Archive of SID

پاییز ۹۱، سال بیست و دوم، شماره ۸۵، صفحه ۴۷ تا ۵۴

بررسی ساز وکار دگرریختی و ریزساخت‌های مربوط به آن درسنگ‌های میلونیتی بازیک شمال باختر ارومیه

کورش محمدیها [۱*]، مسیب سبزه‌ای [۲]، مهرداد قهرایی‌پور [۱] و جواد رادفر [۱]

[۱] کارشناس ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
[۲] دکتری، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۲/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۱/۰۶

چکیده

در شمال خاور سرو مجموعه‌های گسترده‌ای از گرانیتوید و گابروهای میلونیتی وجود دارد که در مطالعات پیشین (حقی‌پور و آقانباتی، ۱۳۶۷) از آنها به عنوان گنایس و دگرگونه‌های پرکامبرین یاد شده است. در واقع این سنگ‌ها توده‌های آذرین اسیدی و بازیکی هستند که در اثر فعالیت نیروهای برشی منطقه تحت تأثیر دگرریختی و دگرگونی دینامیک قرار گرفته‌اند (محمدیها، ۱۳۷۹ و محمدی ترک آباد، ۱۳۸۰). سنگ‌های میلونیتی بازیک منطقه که در این نوشتار به آن پرداخته شده است، از لحاظ کانی‌شناسی ساده بوده و به طور عمده از پلاژیوکلاز، هورنبلند، اکتینولیت، کلریت، اپیدوت و به ندرت بقایایی از پیروکسن‌های اولیه تشکیل شده‌اند که اغلب توسط آمفیبول جایگزین گردیده‌اند. بلورهای فلدسپات در بیشتر مقاطع به اپیدوت، پلاژیوکلازهای ثانویه (دارای سدیم بیشتر) و تا حدودی سریسیت تبدیل شده‌اند. در این منطقه مجموعه‌های گابرو که به صورت کلاست و به شکل عدسی از دگرشکلی ناشی از نیروهای دینامیکی در پهنه‌های برشی در امان مانده‌اند نیز دیده می‌شوند. سازوکارهای دگرریختی مانند جریان کاتاکلاستیک، شکستگی‌های ریز، جا دررفتگی خزشی (Dislocation creep)، بازیافت (Recovery)، تبلور مجدد، خزش انتشاری (Diffusion creep)، لغزش مرزدانه‌ها (Grain boundary sliding) و انحلال فشارشی در اثر نیروهای برشی بر سنگ‌های منطقه اعمال شده که در نتیجه آن بافت و ساخت‌هایی مانند برگوارگی، خطوارگی، خاموشی موجی، پورفیروکلاست‌هایی با ساخت هسته ـ پوش (Core-Mantle Structure)، شکستگی‌های ریز هم‌سو و ناهم‌سو با برش، ماکل‌های مکانیکی، میکاهای ماهی شکل، ساخت‌های تفریق یافته نواری و کینک‌شدگی برگوارگی‌ها در این سنگ‌ها ایجاد شده است. شواهد گویای آن است که این سنگ‌ها در یک پهنه برشی تغییر شکل دینامیک یافته‌اند.

کلید واژه‌ها : سنگ‌های بازیک میلونیتی، دگرریختی، پهنه‌های برشی، دگرگونی، ارومیه

***نویسنده مسئول:** کورش محمدیها
E-mail: K.Mohammadiha@gmail.com

۱– مقدمه

یکی از معروف‌ترین الگوهای دگرشکلی در مناطق برشی، پهنه‌هایی با کرنش بالا با یک جزء چرخشی هستند که معمولاً یک توده سنگی مقاوم متحمل جابه‌جایی جانبی می‌شود.

دگرشکلی در پهنه برش سبب گسترش ساخت‌های مشخص و مجموعه کانیایی می‌گردد که گویای شرایط P-T، نوع جریان، جهت جابه‌جایی و تاریخچه دگرریختی در این پهنه است. یک پهنه برش ممکن است به بخش‌های شکننده و شکل‌پذیر تقسیم شود و گذر از بخش‌های شکننده به شکل پذیر به عوامل زیادی از جمله آهنگ کرنش کلی، شیب (گرادیان) زمین‌گرمایی، اندازه دانه‌ها، نوع سنگ، فشار فاز سیال، جهت‌یافتگی ناحیه تحت فشار و ساخت‌هایی که از قبل وجود داشته‌اند، بستگی دارد. سنگ‌های موجود در پهنه برش به طور عمده شواهدی از مراحل ثبت شده فعالیت در شرایط دگرگونی متفاوت را نشان می‌دهند.

به طورکلی میلونیت طبق تعریف، سنگی است دارای برگوارگی و معمولا خطوارگی که شواهدی از دگرشکلی شکل‌پذیر را نشان می‌دهد و به طور معمول شامل عناصر ساختاری با تقارن منوکلینیک است (Passchier et al., 1991) (شکل ۱).

میلونیت یک اصطلاح ساختاری است که فقط به ساخت سنگ مرتبط است و هیچگونه اطلاعاتی نسبت به ترکیب کانیایی ارائه نمی‌دهد، پس نباید میلونیت را به عنوان نام سنگ در یک توالی چینه نگاشتی به کار برد.

نخستین کار تحقیقاتی صورت گرفته در منطقه، تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سرو بوده است (حقی پور و آقانباتی، ۱۳۶۷) که در آن تمام سنگ‌های دگرگونی محدوده مورد نظر شامل آمفیبولیت، گنایس و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده به پرکامبرین نسبت داده شده‌اند. در این گزارش آمده است که توده‌های نفوذی گرانیتی و دیوریتی به داخل مجموعه‌های پرکامبرین تزریق شده و به همراه سایر سنگ‌های پرکامبرین دگرگون شده‌اند.

بیشتر مطالعات انجام شده در این منطقه در قالب رساله و مقاله علمی با نگرش زمین شناسی اقتصادی بوده و کمتر به بررسی سنگ‌شناختی واحدهای دگرگونی پرداخته شده است.

۲– موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه در فاصله تقریبی ۴۰ کیلومتری شمال و شمال باختری شهر ارومیه بین طول‌های جغرافیایی ′۴۵ °۴۴ و °۴۵ و عرض‌های جغرافیایی ′۴۵ °۳۷ و °۳۸ جای گرفته است (شکل ۲). این منطقه بخشی از پهنه سنندج ـ سیرجان بوده که به طور عمده از سنگ‌های دگرگونی تشکیل یافته است.

۳– روش مطالعه

برای مطالعات سنگ‌شناختی، ۷۵ نمونه جهت‌دار از محدوده مورد پژوهش تهیه شده‌است. در سنگ‌هایی که دارای برگوارگی بودند سعی شده مقاطع نازک در جهت عمود بر برگوارگی و موازی با خطوارگی تهیه گردند تا ویژگی‌های بافتی سنگ‌های دگرشکل شده به خوبی مشخص باشند.

