشن ساخته است که گسل‌های راستا لغز نتیجه‌ی لغزش دوباره بر روی سطوح ضعیف از پیش موجود نظیر رگه‌ها، درزه‌ها و گسل‌های قدیمی هستند.

بررسی باز تبلور دینامیکی کوارتز در زون‌های گسلی روراندۀ نشان داده است که تنش تفاضلی هنگام تشکیل میلونیت‌ها ۱۰-۲۵ مگاپاسکال بوده است [۱۵،۳۲،۳۳]. برپایه‌ی این مشاهدات و نیز همخوانی بیشتر رابطه‌ی (۱) با شرایط طبیعی تشکیل میلونیت‌ها، مقادیر به دست آمده از این رابطه برآورد بهتری برای تنش تفاضلی در زون‌های گسلی مورد بررسی هستند. براین اساس می‌توان گفت که میلونیتی شدن در گسل‌های راستا لغز مورد بررسی در شرایط حداقل میانگین تنش تفاضلی ۴۲-۵۹ مگاپاسکال و تنش برشی ۲۱-۲۹/۵ مگاپاسکال روی داده است.

نرخ کرنش هنگام لغزش در گسل‌های امتداد لغز

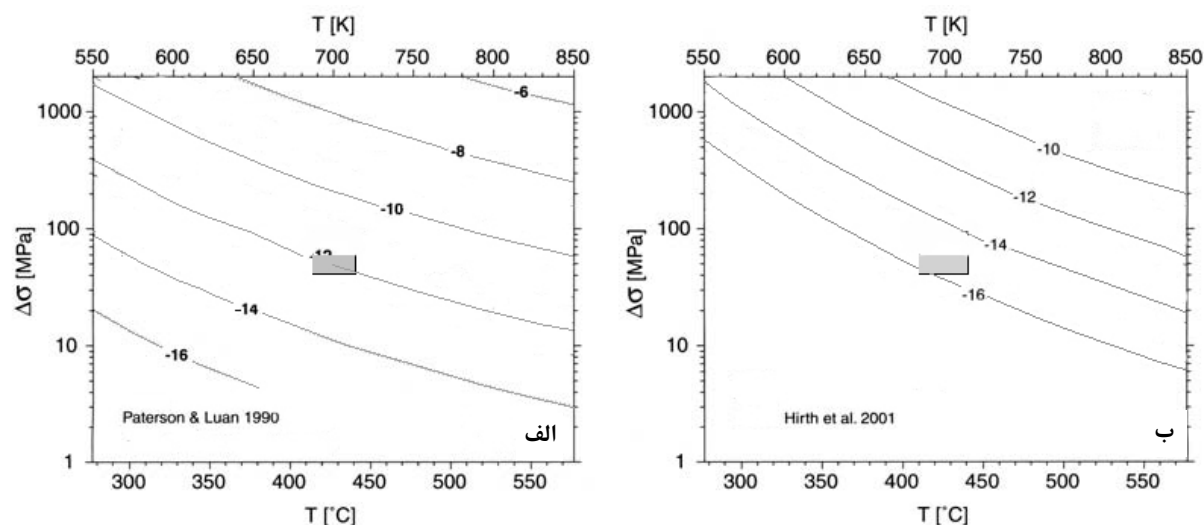
نرخ کرنش در میلونیت‌ها به میزان تنش و دما هنگام تغییر ساختار وابسته است. بسیاری از پژوهشگران رابطه‌ی میان این پارامترها را بررسی کرده و مدل‌هایی را برای توصیف نرخ کرنش در تغییرات ساختاری کوارتزیت‌ها ارائه کرده‌اند [۲۵-۳۱]. همه‌ی مدل‌های ارائه شده از رابطه‌ی زیر پیروی می‌کنند و تنها تفاوت میان آن‌ها در مقادیر ثابت است.

