

تحلیل هندسی، جنبشی و مراحل دگرریختی سنگ‌های دگرگونی پیرامون مشهد

میثم کوهیما^{۱،۲*}، محمدرضا شیخ‌الاسلامی^{۱،۲} و محمدرضا قاسمی^۱

^۱ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲ گروه زمین‌ساخت، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۴/۰۸

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۰۵/۳۰

چکیده

سنگ‌های دگرگونی پیرامون مشهد در چندین مرحله دچار دگرگونی و دگرریختی شده‌اند که در هر مرحله، کانی‌ها و عناصر ساختمانی خاصی تشکیل شده‌اند. درجه دگرگونی در سنگ‌های پلیتی از رخساره شیست سبز تا رخساره آمفیبولیت است. در سنگ‌های منطقه، برگوارگی‌ها به‌طور کلی دارای شیب تند به سوی شمال‌خاور بوده و خطوارگی‌ها، به‌طور عمده دارای میل متوسط و کم (کمتر از ۳۰ درجه) به سوی شمال‌باختر هستند. بررسی جنبشی ساختارهای نرم در مقیاس‌های میکروسکوپی و رخنمون نشان‌دهنده اعمال برش از نوع راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه معکوس از شمال‌باختر به سوی جنوب‌خاور در پهنه‌های برش است. مقایسه تحلیل جنبشی چین‌های مزوسکوپی همزمان با دگرریختی، با سواهای برش به‌دست آمده برای پهنه‌های برش نرم منطقه، نشان‌دهنده تقسیم‌شدگی کرنش در منطقه است. با توجه به بررسی‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های منطقه در دو مرحله دچار دگرریختی نرم شده‌اند و در مرحله‌های بعدی دگرریختی نرم-ترد و ترد بر آنها اثر کرده است. مراحل اول و دوم دگرریختی به صورت پیش‌رونده و پیوسته است که با اوج دگرگونی در منطقه همراه بوده‌اند. مرحله اصلی دگرگونی همزمان با کوه‌زایی سیمرین پیشین است.

کلیدواژه‌ها: برگوارگی، خطوارگی، دگرریختی نرم، پهنه برش، تقسیم‌شدگی کرنش.

* نویسنده مسئول: میثم کوهیما

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در شمال‌خاور کوه‌های بینالود و در پیرامون شهر مقدس مشهد (قسمت شمال‌باختر، باختر و جنوب) قرار گرفته است. این منطقه به‌طور عمده از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک، سنگ‌های پلیتی و کربناتی دگرگون‌شده، گرانیتوئید و فیلیت‌های مشهد با راستای عمومی شمال‌باختر- جنوب‌خاور تشکیل شده است. از آنجا که سنگ‌های پلیتی و کربناتی، فرایندهای دگرگونی و دگرریختی را بهتر از سنگ‌های دیگر نشان می‌دهند، در این نوشتار سعی شده است تحلیل ساختمانی و تفکیک مرحله‌های دگرریختی در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی و نیز ارتباط دگرگونی و دگرریختی در این سنگ‌ها مورد بررسی قرار گیرد.

۲- روش مطالعه

طی عملیات صحرایی، برداشت‌های ساختمانی مورد نظر در برش‌های تعیین شده، انجام گرفت. جهت مطالعات پتروفابریک و تعیین سوی برش در برخی نقاط، چهل نمونه سنگی جهت‌دار برداشته شد و برای تهیه مقاطع نازک جهت‌دار، برش به‌صورت عمود بر محور تقارن متوکلنیک نمونه‌های دستی انجام گرفت. به منظور بررسی جنبشی منطقه مورد مطالعه، نتایج حاصل با وضعیت ساختمانی هر نمونه (برگوارگی و خطوارگی درازشدگی کانی) و برداشت‌های صحرایی ترکیب شد. مطالعات آزمایشگاهی شامل تعیین رخساره دگرگونی سنگ‌ها در مقاطع نازک، بررسی ارتباط تبلور برخی از کانی‌ها با دگرریختی، سازوکارهای دگرریختی و شاخص‌های سوی برش بوده است. تفکیک مرحله‌های دگرریختی در واحدهای مختلف با بهره‌گیری از شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی انجام گرفته است و با توجه به بافت موجود در سنگ‌ها و رابطه پورفیروبل‌ها با برگوارگی‌های موجود، ارتباط بین مرحله‌های دگرریختی با مرحله‌های دگرگونی مورد تفسیر قرار گرفته است. مجموعه سنگی مورد مطالعه، سنگ‌های دگرگونی به سن پرمین هستند (طاهری و قائمی، ۱۳۷۳) که در قسمت شمالی گسل اصلی شاندریز- سنگ‌بست قرار گرفته‌اند. برای مقایسه شدت دگرریختی، دگرگونی و ارتباط ساختمانی این سنگ‌ها با فیلیت‌های مشهد - که در قسمت جنوبی گسل شاندریز- سنگ‌بست قرار گرفته و دارای سن تو-لیاس هستند (واعظ‌جوادی و پورلطیفی، ۱۳۸۰) برداشت‌های ساختمانی و نمونه‌دستی از فیلیت‌های مشهد نیز انجام شده است.

۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در محدوده ساختمانی بینالود واقع شده است و شامل آمیزه‌ای از افیولیت، سنگ‌های رسوبی و آذرین است. به عقیده (Alavi (1992) کوه‌های بینالود، یک کمربند چین‌خورده، گسلیده را تشکیل می‌دهند که تحت تأثیر زمین‌ساخت نازک پوسته قرار گرفته و دارای ساختارهای دوپلکس متعدد هستند. (Madjidi (1978 این مجموعه را با سنگ‌های همسان در هندوکش و تیان‌شان مقایسه نموده و عقیده دارد که سنگ‌های مزبور از مرحله کوه‌زایی دونین- کربنیفر تأثیر گرفته‌اند. گرچه چینه‌شناسی افیولیت‌ها در این ناحیه بسیار به هم ریخته و از هم گسیخته است، اما این مجموعه بجز دایک‌های ورقه‌ای، همه واحدهای سنگی یک مجموعه افیولیتی را دارا است (Hasanic pak et al., 2002). سنگ‌های مافیک و اولترامافیک منطقه، بیشتر از متاپریدوتیت، هارزبورژیت، مریانتینیت، متالزولیت و متاگابرو تشکیل شده‌اند. متابازالت‌ها در این مجموعه ساخت بالشی نشان می‌دهند. سنگ‌های پلیتی و کربناتی دگرگون شده شامل انواع میکاشیست‌ها (گارت میکاشیست، استروئید گارت میکاشیست، آندالوزیت میکاشیست، کالک میکاشیست)، گارت استروئیدشیست و کالک‌شیست هستند. گرانیتوئیدها بیشتر از انواع تونالیت گرانودیوریت، مونزوگرانیت و پگماتیت هستند که از ژرفای مختلف پوسته سرچشمه می‌گیرند و در سه رخداد ماگمایی مختلف (تریاس تا کرتاسه)، باقی‌مانده‌های پالئوتیس مشهد را مورد نفوذ قرار داده‌اند (Karimpour et al., 2006). فیلیت‌های مشهد، بیشتر شامل فیلیت‌هایی است که در حد رخساره پره‌نیت- پومپلینت تا ابتدای رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. سن فیلیت‌های مشهد، با توجه به فسیل‌های گیاهی یافت شده، رتین-لیاس است (واعظ‌جوادی و پورلطیفی، ۱۳۸۰). ساخت‌های اصلی در منطقه شامل برگوارگی و خطوارگی کانی و چین‌های مزوسکوپی است. راستای عمومی ساختارها، شمال‌باختر- جنوب‌خاور است. از جمله گسل‌های اصلی منطقه، گسل شاندریز- سنگ‌بست است که بقایای پالئوتیس و مجموعه توریدایتی همراه آن یا محدوده زمین‌درز (suture zone) را از پهنه بینالود جدا می‌کند. این گسل از نوع رانندگی بوده و جهت رانندگی در آن از شمال- شمال‌خاور به سوی جنوب- جنوب‌باختر است (طاهری و قائمی، ۱۳۷۳).