۴– بحث

بیشتر سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بافت میلونیتی دارند که دارای فابریک خطی و صفحه‌ای هستند. تبلور مجدد در کانی‌های مربوط به این سنگ‌ها، تحت شرایط تنش روی می‌دهد که به سبب آن، کانی‌ها در یک راستا رشد کرده و به سنگ فابریک صفحه‌ای می‌دهند. هرچند ممکن است در برخی مقاطع هر دو نوع تبلور مجدد یعنی تبلور تحت شرایط استاتیک و تبلور دینامیک دیده شود.

کانی‌های اصلی موجود در گابروهای میلونیتی (هم‌ارز آمفیبولیت‌ها) عبارتند از آمفیبول، پلاژیوکلاز و به ندرت بقایایی از پیروکسن. کانی‌های ثانویه نیز شامل

www.SID.ir

Archive of SID

اپیدوت، زوییزیت، کلینوزوییزیت، کلریت، کوارتز، سریسیت و همچنین اکسیدهای آهن به‌ویژه ایلمنیت و اسفن هستند.

تغییر شکل در این سنگ‌ها طی مراحل متعددی در مقیاس دانه‌ها انجام شده است. مراحل فعال مورد بحث بستگی به کنترل‌کننده‌های سنگ‌شناختی مانند کانی‌شناسی، ترکیب مایعات بین‌دانه‌ای، اندازه ذرات، جهت‌یابی ترجیحی شبکه، تخلخل و نفوذپذیری و همچنین بستگی به کنترل‌کننده‌های خارجی مانند دما، فشار لیتواستاتیک و فشار سیال دارد. سازوکارهای دگرریختی که در پاسخ به فرایندهای یاد شده ایجاد و برای تشخیص مراحل تغییر شکل بسیار مفیدند، عبارتند از جریان کاتاکلاستیک، شکستگی‌های ریز، جادر رفتگی خزشی (Dislocation creep)، ماکل‌های مکانیکی، بازیافت (Recovery)، تبلور مجدد، خزش انتشاری (Diffusion creep)، لغزش مرزدانه‌ها (Grain boundary sliding) و انحلال فشارشی.

۴-۱. جریان کاتاکلاستیک: جریان کاتاکلاستیک در واقع یک مرحله شکست است که با خرد شدن مکانیکی سنگ‌ها و لغزش بعدی و جهت‌گیری قطعات حاصل می‌شود. سنگ‌های تغییر شکل یافته عموما به‌وسیله جریان‌های کاتاکلاستیک در مقیاس دانه‌ای یا حتی بزرگ‌تر شناخته می‌شوند. در طی جریان کاتاکلاستیک، حفراتی ایجاد می‌شوند که ممکن است با مواد رگه‌ای حاصل از انحلال پر شوند. در نتیجه بیشتر کاتاکلاست‌ها و برش‌ها شامل رگه‌های فراوان کوارتزی یا کربناتی هستند. جریان‌های کاتاکلاستی معمولا در شرایطی با کرنش‌های بالا رخ می‌دهند. شرایط فیزیکی بیشتر به نوع کانی‌های درگیر و فشار سیال بستگی دارد به‌گونه‌ای که فشار بالای سیال، جریان کاتاکلاستیک را سرعت می‌بخشد.

۴-۲. شکستگی‌های ریز: شکستگی‌های ریز حاصل باز شدن مجراهای بین دانه‌ای در اثر نیروهای کششی هستند. پیشرفت و گسترش شکاف‌ها یا شکستگی‌ها باعث کاهش اندازه دانه‌ها می‌گردند؛ این مواد گوژ گسله بوده که اگر حاوی فیلوسیلیکات باشند به طور حتم برگوارگی نیز در آنها تشکیل خواهد شد، (White, 1982). مطالعه بر روی گوژهای منطقه نشان می‌دهد که ریزساخت‌هایی مانند Ridel shear، جهت‌یافتگی مخصوصی مطابق با مرز زون گسله دارند که همواره با افزایش تغییر شکل بر میزان آنها افزوده می‌شود. ریز شکستگی‌ها عموما در دمای پایین ظاهر می‌شوند، پس این قبیل عوارض در ژرفای کم اتفاق می‌افتند ولی می‌توان تصور کرد به شرطی که فاز سیال کلی غلبه کند این پدیده‌ها قادرند در هر ژرفایی تشکیل شوند.

۴-۳. جادررفتگی خزشی: جادررفتگی خزشی سبب تولید یک سلول ساده برش(shearing) بلوری در سیستم‌های لغزشی می‌شود. این پدیده به علت وجود نقص در شبکه بلوری به‌وجود می‌آید که ممکن است نقص در شبکه به صورت نقطه‌ای یا خطی باشد. نقص نقطه‌ای می‌تواند به دلیل حضور اضافی یک یا چند اتم در شبکه یا به دلیل فضای خالی ناشی از فقدان یک یا چند اتم در شبکه بلورین ایجاد شده باشد. تغییر شکل‌های مربوط به این پدیده بیشتر از طریق مهاجرت جادررفتگی‌ها و فضاهای خالی صورت می‌گیرد. سازوکارهایی که به موجب این عمل تحقق می‌یابند به نام جادررفتگی خزشی معروف هستند. اگر سرعت انتشار به حد کافی سریع باشد، ممکن است جادررفتگی خزشی در دماهای بالا نیز تحقق یابد. در دگرشکلی‌هایی که در مناطق برشی مشاهده می‌شوند، ممکن است فقط در بخشی از آثار جادررفتگی خزشی آشکار باشد چرا که در بیشتر اوقات با ادامه تغییر شکل و کاهش تنش، مراحل بهبود یا بازیافت باعث از بین‌رفتن جادررفتگی می‌گردند. تیغه‌ها و باندهای دگرریختی که جهت‌یافتگی ترجیحی در راستای جهت‌های بلورشناختی دارند، از نشانه‌های مربوط به جادررفتگی هستند و تبلور مجدد دانه‌های ریز (عموما درون دانه‌های بدون جهت‌یافتگی) و تبلور دینامیکی دانه‌ها در امتداد مرز دانه‌ها از نشانه‌های مربوط به بهبود هستند. مقدار تبلور مجدد در سنگ با افزایش دما، تغییر شکل و مقدار آب رابطه مستقیم دارد. بنابراین اندازه دانه‌های تبلور مجدد یافته و تمایل آنها به داشتن ابعاد مساوی با افزایش دما و مقدار آب زیاد می‌شود، (Bell & Rubenachm, 1983). دگرریختی توسط جادررفتگی در سرتاسر محدوده برای بسیاری از کانی‌ها صورت گرفته است. دمای عبور از محدوده شکستگی‌های ریز به محدوده جادررفتگی خزشی برای کانی‌های مختلف متفاوت است و با میزان آب در بعضی کانی‌ها تغییر می‌کند. بر اساس بررسی‌های انجام گرفته مشخص شده است که کوارتزها عموما با این سازوکار در شرایط رخساره شیست سبز (White, 1982)، فلدسپات پتاسیک در شرایط پایین رخساره آمفیبولیت و حد بالای رخساره شیست سبز و پلاژیوکلازها در حد وسط تا بالای رخساره آمفیبولیت (Etheridge et al., 1983)، دگرریخت می‌شوند. پس می‌توان با مشاهده این سازوکارها در کانی‌های یاد شده مقدار تنش مؤثر در محصولات میلونیتی را برآورد کرد.