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n \exp(-Q/RT) \quad (3)$$

در رابطه‌ی بالا $\dot{\epsilon}$ نرخ کرنش، σ تنش تفاضلی، T دما، $\exp(-Q/RT)$ جمله آرنیوس (R ثابت جهانی گازها)، n و A مقادیر ثابت‌اند. مقادیر ثابت در مدل ارایه شده توسط [۳۰] برابر $Q = 135 \text{ KJmol}^{-1}$ $n = 3.1$ $A = 6.5 \times 10^{-8} (\text{Mpa}^{-n} \text{s}^{-1})$ و در مدل پیشنهادی

جدول ۲ جدول تنش تفاضلی (بر حسب مگا پاسکال) و نرخ کرنش در نمونه‌های میلونیتی زون‌های گسلی مورد مطالعه. تنش تفاضلی در ستون ۱ بر اساس رابطه ارائه شده در [۲۳،۲۴] و تنش تفاضلی در ستون ۲ بر اساس رابطه ارائه شده توسط [۲۵] محاسبه شده‌اند. نرخ کرنش در ستون ۱ با استفاده از داده‌های تنش در ستون ۱ و رابطه ارائه شده توسط [۳۰] و نرخ کرنش در ستون ۲ با قرار دادن تنش از ستون ۱ در رابطه ارائه شده توسط [۳۱] محاسبه شده است.

نرخ کرنش (۲،۱)	نرخ کرنش (۱،۱)	تنش تفاضلی (Mpa) (۲)	تنش تفاضلی (Mpa) (۱)	شماره نمونه
۱،۹۲۷E-۱۵	۶،۷۸۹۲E-۱۳	۵۳،۹۶۰۶۱۵	۴۲،۵۴۶۸۶۷	a
۲،۸۹۴۹۷E-۱۵	۹،۳۰۷E-۱۳	۶۳،۷۱۰۵۸۵	۴۷،۱۰۴۰۴۷	b
۴،۲۷۳۵۹E-۱۵	۱،۲۵۸۶۴E-۱۲	۷۴،۶۸۶۰۳۴	۵۱،۹۲۱۲۹۶	c
۴،۲۴۸۴۴E-۱۵	۱،۲۵۲۸۹E-۱۲	۷۴،۵۰۶۳۷۲	۵۱،۸۴۴۷۴۵	d
۳،۵۹۹۳۱E-۱۵	۱،۱۰۱۸۱E-۱۲	۶۹،۶۳۱۶۹۸	۴۹،۷۳۹۵۹۴	e
۳،۵۲۷۹۳E-۱۵	۱،۰۸۴۸۳E-۱۲	۶۹،۰۶۴۷۶	۴۹،۴۹۱۱۰۸	f
۵،۳۲۰۲۷E-۱۵	۱،۴۹۱۵۴E-۱۲	۸۱،۶۷۰۵۲۸	۵۴،۸۴۴۲۱۱	g
۷،۲۷۹۷۷E-۱۵	۱،۹۰۱۸۵E-۱۲	۹۲،۸۱۹۷۲۸	۵۹،۳۱۶۶۶۱	
۴،۱۳۳۹۱E-۱۵	۱،۲۱۲۶۵E-۱۲	۷۲،۵۰۶۲۹	۵۰،۸۵۱۰۶۶	Average



شکل ۱۲ نمودار تنش تفاضلی- دما و نرخ کرنش در میلونیت‌ها (اقتباس با تغییر از [۲۰]). منحنی‌ها در نمودار نرخ کرنش را نشان می‌دهند. نمودار (الف) بر پایه‌ی مدل ارائه شده توسط [۳۰] و نمودار (ب) بر پایه مدل ارائه شده توسط [۳۱] ترسیم شده‌اند. چهار گوشه‌ها گستره‌ی نرخ کرنش را در میلونیت‌های مورد بررسی در دو مدل [۳۰، ۳۱] نشان می‌دهند.

