

# تعیین موقعیت جنبشی بخش باختری پهنه گسلی میامی – البرز خاوری بر پایه شواهد آزمایشگاهی

معصومه رستمیان<sup>۱\*</sup>، محسن خادمی<sup>۲</sup>، سیدسعیدالرضا اسلامی<sup>۲</sup> و حکیمه شهبازی<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۱/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۱/۲۱

## چکیده

در بخش باختری پهنه گسلی میامی به عنوان مرز دو پهنه ساختاری ایران مرکزی و بینالود، به دلیل اینکه تغییرات راستای گسل میامی بیشتر در زیر پوشش آبرفتی و یا بلوک‌های جابه‌جا شده سنگی پنهان مانده است، مشاهدات طبیعی جزئی و محدود به تنهایی پاسخگوی ابهاماتی چون تاریخچه دگرریختی و تکوین پهنه نیست. در این پژوهش برای آسانی دسترسی به واقعیت زمین‌ساختی موجود، مدل‌سازی تجربی در قالب ۵ نوع آزمایش با ترکیبی از تنش‌های برشی راست‌گرد و چپ‌گرد با فشارشی در شرایط تغییر زاویه مرزهای گسلی پهنه مورد مطالعه انجام شد. بر پایه نتایج این پژوهش، شواهد حاصل از آزمایش با سازوکار اعمال تنش از نوع امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه فشارشی همانندی زیادی با شواهد صحرایی بخش باختری پهنه گسلی میامی از جمله چین‌ها، برش‌های ریدل، هندسه و خم‌های گسلی و موقعیت دوپلکس‌های گسلی دارد. جنبش ایجاد شده با سازوکار برش‌ناهم محور راست‌گرد با مؤلفه فشارشی، توزیع دگرریختی منطقه را بر عهده دارد. این مدل آزمایشگاهی، بینش مناسبی از نوع و تاریخچه دگرریختی را فراهم کرده است؛ به طوری که بر پایه آن می‌توان ادعا کرد که بخش باختری گسل میامی در اثر برش‌ناهم محور راست‌گرد با مؤلفه فشارشی دگرریخت شده و چرخش حاصل از این برش، روند ساختارها را در زمان‌های مختلف تغییر داده است.

**کلیدواژه‌ها:** مدل‌سازی آزمایشگاهی، دگرریختی‌ناهم‌محور، همگرایی‌مورب، گسل میامی، البرز خاوری.

\*نویسنده مسئول: معصومه رستمیان

E-mail: : m.rostamiyan@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

در شرایطی که دست‌یابی به شواهد طبیعی مربوط به عوامل مؤثر بر ایجاد و پیشرفت دگرشکلی در ژرفای پوسته زمین از دید زمانی و مکانی امکان‌پذیر نیست، نقش شواهد آزمایشگاهی در رفع ابهامات موجود اهمیت خاصی دارد. شواهد صحرایی در مقیاس‌های مختلف ساختاری همانند مطالعات مغناطیس‌دیرین و زمان زمین‌شناسی با کیفیت بالا در سنگ‌های مرتبط با دگرریختی، متأسفانه تنها داده‌های مربوط به محصول پایانی فرایند دگرریختی را در اختیار می‌گذارند و فرصتی برای بررسی نقطه شروع و یا مراحل میانی از دگرریختی را فراهم نمی‌کنند (Fossen, 2010). افزون بر این حتی هندسه پایانی و شواهد جنبش پایانی صورت گرفته گاه توسط فرسایش یا تدفین از بین می‌رود.

در چنین شرایطی برای شناخت تاریخچه دگرریختی می‌توان از مدل‌سازی آزمایشگاهی بهره برد. تهیه نقشه زمین‌شناسی و ارائه شواهد و داده‌های ساختاری صحرایی، مدل‌سازی تجربی و مدل‌سازی عددی به عنوان ۳ روش رایج برای بررسی دگرریختی ترافشارشی بر شمرده شده است (Foseen et al., 1994). از سویی دیگر بررسی دگرریختی پوسته‌ای در طول گسل‌های امتدادلغز می‌تواند پیچیده باشد (Christie-Blick and Biddle, 1985) و در بیشتر موارد جزئیات جنبشی متناقضی از حرکات میان بلوک‌های گسلیده را به همراه دارد؛ برای رفع این پیچیدگی‌ها و ابهامات، مدل‌های تحلیلی، عددی و فیزیکی برای کمک به تفسیر صحیح دگرشکلی مورد استفاده قرار می‌گیرند (Sylvester, 1988).

باقری و همکاران (۱۳۸۶)، در طی مطالعاتی که بر پایه تحلیل هندسی و جنبشی نیمه باختری گسل میامی داشتند، به مطالعه ساختاری از جمله گسل‌ها و پایانه‌های آن، برهم‌کنش گسل‌ها و ارتباط میان چین‌خوردگی و گسل و نیز به بررسی تنش‌دیرین پرداختند. بر پایه نتایج این پژوهش، سازوکار بخش باختری گسل میامی از نوع وارون راست‌الغز راست‌گرد است. میریگی (۱۳۹۲) نیز در بخش باختری گسل میامی، به ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی گسل پرداخته است. بر پایه شواهد و تحلیل‌های حاصل از مطالعات صحرایی و تصاویر هوایی در پهنه گسلی میامی، دگرریختی بخش باختری پهنه از نوع مورب‌لغز (ترکیبی از فشارش و راست‌گرد) است. به طوری که به نظر می‌رسد دلایلی مانند ناهمگنی، چرخش بلوک‌های گسلی و جهت‌گیری متفاوت تنش، کنار هم قرارگیری ساختارها را پیچیده کرده است (رستمیان و خادمی، ۱۳۹۳).

بر پایه موارد یادشده، در این پژوهش سعی شده با استفاده از روش‌های آزمایشگاهی به رفع پیچیدگی دگرریختی گسل میامی در بخش باختری پرداخته شود.

## ۲- پیشینه پژوهش

در مجموع، در چند دهه گذشته نقش مطالعات آزمایشگاهی اهمیت بسیاری پیدا کرده است و مدل‌های رسی و جعبه‌ماسه برای درک بهتر از آغاز و گسترش گسلش استفاده می‌شود (Wilcox et al., 1973; Withjack and Jamison, 1986; Naylor et al., 1986; Richard and Cobbold, 1990; Braun, 1994). در این راستا اولین آزمایش‌ها روی نمونه‌های رس تحت برش ساده انجام شد (Riedel, 1929). همچنین با انجام

### ۳- موقعیت جغرافیایی منطقه

گستره مورد مطالعه بخش باختری پهنه گسلی میامی، بخش خاوری شهرستان شاهرود و حد فاصل میامی (محمد آباد) - عباس آباد را دربر می گیرد. این منطقه با ۴۰ کیلومتر طول و ۱۰ کیلومتر عرض و با طول جغرافیایی ۲۹° ۵۵' تا ۴° ۰۴' ۵۶° و عرض جغرافیایی ۱۶' ۳۶° تا ۳۰' ۳۶° شمالی (به موازات گسل میامی)، از توابع استان سمنان است. راه های دسترسی به منطقه جاده اصلی شاهرود - سبزوار و جاده های فرعی و خاکی پیرامون آن است (شکل ۱).