۴-۴. ماکل‌های مکانیکی: ماکل‌های مکانیکی و جادررفتگی خزشی مراحل مشابهی دارند که می‌توانند در دمای تقریبا کمی ایجاد شوند. بنابراین دو سازوکار در اثر نیروهای شدید، باعث تغییر شکلی ناچیز در بیشتر کانی‌ها می‌شوند.

۴-۵. بازیافت: بهبود یا بازیافت باعث مرتب شدن جادررفتگی در شبکه‌های صفحه‌ای می‌گردند، این شبکه‌ها به عنوان دیواره‌های ریزدانه (Subgrain) شناخته می‌شوند. یک دیواره ریز دانه را می‌توان مانند یک صفحه جدا کننده دو قطعه بلور تصور نمود که نسبت به یکدیگر چرخیده‌اند. جهت مرز ریزدانه بستگی به جهت سیستم لغزش جادررفتگی‌هایی که در آن بلورها انباشته شده‌اند دارد. افزون بر بهبود، فرایندهای دیگری مانند تبلور مجدد نیز باعث کاهش چگالی جادررفتگی در بلورهای تغییر شکل یافته می‌گردند. تبلور مجدد ممکن است به دو صورت اتفاق افتد:

الف) مهاجرت مرز دانه‌ها (Grain boundary migration = G.B.M)

ب) تبلورمجدد با چرخش ریزدانه‌ها (Subgrain rotation recrystalization = S.R.R)

در حالت اول، دو بلور از یک کانی دارای چگالی جادررفتگی متفاوتی هستند که در این وضعیت مرز بین دو دانه به طرف داخل بلوری که چگالی جادررفتگی بالاتری دارد حرکت می‌کند (شکل ۳). حال اگر دو بلور مجاور تفاوتی از لحاظ چگالی جادررفتگی نداشته باشند، تبلور مجدد قادر نیست که ابعاد بلور را بزرگ‌تر نماید، بلکه در این حالت بعضی از بلورها جهت‌یافتگی خود را نسبت به بلورهای اطراف تغییر داده که به آن چرخش ریز دانه (S.R.R) می‌گویند (شکل ۴).

۴-۶. انتشار خزشی: انتشار خزشی باعث تغییر در شکل دانه‌ها می‌شود، به عبارتی این سازوکار باعث حرکت مواد از بین دانه‌ها یا در امتداد مرز دانه‌ها می‌گردد. اگر مقداری آب در مرز دانه‌ها وجود داشته باشد (مانند سنگ‌های پوسته‌ای) هندسه مشابه با سازوکار دگرریختی انحلال فشاری می‌تواند انجام شود (شکل ۵). در صورتی که اعمال نیرو شدید باشد عمل انتشار از طریق مرز باریک بین دانه‌ها و اگر نیروی وارده ضعیف باشد انتشار از طریق فضای خالی موجود در مرز دانه‌ها (اگر وجود داشته باشد) صورت می‌گیرد. از نشانه‌های بارز دگرریختی توسط انتشار در منطقه مورد مطالعه، انحلال مواد اطراف دانه‌ها است که در واقع در اثر فشار، عمل انحلال صورت می‌گیرد و در مناطقی که فشار ناچیزی اعمال شود، (مناطق سایه فشاری و رگه‌های موجود در شکستگی‌های کششی) ته نشینی و رسوب مواد صورت می‌گیرد. اصطلاح "تغییر شکل خمیری بلور" برای حالاتی که اثر دو سازوکار جادررفتگی خزشی و انتشار خزشی را نتوان از هم تفکیک کرد، به کار می‌رود (Passchier & Trouw, 1996).

۴-۷. لغزش مرز دانه‌ها: یکی دیگر از سازوکارهای تغییر شکل، لغزش مرز دانه‌ای است که معمولا در مناطقی مشاهده می‌شود که سازوکارهای دیگر نیز آشکارا قابل مشاهده‌اند. این سازوکارها در مکان‌هایی که تجمعی از دانه‌های ریز تقریبا هم‌اندازه وجود داشته باشند، اهمیت بیشتری دارد (Schmid, 1982). برای بررسی این سازوکار بایستی توجه کرد که افزون بر شرایط یاد شده، نباید سنگ دگرریخت شده جهت‌یافتگی خاصی داشته باشد؛ برای مثال، سنگ‌هایی مانند

www.SID.ir

Archive of SID

کلسیت یا کوارتز میلونیتی بهترین نمونه‌ها برای ردیابی و مطالعه این قبیل سازوکارها هستند. اگر یک دانه در اثر شکستگی یا تبلور مجدد دینامیک به دانه‌های ریزتری تبدیل شود، دگریختی توسط لغزش مرز دانه‌ای باعث افزایش خاصیت شکل‌پذیری آن می‌گردد، آن گونه که در نیروهای بسیار شدید هم هیچگونه تغییری در اندازه و شکل دانه ایجاد نمی‌شود.

تمام سازوکارهای دگریختی که در بالا ذکر شد، در سنگ‌های میلونیتی این منطقه قابل مشاهده هستند. کاهش اندازه دانه‌ها یکی دیگر از شاخص‌های میلونیت است که می‌تواند در اثر شکستگی یا تبلور مجدد دینامیکی همراه با جادررفتگی خزشی صورت گیرد.

بسیاری از میلونیت‌ها سنگ‌هایی هستند که از چندین بلور تشکیل شده‌اند. در این حالت کانی‌های مختلف با وجود شرایط فیزیکی یکسان توسط سازوکارهایی متعدد تحت تأثیر قرار گرفته و در نتیجه بعضی از آنها در مقابل نیروهای وارده به صورت شکننده و بعضی دیگر به صورت نرم و شکل‌پذیر دگریخت می‌شوند. بنابراین در مناطق میلونیتی، مطالعه سنگ‌هایی که فقط از یک نوع کانی تشکیل شده‌اند مانند کلسیت دشوار است.

از ساخت و بافت‌های مشخص دگرشکلی که در گابروهای میلونیتی این منطقه به چشم می‌خورد می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

الف) برگوارگی: از مهم‌ترین آثار دگرشکلی که در بیشتر نمونه‌های سنگی منطقه دیده می‌شود، برگوارگی است. این برگوارگی در گابروهای میلونیتی، ناشی از کشیدگی کانی‌هایی مانند آمفیبول و پلاژیوکلاز و قرارگیری این کانی‌ها در جهت کشش می‌باشد. این نوع ساخت معمولا در پهنه‌های تغییرشکل شکل‌پذیر (داکتیل) به‌وجود می‌آید.

ب) خطوارگی: یکی از ویژگی‌های سنگ‌های میلونیتی، وجود خطوارگی است که از انتظام کانی‌های اولیه مانند آمفیبول در جهت کشش و در شرایط خمیری به‌وجود می‌آید (شکل ۶). خطوارگی و برگوارگی معمولا در سنگ‌هایی که دارای چند کانی هستند، دیده می‌شوند و در سنگ‌های تک کانی و یا در شرایط دگرشکلی خیلی شدید به علت تبلور مجدد بالا، ممکن است دیده نشوند (Passchier & Trouw, 1996).

