Archive of SID

تابستان ۹۵، سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰، صفحه ۳۷ تا ۴۶

# تحلیل هندسی، جنبشی و تعیین متغیرهای واتنش بر پایه رگه‌های کششی سیگموییدال در پهنه برشی بوشاد (افیولیت‌ملانژ جنوب بیرجند، خاور ایران)

ناصر نعیمی قصابیان [۱*]، محمدمهدی خطیب [۲]، طاهره قاسمی رزوه [۳]، حمید نظری [۴] و محمودرضا هیهات [۵]

[۱] دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مشهد، ایران
[۲] استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
[۳] دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
[۴] استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
[۵] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۵/ ۱۰/ ۱۳۹۳ تاریخ پذیرش: ۰۵/ ۱۱/ ۱۳۹۴

## چکیده

پهنه برشی بوشاد (BSZ) با درازای حدود ۴۵ کیلومتر، پهنای ۹/۲ کیلومتر و روند تقریباً خاوری- باختری (N90E) در جنوب بیرجند جای دارد. این پهنه برشی بخش‌هایی از افیولیت‌ملانژ دگرگون شده جنوب بیرجند را زیر تأثیر قرار داده است. اولین مرحله دگریختی به‌صورت دگرشکلی چندفازی همزمان با دگرگونی در شرایط دگریختی شکل‌پذیر، به هنگام بسته شدن کافت خاور ایران و جایگیری افیولیت‌ملانژ بیرجند رخ داده است. فازهای دگریختی $D_1 - D_2$ مربوط به اولین مرحله دگرشکلی است. فاز دگریختی $D_3$ پس از یک دوره رسوب‌گذاری و فرسایش در شرایط شکل‌پذیر- شکنا، همزمان با تشکیل رگه‌های کششی نردبانی است. گسل‌های راستالغز، راندگی و چین‌های مرتبط با گسل در شرایط دگریختی شکنا وابسته به رخدادهای زمین‌ساختی $D_4$، در اثر تازه‌ترین فاز تنش N55E در منطقه شکل گرفته است. درجه همگرایی این پهنه برشی R=۰/۳ است که نشان از شکل‌گیری آن در یک دستگاه ترافشاری چپ‌گرد از نوع همگرای مایل لغز (Slightly oblique-convergent) دارد.

**کلیدواژه‌ها:** پهنه برشی بوشاد، افیولیت‌ملانژ بیرجند، متغیرهای واتنش، پهنه برشی ترافشارشی، زمین‌درز سیستان.

***نویسنده مسئول:** ناصر نعیمی قصابیان
E-mail: naser.naimi@birjand.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

پهنه برشی بوشاد با موقعیت جغرافیایی "۰۴ ´۰۲ °۵۹ تا "۲۵ ´۲۶ °۵۹ طول خاوری و "۵۳ ´۴۳ °۳۲ تا "۲۶ ´۴۴ °۳۲ عرض شمالی، در رشته‌کوه باقران در جنوب شهر بیرجند (معروف به افیولیت ملانژ بیرجند) جای دارد. این پهنه برشی با پهنای متوسط ۹/۲ کیلومتر و جابه‌جایی افقی حدود ۱۰/۳۳ کیلومتر از دید زمین‌ساختی فعال است و تاکنون دچار چرخشی حدود ۴۸ درجه در جهت خلاف عقربه‌های ساعت شده است.

دست‌یابی به سیر تحولی و روشن شدن روند تغییر شکل‌های ایجاد شده در این پهنه، در درک فرایند تکامل و بسته شدن حوضه خاور ایران کمک شایانی خواهد کرد. به‌طور کلی فعالیت و چگونگی حرکت گسل بوشاد (راستالغز با مؤلفه شب‌لغز وارون)، سبب افزایش ارتفاع در بخش مرکزی افیولیت‌ملانژ جنوب بیرجند شده است.

پهنه برشی بوشاد را خطیب (۱۳۶۸) با مطالعه و بررسی‌های صحرایی در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود شناسایی کرده و طی ۱۸ سال گذشته این پهنه مورد توجه بسیاری قرار گرفته است (خطیب و زرین‌کوب، ۱۳۷۸ و ۱۳۷۹؛ خلیل‌زاده، ۱۳۸۶؛ Khatib & Zarrinkoub, 2007)؛ ولی تاکنون مطالعه جامعی در مورد بررسی و تحلیل واتنش با استفاده از رگه‌های کششی سیگموییدال انجام نشده است که در این مقاله سعی شده است به این مهم پرداخته شود.

عناصر ساختاری برداشت شده در صحرا عبارتند از صفحات گسلی، چین‌ها، ریزچین‌ها، خش‌لغزها روی سطوح گسلی، سطوح لایه‌بندی، برگوارگی‌ها، رگه‌ها، ساختارهای پلکانی. افزون بر برداشت ویژگی‌های این عناصر به ارتباط آنها با یکدیگر و ارتباط واحدهای سنگی محل قرار گیری آنها نیز توجه شده است.

## ۲- موقعیت زمین‌شناسی و سنگ شناسی

پهنه برشی بوشاد (BSZ) با روند کلی خاوری باختری، یکی از ساختارهای مهم است که افیولیت‌ملانژ جنوب بیرجند را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می‌کند. این پهنه برشی حدود ۴۵ کیلومتر طول دارد که روند چیره آن N90E است و به سوی باختر، روند آن N78E می‌شود و جهت شیب پهنه گسلی به سوی شمال است (شکل ۱). رشته‌کوه جنوب بیرجند یکی از شاخه‌های تمایل یافته از پهنه سیستان به درون پهنه لوت است (آقانباتی، ۱۳۸۳). خطیب (۱۳۷۷) افیولیت‌ملانژ جنوب بیرجند را یکی از پایانه‌های زمین‌درز سیستان معرفی می‌کند.

پهنه برشی بوشاد شرایطی مناسب، برای فرایندهای دگرسانی و متاسوماتیزم سنگ‌های مسیر برش را فراهم کرده است. همخوانی هندسی رخنمون‌های دگرسانی با عناصر ساختاری وابسته به پهنه‌برشی، بیانگر نقش کنترلی این ساختارهاست. بیشترین شدت دگرسانی در بخش مرکزی پهنه‌برشی چپ‌گرد بوشاد، دیده می‌شود (خطیب و زرین‌کوب، ۱۳۷۹).

به‌طور کلی واحدهای چینه زمین‌ساختی پهنه برشی بوشاد را می‌توان به ۳ دسته تقسیم کرد: ۱) آمیزه افیولیتی؛ ۲) رسوبات رخساره فلیشی؛ ۳) سنگ‌های آتشفشانی رسوبی و رسوبات جوان‌تر.

### ۲- ۱. آمیزه افیولیتی

واحدهای آمیزه افیولیتی حدود ۶۰٪ رخنمون‌های سنگی را در ناحیه جنوب بیرجند به خود اختصاص می‌دهد و به دلیل تحمل برش زیاد و ملانژ زمین‌ساختی، نظم بخش‌های مختلف آن از بین رفته است.

### ۲- ۲. رخساره فلیش

رخساره‌های فلیش در افیولیت ملانژ جنوب بیرجند دو گونه هستند:

۱) فلیش‌های کرتاسه پسین که به‌صورت تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ و شیل سیلیسی، شیل ماسه‌ای با تداخل‌هایی از آهک نازک لایه هستند، در لابه‌لای آمیزه افیولیتی قرار دارند و تحت تأثیر دگرگونی به اسلیت و فیلیت تبدیل شده‌اند.

۲) در حاشیه شمالی رشته‌کوه جنوب بیرجند واحد آمیزه افیولیتی به‌صورت شیل، ماسه‌سنگ و شیل ماسه‌ای، شیل فیلیتی و آهک‌های ماسه‌ای و شیل‌های ارغوانی با مرز گسلی هستند. سن این واحدها پالئوسن ائوسن است که دچار دگرگونی کمتری شده‌اند.



www.SID.ir

Archive of SID



### ۲– ۳. سنگ‌های آتشفشانی‌رسوبی و رسوبات جوان تر

سنگ‌های آتشفشانی رسوبی با ترکیب آندزیت، آگلومرا، داسیت، توف داسیتی، مارن، توف ائوسن و سنگ‌های آهکی ائوسن و رسوبات قدیمی‌تر را پوشانده‌اند. این واحد سنگی در بخش جنوبی منطقه گسترش زیادی دارند.

واحدهای آتشفشانی رسوبی نئوژن به‌صورت ناپیوستگی زاویه‌دار روی واحدهای قدیمی‌تر در بخش‌های مختلف منطقه قرار گرفته‌اند.