سازوکار اعمال تنش در این پهنه چگونه بوده است؟ ترافشارشی با مؤلفه امتدادلغز چیره یا مؤلفه فشارشی چیره؟

آیا سازوکار اعمال تنش در طی تکامل پهنه، تغییری داشته است؟

با توجه به شواهد برش امتدادلغز چرا گسل میامی بیشتر با سازوکار راندگی دیده می شود (درویش زاده، ۱۳۸۸؛ آقائاتی، ۱۳۸۳)؟

گسل چاه سیدآباد در جنوب خاوری پهنه آیا گسل مرزی این پهنه برشی است یا درون پهنه برشی میامی شکل گرفته است؟

آیا می توان سوی شیب گسل های مرزی احتمالی را در یک مدل سازی مشخص کرد؟

### ۴- زمین ساخت و زمین شناسی ساختاری منطقه

فلات ایران به عنوان بخشی از رشته کوه های چین خورده - رانده آلپ - هیمالیا پهنه های مختلفی همچون البرز، زاگرس، ایران مرکزی و ... را شامل می شود. گسل میامی در منطقه مورد مطالعه، مرز ایران مرکزی و البرز است که این مرز را از نوع ترادسی (Transform) در نظر گرفته اند (Alavi, 1996)، به طوری که سامانه برشی حاکم با گسل میامی نمایان شده است. این پهنه گسلی با راستای کلی شمال خاور - جنوب باختر (N75°E) و شیب متغیر ۷۵ تا ۸۵ درجه به سوی جنوب خاور، از گسل های بنیادین ایران است که حد جداکننده پهنه های ساختاری بینالود و ایران مرکزی و مرز شمالی کافت سبزوار - شاهرود را مشخص می سازد (آقائاتی، ۱۳۸۳). روند گسل ها در محدوده مطالعاتی تقریباً همه جهات را دربر می گیرد که این گسل ها می توانند حاصل کشش، فشارش و یا نوعی شکستگی های ریدل در پهنه برشی امتدادلغز باشند که گسل های وارون راست گرد فراوان ترین هستند (رستمیان و خادمی، ۱۳۹۳). گسل های امتدادلغز و شیب لغز در منطقه بخش بندی کرنش در مکان و زمان را نشان می دهد. تغییرات امتداد گسل ها، رگه های کششی، چین ها و ساختارهای دیگر، می تواند پیش رونده بودن دگرریختی در پهنه برشی را بیان کند و با توجه به راستای شمال باختر - جنوب خاور چین ها و برگوارگی های چین خورده که عمود بر تنش فشارش بیشینه هستند؛ تعیین جهات تنش های اصلی با استفاده از خش لغزهای برداشت شده از سطوح گسل ها و تحلیل روند دیگر ساختارها، سوی فشارش در راستای شمال باختر - جنوب خاور و سوی کشش در راستای شمال خاور - جنوب باختر است. انواع درزه های کششی، برشی و فشارشی نیز در پهنه دیده می شوند که روند آنها دو سو، یکی به موازات و دیگری عمود بر پهنه برشی را نشان می دهند. درزه برشی در محدوده ترافشارشی در یک مکان گاهی امتدادلغز و گاه شیب لغز رفتار کرده است که بخش بندی کرنش در زمان را نشان می دهد. مدل تقریبی تئوری به دست آمده از روند ساختارهای منطقه در شکل ۲ آورده شده است. در پهنه گسلی راست گرد میامی در امتداد گسل اصلی خم های گسلی سبب تشکیل مناطق تراکشی و ترافشارشی شده است. مکان محیط های تراکشی و ترافشارشی به دلیل اینکه پهنه برشی پیش رونده است، در زمان زمین شناسی در حال تغییر است. در بخش میانی محدوده مطالعاتی نیز شرایط تشکیل حوضه کششی - جدایشی حاکم است و نسبت به پیرامون خود ارتفاع کمتری دارد. افزون بر مطالعات دورسنجی، بررسی نقشه های زمین شناسی، مطالعات صحرایی مربوط به سنگ شناسی و ساختارهای دو محدوده ترافشارشی و تراکشی و رسم نیمرخ از عرض پهنه گسلی میامی، ساختارهای گل (Flower Structure) را تأیید می کنند (شکل ۳؛ رستمیان و خادمی، ۱۳۹۳).

### ۵- روش کار

#### ۵-۱- اهداف مدل سازی

با توجه به مطالب بخش ۱، تنش مؤثر بر دگرریختی منطقه با تعبیه دو گسل مرزی شبیه سازی شد؛ هدف مدل سازی آزمایشگاهی بخش باختری پهنه گسلی میامی رفع ابهامات مورد اشاره تعیین شده است که به طور مشخص عبارتند از:

با توجه به اهداف مدل سازی (بخش ۵-۱) مقدمات لازم برای انجام آزمایش به این صورت فراهم شد:

۵-۲. آماده سازی مدل

بر پایه موقعیت تنش های اصلی به دست آمده در طرح خط لغزش ( $\sigma_1 = S04E, 75$ )؛ ( $\sigma_2 = S73W, 15$ ؛  $\sigma_3 = N07W, 40$ ) (شکل ۴)، دو قطعه چوب برای شبیه سازی تنش وارد به نمونه (نسبت برش محض به برش ساده) با زاویه همگرایی ( $\alpha$ ) ۲۰ درجه ساده تهیه شد. سطح مربوط به وجه تماس چوب ها با نمونه گل رس با شیب ۸۰ درجه (متناسب با شیب گسل میامی) برای کنترل موقعیت سوی شیب گسل های مرزی احتمالی در دستگاه شبیه ساز حرکت تراکمی - کششی تعبیه شد. ابعاد چوب ها به ترتیب طول، عرض بزرگ، عرض کوچک، قطر و ارتفاع در مدل فشارشی  $30 \times 13.5 \times 4 \times 31.5 \times 6.5$  سانتی متر و در مدل امتدادلغز  $40 \times 17 \times 3 \times 42.5 \times 6.5$  سانتی متر است (شکل ۵). قطعات چوبی آماده شده توانایی حرکت همزمان تحت فشارش پیستون در حال حرکت را دارند. قطر نشانگرهای دایره ای شکل در سطح رویی نمونه ۱/۵ سانتی متر اختیار شد. برای انطباق بهتر با سنگ شناسی منطقه که به طور کلی دولومیت و آهک است، مدل سازی آزمایش به صورت همگن انجام شد و از توده های نفوذی منطقه که متأثر از عملکرد گسل های منطقه هستند و در طی دگرریختی به سطح زمین رسیده اند، چشم پوشی شد. جنس نمونه از رس مرطوب با نسبت رس به آب ۳ به ۱ با ستبرای ۵ سانتی متر به عنوان ماده شکل پذیر تهیه شد. به این ترتیب ۵ نوع آزمایش در شرایط یکسان و با تفاوت در نوع جنبش گسل های اصلی بر پایه اهداف آزمایش طراحی شد که مشخصات هر یک در بخش بعد آمده است.