۴- توصیف مرحله‌های دگرریختی

سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر مرحله‌های دگرگونی و دگرریختی‌های متعددی قرار گرفته‌اند. تکنیک این مرحله‌های دگرریختی و بررسی ارتباط آنها با مراحل دگرگونی می‌تواند نقش عمده‌ای در بازسازی توالی رویدادها و در نتیجه فرگشت ساختاری سنگ‌های دگرگونی منطقه داشته باشد.

۴-۱. رویداد دگرریختی پیش‌رونده D_1-D_2

در اولین مرحله دگرریختی منطقه، نیروهای زمین‌ساختی همراه با مرحله حرارتی باعث دگرگون شدن رسوبات و سنگ‌های اولیه و تشکیل برگوارگی و چین‌های نسل اول در منطقه شده‌اند. درجه دگرگونی این مرحله با توجه به کانی‌های دگرگونی تشکیل شده، در حد رخساره شیبست سبز تا ابتدای رخساره آمفیبولیت تغییر می‌کند. اعلی‌نیا (۱۳۸۶) با بررسی سنگ‌های مربوط به این رویداد دگرگونی سه پهنه بیوتیت، گارنت، و استارولیت را در آنها تشخیص داده و دمای شروع پهنه بیوتیت را ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار آن را ۴ تا ۵ کیلوپا برآورد می‌کند. آثار دگرگونی به صورت لایه‌بندی تفریقی، تجدید تبلور و رشد کانی‌های گارنت و استرویت دیده می‌شود. در اثر تفریق در شیبست‌ها، رگه‌های کوارتز جدا شده و به صورت رگه‌های کوارتز بلورین، به طور پراکنده در بخش‌هایی از منطقه دیده می‌شوند که در طی دگرریختی‌های بعدی چین‌خورده و بودین شده‌اند. ساختارهای D_1 شامل چین‌های مزوسکوپی پال موازی، بودین‌ها و یک برگوارگی سطح محوری (S) (axial plane foliation) است. آثار دگرریختی دوم به صورت چین‌خوردگی، تشکیل برگوارگی میلونی (S₂)، خطوارگی میلونی (L₂)، بودین‌ها و پهنه‌های برش شکل‌پذیر است. برگوارگی S₂ در مرحله‌های پیشرفته‌تر شکل گرفته است. تشکیل چین‌های نیامی بیان‌گر وجود برش شدید در طی مرحله دگرریختی D_2 است. بودین‌ها از دگرریختی رگه‌ها (کشیدگی رگه‌ها) حاصل شده‌اند. پهنه‌های برش در منطقه در داخل واحدها و در نقاط تماس واحدها تشکیل شده‌اند. این پهنه‌ها هم در مقیاس میکروسکوپی و هم در مقیاس مزوسکوپی از چندین سانتی‌متر تا چند صد متر دیده می‌شوند و دارای روند عمومی ساختارها و فابریک‌های موجود در منطقه (شمال باختر - جنوب خاور) هستند.

۴-۲. رویداد دگرریختی D_3

این رویداد با تشکیل پهنه‌های برش نرم - ترد، شرایط پس‌رونده دگرگونی و کاهش شدت دگرریختی در پهنه‌های برش منطقه همراه بوده است. ریزچین‌ها و رخ‌های کنگره‌ای (crenulation cleavage) در این مرحله به وجود آمده‌اند. روند ساختارهای تشکیل شده در این مرحله، تا حدی با ساختارهای مرحله‌های پیشین متفاوت است. همچنین فروپاشی برخی از کانی‌ها مانند استرویت و گارنت به کانی‌های ثانویه مانند سریسیت و کلریت مشاهده شده است.

۴-۳. رویداد دگرریختی D_4

این رویداد پس از یک دوره فرسایش و رسوبگذاری (پس از مراحل D_1 تا D_3) بر مجموعه‌های سنگی ناحیه بینالود اثر کرده است. به دلیل شدت کمتر این دگرریختی در قیاس با دگرریختی‌های پیشین، اثرات قابل ملاحظه‌ای بر روی آنان نگذاشته است. اثرات دگرریختی D_4 در ناحیه بینالود، در مجموعه فلیت‌های مشهد یا سری مایان که از سنگ‌های اسلیت، فلیت و ماسه‌سنگ‌های کم دگرگون تشکیل شده، قابل بررسی است. در طی این مرحله از دگرریختی، در اثر تنش‌های فشاری، نوارهای شکن (kink bands)، گسل‌های ترد و رانده‌گی‌ها حاصل شده‌اند. راستای این ساختارها، شمال‌باختر - جنوب‌خاور است که جهت کوتاه‌شدگی شمال‌خاور - جنوب‌باختر را نشان می‌دهد. چین‌هایی که در این مرحله تشکیل شده‌اند، در پهنه‌های برش به نسبت ترد شکل گرفته و بیشتر در ارتباط با گسل‌های رانده هستند.

۵- تحلیل هندسی عناصر ساختاری

مجموعه سنگ‌های دگرگونی (تکتونایت‌های منطقه) دارای عناصر ساختاری صفحه‌ای و خطی (انواع برگوارگی‌ها و خطوارگی‌ها) هستند. بررسی هندسی و ماهیت این عناصر و ارتباط آنها با یکدیگر نقش مهمی در درک تکامل زمین‌ساختی منطقه ایفا می‌کند.

۵-۱. عناصر ساختاری مرحله اول دگرریختی (D1 structures)

برگوارگی و خطوارگی نسل اول: برگوارگی نسل اول (S) در سنگ‌های کرناتی منطقه (لایه‌های مرمر به همراه میان‌لایه‌های چرتی)، به صورت یک برگوارگی زمین‌ساختی و از نوع برگوارگی موازی سطح محوری دیده می‌شود که به دلیل ماهیت خود، در برخی نقاط (بخش پال‌ها) موازی لایه‌بندی بوده و در نقاطی دیگر (بخش لولا) آن را قطع می‌کند (شکل ۱-آ و ب). این برگوارگی در سنگ‌های پلیتی منطقه، به طور عمده شامل کوارتز و کانی‌های میکایی است. در مقیاس میکروسکوپی، برگوارگی نسل اول را می‌توان به صورت میان‌بارهایی از جنس کوارتز و میکا در کانی‌های دگرگونی گارنت و استرویت مشاهده کرد (شکل ۱-پ). همچنین S₁ به صورت برگوارگی قدیمی‌تر از جنس کوارتز و میکا در بخش ریزسنگ (microlithon) برگوارگی فاصله‌دار (S₂) دیده می‌شود (شکل ۱-ت). وضعیت پراکنده‌گی این برگوارگی در شکل ۲-آ نشان داده شده است. خطوارگی کانی (L₁) به صورت کانی‌های کلریت، اپیدوت، میکا، گارنت، استرویت و آمفیبول مشاهده می‌شود که جهت‌یافتگی خاصی را نشان می‌دهد و از خطوارگی‌های عمده در منطقه است. وضعیت این خطوارگی در شکل ۲-ب نشان داده شده است.

چین‌ها: چین‌های نسل اول (F₁) بیشتر به صورت چین‌های مشابه از جنس میان‌لایه‌های چرت در مرمر دیده می‌شوند که از قسمت پال‌ها دچار نازک‌شدگی و در بخش لولا ستر شده‌اند به طوری که اغلب، قسمت لولا از قسمت پال‌ها جدا شده و تشکیل چین‌های بدون ریشه (rootless folds) را داده‌اند. این وضعیت نشانگر آن است که ضمن فرگشت چین‌خوردگی، لایه‌های مقاوم چرت که در مراحل اولیه تحت تأثیر کوتاه‌شدگی و چین‌خوردگی قرار گرفته‌اند، به تدریج در مراحل بعدی دگرریختی به موقعیت‌های کششی چرخیده و منتقل شده‌اند. ابعاد چین‌ها از نظر مقیاس، در حد رخنمون (از چند سانتی‌متر تا حدود یک متر) است. همچنین در برخی نقاط، این چین‌ها از جنس ایتراکلسیت‌های کرناتی در مرمر دیده می‌شوند. در این نقاط، برگوارگی سطح‌محوری S₁ به صورت موازی و نیمه‌موازی با برگوارگی‌های دیگر مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده تشکیل آنها در یک مرحله دگرریختی پیش‌رونده است (شکل ۳).