پهنه برشی بوشاد، سنگ‌های مجموعه افیولیت ملانژ کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ترشیری را قطع کرده و سبب ایجاد گسل‌سنگ‌های کاتاکلاستیک، میلونیت و رگه‌های معدنی شده است. خردشدگی سنگ‌های فوق‌بازیک در این پهنه از یک سو و افزایش دما در اثر برش از سوی دیگر شرایط مناسبی را برای رخداد فرایندهای سرپانتینیتی و لیستونیتی شدن فراهم کرده است (خطیب و زرین‌کوب، ۱۳۸۳). به‌طوری که پهنه‌های سرپانتینیتی و لیستونیتی، نشانگر عملکرد پهنه برشی و مشخص کننده گستره پهنه برش است. گسل‌سنگ‌های میلونیتی به‌طور چیره در سرپانتینیت‌ها و گسل‌سنگ‌های کاتاکلاستیک در دیگر سنگ‌های مسیر برش به وجود آمده‌اند.

## ۳– مراحل دگرریختی پهنه برشی بوشاد

همانند بیشتر کمربندهای کوهزایی دنیا، افیولیت‌ملانژ جنوب بیرجند تحت تأثیر مراحل مختلف دگرگونی و دگرشکلی قرار گرفته است. هر مرحله دگرریختی همراه با عناصر ساختاری در مقیاس‌های میکروسکوپی تا ماکروسکوپی است. میزان تأثیر و ویژگی‌های فازهای دگرریختی به نوع و وضعیت دگرگونی سنگ‌ها وابسته است. تفکیک این مراحل دگرریختی و بررسی ارتباط آنها با مراحل دگرگونی می‌تواند نقش مهمی در بازسازی تاریخچه زمین‌ساختی و در نتیجه فرگشت ساختاری کوه‌های جنوب بیرجند داشته باشد.

چهار فاز دگرریختی ($D_1$-$D_4$) در منطقه قابل تشخیص است؛ به‌طوری که دگرریختی $D_2$-$D_1$در یک پهنه‌برشی شکل پذیر (Ductile) و دگرریختی $D_3$ در یک پهنه‌برشی نیمه‌شکنا (Semi- Brittle) و فاز دگرریختی $D_4$در یک پهنه برشی شکنا (Brittle) صورت گرفته است.

### ۳–۱. برگواره اولیه ($S_0$)

اثرهایی از برگوارگی اولیه، شامل سطوح لایه‌بندی را می‌توان در سنگ‌های رسوبی و مرز میان واحدهای آتشفشانی و رسوبی در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی شناسایی کرد. یکی از مهم‌ترین شواهد، سیماهای برگواره اولیه در مقیاس رخنمون، تناوب چرت، شیل رادیولردار و آهک پلاژیک در توالی افیولیت ملانژ جنوب بیرجند است. در برخی مواقع برگوارگی $S_1$می‌تواند موازی با برگوارگی اولیه باشد (شکل ۲).

### ۳– ۲. الگوی واتنش در اولین و دومین رویداد دگرریختی پیشرونده ($D_1$ –$D_2$)

در اولین مرحله دگرریختی، نیروهای زمین‌ساختی سبب بسته شدن کافت خاور ایران و جایگیری افیولیت‌ها روی توربیدایت‌ها، جابه‌جایی آنها به‌صورت ورقه‌های راندگی مجزا، دگرگون شدن رسوبات و سنگ‌های اولیه (در اثر افزایش دما و فشار) و تشکیل برگوارگی نسل اول ($S_1$)، خطوارگی نسل اول ($L_1$) و چین‌های نسل اول ($F_1$) در یک پهنه‌برشی شکل‌پذیر شده است. آثار دگرگونی به‌صورت لایه‌بندی تفریقی، تبلور دوباره، رشد کانی‌های گارنت و استارولیت دیده می‌شود.

برگوارگی نسل اول شامل کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، سریسیت و کلریت است که یک برگوارگی سطح محوری وابسته به اولین نسل چین‌خوردگی در منطقه است. خطوارگی نسل اول نیز از نوع خطوارگی کانی حاصل از انتظام کانی‌های دگرگونی همچون کلریت، اپیدوت، سریسیت و مسکوویت است. پس از دگرریختی مرحله اول ($D_1$)، سنگ‌های ناحیه به‌طور پیشرونده تحت تأثیر دومین فاز دگرریختی قرار گرفته‌اند که بیشترین اثر را در منطقه بر جا گذاشته و نافذترین فاز دگرریختی به شمار می‌رود.

آثار دگرریختی دوم را می‌توان به‌صورت چین‌خوردگی نسل دوم ($F_2$)، تشکیل برگوارگی میلونیتی ($S_2$)، خطوارگی دراز شدگی (Stretching lineation) ($L_2$)، رانده شدن واحدهای مختلف افیولیتی همراه با میلونیت، تشکیل نوارهای برشی (c′، s و c)، بودین‌های نوار برشی (Shear band boudins)، پورفیروبلاست‌های شکسته شده، چرخیده و بودین‌شدگی در یک پهنه برشی دید. چین‌های نسل دوم در اثر چرخش و خمش برگوارگی نسل اول در طول پهنه برشی حاصل شده‌اند.

برگواره‌های نسل دوم حاصل دگرریختی پیشرونده و میلونیتی شدن برگواره‌های نسل اول و در بخش‌هایی نیز از نوع برگوارگی سطح محوری چین‌های نسل دوم هستند؛ این برگواره نیز گاه به موازات لایه‌بندی دیده می‌شود (شکل ۳).

### ۳– ۳. الگوی واتنش در سومین رویداد دگرریختی ($D_3$)

این رویداد با تشکیل پهنه‌های برشی شکل‌پذیر شکنا، شرایط پسرونده دگرگونی و کاهش شدت دگرریختی در پهنه‌های برشی منطقه همراه بوده است؛ آثار سومین دگرریختی را می‌توان به‌صورت چین‌خوردگی نسل سوم ($F_3$)، تشکیل رگه‌های کششی (open gash)، چرخش آنها در اثر پیشرفت دگرشکلی در یک دستگاه برشی ساده و خطوارگی نسل سوم ($L_3$) دید. چین‌های نسل سوم ($F_3$) را می‌توان به‌صورت ریزچین و چین‌خوردگی کنگره‌ای (cremulation fold) در واحدهای اسلیتی و فیلیتی دید. این چین‌ها بر پایه تقسیم‌بندی Fluty (1964) به‌صورت چین‌هایی با یال موازی یا بسته هستند و پس از دگرگونی درجه پایین (رخساره شیست سبز) با سازوکار خمشی لغزشی به وجود آمده‌اند (شکل‌های ۴ و ۵). رخ کنگره‌ای ($s_3$) به عنوان عارضه سطح محوری و خطواره نسل سوم ($L_3$) به عنوان محور این ریز چین‌ها هستند. رخ کنگره‌ای در مناطق کوهزایی که دگرگونی و دگرریختی در حال نقصان است گسترش می‌یابند و معمولاً نتیجه استحکام و توزیع دوباره کانی‌ها، پس از بیشینه شدت دگرگونی هستند (Ramsay & Huber, 1987) و موقعیت هندسی بیشینه صفحات این نوع برگوارگی N80W,52NE است (شکل ۶).

برگه‌های راندگی به عنوان یکی از عناصر ساختاری اصلی این رویداد دگرریختی هستند که موقعیت هندسی آنها در بخش مرکزی پهنه به‌طور متوسط N80W,26NE و در بخش باختری N10W,25SW است. سوی رانش برگه‌ها از شمال شمال خاوری به سوی جنوب جنوب باختری است (خطیب و زرین‌کوب، ۱۳۸۳).

### ۳– ۴. الگوی واتنش در دگرریختی چهارم ($D_4$)

در طی این مرحله از دگرریختی، در اثر تنش‌های فشاری، نوارهای شکن (Kink bands)، گسل‌های راندگی و راستالغز (شکل ۷)، رخ شکستگی (fracture cleavage) ($S_4$)، شکستگی‌های برشی وابسته (P, R, R′) و رگه‌های کششی نسل جدید تشکیل می‌شوند (شکل ۸).

چین‌هایی که در این مرحله تشکیل می‌شوند در پهنه‌های برشی به نسبت شکننده در ارتباط مستقیم با گسل‌های راندگی شکل گرفته‌اند (شکل‌های ۹ و ۱۰).

