بررسی ساختارهای منطقهٔ برشی بدل آباد در شمال خوی

حسن حاجی حسینلو؛
گروه زمین‌شناسی، واحد خوی، دانشگاه آزاد اسلامی، خوی، ایران

دریافت ۹۸/۱۰/۰۴ پذیرش ۹۹/۰۵/۲۵

چکیده

منطقهٔ برشی بدل‌آباد در شمال خوی و در شمال باختری ایران قرار دارد، این منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی مانند گنایس، آمفیبولیت گنایسی، گابرو میلونیتی، دیوریت و گرانیت میلونیتی است که تحت تأثیر دگرشکل‌های شکل‌پذیر و شکننده-شکل‌پذیر قرار گرفته است. بررسیهای ساختاری و ریزساختاری منطقهٔ برشی معکوس با مؤلفهٔ راست گرد را در منطقهٔ بررسی شده تأیید می‌کند. سه فاز دگرشکلی در منطقهٔ برشی بدل‌آباد تشخیص داده شد (D1- D3). فازهای D1/D2 به‌وسیلهٔ چین‌های موازی، برگوارگی‌های سطح محوری S1 و S2 که نشان‌گر اعمال تنش σ_1 در راستای شمال خاور- جنوب باختر را نشان می‌دهد تشخیص داده شده‌اند. نوع دگرشکلی شکل‌پذیر است که نشان‌گر برش راست‌گرد است و اولین فاز اعمالی در منطقه است. چین‌های متعلق به فاز D3 معمولاً از نوع چین‌های نامتقارن باز تا فشرده است که به‌وسیلهٔ برگوارگی میلونیتی روی هم چاپ شده است. آثار دگرشکلی شکل‌پذیر در پرفیروکلاست‌های کوارتز و شکنا در پرفیروکلاست‌های فلدسپار می‌توان به‌عنوان یک فاز دگرشکلی شکنا- شکل‌پذیر در نظر گرفت که نشان‌گر برش راست‌گرد و اعمال تنش σ_1 در راستای شمال باختری-جنوب خاوری است و سومین فاز اعمالی در منطقه است. حرکات همگرایی مایل راست‌گرد مرتبط با فاز D3 و D2 پاسخی برای تشکیل زون برشی است که نشان‌گر برش راست‌گرد است و نشان‌گر اعمال تنش تنش σ_1 در راستای شمال خاوری-جنوب باختری است. از دیدگاه تکتونیکی منطقهٔ بررسی شده فشارش همگرایی راست‌گرد را به‌خوبی نشان می‌دهد عامل این رژیم تکتونیکی برخورد مایل پلاتفرم عربی با بلوک البرز باختری- آذربایجان است که در اثر برخورد به دو مؤلفهٔ فشارشی و برشی تفکیک شده است. تنش فشاری چین‌خوردگی و راندگی و تنش برشی عامل مؤلفهٔ امتدادلغزی راست‌گرد در زون برشی بدل‌آباد شده است.

واژه‌های کلیدی: خوی، منطقهٔ برشی، فاز دگرشکلی، همگرایی مایل راست‌گرد، مطالعهٔ ریزساختاری.

مقدمه

منطقهٔ بررسی شده بین طول‌های جغرافیایی ′۴۵ °۴۴ تا ′۵۸ °۴۴ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ′۳۲ °۳۸ تا ′۴۰ °۳۸ شمالی در شمال باختری ایران قرار دارد. ناحیهٔ بررسی شده بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران (نبوی، ۱۳۵۵) در محدوده‌ای بین دو زون البرز و آذربایجان (ایران مرکزی) و زون آمیزه رنگی شمال غرب ایران (زون افیولیتی)، بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی- رسوبی ایران [۲۲]، بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی سنندج-سیرجان و بر اساس تقسیمات افتخارنژاد (۱۳۵۹) بخشی از زون آمیزه رنگی و افیولیتی و بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی- رسوبی ایران، آقانباتی (۱۹۹۸) جزء منطقه افیولیتی محسوب می‌گردد (شکل ۱). تحقیقات بسیار گسترده‌ای روی مناطق برشی انجام شده است و این مناطق را از جنبه‌های گوناگون علوم زمین بررسی کرده‌اند، در ایران این تحقیقات بسیار جوان است و تاکنون توجه جدی به این مناطق نشده است. در سال‌های اخیر تعداد انگشت شماری از محققان در مناطق برشی ایران بررسی‌هایی انجام داده‌اند که در هر کدام از این تحقیقات بخش کوچکی از این مناطق را بررسی کرده‌اند و تاکنون پژوهش‌های جامعی روی منطقه برشی منطقهٔ بررسی شده انجام نگرفته است. در این پژوهش‌ها کمپلکس افیولیتی خوی بیش‌تر از کمپلکس سنگ‌های دگرگونی خوی

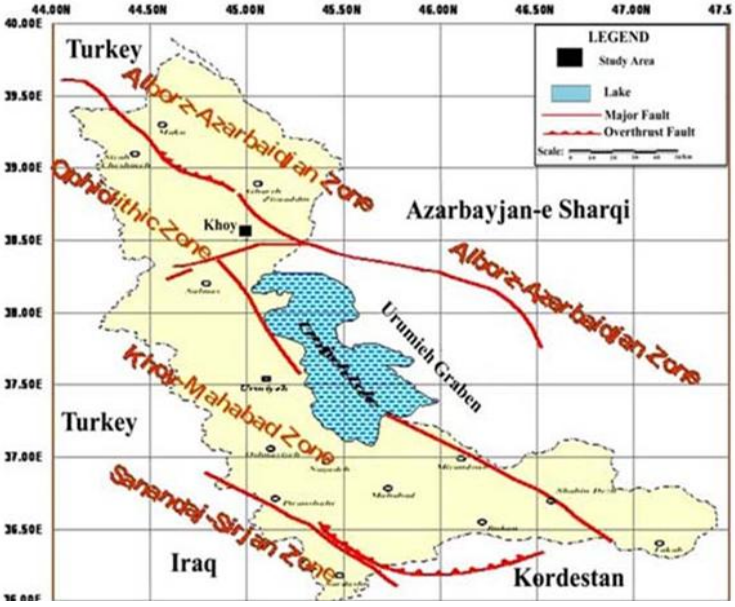
*نویسنده مسئول hajihosseinlou@iaukhoy.ac.ir

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]

[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

به‌وسیلهٔ زمین‌شناسان ایرانی و دیگران بررسی شده است اما تا به حال پژوهش‌های جامع ساختاری و ریزساختاری روی منطقهٔ برشی بدل‌آباد انجام نشده است و پژوهش‌های قبلی بیش‌تر روی چینه‌نگاری، ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی، پترولوژی و ساختاری خوی بوده است که عبارتند از: حسنی‌پاک و قاضی (۲۰۰۰)، خلعت‌بری جعفری و همکاران (۲۰۰۴)، پساگنو[1] و همکاران (۲۰۰۵)، عزیزی و همکاران (۲۰۰۶)، منصف و همکاران (۲۰۱۰)، عزیزی و همکاران (۲۰۱۰).

پایانامهٔ کارشناسی ارشد حق‌بیگی (۱۳۷۵) و نیکروز (۱۳۷۴) که هر دو سنگ‌های اوالترامافیک و مافیک را بیش‌تر بررسی کرده‌اند و معتقد به منشأ اقیانوسی این مجموعه هستند و کار خاصی روی سنگ‌های دگرگونی منطقه انجام نداده‌اند. پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد نوروزی (۱۳۷۹) در مورد ویژگی‌های ساختاری پهنه‌های برش نرم و ترد در گسترهٔ خوی بوده است که از دیدگاه زمین‌ساختی مجموعهٔ افیولیتی منطقه را به‌عنوان بقایای شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس معرفی کرده است که بین صفحه‌های ایران و ترکیه قرار داشته است و اعتقاد دارد این حوضه اقیانوسی دست‌کم تا کرتاسهٔ بالایی وجود داشته است. با شروع همگرایی بین صفحه‌های ایران و ترکیه، حوضه اقیانوسی بین آن‌ها شروع به بسته شدن کرده است. ایشان معتقد است که پهنه‌های برشی نرم منطقه در مرز صفحهٔ فرورونده اقیانوسی و صفحهٔ فرادیوارهٔ قاره‌ای شکل گرفته‌اند. در قسمت‌های ژرف پهنهٔ برش نرم و در بخش‌های سطحی آن دگریختی ترد روی داده است.



شکل ۱. زیر تقسیمات اصلی تکتونیکی در استان آذربایجان‌غربی

حسنی‌پاک و قاضی (۲۰۰۰)، اولین گزارش پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های خوی را ارائه کردند. این محققان با توجه به تجزیه‌های شیمیایی، سنگ‌های بازالتی منطقه را از نوع توله‌ایت مغاکی و دگرگونی منطقه را ناشی از دگرگونی قاعده افیولیت-ها دانسته‌اند. عزیزی (۱۳۸۰) که بیش‌تر پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی شمال خوی را بررسی کرده و معتقد است که عامل تکتونیکی در مورد تشکیل سنگ‌های دگرگونی منطقه با فشار متوسط، ضخیم شدن پوسته در طول تکتونیک برخوردی بوده است.

خلعت‌بری جعفری و همکاران (۲۰۰۴) نقشهٔ زمین‌شناسی جدیدی از این منطقه ارائه داده‌اند و مهم‌ترین نتیجه‌گیری حاصل این است که در منطقهٔ خوی یک کمپلکس افیولیتی وجود نداشته و دو کمپلکس افیولیتی موجود است. پساگنو و همکاران (۲۰۰۵) با ارائه مقاله تحت عنوان چینه‌شناسی تکتونیکی کمپلکس خوی، شمال‌غرب ایران، و با ترکیب بررسی‌های چینه-

1. Pessagno

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

شناسی زیستی، چینه‌شناسی زمانی، ژئوشیمی، ژئومتری، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی دو یا شاید سه باقی‌مانده‌های افیولیتی در خوی تشخیص داده‌اند. منصف و همکاران (۲۰۱۰) با بررسی پریدوتیت‌های کمپلکس افیولیتی خوی، معتقدند سکانس گوشته کمپلکس افیولیتی خوی با محیط زون فرورانش سوپرا[2] متعلق به گسترش کم حوضه‌های پشت کمانی است. عزیزی و همکاران (۲۰۱۰) با سن‌یابی ایزوتوپی کمپلکس دگرگونی منطقه، بازبینی مهمی از سن سازند و منشأ ماگما بازی ارائه داده‌اند. حاجی-حسینلو و همکاران، (۱۳۹۳) معتقدند که در زون برشی خوی، ساختارها و ریزساختارهای نشان‌گر برش معکوس و امتدادلغز راست‌گرد با هم‌دیگر مشاهده می‌شوند که بیان‌گر وقوع توزیع در این زون است. آنها باور دارند که نیروهای تکتونیکی مایل نسبت به زون دگریختی منطقهٔ خوی در اثر تکتونیک هم‌گرا بین صفحهٔ عربی و بلوک آذربایجان-البرز غربی در شمال غرب ایران روی‌داده است. بررسی‌های ساختاری و ریزساختاری در منطقه‌های برشی، کمک شایانی در شناخت سازوکارهای ایجاد آن‌ها و جهت تنش‌های وارده در این مناطق است. ساختارهای فراوانی در این منطقه و در مقیاس‌های مختلف (به‌ویژه در مقیاس میکروسکوپی و مزوسکوپی) وجود دارد. در این منطقه چین‌خوردگی‌های برشی، رگه‌های پوششی، گسل‌ها، رگه‌های کوارتز بودین شده، خطوارگی‌ها و برگوارگی‌های میلونیتی، کلیواژ کنگره‌ای، مهاجرت مرز دانه‌ای، تبلور مجدد مکانیکی، خاموشی موجی، میکاماهی، حاشیهٔ کرنشی، پورفیروکلاست‌های پوششی، پورفیروبلاست‌ها، سیگموئیدها و میکروبودین‌های نامتقارن و غیره قابل مشاهده هستند که تحت‌تأثیر دگرشکلی‌های شکنا ـ شکل پذیر قرار گرفته‌اند. هم‌چنین در این مقاله سعی شده است به این سوالات پاسخ داده شود:

الف) مهم‌ترین مکانیسم‌های دگرشکلی در منطقهٔ بررسی شده کدامند؟

ب) هندسهٔ منطقه برشی و گسترش آن چگونه است؟

ج) شاخص‌های جنبشی برای پی بردن به سوی منطقه برش کدامند؟

د) ارتباط بین تکتونیک برشی و دیگر مکانیسم‌های دگرشکلی در منطقه چگونه است؟

مواد و روش‌ها

طی پژوهش‌های صحرایی برداشت‌های ساختاری مورد نظر در برش‌های تعیین شده انجام گرفت. برای انجام پژوهش‌های ریزساختاری از تمام سنگ‌های منطقه بررسی شده حدود ۱۰۰ مقطع نازک جهت دار تهیه شد و برای تهیهٔ مقاطع نازک جهت‌دار، برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی انجام شد. دلیل نمونه‌برداری از سنگ‌های منطقه، تعیین شرایط دگرگونی در فازهای دگرشکلی و تعیین جهت برش در مقاطع است. به‌منظور بررسی جنبشی منطقهٔ بررسی شده، نتایج حاصل با وضعیت ساختاری هر نمونه و برداشت‌های صحرایی ترکیب شد. بررسی‌های آزمایشگاهی شامل بررسی ارتباط تبلور برخی از کانی‌ها با دگریختی، سازوکارهای دگریختی و شاخص‌های سوی برش بوده است. تفکیک مراحل دگریختی در واحدهای مختلف با بهره‌گیری از شواهد صحرایی و پژوهش‌های میکروسکوپی انجام شده است و با توجه به بافت موجود در سنگ‌ها و رابطهٔ پورفیروبلاست‌ها با برگوارگی‌های موجود، ارتباط بین مرحله‌های دگریختی با مرحله‌های دگرگونی تفسیر شده است.

زمین‌شناسی منطقهٔ بررسی شده

۱. سنگ‌های کمپلکس دگرگونی

سنگ‌های ژوراسیک بیش‌ترین گسترش را در منطقه دارند این سنگ‌ها بیش‌تر شامل کمپلکس سنگ‌های دگرگونی بوده است. عزیزی و همکاران (۲۰۱۰) از طریق سن‌سنجی رادیومتری روبیدیم- استرانسیم سن ۱۴۶ میلیون سال برای این سنگ‌ها

2. Supra

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]

[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

در نظر گرفته‌اند. در منطقهٔ بررسی شده، کمپلکس سنگ‌های دگرگونی بیش‌تر شامل متابازیت‌ها است (شکل ۲).

۲. متابازیت‌ها

متابازیت‌ها در کل منطقهٔ بررسی شده گسترش فراوانی دارند. به‌طوری‌که بین ۴۰ الی ۵۰ درصد حجم کل سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها شامل شیست‌سبز، آمفیبولیت هستند [۸]. متابازیت‌هایی که در رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند دارای اپیدوت، کلریت، آلبیت و اکسید آهن هستند. با افزایش دما این کانی‌ها ناپایدار گشته و در آن‌ها هورنبلند ظاهر شده است، به‌طوری‌که دو کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز حجم عمده این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. در بعضی از متابازیت‌ها گارنت نیز به‌وجود آمده که با توجه به فراوانی گارنت در آن‌ها، گارنت آمفیبولیت نام گرفته‌اند [۸]. در بعضی بخش‌ها علاوه بر گارنت، دیوپسید نیز متبلور شده و مقدار آن در برخی از نمونه‌ها بیش از ۵ درصد حجم سنگ را می‌سازد. با توجه به موارد مذکور می‌توان متابازیت‌ها را از لحاظ پتروگرافی به پنج گروه شیست‌سبز، اپیدوت‌آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت، گارنت-دیوپسید آمفیبولیت و دیوپسید آمفیبولیت تقسیم کرد. پیش سنگ متابازیت‌های شمال خوی گابرو و بازالت با سرشت تولئیتی و کالکوآلکالن و متاسدیمنت‌ها غالباً پلیتی بوده است که با رسوبات کربناته و تخریبی همراه بوده‌اند. درجه دگرگونی در این سنگ‌ها از رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت فوقانی تغییر می‌کند [۹]. متابازیت‌های منطقه بررسی شده دارای ساخت و بافت گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک بوده است و ترکیب کانی‌شناسی نسبتاً ساده‌ای دارند زیرا عمدتاً از آمفیبول و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. در بعضی نمونه‌ها به مقدار ناچیز کلینوپیروکسن، گارنت، تیتانیت (اسفن)، مگنتیت، اپیدوت و کلریت نیز یافت می‌شود.