۵-۲. عناصر ساختاری مرحله دوم (D2 structures)

برگوارگی و خطوارگی نسل دوم: این برگوارگی در منطقه مورد مطالعه دارای چندین ماهیت است به طوری که در نقاطی از نوع برگوارگی میلونی بوده که در اثر حرکات برشی در شرایط نرم شکل گرفته است و شاخص‌های سوی برش چه در مقیاس مزوسکوپی و چه در مقیاس میکروسکوپی در آن مشاهده می‌شود. در نقاطی دیگر، S_2 از نوع برگوارگی سطح‌محوری (موازی سطح محوری چین‌های F_2) است. این برگوارگی در میکاشیست‌ها به صورت برگوارگی فاصله‌دار، شامل تناوبی از کانی‌های میکا و کوارتز (شکل ۱-ت و ۴-آ) و به صورت برگوارگی پیوسته، شامل کانی‌های کشیده و جهت‌یافته کلسیت (در مرمر) و کوارتز و میکا (در فیلونیت‌ها) قابل مشاهده است. وضعیت پراکنده‌گی فضایی این برگوارگی در شکل ۲-ب نشان داده شده است. خطوارگی درازشدگی کانی (L₂) در سنگ‌های منطقه به صورت درازشدگی دانه‌های کلسیت در مرمرها، کوارتز، میکا و آمفیبول در میکاشیست‌ها و آمفیبول‌شیست‌ها دیده می‌شود که روندهای متفاوت باختری تا شمالی دارد (شکل ۲-ت). به نظر می‌رسد اختلاف در روندهای خطوارگی درازشدگی کانی به علت

چین‌های هماهنگ چندگانه به وجود می‌آیند (شکل ۴).

ب) در منطقه مورد مطالعه سه نسل از چین خوردگی با الگوی هم محوری دیده می‌شود. در این حالت اگر ویژگی‌های طول موج نسل‌های چین خوردگی یکسان نباشد، انواع متنوعی از چین‌های هماهنگ چندگانه تشکیل خواهد شد. (شکل ۴-ج). از طرفی ویژگی هم محوری بودن نسل‌های مختلف چین خوردگی، باعث تظاهر بین لایه‌ای واحدهای سنگی در منطقه شده است (Alavi, 1979, 1991).

۴-۵. عناصر ساختاری مرحله چهارم (D₄ structures)

برگوارگی و خطوارگی نسل چهارم: برگوارگی نسل چهارم (S₄) یک رخ شکستگی بوده که بیشتر در واحد اسلیت و فیلیت گسترش دارد و تقریباً به موازات سطح محوری چین‌های F₃ توسعه یافته است. به نظر می‌رسد جهت‌گیری رخ شکستگی، از هندسه ساختارهای پیشین پیروی می‌کند. خطوارگی نسل چهارم (L₄) از نوع خطوارگی برخوردی (intersection lineation) است که از برخورد رخ شکستگی با سطح لایه‌بندی یا برگوارگی‌های دیگر به وجود می‌آید.

چین‌های چین‌هایی هستند که در شرایط نرم-ترد تا ترد شکل گرفته‌اند. این چین‌ها به صورت نوارهای شکن دیده می‌شوند که در اثر حرکت بین صفحات برگوارگی در شرایط نیمه‌ترد تشکیل شده‌اند. محور این چین‌ها دارای روند شمال‌باختر - جنوب‌خاور است (شکل ۴-ج). همچنین می‌توان این نسل از چین‌ها را به صورت چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی (در فرادایره این گسل‌ها) مشاهده نمود.

۶- تحلیل جنبشی عناصر ساختاری

برای این منظور از روش تحلیل جنبشی گسل‌های ترد و نرم‌افزار Tectonic fp استفاده شده است. به این صورت که خطوارگی‌های درازشدگی کانی، مشابه خط‌خس گسل و برگوارگی‌های برداشت شده نیز مشابه صفحه گسل در نظر گرفته شده است و با آمیختن وضعیت برگوارگی و خطوارگی و داده‌های حاصل از مطالعه شاخص‌های سوی برش، سازوکار دگرریختی در پهنه‌های برش منطقه مورد تفسیر قرار گرفته است. بر اساس تحلیل جنبشی، اغلب نمونه‌ها حرکت امتدادلغز راست‌بر با مؤلفه معکوس را از خود نشان می‌دهند (شکل ۵-آ). همچنین در نمودار مربوط به تحلیل دینامیکی عددی (NDA) صفحات برگوارگی، وضعیت محورهای بیشینه و کمینه تنش به ترتیب به صورت ۱۸۵/۱۰ و ۲۷۸/۳۵ است. با توجه به نمودار مربوطه، سوگیری محور بیشینه تنش (یا محور کمینه کرنش) تقریباً شمالی جنوبی است (شکل ۵-ب). چین‌های مزوسکوپی دارای محور شمال‌باختر - جنوب‌خاور هستند که تقریباً موازی با خطوارگی درازشدگی کانی در پهنه‌های برش هستند. این چین‌ها بیشتر در واحد شیست، اسلیت، فیلیت و مرمر برداشت شده‌اند (شکل ۵-ج). با بررسی جنبشی این چین‌ها، محور کمینه بیضوی کرنش با روند شمال‌خاور (۰۳۰) به دست آمد. اختلافی که در کمینه محور کرنش به دست آمده از سوی برش نمونه‌های دستی و میکروسکوپی و محور چین‌های مزوسکوپی وجود دارد را می‌توان به پدیده تقسیم‌شدگی کرنش (strain partitioning) مربوط دانست. علاوه بر این، در مقیاس ماکروسکوپی و ناحیه‌ای، سنگ‌های مافیک و اولترامافیک پیرامون مشهد نیز ساختار یک چین نامتقارن Z شکل با گرایش به سوی جنوب‌خاور را نشان می‌دهند که در قسمت لولا و یال‌ها دچار بودین‌شدگی (مگابودین) شده است و می‌تواند شاهده‌بر در عملکرد فشارش همراه با برش راست‌بر در منطقه باشد (شکل ۵-د). هر چند مساحت منطقه مورد مطالعه نسبتاً کم است و تعمیم مسائل جنبشی آن به کل ناحیه بینالود باید با احتیاط صورت گیرد، اما می‌توان گفت، احتمالاً همگرایی صفحه‌های زمین‌ساختی به صورت شیب‌لغز خالص نبوده و دارای مؤلفه امتدادلغز نیز می‌باشد. به عبارت دیگر این همگرایی، اریب‌لغز است. این گونه پهنه‌های برش را پهنه‌های تراششارشی (transpression) نیز می‌نامند که از ویژگی‌های

چین خوردگی‌های بعدی باشد. در منطقه مورد مطالعه، این خطوارگی به صورت موازی با محور چین‌های نسل دوم مشاهده می‌شود (شکل ۴-ت).

چین‌های چین‌های F₂ شامل چین‌های مایل، یال‌موازی، مشابه و نیامی هستند که دارای چین‌های پارازی (parasitic folds) در قسمت یال‌ها و لولای خود می‌باشند و در همه واحدها دیده می‌شوند (شکل ۴-ب و پ). حتی می‌توان به طور محلی آنها را در سنگ‌های مافیک و اولترامافیک منطقه نیز مشاهده نمود. در مقیاس میکروسکوپی این چین‌ها از دگرریختی رگه‌های کوارتزی در واحد اسلیت و فیلیت به وجود آمده‌اند. ابعاد آنها از چندین سانتی‌متر تا چندین متر (در سنگ‌های مافیک) تغییر می‌کند. محور این چین‌ها دارای روند عمده شمال‌باختر - جنوب‌خاور و میل کم تا متوسط است.