خطواره نسل چهارم ($L_4$) در اثر دو سازوکار به وجود آمده‌اند: یک نوع خش‌لغز روی صفحات لغزشی، به موازات سوی حرکت اصلی پهنه برش و نوع دیگر از تقاطع کشیدگی کانی‌ها و رخ شکستگی. گسل‌های راندگی حاصل از این رویداد به‌طور متوسط دارای موقعیت N35W,30NE هستند و در اثر عملکرد آنها، بلوک‌های گسلی به وجود آمده از تقاطع شکستگی‌های برشی وابسته روی یکدیگر رانده شده‌اند؛ سوی حرکت راندگی‌ها به‌طور چیره از شمال خاوری به سوی جنوب باختری است.



www.SID.ir

Archive of SID



## ۴– تحلیل جنبشی پهنه برشی بوشاد

برای تحلیل جنبشی و تعیین سوی برش در پهنه برشی بوشاد از شاخص‌هایی مانند جهت‌یابی برگوارگی، رگه‌های کششی نردبانی و چرخش آنها در یک دستگاه برش ساده، نوارهای برشی c s و نیز تحلیل کینماتیکی گسل‌های شکننده استفاده شده است.

### ۴– ۱. بر پایه جهت‌یابی برگوارگی

افزون بر همه ساختارهای فرعی که ممکن است در پهنه‌های برشی دیده شود، تقریباً همه پهنه‌های برشی دارای نوعی برگوارگی هستند. با توجه به اینکه برگوارگی پهنه برش را می‌توان موازی سطح XY بیضوی کرنش در نظر گرفت، تمرکز قطب این سطوح می‌تواند سوی پیشینه کوتاه‌شدگی (Z) را نشان دهد. بر پایه شکل تمرکز، قطب برگوارگی‌ها به ترتیب فراوانی ۰۶۱/۳۱، ۰۰۱/۶۵، ۲۸۶/۳۷ و ۳۱۶/۲۸ است که دست کم چهار نسل برگوارگی را نشان می‌دهند (شکل ۱۱).

### ۴– ۲. بر پایه جهت‌یابی رگه‌های کششی نردبانی و سیگموییدال

رگه‌های نردبانی سیگموییدال (sigmoidal en echelon veins)، رگه‌هایی هستند که در یک پهنه برش ساده از نوع شکل‌پذیر شکنا شکل می‌گیرند و نوک آنها در طی دگرریختی پیشرونده رشد می‌کند (شکل ۱۲). از آنجا که نوک این رگه‌ها همیشه عمود بر سوی درازشدگی جزیی گسترش می‌یابند و با مرز پهنه برش زاویه α (زاویه میان روند پیشینه تنش و دیواره پهنه برشی) می‌سازند. با مقایسه سوی رشته کانی‌ها در میانه و حاشیه می‌توان به میزان چرخش در طی دگرریختی پی برد؛ از سوی دیگر رابطه ساده میان زاویه چرخش (ψ) و زاویه‌ای وجود دارد که برگوارگی با سوی پهنه برش می‌سازد (ϕ):

$$\tan 2\phi = \frac{2}{\gamma} \qquad (۱$$

بر پایه Karantz (1995) جهت‌یابی اولیه عناصر ساختاری در یک پهنه برش به میزان برش (γ) و درجه همگرایی یا واگرایی (R) (نسبت مؤلفه همگرایی یا واگرایی پهنه برش به مؤلفه راستالغز) بستگی دارد.

با استفاده از روابط و نوموگرام‌های ارائه شده توسط Karantz (1995) (شکل‌های ۱۳ تا ۱۵)، می‌توان دیگر متغیرهای واتنش همچون عرض پهنه برش ($\alpha^{-1}$) به موازات محور y، واتنش قائم یا ستبرشدگی پهنه برش (α) به موازات محور z کشیدگی یا کوتاه‌شدگی پهنه برش ($S_1$) به موازات محور y (شکل ۱۶)، مقدار محور بزرگ بیضوی واتنش ($S_{11}max$)، مقدار محور کوچک بیضوی واتنش ($S_{11}min$) و نیز نسبت بیضوی واتنش (R′) را به دست آورد. با توجه به میزان برش در رگه‌های نردبانی سیگموییدال، دیگر متغیرهای واتنش به دست آمده است (جدول ۱).

$$\phi = \frac{1}{2}\arctan\left(\frac{2\gamma}{a^2+\gamma^2-1}\right) \qquad (۲$$

$$SHmax = (1-\gamma\tan\phi)^{-0.5} \qquad (۳$$

$$SH\min = (1+\gamma\tan\phi)^{-0.5} \qquad (۴$$

بر پایه روابط و نمودارهای ارائه شده در بالا و محاسبه روند $\sigma_1$ و میزان چرخش با استفاده از رگه‌های کششی دیده شده در بخش‌های مختلف پهنه برشی بوشاد (شکل ۱۷) به ترتیب از خاور به باختر می‌توان متغیرهای واتنش را در پهنه برشی طبق جدول ۱ به دست آورد.

### ۴– ۳. بر پایه جهت‌یابی رگه‌های کششی و کششی چین خورده

رگه‌های کششی پس از تشکیل در اثر ادامه برش می‌چرخند و در راستای محور کوتاه بیضوی واتنش دچار چین‌خوردگی متقارن و درراستای محور بزرگ بیضوی واتنش دچار کشش و بودین‌شدگی متقارن می‌شوند (Barker, 1990). چنانچه این رگه‌ها درکنارهم باشند می‌توان سوی برش و حتی میزان چرخش را به دست آورد (شکل ۱۸).

### ۴– ۴. بر پایه تحلیل کینماتیکی گسل‌ها

برای تفکیک فازهای تنش دیرین و تجزیه و تحلیل داده‌های لغزشی گسل در پهنه برشی بوشاد، داده‌های برداشت شده در برگیرنده واحدهای مختلف سنگی به سن کرتاسه بالایی تا عهد حاضر هستند. ۱۴۸ صفحه لغزش گسلی و خش‌لغزهای مربوط برداشت شده است که تحولات تنش را در واحدهای سنگی در مکان‌های مختلف نشان می‌دهند. بر پایه داده‌های به دست آمده و با روش برگشتی تحلیل لغزش گسل که در آن، موقعیت سطوح لغزش، بردار لغزش، متغیر شکل بیضوی تنش و زاویه اصطکاک درونی توده سنگ دخالت دارد، میدان تنش و جهت‌گیری محورهای اصلی تنش در گستره مورد مطالعه تجزیه وتحلیل شده است. بر پایه تجزیه و تحلیل داده‌های لغزشی گسل، در طی کرتاسه بالایی تا عهد حاضر میدان‌های تنش به شرح زیر در کوه‌های باقران قابل تفکیک هستند (شکل‌های ۱۹ و ۲۰) :

۱) فاز تنش با میانگین بیشینه تنش افقی N270±10 و یک رژیم زمین‌ساختی فشاری که تنها در واحدهای پریدوتیت و لیستونیت منطقه ثبت شده و می‌توان گفت مرتبط با بسته شدن کافت و جایگیری افیولیت‌ملانژها در خاور ایران است.

۲) فاز تنش با میانگین بیشینه تنش افقی $\sigma_1$ , N330±10و یک رژیم زمین‌ساختی ترا فشاری راست‌گرد.

۳) فاز تنش با میانگین بیشینه تنش افقی $\sigma_1$ , N350±10 و یک رژیم زمین‌ساختی فشاری برشی.

۴) فاز تنش با میانگین بیشینه تنش افقی $\sigma_1$، N055±10و یک رژیم زمین‌ساختی ترافشاری چپ‌گرد.

که بر پایه گسلش در نهشته‌های پلیو کواترنری منطقه و نیز سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها، درحال حاضر جدیدترین فاز تنش با میانگین بیشینه تنش افقی را می‌توان به پلیو کواترنری و ۳ فاز دیگر را به پیش از پلیو کواترنری نسبت داد که به تدریج در جهت عقربه‌های ساعت چرخیده و به مقدار کنونی خود رسیده است.

## ۵– نتیجه‌گیری

بر پایه گسلش در نهشته‌های پلیو کواترنری منطقه و نیز سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها، درحال حاضر جدیدترین فاز تنش با میانگین بیشینه تنش افقی $\sigma_1$ , N055±10و یک رژیم زمین ساخت ترافشاری چپ‌گرد است.

بر پایه تجزیه و تحلیل کینماتیکی، سنگ‌های منطقه دچار ۴ مرحله دگرریختی شده‌اند. مراحل اول و دوم به‌صورت شکل‌پذیر و پیشرونده در اثر فازهای اول و دوم تنش، مرحله سوم دگرریختی به‌صورت نیمه‌شکنا (sub- brittle) در اثر عملکرد فاز سوم تنش و مرحله چهارم دگرریختی در اثر جدیدترین فاز تنش به‌صورت شکننده (brittle) رفتار کرده است.