#### ۵-۳. شرح مدل سازی

با توجه به بخش ۵-۲، عوامل کنترل کننده در آزمایش ها در دو دسته ثابت و متغیر عبارتند از:

الف) عوامل ثابت:

- جنس مدل: گل رس با رطوبت متوسط (نسبت رس به آب، ۱ به ۳) اختیار شده است.
- آهنک تنش (۱۵ میلی متر در دقیقه).
- ستبرای مدل ۵ سانتی متر.
- مقدار شیب گسل های مرزی پهنه با مدل ۸۰ درجه.

ب) عوامل متغیر:

- سازوکار اعمال تنش (و در نتیجه جنبش حاصل).
- سوی شیب گسل های مرزی.

به این ترتیب مشخصات ۵ نوع آزمایش طراحی شده برای دستیابی به اهداف (بخش ۵-۱) را می توان به ترتیب زیر ارائه کرد:

آزمایش ۱: سوی شیب گسل های مرزی به سوی مدل و سازوکار اعمال تنش، ترافشارشی با مؤلفه فشارشی چیره است (شکل ۶-الف).

آزمایش ۲: سوی شیب گسل های مرزی به سوی خارج از مدل و سازوکار اعمال تنش، ترافشارشی با مؤلفه فشارشی چیره است (شکل ۶-ب).

اتصال بخش‌هایی از برش‌های R و P همسو با پهنه اصلی جابه‌جایی به صورت پهنه باریک دیده می‌شود (Tchalenko and Ambrayes, 1970). اینها شامل آرایه گسل‌های به هم بافته با عدسی‌های برشی با جابه‌جایی هم مرکز شده در میان برش Y مرکزی تعیین شده‌اند (Morgenstern and Tchalenko, 1967) که بیشتر در گسل‌های فعال دیده می‌شوند. مطالعات دورسنجی و صحرایی پهنه گسلی میامی، مکان‌های تراکشن و ترافشارش حاصل از خم‌های گسلی را نشان می‌دهد که گویای راست‌گرد بودن این بخش از گسل میامی هستند (شکل ۶). در نیمرخ رسم شده در محدوده تراکشنی منطقه، تغییر تنش دیده می‌شود؛ زمانی کشش حاکم بوده و شرایط نفوذ سنگ‌های نفوذی را فراهم کرده و زمانی با فشارش سبب چین‌خوردگی و گسل‌های رانده‌گی شده است (شکل ۳). در برش ساده پیشرونده برخی ویژگی‌های بازگشت‌کننده مانند الگوی شکستگی‌های سطحی پیشرونده دیده می‌شود (شکل ۷) و این می‌تواند نشان‌دهنده گسل‌های بارونده‌های متفاوت در صحرا باشد.

اصولاً بعد پیش‌رونده بودن برش ناهم‌محور و چرخش حاصل از آن در ساختارها و دگرریختی شدید و شکل‌گیری نسل‌های دوم و سوم شکستگی‌های ریدل، الگوی از دگرریختی متشکل از هندسه‌های پیچیده و جنبشی را ایجاد می‌کند (شکل ۹) که در تحلیل پایانی سبب ارائه فرضیاتی می‌شود که برای تأیید آنها و انجام یک تحلیل مطمئن، نیاز به مدل‌سازی آزمایشگاهی احساس می‌شود. در مشاهدات صحرایی، بخش باختری گسل میامی بیشتر سازوکار رانده‌گی نشان می‌دهد؛ ولی شواهد ساختاری و برش‌های ریدل نشان می‌دهد که پهنه گسلی میامی به صورت گسل امتدادلغز راست‌گرد رفتار کرده است. در این پژوهش مدل تجربی به خوبی روند شکل‌گیری این گسل رانده‌گی به صورت برش ناهم‌محور راست‌گرد را نشان می‌دهد و شواهد ساختاری را تأیید می‌کند. مدل تجربی حاصل، سازوکار راست‌گرد با مؤلفه فشارشی را تأیید می‌کند. دو خم گسلی (شکل ۸) در نقشه دیده شده است که شرایط ترافشارشی و تراکشنی را به وجود آوردند. در مدل محدوده تراکشن، بازشدگی‌های گسلی دیده می‌شود که توده‌های نفوذی می‌توانند شکل گیرند. همان‌گونه که سنگ‌شناسی محدوده تراکشنی در صحرا این موضوع را تأیید می‌کند (سنگ‌های آندزیتی و گرانیتوبیدی در محل خم تراکشنی وجود دارد). بررسی خش‌لغزها در طبیعت، آخرین فاز تنش را بیشتر از نوع فشارشی نشان داد (شکل ۴). ولی در مدل تجربی مشخص شد در تاریخچه این پهنه مؤلفه امتدادلغزی نسبت به مؤلفه فشارشی چیره است و بر این اساس می‌توان این‌طور دریافت که با نزدیک شدن دو بلوک و افزایش همگرایی مؤلفه فشارشی در طول زمان افزایش یافته است.

با داده‌های صحرایی و تصاویر هوایی می‌توان محدوده میان‌گسلی که در جنوب خاوری محدوده مطالعاتی با نام چاه سیدآباد شکل گرفته است و گسل میامی را پهنه برشی مجزایی دانست؛ ولی مدل تجربی نشان داد این گسل در مراحل پایانی شکل گرفته و متأثر از دگرریختی ناهم‌محور پهنه میامی است (شکل ۸). دگرریختی شدیدتر و نیز شواهد برش ساده در لبه‌ها نسبت به بخش داخلی تر بیانگر بخش‌بندی کرنش در این سامانه ترافشارشی است.

بالاخره مدل تجربی نمایانگر این است که پهنه دگرریختی توسط شکستگی‌های کششی به بلوک‌هایی تقسیم شدند که با ادامه برش، بلوک‌ها به طور جداگانه دچار چرخش می‌شوند و در پی آن ساختارهای درون این بلوک، روند‌های متناسب با تنش وارد شده به هر بلوک را پیدا خواهند کرد و این می‌تواند تا حدی پاسخگوی روند‌های متفاوت ساختارها در شرایط طبیعی این پهنه باشد.