۵-۳. عناصر ساختاری مرحله سوم (D3 structures)

برگوارگی و خطوارگی نسل سوم: این برگوارگی به صورت رخ کنگره‌ای (crenulation cleavage) در سنگ‌های منطقه گسترش یافته است. رخ‌های کنگره‌ای (S₃) به علت ماهیت سنگ‌های اسلیت و فیلیت، بیشتر در این سنگ‌ها توسعه یافته‌اند. با توجه به مطالعات میکروسکوپی هیچ کانی دگرگونی جدیدی به موازات سطوح برگوارگی S₃ انتظام نیافته و یا به عبارت دیگر، مرحله دگرگونی دیگری ضمن تشکیل چین‌های نسل سوم رخ نداده است فقط کانی‌های میکایی که به موازات سطح S₂ انتظام یافته بودند، چین‌خورده و کم و بیش به موازات S₃ تجدید تبلور و آرایش یافته بودند (شکل ۴-ث). در واحد اسلیت و فیلیت و مرمر، رخ کنگره‌ای بیشتر به صورت بادبزی نسبت به سطح محوری چین‌ها قرار می‌گیرد، به طوری که در قسمت لولا موازی سطح محوری است و در قسمت یال‌ها با آن زاویه می‌سازد (شکل ۴). وضعیت این برگوارگی در (شکل ۲-ج) نشان داده شده است. خطوارگی کنگره‌ای (L₃) در واقع خط لولای ریزچین‌ها است. این خطوارگی نیز یکی از عمده‌ترین انواع خطوارگی‌های منطقه است و در بیشتر واحدهای سنگی دیده می‌شود. زاویه بین این خطوارگی با خطوارگی‌های قبلی متغیر بوده و از صفر تا حدود بیست درجه می‌رسد. این خطوارگی دارای روند عمده شمال‌باختر است (شکل ۲-ح).

چین‌های چین‌های نسل سوم (F₃) دارای گسترش زیادی در منطقه بوده و شامل چین‌های کنگره‌ای کوچک مقیاس (از چندین میلی‌متر تا چند سانتی‌متر) است و با توسعه رخ کنگره‌ای - به عنوان عارضه سطح محوری این چین‌ها - همراهند (شکل ۴-ث). این نسل از چین‌ها تا حدی ساختارهای قبلی را تحت تأثیر قرار داده‌اند. سازوکار تشکیل این چین‌ها احتمالاً خمشی - لغزشی (flexural slip) بوده است که در آن صفحات روی هم می‌لغزند و در سطح آنها ممکن است خش لغزش هم دیده شود. به‌طور کلی نواحی دگرگونی درجه پایین (بویژه رخساره شیست سبز) مناسب‌ترین مناطق جهت تشکیل رخ‌های کنگره‌ای هستند. این رخ‌ها در مناطق کوهزایی که دگرگونی و دگرریختی در حال نقصان است، توسعه می‌یابند به طوری که معمولاً بعد از بیشترین شدت دگرگونی سبب انتظام و توزیع دوباره کانی‌ها می‌شوند (Ramsay and Huber, 1987). با توجه به نمودار کنتوری محور چین‌های نسل سوم، این چین‌ها به‌طور عمده دارای روند شمال‌باختر و میل به سوی شمال‌باختر می‌باشند. این نسل از چین‌ها در برخی نقاط، به‌صورت چین‌های هماهنگ چندگانه (polyharmonic) - با طول موج‌های متفاوت - مشاهده می‌شوند. علت این پدیده می‌تواند به شرح زیر باشد: الف) در واحد مرمر، لایه‌های چین‌خورده بیشتر به صورت تناوبی از سنگ مرمر ناخالص، شیست و چرت یافت می‌شود و به دلیل این که ستبرای لایه‌های پرقوام چرت متغیر بوده و اختلاف نرمی (ductility contrast) بین لایه‌های مقاوم مذکور و لایه‌های نامقاوم شیست و مرمر یکسان نیست، لذا هر لایه مقاوم چین‌خورده ویژگی‌های طول موج و دامنه خاص خود را به الگوی چین‌خورده‌گی القا می‌نماید. در این حالت لایه‌های چین‌خورده با بیش از یک طول موج با عنوان

و به صورت بافت‌های قدیمی‌تر در بخش ریزسنگ (microlithon) بر گوارگی فاصله‌دار (S_2) مشاهده می‌شوند. بیوتیت‌های نسل دوم در بخش حوضه رخ (cleavage domain) قرار گرفته‌اند (شکل ۱-ا). مسکوویت‌های موجود در سنگ‌های ناحیه‌ای نیز مانند بیوتیت‌ها در جهت بر گوارگی قرار گرفته‌اند و رشد آنها در طی دگرگونی و دگرشکلی صورت گرفته است. رشد کلریت‌ها به صورت قبل ($pre-D_1$) و بعد از دگرریختی ($post-D_1$) است. این کلریت‌ها به صورت رشته‌های درون‌بار در کانی‌های دگرگونی استروئید و گارنت دیده می‌شوند (اسماعیلی و کنعانیان، ۱۳۷۴). کلریت‌های بعد از زمین‌ساخت بر گوارگی S_2 را قطع می‌کنند و دارای جهت‌یافتگی اتفاقی هستند. به احتمال این دسته از کلریت‌ها، در اثر دگرگونی قهقرایی ناشی از نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی (دگرگونی مجاورتی) حاصل شده‌اند (شکل ۶-ب).

کلریتوئید: رشد پورفیروبیلاست‌های کلریتوئید به صورت پس از دگرریختی ($post-D_1$) صورت گرفته است. این کانی‌ها کاملاً شکل‌دار بوده و جهت‌یافتگی خاصی را از خود نشان نمی‌دهند (شکل ۶-ج).

توده‌های گرانیتوئیدی موجود در منطقه، در جریان سه مرحله گرانیت‌زایی متمایز، سنگ‌های ناحیه را تحت تأثیر قرار دادند. به باور اسماعیلی و همکاران (۱۳۷۴) اثرات دگرگونی مجاورتی در اطراف توده‌های گرانیتی Gr_1 و Gr_2 با یکدیگر متفاوت هستند به گونه‌ای که درجه دگرگونی در اطراف Gr_1 شدیدتر از Gr_2 بوده و منجر به پیدایش کردیریت و آندالوزیت در شیب‌های مجاور این توده‌ها شده است. در حالی که دگرگونی مجاورتی در اطراف گرانیت‌های Gr_2 تنها اثرات گرمایی بر جای گذاشته است. مهم‌ترین تظاهر ریزساختاری نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی، تشکیل کانی‌های دگرگون جدید، پس از دگرگونی ناحیه‌ای مرحله اول است. کانی‌های شکل گرفته در جریان این دگرگونی شامل کانی‌های کلریتوئید، گارنت، آندالوزیت، استارولیت و کردیریت هستند. با توجه به پارامترهای کانی‌شناختی و روابط بافتی، دو پهنه دگرگونی مجاورتی آندالوزیت و کردیریت در اطراف این توده‌ها تعیین شده است (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۷۴).

به نظر می‌رسد دگرگونی ناحیه‌ای دوم (M_2) همزمان با دگرگونی سیمین میانی (ژوراسیک میانی) باشد که باعث دگرگون شدن فیلیت‌های مشهد، در حد رخصاره پرنیت-پومپلین تا شیب سبز شده است (شهرایی، ۱۳۸۳). درجه دگرریختی در این سنگ‌ها در حد تشکیل رخ اسلیتی است. به طوری که ترانهادگی رخ اسلیتی بر روی لایه‌بندی اولیه را در برخی نقاط می‌توان مشاهده نمود. بر گوارگی در این مجموعه با راستای شمال باختری-جنوب خاوری با شیب به سمت شمال خاوری یا جنوب باختری در ناحیه گسترش یافته است (شکل ۲-ب). فیلیت‌های مشهد از نظر کانی‌شناسی با کانی‌هایی مانند سرسیت، کلریت و میکای سفید مشخص می‌شوند. این دگرگونی تأثیر خاصی بر سنگ‌های پرمین نداشته است. با توجه به کم بودن درجه دگرگونی و دگرریختی سیمین میانی (M_2) در منطقه و همخوانی وضعیت ساختاری بر گوارگی S_2 با رخ اسلیتی موجود در فیلیت‌های مشهد (با سن تریاس بالا-ژوراسیک زبرین)، به نظر می‌رسد که بتوان ساختارهای مرحله دگرریختی D_1 را به صورت همزمان با این دگرگونی در نظر گرفت. جدول نسبت زمانی تشکیل کانی‌ها با مرحله‌های دگرریختی، در شکل ۸-پ نشان داده شده است.

۸- نتیجه‌گیری

- روند عمومی ساختارها (بر گوارگی‌ها، چین‌ها و گسل‌های راندگی)، شمال‌باختر-جنوب‌خاور است که نشان‌دهنده جهت پیشینه کوتاه‌شدگی شمال‌خاور-جنوب‌باختر است.