بر پایه درجه همگرایی حاصل از روابط و نمودارهای Karantz (1999) پهنه برشی بوشاد، در حال حاضر بیانگر الگوی جنبشی یک پهنه برشی ترافشاری چپ‌گرد متأثر از جدیدترین فاز تنش (فاز چهارم) است. عملکرد این سامانه برشی موجب چرخش‌های درونی در اجزا و ساخت‌های آن در جهت خلاف عقربه‌های ساعت شده است.

مطالعه رگه‌های کششی نردبانی و سیگموییدال نشان‌دهنده بیشینه چرخش ۶۰ تا ۷۴ درجه‌ای بر خلاف جهت عقربه‌های ساعت در بخش میانی و بیانگر پیشرونده بودن فرایند حرکت در این پهنه برشی است.

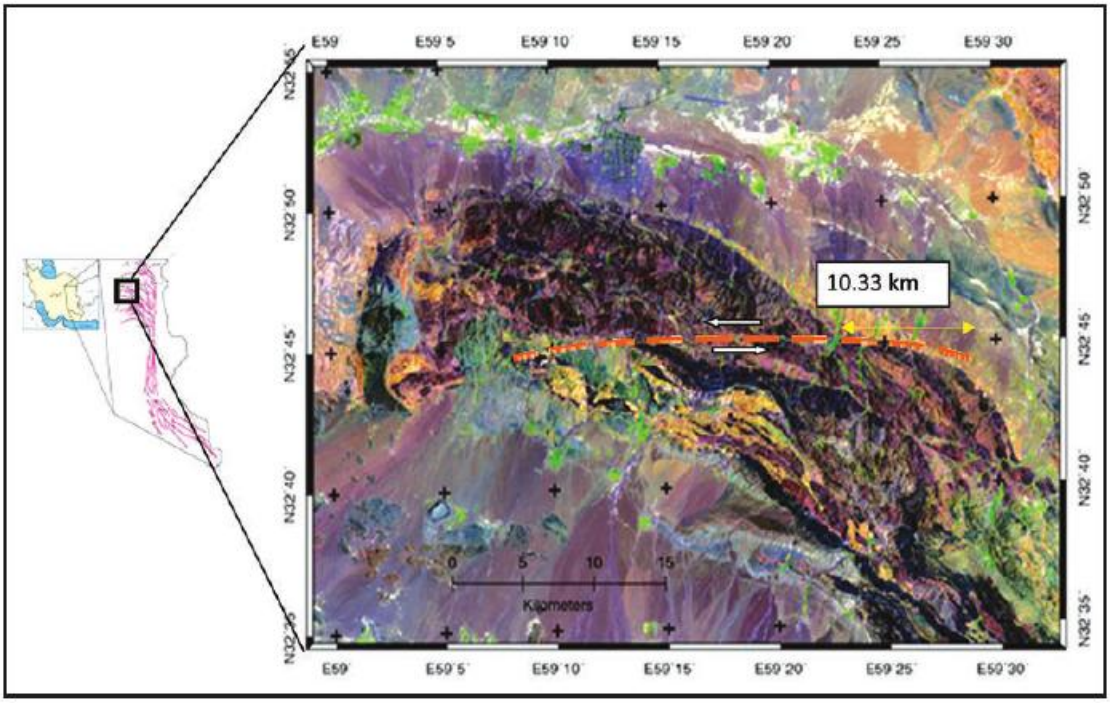
بر پایه متغیرهای واتنش به دست آمده بیشترین مقدار برش، چرخش و ایجاد فضای باز و رگه‌های کششی مربوط به بخش میانی پهنه است. به‌طوری که در بخش مرکزی این پهنه برش، شدت دگرسانی (لیستونیتی، سرپانتینیتی، رودنگیتی) بیشینه است.



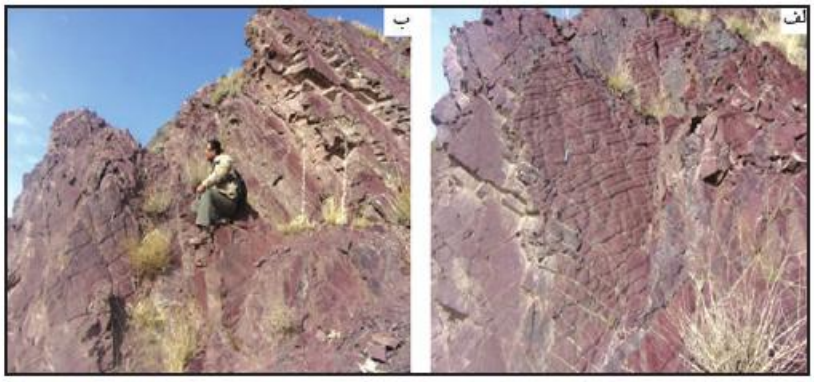
www.SID.ir

Archive of SID

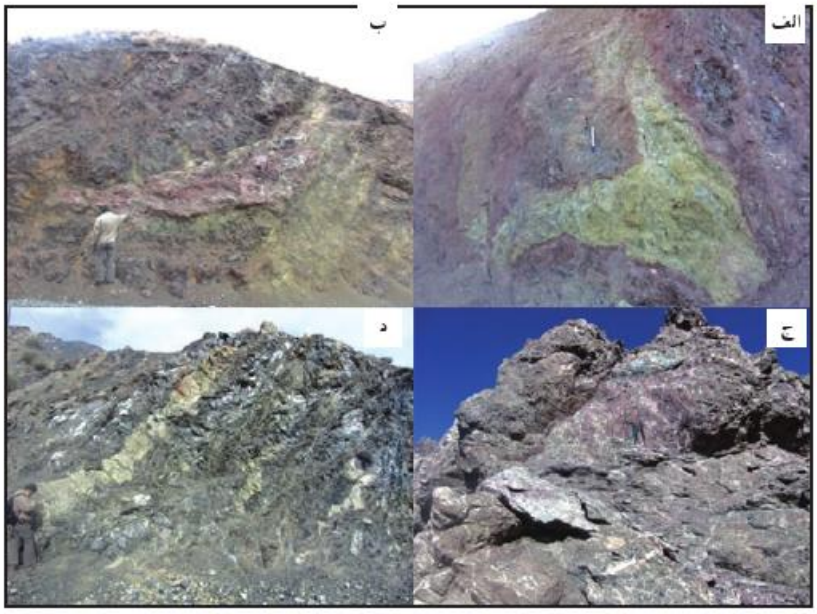





شکل ۱- موقعیت پهنه برشی بوشاد در افیولیت‌ملانژ جنوب بیرجند.




شکل ۲- الف و ب) نماهایی از تناوب چرت و شیل رادیولردار شواهدی از برگوارگی اولیه.



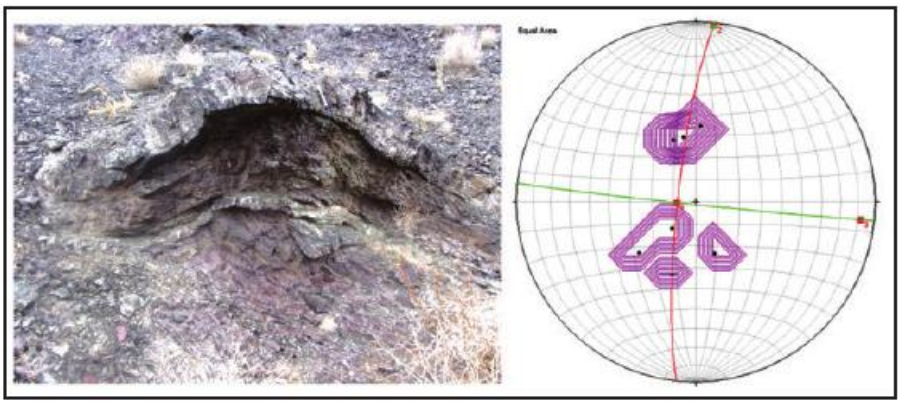

شکل ۳- الف تا د) شواهدی از دگریختی $D_1$-$D_2$ در مقیاس رخنمون از نوع شکل‌پذیر که به شدت برشی و سرپانتینیزه و میلونیتی شده‌اند.