ج) ساختارهای مشخص‌کننده سوی برش: فابریک‌های مختلفی در سنگ‌های میلونیتی وجود دارند که با توجه به آنها می‌توان جهت برش را تشخیص داد. برای تشخیص صحیح جهت برش، باید نمونه‌برداری از سطوح عمود بر برگوارگی و موازی با خطوارگی صورت گیرد. در پهنه‌های برشی که در شرایط دگرگونی درجه پایین تا متوسط تشکیل شده‌اند، تعداد زیادی از این ساختارها و فابریک‌ها قابل تشخیص هستند. فابریک‌هایی از این دست که در سنگ‌های میلونیتی منطقه مشاهده شده‌اند به شرح زیر هستند:

۱) پورفیروکلاست‌ها: بسیاری از میلونیت‌های منطقه شامل پورفیروکلاست‌هایی هستندکه بقایایی از مجموعه کانی‌های پایدار سنگ اولیه بوده و اندازه آنها از سایر دانه‌های موجود در زمینه بزرگ‌تر است و معمولا برگوارگی موجود در زمینه، پورفیروکلاست‌ها را دور می‌زنند. تشکیل پورفیروکلاست‌ها به دلیل اختلاف در رئولوژی (واکنش‌پذیری) بین کانی‌های سازنده سنگ در مقابل اعمال نیروهای دگرشکل کننده است به طوری که کانی‌های نسبتا سخت مانند پلاژیوکلازها و آمفیبول‌ها نسبت به دگرشکلی پلاستیک بلورین حتی در درجات بالای دگرگونی نیز مقاوم هستند و حین دگریختی در پهنه‌های برشی تشکیل پورفیروکلاست را می‌دهند در حالی که آنهایی که نسبتا شکل پذیر هستند مانند میکاها زمینه جهت‌یافته را تشکیل می‌دهند. از این رو، مطالعه پورفیروکلاست‌ها برای مشخص نمودن سوی برش بسیار سودمند است.

در این منطقه پورفیروکلاست‌ها عموما توسط دانه‌های ریزی از جنس خود احاطه شده‌اند که به آن ساخت هسته ـ پوش (Core-mantle structure) می‌گویند.

پورفیروکلاست‌های آمفیبول دارای خاموشی موجی و شکستگی‌های ریز هستند و در برخی از نمونه‌ها خم‌شدگی رخ‌ها نیز به چشم می‌خورد (شکل‌های ۷ و ۸).

دانه‌های ریز اطراف پورفیروکلاست‌ها، یک بافت تدریجی از خود نشان می‌دهند بدین شکل که از مرکز پورفیروکلاست به سمت حاشیه ریزتر، هم‌اندازه و زاویه‌دارتر می‌گردند و معمولا مرز این دانه‌ها موازی یا تقریبا موازی با سطح رخ (کلیواژ) است. تشکیل این دانه‌های ریز به موجب کاتاکلاستی‌شدن و احتمالا در رابطه با تجمع جادررفتگی و یا نفوذ سیال طی واکنش‌های دگرگونی است. دانه‌های ریز معمولا خاموشی متفاوتی نسبت به هسته پورفیروکلاست دارند که این امر به خاطر موقعیت متفاوت جهت‌های بلورشناختی (کریستالوگرافی) در امتداد سطوح موازی با رخ (110) است (محمدیها، ۱۳۷۹). در پلاژیوکلازها خاموشی موجی ناشی از وجود شکستگی‌های ریز و چرخش قطعات در اثر دگرشکلی کاتاکلاستی است.

افزون بر آمفیبول‌هایی که به صورت پورفیروکلاست در این سنگ‌ها به چشم می‌خورند و در واقع از سنگ مادر به جا مانده و متحمل تغییرات دگرشکلی قرار گرفته‌اند، دسته دیگری از آمفیبول‌ها نیز وجود دارند که در پیرامون پورفیروکلاست‌ها تشکیل یافته و در امتداد سطوح برگوارگی کشیدگی پیدا کرده‌اند (شکل ۹). علاوه بر سطوح برگوارگی و مناطق سایه فشار پورفیروکلاست‌ها، این آمفیبول‌ها ممکن است در محل شکستگی‌ها و یا سطوح رخ (سطوح ضعف بلورها که معمولا با برگوارگی هم موازیند) نیز متبلور گردند (شکل ۱۰). این دسته از آمفیبول‌ها که می‌توان تشکیل آنها را همزمان یا بعد از فازهای دگریختی (میلونیتیزاسیون) دانست، یا فاقد شواهد دگرشکلی‌اند و یا به طور ضعیف آن را نشان می‌دهند.

موارد اشاره شده را می‌توان در مورد پلاژیوکلازها نیز بسط داد. در گابروهای میلونیتی وجود خاموشی موجی، کاهش اندازه دانه‌ها، خم‌شدگی سطوح ماکل (شکل ۱۱)، ساخت‌های هسته – پوش و ریزگسله‌ها در پلاژیوکلازها می‌تواند حاکی از عملکرد سازوکارهای تغییر شکل بین بلورین، خزش جادررفتگی، شکستگی‌های ریز و یا کاتاکلاستی شدن باشد.

یکی از نشانه‌های دگریختی شدید در مورد پلاژیوکلازها وجود ماکل‌های مکانیکی یا ماکل‌هایی است که در اثر دگریختی به وجود آمده‌اند (شکل ۱۲). در این سنگ‌ها پیروکسن به ندرت قابل مشاهده است و در صورت وجود از اطراف به آمفیبول یا کلریت تبدیل شده است (شکل ۱۳). کلریت نیز در این نمونه‌ها کمیاب است. تنها عامل این موضوع را می‌توان به ترکیب شیمیایی توده نسبت داد که احتمالا به دلیل کمبود آهن و آلومینیم، مقدار کلریت در این سنگ‌ها ناچیز است و اغلب از تجزیه آمفیبول‌ها حاصل شده‌اند (شکل ۱۴). مقدار کوارتز نیز در این سنگ‌ها کم و تشخیص آن مشکل است ولی در بعضی از نمونه‌ها این کانی در مناطق سایه فشار پورفیروکلاست‌ها متبلور شده است.

اکسیدهای آهن و اسفن در بعضی نمونه‌ها قابل مشاهده‌اند و در بیشتر آنها ایلمنیت در سطوح برگ‌وارگی تبلور مجدد یافته است و در بعضی از سنگ‌ها نیز اکسید آهن توسط باند نازکی از اسفن احاطه شده است. با افزایش میزان دگرشکلی، ایلمنیت کاهش یافته و در نهایت اسفن جایگزین آن می‌شود.