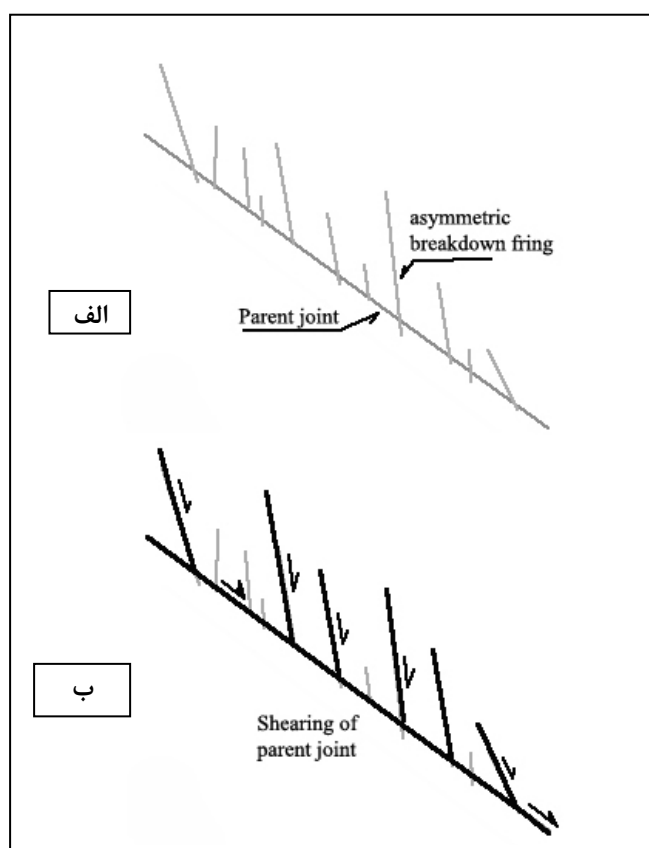
بازتبلور SGR هستند. بررسی کمی بازتبلور کوارتز در نمونه‌های میلونیتی زون‌های گسلی نشان داده است که تغییرات ساختاری هنگام لغزش در این گسل‌ها در شرایط تنش تفاضلی ۴۲-۵۳ مگا پاسکال انجام شده است و نرخ کرنش در طول تغییر ساختاری تقریباً 10^{-12} - 10^{-15} بوده است. با ترسیم مقادیر دما و نرخ کرنش محاسبه شده برای نمونه‌های میلونیت در نمودار شکل ۱۴ می‌توان دریافت که شرایط کرنش در این زون‌های گسلی مشابه شرایطی است که از بررسی نمونه‌های طبیعی میلونیت‌ها در نقاط دیگر جهان گزارش شده است. شرایط تنش و دما در این گسل‌ها مشابه دما و فشار در شرایط دگرگونی شیب سبز است. سن مطلق توده‌ی تونالیتی ده نو 215 ± 4 میلیون سال (نورین از تریاس پسین) تعیین شده است [۴]. تشکیل شکستگی‌های کششی و تجدید حیات آن‌ها به شکل گسل‌های راستا لغز، حوادثی هستند که پس از تشکیل این توده تونالیتی روی داده‌اند. کوهزایی سیمین پسین در ژوراسیک میانی با دگرگونی نهشته‌های سازند شمشک در کوه‌های بینالود و تبدیل آن‌ها به فیلیت همراه بوده است. در این هنگام اعمال تنش برشی روی شکستگی‌های کششی که حاصل سرد شدن توده بوده‌اند، تشکیل سیستم گسلی مورد نظر را در توده‌ی تونالیتی سبب شده است. بنابراین تشکیل این گسل‌ها و شرایط مکانیکی و دمایی حاکم بر آن‌ها می‌تواند نتیجه تأثیر رویداد کوهزایی سیمین پسین بر این توده‌ی تونالیتی باشد.

در مدل ارائه شده توسط [۸] تشکیل گسل‌های راستا لغز با زون تخریب نامتقارن^۳ نتیجه‌ی حرکت روی شکستگی‌های کششی و شکستگی‌های نامتقارن حاشیه‌ای^۴ وابسته به آن‌هاست. جابجایی در این شکستگی‌ها در نتیجه‌ی تغییر موقعیت آن‌ها نسبت به تنش‌های اصلی و یا تغییر سمت‌های اصلی تنش در منطقه‌ی، سیستمی از گسل‌های راستا لغز و انشعاب‌های آن‌ها را ایجاد خواهد کرد که ساختار نامتقارن دارند (شکل ۱۳) سمت و سوی حرکت در تمامی گسل‌ها یکسان خواهد بود. چگونگی آرایش گسل‌های راستا لغز در توده‌ی تونالیتی، سمت و سوی حرکت یکسان، زاویه‌ی کوچک میان دو دسته گسل راستا لغز، تماس تیز و مشخص هسته میلونیتی و بلوک‌های گسلی و نیز عدم حضور سنگ‌های کاتاکلاستیکی در مرز میان هسته میلونیتی و دیواره‌ی بلوک‌های گسلی، همه مویید آن است که سیستم گسل‌های راستا لغز در نتیجه لغزش بر روی شکستگی‌های کششی از پیش موجود تشکیل شده‌اند.

