



## تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگرشکلی پهنه‌ی برشی کوه سرهنگی در گرانیت ده زمان، شمال باختری بلوك لوت

رضا نوزعیم<sup>۱\*</sup>، محمد محجل<sup>۱</sup>، علی یساقی<sup>۱</sup>، محسن نصرآبادی<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین شناسی دانشگاه تربیت مدرس

۲- گروه زمین شناسی دانشگاه بین‌المللی امام خمینی

(دریافت مقاله: ۹۱/۴/۱۸، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۲۹)

**چکیده:** پهنه‌ی برشی کوه سرهنگی به عنوان بخش شمال خاوری پهنه‌ی زمین‌ساختی کاشمر-کرمان با راستای N70°E در شمال باختر بلوك لوت قرار دارد. چهار توده‌ی گرانیتی پر کامبرین پسین-کامبرین آغازین در پهنه‌ی برشی کوه سرهنگی وجود دارد که در این میان، گرانیت ده‌زمان، متشکل از دو توده‌ی نیمه روشن و تمام سفید، بیش از سایر گرانیت‌های دگریخت و برگوارگی میلیونیتی با راستای میانگین جنوب خاوری (S62°E) و با شبیه حدود ۸۰° به سمت شمال خاوری به خوبی در آن گسترش یافته است. روی میلیونیتی برگوارگی، محور ریز چین‌های شکنجی با میل میانگین ۷۵° و خطواره‌ی کشیده‌ی با میانگین زاویه‌ی افتادگی ۳۵° به سمت خاور تا جنوب خاوری تشکیل شده است. شواهد میکروسکوپی و ریزساختاری نظیر برگوارگی مورب، پورفیروکلاست‌های نامتقارن، ماهی میکا و نوارهای برشی S-C و C-S در مقاطع برشی عمود بر میل میلیونیتی برگوارگی، و موازی خطواره‌ی کشیده، سازوکار ساختار میلیونیتی را طی برش چپگرد تایید می‌کند. برای تعیین شرایط دگریختی تغییر شکل بلورهای کوارتز و فلدسپار استفاده شده است. تبلور دوباره‌ی دینامیکی بلورهای کوارتز بیشتر از نوع برآمدگی (BLG) و چرخش نیم بلور (SGR) است ولی تبلور دوباره‌ی دینامیکی بلورهای فلدسپار بیشتر از نوع برآمدگی (BLG) است. این شواهد میان تشکیل ساختار میلیونیتی ده‌زمان در دمای ۳۰۰°C-۵۰۰°C است و می‌تواند دلیلی بر دگریختی گرانیت ده‌زمان بعد از تشکیل آن نیز باشد.

**واژه‌های کلیدی:** تحلیل ساختاری؛ شرایط دگریختی؛ گرانیت ده‌زمان؛ کوه سرهنگی؛ بلوك لوت.

حاشیه‌ی شمالی البرز (پالئوتیس)، زاگرس و پیرامون خردۀ قاره‌ی ایران مرکزی (نئوتیس) بروزند دارند. بررسی‌های سنگ-شناصی، ساختاری و سال‌سنگی آنها کمک زیادی به شناخت موقعیت پالئوزئوگرافی دیرین زمین نگاری خردۀ قاره‌ی ایران مرکزی کرده است. شکی نیست که با داشتن داده‌های سنی و ساختاری از پهنه‌های برشی شکل‌پذیر (Ductile shear Zones) اطلاعات بسیار با ارزشی از چگونگی تکاپوهای

مقدمه ایران مرکزی از جمله‌ی خردۀ قاره‌های کوه‌زایی کیمین است که طی جدایش از ابرقاره گندوانا و حرکت به سمت حاشیه‌ی جنوبی اوراسیا سبب بسته‌شدن اقیانوس پالئوتیس در شمال و پیدایش اقیانوس نئوتیس در بخش جنوبی این خردۀ قاره شده است [۱-۵]. آثار و بقایای حوضه‌های اقیانوسی یاد شده بین بلوك‌های قاره‌ای بصورت مجموعه‌های افیولیتی در راستای

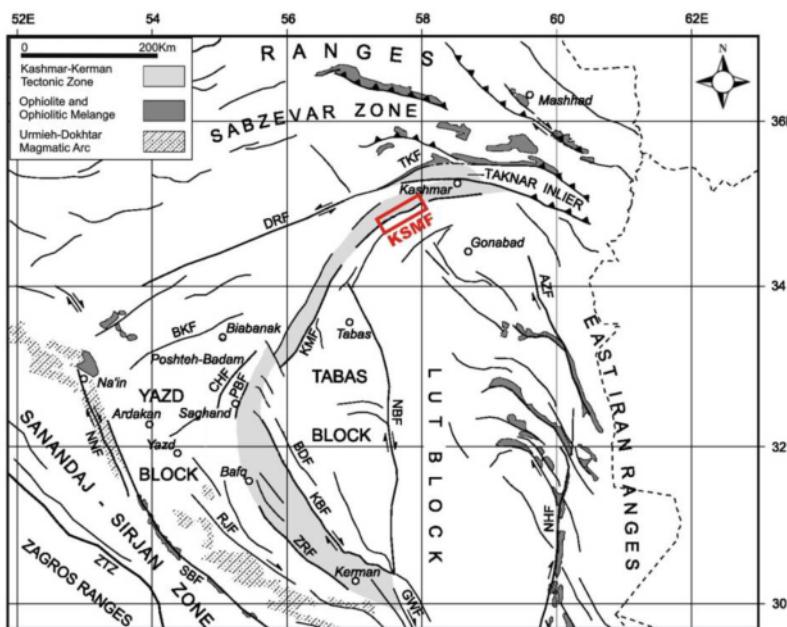
\* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۲۱ ۸۲۸۸۳۴۳۴، نمبر: ۰۲۱ ۸۲۸۸۴۴۳۵، پست الکترونیکی: mohajjel@modares.ac.ir

کامبرین آغازین) قرار می‌گیرند. این مجموعه طی شکل گیری‌هایی کوهزایی کاتانگایی دستخوش دگرگونی و دگرشکلی شده است [۹] مهمترین رخداد ماگماتیسم منطقه نیز به همین فاز کوهزایی وابسته است به طوری که سن ماگماتیسم گرانیتی جنوب باختری منطقه (گرانیت رباط زنگیچه) به روش اورانیم سرب  $\pm 5$  ۶۲۴ میلیون سال گزارش شده است [۹]. اخیراً بر اساس یافته‌های نوین میانگین سن گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی به روش اورانیم - سرب  $560$  میلیون سال برآورد شده است [۸]. بیشتر رخمنون‌های سنگی منطقه مورد بررسی به سنگ‌های آذرین (گرانیت و گابرو - دیوریت)، سری دگرگون-شده مراد و واحدهای رسوبی پرکامبرین بالایی و کامبرین زیرین - میانی (سازندهای سلطانیه و زبرکوه) وابسته‌اند. برونزدهای گستره از واحدهای آتشفشاری آهن‌دار سیلورین [۸] در منطقه‌ی ده‌زمان وجود دارد که در حال حاضر کانسار آهن آن استخراج می‌شود (کانسار آهن ده‌زمان یا الله آباد). در جنوب باختری ده‌زمان واحدهای سیلورین بالایی تا پرمین بشدت دگرشکل شده و دستخوش دگرگونی بسیار ضعیفی نیز شده‌اند (شکل ۲). رانده شدن این واحدها روی شیل‌ها و ماسه‌سنگ سرخ سری گردو (با سن ژوراسیک میانی) و مشارکت مارن و آهک کرتاسه در این دگریختی بیانگرتاثیر رخداد کوهزایی همزمان با لارامین (کرتاسه پسین - پالتوسن) در این بخش از ایران است [۸]. در زمان تریاس زیرین - میانی هیچ واحد سنگ چینهای در منطقه کوه سرهنگی مشاهده نشده است. نبود رسوب‌های پالتوزن در منطقه کوه سرهنگی احتمالاً ناشی از فعالیت فازهای کوهزایی آلپی است. جوانترین واحد سنگ منطقه، سنگ‌های تبخیری، کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز رنگ پلیوسن - پلئیستوسن است. این واحدها بیشتر در بخش جنوب باختری منطقه بروند دارند و در بخش‌های شمال در زیر رسوب‌های کواترنر مدفون شده‌اند. با توجه به دگرشکلی شدید کنگلومرا نفوذ در منطقه رباط زنگیچه می‌توان چنین استنباط کرد که جوانترین تکاپوی کوهزایی منطقه کوه سرهنگی به رخداد پاسادین (پلیوسن - پلئیستوسن) وابسته است و در واقع عمار نهایی رخسارهای و ریخت شناسی منطقه کوه سرهنگی است [۹،۸]. نقشه‌ی زمین‌شناسی و ساختاری ارائه شده در این پژوهش (شکل ۲ و ۳) حاصل جمع‌بندی بررسی‌های از قبل موجود [۱۲-۹] به انضمام تصحیحات انجام شده توسط نگارندهی نخست این مقاله [۸] است.