۲) ساختارهای هم سو(Synthetic) و ناهم سو (Antithetic) با سوی برش: یکی دیگر از ساختارهایی که به‌وسیله آن می‌توان جهت حرکت در پهنه‌های برش را تشخیص داد، ساختارهای هم‌سو و ناهم‌سو با سوی برش هستند. این ساختارها در اثر تکه تکه شدن لایه‌ها و پورفیروکلاست‌های مقاوم توسط گسله‌های کوچک و موازی به وجود می‌آیند (Passchier & Trouw, 1996) (شکل ۱۵). به این ساختارها، ساختارهای قفسه کتابی (Bookshelf Structure) نیز گفته می‌شود (Ramsay & Huber, 1987). با توجه به حرکت نسبی گسله‌های کوچک و خوابیدگی قطعات بریده شده بر روی هم می‌توان جهت برش اصلی را تشخیص داد. در سنگ‌های دگرشکل شده منطقه، کانی‌های مقاومی مانند پلاژیوکلازها تحت تأثیر برش، تکه تکه شده و ساختارهایی از این دست را به وجود آورده‌اند (شکل ۱۶).

www.SID.ir

Archive of SID

۳) میکاهای ماهی شکل (Mica Fish): یکی دیگر از شکل‌هایی که باعث تشخیص جهت برش در سنگ‌های دگرریخت شده می‌شود، نحوه قرارگیری کانی‌های میکایی است (شکل ۱۷).

د) وجود توده‌های بزرگ بدون برگوارگی در داخل مجموعه برگواره‌دار: در پهنه‌های برش گاهی بعضی از قسمت‌های سنگی از تأثیر دگرریختی در امان مانده و فاقد هرگونه آثار دگرشکلی مانند سطوح برگوارگی هستند (شکل ۱۸). در نگاه اول شاید تصور شود که این توده‌ها پس از فرایند دگرشکلی در داخل مجموعه نفوذ کرده‌اند ولی آشکارا می‌توان دید که برگوارگی موجود در سنگ‌های دگرریخت شده مجاور این توده‌های سالم را در بر گرفته و آنها را دور می زنند. طبق شواهد صحرایی می‌توان دریافت که اختلاف در آهنگ کرنش می‌تواند چنین ساختارهایی را به وجود آورد. از این ویژگی می‌توان در تعیین پروتولیت سنگ‌های دگرریخت شده منطقه سود جست.

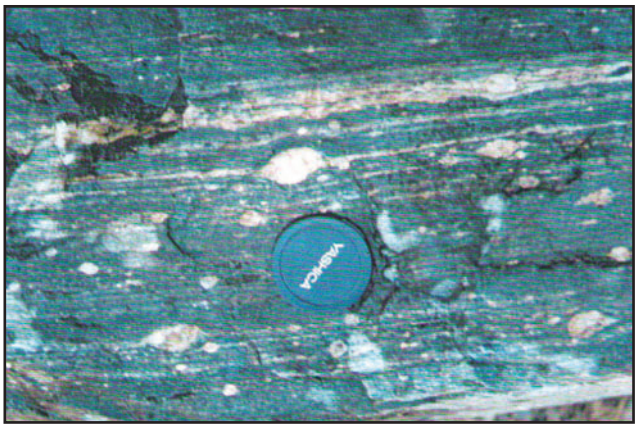
ه) ساخت تفریق یافته نواری (Segregation banding): در این ساخت تناوب لایه‌ای آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها کاملا مشخص است. این منظره هم در نمونه‌های دستی و هم مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود. این ساخت به دلیل مهاجرت مکانیکی ناشی از فرایندهای دگرشکلی پس از تشکیل یک سنگ ناهمگون (هتروژن) به وجود می‌آید (Passchier, 1991).

و) کینک شدگی برگوارگی: در سنگ‌های به شدت دگرریخت شده منطقه که به دلیل فراوانی کانی‌های میکایی به آنها فیلونیت گفته می‌شود، برگوارگی‌ها اغلب متحمل کینک شدگی شده‌اند (شکل ۱۹).

۵- نتیجه گیری

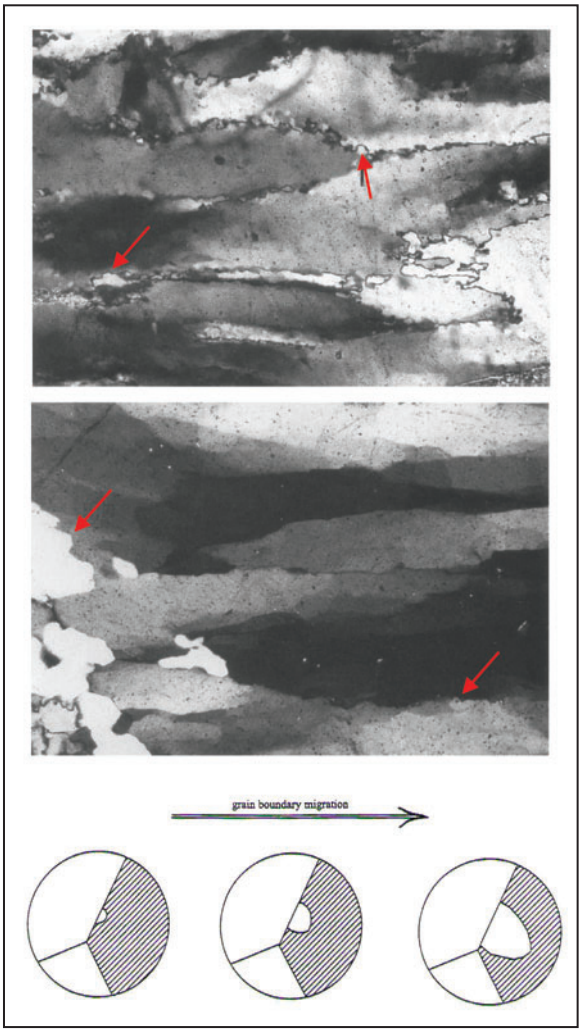
گابروهای میلونیتی شمال خاورسرو مورد بررسی سنگ‌شناختی قرار گرفته که نتایج حاصل به شرح زیر است:

- بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که سنگ‌های مورد مطالعه تحت تأثیر دگرشکلی و دگرگونی دینامیک قرار گرفته‌اند.
- بافت و ساخت‌های دگرشکلی موجود در گابروهای میلونیتی منطقه عبارتند از: توسعه برگوارگی میلونیتی، خطوارگی ناشی از کشیده شدن کانی‌های مقاوم، پورفیروکلاست‌های با تقارن منوکلینیک، مناطق سایه فشار، ساختارهای هم‌سو و ناهم‌سو با جهت برش، وجود میکاهای ماهی شکل و ساخت تفریق یافته نواری ناشی از مهاجرت مکانیکی.
- با توجه به پاراژنز کانیایی موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه و با توجه به سازوکارهای دگرشکلی در کانی‌های تشکیل دهنده آن می‌توان گفت که دگرگونی در این ناحیه در حد بالایی رخساره شیست سبز و در حد زیرین رخساره آمفیبولیت به‌ویژه در حد زیر رخساره اپیدوت ـ آمفیبولیت است.