## ۷- نتیجه‌گیری

مدل‌سازی‌های آزمایشگاهی همانند آنچه در این پژوهش انجام شد برای آزمون تحلیل‌های صحرایی و تطبیق رخدادهای دگرریختی برآورد زوایای پنهان تاریخچه دگرشکلی و چگونگی پیشرونده بودن آن کارایی مناسبی دارد. بر پایه نتایج حاصل،

آزمایش ۳: سوی شیب گسل‌های مرزی یکی به سوی مدل و دیگری به سوی خارج از مدل و سازوکار اعمال تنش، ترافشارشی با مؤلفه فشارشی چیره است (شکل ۶-ج).  
آزمایش ۴: سوی شیب گسل‌های مرزی به سوی مدل و سازوکار اعمال تنش، ترافشارشی با مؤلفه امتدادلغزی چیره از نوع چپ‌گرد است (شکل ۶-د).

آزمایش ۵: سوی شیب گسل‌های مرزی سوی خارج از مدل و سازوکار اعمال تنش، ترافشارشی با مؤلفه امتدادلغزی چیره از نوع راست‌گرد است (شکل ۷-الف).  
در دو آزمایش ۴ و ۵، با توجه به اینکه شیب گسل‌های مرزی نسبت به یکدیگر در چه وضعیتی باشد حالت‌های مختلفی از شبیه‌سازی تنش اعمالی به نمونه را فراهم می‌کند؛ اگر شیب گسل‌های مرزی به سوی یکدیگر باشد تنها سازوکار چپ‌گرد حالت ترافشارشی را ایجاد می‌کند؛ در حالی که در سازوکار راست‌گرد حالت تراکشنی فراهم می‌شود. اگر شیب گسل‌های مرزی مخالف هم باشد تنها سازوکار راست‌گرد حالت ترافشارشی را ایجاد می‌کند؛ در حالی که در سازوکار چپ‌گرد حالت تراکشنی فراهم می‌شود. بر این اساس، دلیل اینکه شیب‌ها در مدل ۴ رو به سوی هم و در مدل ۵ در خلاف هم قرار گرفتند این است که شرایط ترافشارش ایجاد شود.

## ۵-۴. مشاهدات

چند ویژگی ساختاری آشکار برای مقایسه ساختارهای طبیعی با آزمایشگاهی شامل بیضی کرنش، شکستگی‌های کششی، ساختارهای نردبانی، دوپلکس‌های رانده‌گی، هندسه گسل اصلی (میامی)، خم‌های گسلی و چرخش ساختارهای شکل‌گرفته در پهنه مدنظر قرار گرفت. این ویژگی‌ها در ۵ آزمایش انجام شده بررسی شد (شکل‌های ۶ و ۷) که در آزمایش پنجم همانندی بیشتری دیده شد (شکل ۸).

در آزمایش ۵ دگرریختی در ابتدا به صورت شکل‌پذیر با بیضوی شدن نشانگر دایره‌ای نمایان شد (شکل ۷-ب). جهت‌یافتگی کرنش همانند جهت‌یافتگی کرنش به دست آمده از ساختارهای طبیعی است (رستمیان و خادمی، ۱۳۹۳). سپس شکستگی‌ها ظاهر شدند؛ اولین نوع شکستگی‌ها، کششی بودند که با محور تنش اصلی پیشینه موازی و بر محور تنش اصلی کمینه عمود هستند. این شکستگی‌ها نیز به حالت نردبانی شکل گرفتند و در اثر چرخش، روند این شکستگی‌ها نسبت به زمان در تغییر بود. با هم پیوستن شکستگی‌های کششی، بازشدگی‌های بیشتری دیده می‌شود (شکل ۷-ج)؛ همانند آنچه که در طبیعت می‌توان برای وجود سنگ‌های نفوذی صادق دانست. در طبیعت سنگ‌های سیلیسی بر اثر کشش از مناطق تحت فشارش به این محدوده تراکشنی آورده شده‌اند و نیز سنگ‌های به شدت خرد شده در این محدوده تراکشنی در منطقه نشان‌دهنده گسلش هستند (رستمیان و خادمی، ۱۳۹۳). این شکستگی‌ها همانند محدوده تراکشنی مدل آزمایشگاهی است که محدوده تراکشنی را تأیید می‌کند. در بخش‌هایی به‌ویژه در نزدیکی دیواره‌ها برش‌های ریدل نمایان شدند. خم‌های گسلی و دوپلکس‌های گسلی در دو سوی گسل اصلی تشکیل شدند که جهت مخالف یکدیگر دارند و همانند گسل میامی در صحرا در دو سو به صورت رانده‌گی با سوی شیب متفاوت و در میانه به صورت امتدادلغز دیده شدند (شکل‌های ۷-د و ۸).

## ۶- بحث

اولین ساختارهای شکننده شکل‌گرفته برش‌های پلکانی R هستند که یک مؤلفه امتدادلغز همسو با برش اصلی و یک مؤلفه کوچک شیب‌لغز دارند. در نوک‌های برش R گسل‌های شاخه تشکیل می‌شوند که به‌طور ژئوتیک با گسل اصلی در یک زاویه بزرگ‌تر نسبت به پهنه مرتبط هستند. برش‌های R در خلاف جهت برش اصلی شکل می‌گیرند و تنها گاهی اوقات در پهنه‌های همپوشانی در میان برش‌ها، برش‌های R شکل می‌گیرند. در جابه‌جایی‌های بیشتر، برش‌های R توسط برش‌های کم‌زاویه همسو به‌ویژه برش‌های P در  $\Phi/2$ -نسبت به پهنه، جهت یافته می‌شوند (Tchalenko, 1970). اینها در پاسخ به تنش‌های چرخیده شده درون آرایه‌ای از برش‌های R شکل گرفتند. در جابه‌جایی‌های بیشتر

۲) تقارن ساختاری و همانندی آن با شواهد صحرایی تأیید می‌کند که پهنه گسلی میامی توسط همگرایی مورب دو بلوک شکل گرفته است و جنبش در این پهنه به صورت برش امتدادلغز (مشابه تنش وارده در دستگاه شیبه ساز امتدادلغز) پی سنگی نیست.

۳) همگرایی همراه با مؤلفه راستالغز سبب بخش‌بندی کرنش در زمان و مکان شده است که در این زمینه ساختارهای شکل گرفته از مقیاس‌های صحرایی و مدل آزمایشگاهی انطباق دارند.

۴) به دلیل اینکه در مرزهای مدل حاصل، شواهد برش ساده بیشتر دیده می‌شدند و در بخش داخلی نمونه بیشتر شواهد برش محض دیده می‌شد، این مدل می‌تواند به ارائه مدل بخش‌بندی کرنش حاکم بر منطقه کمک کند.