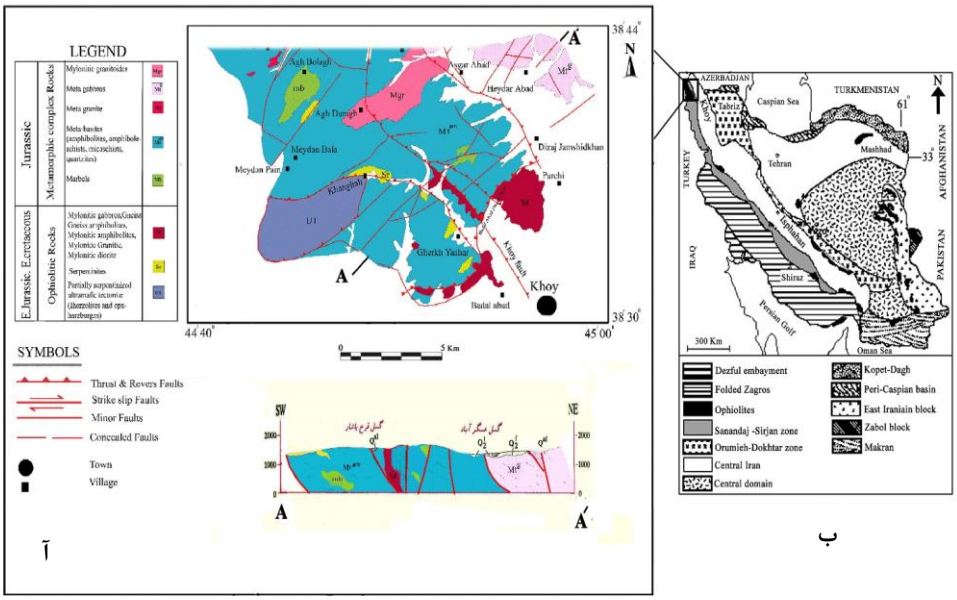
۳. سنگ‌های کمپلکس افیولیتی

سنگ‌های کمپلکس افیولیتی منطقه برشی خوی به سن ژوراسیک آغازین-کرتاسه آغازین که بیش‌تر شامل سرپانتین، گنایس میلونیتی، آمفیبولیت گنایسی، گابرو میلونیتی، آمفیبولیت میلونیتی، دیوریت میلونیتی، گرانیت میلونیتی، گرانودیوریت میلونیتی، سرپانتینت، لرزولیت و هارزبورژیت که تحت تأثیر دگریخت‌های شکل‌پذیر و شکننده-شکل‌پذیر قرار گرفته است. اولترامافیک‌ها نیز بیش‌ترین گسترش در منطقه دارند. در منطقه بررسی شده دو مجموعه اولترامافیک جدا از هم دیده می-شود. یکی به‌صورت سفره رورانده و دیگری به‌صورت اولترامافیک‌های در هم آمیخته با رسوبات. اولترامافیک‌ها در منطقه بدل-آباد به‌صورت سفره روی سنگ‌های کمپلکس دگرگونی منطقه برشی خوی رانده شده‌اند و در مناطق دیگر به‌وسیلهٔ منطقه‌های گسلی از متابازیت‌ها جدا می‌شوند (شکل ۲).

زمین‌شناسی ساختاری منطقهٔ بررسی شده

منطقهٔ برشی بدل‌آباد با راستای شمال باختر-جنوب خاور به موازات گسل‌راندگی خوی قرار دارد این گسل با راستای شمال باختر-جنوب خاور تقریباً تمام منطقه بررسی شده را دربرمی‌گیرد. این منطقه لبهٔ شمالی منطقه دگرگونی سنندج-سیرجان را محدود می‌کند [۱۶]. عناصر ساختاری، ابزارهای مهم شناخت دگریختی‌ها و دست‌یابی به الگوی دگریختی ناحیه‌ای هستند. دست‌یابی به این مهم، جزء از راه تحلیل دقیق ویژگی‌های هندسی و جنبشی ساختارها، ممکن نیست. بر مبنای برداشت‌ها و بررسی‌های صحرایی انجام شده در محدودهٔ بررسی شده مشخص شد که گسل‌های راندگی و چین‌خوردگی‌های همراه با آن‌ها، از جمله ساختارهای اصلی کنترل‌کننده دگریختی منطقهٔ بررسی شده هستند [۲]. گسل‌ها را می‌توان مهم‌ترین ساختارهای موجود در محدودهٔ بررسی شده به‌شمار آورد. با توجه به شواهد روی زمین و نقشهٔ ساختاری

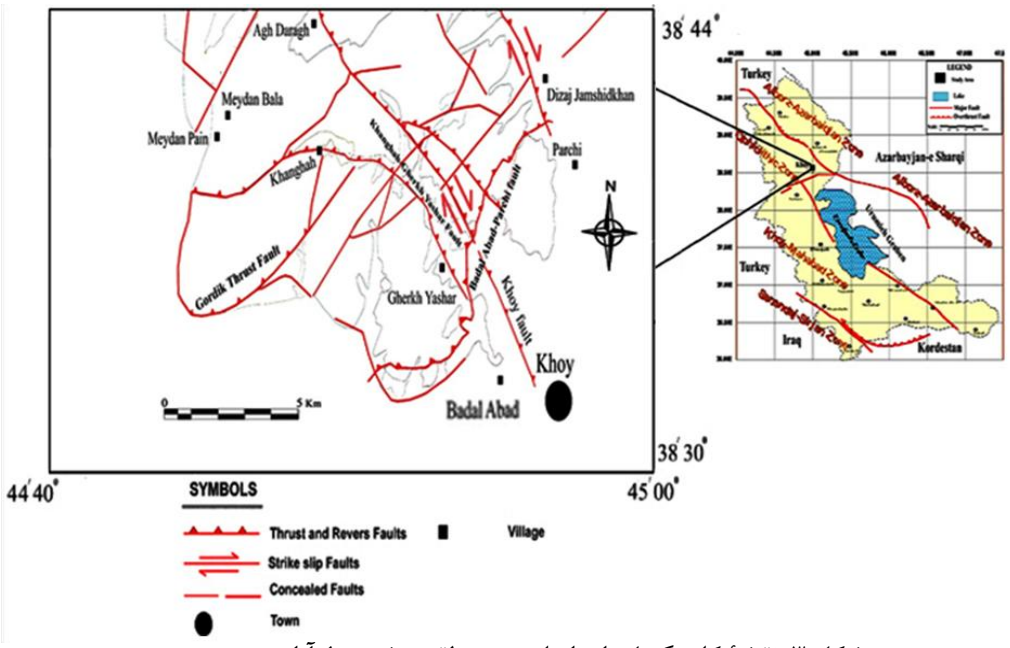
[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]



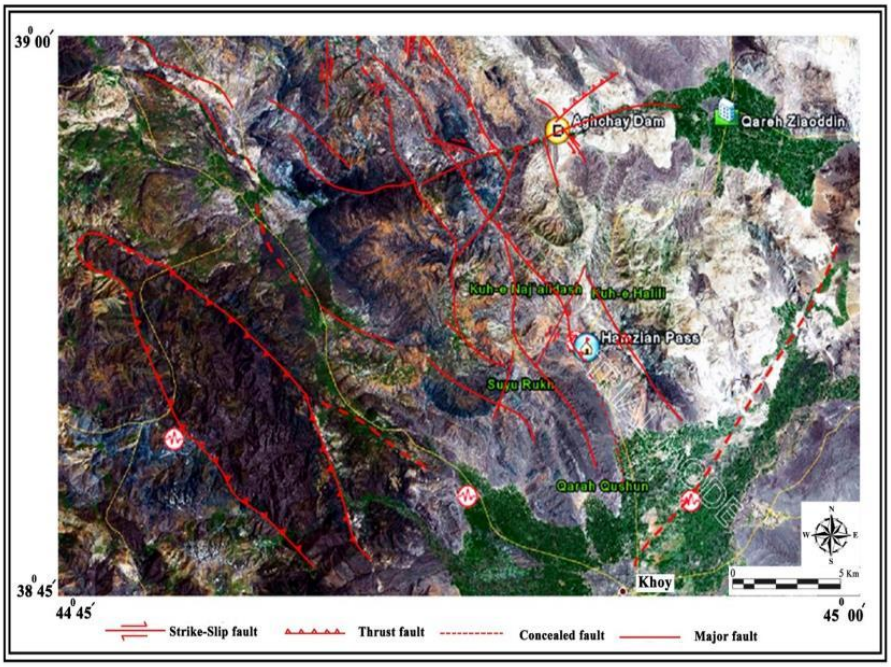
شکل ۲. آ) نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ بررسی شده، ب) واحدهای ساختاری و رسوبی ایران، آقانباتی (۱۳۹۸)

منطقه با استفاده از اطلاعات رقومی ماهواره‌ای TM، عکس‌های هوایی، نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس یک صد هزار و یک دویست و پنجاه هزار سازمان زمین‌شناسی و پژوهش‌های صحرایی ترسیم شده است بیش‌تر این گسل‌ها دارای سازوکارراندگی با مؤلفه‌های کوچک راستالغز هستند [۲] (شکل ۳ و ۴). هم‌چنین گسل‌های راستالغز و عادی نیز به‌صورت محلی دیده می‌شود. به‌کمک تصاویر ماهواره‌ای گسل‌های اصلی منطقهٔ بررسی شده نشان داده شده است. در این منطقه واحدهای سنگی قدیمی روی واحدهای سنگی جوان‌تر رانده شده و روی آنها قرار گرفته‌اند، شیب اغلب این روراندگی‌ها به‌طرف شمال خاور- خاور و جنوب خاور است (شکل ۵). در این منطقه گسل‌های با امتداد تقریباً شمالی ـ جنوبی (°۲۵ـ°۰۰) مشاهده می‌شود که در نقشه‌های زمین‌شناسی به بعضی از آن‌ها اشاره شده است و آن‌ها را به‌عنوان گسل‌های نرمال معرفی کرده‌اند. ولی بررسی اطلاعات رقومی ماهواره‌ای و مطالعات و بررسی‌های صحرایی نشان‌دهندهٔ جابه‌جایی امتدادلغز راست‌گرد در واحدهای سنگی اطراف این گسل‌ها است با این وجود در امتداد این گسل‌ها می‌توان آثار فعالیت گسل‌خوردگی معکوس بسیار جوان را در واحدهای سنگی منطقه مشاهده کرد (شکل ۵ آ و ب). در یک منطقه برشی شکنا، در نتیجه شکستگی مکانیکی اجزای سنگ در ژرفای کم، محصولات بافتی متنوعی پدید می‌آید که به دگریختی شکنا موسوم است. جریان یافتن کاتاکلاستیکی به‌صورت لغزش و چرخش قطعات خردشدهٔ سنگی، تاکلیت‌نما، سنگ‌های گسله از قبیل برش گسلی چسبنده از ساختارهای موجود در منطقه برشی شکنا در منطقه بررسی شده است. در محدودهٔ بررسی شده، تحرک شدید گسل‌های معکوس و دوپلکس‌ها، موجب خردشدگی شدید سنگ‌ها در مرز حرکتی بلوک‌های مجاور و شکل‌گیری فابریک‌های کاتاکلاستیکی- برشی متنوع و ایجاد درزه- شکستگی شده است. از شواهد دگریختی شکنا در منطقه برشی بدل‌آباد گسل‌ها، سنگ‌های گسله که خود شامل برش گسلی چسبنده کاتاکلاسیت (شکل ۵ ث و ج)، تاکیلیت‌نما، اولتراکاتاکلاسیت و پروتوکلاسیت، گوژ گسلی و خش گسل- خوردگی را می‌توان نام برد (شکل ۵ پ و ت).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]



شکل ۳. نقشهٔ کلی گسل‌های اصلی در منطقه برشی بدل‌آباد



شکل ۴. گسل‌های اصلی منطقهٔ بررسی شده که روی تصویر ماهواره‌ای TM نشان داده شده است [۲]

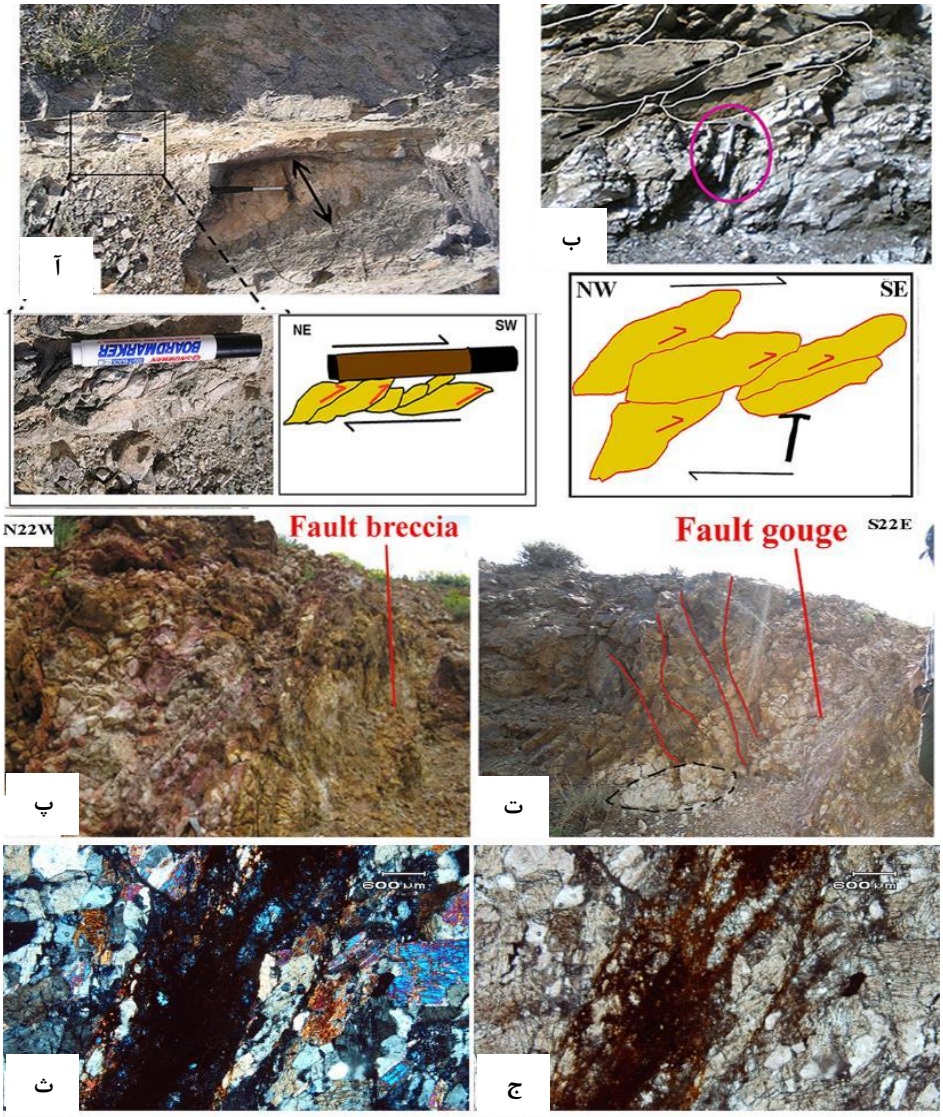
میانگین موقعیت هندسی گسل‌های خوی-عسگرآباد NE°۴۸، °۳۳۰ است. در سطوح برشی بدل آباد-پارچی خط‌خش‌هایی با موقعیت میانگین °۸۳، °۰۳۷ دیده می‌شود که یک جهت لغزش راستالغز راست گرد با مؤلفهٔ راندگی را نشان می‌دهد (شکل ۶). در منطقهٔ بررسی شده گسل‌هایی با طول و عملکرد متفاوت وجود دارند که هریک وضعیت هندسی خاصی را دارند. برای بررسی تنش‌های اصلی حاکم بر منطقه و نقش آن‌ها در شیوه دگرشکلی ناحیه، علاوه بر سایر روش‌های تحلیل ساختاری نیاز به انجام پژوهش‌های آماری در مورد گسل‌های ناحیه است که به همین لحاظ اقدام به تهیهٔ نمودار گل‌سرخی و تصویر استریوگرافیکی از گسل‌های منطقه شد شکل ۷ آ و ب نمودار گل‌سرخی و تصویر استریوگرافیکی از گسل‌های منطقهٔ بررسی