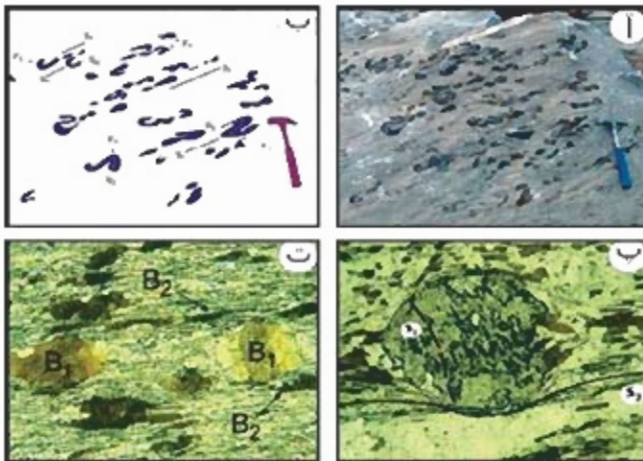
این پهنه‌های تراشاری، تقسیم‌شدگی کرنش است. بدین معنا که زاویه راستای تنش پیشینه نسبت به مرز صفحه‌ها، منجر به کرنش‌های متفاوت می‌شود.

۷- پورفیروبیلاست

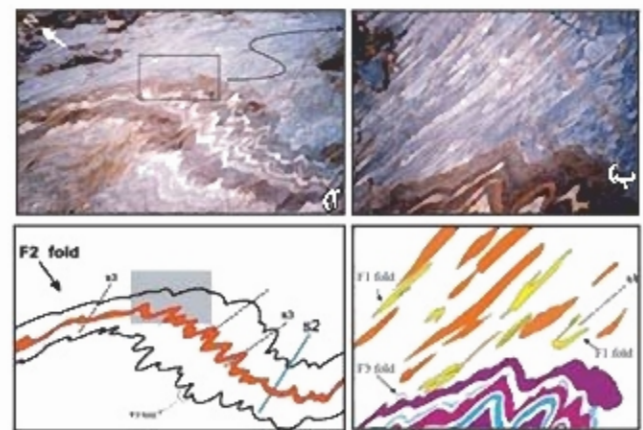
پورفیروبیلاست‌های متفاوتی در طی مراحل مختلف دگرگونی در سنگ‌های منطقه رشد کرده‌اند. رشد این پورفیروبیلاست‌ها با توجه به ارتباط آنها با ریزساختارها به صورت همزمان با دگرریختی، قبل و پس از دگرریختی صورت گرفته است. چگونگی رشد پورفیروبیلاست‌ها در ارتباط با دگرریختی به صورت زیر است:

استروئید: دو نسل از این پورفیروبیلاست‌ها در سنگ‌های دگرگونی منطقه قابل تشخیص است. به طوری که در گارنت استروئید شیب‌های منطقه خلیج هر دو نسل این پورفیروبیلاست‌ها در نمونه دستی به خوبی قابل مشاهده است. نسل اول (استروئیدهای ناحیه‌ای) در درون بر گوارگی میلوئیتی قرار گرفته و یک خطوارگی کانی را تشکیل می‌دهند با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی رشد استروئیدهای ناحیه‌ای به صورت قبل تا همزمان با دگرریختی (pre to $syn-D_1$) است. به طوری که می‌توان فرایند پیش‌رونده و پیوسته بودن مراحل دگرریختی D_1 - D_2 را به خوبی در آنها مشاهده نمود. در پورفیروبیلاست‌های قبل تا همزمان با دگرریختی، تداوم بر گوارگی‌های داخلی و خارجی به خوبی حفظ شده و در برخی موارد نوعی یافت $S-C$ را از خود نشان می‌دهد (شکل ۶-آ). با پیشرفت دگرریختی، این تداوم از بین رفته و رشته‌های میان‌بار S_1 (کوآرتز و میکا) به صورت زاویه‌دار نسبت به بر گوارگی خارجی دیده می‌شوند. به علت گسیختگی بین بر گوارگی‌های داخلی و خارجی در مرحله (D_2) و ایجاد زاویه زیاد بین این بر گوارگی‌ها، برخی از بلورها به صورت بین زمین‌ساختی ($inter$ tectonic) مشاهده می‌شوند. این استروئیدها تا حدی دارای سایه کرنش هستند (شکل ۶-ب). در برخی مقاطع، حاشیه واکنشی (تبدیل استروئید به سرسیت) در اطراف استروئیدها قابل مشاهده است. به نظر می‌رسد فرایند سرسیتی شدن، بعد از دگرریختی D_2 و طی دگرگونی قهقرایی رخ داده است (شکل‌های ۶-ب و ۷). نسل دوم (استروئیدهای مجاورتی) درشت‌تر بوده و بر روی بر گوارگی میلوئیتی سوار شده‌اند. آنها بدون جهت‌یافتگی خاصی بوده و ماکل صلیبی زیبایی را از خود نشان می‌دهند (شکل ۸-ب).

کلریتوئید: رشد بلورهای گارنت در ارتباط با دگرریختی، شبیه به استروئیدها است. به طوری که در مقاطع مطالعه شده، دو نسل از این پورفیروبیلاست‌ها قابل تشخیص است. نسل اول گارنت‌ها در طی دگرگونی ناحیه‌ای و نسل دوم، در طی دگرگونی مجاورتی رشد کرده‌اند. به نظر می‌رسد رشد نسل اول گارنت‌ها، به صورت قبل تا همزمان با دگرریختی (pre to $syn-D_1$) بوده که بر گوارگی داخلی (S_1) به صورت مستقیم و خمیده در آنها دیده می‌شوند. این نسل از گارنت‌ها دارای سایه کرنش هستند که از بیوتیت و کوآرتز پر شده است. بر گوارگی میلوئیتی، که شامل کانی‌های میکا و کوآرتز است، این گارنت‌ها را دور می‌زند. رشد پیش از دگرریختی D_2 بیشتر در گارنت میکاشیب‌ها دیده می‌شود. در برخی از مقاطع، بر گوارگی S_1 (میکا و کوآرتز)، با زاویه نسبتاً زیادی توسط S_2 قطع می‌شود و ظاهری شبیه به گارنت‌های بین زمین‌ساختی را به وجود آورده است (شکل ۱-پ). رشد بعد از دگرریختی گارنت‌ها ($post-D_1$) در سنگ‌های همبری اطراف توده‌های نفوذی مشاهده می‌شود. برخی از این گارنت‌ها شکل‌دار بوده و بر گوارگی S_2 را قطع می‌کنند (شکل ۶-ت) و بعضی دیگر دارای بافت غربالی یا اسکلنی هستند. این گارنت‌ها فاقد سایه کرنش هستند. **میکای بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (گارنت میکاشیب‌ها)،** رشد در دو مرحله را نشان می‌دهند. هر دو نسل بیوتیت‌ها در طی دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل شده‌اند. بیوتیت‌های نسل اول طی مراحل دگرریختی D_1 به وجود آمده‌اند



شکل ۱- آو، ب) چین‌ها (F1) و یودین‌های نسل اول، از جنس چرت در تالاب با مرمر خاکستری که از قسمت پان‌ماکت تأثیر کولامندگی و یودین‌گی فرار گرفته و در قسمت نولای سیر شطند (چین‌های بر ریشه) بر گوارگی سطح محوری B در قسمت نولای چین، لایه‌بندی (S) را قطع می‌کند اما در قسمت بالایی صورت موازی بر لایه‌بندی دیامی شود و یودین‌ها از کشیدگی میان لایه‌های چرتی تشکیل شده‌اند. ب) گوارت لیل تا همزمان با زمین‌ساخت (pre to syn D) در گوارت امروید شیب‌دار گوارت دل‌ای ریشه‌های دوزی (S) است که بازو یودین نسبت به بر گوارگی خارجی (S) قرار گرفته‌اند و تا حدی حالت خمیده منظرند به علت گسیختگی و زاویه زیاد نسبت بر گوارگی‌های داخلی و خارجی این بانور به صورت بین زمین‌ساختی مشاهده می‌شود. لور حادی (SX) (ت) بانورهای یودیت نسل اول (B) که به صورت بر گوارگی قدیمی تر (S) در بخش ریز سنگ‌بر گوارگی تا مساله‌دار تشکیل شده‌اند یودیت‌های نسل دوم (B) در بخش حوضه رخ دیده می‌شوند و بر گوارگی (S) را شکل داده‌اند. لور حادی (SX)