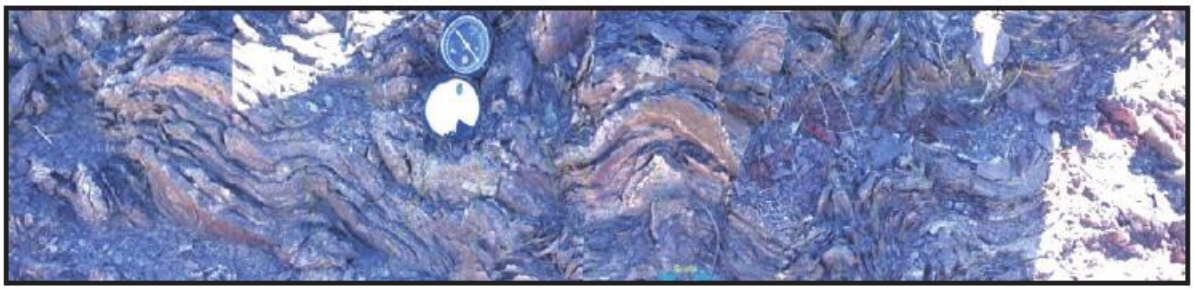
www.SID.ir

Archive of SID

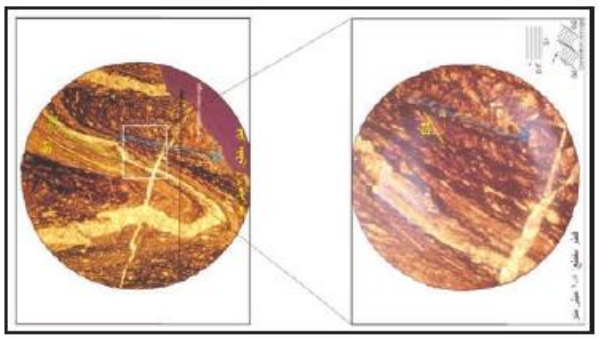




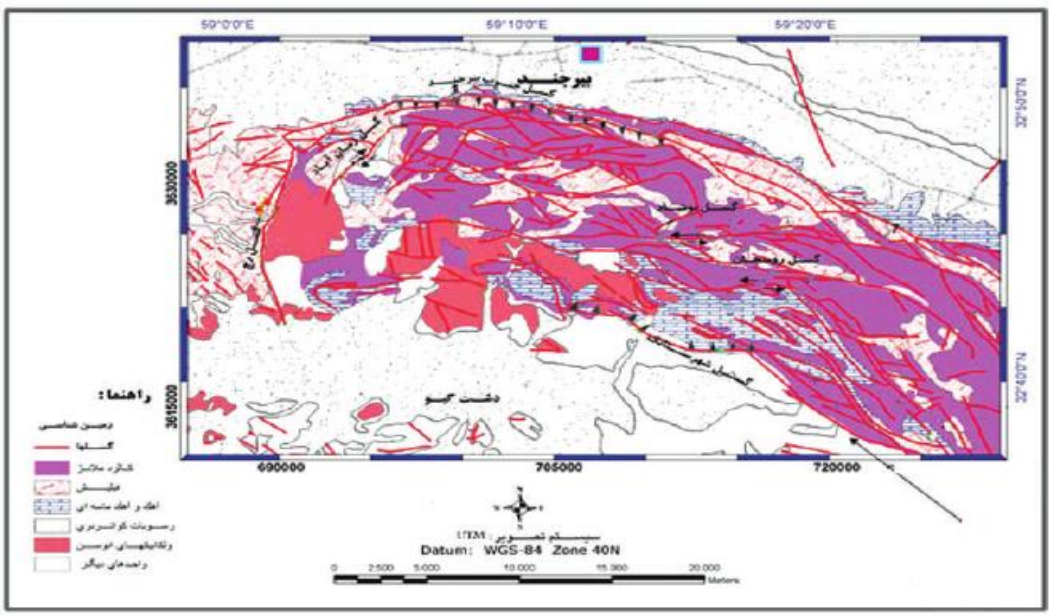
شکل ۴- چین نسل سوم به همراه تصویر استریوگراف چین.



شکل ۵- ریزچین با دو یال بریده شده قائم در واحد شیل ارغوانی.



شکل ۶- کلیواژ کنگره‌ای که در اثر انحلال فشاری همزمان با چین‌خوردگی در یال چین تشکیل شده است.



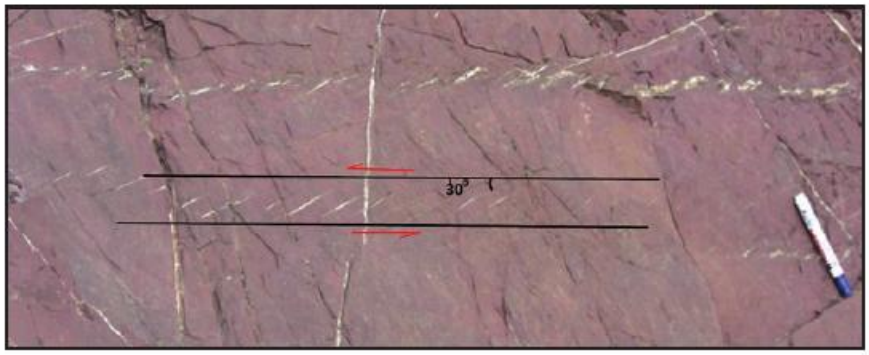

شکل ۷- گسل های اصلی رانده و راستالغز در پهنه برشاد.



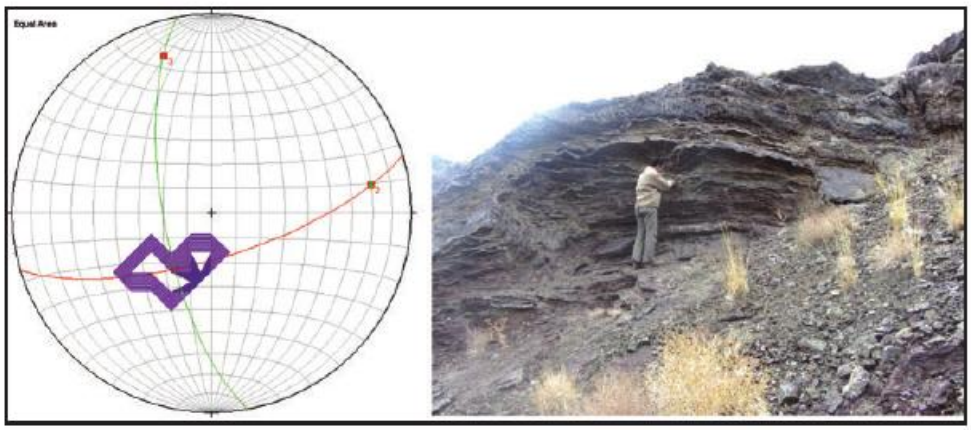
www.SID.ir

Archive of SID

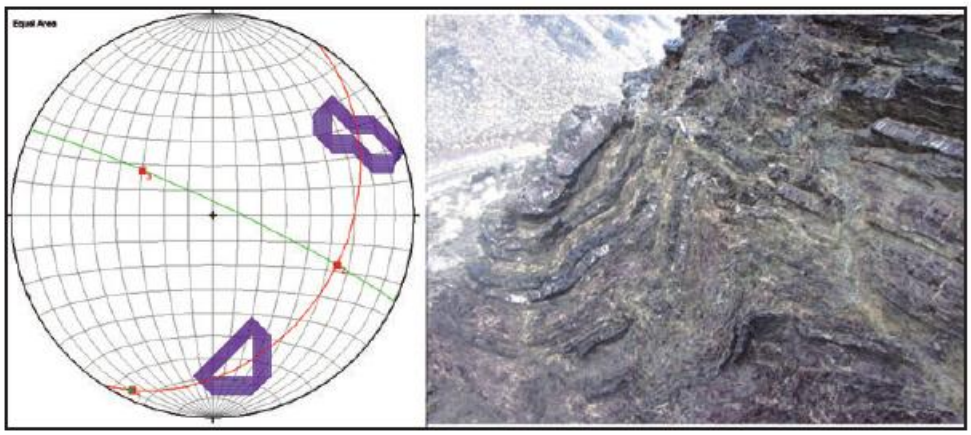




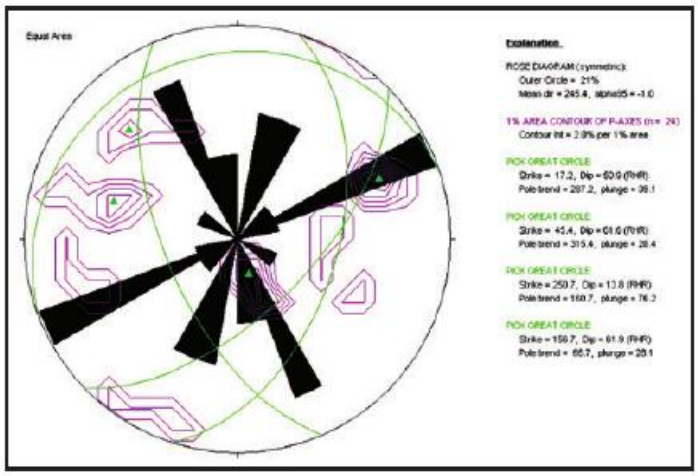

شکل ۸- رگه‌های کششی مرتبط با فاز دگریختی چهارم، رگه‌های کششی نسل چهارم با زاویه تقریباً ۳۰ درجه نسبت به دیواره پهنه برشی تشکیل شده‌اند.