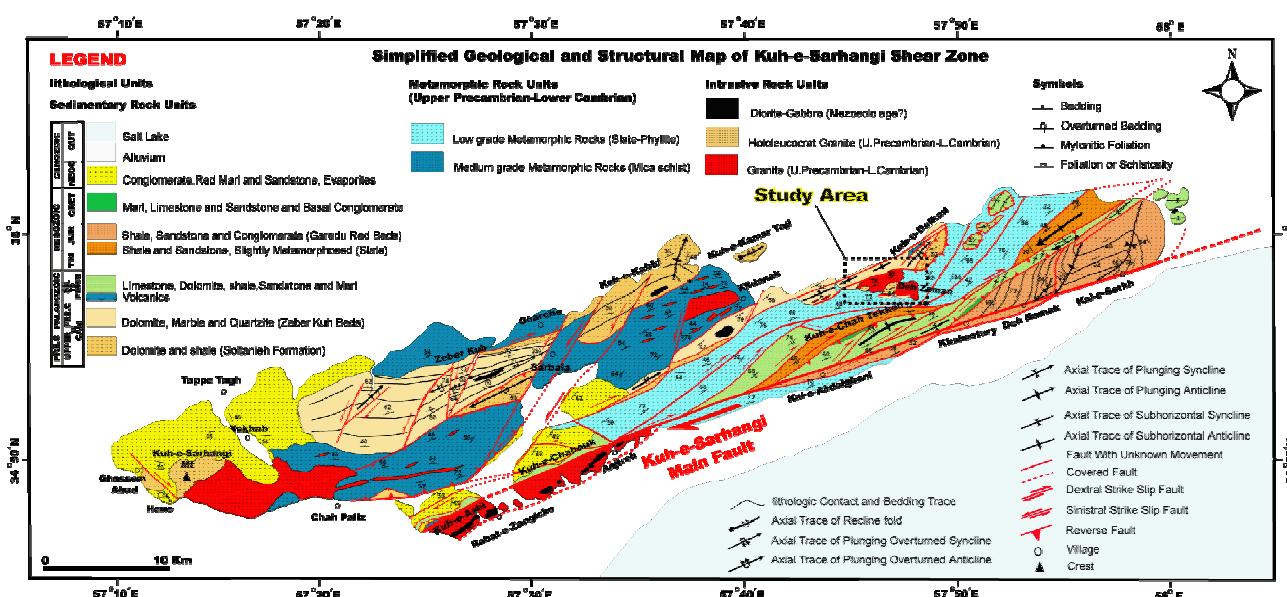
زمین‌ساختی در گذشته می‌توان به دست آورد. از جمله این موارد در خرده قاره‌ی ایران مرکزی می‌توان به پهنه‌ی زمین‌ساختی کاشمر - کرمان [۶] اشاره کرد (شکل ۱). از ویژگی‌های مهم این پهنه بروند عبارتند از سنگ‌های آذرین و دگرگونی پرکامبرین بالایی که دستخوش دگرشکلی شدید شده‌اند. در این میان، منطقه‌ی کوه سرهنگی [۷] به عنوان یک منطقه‌ی نه چندان شاخته شده به صورت یک پهنه‌ی برشی راستالغز با راستای N70E در بخش شمال خاوری پهنه‌ی زمین‌ساختی کاشمر - کرمان قرار دارد. سنگ‌های آذرین و دگرگونی پرکامبرین بالایی - کامبرین زیرین در منطقه کوه سرهنگی رخمنون گستره‌ای دارند. با توجه به دگرشکلی آشکار گرانیت ده‌زمان، در این پژوهش برای بررسی دقیق انتخاب شد. در این پژوهش سعی شده است که با بررسی ویژگی‌های هندسی - جنبشی و ریزساختاری گرانیت میلیونیتی ده‌زمان، سازوکار برش طی تشکیل برگواره‌ی میلیونیتی و شرایط حاکم بر دگریختی آنها مورد بررسی قرار گیرند.

#### موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

منطقه‌ی کوه سرهنگی به طول حدود ۷۵ کیلومتر و عرض بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر به صورت یک گوهی کشیده در شمال باختری بلوك لوت و در حد فاصل  $۱۰^{\circ} ۵۸'$  الی  $۳۵^{\circ} ۳۵'$  الی  $۳۴^{\circ} ۴۸'$  عرض شمالی قرار گرفته است (شکل‌های ۱ و ۲). این منطقه جزء ارتفاعات ایران مرکزی بوده و گوشه‌ی شمال خاوری پهنه‌ی زمین‌ساختی کاشمر - کرمان را شامل می‌شود. راههای دسترسی منطقه جاده‌ی عشق‌آباد - بردسکن (آسفالت) و جاده‌ی بردسکن - چاه مسافر (حکای) است. از نظر سنگ‌شناسی در منطقه کوه سرهنگی انواع سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی را که به شدت طی مراحل مختلف کوهزایی دستخوش دگریختی شده‌اند، با آرایش نواری و عبارت بهتر به صورت یکسری دوگانه‌های راستالغز می‌توان مشاهده کرد (شکل ۲). قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه اسلیت - های معادل سری مراد [۱۲-۸] هستند که بیشتر در بخش میانی منطقه بروند دارند ولی در مجاورت با توده‌های گرانیتی به صورت میکاشیستهای گارنت و استارولیت‌دار مشاهده می‌شوند [۹،۸] (مانند میکاشیستهای لاخ برقشی و میکاشیستهای شمال کریم‌آباد). روی رشته‌ی دگرگون شده‌ی مراد، سازند سلطانیه (پرکامبرین بالایی) و زبرکوه (پرکامبرین پسین -



شکل ۱ موقعیت گسل کوه سرهنگی (KSMF) در پهنه‌ی زمین ساختی کاشمر-کرمان. برای اطلاعات بیشتر رجوع شود به [۷].



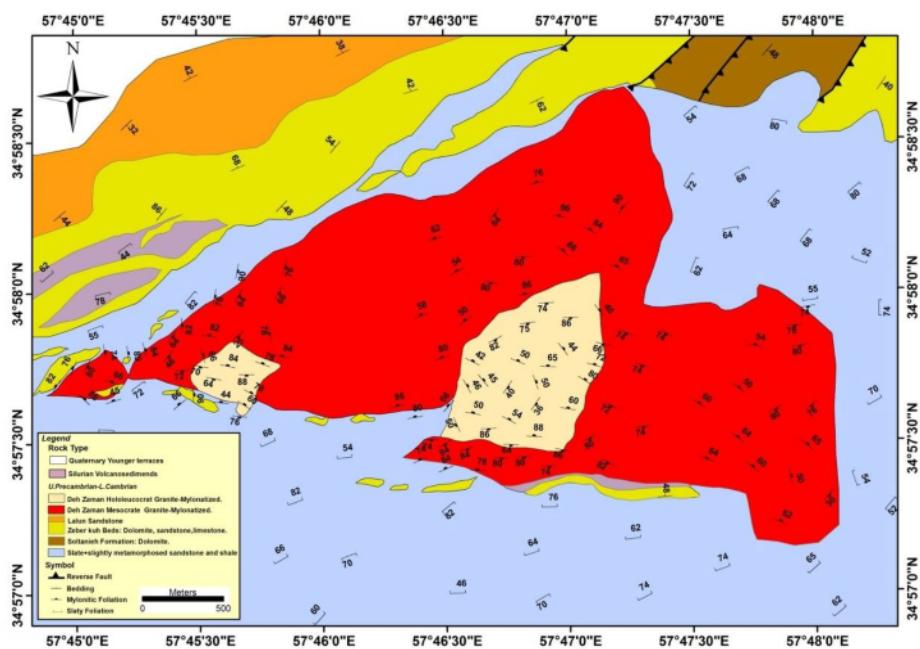
شکل ۲ نقشه‌ی ساده شده زمین‌شناسی و ساختاری منطقه‌ی کوه سرهنگی و موقعیت پهنه‌ی برشی کوه سرهنگی.