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

شده را نشان می‌دهد، با توجه به این شکل امتداد اغلب گسل‌های این منطقه شمال باختر، جنوب خاور (N13-N88° W) W° است. چنان‌که مشاهده می‌شود عمده‌ترین گسل‌های موجود در منطقه در دو راستا قرار دارند که عبارتند از:

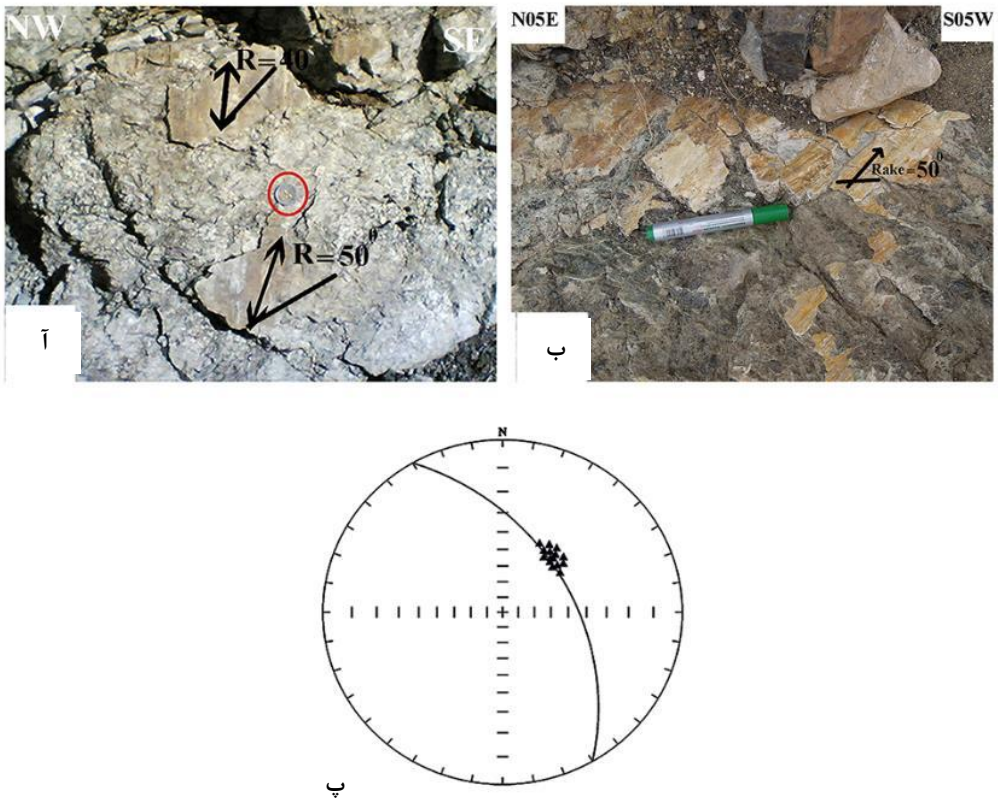
الف) راستای شمال شرق-جنوب غرب: از جمله گسل‌هایی که در این گروه قرار می گیرند می‌توان به گسل‌های بدل‌آباد-پارچی و گسل گوردیک اشاره کرد. با توجه به موازی این سیستم گسلی با چین‌خوردگی‌های ایجاد شده در منطقه ممکن است فعالیت این سیستم گسلی نسبت به سایر سیستم‌ها جوان‌تر باشد. این گسل‌ها مؤلفهٔ راستالغز دارند.

ب) راستای شمال غرب- جنوب شرق : از جمله گسل‌هایی که در این سیستم گسلی قرار می‌گیرند می‌توان به گسل راندگی خوی و گسل قرخ‌یاشار- خانقاه اشاره کرد. این گسل‌ها نیز اکثراً مؤلفهٔ راستالغز دارند.



شکل ۵. آ) ساختار دوپلکس در رخنمون آمفیبولیت، منطقه نسیم‌دبی، شمال شرق بدل‌آباد، ب) تصویر گسل‌های معکوس با مؤلفهٔ راستالغز ایجاد شده در گابرو دیوریت میلونیتی در روستای بدل‌آباد (در ترانشه کنار جاده بدل‌آباد-قرخ‌یاشار، غرب علمدار بدل‌آباد)، پ) برش گسلی و شکل، ت) گوژ گسلی در منطقهٔ بررسی شده، ث، ج) کاتاکلاسیت در آمفیبولیت میلونیتی منطقه بنگین‌لر بدل‌آباد، در این منطقه کاتاکلاسیت‌ها با برگوارگی‌ها گسترش یافته و بیش‌تر در محل‌های که غنی از میکا دیده می‌شود که میکاها در اطراف فلدسپار پیچ خورده‌اند برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی (E:PPL , F:XPL)

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]



شکل ۶. آ) خطوارهٔ سایشی رشته‌ای فلدسپات روی صفحهٔ گسل عسگرآباد، در ناحیهٔ عسگرآباد، ب) خطوارهٔ سایشی رشته‌ای فلدسپات روی صفحهٔ گسل خوی، در ناحیهٔ بدل‌آباد، پ) خط خش‌های سطح گسل در ناحیهٔ بدل آباد – پارچی و عسگرآباد بر صفحهٔ گسل خوی و عسگرآباد

به شرح مختصری از ویژگی‌های هر یک از گسل‌ها اشاره می‌شود:

گسل خوی: این گسل در شمال غرب خوی قرار دارد. این گسل دارای راستای شمال‌غربی– جنوب‌شرقی و امتداد N30°E است. شیب گسل ۴۸ درجه به‌سمت شمال شرق است. در محدودهٔ بررسی شده، تحرک شدید گسل‌های راندگی خوی، موجب خردشدگی شدید سنگ‌ها در مرز حرکتی بلوک‌های مجاور و شکل‌گیری فابریک‌های کاتاکلاستیکی- برشی متنوع و ایجاد درزه-شکستگی شده است که شواهد میکروسکوپی، مزوسکوپی و در مقیاس نقشه نشان می‌دهد گسل‌ها فابریک‌های برشی شکل-پذیر را قطع کرده است

گسل قرخ یاشار- خانقاه: این گسل در شمال غرب خوی قرار دارد و دارای دو شاخه با امتداد متفاوت است که به هم متصل شده‌اند. فعالیت آن موجب جا به‌جایی سنگ‌های سرپانتینیت وآمفیبولیت‌ها شده است.

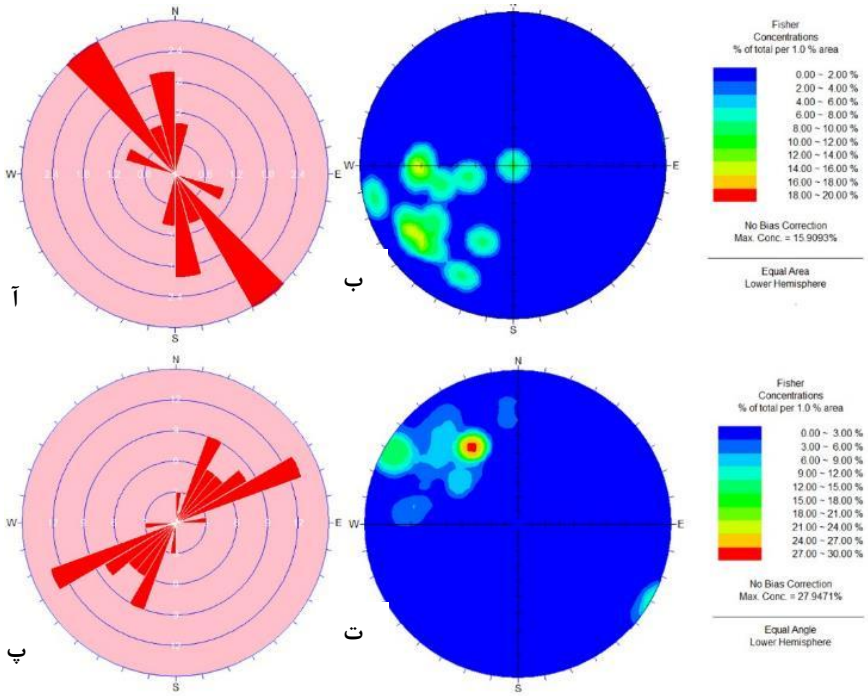
گسل عسگرآباد: این گسل در شمال شرق خوی قرار دارد. این گسل بخشی کوچک‌تری از گسل بداولی است. طول این گسل ۲۷ کیلومتر است و امتداد آن شمال‌غرب-جنوب‌شرق با سازوکار راندگی و شیب صفحه گسلی به‌سوی شمال‌شرقی است. در منطقه بررسی شده این گسل سبب قطع ناگهانی سنگ‌های دگرگونی با درجه خیلی کم در منطقه زارعان شده است.

گسل قوردیک: این گسل در جنوب غرب خوی قرار دارد. این گسل دارای راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی و امتداد N40°E است. شیب گسل بین ۴۰-۳۰ درجه به‌سمت شمال شرق است و فعالیت آن سبب راندگی سازندهای مختلفی مانند واحدهای کلریت سبز، سریسیت‌شیست، متاولکانیک و سنگ آهک کرستالیزه روی مجموعه افیولیتی (آمفیبولیت‌های اولترابازیک) این منطقه شده است. طول این گسل حدود ۱۰ کیلومتر است.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

سازو کار این گسل منجر به راندگی سنگ‌های کلریت و سریسیت شیست روی آمفیبولیت‌های اولترابازیک شده است. از ویژگی‌های بارز گسل‌های منطقه شیب گسل‌های راندگی است که اغلب به‌سمت شمال غرب هستند و در بخش‌های غربی شواهدی مبنی بر راندگی نهشته‌های پرمین روی آنها مشاهده می‌شود. بررسی گسل‌ها برای بررسی تنش‌های اصلی حاکم در منطقه امری ضروری است و در شکل‌گیری دگرشکلی ناحیه نقش به‌سزایی دارد. به‌طورکلی گسل‌های منطقه در دو راستای شمال شرق- جنوب غرب (گسل خانقاه) و شمال غرب- جنوب شرق (گسل‌های قرخ یاشار،گلوانس و قوردیک) است. در منطقهٔ بررسی شده گسل‌ها فابریک‌های برشی را قطع کرده‌اند. به‌عبارتی از لحاظ سنی گسل‌ها جوان‌تر از ساختارها در منطقهٔ برشی هستند.

ساختارهای دیگری که در منطقه گسترش زیادی دارند درزه‌ها است. تأثیر فاز شکنا، علاوه بر ایجاد گسل‌های اصلی و فرعی باعث گسترش سیستم‌های درزه بر منطقه شده است. در منطقهٔ برشی بدل‌آباد به‌علت عملکرد گسل‌های رورانده به‌ویژه گسل راندگی خوی، گسل عسگرآباد، گسل خانقاه- قرخ یاشار و گسل بدل‌آباد- پارچی رخنمون‌های نزدیک به گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های پرشماری یافته است. درزه‌ها دارای آرایش نردبانی، خطی، منحنی، شاخه درختی و غیره هستند و بیش‌ترین فراوانی درزه‌ها در واحدهای آمفیبولیتی، گرانیتی و سنگ‌های گابرو و گرانیت میلونیتی است. این ساختار در واحدهای مختلف باعث خردشدگی گرانیت‌ها و آمفیبولیت‌ها شده است. فاصلهٔ درزه‌ها در واحدهای دگرگونی به علت تأثیر بیش‌تر این عملکرد کم است. درزه‌های مرتبط با گسل‌خوردگی به‌طور معمول با کلسیت به رنگ‌های شیری و نباتی پر شده‌اند و به‌صورت تیغه-هایی هستند که شواهد خوبی برای تشخیص گسل‌خوردگی و به‌ویژه مکانیسم آنها است. برداشت‌هایی (امتداد، شیب) از درزه-های منطقه به‌طور تصادفی انجام شده است و پس از ترسیم نمودار گل سرخی و تصویر استریوگرافیکی مربوط به آن‌ها مشخص شد که عمدتاً در راستای NNE دارد قرار می‌گیرند (شکل ۷ پ و ت).



شکل ۷. آ، ب) نمودار گل سرخی و تصویر استریوگرافیکی مربوط به امتداد گسل‌های منطقه، پ،ت) نمودار گل سرخی و تصویر استریوگرافیکی از درزه‌های منطقه

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

۱. چین‌ها در منطقهٔ بررسی شده

در این منطقه به‌علت وجود راندگی‌های پرشمار، چین‌ها کم‌تر سالم مانده‌اند ولی به لحاظ سنگ‌شناختی، چین‌خوردگی‌های نامتقارن و متقارن کوچک پرشمار و گوناگونی رخ داده است که محور غالب آنها با روند کلی و همگانی چین‌خوردگی ناحیهٔ (شمال باختری-جنوب خاوری) هماهنگی دارند. در منطقهٔ بررسی شده چین‌های زیر در واحدهای مختلف سنگی دیده می‌شود که تمام این چین‌ها به‌صورت نامتقارن هستند و به دسته‌هایی قابل تقسیم هستند، که در ادامه در مورد آن‌ها بحث می‌شود.

۱-۱. چین‌های غلافی

چین‌های غلافی[3] عبارتند از چین‌های غیراستوانه‌ای که در سنگ‌های میلونیتی در مناطق برشی گسترش زیادی می‌یابند [۱۸]. چین‌های از نوع غلافی در منطقه برشی معمول هستند که از چین‌خوردن برگوارگی میلونیتی واقع در منطقهٔ برشی در طول یک دگرریختی برشی واحد ایجاد می‌شوند. چنین چین‌هایی می‌توانند در هر زمانی از گسترش دگرریختی پیش‌رونده غیر هم‌محور ساخته شوند. این نوع چین‌ها در آمفیبولیت‌های گنیسی میلونیتی در روستای بدل‌آباد قابل مشاهده است. چین-های غلافی منطقه در طول منطقهٔ برشی شمال باختر- جنوب خاور در جهت راست‌گرد تشکیل شده‌اند. در این منطقهٔ برشی معمولاً خطواره‌های با جهت میل غرب- شمال غرب به‌وسیلهٔ چین‌های کشیده، چین‌خورده و تشکیل چین‌های غیراستوانه‌ای داده‌اند. در منطقهٔ بررسی شده با توجه به مشاهده الگوهای تداخلی نوع اول در چین‌های غلافی مکانیسم نوع اول (ایجاد الگوهای تداخلی نوع اول) را برای آن می‌توان در نظر گرفت و ایجاد این چین‌ها را مرتبط با حرکات برشی راست‌گرد در منطقه دانست. در این چین‌ها جهت انحناء لایه‌ها در دو نسل چین خوردگی عمود بر یکدیگر و محور چین‌ها موازی با یکدیگر است، بنابراین الگوی تداخلی نوع سوم ایجاد شده که آثار آن به‌صورت الگوهای موجی شکل در مقطع عمود بر محور چین قابل مشاهده است. در این منطقه عملکرد گسل‌های فرعی به‌ویژه گسل راندگی خوی و گسل راندگی بدل‌آباد پارچی تأثیر به‌سزایی در زیاد شدن درجهٔ نامتقارن چین‌های غلافی داشته است.