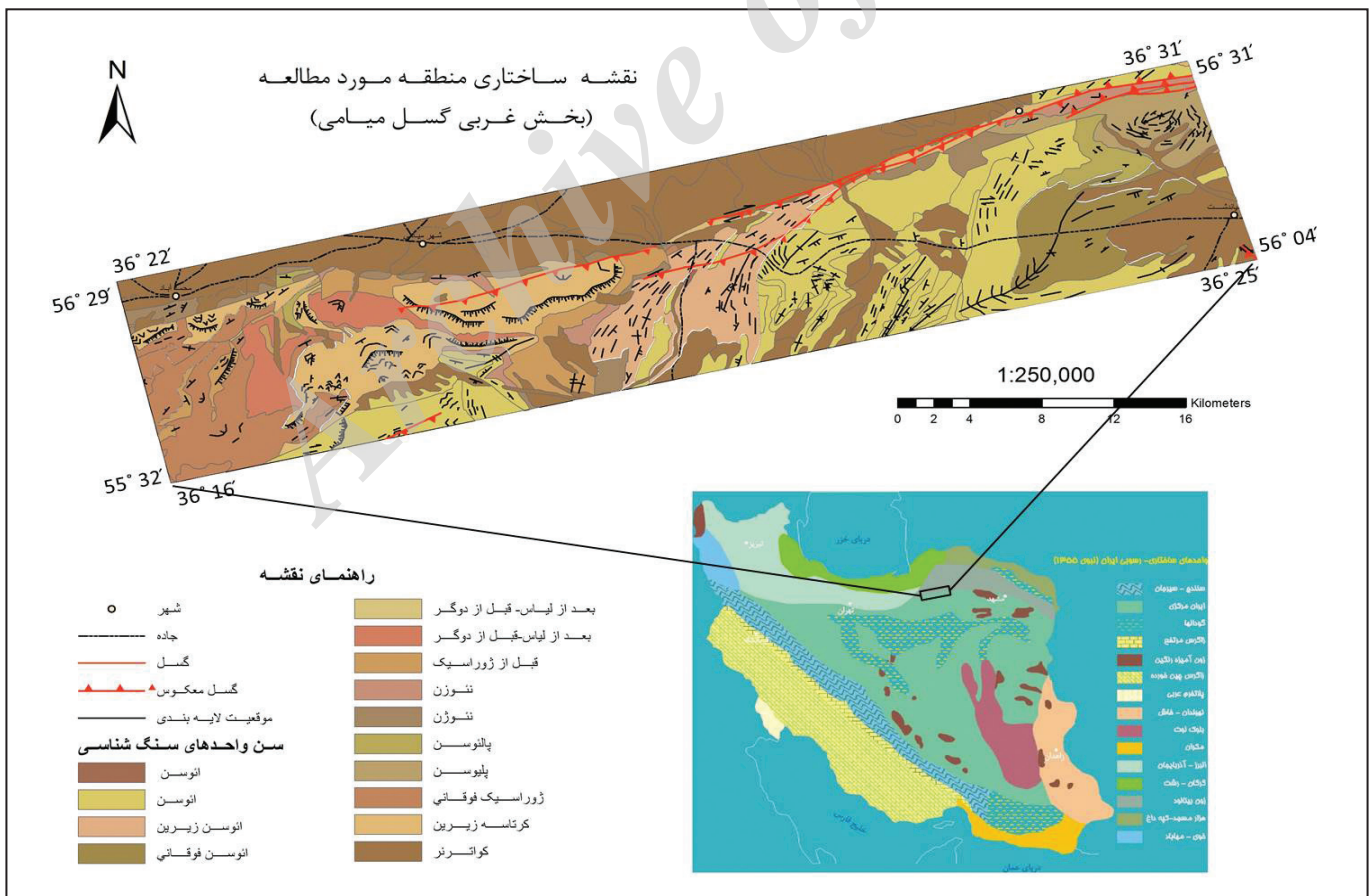
۵) بر پایه مدل آزمایشگاهی ارائه شده بخش باختری گسل میامی در اثر برش ناهم‌محور راست‌گرد با مؤلفه فشارشی دگرریخت شده است و چرخش حاصل از این برش روند ساختارها را در زمان‌های مختلف تغییر داده است.

۶) برش ناهم‌محور راست‌گرد با مؤلفه فشارشی که از تفسیر شواهد صحرایی حاصل شده است (رستمیان و خادمی، ۱۳۹۳) در مدل آزمایشگاهی تأیید می‌شود.

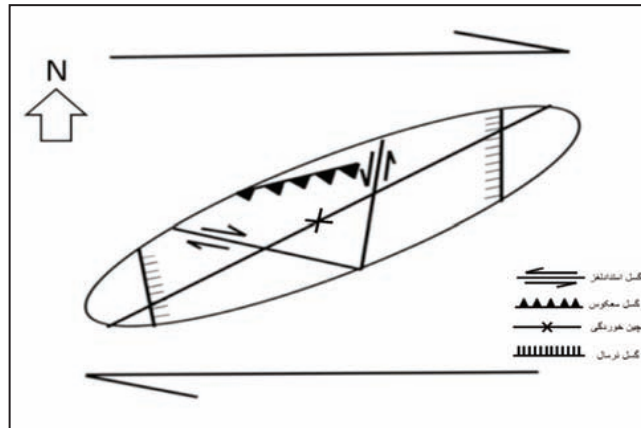
مدل‌های به دست آمده از آزمایش‌های ۱ تا ۴ با توجه به روند ساختارها مانند روند گسل‌ها، شکستگی‌های کششی، چین‌ها، روند کشیدگی مارکرها و دیگر دگرریختی‌های دیده شده در پهنه برشی همخوانی قابل ملاحظه‌ای با طبیعت ندارند. در آزمایش‌های فشارش چیره (شماره‌های ۱، ۲ و ۳) گسل امتدادلغز اصلی و در پی آن خم‌های گسلی و شرایط تراکشی و ترفشارشی شکل نگرفتند و در بخش‌های گسل‌های امتدادلغز به صورت فرعی نمایان شدند. دو مدل امتدادلغز چیره (شماره‌های ۴ و ۵) همانندی بیشتری با طبیعت نشان دادند و از میان این دو مدل، مدل راست‌گرد همانندی قابل توجهی داشت (شکل ۸).