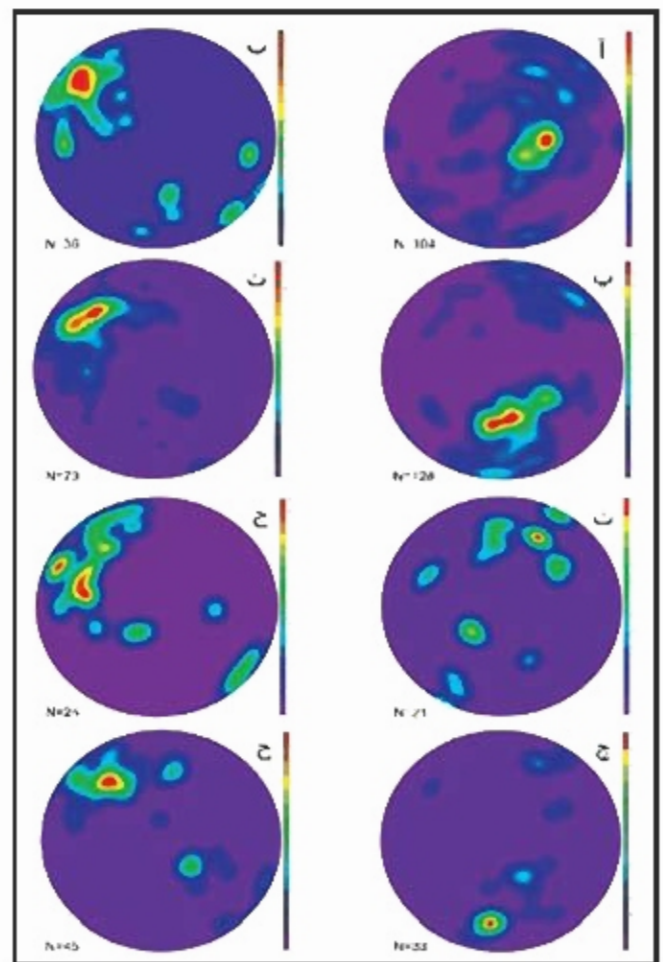


شکل ۲- نمای کلی از ارتباط جنسی نسل‌های مختلف بر گوارگی و چین در تالاب مرمر اینتراکلیست‌دار با چرت و میکانیسته. ب) نمای نزدیک‌تر از ریشش نولای چین، چین‌های نسل اول به صورت چین‌های بدون ریشه (F) مشاهده می‌شوند که از دگر ریشه شدن اینتراکلیست‌های کریاتی موجود در مرمر به‌وجود آمده‌اند. بر گوارگی نسل اول (B) در این نقطه به عنوان حاشیه سطح محوری این چین‌ها هستند. قطعات اینتراکلیست به موازات S آرایش یافته و یودینه شده‌اند. چین F از جنس چرت، مرمر و شیب است که در این نقطه به صورت یک چین نامتوازن Z شکل دیده می‌شود. چین F در قسمت بالا و لولای خود دل‌ای چین‌های پارازی (F) است. سطح محوری چین‌های پارازی (S) به شکل همگرا و واگرا نسبت به سطح محوری چین Z شکل (S) قرار گرفته است. S₁ و S₂ در قسمت نولای چین F در صورت موازی بوده و در نقاط دیگر با حادی یا هم‌زاویه می‌سازند. لایه‌های چین عبورده تیره رنگ و پر توام چرت با ستبراهای مختلف دیده می‌شوند که طول موج و دامنه خاص خود را به لایه‌های دیگر القا کرده‌اند.

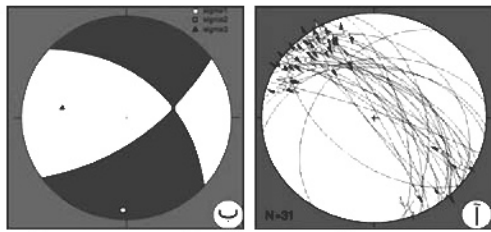
- پهنه‌های برش نرم در منطقه از توج تراشکاری هستند که از ویژگی‌های آنها تقسیم‌شدگی گوش است.
- سنگ‌های منطقه چهار چهار مرحله اصلی دگر ریشتی شده‌اند. مراحل اول و دوم دگر ریشتی به صورت نرم و پیش‌رونده عمل کرده و همزمان با مرحله اصلی دگر گونی ناحیه‌ای سیمین پیشین بوده‌اند.

سپاسگزاری

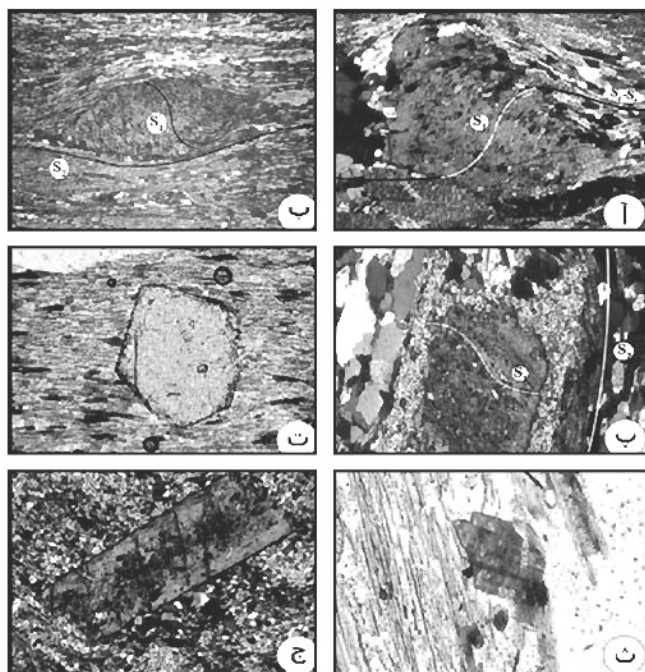
از جناب آقای مهندس نواب مطلق- کارشناس محترم گروه زمین‌ساخت سازمان زمین‌شناسی، برای راهنمایی‌های ارزنده ایشان در برداشت‌های صحرائی و سرکار خاتم مهندس پشت‌کوهی- کارشناس محترم گروه سنگ‌شناسی، جهت راهنمایی و همکاری ایشان در مطالعه مقاطع نازک، کمال تشکر و قدردانی را داریم.