چین‌های غلافی با نامتقارن بالا در نزدیکی این گسل‌ها و چین‌ها غلافی با نامتقارن متوسط در فاصله‌های دورتر قابل مشاهده هستند. در سطوح رخنمون‌های سطحی، چین‌های غلافی در منطقهٔ برشی بدل‌آباد به‌صورت چشم‌های بیضوی شکل که به‌وسیلهٔ حلقه‌های سنگی احاطه شده‌اند ظاهر می‌شوند (شکل ۸). محور طویل این چین‌ها موازی با خطواره کششی منطقه است و شکل‌شان منعکس کنندهٔ نوع برش هستند. این چین‌ها طبق نظر دیویس[4] و رینولد[5] (۱۹۹۶) به‌وسیلهٔ اختلاف جانبی در سرعت ذرات درون رژیم جریان تشکیل می‌شوند.

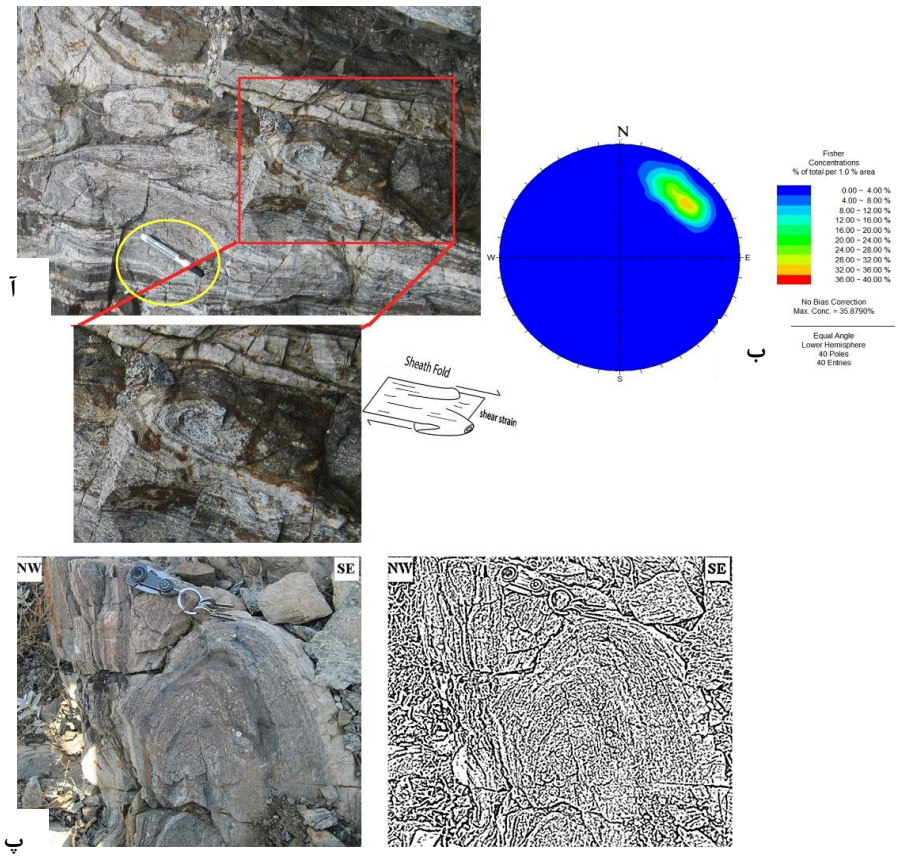
در این منطقه برشی معمولاً خطواره‌های ا جهت میل باختر- شمال باختر به‌وسیلهٔ چین‌های کشیده چین‌خورده و تشکیل چین‌های غیر استوانه‌ای دادند. به‌طور کلی محور چین‌ها در این ناحیه روند خاوری ـ باختری ($^{\circ}$۱۱۵-$^{\circ}$N۰۸۵) یا شمال باختر ($^{\circ}$۱۷۵-$^{\circ}$N۲۹۵) نشان می‌دهد (شکل ۸).

۱-۲. ساختار میکا ماهی[6]

از دیگر آثار دگرشکلی در منطقهٔ بررسی شده ساختار میکاماهی است. میکاماهی‌ها بلورهای منفرد متوازی‌الاضلاع شکل یا عدسی شکل هستند که اغلب به‌عنوان سوی برش استفاده می‌شود [۲۳]. گاهی اوقات میلونیت‌ها در مقطع نازک شامل دانه-های درشت عدسی‌های نامتقارن از میکا هستند که با برگوارگی غالب به‌صورت مایل قرار می‌گیرند به نام میکاماهی شناخته می‌شوند زاویهٔ حاده بین میکا ماهی و برگوارگی جهت برش را نشان می‌دهد [۴].

3. Sheath folds
4. Davis
5. Reynolds
6. Mica Fish

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]



شکل ۸. آ) چین‌های غلافی در آمفیبولیت گنیسی میلونیتی در شمال روستای بدل‌آباد در منطقه بنگین‌لر، ب) تصویر استریوگرافیکی مربوط به محور چین‌های نیامی نزدیک به تراست خوی در منطقه بدل آباد،پ) چین‌خوردگی هم شیب ناشی از چین خوردن خطوارگی‌های کششی در در شمال روستای بدل‌آباد در منطقه بنگین‌لر

در مقاطع نازک بررسی شده از منطقهٔ مورد پژوهش، میکا ماهی‌ها را می‌توان به سه شکل تقسیم‌بندی کرد که شامل: ۱. سیگموئید[۷]، ۲. کشیده[۸] و ۳. به‌صورت متوازی‌الاضلاع هستند. در انواع میکاماهی‌ها، زاویهٔ بین محور طویل بلورهای ماهی‌گون با صفحه برش شکل‌پذیر در این منطقه حدود $^{\circ}۳۰$-$^{\circ}۰۰$ است. میکاماهی‌ها در در این منطقه طبق تقسیم‌بندی تن گروتنوسوهمکاران [۲۳]، در گروه ۱ (شکل ۹ آ)، در گروه ۳ (شکل ۹ ب) و در گروه ۲ (شکل ۹ پ) قرار می‌گیرد. میکای گروه ۲ احتمالاً از چرخش به عقب از موقعیت اولیهٔ خود که تقریباً موازی برگوارگی است و به حالت مایل نسبتاً پایدار جدید رسیده‌اند به‌وجود آمده‌اند [۱].

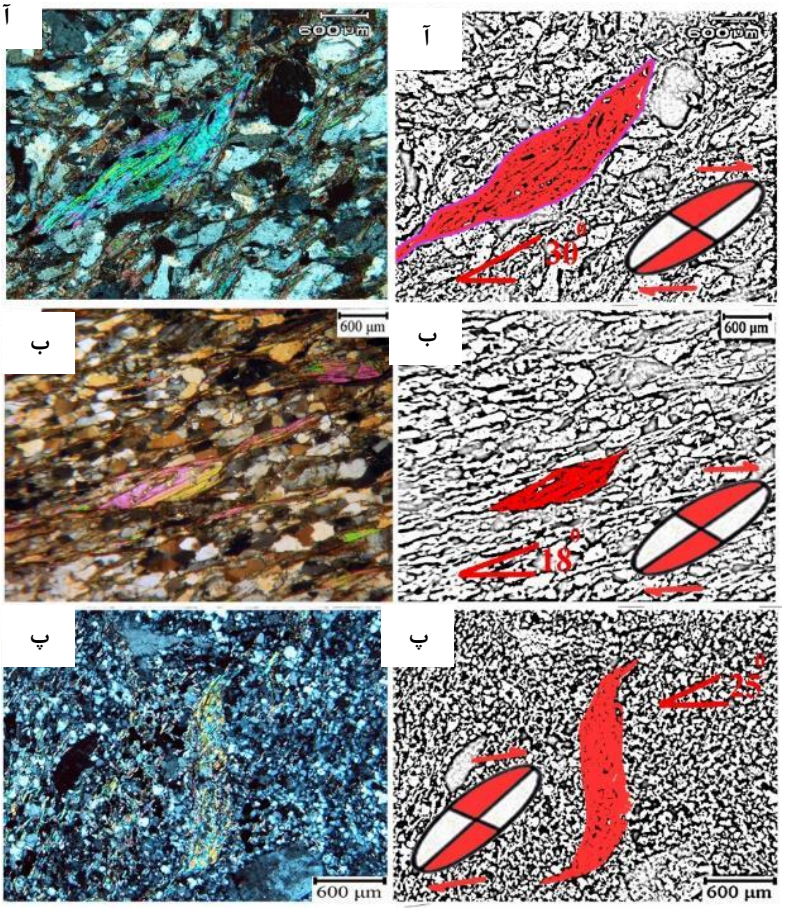
۱-۳. پورفیروکلاست‌های پوششی[۹]

این ساختار بیش‌تر در گابروهای میلونیتی و گرانیتوئیدهای میلونیتی منطقه بررسی شده دیده می‌شود. پورفیروکلاست-های پوششی از بلور منفرد مرکزی و پوشش دانه‌ریز از بلور هم جنس تشکیل شده‌اند. پوشش دارای بلورهای ریز ممکن است به‌صورت دنباله دگرریخت شده باشند که در دو طرف از پورفیروکلاست به موازات اجزای کشیده شده در میلونیت ادامه دارند [۱۷].. این ساختارها به‌وسیلهٔ [۱۸] توصیف شده‌اند، نوع σ دارای دنباله در نزدیکی پورفیروکلاست و دارای دو وجه صفحه‌ای خمیده هستند که نسبت به‌هم ناقرینگی داخلی دارند. در دو سمت پورفیروکلاست، بال‌ها در ارتفاعی مختلف قرار می‌گیرند.

7. Sigmoid
8. Lenticular
9. Mantled porphyrorclast

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

این اختلاف ارتفاع پله‌ای شدن نامیده می‌شود. در میلونیت‌های با واتنش بالا پورفیروکلاست‌های نوع δ تشکیل می‌شود. با توجه به این که اکثر پورفیروکلاست‌های پوششی در منطقه بررسی شده از نوع δ می‌باشند می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که در این منطقه نرخ واتنش بالا است (شکل۱۰ ب و ث). در حالی که پورفیرکلاست نوع σ در میلونیت‌های با واتنش پایین نیز مشاهده می‌شوند (شکل۱۰ آ، پ و ت). پورفیروکلاست پوششی نوع دلتا (δ) از جنس فلدسپار پتاسیم‌دار در رخنمون‌های گابرو میلونیتی و گرانیتوئید میلونیتی در منطقه بدل‌آباد تشکیل می‌شود (شکل۱۰ ب و ث).

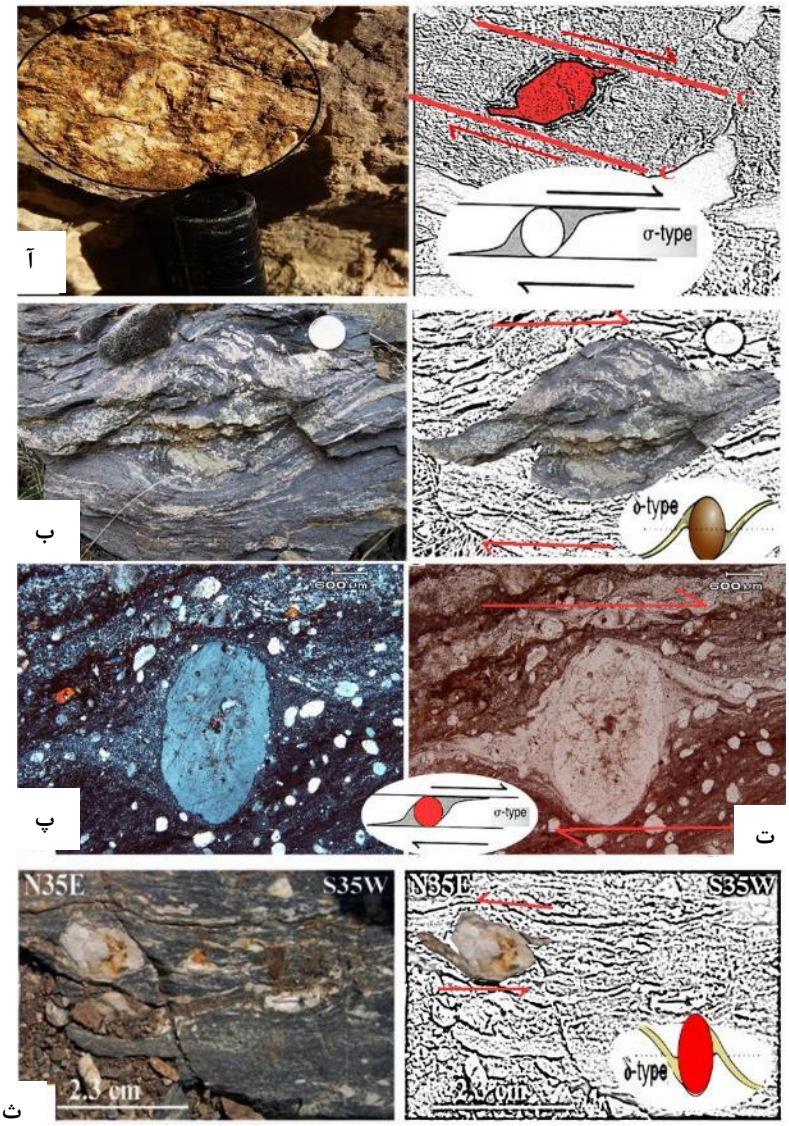


شکل ۹. تصویر میکروسکوپی از میکا ماهی‌ها. آ) میکاماهی به شکل متوازی‌الاضلاع، میکاماهی به شکل کشیده در داخل گابرو- دیوریت‌میلونیتی منطقه آغاجویلر بدل‌آباد، ب) میکاماهی به شکل کشیده در داخل شیست‌میلونیتی جاده بدل‌آباد– پارچی (در محدوده حیدرآباد)،پ) میکاماهی به شکل سیگموئید، جاده بدل‌آباد– عسگرآباد (منطقه پارچی) در داخل دیوریت‌میلونیتی، در همه تصاویر نوع حرکت برشی راست‌گرد، برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی (A, B, C XPL).