یافته و شواهد دگریختی شکل پذیر<sup>۱</sup> در آن مشهود است. گرانیت دهzman از دو توده‌ی گرانیتینیمه روشن<sup>۲</sup>(بزرگتر) و تمام سفید و شوش<sup>۳</sup>(کوچکتر) تشکیل شده است (شکل ۳، ۴ الف و پ) که از روی تغییر رنگ در صحراء به آسانی تشخیص داده

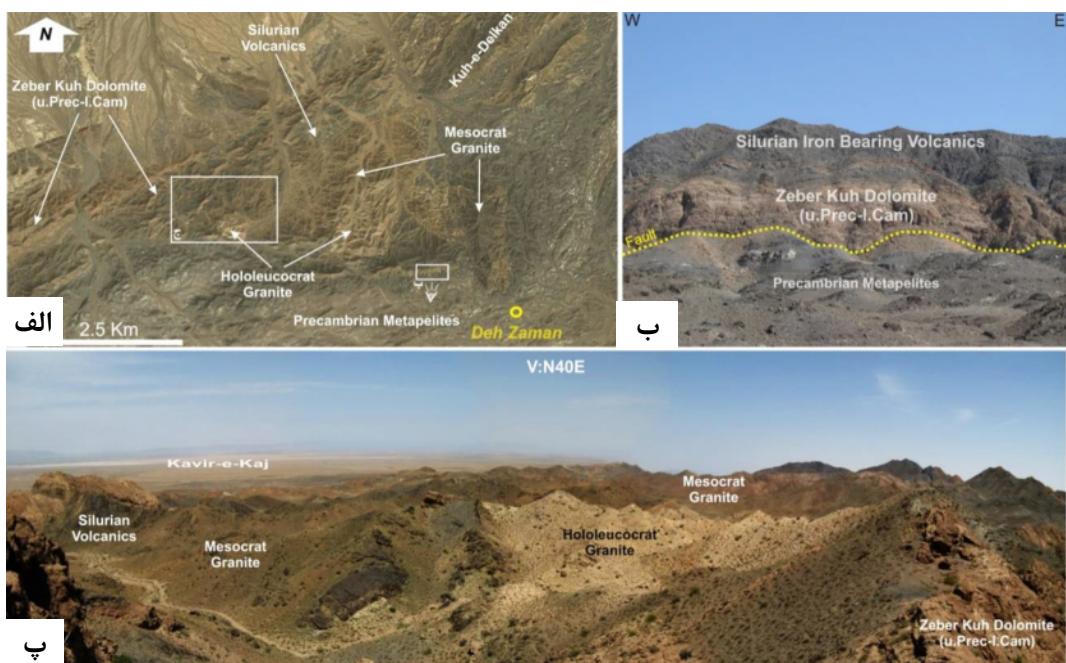
#### برداشت‌های صحرایی

در منطقه‌ی کوه سرهنگی چهار توده گرانیتی وابسته به پرکامبرین پسین-کامبرین زیرین [۹,۸] رخمنون دارند (شکل ۲) که از سمت شمال خاوری به سمت جنوب باختری عبارتند از: گرانیت دهzman، گرانیت لاخ برقشی یا کلیدانک، گرانیت رباط زنگیچه و گرانیت یخاب. در بین گرانیت‌های نام برد. در گرانیت دهzman برگوارگی میلیونیتی بخوبی گسترش

1 - Ductile deformation  
2 - Mesocrat  
3 - Hololeucocrat



شکل ۳ نقشه‌ی ساده‌ی زمین‌شناسی-ساختاری گرانیت ده‌زمان در پهنه‌ی برشی کوه سرهنگی (برای محل آن به شکل ۲ رجوع شود).



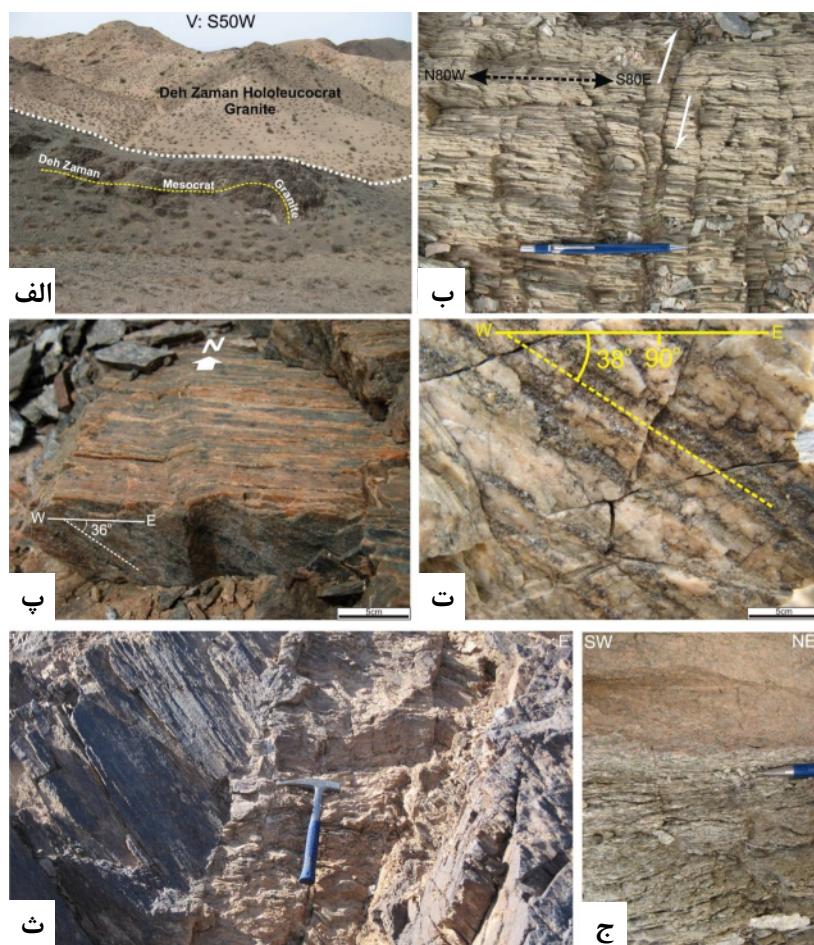
شکل ۴ الف: نمای ماهواره‌ای از منطقه‌ی مورد بررسی و گرانیت ده زمان. ب: دنباله‌ی کامبرین زیرین و آتشفشاری‌های آهن‌دار سیلورین در بخش جنوبی گرانیت ده زمان. پ: نمایی صحرایی از گرانیت نیمه روشن و تمام سفید ده‌زمان و سایر واحدهای سنگی مجاور.

ماهواره‌ای گستره‌ی مورد بررسی پیدا است (شکل ۳ و ۴-الف)، مرز شمالی آن به واحدهای رسوبی پرکامبرین بالایی-کامبرین زیرین (سری زبرکوه) و مرز جنوبی آن به اسلیت‌های پرکامبرین محدود می‌شود. در این بخش واحدهای سری زبرکوه نیز بروند داشته به صورت محدود بر روی آنها رسوب‌های آهن‌دار سیلورین قرار گرفته است [۱۴، ۹] (شکل ۴ ب).

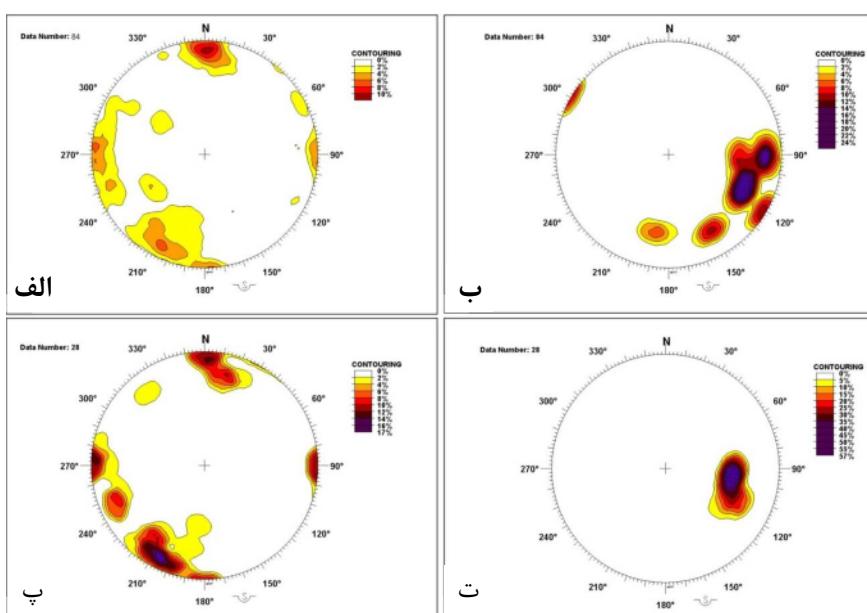
می‌شوند (شکل ۵ الف). گرانیت نیمه روشن رخنمون و سیعتری داشته و چنین به نظر می‌رسد که گرانیت تمام سفید وش را در بر گرفته است و در مجموع حدود ۵ کیلومتر مربع رخنمون دارند. بررسی‌های ژئوشیمیایی انجام گرفته روی مجموعه‌ی گرانیت ده‌زمان، آن را از نوع I و همزمان با کوه‌زایی معرفی می‌کند [۱۳، ۸]. چنانکه از نقشه‌ی زمین‌شناسی و شکل