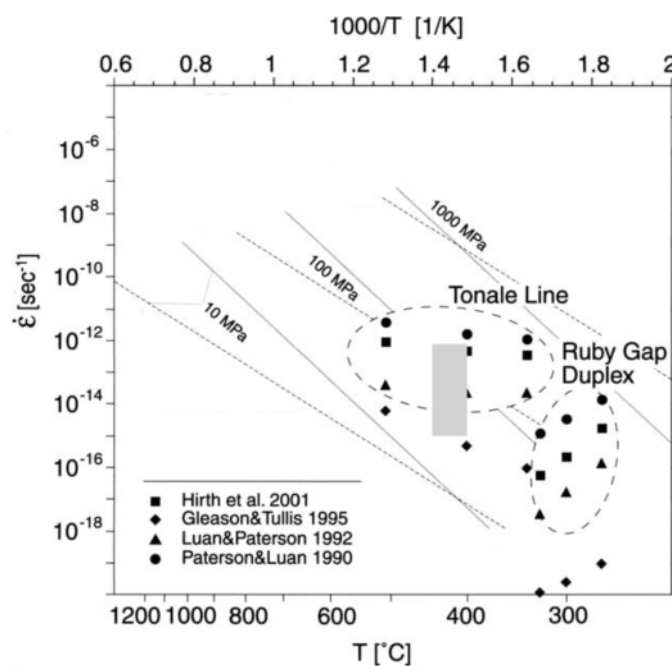
بررسی ریز ساختارها در میلونیت‌های این سیستم گسلی براساس مدل گرمایی ارائه شده نشان داده است که دما هنگام لغزش در این سیستم گسلی برابر ۴۱۰-۴۳۰ درجه‌ی سانتی-گراد بوده است. این گستره دما با ریز ساختارهای موجود در دانه‌های کوارتز نیز تایید می‌شود. بازتبلور دینامیکی در دانه‌های کوارتز در هسته میلونیتی گسل‌ها ویژگی‌های اقلیم

3- Asymmetric damage zone

4- Asymmetric breakdown fringe



شکل ۱۳ مراحل شکل‌گیری گسل‌های امتداد لغز در توده‌ی تونالیتی ده نو (اقتباس با تغییر از [۸]) الف) شکل‌گیری درزه‌های کششی و شکستگی-ها با آرایش نامتقارن در حاشیه. ب) لغزش روی شکستگی‌های کششی و شکستگی‌های حاشیه‌ای و تشکیل گسل‌های راستا لغز راست رو.



شکل ۱۴ نمودار تغییرات نرخ کرنش نسبت دما و تنش تفاضلی مستطیل خاکستری رنگ گستره‌ی دما-نرخ کرنش میلونیت‌ها در زون‌های گسلی راستالغز در تونالیت ده نو را نشان می‌دهد. چنان که در شکل دیده می‌شود این گستره خوبی با گستره‌ی ارائه شده برای میلونیت‌ها در زون گسلی توناله در ترنتینو، شمال ایتالیا همخوانی دارد (اقتباس با تغییر از [۲۰]).