۱-۴. پورفیروبلاست‌ها در منطقهٔ بررسی شده

پورفیروبلاست‌ها منبع گران‌بهایی از اطلاعات برای نمایش تکوین تکتونیکی و دگرگونی محل تشکیل خود هستند. در بررسی تعیین کینماتیک در چرخش یا عدم چرخش نسبت به چهارچوب مشخص، پورفیروبلاست‌ها استفاده می‌شوند، هم‌چنین در ارتباط با مکانیسم چین‌خوردگی و در تعیین نوع و مقدار برش در منطقه‌های برشی استفاده می‌شوند. پورفیروبلاست‌های متفاوتی طی مراحل مختلف دگرگونی در سنگ‌های منطقه رشد کرده‌اند. رشد این پورفیروبلاست‌ها با توجه به ارتباط آن‌ها با ریزساختارها به‌صورت هم‌زمان با دگریختی، قبل و پس از دگریختی انجام شده است. چگونگی رشد پورفیروبلاست‌ها در ارتباط با دگریختی بدین‌صورت است:

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]



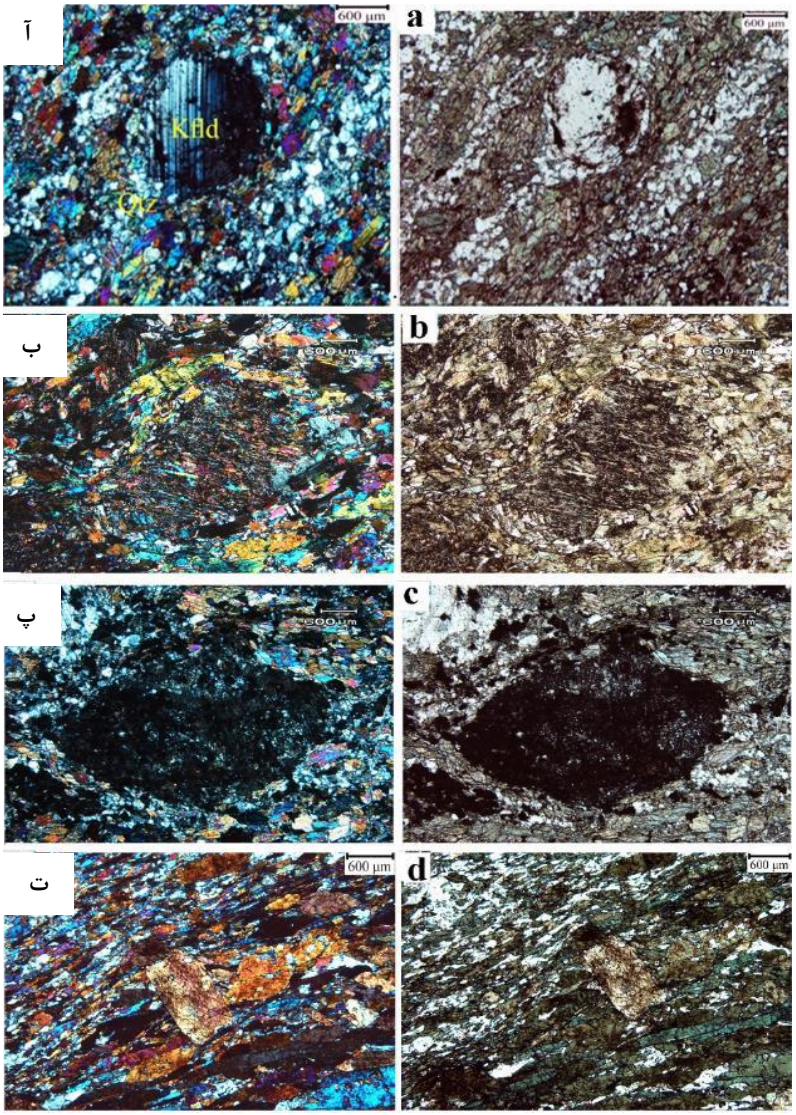
آ ب پ ت ث

شکل ۱۰. آ) پورفیروکلاست های پوششی از نوع سیگما (σ) در رخنمون‌های گرانیتوئیدی منطقهٔ بررسی شده، نوع حرکت برشی راست‌گرد، ب) پورفیروکلاست‌های پوششی از نوع دلتا (δ) در رخنمون‌های متابازیتی منطقهٔ بررسی شده، نوع حرکت برشی راست‌گرد، پ) گابرو میلونیتی با پورفیروکلاست‌های پوششی سیگما (σ) با جنس فلدسپار پتاسیم‌دار، برگوارگی با روندی از سمت راست بالا به‌طرف سمت چپ پایین مشاهده می‌شود. نوع حرکت برشی راست‌گرد، برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی (C : CPL, D: PPL)، ث) گرانیتوئید میلونیتی با پورفیروکلاست‌های پوششی نوع دلتا (δ) از جنس فلدسپار پتاسیم در منطقه بنگلین‌لر شمال بدل‌آباد، نوع حرکت برشی چپ‌گرد

رشد پوفیروبلاست‌های فلدسپات پتاسیم‌دار در گابروی میلونیتی به‌صورت پیش از دگریختی یا پیش از تکتونیک (D1) انجام شده است. پورفیروبلاست‌ها کاملاً عدسی شکل و موازی و زاویه زیادی با برگوارگی دارند و برگوارگی S1، پورفیروبلاست را دور می‌زند (شکل ۱۱ آ a). در آمفیبولیت‌ها، پورفیروبلاست‌های گارنت، میکا و پلاژیوکلاز دارای میان‌بارهای جهت‌داری از آمفیبول‌های غنی از کلسیم هستند. در منطقهٔ بررسی شده، دو نسل از این پورفیروبلاست‌ها قابل تشخیص است. نسل اول گارنت‌ها طی دگرگونی ناحیه‌ای و نسل دوم، در طی دگرگونی مجاورتی رشد کرده‌اند. به نظر می‌رسد رشد نسل اول گارنت‌ها، به‌صورت قبل تا هم‌زمان با دگریختی بوده است که برگوارگی داخلی (Si) مستقیم و خمیده در آن‌ها دیده می‌شوند. این نسل از گارنت‌ها دارای سایه واتنش هستند که از بیوتیت و کوارتز پر شده است. برگوارگی میلونیتی، که شامل کانی‌های

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

بیش‌تر میکا و کوارتز است، این گارنت‌ها را دور می‌زند. رشد پیش از دگرریختی بیش‌تر در گارنت میکاشیست‌ها دیده می‌شود. رشد بعد از دگرریختی گارنت‌ها در سنگ‌های همبری اطراف توده‌های نفوذی مشاهده می‌شود. برخی از این گارنت‌ها شکل‌دار بوده است و برگوارگی S2 را قطع می‌کنند و بعضی دیگر دارای بافت اسکلتی هستند. این گارنت‌ها فاقد سایه کرنش هستند (شکل ۱۱ ب b، پ c). رشد پورفیروبلاست‌های بیوتیت در شیست به‌صورت پس از دگرریختی یا پس از تکتونیک (D2) انجام شده است. پورفیروبلاست‌ها کاملاً شکل‌دار و برگوارگی S2 را قطع می‌کند و دارای جهت‌یافتگی مخالف با جهت‌یافتگی برگوارگی S2 است به احتمال این دسته از پورفیروبلاست‌ها، در اثر دگرگونی قهقرایی ناشی از نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی (دگرگونی مجاورتی) حاصل شده‌اند (شکل ۱۱ ت d).



شکل ۱۱. آ) پورفیروبلاست فلدسپات پتاسیم‌دار پیش از تکتونیک (D1) در گابروی میلونیتی در ناحیه بدل‌آباد، ب) پورفیروبلاست گارنت در آمفیبولیت میلونیتی در شمال خوی در ناحیهٔ بدل‌آباد، پ) پورفیروبلاست گارنت در آمفیبولیت میلونیتی در جاده بدل‌آباد- پارچی، سایه‌های واتنشی بدون فیبر در اطراف پورفیروبلاست گارنت، ت) پورفیروبلاست بیوتیت بعد از تکتونیک (D2) در شیست در شمال غرب خوی در ناحیه بدل‌آباد، نوع حرکت برشی در همه تصاویر راست گرد است. برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی، (A, B, C, D : XPL) (a , b , c, d PPL)

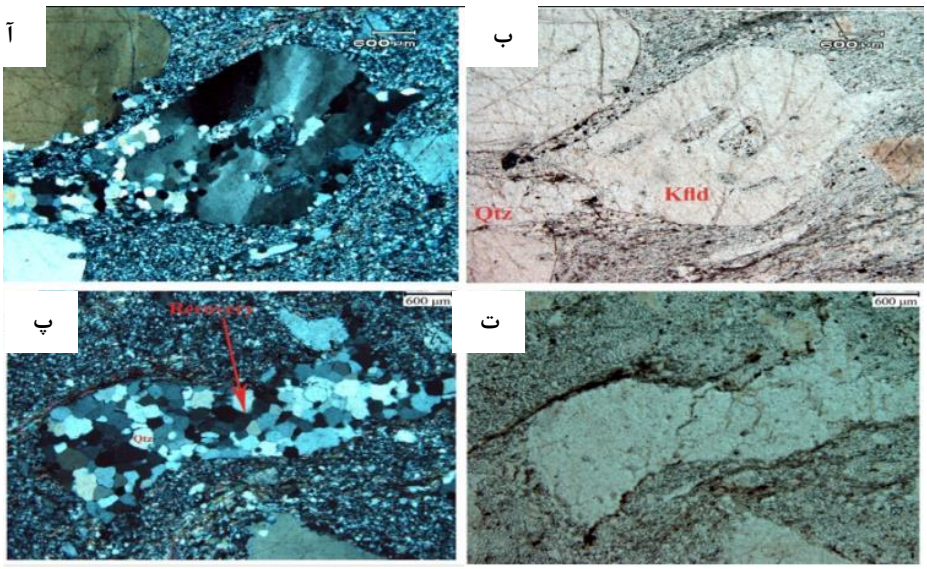
[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

۱-۵. پدیده بازیابی[10]

پورفیروکلاست‌های کوارتز به‌صورت مجموعه‌های تک کانی و یا چند کانی در منطقه بررسی شده دیده می‌شوند. به‌طوری که در این نوع سنگ‌ها می‌توان پدیدهٔ باز یابی را به‌وضوح مشاهده کرد به‌این ترتیب که بلورهای درشت کوارتز ابتدا تحت تأثیر تنش قرار گرفته و این بلورها تمام مراحل دگرشکلی اعم از خاموشی موجی و به‌هم ریختگی شبکه بلوری، تشکیل حاشیه‌های مضرسی در بلورها را پشت سر گذاشته و بعد از این مراحل حاشیه بلورها در اثر تأثیر حرارت شروع به بازسازی کرده‌اند البته لازم به ذکر است که در بعضی بلورها هنوز آثاری از حواشی مضرسی دیده می‌شود و ما از روی این نشانه‌ها به پدیدهٔ بازیابی پی می‌بریم (شکل۱۲ آ و ب).

۱-۶. حاشیه‌های کرنشی[11]

پدیده حاشیه‌های کرنشی یکی از مهم‌ترین مکانیزم‌های تغییرشکل در سنگ است. حاشیه درشت بلورهای که تحت تنش قرار دارند، محل حاشیه‌های کرنشی است. در این قسمت‌ها اتنش کم‌تری وجود دارد و کانی‌های فیبری نظیر موسکوویت یا کانی‌های دیگر، در آن رشد می‌کنند در حاشیهٔ بلور آلکالی فلدسپارها و درشت بلورهای کوارتز این منظره قابل مشاهده است. پراکنده شدن دانه‌های میکا و کوارتز شاهد دیگری بر دگرشکلی است. گردشدگی پورفیروکلاست‌ها به‌دلیل تبلور مجدد است (شکل۱۲ پ و ت).



شکل ۱۲ آ و ب) تشکیل حاشیه کرنشی در کوارتز گرانیت- دیوریت میلونیتی در منطقه بنگین‌لر بدل‌آباد، پ و ت) پدیدهٔ بازیابی در رگه‌های کوارتزی منطقهٔ بررسی شده. برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی. کوارتز =Qtz و فلدسپات پتاسیم‌دار

Kfld= (A, C: XPL **, D, B: PPL)**

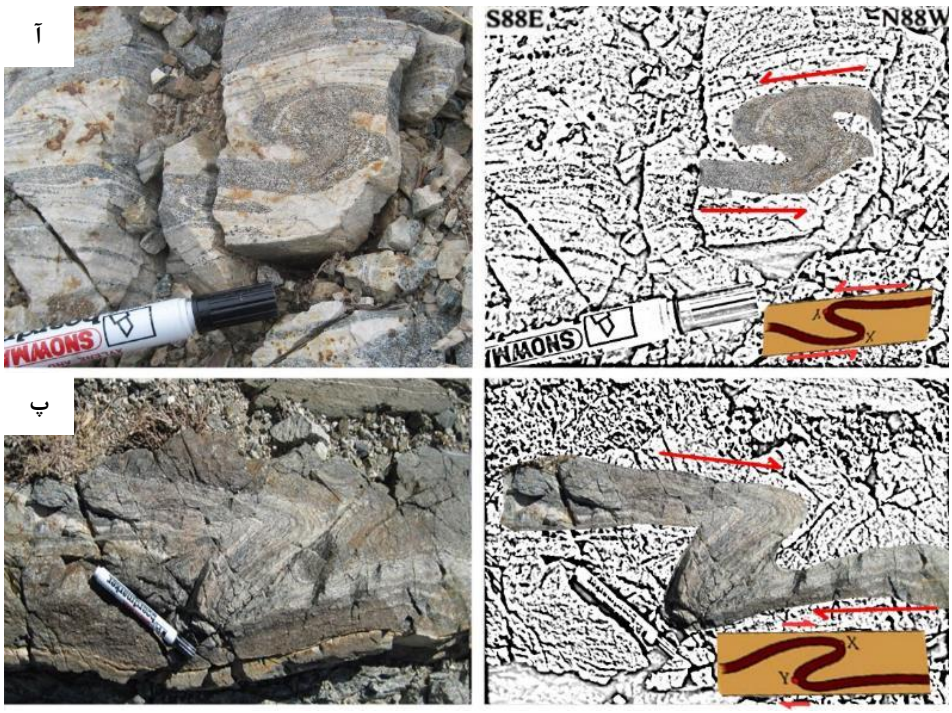
۱-۷. چین‌های کششی نامتقارن از نوع S و Z شکل

این چین‌ها در آمفیبولیت گنیسی میلونیتی و گنیس میلونیتی در منطقه علمدار بدل‌آباد، گرانیتوئیدهای میلونیتی جاده بدل‌آباد- پارچی -عسگرآباد تشکیل می‌شوند. برگوارگی مرحلهٔ دوم چین‌خوردگی (S2) به‌صورت ریزچین‌هایZ ، S شکل است که چین‌های S شکل دریال سمت چپ، چین‌های Z شکل در یال سمت راست و چین‌های M شکل در محل لولای چین‌های مرحلهٔ اول قابل ملاحظه است، ایجاد این چین‌ها را به مرحلهٔ دگرشکلی D2 می‌توان نسبت داد. در منطقه برشی

10. Recovery
11. Fringes Strain

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

شمال خوی، چین‌های کششی S شکل در زون‌های برشی معکوس و چین‌های کششی Z شکل در زون‌های برشی امتدادلغز تشکیل شده‌اند. چین‌های کششی S شکل و Z شکل در محل لولای چین و خطواره‌هایی با زاویه نسبت به خط لولا، در یال چین‌ها نشان دهنده حرکات خمشی لغزشی در آنها است (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. آ) چین‌خوردگی برشی از نوع S شکل در آمفیبولیت گنیسی میلونیتی در روستای بدل‌آباد در منطقه بنگین‌لر در شمال خوی. نوع برش چپ‌گرد است، ب) چین‌خوردگی برشی از نوع Z شکل در گنیسی میلونیتی در روستای بدل‌آباد در منطقه بنگین‌لر در شمال خوی. نوع برش راست‌گرد است.