افزون بر این، در این پژوهش با بازسازی عارضه‌های موجود در پهنه دگرریخت شده و به دست آمدن بینش مناسبی از جنبش‌های صورت گرفته، به بازسازی نظری توزیع دگرریختی این پهنه پرداخته شد که نتایج بیشتر در شرایط همانندی قابل توجه با موقعیت ساختارهای شکل گرفته در صحرا به شرح زیر است:

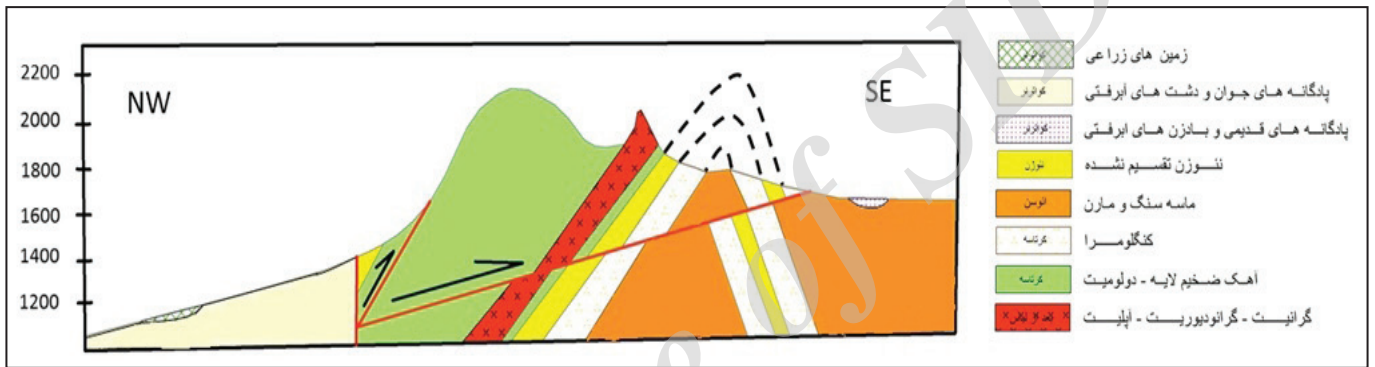
۱) نوعی تقارن همراه با چرخش در ساختارها دیده شد؛ از جمله خم‌های گسلی که سبب ایجاد محیط‌های تراکشی و ترفشارشی شدند.



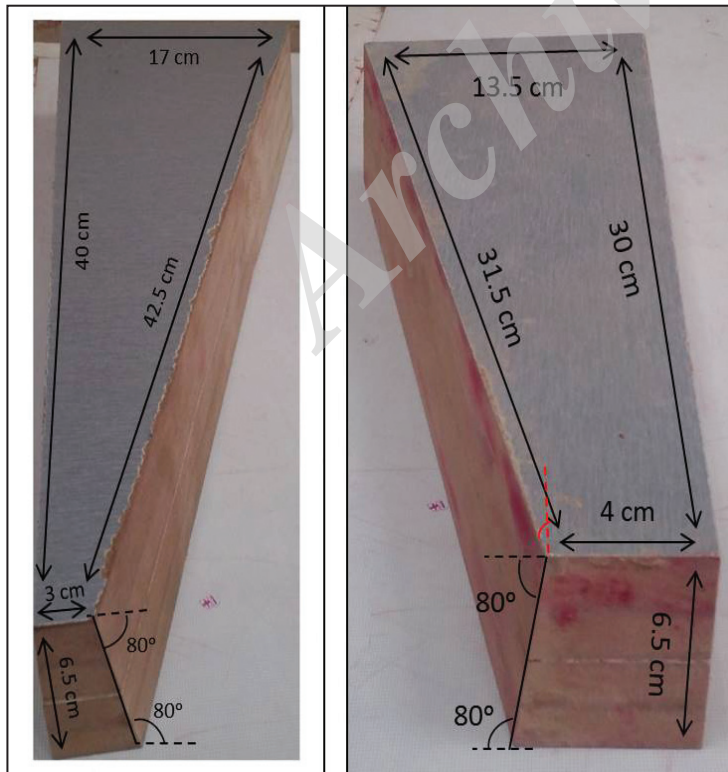
شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و موقعیت آن در نقشه پهنه بندی ساختاری نبوی (۱۳۵۵).



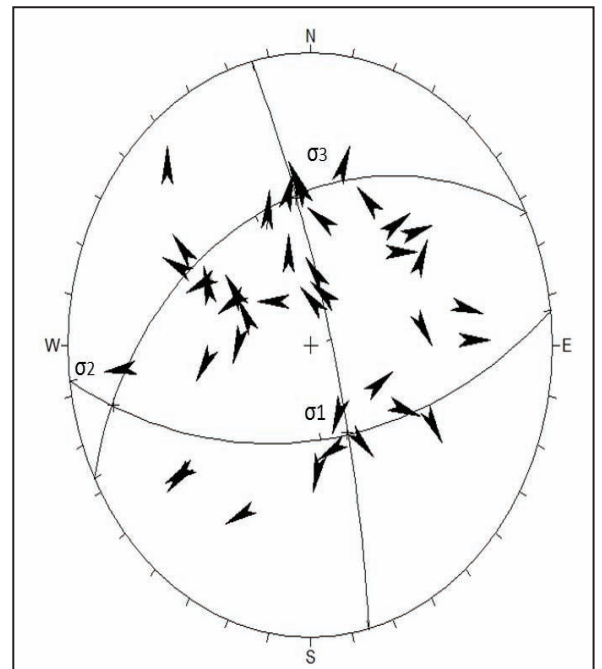
شکل ۲- مدل تقریبی تئوری کرنش بخش باختری پهنه برشی میامی.



شکل ۳- نیمرخ عمود بر پهنه گسلی میامی واقع در میامی (محدوده تراکشی).



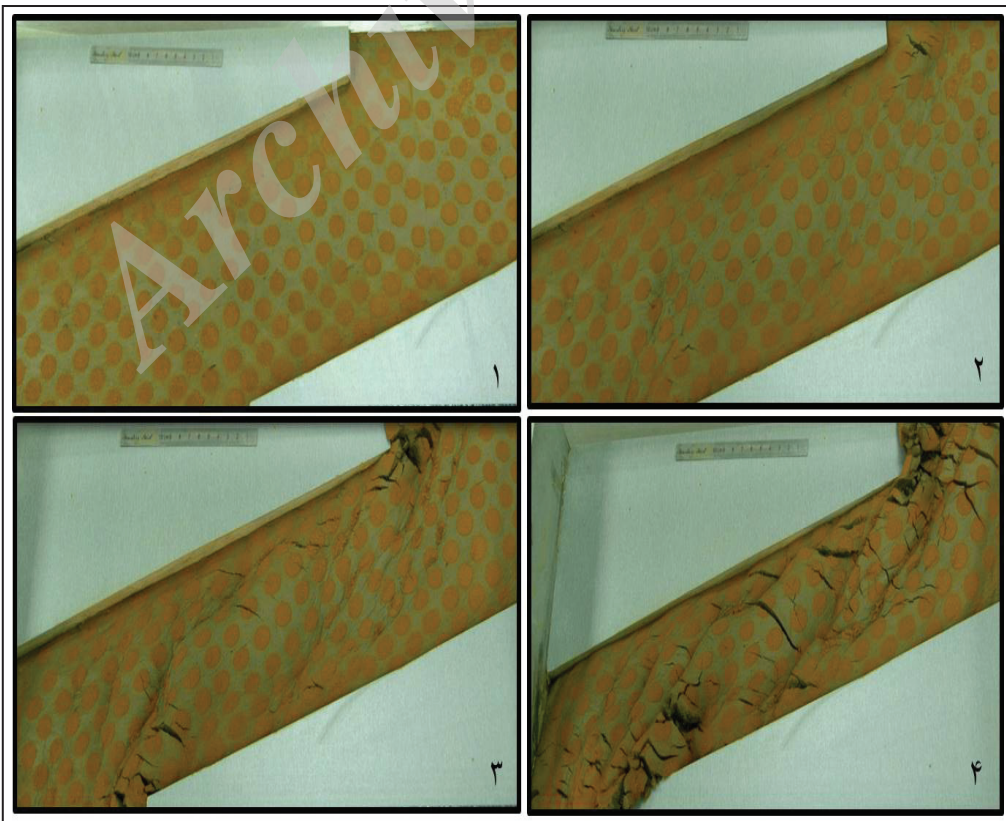
شکل ۵- نمایی از چوب های مورد استفاده در آزمایش ها برای شبیه سازی تنش ها و ابعاد آن.