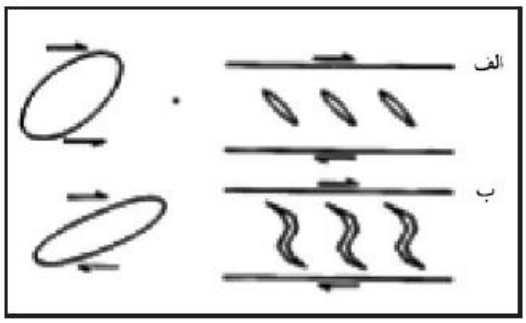

شکل ۹- چین‌خوردگی مرتبط با گسلش در فاز دگریختی چهارم به همراه تصویر استریوگراف چین.




شکل ۱۰- چین‌خوردگی لایه‌ها در فاز دگریختی چهارم به همراه تصویر استریوگراف چین.




شکل ۱۱- تصویر استریوگراف نسل‌های مختلف برگوارگی در امتداد پهنه برشی بوشاد.



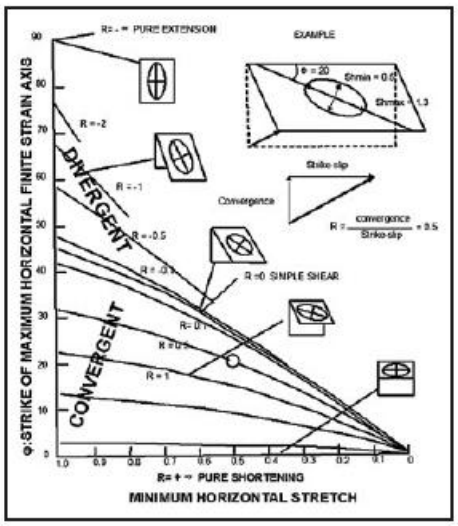

شکل ۱۲- الف) چگونگی تشکیل رگه‌های نردبانی در یک پهنه برشی ساده از نوع شکل‌پذیر- شکنا؛ ب) رشد نوک این رگه‌ها در طی مراحل دگریختی پیشرونده.



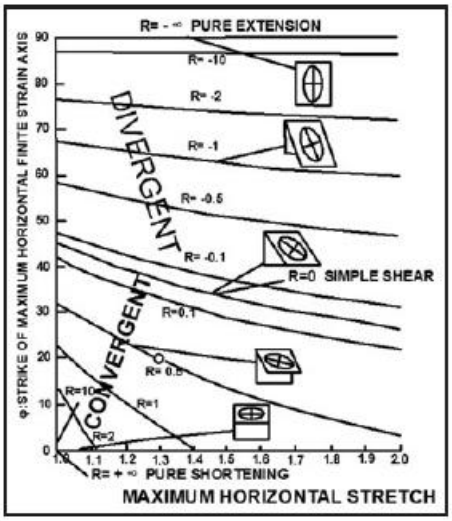
www.SID.ir

Archive of SID

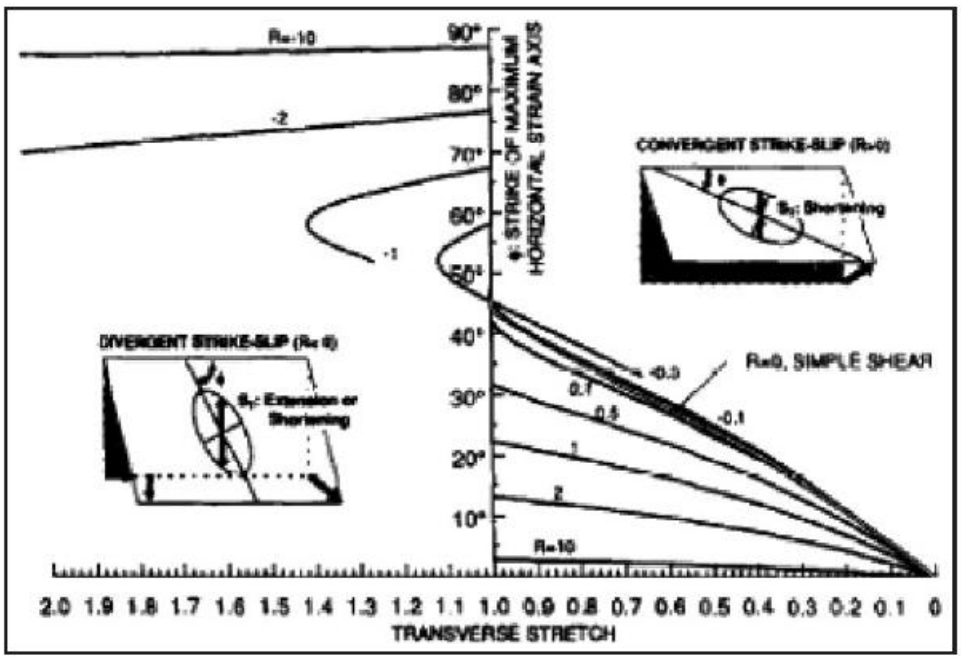




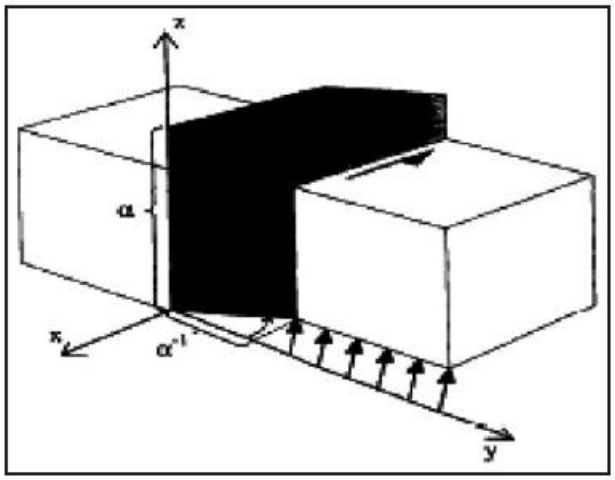

شکل ۱۳- نوموگرام برای محاسبه $S_{H\ min}$، R، $\phi$ (برگرفته از Krantz (1995).




شکل ۱۴- نوموگرام برای محاسبه $S_{H\ max}$، R، $\phi$ (برگرفته از Krantz (1995).




شکل ۱۵- نوموگرام $S_T$، R، $\phi$ (برگرفته از Karantz (1995).