شکل ۱- نمایی از بافت میلونیتی در سنگ‌های دگرریخت شده منطقه مورد مطالعه

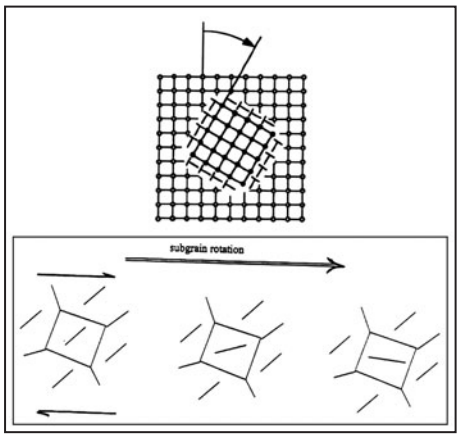
شکل ۲- موقعیت نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو (گنگجین) و نیز موقعیت محدوده مورد مطالعه



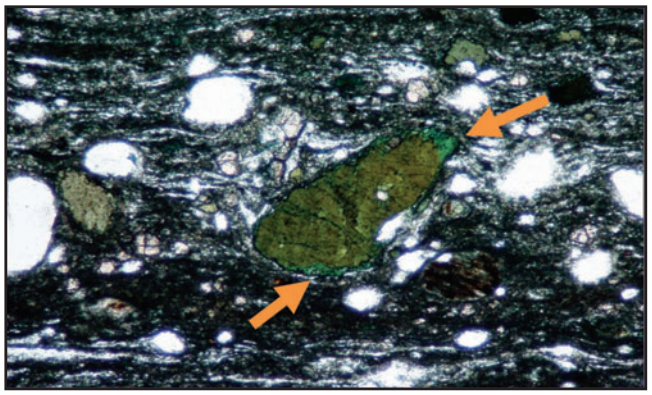
شکل ۳- مهاجرت مرز دانه‌ها (G.B.M)؛ دانه با چگالی جادررفتگی کمتر (روشن) به سمت دانه‌ای با چگالی جادررفتگی بالا (تیره) متورم می‌شود.

www.SID.ir

Archive of SID

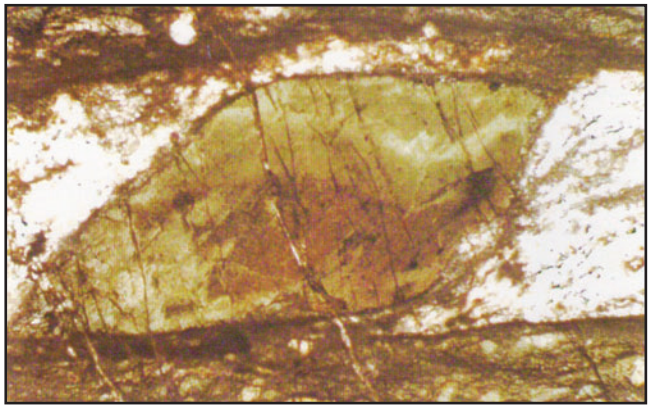


شکل ۴- تبلور مجدد با چرخش ریزدانه‌ها (S.R.R)؛ چرخش یک ریزدانه در پاسخ به مهاجرت جادررفتگی‌ها به سمت دیواره ریزدانه‌ها طی تغییر شکل پیشرونده.

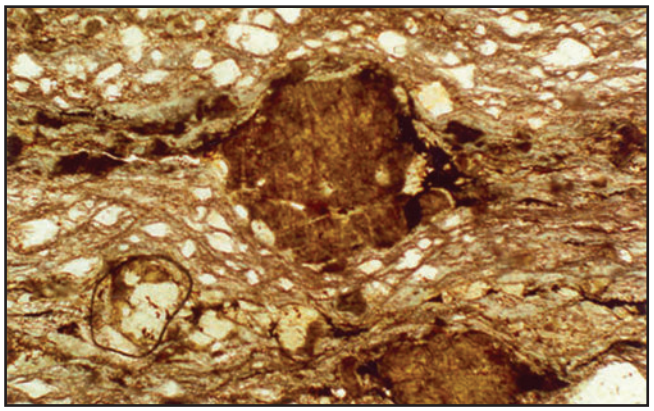


شکل ۵ - تبلور مجدد در اثر انتشار خزشی در امتداد مرز کانی آمفیبول

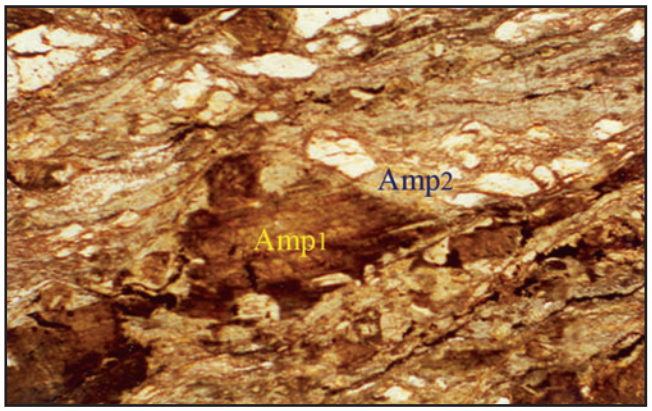
شکل ۶- خطوارگی ناشی از میلونیتی شدن در بیشتر آمفیبولیت‌ها (هم‌ارزگابروهای میلونیتی) منطقه



شکل ۷- پورفیروکلاست آمفیبول که نشانگر حرکت راست‌بر سوی برش است (بزرگنمایی ۴۰)



شکل ۸- پورفیروکلاست آمفیبول. هر چند تشخیص سوی برش مشکل است ولی به نظر می‌رسد که جهت برش راست‌بر است (بزرگنمایی ۴۰)

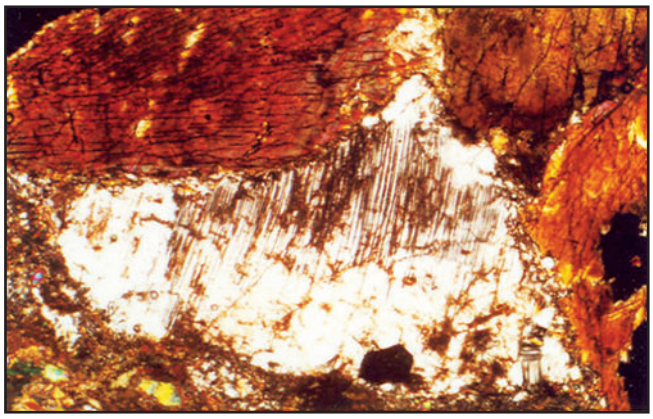


شکل ۹- آمفیبول‌هایی که در حین دگرشکلی در امتداد برگوارگی تبلور یافته‌اند (Amp_2) (بزرگنمایی ۴۰)