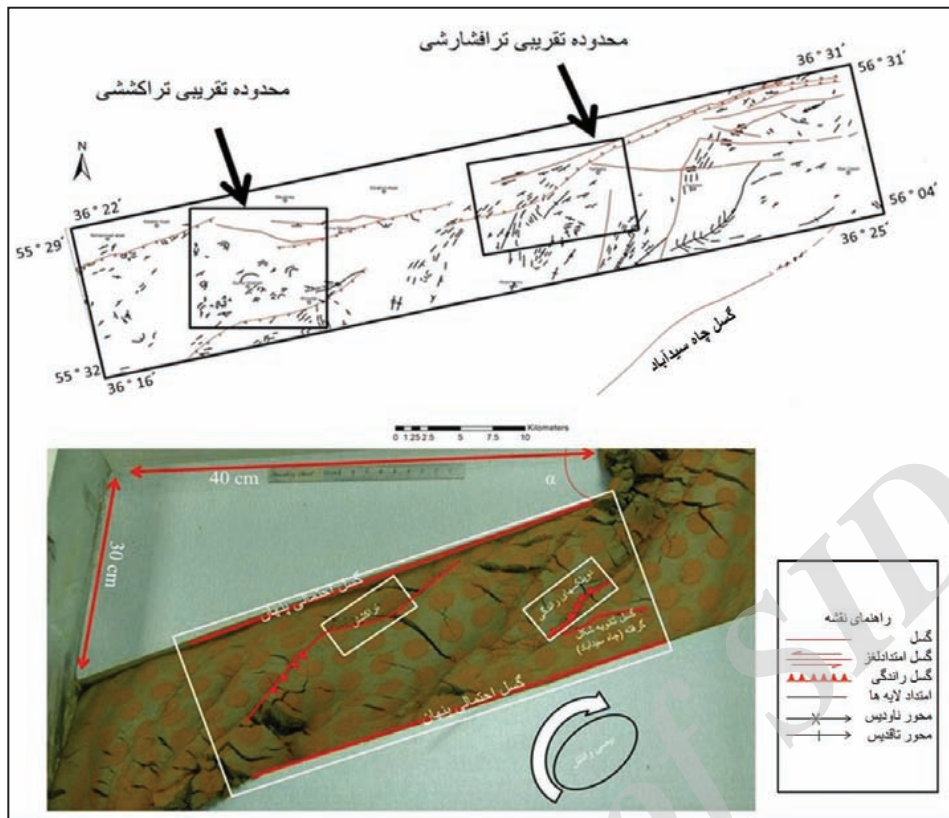
شکل ۴- طرح خط لغزش نشان دهنده چگونگی برآورد تنش های اصلی.



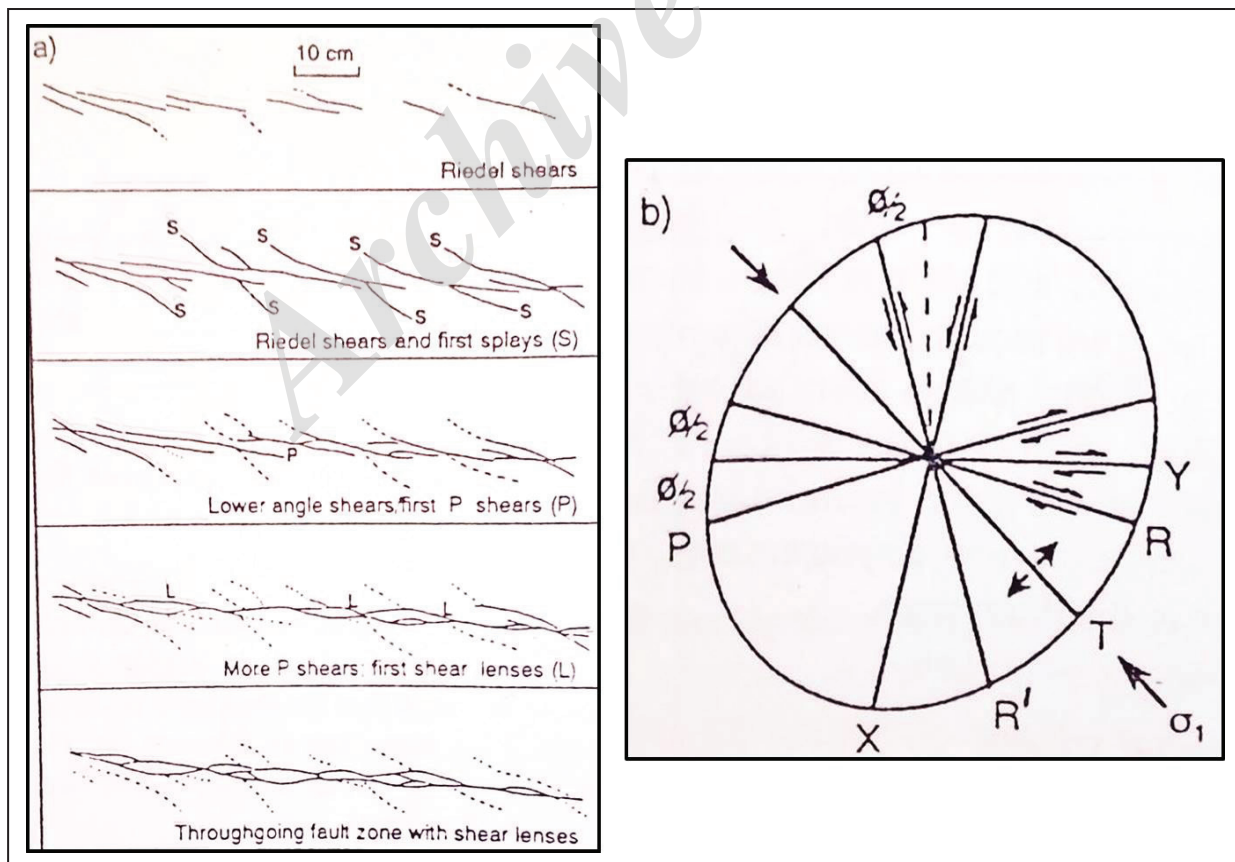
شکل ۶- شبیه سازی تنش های متفاوت در (آزمایش های ۱ تا ۴). الف، ب و ج) شبیه سازی تنش ترا فشارشی با مؤلفه امتداد لغزی چیره؛ د) شبیه سازی تنش ترا فشارشی با مؤلفه امتداد لغزی چیره چپ گرد.