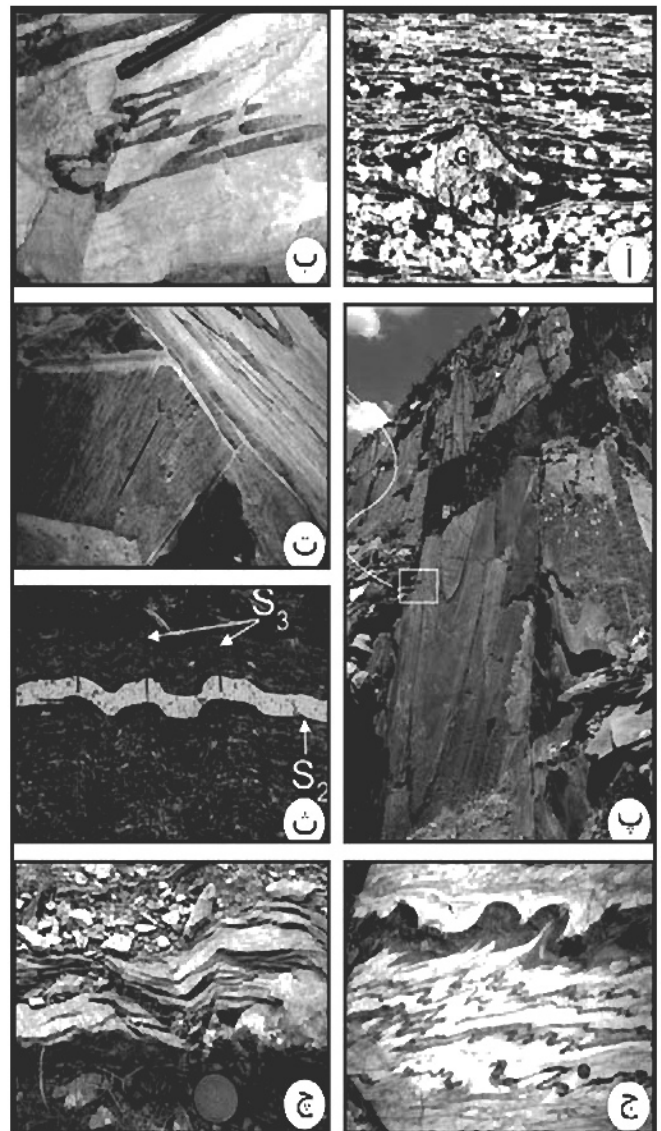
شکل ۳- نمودار کنتوری مربوط به قطب بر گوارگی نسل اول (S) ب) نمودار کنتوری مربوط به خط‌وازی کاتی (M) در منطقه. پ) نمودار کنتوری مربوط به قطب بر گوارگی نسل دوم (S) ت) نمودار کنتوری مربوط به خط‌وازی کاتی (M) در منطقه. ث) نمودار کنتوری مربوط به بر گوارگی منطقه‌گیری شده در فیلتهای مشهد (چ) نمودار کنتوری مربوط به محور چین‌های مزوسکوپی در واحدهای مختلف که نشان‌دهنده جهت کوتاه‌شدگی عمومی شمال‌خاورد-جنوب‌جاختر است. ج) نمودار کنتوری مربوط به قطب رخ کنگره‌ای (S) در واحدهای سنگی منطقه. ح) نمودار کنتوری مربوط به خط‌وازی کنگره‌ای (M) در واحدهای سنگی منطقه.



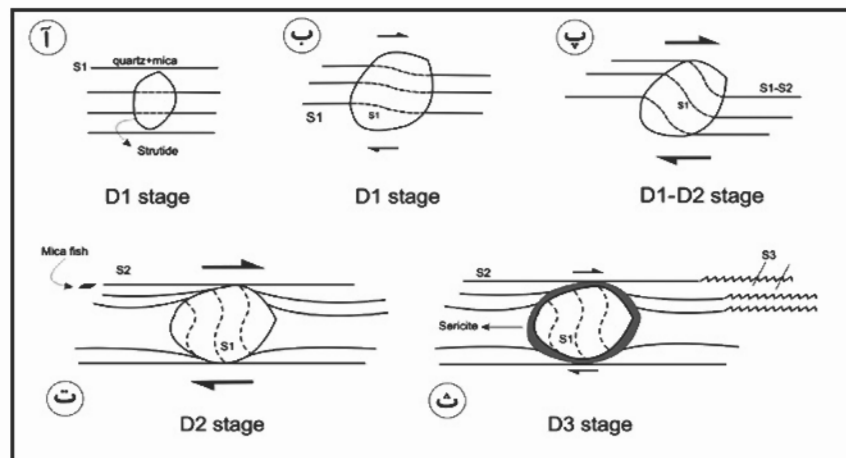
شکل 5- (آ) نمودار دایره‌های بزرگ مربوط به برگوارگی‌ها در نمونه‌های سنگی جهت‌دار و سوی برش بر روی هر کدام از آنها. بیشتر نمونه‌ها حرکت امتدادلفز راست‌بر با مؤلفه معکوس، به سوی جنوب‌خاور را نشان می‌دهند. (ب) نمودار تحلیل دینامیکی عددی (NDA) صفحات برگوارگی در پهنه‌های برش نرم منطقه. سوگیری محورهای اصلی تنش، نشان‌دهنده سازوکار امتدادلفز با مؤلفه معکوس، در پهنه‌های برش نرم است.



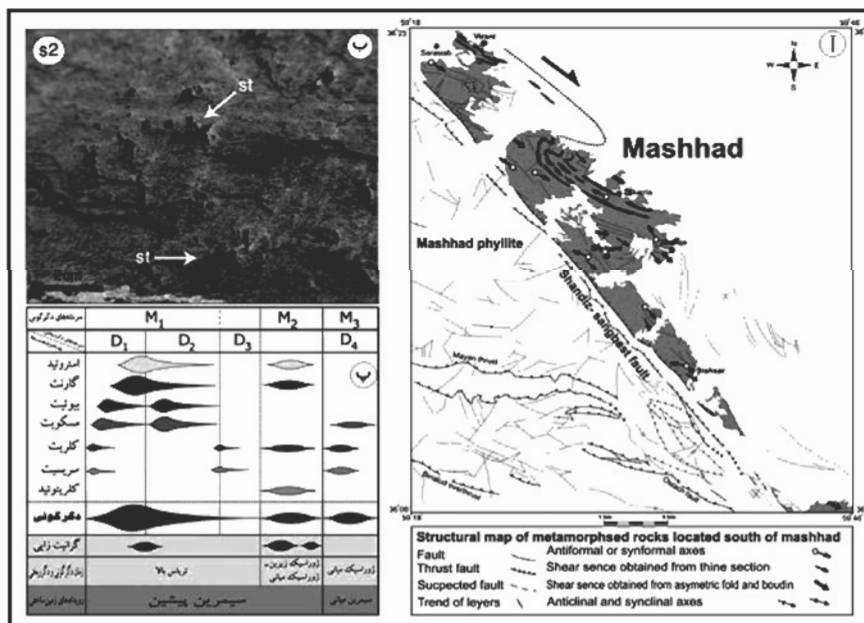
شکل 6- (آ) استروئید قبل تا همزمان با زمین‌ساخت (per to syn D) در استروئید میکاشیست. رشته‌های درون‌بار کوارتز و میکا در بلور استروئید حالت خمیده دارند که به صورت موازی با برگوارگی خارجی، از بلور خارج می‌شوند و نوعی بافت S-C را تشکیل می‌دهند. برگوارگی میلوئیتی در حال شکل‌گیری است به همین دلیل برگوارگی خارجی به صورت S₂ نشان داده شده است. نور پلاریزان (X4). (ب) استروئید همزمان با زمین‌ساخت (syn-D) در استروئید شپست که به علت وجود زاویه، بین برگوارگی‌های داخلی و خارجی به صورت بین زمین‌ساختی نیز مشاهده می‌شود. (پ) استروئید قبل تا همزمان با زمین‌ساخت در گارنت استروئید شپست که دارای هاله واکنشی از جنس سرپیت است. پدیده سرپیتی شدن بعد از زمین‌ساخت (post-D) و به علت کاهش شدت دگرریختی و دگرگونی رخ داده است. سایه کرنش از بلورهای کوارتز و بیوتیت پر شده است نور پلاریزان (5X). (ت) گارنت بعد از زمین‌ساخت (post-D) در بیوتیت گارنت‌شپست که روی برگوارگی (S₂) سوار شده است. برگوارگی S₂ شامل بلورهای جهت‌یافته کوارتز، بیوتیت و مسکویت است. کلاهیگ کرنش به صورت بسیار جزئی در اطراف بلور گارنت دیده می‌شود. نور عادی (5X). (ث) بلور کلریت بعد از زمین‌ساخت (post-D) که بر روی برگوارگی S₂ (شامل بیوتیت و کوارتز) رشد کرده است و به نظر می‌رسد حاصل دگرگونی مجاورتی (M2) باشند. نور پلاریزان (5X). (ج) بلور کلریت بعد از زمین‌ساخت (post-D) در کلریت‌شپست. نور پلاریزان (5X).