صحرایی متمایز می‌سازد حضور خطواره‌ی کشید روی برگواره است [۱۵-۱۷]. آنچه که در گرانیت ده‌زمان به روشنی نشان می‌دهد انتظام خطواره‌ی کشیده با زاویه‌ی افتادگی  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$  درجه به سمت خاور تا جنوب خاوری (E-SE) روی برگواره میلونیتی است (شکل ۵، پ، ت و ۶، ب، ت). برگوارگی میلونیتی حالت پرشیب داشته و راستای آن خاور تا جنوب خاوری است (شکل ۶ الف، ب). از دیگر ساختارهای بسیار مهم گرانیت ده‌زمان چین‌خوردن برگواره میلونیتی است. به صورت محدود چین‌هایی در مقیاس متر و سانتی‌متر با میل محوری به سمت جنوب باختری مشاهده می‌شوند (شکل ۵ الف) ولی در بیشتر موارد چین‌خوردگی حالت نوار شکنجی دارد. راستای صفحه‌ی محوری آنها به سمت شمال باختری بوده و میل محور بین  $70^{\circ}$  تا  $80^{\circ}$  به سمت خاور تا جنوب خاوری است. (شکل ۵ پ، ث و ۶).

در اثر عملکرد فازهای مختلف کوهزایی، همبُری اکثر واحدهای سنگی در این منطقه به صورت گسلی بوده و گاهی ارتباط ساختاری و چینه‌شناسی آنها با همدیگر بسیار پیچیده است (شکل ۴ پ). یافته‌های سنی جدید [۸] به روش اورانیوم-سرپ سن تشکیل مجموعه گرانیتی ده‌زمان را در حدود ۵۶۰ میلیون سال نشان می‌دهد که می‌تواند به کوهزایی کاتانگایی در ایران مرکزی وابسته باشد. در بررسی‌های پیشین، از گرانیت ده زمان با نام گنیس یادشده است [۹، ۱۱، ۱۳، ۱۴] اما شواهد ساختاری بیانگر حضور یک گرانیت میلونیتی شده را تایید می‌کند که در بیشتر موارد دستخوش دگریختی شده است (شکل ۵). برگوارگی میلونیتی بخوبی گسترش یافته و فاصله بین برگواره‌ها کمتر از یک سانتی‌متر است و این امر به سنگ ظاهری کاملاً برگوار می‌دهد (شکل ۵ ب). مهمنتین عاملی که یک گرانیت میلونیتی را از یک گنیس در بازدید



شکل ۵ الف: برگواره‌ی میلونیتی چین‌خورد ده زمان در گرانیت نیمه روشن ده زمان. ب: گسترش شدید برگوارگی میلونیتی در گرانیت تمام سفید و شده زمان در راستای S80°W. پ: برگوارگی میلونیتی چین‌خورد و محور تقریباً قائم در گرانیت نیمه روشن ده زمان. به خطواره‌ی کشیدگی دقت شود. ت: خطواره‌ی حاصل از کشیدگی در شرایط دگرشکلی خمیری در گرانیت تمام سفید و شده زمان. ث: تشکیل چین شکنجی (Kink Band) در برگواره‌ی میلونیتی. ج: تغییر در میزان گسترش برگواره‌ی میلونیتی با توجه به تغییر در جنس و ترکیب گرانیت.



شکل ۶ الف: نمودار پربندی (Contour Diagram) قطب برگواره میلونیتی در گرانیت مزو کرات دهzman. ب: نمودار پربندی خطواره کشیدگی بر روی برگواره میلونیتی گرانیت مزو کرات دهzman. پ: نمودار پربندی قطب برگواره میلونیتی در گرانیت تمام سفید دهzman. ت: نمودار پربندی خطوارگی کشیده بر روی برگواره میلونیتی گرانیت تمام سفید دهzman.

میکروسکوپی به موازات خطواره کشیده و عمود بر برگوارگی میلونیتی تهیه و بررسی شدند. در بیشتر گرانیت‌های میلونیتی بلورهای فلدسپار بعلت مقاومت بیشتر، پورفیروکلاست‌ها<sup>۶</sup> یا ساختار هسته‌ای<sup>۷</sup> را می‌سازند و بلورهای کوارتز و میکا عموماً در راستای برگوارگی کشیده شده، تبلور دوباره یافته و زمینه<sup>۸</sup> را می‌سازند؛ البته در دمای پایین گاهی بلور کوارتز نیز پورفیروکلاست می‌سازد [۱۵-۱۷]. اما نباید از نظر دور داشت که علاوه بر دمای حاکم بردگریختی، مقدار شاره‌ها (بویژه آب) و نرخ کرننش از عوامل مهم و موثر بر نوع و میزان دگریختی کانی‌ها هستند [۱۵]. بعنوان مثال در دمای کمتر از ۳۰۰°C مقاومت برشی<sup>۹</sup> فلدسپار از کوارتز کمتر است اما در دماهای بالاتر، این نسبت معکوس شده و مقاومت فلدسپار از کوارتز بیشتر می‌شود. این را می‌توان به حضور شکافت<sup>۱۰</sup> در فلدسپار نسبت داد [۱۵]. از دیگر عواملی که باید در این راستا به آن توجه کرد اندازه اولیه بلورهای<sup>۱۱</sup> یک سنگ است. به عنوان مثال اگر بلورهای سنگی اساساً ریز دانه<sup>۱۲</sup> باشند، ممکن است چنین برداشت شود که کلیه بلورها در اثر دگرگشکلی در شرایط

لازم به یاد آوری است که برگوارگی میلونیتی در کل توده‌ی گرانیتی قابل مشاهده نیست. به خصوص در توده‌ی گرانیتی تمام سفید وش به علت تغییر در ترکیب کانی‌شناسی سنگ، در قسمت‌هایی که میزان کانی‌های فیلوسیلیکاتی (نظیر میکا) کم می‌شود و درصد کوارتز و فلدسپار افزایش می‌یابد، از گسترش برگوارگی میلونیتی کاسته می‌شود و گاهی قابل مشاهده نیست (شکل ۵ ج). تحلیل بر جسته نگاری صورت گرفته روی قطب برگوارگی میلونیتی گرانیت نیمه روش دهzman، میانگین راستای شمال باختری-جنوب خاوری با شیب ۷۰°-۹۰° درجه را نشان می‌دهد (شکل ۶ الف). در همین موقعیت زاویه میل<sup>۱۴</sup> خطواره کشیدگی روی برگواره میلونیتی حدود ۳۵° به سمت خاور تا جنوب خاوری است (شکل ۶ ب). به همین ترتیب نتایج تقریباً مشابه برای گرانیت تمام سفید وش دهzman برآورد شده است (شکل ۶ پ، ت).

#### شواهد میکروسکوپی

بررسی شواهد ریزساختاری کانی‌های اصلی سازنده گرانیت‌ها (کوارتز، فلدسپار و میکا) می‌تواند کمک چشمگیری در شناخت سمت و سوی برش<sup>۱۵</sup> ثبت شده و دما و فشار حاکم بر دگرگریختی در اختیار بگذارد [۱۵]. بدین منظور مقاطع

6 -Porphyroblast

7 -Core Structures

8 -Matrix

9 -Shear strength

10 -Cleavage

11 -Grain size

12 -Fine grain

2- Plunge

5 -Shear sense

صورت گیرد، بر این اساس، زمان تشکیل و شرایط دگریختی آنها می‌تواند متفاوت با شرایط دگرگشکلی سنگ میزبان باشد. بنابراین دگرگشکلی همه‌ی رگه‌های سیلیسی مانند هم نیست. چنانکه در شکل ۵ پ مشاهده می‌شود، بلورهای کوارتز نسبتاً نیمه شکل‌دار بوده و تبلور دوباره بیشتر در مرز آنها متتمرکز است و بیشتر مراحل ابتدایی تبلور دوباره‌ی دینامیکی به صورت برآمدگی<sup>۲۰</sup> (BLG) [۲۰-۱۸] برای آن در نظر گرفت. نوع برش تعیین شده در این رگه‌ها به صورت راستالغز چپگرد است.