۱-۸. ساخت بودیناژ و میکروبودیناژ

ساخت بودیناژ در رگه‌های کوارتز فلدسپاری منطقه دیده می‌شود. به‌طوری‌که آن رگه‌ها بر اثر نیروهای کششی به‌صورت تکه‌های منقطع و دنبال هم در آمده‌اند. در بعضی بخش‌ها چین‌خوردگی و بودین با هم دیده می‌شوند یا حتی یک یال چین موازی، به‌صورت بودین در آمده است. راستای کشیدگی بودین نیز راستای شمال‌شرق- جنوب‌غرب بوده است و با خطواره ناشی از کشیدگی کانی‌ها منطبق است. هم‌چنین با سطح محوری چین‌های هم‌شیب، موازی است. محور بزرگ این گونه از بودین‌ها به‌ویژه در منطقهٔ علمدار و قره‌قوشون بدل‌آباد، در محدودهٔ جاده بدل‌آباد-پارچی-عسگرآباد در جهت شیب برگوارگی منطقه است. البته بعضی از این بودیناژها که در پهلو و محور چین‌خوردگی‌ها مشاهده می‌شوند، مکانیسم ایجادشان مرتبط با چین‌خوردگی‌های انجام شده است که این بودین‌ها در زون‌های برشی امتدادلغز تشکیل می‌شوند (شکل ۱۴). بودیناژ موازی برگوارگی معمولاً در سنگ‌های شدیداً برگوارگی شده تشکیل می‌شود. انواع مختلفی از بودیناژها در این منطقه مرتبط با منطقه برشی بدل‌آباد وجود دارد که بودیناژ موازی با برگوارگی در سنگ‌های میکاشیست تشکیل شده است. این بودین‌ها جزء بودین‌های باند برشی[۱۲]، که به‌وسیلهٔ بودیناژ با لغزش A به‌صورت مخروطی شکل یا لوزی‌گرد تشکیل می‌شوند [۱۲]. در این منطقه بودیناژ به‌صورت واتنش غیر هم‌محور با امتداد $N60^{o}W$ در منطقهٔ برشی بدل‌آباد تشکیل شده است. پژوهش‌های ساختاری نشان می‌دهد هندسه ساختارهای بودین برگوارگی بستگی به جهت‌یافتگی شگستگی‌های اولیه و رشد شکستگی‌ها

12. Band shear

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

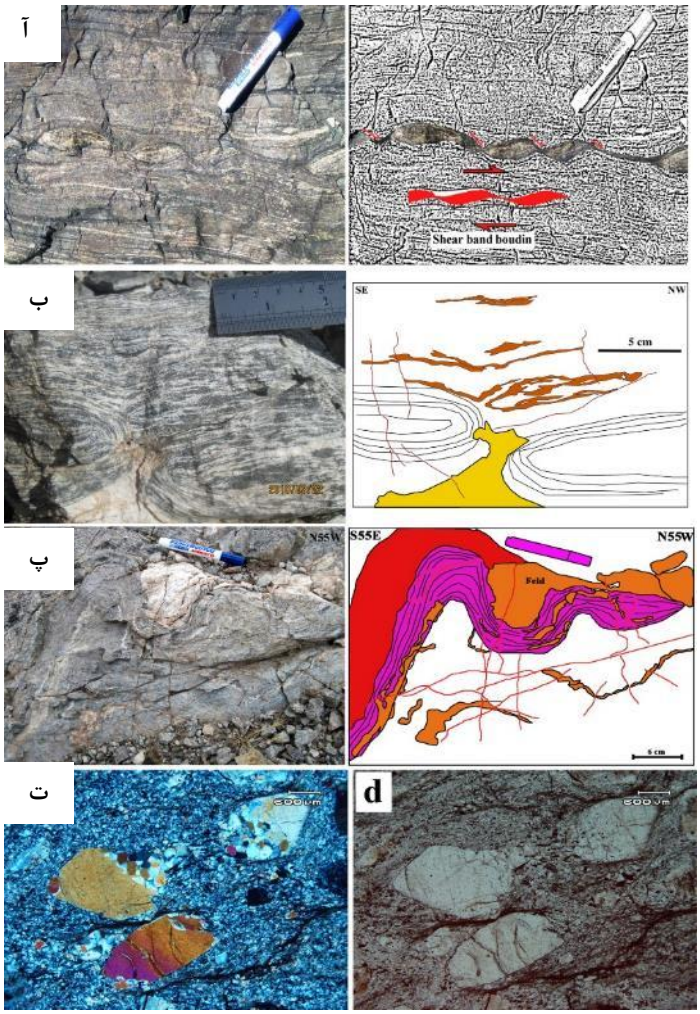
در طول دگرشکل بیش‌تر دارد. با توجه به امتداد این بودیناژها در منطقهٔ برشی یدل‌آباد الگو تقارن مونوکلینیک را نشان می‌دهند (شکل ۱۴). بودیناژهایی که در اثر کشش در کانی‌های کشیده و در مقیاس میکروسکوپی به وجود می‌آیند به میکروبودیناژ موسومند. از میکروبودیناژها می‌توان به‌عنوان مقیاسی برای اندازه‌گیری مقدار کرنش استفاده کرد [۱]. ساخت-های به‌وجود آمده در بخش‌های گردن این بودیناژها بسیار شبیه سایه‌های واتنشی و رگه‌های کششی است. میکروبودیناژها به‌وسیلهٔ مجموعه کانی‌هایی که در گردن آن‌ها رشد می‌کنند می‌توانند نشان‌دهندهٔ شرایط دگرگونی، هنگام دگرریختی باشند. در برخی مواقع، رشد دانه‌ها هنگام تشکیل میکروبودیناژ، باعث به‌وجود آمدن حالت ناحیه‌بندی در بلورها می‌شود. بررسی این نواحی نیز می‌تواند در تعیین تغییرات شرایط دگرگونی هنگام دگرریختی پیش‌رونده بسیار مؤثر باشند (شکل ۱۴). بودین‌های در جهت شیب برگوارگی در زون‌های برشی امتدادلغز و بودین‌های در جهت موازی با روند برگوارگی‌های میلونیتی در زون‌های برشی معکوس تشکیل می‌شوند. در این منطقه امتداد کلی بودین‌های موازی برگ‌وارگی به موازات امتداد گسل خوی است، پس این ساختارها در اثر حرکات برشی رخ داده است و در طول گسل خوی ایجاد شده‌اند.

۱-۹. هندسه برگوارگی‌های میلونیتی و خطوارگی‌های کشیدگی در سنگ‌های متنوع منطقهٔ بررسی شده

یکی از مهم‌ترین آثار دگرشکلی که در منطقه بررسی شده دیده شده است، برگوارگی‌ها و خطوارگی‌ها است، برگوارگی داخل میلونیت‌ها تحت عنوان برگوارگی میلونیتی شناخته می‌شود. در زون‌های برشی شکل‌پذیر سه نوع برگوارگی معمول است برگوارگی مایل، باندهای برشی نوع C و باندهای برشی نوع 'C. نوارهای برشی نوع C در فابریک C/S موازی کناره‌های زون برشی است و نسبتاً مستقیم و ادامه‌دار است. بر عکس نوع 'C، فابریک C/S در میلونیت‌هایی که برگوارگی در آن‌ها ضعیف بوده است و درصد کمی میکا دارند گسترش می‌یابد. این فابریک بیش‌تر در زون‌های برشی با درجه متوسط معمول است و به‌ویژه در گرانیت‌های تغییرشکل یافته دیده می‌شود. در حالی‌که فابریک نوارهای برشی نوع C در اطراف پورفیروکلاست‌های فلدسپار دور می‌زنند. نوارهای برشی نوع C در محل‌هایی با وجود تنش تقسیم شونده بالا هسته‌بندی شده و در کنار پورفیروکلاست‌های فلدسپار تولید و گسترش یافته و به‌هم متصل می‌شوند [۱۸]. این ساختارها در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی در متابازیت‌ها و گابرو میلونیتی در پاره‌ای از مناطق نظیر منطقه عسگرآباد و بدل‌آباد مشاهده می‌شود. در گابرو میلونیت‌های بدل‌آباد، عسگرآباد و پارچی نوارهای برشی نوع C با فاصله خیلی کمی از هم قرار دارند. فاصله این نوارها با شدت واتنش بالا از یکدیگر ۱۲ تا ۲۵ سانتی‌متر بوده و شیب آن‌ها نزدیک به قائم است (°۷۳-°۹۰). در این مناطق برگوارگی میلونیتی و نوارهای برشی نوع C خیلی به هم نزدیک و حتی بر هم منطبق می‌شوند، اما در پاره‌ای مناطق باندهای برشی نوع 'C وجود دارد که با زاویه °۲۵ درجه نسبت به نوارهای برشی نوع C قرار می‌گیرند. نوارهای برشی نوع C دارای امتداد °N۳۲۵- °N۳۳۵ و نوارهای برشی نوع 'C دارای امتداد °N۱۵E هستند. در سطح برگوارگی میلونیتی این سنگ‌ها، پورفیروکلاست‌های پوشش‌دار فلدسپات و بلورهای ماهی‌گون جهت برش بالا به‌سمت شمال‌شرق را نشان می‌دهند که حرکت راست‌گرد را در منطقه بررسی شده تأیید می‌کند (شکل ۱۵ آ، ب، پ). برگوارگی مرحلهٔ اول (S1) با راستای NNW تا NW–SE برگواره غالب در زون برشی بدل‌آباد است که در اثر گسترش چین‌های همشیب بسته با یال موازی (F1) که به موازات برگوارگی مرحلهٔ دوم (S2) سطح محوری آن‌ها به‌وجود آمده است. این برگواره در شیست‌ها، گنیس‌ها و آمفیبولیت‌های گنیسی به‌خوبی دیده می‌شود به‌طوری‌که در شیست‌ها، برگوارگی فاصله‌دار است و بر اثر جهت یافتگی میکاها در مناطق M-domain و از تجمع کوارتز ± فلدسپار در مناطق Q-domain تشکیل شده‌اند (شکل ۱۶ آ).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]

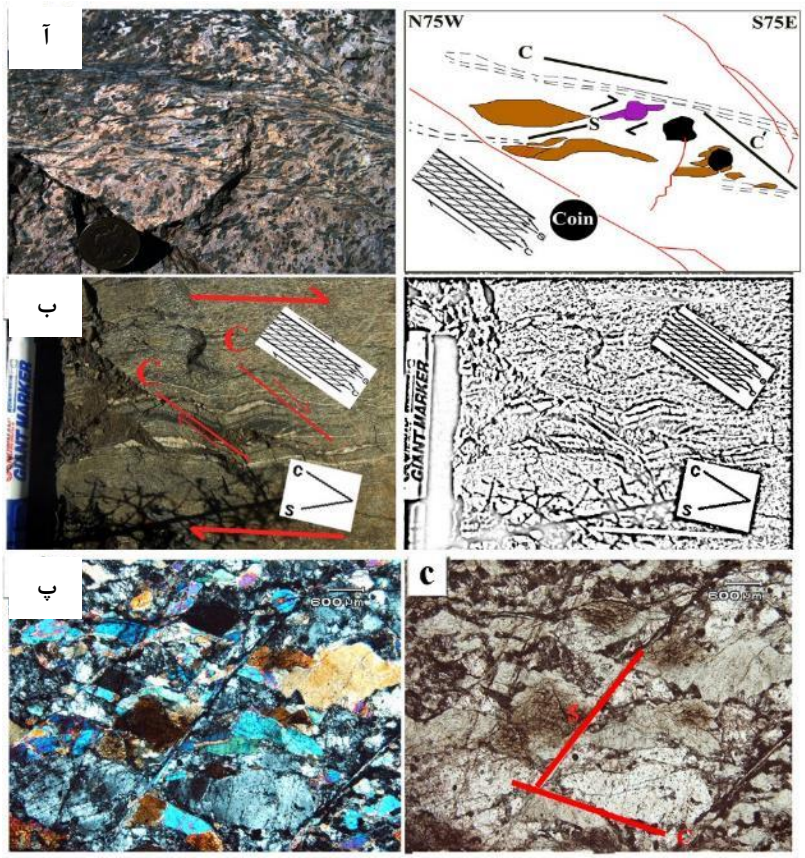
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]



شکل ۱۴. آ) بودین باند برشی در منطقهٔ بررسی شده، این بودین‌ها دارای شکل دراز کشیده خمیده و جابه‌جایی نسبتاً زیاد و حاوی خمش هم‌سو در صفحه بین بودین هستند که نسبت به صفحه بیرونی بودین خمیدگی ملایمی دارد، ب) ساختار بودین برگوارگی در آمفیبولیت گنیسی میلونیتی، در منطقهٔ گردنه بدل‌آباد- قرخ‌یاشار در شمال غرب خوی، هندسه گردن بودین از نوع دهان ماهی[13] است. رگه با فلدسپار پتاسیم‌دار پرشده است، پ) بودین‌های نوع کشیده نیز در منطقهٔ برشی بدل‌آباد، که امتداد آن‌ها N۴۵°W-S۴۵°E است. لایه بودین شدهٔ فلدسپات (Fled) در یال و محور چین‌های برشی از نوع Z با امتداد N۵۵°W - S۵۵°E مشاهده می‌شود. محور بودین در جهت شیب برگوارگی است. این بودین جزء بودین‌های متقارن بدون لغزش گردن‌دار هستند. سوی برش با توجه به چین‌خوردگی برگ‌وارگی از نوع Z شکل، راست‌گرد است، تd) کشیدگی در طول برگ‌وارگی و ایجاد میکروبودیناژ نامتقارن در پورفیروکلاست‌های کوارتز در گرانیت میلونیتی در منطقهٔ بدل‌آباد شمال خوی. برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگ‌وارگی میلونیتی باشد. در زیر میکروبودین کوارتز، ساختار بسیار زیبا کوارتز ماهی نیز مشاهده می‌شود با توجه به جهت بلورماهی‌گون، سوی برش راست‌گرد است برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی(D: XPL, d: PPL).

13. Fishmouth

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

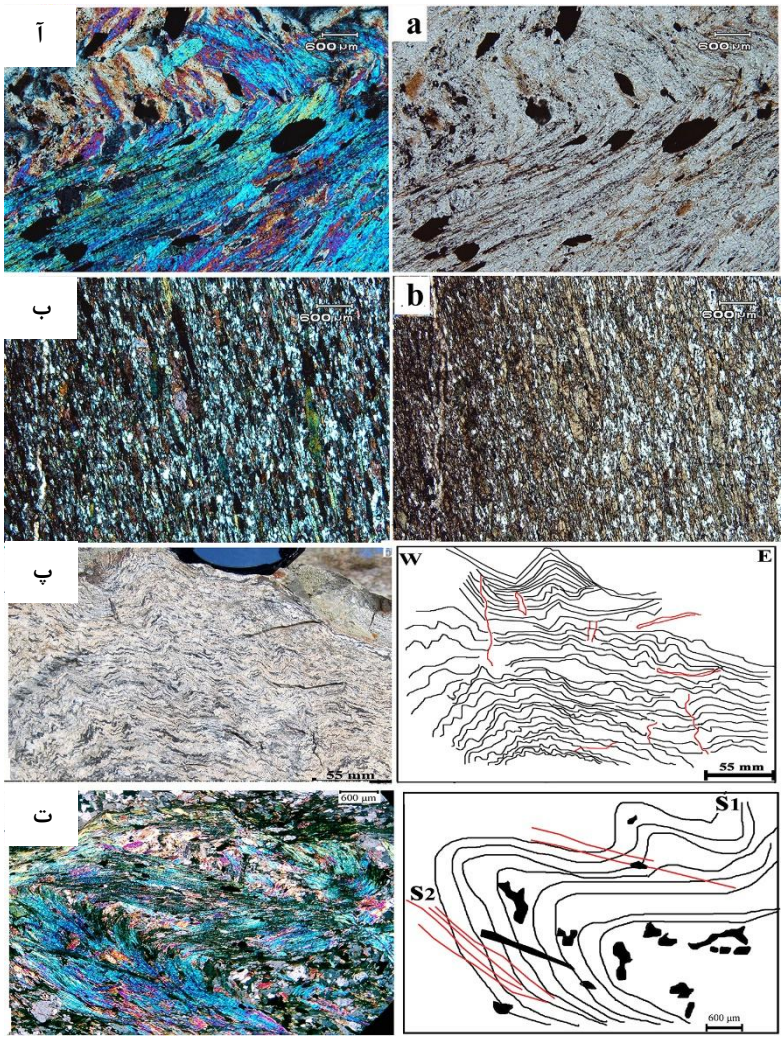


شکل ۱۵. آ) **صفحات S–C در گابرو میلونیتی در منطقهٔ بررسی شده، ب) صفحات S–C در متابازیت‌های منطقه، پ) صفحات S–C و رخ نوار برشی نوع -C' در گابرو–دیوریت میلونیتی یافته در شرق روستای بدل‌آباد، در همهٔ تصاویر سوی برش راست‌گرد است برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی (C: XPL, c: PPL).**