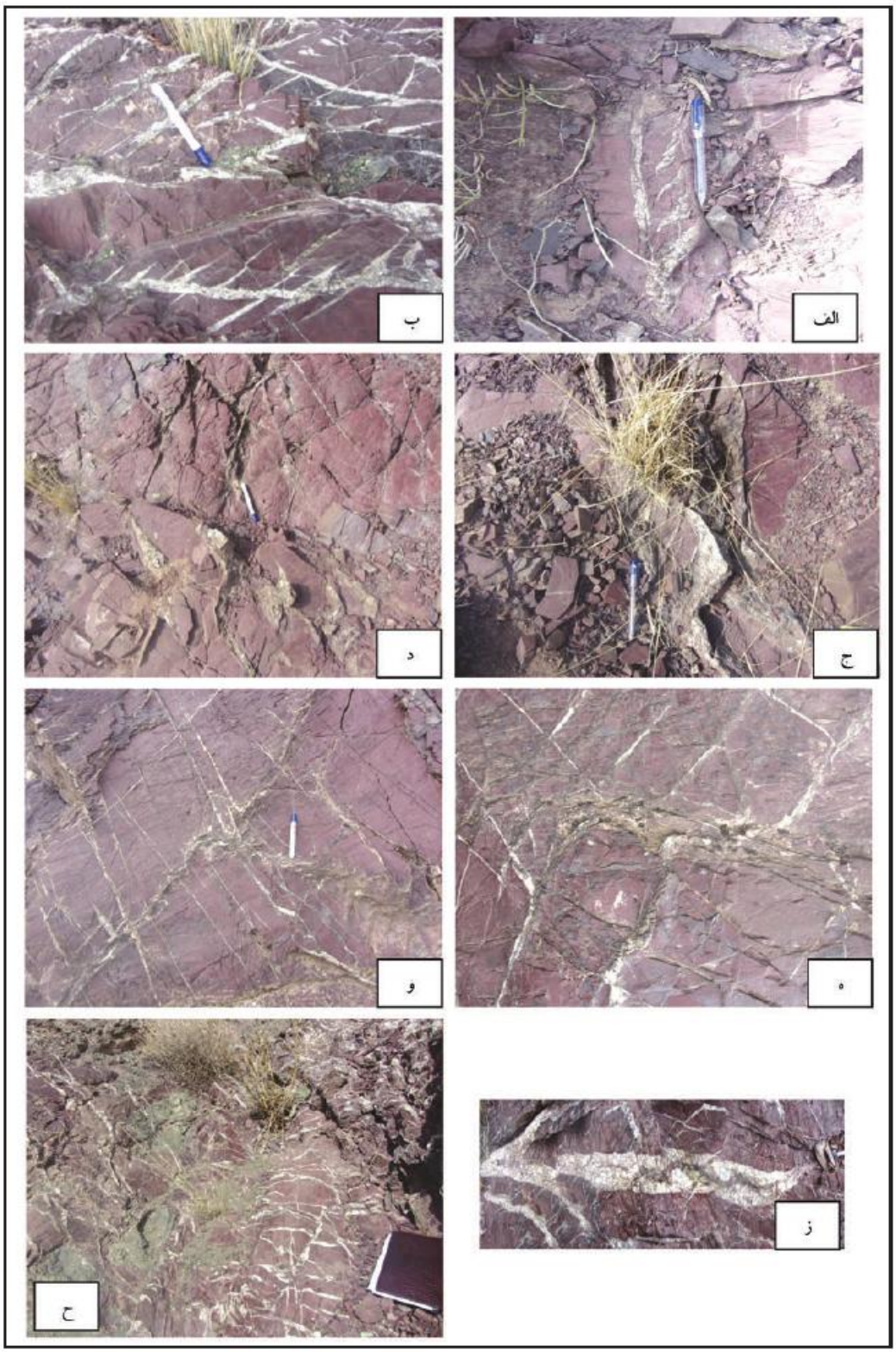

شکل ۱۶- متغیرهای واتنش مربوط به مدل ترافشارشی (برگرفته از Sanderson & Marchini (1984)، به دست آمده در جدول ۱ (برای اطلاعات بیشتر به متن مراجعه شود).



www.SID.ir

Archive of SID





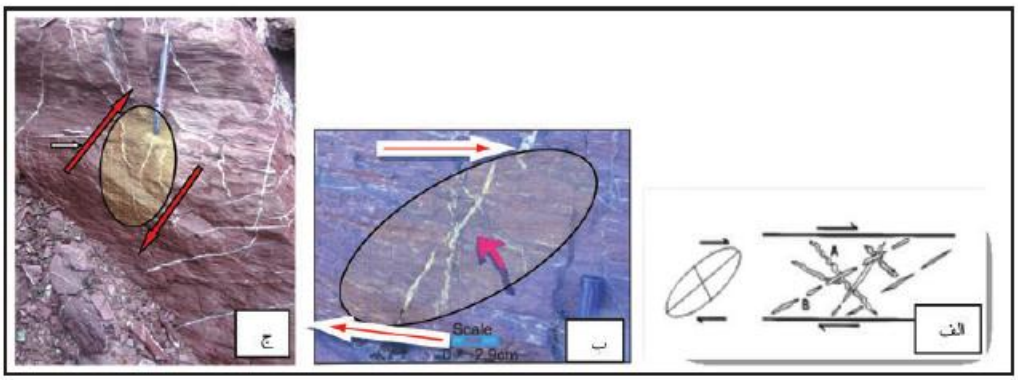

شکل ۱۷- الف تا ح) نماهایی از رگه های کششی و تغییر شکل آنها در اثر برش ساده پیشرونده در طی مراحل دگرشکلی سوم و چهارم.



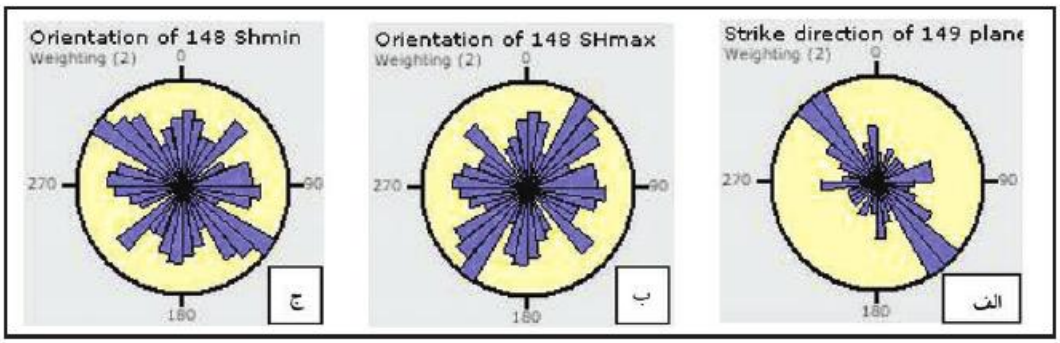
www.SID.ir

Archive of SID

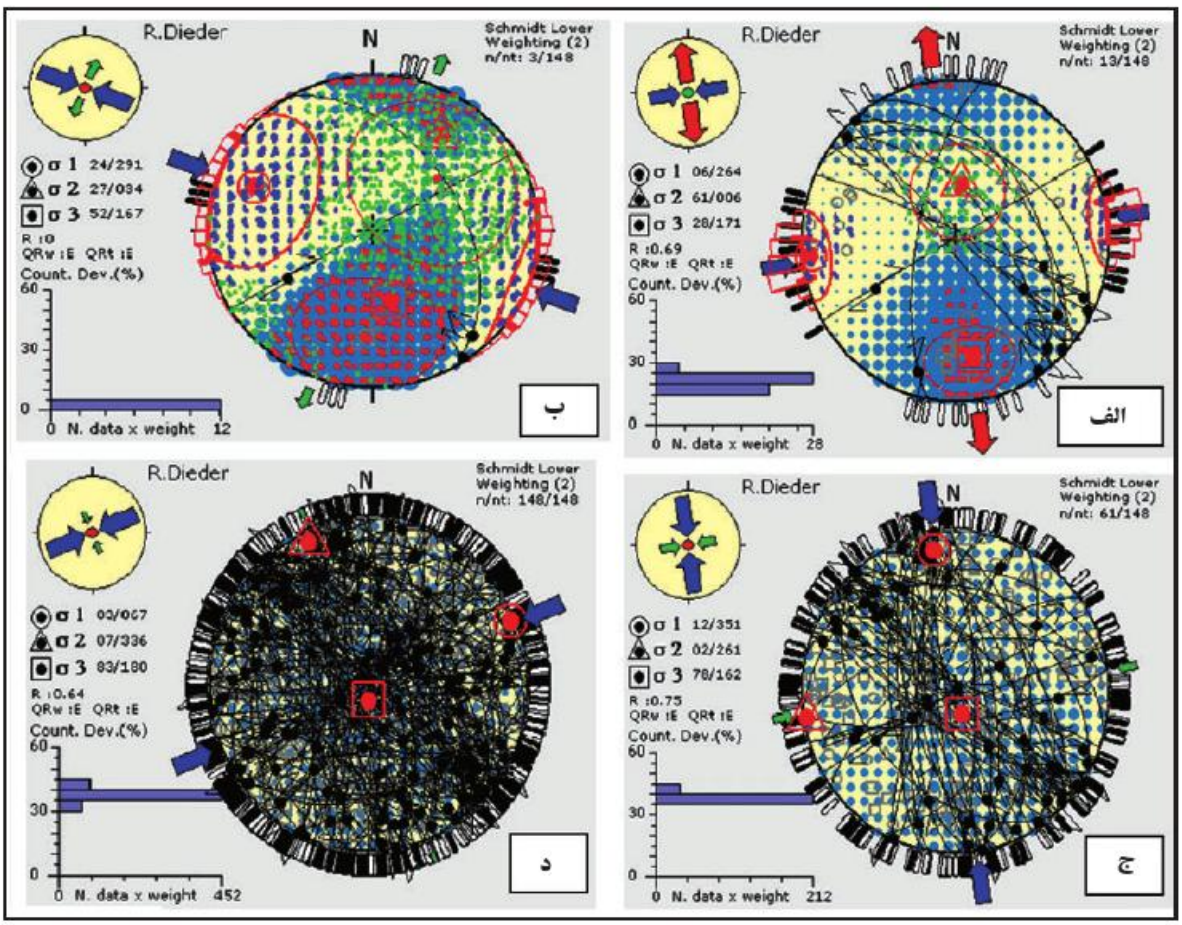





شکل ۱۸- الف) تصویری نمادین از چگونگی شکل‌گیری رگه‌های کششی و تغییر شکل بعدی آنها در طی برش ساده پیشرونده (برگرفته از Barker (1990)؛ ب و ج) تعیین سوی برش بر پایه جهت‌یابی رگه‌های کششی چین‌خورده و بودین شده در پهنه بوشاد.