#### بلورهای شکسته شده و جابه‌جا شده<sup>۲۱</sup>

دانه‌ها و بلورهای گسلیده از جمله ساختارهایی هستند که می‌توان از آنها برای تعیین نوع برش استفاده کرد. در گرانیت‌ها، بلورهای فلدسپار بعلت مقاومت برشی بالا، بیشتر از کانی‌ها دیگر در دگرگشکلی شکنا<sup>۲۲</sup> قرار می‌گیرند. در گرانیت ده‌زمان اندازه‌ی بلورهای فلدسپار تا حد ۲ سانتی‌متر و حتی بیشتر نیز می‌رسد. چنانکه در شکل ۷ ت مشاهده می‌شود، تغییرشکل بلورهای فلدسپار بیشتر از نوع شکناست که جابه‌جایی بلور میانی شکل تا حد ۲/۵ میلی‌متر می‌رسد و برش چپگرد را نشان می‌دهد. لبه‌ی بلورهای فلدسپار حالت گرد شدگی نشان داده و بین قطعات فلدسپار بازتبلور دینامیکی به صورت برآمدگی (BLG) منجر به تشکیل ریز بلورهای جدید شده است و خاموشی موجی و لکه‌ای<sup>۲۳</sup> تا حدی بچشم می‌خورد.

#### ماهی میکا

در گرانیت میلیونیتی ده‌زمان ماهی میکا به ندرت بچشم می‌خورد زیرا اکثر ترکیب سنگ را کانی‌های تکتوسیلیکاتی نظیر فلدسپار و کوارتز تشکیل می‌دهند و درصد کانی فیلوسیلیکاتی کمتر است. مسکوویت مقاوم‌تر از بیوتیت بوده در میلیونیت‌ها بیشتر ماهی میکا می‌سازد و با توجه به اینکه بیوتیت در دمای بالای ۲۵۰°C ماهی میکا می‌سازد، بنابراین تشکیل ماهی میکا از مسکوویت با توجه به مقاومت بالاتر آن نسبت به بیوتیت باید در دمای حدود ۳۰۰°C و بیشتر از آن صورت گیرد [۲۱،۱۵] با این حال از ساختارهای بسیار مهم برای مشخص کردن سمت و سوی برش است. ماهی میکا به ۶ گروه اصلی تقسیم شده است [۲۱،۱۵] که بر این اساس ماهی میکای شکل ۷ ث برش چپگرد را نشان می‌دهد.

20- Bulging recrystallisation

21- Brocken and displaced grains

22- Brittle deformation

23- Sweeping and patchy unulose extinction

دمای بالا<sup>۱۳</sup> به ریز بلور جدید<sup>۱۴</sup> تبدیل شده‌اند. بنابراین در بررسی‌های میکروسکوپی، با توجه به رفتار متفاوت کانی‌های مختلف در شرایط بکسان، به منظور بررسی شاخص‌های حرکتی و برآورده شرایط حاکم بر دگرگشکلی، باید ریزساختارهای مجموع کانی‌ها با هم بررسی شوند تا نتیجه‌ی مطلوب حاصل آید. به همین دلیل برای تعیین شرایط حاکم بر دگرگشکلی، بررسی تغییر شکل و ریزساختارهای بلورهای کوارتز و فلدسپار و کانی‌های موجود دیگر باید به صورت همزمان و باهم انجام پذیرند. عدم توجه به این امر موجب می‌شود که در سنگ‌های ریز بلور احتمال خطا افزایش یابد [۱۶،۱۵]. در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده در گرانیت ده‌زمان، برای تعیین نوع برش و شرایط دگرگشکلی از مجموعه ریز ساختار بلورهای کوارتز، فلدسپار و میکای موجود در بافت گرانیت و ریزساختار بلورهای کوارتز رگه‌های سیلیسی تزریق شده به موازات میلیونیتی برگوار استفاده شده است. به منظور تعیین نوع برش از ساختارهایی نظیر برگوارگی طور<sup>۱۵</sup>، نوارهای برشی، ماهی میکا<sup>۱۶</sup>، پورفیروکلاست‌های نامتقارن<sup>۱۷</sup> و ساختارهای دومینوئی<sup>۱۸</sup> استفاده شد. در ادامه به تشریح ریزساختارهای مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی گرانیت ده‌زمان می‌پردازیم.

#### برگوارگی مورب

از ساختارهای موجود در گرانیت ده‌زمان، تزریق رگه‌های سیلیسی به موازات میلیونیتی برگوار است (شکل ۷الف). اندازه‌ی این رگه‌ها از حد میلی‌متری تا بیش از ده سانتی‌متر است. مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از رگه‌های سیلیسی یاد شده نشانگر رشد و تجدید تبلور بلورهای کوارتز در راستای کشش و تشکیل برگوارگی مورب است (شکل ۷ب). اندازه‌ی بلورهای کوارتز متنوع بوده تا حد یک میلی‌متر نیز می‌رسد. بلورهای کوارتز خاموشی موجی داشته و حاشیه‌ی نامنظم آنها بیانگر تبلور مجدد تا حد نوع چرخش نیم بلور<sup>۱۹</sup> (SGR) است [۱۶،۱۵] (شکل ۷ب). زمینه از مجموعه بلورهای کوارتز و فلدسپار ریز بلور تشکیل شده و مرز آنها با رگه‌های سیلیسی به صورت موج دار است. با توجه به اینکه تولید رگه‌های سیلیسی می‌تواند در بازه‌ی گستردگی از شرایط دگرگونی و ماگماتیسم

13-High grade

14-New grain

15-OblIQUE foliation

16-Mica fish

17-Asymmetric porphyroclasts

18-Domino structures

19-Subgrain rotation recrystallisation

برش و پهن شدگی نسبت به همدیگر ظاهری برگوار و موج دار<sup>۲۴</sup> به سنگ می‌دهد. این عارضه در اثر تشکیل صفحات برش S-C وجود می‌آید. برش روی صفحات C متمرکز شده و در صفحات S پهن شدگی اعمال می‌شود، به عبارت دیگر موقعیت صفحات S در صفحه‌ی XY بیضوی کرنشی است [۲۳]. نوار برشی S-C عمولاً در سنگ‌های میلیونیتی که برگوارگی در آنها بشدت گسترش یافته و یا در میکا شیسته‌های میلیونیتی شده تشکیل می‌شود و در سنگ‌های میلیونیتی دانه‌ای<sup>۲۵</sup> کمتر گسترش می‌یابد [۱۵]. پورفیروکلاستهای نامتقارن در میلیونیت‌ها که دمای بیشتر از ۴۰۰°C را تحمل کرده و دگربریختی شکل پذیر درون بلوری در آنها گسترش یافته باشد، از شاخص‌های قابل اطمینان برای تعیین سمت و سوی برش در سنگ است. در پروتومیلیونیت‌ها و یا در میلیونیت‌هایی (از نقطه‌نظر درصد درشت دانه به زمینه ریز دانه) که مقدار برش و دمای دگربریختی در آنها کم (کمتر از ۳۰۰ درجه‌ی سانتی گراد) باشد و بلورهای مقاوم (نظیر فلدسپار) آرایش نامنظمی داشته باشند؛ پورفیروکلاستهای شاخص‌های حرکتی قابل اطمینانی نیستند زیرا در این شرایط مقدار چرخش و کرنش هر پورفیروکلاست در طول دگربریختی به جهت قرارگیری اولیه آن نسبت به محورهای اصلی تنش و کرنش. در این حالت باید با بررسی آماری سمت و سوی برش را تعیین کرد. اما در مقادیر برش زیاد پورفیروکلاستهای در اثر برش چرخیده و شاخص‌های حرکتی<sup>۲۶</sup> آنها باهم سازگار است و بیشتر آنها در سمت و سوی محورهای اصلی کرنش قرار می‌گیرند. با توجه به این نکات نوارهای برشی و پورفیروکلاستهای گرانیت ده‌زمان مورد بررسی قرار گرفتند. گرچه در پورفیروکلاستهای فلدسپار بیشتر دگربریختی شکنا حاکم است، اما در قسمت‌هایی که دمای دگربریختی بالاتر رفته و به حد متوسط رسیده است، پورفیروکلاستهای فلدسپار دستخوش تبلور دوباره‌ی دینامیکی شده‌اند و همخوانی جهت کشیدگی آنها با نوارهای برشی S-C معرف برش چپگرد در راستای خطوطاره‌ی کشیدگی است (شکل ۸ پ). در میلیونیت‌هایی که دمای دگربریختی در آنها در حد متوسط و بالا بود، پورفیروکلاستهای فلدسپار به نیم بلور تبدیل شده و خاموشی موجی پیدا کرده است و دگربریختی شکل پذیر در آنها مشهود است (شکل ۸ ت). در چنین شرایطی نوارهای برشی از نوع S-C گسترش یافته‌اند که برش چپگرد را نشان می‌دهند.