شکل 7- برگوارگی میلوئیتی و فاصله‌دار (S₂) در گارنت میکاشیست که شامل کوارتز و میکا است. بلور گارنت (Gr) به صورت قبل تا همزمان با دگرریختی (pre to syn D) دیده می‌شود. این بلور دارای ادخال‌هایی از کوارتز و میکا است و توسط برگوارگی S₂ احاطه شده است. نور عادی (5X). (ب) چین نمایی F2 از جنس چرت در میان لایه‌های مرمر و چرت. (پ) چین مشابه F2 از جنس کالک میکاشیست. این چین در قسمت لولا و یال‌های خود دارای ریزچین‌هایی است که محور آنها موازی با محور چین مشابه است. محور چین دارای روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور است. (ت) خطوارگی درازشدگی در قسمت لولای چین (4-پ). این عکس به صورت عمود بر سطح محوری چین گرفته شده است و این خطوارگی موازی با محور چین است. (ث) چین‌های کنگره‌ای F3 در فلیت‌های پرمین که با چین خوردگی برگوارگی S2 و تشکیل رخ کنگره‌ای (S₂) همراهند. برش در جهت عمود بر خطوارگی کنگره‌ای است. نوار سفید رنگ در وسط عکس یک رگه کوارتزی است. نور پلاریزان (X 6.3). (ج) چین‌های پلی‌هارمونیک F3 در تناوب مرمر میلوئیتی با میان لایه‌های چرت. به رابطه مستقیم ستبرای لایه‌ها با طول موج چین توجه نمایید. (چ) نوار شکن (F4) در سنگ میکاشیست که نشان دهنده حرکت بین صفحات برگوارگی در شرایط نیمه ترد تا ترد هستند. محور این چین دارای روند عمومی شمال‌باختر- جنوب‌خاور است.



شکل ۷- تصویر شماتیک از پیشرونده و پیوسته بودن مراحل دگرزیختی D_1 - D_2 در مقیاس میکروسکوپی و ارتباط آنها با دگرگونی ناحیه‌ای در میکاشیست‌های واقع در پهنه برشی منطقه خلیج. در ابتدا نیروهای زمین‌ساختی به همراه مرحله حرارتی باعث تشکیل برگوارگی اولیه (S_1) شامل کوارتز، میکا و تشکیل برشی پورفایروپلاست‌ها مانند استروئید شده‌اند (شکل آ). در طی دگرزیختی D_2 پورفایروپلاست استروئید رشد کرده و تا حدی دچار چرخش شده است (شکل ب). در برشی مقاطع، پیوستگی برگوارگی‌های داخلی و خارجی حفظ شده و یک فابریک S_1 - S_2 در آنها قابل مشاهده است. به علت تداوم برش در این مرحله، برگوارگی خارجی به صورت S_2 - S_1 در نظر گرفته شده است (شکل پ). مرحله دگرزیختی D_2 با تداوم برش و گسیختگی بین برگوارگی‌های داخلی و خارجی همراه می‌باشد. برگوارگی میولینیتی S_2 در این مرحله تکامل یافته و شامل برشی از نشانگرهای سوی برش مانند ماهی میکا و اتواج پورفایروپلاست‌ها است. به علت گسیختگی برگوارگی‌های داخلی و خارجی و زاویه زیاد بین این برگوارگی‌ها، بلورهای استروئید یا گارنت در برشی از مقاطع به صورت بین زمین‌ساختی دیده می‌شوند (شکل ت). در مرحله دگرزیختی D_3 از شدت دگرزیختی و دگرگونی کاسته شده است. این مرحله با فروپاشی استروئیدها به سرسیت و تشکیل رخ کنگره‌ای S_3 همراه است. کانی دگرگونی خاصی در امتداد برگوارگی S_3 مشاهده نشده است (شکل ث).



شکل ۸- نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه، مجموعه سنگ‌های دگرگون شده پالئوزویک با رنگ خاکستری مشخص شده است. پیکان‌های کوچک، سوی برش به دست آمده از مطالعه برش‌های نازک و پیکان‌های درشت، سوی برش بر مبنای چین‌ها و بودین‌های نامتقارن را نشان می‌دهند. سوی برش در نمونه‌های جهت‌دار (پیکان‌های کوچک)، عموماً به سوی جنوب‌خاور می‌باشد. محور چین‌های مزوسکوپی و ماکروسکوپی دارای روند کلی شمال‌باختر-جنوب‌خاور است. با توجه به شکل، سنگ‌های مافیک و اولترامافیک پیرامون مشهد، ساختار یک چین نامتقارن با گرایش به سمت جنوب‌خاور را نشان می‌دهند. ب) استروئیدهای نسل دوم (S_2) در استروئید گارنت شیبست، پورفایروپلاست‌ها دارای ماکل صلیبی و جهت‌یافتگی‌های متفاوت هستند که بر روی برگوارگی میولینیتی (S_1) سوار شده‌اند. پ) جدول نسبت زمانی تشکیل کانی‌ها با مرحله‌های دگرزیختی در واحد شیبست منطقه مورد مطالعه (R.M- دگرگونی ناحیه‌ای، C.M- دگرگونی همبری).

کتابنگاری

- اسماعیلی، د.، کنعانیان، ع.، ولی‌زاده، م.، ۱۳۷۴- پلی‌متامورفیسم در اطراف گرانیتوئیدهای جنوب مشهد، مجموعه مقالات دومین همایش زمین‌شناسی ایران، ص ۵۰-۵۶
 اعلمی‌نیا، ز.، ۱۳۸۶- بررسی ارتباط مرحله‌های دگرشکلی با مرحله‌های دگرگونی کوه معجونی، جنوب غرب مشهد، سومین همایش زمین‌شناسی کاربردی و محیط زیست
 شهبابی، م.، ۱۳۸۳- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش مشهد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۹۸ ص
 طاهری، ج.، قائمی، ف.، ۱۳۷۳- نقشه زمین‌شناسی مشهد، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
 واعظ‌جوادی، ف.، پور لطیفی، ع.، ۱۳۸۰- زمین‌شناسی و سن فلیت‌های مشهد در گستره دیزباد بالا در کوه‌های بینالود، فصلنامه علوم زمین، سال یازدهم، شماره ۴۳-۴۴، ص ۸۰-۸۷

References

- Alavi, M., 1979- The virani ophiolitic complex and surrounding rocks: *Geologische Rundschau.*, 68, p.25-52.
 Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristic of paleotethys remanants in northeastern Iran: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103, p.983-992.
 Alavi, M., 1992-Thrust tectonics of the Binalud region, NE Iran: *Tectonics.*, v.2, p 360-370
 Hassanipak, A. A., Ghazi, A. M., Mobasher, K., Tucker, P. J. & Duncan, R. A., 2002- 40Ar – 39Ar Geochronology and Geochemistry of the Paleo- Tethyan Mashhad ophiolite, NE Iran
 Karimpour, M. H., Farmer, L., Ashouri, C. & Saadat, S., 2006- Major, Trace and REE geochemistry of Paleo- Tethys Collision- Related Granitoids from Mashhad, Iran. *Jur of Sci, Is. Rep of Iran.*v.17, N.2, pp. 127-145.
 Madjidi, B., 1978- Etude petrostructural de la region de Mashhad(Iran), Les problemes de metamorphites, serpentinites et granitoides Hercynians: these Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 277p.
 Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1987- The techniques of mothern structural geology, v.2, Fold and fractures: London. Academic press.

The Geometric, Kinematics and Deformation Stage Analysis of Metamorphic Rocks around Mashhad

M. Koolpouyan¹, M.H. Shalikhobad² & M.R. Ghannadi

Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Tectonic Group, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2007 August 21

Accepted: 2009 June 28

Abstract

The metamorphic rocks around Mashhad city were suffered by several stages of metamorphism and deformation. Special mineral and structural elements were focused in these stages. Metamorphic grade in the pelitic rocks changes from green schist to amphibole facies. Foliations generally are steep toward northeast. Lineations predominantly have gentle to moderate plunge (less than 30°) toward northwest. Kinematic analysis of ductile structures in outcrop and microscopic scale shows dextral strike slip shearing with reverse component from northwest to southeast in these zones. Contrasting a kinematic analysis of mesoscale folds reveal deformation with shear sense obtained from ductile shear zones indicates the strain partitioning in the area. Based on field analysis and microscopic studies, the rocks were deformed by two stages of ductile deformation and followed by brittle-ductile and brittle deformation in later stages. The first and second stages of deformation occurred in a progressive and continuous manner accompanied by the higher grade of metamorphism in the area. The main stage of metamorphism is contemporaneous with early Cimmerian orogenic phase.

Key words: Foliation, Lineation, Ductile deformation, Shear sense, Strain partitioning

For Persian Version see pages 99 to 106

*Corresponding author: M. Koolpouyan;

E-mail: Maeyvan_koolpouyan@geol.ac.ir