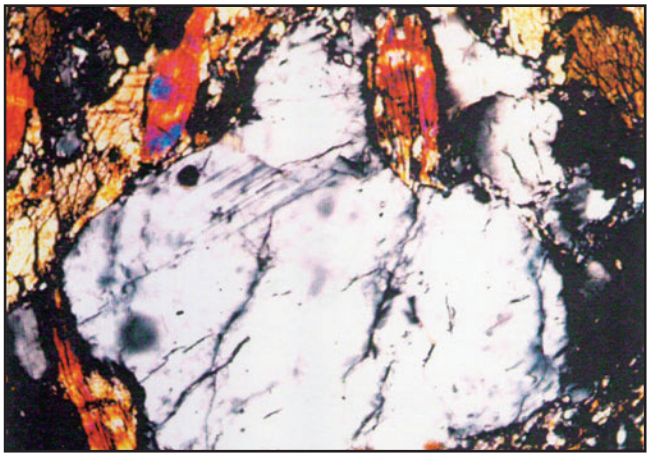
www.SID.ir

Archive of SID

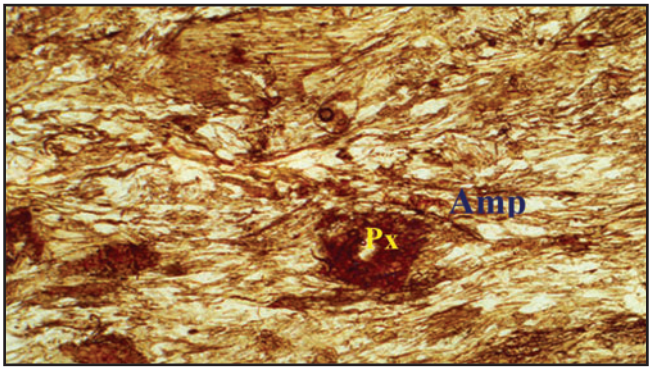
شکل ۱۰- آمفیبول‌هایی که در اثر دگرریختی: الف) در محل شکستگی‌ها یا امتداد رخ‌ها و ب) در حاشیه آمفیبول‌های قبلی تشکیل شده‌اند (بزرگنمایی ۴۰)



شکل ۱۱- یکی از آثار دگرشکلی در پلاژیوکلازها خم‌شدگی سطوح ماکل است (بزرگنمایی ۴۰)



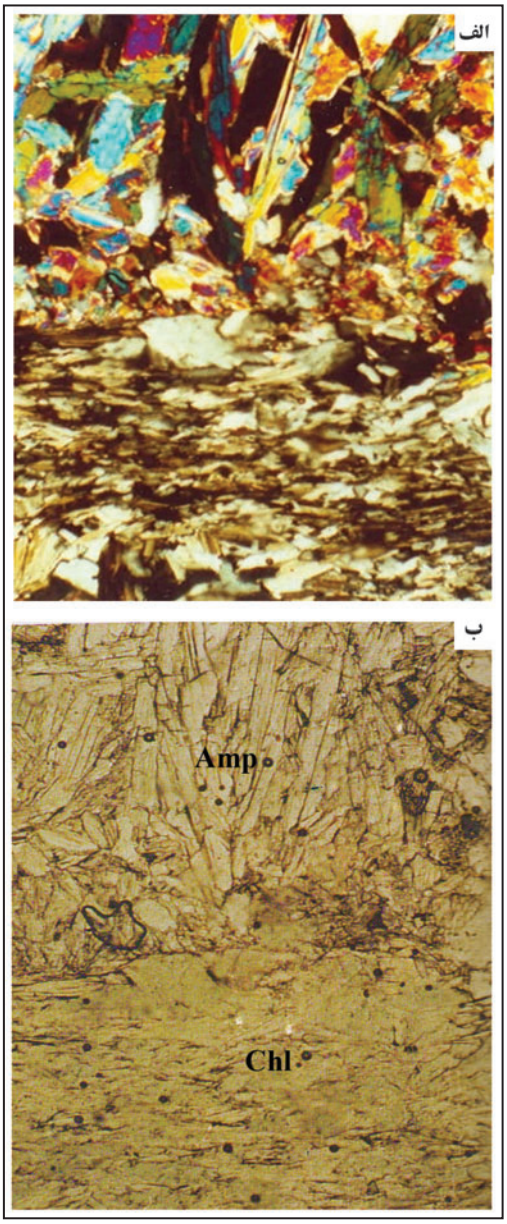
شکل ۱۲- ماکل مکانیکی در پلاژیوکلازها یکی از نشانه‌های دگرشکلی شدید در این کانی‌هاست (بزرگنمایی ۴۰)



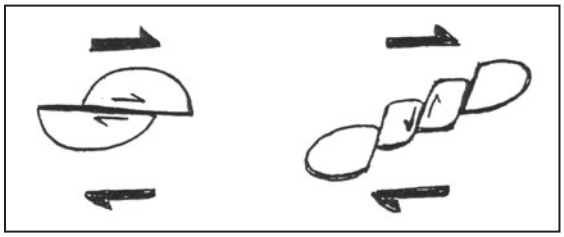
شکل ۱۳- تبدیل پورفیروکلاست پیروکسن از اطراف به آمفیبول طی دگرریختی (بزرگنمایی ۴۰)

www.SID.ir

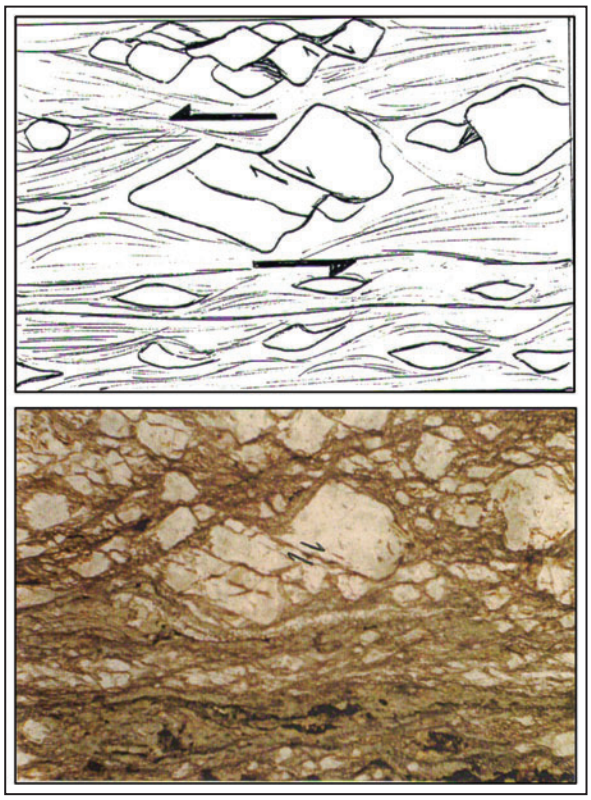
Archive of SID



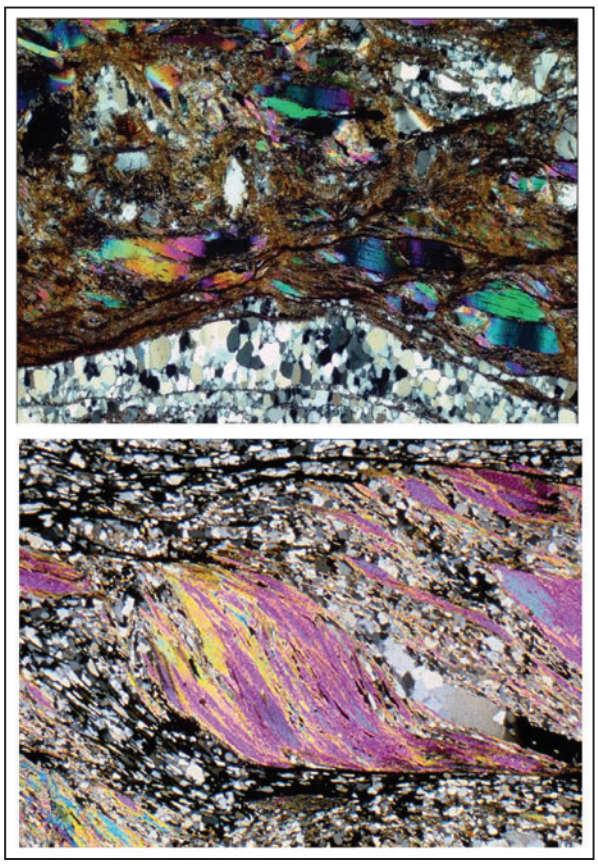
شکل ۱۴- تبدیل آمفیبول به کلریت در اثر دگریختی (بزرگنمایی ۴۰).
الف) نور پلاریزه ب) نور طبیعی