در آمفیبولیت گنایسی برگوارگی مرحلهٔ اول (S1) فاصله‌دار است و بر اثر جهت‌یافتگی آمفیبول‌ها که در بین آن‌ها باندهای روشن فلدسپاری±کوارتز قرار گرفته‌اند تشکیل شده‌اند. در بیش‌تر آن‌ها این برگواره از نوع ممتد[14] است (شکل ۱۶ ب b). برگوارگی غالب این سنگ‌ها در راستای N۱۴۰° قرار می‌گیرد. اما در بعضی از مناطق به‌ویژه در شمال بدل‌آباد در منطقهٔ علمدار و بنگین‌لر، شرق جاده بدل‌آباد (قره‌قوشون)-پارچی- عسگرآباد، این برگوارگی، چرخشی در جهت عقربه‌های ساعت پیدا کرده و راستای NNE به‌خود گرفته است. در بقیهٔ مناطق امتداد تقریباً ثابت است. محور چین‌های مرحلهٔ اول (F1) که راستای NNW قرار گرفته‌اند، جهت آن‌ها تقریباً با برگوارگی مرحلهٔ اول منطبق است. برگوارگی مرحلهٔ دوم به‌صورت کنگره-ای[15] در سنگ‌ها دیده می‌شود که امتداد سطوح محوری آن‌ها در راستای NNW قرار می‌گیرد این برگوارگی در گرانیت میلونیت، دیوریت میلونیت، گابرو میلونیت و گنیس میلونیت به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۱۶ پ و ت). برگوارگی مرحلهٔ دوم در کل منطقه عمومیت ندارد بلکه فقط در بعضی از زون‌های برشی دیده می‌شود. شکل ۱۶ ت کلیواژ کنگره‌ای در منطقهٔ بررسی شده را نشان می‌دهد که در میکرولیتون‌ها اثراتی از چین‌خوردگی‌های کوچک برگوارگی قبلی (S1) را نشان می‌دهد. میکرولیتون‌ها[16] به‌همراه برگوارگی دوم (S2) که از ریز چین‌خوردن برگوارگی مرحله اول به وجود آمده دیده می‌شود. این برگوارگی کنگره‌ای با دامنهٔ کم، نامتقارن بوده است و محدود در زون‌های برشی است که زاویهٔ حدود ۱۱-۱۳ درجه با برگوارگی S1 می‌سازد و حتی در خیلی موارد موازی با آن دیده می‌شود. می‌توان گسترش محلی برگوارگی مرحلهٔ دوم را نتیجه حرکت راستالغز در زون‌های برشی در راستای NNW دانست. اندازه‌گیری از برگواره S2 منطبق است.

14. Continuous
15. Crenulation
16. Microlithon

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]



شکل ۱۶. آ) برگوارگی فاصله‌دار در شیست‌ها و بر اثر جهت‌یافتگی میکاها در مناطق M-domain و از تجمع کوارتز ± فلدسپار در مناطق Q-domain، شمال منطقهٔ ب) برگواره S1 به‌صورت ممتد در شیست‌های منطقه بر اثر جهت‌یافتگی کانی‌های بیوتیت و موسکوویت، پ) برگوارگی S2 به‌صورت کنگره‌ای در منطقه بدل‌آباد در شمال خوی، ت) کلیواژ کنگره‌ای در شرق آجای در شمال‌غرب خوی با برگوارگی جوان‌تر (S2)

اختلاف در راستا ممکن است ناشی از عملکرد گسل‌های فرعی باشد که با زاویهٔ کم‌تری نسبت به منطقهٔ برش اصلی قرار گرفته‌اند. برگوارگی میلونیتی (Sm) در تمام سنگ‌های دگرگونی منطقه برشی خوی دیده می‌شود اما گرانیت میلونیت، دیوریت میلونیت، گابرو میلونیت و گنیس میلونیت به‌خوبی دیده می‌شود. چین‌خوردگی برگوارگی‌های میلونیتی طی دگرریختی سوم (D3)، مهم‌ترین رخداد پس از میلونیتی شدن در مرحلهٔ دوم (D2) است (شکل ۱۷ آ و ب). دگرریختی سوم در شرایط شکنا- شکل‌پذیر رخ داده و بیش‌تر به شکل‌گیری چین‌های باز و بزرگ مقیاس با طول موج‌های بلند و سطح محوری‌های پرشیب انجامیده است. خطوارگی‌های کشیدگی در رخنمون‌های میلونیتی از دیگر ساختارهای مهم در منطقه برشی بدل‌آباد است. انواع متنوعی از خطوارگی‌های کشیدگی در منطقهٔ برشی بدل‌آباد در طول دگرشکلی شکل‌پذیر تشکیل شده است که شامل خطوارگی‌های کشیدگی در میلونیت‌ها، محور طویل بیضوی دانه‌های کوارتز- فلدسپار، روبان‌های کوارتز- فلدسپار و خطوط لولای چین‌های میکروسکوپی است. متوسط پلانژ و روند خطوارگی‌کشیدگی دانه‌های کوارتز- فلدسپار کشیده شده 18°، $N55^{\circ}E$ تا 15° و $N58^{\circ}E$ است. موقعیت شماتیک از برگوارگی S1، S2 در منطقهٔ برشی بدل‌آباد و انواع

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

دگریختی و فرآیندهای ناشی از آن رسم شده است (شکل ۱۸ آ و ب). شکل ۱۹A نقشه ساختاری رسم شده در منطقهٔ برش بدل‌آباد را نشان می‌دهد. تصویر استریوگرافیکی خطواره‌های کشیدگی و برگواره‌های میلونیتی در این منطقه در شکل ۱۹ ب نشان داده است. شواهد جنبشی فراوانی از عملکرد تنش‌های برشی و فشارشی در این منطقه دیده می‌شود که همهٔ آنها نشان‌دهندهٔ عملکرد یک منطقه برشی با برگوارگی میلونیتی با شیب متوسط به‌سمت شمال شرق و خطواره کشیدگی به‌سمت شمال شرق با سازوکار راستالغز راست‌گرد با مؤلفهٔ معکوس در این منطقه است.

بحث

بررسی‌های سنگ‌شناسی در منطقه برشی بدل‌آباد نشان می‌دهد که درجه دگرگونی سنگ‌های این منطقه در حد رخساره شیست‌سبز و آمفیبولیت فوقانی و دما در حدود ۶۸۰-۴۸۰ درجه سانتی‌گراد است [۵]. با توجه به اطلاعات حاصل از بررسی ساختاری و ریزساختاری منطقهٔ بررسی شده مشخص می‌شود که ساختارهای حاصل هم از نوع دمای بالا و هم از نوع دمای پایین است. به‌طوری‌که از مهم‌ترین ساختارهای دمای بالا می‌توان به خمش ماکل در پلاژیوکلازها، چین‌خوردگی باندهای کوارتز و فلدسپاری، کشیدگی و نواری شدن فلدسپارها، ساختارهای پورفیروکلاستی نامتقارن δ در بسیاری از آلکالی فلدسپارها، بدون چین‌خوردگی سنگ‌های درون‌گیر اشاره‌گیر کرد. از مهم‌ترین ساختارهای دمای پایین در این منطقه می‌توان پورفیروکلاست‌های قطعه- قطعه شده فلدسپار در میلونیت‌های منطقه [۲۴]، خرد شدن دینامیکی فلدسپار و کوارتز، خاموشی موجی در کوارتز و غیره اشاره کرد. از شواهد دگرشکلی شکنا در منطقه برشی بدل‌آباد گسل‌ها، سنگ‌های گسله که خود شامل برش گسلی چسبنده، کاتاکلاسیت، گوژ گسلی و خش گسلش را می‌توان نام برد. در محدودهٔ بررسی شده، تحرک شدید گسل‌های معکوس و دوپلکس‌ها، موجب خردشدگی شدید سنگ‌ها در مرز حرکتی بلوک‌های مجاور و شکل‌گیری فابریک‌های کاتاکلاستیکی- برشی متنوع و ایجاد درزه- شکستگی شده است که شواهد میکروسکوپی، مزوسکوپی و مقیاس نقشه نشان می‌دهد گسل‌ها فابریک‌های برشی شکل‌پذیر را قطع کرده است. با توجه به روند کلی ساختارها از قبیل برگوارگی، چین‌ها، گسل‌های راندگی شمال‌غرب- جنوب شرق است که نشان‌دهندهٔ حداکثر کوتاه‌شدگی در جهت شمال‌شرق- جنوب‌غرب است. با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی نیز در خصوص نمونه‌های برداشت شده از مناطق برشی راندگی‌ها می‌توان تأثیر مؤلفه راستالغز راست‌گرد را برای تمام راندگی‌ها استنباط کرد. گسل‌خوردگی‌های نرمال و امتدادلغز نیز در ارتباط با مؤلفهٔ راستالغز راست‌گرد است. پژوهش‌های مزوسکوپی از قبیل کلیواژهای نواری برشی از نوع -C و از نوع -S، ساختار میکاماهی‌ها، پورفیروکلاست‌های پوششی جهت برش راست‌گرد را در منطقهٔ بررسی شده نشان می‌دهد. مهم‌ترین مکانیسم‌های دگرشکلی شامل برگوارگی، کلیواژهای نواری برشی از نوع -C، از نوع -S، تبلور مجدد مکانیکی، میکا ماهی و پورفیروکلاست‌های پوششی مشاهده شده است، هم‌چنین مشاهده گسل‌های رورانده در این منطقه و نواحی مجاور آن بیانگر حرکات تراستی در این منطقه است. بر اساس مقاطع نازک مطالعه شده و بررسی‌های صحرایی و تحلیل داده‌های صحرایی و دستگاهی منطقهٔ بررسی شده را می‌توان نتیجه سه فاز دگرشکلی در نظر گرفت که در زیر به تشریح هر یک از این فازها پرداخته می‌شود. فازهای دگرشکلی در منطقهٔ بررسی شده به‌ترتیب عبارتند از:

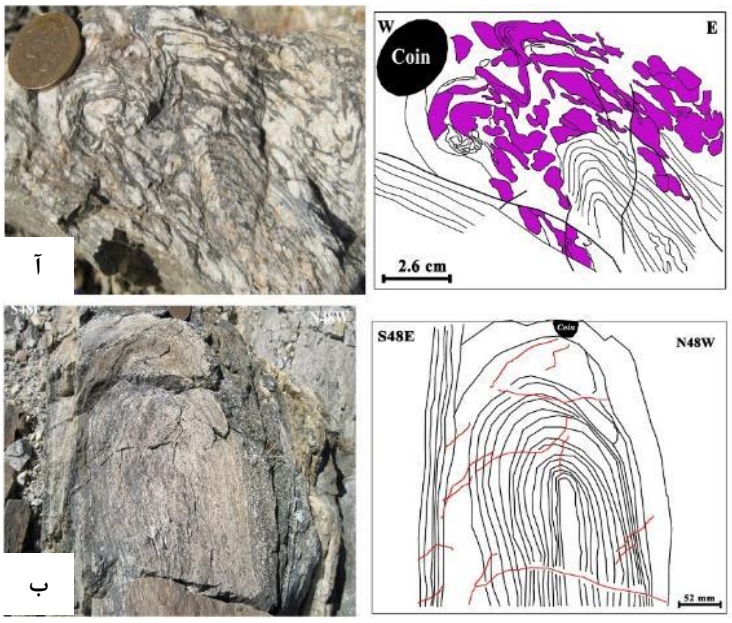
۱. اولین فاز دگرشکلی (D1): این فاز باعث چین‌خوردگی سنگ‌ها در اعماق شده، طی آن چین‌های نسل اول از قبیل چین‌های هم‌شیب (F1) و برگوارگی غالب (S1) با اعمال نیروهای تکتونیکی در منطقه شکل گرفته است. در واقع می‌توان آن را مهم‌ترین فاز دگرشکلی در منطقه دانست. این فاز دگرشکل نشان‌گر اعمال تنش $\sigma 1$ در راستای شمال خاور- جنوب باختر با توجه به روند محور چین‌ها و روند برگوارگی‌های S1 را نشان می‌دهد. نوع دگرشکلی شکل‌پذیر است که نشان‌گر برش راست‌گرد است. اولین فاز اعمالی در منطقه فشارشی است. ماهیت دگرشکلی این فاز از نوع شکل‌پذیر است.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]

[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

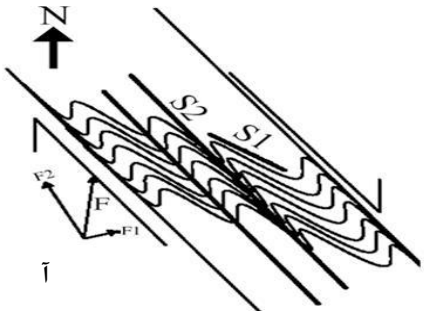
۲. دومین فاز دگرشکلی (D2): ماهیت دومین فاز اعمالی در منطقه از نوع شکل‌پذیر است. وجود گارنت و آمفیبول در متابازیت‌ها، توسعه برگوارگی و خطوارگی میلونیتی در راستای شمالی-جنوبی اکثر سنگ‌ها و هم‌چنین کلیواژ کنکره‌ای و برگوارگی S2 فاز دگرشکلی دوم را در منطقه بدل‌آباد تأیید می‌کند. این فاز نشان‌گر اعمال تنش $\sigma 1$ در راستای شمال خاور- جنوب باختر با توجه به حرکت امتدادلغز گسل‌ها در راستای شمال شمال‌باختر را نشان می‌دهد از آثار این دگرشکلی می‌توان تحمیل نسل دوم چین‌خوردگی (F2) بر نسل اول چین‌خوردگی (F1) (در گرانودیوریت میلونیتی روستای بدل‌آباد) و هم‌چنین کرد الگوی تداخلی چین‌ها از نوع موجی شکل در ناحیه بدل‌آباد برشمرد. بر اساس شواهد ساختاری مشخص می‌شود که عامل این دگرشکلی نیروهای ناشی از حرکت امتدادلغز گسل‌ها در راستای NNW بوده است که به توسعه فابریک‌های میلونیتی در گرانیت‌ها، گابروها، متابازیت‌ها و شیست‌های منطقه منجر شده است. ولی مهم‌ترین ساختارهای مربوط به این فاز مرتبط با حرکات برشی در این منطقه است که خطواره کشیدگی در میلونیت‌ها، صفحات S-C در میلونیت‌ها از جمله این ساختارها است. با توجه به توسعه ساختارهایی نظیر خطواره ها و برگوارگی-های میلونیتی و آثار دگرشکلی شکل پذیر در پرفیروکلاست‌های فلدسپات، می‌توان این فاز را به‌عنوان یک فاز دگرشکلی شکنا- شکل‌پذیر در نظر گرفت. این فاز مهم‌ترین فاز دگرشکلی دراین منطقه است که سبب توسعه ساختارهای مرتبط با حرکات برشی گردیده و بسیاری از ساختارهای قدیمی را از میان برده و یا تحت تأثیر قرارداده است. این فاز نشان‌گر فشارش با راستای شمال باختری-جنوب خاور را می‌توان از جمله عوامل ایجاد این دگرشکلی محسوب کرد و نشان‌گر اعمال تنش $\sigma 1$ در راستای شمال باختری-جنوب خاوری است.

۳. سومین فاز دگرشکلی (D3) : فاز دگرشکلی نوع سوم (D3) مهم‌ترین فاز دگرشکلی در منطقه است و تحت تأثیر این فاز رگه‌های بودین چین‌خورده، چین‌های نامتقارن کشیده Z و S و چین‌های با روند ENE تشکیل می‌شوند. با توجه به این که ساختارهای ناشی از فازهای دگرشکلی D1 و D2 تحت تأثیر دگرشکلی دینامیکی منطقه‌های شکنا قرار گرفته و خرد شده‌اند و به‌نظر می‌رسد که عامل دگرشکلی گسل‌های جوان در منطقه بدل‌آباد در راستای NNW بوده است. ماهیت سومین فاز اعمالی در منطقه برشی بدل‌آباد از نوع شکنا- شکل‌پذیر است.