24- Sigmoidal foliation

25- Granular

26- Kinematic indicators

### برگواری چین خورده

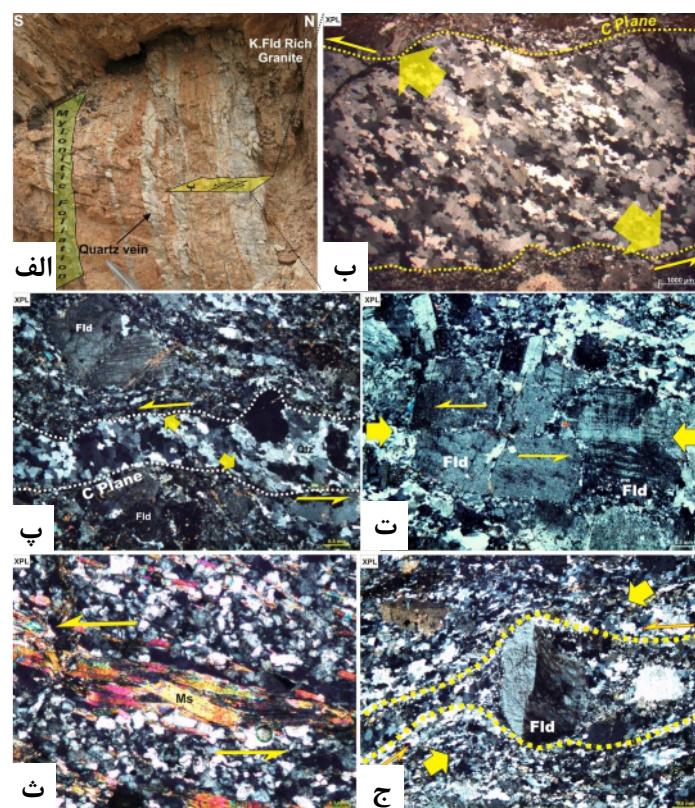
چین خوردن نامتقارن برگواری میلیونیتی دور پورفیروکلاست‌ها نیز می‌تواند بخوبی برای تعیین سمت و سوی برش مورد استفاده قرار گیرد. در شکل ۷ ج بر اساس چرخش نامتقارن برگواری میلیونیتی حول بلور فلدسپار، برش چپگرد بیشتر برای آن متصور است. بلور فلدسپار در زمینه‌ای ریز بلور از بلورهای کوارتز قرار گرفته است و خاموشی موجی نشان می‌دهد. وجود شکستگی‌های داخلی در بلور فلدسپار و خاموشی موجی در مرز این کانی به علت دگربریختی شکل پذیر درون بلوری است.

### ساخترهای دومینوئی

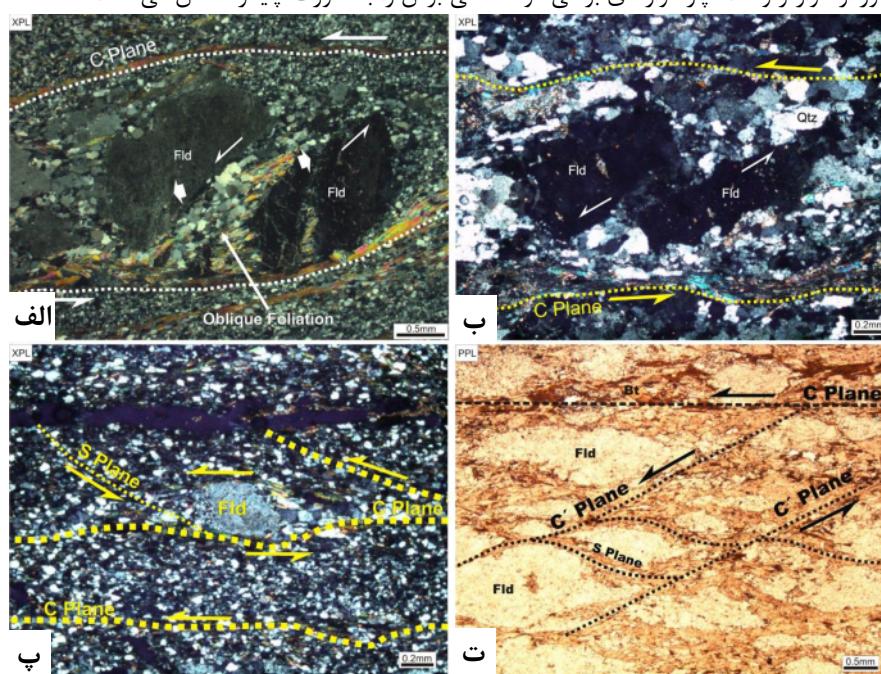
ساخترهای دومینوئی به دو صورت همسو و ناهمسو با برش تشکیل می‌شوند. این ساختار در سنگ‌های میلیونیتی دانه‌ای مقاوم و در شرایط تغییر شکل شکنا بوجود می‌آید. اینکه ساختار دومینو بصورت همسو یا ناهمسو تشکیل شود بستگی به زاویه و جهت شکستگی‌های بلور نسبت به صفحه‌ی برش و نوع برش دارد [۲۲، ۱۶، ۱۵]. در نمونه‌های میکروسکوپی بررسی شده در گرانیت ده‌زمان از جمله ساختارهای موجود در بلورهای فلدسپار، ساختار دومینو است. در شکل ۸ الف، ب دو بلور درشت فلدسپار مشاهده می‌شوند. جایه‌جایی در راستای شکستگی آنها تا حد ۶° میلی‌متر نیز می‌رسد. نوع جایه‌جایی آنها به صورت چپگرد و همسو با جهت برش اصلی است. رشد بلورهای کوارتز و فلدسپار و تشکیل برگوارگی مورب بین دو بلور فلدسپار در شکل ۸ الف خود تاییدی دیگر بر جایه‌جایی چپگرد دو قطعه بلور فلدسپار است. بلورهای کوارتز در زمینه خاموشی موجی داشته و در حاشیه به ریز بلورهای جدید تبدیل شده‌اند. بعضی از بلورهای درشت نیز علاوه بر موارد فوق به نیم بلور تبدیل شدند. بلورهای فلدسپار در حاشیه دستخوش گردش‌گی گشته و علاوه بر تشکیل ریزشکستگی در آنها، خاموشی موجی نیز مشاهده می‌شود. مجموعه‌ی این شواهد بیانگر تبلور دوباره‌ی دینامیکی از نوع چرخش نیم بلور (SGR) برای بلورهای کوارتز و بلور دوباره دینامیکی شده به صورت برآمدگی (BLG) در بلورهای فلدسپار است.

### نوارهای برشی و پورفیروکلاست‌های نامتقارن

شاید بتوان نوارهای برشی و پورفیروکلاست‌های نامتقارن را مهمترین شاخص سوی برش در میلیونیت‌ها در نظر گرفت. نوارهای برشی به دو نوع اصلی تقسیم می‌شوند که عبارتند از S-C و S-C' که زاویه بین آنها حدود ۳۵ تا ۱۵ درجه است [۲۵-۲۳، ۱۶، ۱۵]. رشد و سمت‌یابی کانی‌ها در اثر کشیدگی،



شکل ۷ الف: تزریق رگه‌های کوارتز در میان برگواره‌ی میلونیتی گرانیت ده‌زمان با راستای تقریبی خاوری- باختی. به جهت و موقعیت تهیه برش میکروسکوپی دقیق کنند. ب و پ: رشد بلورهای کوارتز در راستای کشیدگی. به تبلور دوباره‌ی بلورهای ریز کوارتز در زمینه دقیق شود. ت: مانند قبل به انضمام تبلور مجدد نوع BLG و گردشگی لبه‌های بلور از فلدسپار. ث: تشکیل ماهی میکا همسو با جهت برش. ج: گسترش برگوارگی میلونیتی در زمینه ریز بلور از کوارتز و فلدسپار. نواهای برشی مولفه افقی برش را به صورت چیگرد نشان می‌دهند.