شکل ۱۵- تشکیل گسل‌های کوچک هم‌سو و ناهم‌سو با سوی برش و تشخیص جهت برش با توجه به پله پله شدن قطعات گسل‌های کوچک هم‌سو و ناهم‌سو با جهت برش (فلش بزرگ) (بر گرفته از Passchier & Trouw, 1996)



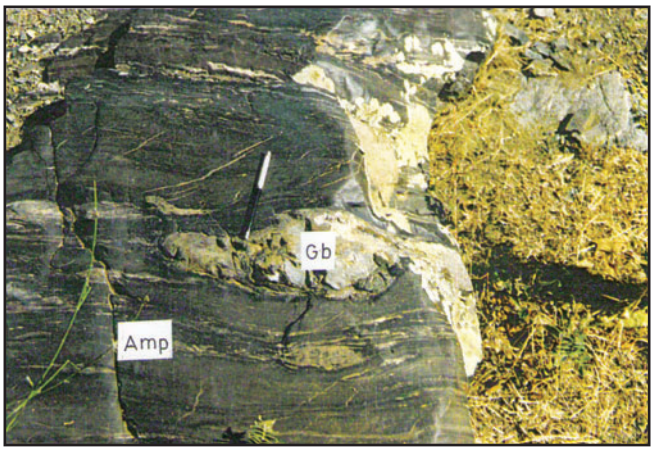
شکل ۱۶- با توجه به ساختارهای هم‌سو و ناهم‌سو با سوی برش، جهت برش به صورت چپ‌بر تشخیص داده شده است.



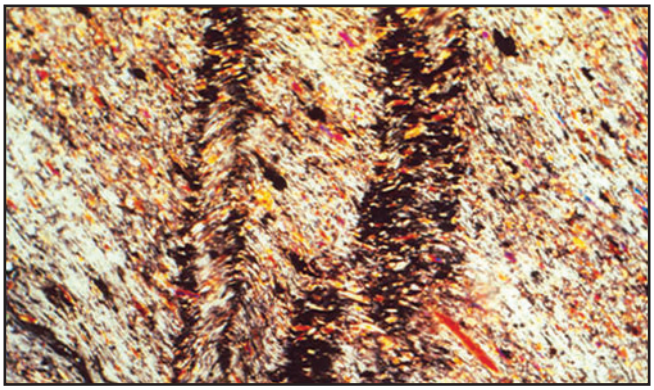
شکل ۱۷- میکای ماهی شکل نشان‌دهنده جهت چپ‌گرد برش در این نمونه است (بزرگنمایی ۴۰)

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۸- قطعاتی از سنگ اولیه (پروتولیت) بدون این‌که تحت تأثیر دگرشکلی قرار گیرند در داخل مجموعه دگرریخت شده واقع شده‌اند.



شکل ۱۹- کینک شدگی کانی‌های کلریت در یک فیلونیت، از سازوکارهای دگرریختی موجود در منطقه (بزرگنمایی ۴۰)

کتابنگاری

حقی‌پور، ع.، آقانباتی، ع.، ۱۳۶۷- شرح نقشه زمین‌شناسی ورقه سرو، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سبزه‌ای، م.، محمدیها، ک.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی گنگجین (سرو)، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

محمدی ترک آباد، ح.، ۱۳۸۰- بررسی ویژگی‌های دگرشکلی و دگرگونی گرانیت‌های ورقه ۱:۵۰۰۰۰ گنبد (شمال غرب ارومیه)، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

محمدیها، ک.، ۱۳۷۹- پترولوژی دگرگونی سنگ‌های بازیک و الترابازیک برگه ۵۰۰۰۰ : ۱ قولنجی (شمال ارومیه) پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

Bell, T. H. & Rubenach, M. J., 1983- Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive metamorphism. Tectonophysics, 92:171-194.

Etheridge, M. A., Wall, V. T. & Vernon, R. H., 1983- The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. J. Metamorphic Geol., 1:205 – 226.

Passchier, C. W., Myers, J. S. & Kroner, A., 1991- Field geology of high-garde gneiss terrains. Narosa publi. House, New. Delhi, 150p.

Passchier, C.W. & Trouw, J. S., 1996- Microtectonics, springer-Verlag, Berlin, Germany. 289p.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1987- The techniques of modern structural Geology, Vol:2; Folds and Fractures. Acadamic press, London, 700p.

Schmid, S. M., 1982- Microfabric studies as indicators of deformation mechanism and flow lows operative in mountain building. In: Hsu Kj (ed) Mountain building processes. Academic press. New-york. Pp 95-110.

White, S. H., 1982- Fault rocks of the Moine thrust zone: A guide to their nomenclature. Textures and Microstructures, 4:211-221.

www.SID.ir

Archive of SID

Mechanism of Deformation and the Associated Microstructures in the Basic Mylonitic Rocks, NW Urumieh

K. Mohammadiha [1*], M. Sabzehie [2], M. Ghahraie pour[1] & J. Radfar [1]

[1] Master of Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

[2] Ph.D. , Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2010 March 04 Accepted: 2011 January 26

Abstract

A large widespread outcrop of granitoid - mylonitic gabbros complexes is observed in northeastern part of Serow, NW Iran. Those rocks were considered as Precambrian gneiss and metamorphic rocks (Haghipour and Aghanabati, 1977), or alternatively, a complex of acidic to basic igneous rocks which have undergone intense deformation and dynamic metamorphism by shearing (Mohammadiha, 2000; Mohammadi Torkabad, 2001). The basic mylonitic rocks in the studied area are simply composed of plagioclase, hornblende, actinolite, chlorite, and epidote. They display minor remains of primary pyroxenes which are largely replaced by amphibole. Feldspars have been altered to epidote, and secondary plagioclase (more sodic) and roughly sericite. There are some gabbros with clastic and lentiform fabric which were not affected by dynamic deformation in the shear zone. Cataclastic flow, micro fracturing, dislocation creep, recovery, diffusion creep, grain boundary sliding and pressure dissolution are the dominant deformation mechanisms influenced the complexes. The consequent structures are foliation, lineation, undoluse extinction, porphyroclasts with core-mantle structure, micro fractures parallel and unparallel with brecciation, mechanical twining, mica fish structure, banded differentiated structure and kinked foliation. We conclude that the whole observed evidences demonstrate a major dynamic deformation in a brecciated zone in the studied area.

Keywords: Basic mylonitic rocks, Deformation, Brecciated zones, Metamorphism, Urumieh

For Persian Version see pages 47 to 54

*Corresponding author: K. Mohammadiha; E-mail: K.Mohammadiha@gmail.com

www.SID.ir