مراجع

- [12] Hirth G, Tullis J., "Dislocation creep regimes in quartz aggregates", *Journal of Structural Geology*, 14 (1992), 145–159.
- [13] Stipp M., Tullis J., "The recrystallized grain size piezometer for quartz.", *Geophysical Research Letters* 30(2003), 2088, doi: 10.1029/2003GL018444.
- [14] Stipp M., Tullis J., Behrens H., "Effect of water on dislocation creep microstructure and flow stress of quartz and implications for the recrystallized grain size piezometer", *Journal of Geophysical Research* 111(2006), B04201, doi: 10.1029/2005JB003852.
- [15] Dunlap W. J., Hirth G., Teyssier C., "Thermomechanical evolution of a ductile duplex", *Tectonics*, 16(1997), 983-100.
- [16] Stockert B., Brix M. R., Kleinschrodt R., Hurford A. J., Wirth R., "Thermochronometry and microstructures of quartz – a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic Transition", *Journal of Structural Geology*, 21(1999), 351-369.
- [17] Zulauf G., "Structural style, deformation mechanisms and paleodifferential stress along an exposed crustal section; constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infrastructural levels (Bohemian Massif)", *Tectonophysics*, 332(2001), 211-237.
- [18] Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., "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* 24(2002a), 1861–1884.
- [19] Stipp M., Kunze K., "Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates", *Tectonophysics*, (2008) doi:10.1016/j.tectono.2007.11.041.
- [20] Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., "Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. In: De Meer, D., Drury, M.R., De Bresser, J.H.P., Pennock, G.M. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives. Geological Society of London, Special Publication*", (2002b), 170–190.
- [1] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", *Geological Society of America Bulletin*, 103(1991): 983-992.
- [2] Majidi B., "The geochemistry of ultra basic and basic lava flows occurrences in northeastern Iran, In *Geodynamic project in Iran*", Geological Survey of Iran, 51(1983), 463-477.
- [3] Karimpour M.H., Farmer L., Ashori C., Saadat S., "Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related Granitoids from Mashhad, Iran", *Journal of Science, Islamic Republic of Iran*, 17(2006), 127-145.
- [4] Karimpour M.H., Stern C.R., Farmer G.L., "Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2010), 384-393.
- [5] Segall P., Pollard D.D., "Nucleation and growth of strike slip faults in granite", *Journal of Geophysical Research*, 88(1983), 555-568.
- [6] Martel S.J., "Development of simple strike-slip fault zones, Mount Abbot Quadrangle, Sierra Nevada, California.", *Geological society of America Bulletin*, 100(1988), 1451-1465.
- [7] Myers R., Aydin A., "The evolution of faults formed by shearing across joint zone in sandstone", *Journal of structural geology*, 26(2004), 947-966.
- [8] Flodin E., Aydin A., "Fault with asymmetric damage zones in sandstone, Vally of Fire State Park, southern Nevada", *Journal of structural geology*, 26(2004) 983-988.
- [9] Pennacchioni G., "Control of the geometry of precursor brittle structures on the type of ductile shear zone in the Adamello tonalites, Southern Alps (Italy)", *Journal of Structural Geology* 27(2005), 627-644.
- [10] Isik V., "The ductile shear zone in granitoid of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Implications for the origins of the Tuzgölü basin during the Late Cretaceous extensional deformation", *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(2008), 507-521.
- [11] Pollard D.D., Aydin A., "Progress in understanding jointing over past century.", *Geological society of America Bulletin*, 100(1988), 1181-1204.

- [28] Kronenberg A., Tullis J., "Flow strengths of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening", *Journal of Geophysical Research*, 89(1984), 4281-4297.
- [29] Luan F. C., Paterson M. S., "Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz", *Journal of Geophysical Research*, 97(1992), 301-320.
- [30] Paterson M. S., Luan F. C., "Quartzite rheology under geological conditions. In: KNIPE, R. J. & RUTTER, E. H. (eds) *Deformation mechanisms, rheology and tectonics.*", Geological Society London, Special Publication, 54 (1990), 299-307.
- [31] Hirth G., Teyssier C., Dunlap W. J., "An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks", *International Journal of Earth Sciences*, 90(2001), 77-87.
- [32] Ord A., Christie J. M., "Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine Thrust zone, Assynt area", Scotland. *Journal of Structural Geology*, 6 (1984) 639-654.
- [33] Hacker B. R., Yin. A., Christie J. M., Davis G. A., "Stress magnitude, strain rate, and rheology of extended middle continental crust inferred from quartz grain sizes in the Whipple Mountains, California", *Tectonics*, 11 (1992) 36-46.
- [21] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonics", second ed., Springer, Berlin (2005).
- [22] Goetze C., Kohlstedt D. L., "Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine, *Journal of Geophysical Research*", 78 (1973), 5961-5971.
- [23] Twiss R. J., "Static theory of size variation with stress for subgrains and dynamically recrystallized grains. In: USGS (ed) *Proceedings of the IX. Conference, Magnitude of Deviatoric Stresses in the Earth's Crust and Upper Mantle*", Open File Report, 80-625. Menlo Park, California. (1980) 665-683.
- [24] Twiss R. J., "Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer", *Pure and Applied Geophysics*, 115(1977), 227-244.
- [25] Koch P. S., "Rheology and Microstructures of Experimentally Deformed Quartz Aggregates.", PhD thesis, University of California, Los Angeles (1983).
- [26] Heard H. C., Carte N. L., "Experimentally induced 'natural intragranular flow in quartz and quartzite", *American Journal of Science*, 266 (1968), 1-42.
- [27] Parrish D. K., Krivz A. L., Carter N. L., "Finite-element folds of similar geometry", *Tectonophysics*, 32(1976), 183-207.