شکل ۱۷. آ) چین‌خوردگی برگوارگی میلونیتی در آمفیبولیت گنیسی در شمال شرق جاده بدل‌آباد (منطقه قره‌قوشن)- پارچی بالای مرغداری حاج شکر، ب) چین‌خوردگی برگوارگی میلونیتی در آمفیبولیت گنیسی در منطقهٔ آغاجویلر، شمال بدل‌آباد

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

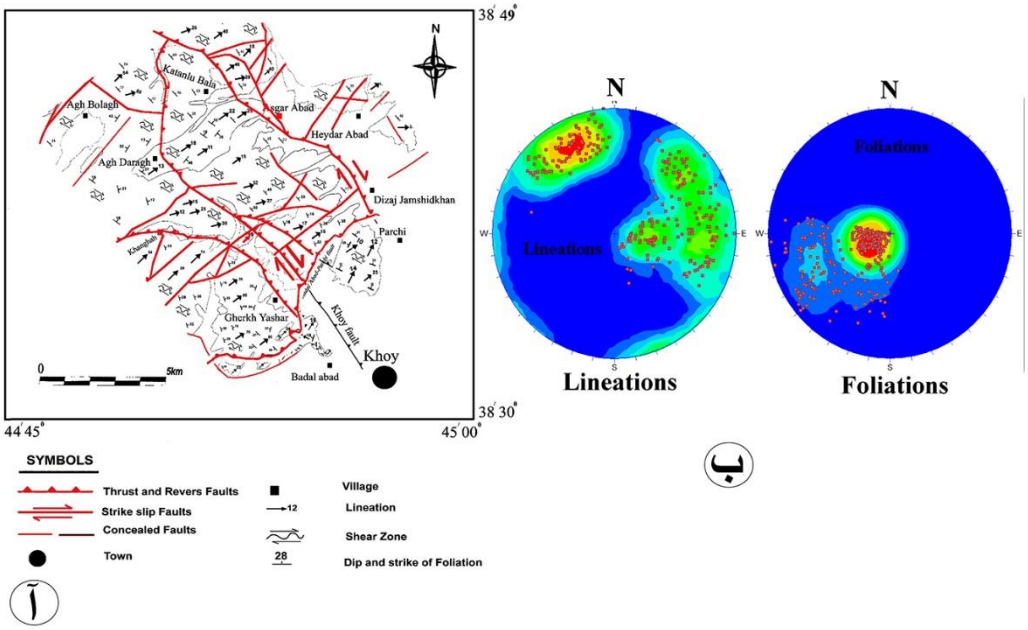


آ

D_3	D_2	D_1	دگرشکلی
برش و کاتاکلاسیت	S_{bc} ،S_m ،S_2	S_1	برگواره
----------	نسل دوم(F_2)	نسل اول (F_1)	نژاد چینها
از نوع برشی	از نوع برشی	از نوع فشارشی	تاثیر نیرو

ب

شکل ۱۸. آ) موقعیت شماتیک از برگوارگی S1، S2 در منطقهٔ برشی بدل‌آباد و جهت نیروی وارده از سمت S-SW که به دو مؤلفهٔ برشی (F1) و مؤلفهٔ فشارشی (F1) تقسیم‌بندی شده است، ب) انواع دگرریختی و فرآیندهای ناشی از آن در منطقه برشی بدل‌آباد



شکل ۱۹. آ) نقشهٔ ساختار کلی از منطقهٔ بررسی شده، ب) اندازه‌گیری‌های صحرایی از برگوارگی‌ها میلونیتی و خطوارگی‌های کشیدگی روی نیم‌کره پایین شبکه استریوگرافیک هم مساحت دایره بزرگ را نشان می‌دهد.

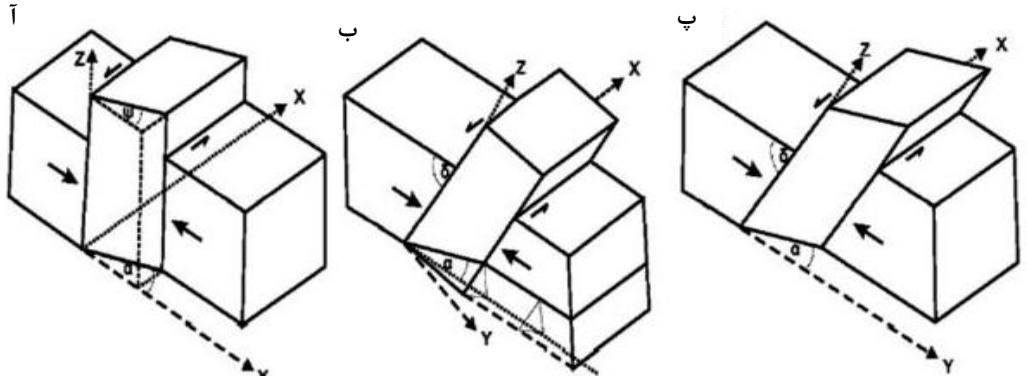
نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌های ساختاری و ریزساختاری صورت گرفته در منطقه برشی بدل‌آباد می‌توان مدل همگرایی مایل ارائه شده به‌وسیلهٔ جونز[۱۷] [۱۴] (شکل ۲۰) را که در آن اشکالات مدل Sanderson and Marchini (2004) برطرف شده است را برای این ناحیه در نظر گرفت. در این مدل ارائه شده، حرکت مواد فقط از قسمت بالای پهنه امکان‌پذیر است و از اطراف امکان جابه‌جایی مواد وجود ندارد [۱۴]، با برداشتن این شرایط مرزی یک مدل ریاضی ترافشارشی مایل ارائه کردند که در آن مواد از همه طرف امکان جابه‌جایی دارند، این مدل ما را در ارائه مدل‌های گوناگون دگرریختی غیرهم‌محور همراهی می‌کند و می‌تواند سبب ضخیم‌شدگی و یا کوتاه‌شدگی در پوسته شود. در این مدل هم‌چنین توزیع واتنش در نظر گرفته شده است (شکل ۲۰ ب). طی کوتاه‌شدگی‌های ترافشارشی حوضه‌های دگرریختی مجزایی ایجاد می‌شود که به این حالت توزیع واتنش گفته می‌شود. واتنش‌های لحظه‌ای غیرهم محور طی دگرریختی‌های ترافشارشی پیش‌رونده می‌تواند سبب وقوع توزیع

17. Jones

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

گردد. هندسه و کینماتیک فابریک‌های برشی در منطقهٔ برشی بدل‌آباد نشان می‌دهد که تفکیک‌شدگی[18] دگرشکلی در شرایط شکنا و شکل‌پذیر در طول رژیم تکتونیکی همگرایی پیش‌رونده وجود دارد [۱۳]. در بررسی ناحیهٔ بدل‌آباد، مدل ترافشارشی مایل راست‌گرد را مطرح کردیم. ناحیه بدل‌آباد بخشی از کمربند سنندج ـ سیرجان است، مطالعات ساختاری و ریزساختاری صورت گرفته نشان دهنده دو دسته ساختار اصلی در این ناحیه است. دستهٔ اول ساختارهای مرتبط با حرکات برشی راست‌گرد از قبیل ساختارهای σ و δ، بلورهای میکاماهی، فابریک میلونیتی، فابریک‌های S-C و هم‌چنین ساختارهایی نظیر چین‌های غلافی، خطواره‌های کشیدگی، برگوارگی‌های میلونیتی و دستهٔ دوم در ارتباط با حرکات راندگی به‌وقوع پیوسته در این ناحیه از قبیل گسل‌های راندگی بدل‌آباد-پارچی، گسل راندگی خوی و ساختارهای دوپلکس است. حرکات برشی راست‌گرد به‌وسیلهٔ مؤلفهٔ امتدادلغز ترافشارشی مایل ایجاد شده‌اند و حرکات راندگی به‌وسیلهٔ مؤلفه فشارش ترافشارشی مایل به‌وجود آمده‌اند. گسل‌های منطقه بیش‌تر به‌صورت راستالغز و شیب‌لغز نمایان شده و اغلب گسل‌ها در دو امتداد شمال‌شرق-جنوب‌غرب و امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق است که منطقه را تحت تأثیر قرار داده و باعث دگرشکلی‌های فراوان شده است. راندگی‌های منطقه نشان‌دهندهٔ حداکثر کوتاه‌شدگی در راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب است که با شیب متوسط به‌سمت شمال‌شرق دارند و همگرایی منطقه در راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق را تأیید می‌کند. پهنه ترافشارشی راست‌گرد شکل‌پذیر منطقه در زمان بسته شدن حوضهٔ اقیانوسی در مرز صفحه فرورونده و صفحه فرادیواره شکل گرفته است. جهت شیب صفحه فرورونده به‌سوی شرق تا شمال‌شرق بوده است و نتیجه دگریختی ناشی از این فرورانش، گستره بزرگ میلونیتی است که سوی برش راستالغز راست‌گرد با مؤلفهٔ معکوس را نشان می‌دهد. پس از دیدگاه تکتونیکی منطقهٔ بررسی شده فشارش همگرایی راست‌گرد را به‌خوبی نشان می‌دهد عامل این رژیم تکتونیکی برخورد مایل پلاتفرم عربی با بلوک البرز باختری- آذربایجان است که در اثر برخورد به دو مؤلفهٔ فشارشی و برشی تفکیک شده است. تنش فشاری چین‌خوردگی و راندگی و تنش برشی عامل مؤلفهٔ راستالغزی راست‌گردی در منطقه برشی بدل‌آباد شده است (شکل ۲۱).

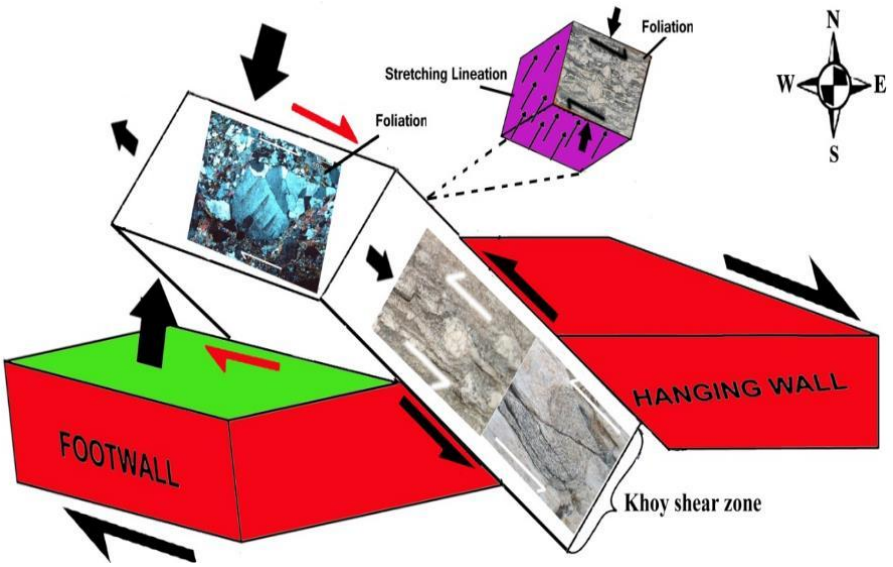


شکل ۲۰. آ) منطقه ترافشارشی قائم سه‌بعدی از [۲۱]، ب) منطقهٔ ترافشارشی مایل (Inclined transpression) از [۱۴]، پ) منطقه ترافشارشی مورب (Oblique transpression) از [۱۱]

18. Partitioning

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]

[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]



شکل ۲۱. مدل سه‌بعدی پیشنهادی برای واتنش تری‌کنیک در منطقهٔ برشی بدل‌آباد [۲]

منابع

۱. حاجی‌حسینلو ح.، "پتروفابریک"، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوی (۱۳۹۵) ۳۰۱.

۲. حاجی‌حسینلو ح.، سلگی ع.، محجل م.، پورکرمانی م.، "توزیع دگریختی در پاسخ به برخورد ترافشارش مایل صفحه عربی با بلوک البرز غربی- آذربایجان، در زون برشی خوی"، فصلنامهٔ علمی- پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات مواد معدنی، شمارهٔ ۹۴ (۱۳۹۳) ۱۹۶-۱۸۱.

۳. حق‌بیگی ع.، "پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت ملانژهای شمال خوی"، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد دانشکدهٔ علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۷۵) ۱۷۴.

۴. سلگی ع.، حاجی حسینلو ح.، "تکتونیک مناطق برشی"، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات و فن آوری تهران (۱۳۸۹).

۵. عزیزی ح.، "پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی شمال خوی"، پایان‌نامهٔ دکتری دانشکدهٔ علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۰) ۲۵۳.

۶. نوروزی م.ح.، "ویژگی‌های ساختاری پهنه‌های برش نرم و ترد در گستره‌ی خوی"، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، پژوهشکدهٔ علوم زمین (۱۳۷۹).

۷. نیکروز ر.، "بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی افیولیت‌ها در منطقهٔ غرب خوی"، پایانامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۴).

8. Azizi H., Chung S. L., Tanaka T., Asahara Y., "Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source", Precambrian Res 185 (2011) 87-94.

9. Azizi H., Moinevaziri H., Mohajjel M., Yagobpoor A., "PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous-Tertiary continental collision", J. Asian Earth Sciences, 27 (2006) 1-9.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]

[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]

10. Davis G. H., Reynolds S. J., "Structural geology of rocks and regions", New York, John Wiley and Sons, (1996) 776
11. Fossen H., Tikoff, B., "The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics", Journal of Structural Geology, 15 (1993) 413-422.
12. Goscombe B., Passchier C. W., Hand M., "Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures", Journal of Structural Geology, 26 (2004) 739-763.
13. Haji Hosseinlou H., "Kinematics of Transpressional Deformation Zones in the Urmia Fault Zone, Northwest Iran", Journal of Earth Sciences, 7 (2015) 59-67.
14. Jones R., Holdsworth R. E., Clegg P., McCaffrey K., Tavarnelli E., "Inclined transpression", Journal of Structural Geology 26 (2004)1531-1548.
16. Khalatbari-Jafari M., Juteau T., Bellon H., Whitechurch H., Cotten J., Emami H., "New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran", J. Asian Earth Sciences, 23 (2004) 507-535.
17. Monsef I., Rahgoshay M., Mohajjel M., Shafaii Moghadam H., "Peridotites from the Khoy ophiolite complex, NW Iran: evidences of mantle dynamics in a Supra-Subduction-zone context", J. Asian Earth Sciences, 38 (2010) 105-120.
18. Passchier C. W., Simpson C., "Porphyroclast systems as kinematic indicators", Journal of Structural Geology, 8 (1986) 831-844.
19. Passchier C. W., Trouw R. A. J., "Microtectonis", Springer, Berlin Heidelberg, (2005) 366.
20. Pessagno E. A., Ghazi M., Kariminia M., Duncan R. A., Hassanipak A. A., "Tectonostratigraphy of the Khoy complex, northwestern Iran", Journal of Stratigraphy, 2 (2005) 49-63.
21. Sanderson D. J., Marchini W. R. D., "Transpression", Journal of Structural Geology, 6 (1984) 449-458.
22. Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran", American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (1968)1229-1258.
23. Ten Grotenhuis S. M., Trouw R. A. J., Passchier C. W., "Evolution of mica fish in mylonitic rocks", Tectonophysics, 372 (2003) 1-21.
24. Trouw R. A. J., Passchier C. W., Wiersma D. J., "Atlas of mylonites and related microstructures", Springer (2010).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-29]

[DOI: 10.52547/gnf.6.1.83]