شکل ۷- شبیه سازی ترا فشارشی با مؤلفه امتداد لغز چیره راست گرد (آزمایش ۵).



شکل ۸- نقشه ساختاری و مدل تجربی (آزمایش ۵) محدوده مطالعاتی.



شکل ۹- (a) گسترش شکستگی های برشی ثانویه در نگاه نقشه (دید دوبعدی سطح) از آزمایش جمعی ماسه در گسل امتدادلغز راست گرد (برگرفته از (Naylor et al. (1986)؛ (b) پیچیدگی شکستگی های توری و آزمایشگاهی پیش بینی شده در طی برش ساده (برگرفته از (Bartlett et al. (1981).

## کتابنگاری

- آفانیاتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
- باقری، ف.، سعیدی، ع. و بوذری، س.، ۱۳۸۶- تحلیل هندسی و جنبشی نیمه باختری گسل میامی، علوم زمین، شماره ۶۹، صص. ۳۴ تا ۴۳.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۸- زمین شناسی ایران: چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسیم. انتشارات امیر کبیر.
- رستمیان، م. و خادمی، م.، ۱۳۹۳- تحلیل دگرریختی و کرنش پهنه گسلی میامی در منطقه میامی، البرز شرقی، پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه دامغان، ۱۳۲ ص.
- میریگی، ن.، ۱۳۹۲- ارزیابی فعالیت تکتونیک ناحیه میامی بر اساس شاخص گرادیان طولی رودخانه، انتگرال و منحنی هیسومتری، زنجان: وزارت صنعت و معدن تجارت سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین).
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور.

## References

- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic Synthesis and Structural Style of the Alborz Mountain System in Northern Iran, *Journal of Geodynamics*, Vol. 21, No. 1, pp. 1-33.
- Bartlett, W. L., Friedman, M. and Logan, J. M., 1981- Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonics* 79: 255-277.
- Braun, J., 1994- Tree-dimensional numerical simulations of crustal-scale wrenching using a non-linear failure criterion, *Journal of Structural Geology*, Vol. 16 (8): 1173-1186.
- Christie- Blick, N. and K. T. Biddle., 1985- Deformation and basin formation along strike-slip faults, in *strike-slip Deformation, Basine Formation, and sedimentation*, edited by K. T. Biddle and N. Christie-Blick, pp. 1-34, soc.Of Econ.paleontol. And Mineral., Tulsa, Okla, 1985.
- Dooley, T. and McClay, K., 1997- Analog modeling of pull-apart basins: AAPG Bull. V. 81: 1804-1826.
- Fossen, H., 2010- *Structural Geology, in the uited states of America by cambridye New york university press.*
- Fossen, H., Tikoff, T. B. and Teyssier, C. T., 1994- Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *NorskGeologisk* 74: 134-145.
- Morgenstern, N. R. and Tchalenko, J. S., 1967- Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. *Geotechnique* 17: 309-328.
- Naylor, M. A., Mandl, G. and Sijpesteijn, C. H. K., 1986- Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology* 8: 737-752.
- Richard, P. and Cobbold, P., 1990- Experimental insights into partitioning fault motions in continental convergent wrench zones. *AnnalesTectonicae* 4: 35-44.
- Riedel, W., 1929- ZurMechanikGeologischerBrucherscheinungen. *Z. Mineral. Geol. Palaeontol.* Vol. 1929B, pp. 354-368.
- Sylvester, A. G., 1988- Strike-slip faults, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100: 1966-1703.
- Tchalenko, J. S. and Ambrayses, N. N., 1970- Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81: 41-60.
- Tchalenko, J. S., 1970- Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81: 1625-1640.
- Viola, G., Odonne, F. and Mancktelow, N. S., 2004- Analogue modeling of reverse fault reactivation in strike-slip and transpressive regimes: application to the Giudicarie fault system, Italian Eastern Alps, *Journal of structural Geology* 36: 401-418.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. and Seely, D. R., 1973- Basic wrench tectonics. *Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57 (1): 74±96.
- Withjack, M. O. and Jamisom, W. R., 1986- Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics.* 126: 99-124.



## **Kinematic analysis of positioning of the Western part of Miami fault zone Eastern Alborz - based on experimental evidence**

**M. Rostamiyan<sup>1\*</sup>, M. Khademi<sup>2</sup>, S. Eslami<sup>2</sup> and H. Shahbazi<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>M.Sc., Department of Geology, Damghan University, Damghan, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Damghan University, Damghan, Iran

Received: 2015 January 28

Accepted: 2016 April 09

### **Abstract**

In the western part of Miami fault zone (MFZ) as a partial boundary of two main structural zones (Central Iran and Binaloud) in the Iranian plateau, since the fault is covered by alluviums or displaced rocks, poor and limited field data cannot solve the problems concerning deformation history and evolutionary path of the MFZ. To facilitate unraveling the structural problem, we tried to conduct five experimental models using a combination of compressional, dextral and sinistral mechanisms with changes in the geometry of two main boundary faults. Based on the results, evidences from transpression with dominant dextral component are very similar to field observations along the western MFZ, including folds, Riedel shears, duplexes, fault geometry and bends. Based on the model, deformation in the western part of MFZ is accommodated by dextral non-coaxial shear with compressional component. The experimental model provided a proper insight about deformation history and style. It is proposed that the western part of the MFZ has been deformed by dextral non-coaxial shear with compressional component, and some resultant rotations have probably changed structural trends during time.

**Keywords:** Experimental model, Non-coaxial deformation, Oblique convergence, Miami Fault, Eastern Alborz.

For Persian Version see pages 79 to 86

\*Corresponding author: M. Rostamiyan, E-mail: m.rostamiyan@yahoo.com

Archive of SID