شکل ۱۹- الف) نمودار گل‌سرخی روند صفحات گسلی برداشت شده در پهنه برشی بوشاد؛ ب) محورهای تنش بیشینه در پهنه برشی بوشاد؛ ج) محورهای تنش کمینه در پهنه برشی بوشاد.




شکل ۲۰- وضعیت حالت‌های تنش در پهنه برشی بوشاد به ترتیب در: الف) کرتاسه؛ ب و ج) نئوژن- پالئوژن؛ د) پلیو- کواترنری.



www.SID.ir

Archive of SID



جدول ۱- متغیرهای واتنش به دست آمده برای پهنه برشی بوشاد با استفاده از روابط و نمودارهای ارائه شده توسط Krantz (1995)

| $\sigma_1$ | x | y | ψ | γ | ϕ | cotg ϕ | α | $\alpha^{-1}$ | $S_T$ | $S_{H max}$ | $S_{H min}$ | R= (convergence /strike-slip) | R'= ($SH_{max}/SH_{min}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ۲۱۰ | ۵۹/۳۹۸۷ | ۳۲/۷۴۹۵ | ۱۰ | ۰/۱۸ | ۴۲ | ۱/۴۷ | ۱/۰۵ | ۰/۹۵ | ۰/۹۴ | ۱/۰۷ | ۰/۸۹ | ۰/۳ | ۱/۲۰ |
| ۶۰ | ۵۹/۳۹۷۱ | ۳۲/۷۴۹۵ | ۱۳ | ۰/۲۳ | ۳۳ | ۱/۵۱ | ۱/۰۷ | ۰/۹۴ | ۰/۹۱ | ۱/۰۹ | ۰/۸۶ | ۰/۳ | ۱/۲۶ |
| ۴۵ | ۵۹/۳۵۱۴ | ۳۲/۷۵۱۶ | ۱۰ | ۰/۱۸ | ۳۴ | ۱/۴۷ | ۱/۰۵ | ۰/۹۵ | ۰/۹۴ | ۱/۰۷ | ۰/۸۹ | ۰/۳ | ۱/۲۰ |
| ۱۷۵ | ۵۹/۳۵۱۱ | ۳۲/۷۵۱۸ | ۴۵ | ۱/۰۰ | ۲۵ | ۲/۱۵ | ۱/۳۰ | ۰/۷۷ | ۰/۶۱ | ۱/۳۷ | ۰/۵۶ | ۰/۳ | ۲/۴۳ |
| ۱۳۵ | ۵۹/۳۵۳۷ | ۳۲/۷۵۱۱ | ۶۰-۷۴ | ۱/۷۳ | ۱۹ | ۲/۸۴ | ۱/۵۲ | ۰/۶۶ | ۰/۴۳ | ۱/۶۰ | ۰/۴۱ | ۰/۳ | ۳/۹۰ |
| ۱۹۵ | ۵۹/۳۵۳۷ | ۳۲/۷۵۱۱ | ۱۱ | ۰/۱۹ | ۳۴ | ۱/۴۹ | ۱/۰۶ | ۰/۹۴ | ۰/۹۳ | ۱/۰۷ | ۰/۸۸ | ۰/۳ | ۱/۲۲ |
| ۲۱۰ | ۵۹/۳۵۳۷ | ۳۲/۷۵۱۱ | ۹ | ۰/۱۶ | ۳۴ | ۱/۴۶ | ۱/۰۵ | ۰/۹۵ | ۰/۹۴ | ۱/۰۶ | ۰/۹۰ | ۰/۳ | ۱/۱۸ |
| ۹۰ | ۵۹/۳۵۳۶ | ۳۲/۷۵۱۴ | ۱۰ | ۰/۱۸ | ۳۴ | ۱/۴۷ | ۱/۰۵ | ۰/۹۵ | ۰/۹۴ | ۱/۰۷ | ۰/۸۹ | ۰/۳ | ۱/۲۰ |
| ۱۶۵ | ۵۹/۳۱۹۱ | ۳۲/۷۵۷۴ | ۲۰ | ۰/۳۶ | ۳۲ | ۱/۶۲ | ۱/۱۱ | ۰/۹۰ | ۰/۸۶ | ۱/۱۴ | ۰/۷۹ | ۰/۳ | ۱/۴۳ |
| کل زون | | | ۴۸/۵ | ۱/۱۳ | ۲۴ | ۲/۲۷ | ۱/۳۴ | ۰/۷۵ | ۰/۵۷ | ۱/۴۱ | ۰/۵۳ | ۰/۳ | ۲/۶۶ |

## کتابنگاری


آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳ زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی واکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

خطیب، م. م.، ۱۳۶۸ تحلیل ساختاری کوه‌های جنوب بیرجند، دانشگاه تربیت مدرس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد.

خطیب، م. م.، ۱۳۷۷ هندسه پایانه گسل‌های امتدادلغز (با نگاهی ویژه به گسل‌های خاور ایران)، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۲۴ص.

خطیب، م. م. و زرین کوب، م. ح.، ۱۳۷۸ رفتارپورفیرو کلاست‌ها در میلونیت‌های سرپانتینیتی پهنه‌برشی بوشاد، سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شیراز، انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.

خطیب، م. م. و زرین کوب، م. ح.، ۱۳۷۹ کنترل‌کننده‌های ساختاری در دگرسانی سنگ‌های واقع در پهنه‌برشی بوشاد، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران،تبریز، انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز.

خطیب، م. م. و زرین کوب، م. ح.، ۱۳۸۳ تحلیل هندسی و جنبشی برگواره‌ها و برگه‌های راندگی در افیولیت ملانژ جنوب بیرجند، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شاهرود، انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.

خلیل‌زاده بجند، ب.، ۱۳۸۶ تحلیل هندسی و جنبشی پهنه برشی بوشاد (افیولیت ملانژ جنوب بیرجند)، دانشگاه بیرجند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد.


## References


Barker, A. J., 1990- Introduction to metamorphic textures and microstructures , Blackie, Glasgow, 163- 178.

Fleuty, M. J., 1964- The description of folds, proc. Geol. Ass. London, 75, 461-492.

Khatib, M. M. & Zarrinkoub, M. H., 2007- Mechanism of rotation & deformation of fault rocks in Boushad transpressional shear zone, east of Iran. Geophysical Research Abstracts, 9, 04054.

Krantz, R. W., 1995- The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergentand oblique-divergent deformation Journal of Srrucrural Geology, Vol. 17, No. 8, 1125-1137.

Ramsay, J. G. & Huber, M., 1987- The Techniques of Modern Structural Geology. V (2) (fold and fractures), 3th Ed, Academic Press limited, p. 391.

Sanderson, D. J. & Marchini, W. R. D., 1984- Transpression. J. Struct.Geol. 6, 449-458.




www.SID.ir

Archive of SID

Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol. 25, No.100, Summer 2016

# Analysis of geometric and kinematic parameters of strain on the open gash veins within the Boushad shear zone (Birjand Ophiolitic Mélange, Eastern Iran)

N. Naimi-ghassabian [1*], M. M. Khatib [2], T. Ghasemi Rozveh [3], H. Nazari [4] & M. R. Heyhat [5]

[1] Ph.D. Student, Department of Geology, University of Birjand, Birjand; Geological Survey of Iran, Mashhad, Iran

[2] Professor, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

[3] Ph.D. Student, Department of Geology, University of Birjand, Birjand,Iran

[4] Assistant Professor, Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

[5] Assistant Professor, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 2015 January 05 Accepted: 2016 January 25

**Abstract**

The Boushad shear zone (BSZ) is situated in the south of Birjand with at least 45 km length, about 9.2 Km width and strike N90E. The parts of the ophiolite mélange shear zone south of Birjand have changed by this shear zone. The earliest deformation, a polyphasesynmetamorphic deformation which occurred entirely in ductile conditions, $D_1$ and $D_2$ deformation phases are related to this deformation. The $D_3$ deformation affected the area after a period of sedimentation and erosion, Tension gash veins are formed simultaneously. The Strike-slip faults, thrust faults and fault related folds were classified as structures related to the $D_4$ tectonic event, the most recent phase of conflict in the region N055 ±10E is formed. Degree of convergence of the shear zone is R = 0.3, that indicating the formation of a dextral Transpression (Slightly oblique-convergent).

**Keywords:** Boushad shear zone, Birjand ophiolitic mélange, Strain parameters, Transpressional shear zone, Sistan suture.

For Persian Version see pages 37 to 46

*Corresponding author: N. Naimi-ghassabian; E-mail: naser.naimi@birjand.ac.ir

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional
www.SID.ir