شکل ۸ الف و ب: تشکیل ساختارهای دومینوی همسو با برش در بلورهای فلدسپار. به تبلور دوباره از نوع BLG و خاموشی موجی ضعیف در بلورهای فلدسپار دقیق شود. پ: تشکیل نوار برشی (S-C Shear band cleavage) در زمینه‌ی ریزبلور از کوارتز و فلدسپار. به پورفیروکلاست تغییر شکل یافته فلدسپار و تبلور دوباره در حاشیه‌ی آن دقیق شود. ت: کشیدگی بلورهای فلدسپار به موازات نواهای برشی نسل دوم (C□-Plane).

رخساره‌ی شیست سبز تا آمفیبولیت زیرین می‌توان در نظر گرفت (شکل ۱۰ ب). بر اساس رده بندی‌های موجود در دمای تشکیل میللونیت‌ها [۱۶، ۱۷]، گرانیت ده‌زمان را می‌توان جزء میللونیت‌های درجه‌ی پایین تا متوسط رده‌بندی کرد که در این میان، بازه غالب با میللونیت‌های درجه‌ی پایین است. بعارت دیگر فرایند میللونیت شدن گرانیت ده‌زمان بیشتر در دمای زیر  $500^{\circ}\text{C}$  و بعد از سرد شدن توده‌ی گرانیتی صورت گرفته است. با توجه به شواهد میکروسکوپی، سن دگریختی همزمان با ماگماتیسم نیست زیرا در این حالت باید در گرانیت ده‌زمان ساختارهای مربوط به دگرشکلی در دمای بالا (مانند مهاجرت مرز دانه در فلدسپارها) مشاهده می‌شد در حالی که شواهد میکروسکوپی مبین دگریختی در دمای  $300^{\circ}\text{C}$ - $500^{\circ}\text{C}$  است. بنابراین می‌توان چنین در نظر گرفت که احتمالاً سن میللونیت‌زاویی گرانیت ده‌زمان جوانتر از سن ماگماتیسم آن است. قبول یا رد این ادعا نیازمند سال‌سنگی به روش  $\text{Ar}^{40/39}$  است. میکروسکوپی مبین رشد یافته بر روی صفحات برشی میللونیت‌هاست. گذشته از اینکه سن دگریختی شکل پذیر در گرانیت ده‌زمان چه زمانی باشد، راستای برگوارگی میللونیت و خطواره کشیدگی و نیز بررسی‌های میکروسکوپی مبین حاکم بودن حرکت راستا لغز چپگرد در زمان تشکیل این ساختار است. گرچه در حال حاضر اطلاع دقیقی از سن میللونیت‌زاویی در دست نیست اما آنچه مسلم است این است که گسل کوه سرهنگی در گذشته حرکت راستالغز چپگرد داشته است.

#### برداشت

نتایج حاصل از برداشت‌های صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده روی گرانیت میللونیت ده‌زمان را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

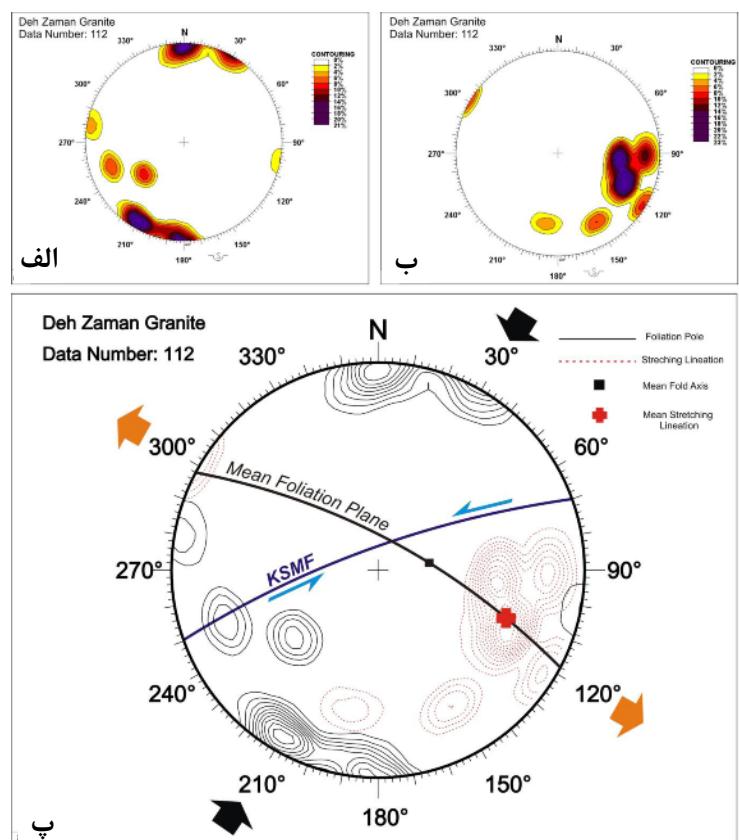
- ۱- راستای میانگین برگواره‌ی میللونیتی به صورت  $S62^{\circ}\text{E}$ ,  $80^{\circ}\text{NE}$  است میانگین و زاویه‌ی افتادگی خطواره کشیدگی روی برگواره میللونیتی  $35^{\circ}$  و میانگین میل محور چین‌های شکنجی  $75^{\circ}$  به سمت خاور تا جنوب خاوری است.
- ۲- شواهد ریز ساختاری مبین تشکیل ساختار میللونیتی طی ساز و کار برشی چپگرد است.
- ۳- دگریختی بلورهای کوارتز از نوع برآمدگی (BLG) و چرخش نیم بلور (SGR) است.
- ۴- بلورهای فلدسپار بیشتر دگریختی شکنا داشته و تا حد دگریختی از نوع برآمدگی (BLG) نیز در آنها مشاهده می‌شود.

#### بحث

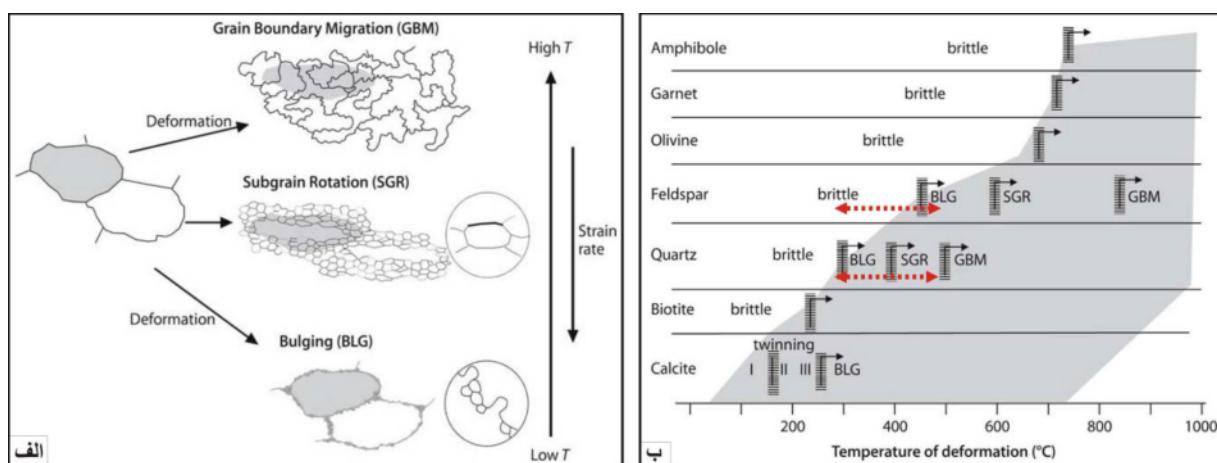
تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگریختی گرانیت‌ها و توده‌های ماقمایی دیگر در شرق ایران توسط پژوهشگران در سال-های اخیر مورد توجه قرار گرفته است که در آنها از ریز ساختارهای کانی‌های کوارتز و فلدسپار استفاده شده است [۱۹، ۲۰]. در تعیین گرانیت ده‌زمان (پرکامبرین پسین-کامبرین آغازین) از دو توده نیمه روشن و تمام سفید و شکل‌گشایی شده است. شواهد صحرایی مبین آن است که هر دو توده گرانیتی مانند هم دستخوش دگریختی شده‌اند و در هردوی آنها برگوارگی میللونیتی به صورت یکسان گسترش یافته‌اند. برداشت ساختاری انجام شده روی ساختار میللونیتی توده‌های گرانیتی ده‌زمان حاکی از گسترش برگوارگی با راستای میانگین  $S62^{\circ}\text{E}$ ,  $80^{\circ}\text{NE}$  است (شکل ۹ الف، پ) در همین راستا زاویه‌ی افتادگی خطواره کشیدگی روی برگوارگی میللونیتی حدود  $35^{\circ}$  و میل محور چین‌های شکنجی حدود  $75^{\circ}$  به سمت خاور تا جنوب خاوری است (شکل ۹ ب، پ). شبیه زیاد برگواره‌ی میللونیتی، میل کم خطواره کششی و میل نسبتاً زیاد محور ریز چین‌های موجود در روی برگواره میللونیتی، مبین حاکم بودن ساز کار غالب راستالغز است و شواهد میکروسکوپی و ریزساختاری تشریح شده در این پژوهش نظیر برگواره‌ی مورب، برگواره‌ی چین خورده، ماهی میکا، ساختارهای دومینو و نوارهای برشی مبین تشکل ساختار میللونیتی ده‌زمان طی برش چپگرد است. از طرف دیگر راستای کونوی برگوارگی میللونیتی و خطواره کشیدگی گرانیت ده‌زمان نسبت به راستای گسل کوه سرهنگی، این امر را بیشتر تایید می‌کند (شکل ۹ پ). بررسی ریزساختارهای بلورهای کوارتز و فلدسپار شاخص مناسبی برای تعیین درجه‌ی دمای دگریختی است. تبلور دوباره دینامیکی کانی‌ها با افزایش دما و نرخ کرنش از تبلور دوباره به صورت برآمدگی (BLG) به تبلور دوباره از نوع مهاجرت مرز دانه (GBM) تمایل پیدا می‌کند [۱۶] (شکل ۱۰ الف). چنانکه در متن تشریح شد، دامنه‌ی تغییرات تبلور دوباره دینامیکی بلورهای کوارتز از تبلور دوباره به صورت برآمدگی (BLG) تا چرخش نیم بلور (SGR) در نوسان است (شکل ۱۰ ب). بلورهای فلدسپار بیشتر رفتار شکنا داشته و در بعضی موارد نشانه‌های دگریختی شکل پذیر مانند خاموشی موجی و لکه‌ای در آنها بچشم می‌خورد. این شواهد نشانگر تبلور دوباره دینامیکی تا نوع برآمدگی (BLG) است (شکل ۱۰ ب). بر این اساس حداکثر دمای دگریختی گرانیت ده‌زمان را تا دمای حدود  $500^{\circ}\text{C}$  و بیشتر در گستره‌ی دمایی

۶- گرانیت ده زمان یک میلوانیت درجه پایین تا متوسط (Low-medium to grade mylonite) است.

۵- بر اساس تغییرشکل بلورهای کوارتز و فلدسپار، دمای دگریختی گرانیت ده زمان  $300^{\circ}\text{C}$ - $500^{\circ}\text{C}$  برآورد می‌شود.



شکل ۹. الف: نمودار پربندی قطب برگوارگی میلوانیتی گرانیت ده زمان. ب: نمودار پربندی خطوارگی کشیدگی در گرانیت میلوانیتی ده زمان. پ: شکل استریوگرافیک چند منظوره (Synoptic stereogram) از ساختارهای برداشت شده در گرانیت ده زمان. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود. بردارهای با رنگ مشکی و نارنجی به ترتیب موقعیت محورهای تنش فشارشی و کششی نسبت به برگوارگی میلوانیتی و گسل کوه سرهنگی (KSMF) نشان می‌دهد. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.



شکل ۱۰. الف: انواع تبلور دوباره‌ی دینامیکی براساس تغییرات دما و نرخ کرنش از [۱۵]. ب: نمودار انواع تبلور دوباره‌ی دینامیکی کانی‌های مهم در سنگ‌های مختلف و گستره‌ی دمای وابسته به آنها. گستره‌ی خاکستری نشان دهنده دگریختی شکل‌پذیر درون بلوری است. بردارهای سرخ گستره‌ی دمای دگریختی بلورهای کوارتز و فلدسپار گرانیت ده زمان را نشان می‌دهد.

## مراجع

- [۱۳] صفری م., "پترولوری و ژئوشیمی توده‌های ماگمایی کوه سرهنگی، با نگرشی بر پتانسیل اقتصادی منطقه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۱).
- [۱۴] Momenzadeh M., Wasuschkuhn A., "The Allahabad Iron deposite, A Iran, Lead and Turquoise occurrences in the Zeber-kuh-Sarhangi mountains, SW Kashmar, NE Iran", (1983) final report of geodynamic project in Iran, No51, 349-356.
- [۱۵] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonics", second ed., Springer, Berlin (2005).
- [۱۶] Trouw R.A.J., Passchier C.W., "Atlas of Mylonites", second ed., Springer, Berlin (2009).
- [۱۷] Vernon R.H., "A Practical Guide to Rock Microstructure", (2004) Cambridge University Press.
- [۱۸] مجلل م., "میکروتکتونیک"، انتشارات دانشگاه تربیت مدرس. (۱۳۸۸) ۶۴۰ صفحه.
- [۱۹] رجمی ب.. علی زاده، "تحلیل ساختاری، خاستگاه و شرایط دگرگشکلی زونهای برتری شکل پذیر در توده‌ی گرانیتوئیدی ده نو-غرب مشهد"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال هجدهم (۱۳۸۹)، شماره ۳.
- [۲۰] رجمی ب.. علی زاده، "تمام ساختاری، گرمابی و مکانیکی گسل‌های راست‌لغز در توده توانایی ده نو، غرب مشهد"، شمال شرقی ایران. مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال نوزدهم (۱۳۹۰) شماره ۴.
- [۲۱] ten Grotenhuis S.M., Trouw R.A.J., Passchier C.W., "Evolution of mica fish in mylonitic rocks", Tectonophysics (2003) 372: 1-21.
- [۲۲] Ramsay J.G., Huber M.I., "The techniques of modern structural geology, V: 2: Folds and fractures", ((1987) Academic Press, London.
- [۲۳] Blenkinsop TG, Treloar PJ., "Geometry, classification and kinematics of S-C fabrics" (1995). Journal of Structural Geology V: 17. Pages 397-408.
- [۲۴] Berth D., Choukroune P., Jegouzo P., "Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone", (1979) Journal of structural geology. V: 1. Pages: 31-24.
- [۲۵] Blenkinsop T.G., "Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks", (2000) Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 pp.
- [۱] Sengör A.M.C., "Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting", Annual Review of Earth and Planetary Sciences 15 (1987) 213-244.
- [۲] Stampfli G. M., "Tethyan oceans. In: Bozkurt E., Winchester G. A., Piper G. D. A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area", Geological Society of London, Special Publication (2000) pp. 1-23.
- [۳] Stampfli G. M., Borel G. D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons", Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
- [۴] Brunet M., Korotaev M. V., Ershov A. V., Nikishin A. M., "The south Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modelling", Sedimentary Geology 156 (2003) 119-148.
- [۵] Bagheri S., Stampfli G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451 (2008) 123-155.
- [۶] Ramezani J., Tucker R.D., "The Saghand region, central Iran", U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. American Journal of Science 303 (2003) 622-665.
- [۷] هوشمندزاده ع.. نبوی م.ح., "نقشه‌ی ۱/۲۵۰۰۰۰ پهنه های دگرگونی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۶۵).
- [۸] نوزعیم ر.. "تحلیل دگریختی گستره کوه سرهنگی در شمال باختر بلوک اوت"، رساله‌ی دکتری، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۹۱).
- [۹] سهندی م.ر.. قاسمی م.ر.. اختیار آبادی ای.. "نقشه زمین-شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ فاسما آباد"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۹).
- [۱۰] Ruttner A., Nabavi M.H, "Geological map of Ozbak kuh mountain", (1970) scale: 1/100000.
- [۱۱] Eftekharnezhad J., Ruttner A., Nabavi M.H., "Geological map of Ferdows", (1977), scale: 1/250000.
- [۱۲] Sahandi M.R., Baumgartner S., Schmidt K., "Contributions to stratigraphy and tectonics of Zeber-kuh range (East of Iran)", (1983) final report of geodynamic project in Iran, No51, 185-204.