

# تحلیل تنش دیرینه گستره منصورآباد (جنوب باختر رفسنجان-استان کرمان) به روش وارون‌سازی چندگانه

لیلا عبادی<sup>(۱)</sup>، سید احمد علوی<sup>(۲)</sup>، محمدرضا قاسمی<sup>(۳)</sup>

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳. دانشیار پژوهشکده زمین‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران

تاریخ دریافت: ۹۳/۴/۹

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۰/۲۸

## چکیده

در این مقاله به ارزیابی و تحلیل تنش دیرینه در گستره منصورآباد، به روش وارون‌سازی چندگانه با اندازه‌گیری سطوح برشی دارای خط‌خش و صفحات گسلی در واحدهای سنگی مختلف، پرداخته می‌شود. به این منظور، در ۱۸ ایستگاه براساس سن چینه‌شناسی واحدها، داده‌های برشی برداشت شدند که مهم‌ترین معیارهای مورد استفاده در تعیین سوی برش پله‌های کانیایی، برش‌های ریدل و بازشدگی‌های کششی می‌باشند. براساس روش وارون‌سازی چندگانه که تنسور تنش را از داده‌های گسلی ناهمگن (داده‌هایی بدون هیچ شناخت قبلی از جهت‌گیری تنش‌ها و یا طبقه‌بندی گسل‌ها) آشکار می‌سازد، چهار پارامتر شکل بیضوی و محورهای تنش محاسبه گردید. در تفکیک فازهای صورت گرفته با این روش، عملکرد سه فاز تنش فشاری، کششی-برشی و برشی-فشاری مشخص گردید که جهت‌گیری محورهای تنش بیشینه در موقعیت‌های مختلف گستره، تغییر روند از  $N 24^\circ$  به  $N 162^\circ$  را در دوره زمانی اواخر کرتاسه - نئوژن نشان می‌دهد در حالی که تغییرات جهت‌گیری محور تنش کمینه از  $N 79^\circ$  به  $N 116^\circ$  می‌باشد. براساس روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری گسل‌های معکوس به‌نظر می‌رسد که این گسل‌ها، تحت تاثیر تنش فشاری بیشینه جهت‌گیری نموده‌اند. با تغییر سازوکار فشاری به کششی-برشی، جایگیری رسوبات محلی صورت گرفته و در ادامه فرایند برش و تغییر جهت‌گیری تنش، چرخش بلوکی سبب ایجاد شکستگی‌ها شده است و در اثر افزایش چرخش، ابعاد شکاف‌ها افزایش یافته و محل مناسبی جهت تزریق ماگما فراهم گردیده است.

واژه‌های کلیدی: تحلیل تنش دیرینه، روش وارون‌سازی چندگانه، چندفازی، رفسنجان.

## مقدمه

امروزه اندازه‌گیری تنش دیرینه با استفاده از داده‌های لغزش گسل یک ابزار معمول در شناخت فرگشت ساختاری می‌باشد (Angelier, 1994; Bellier and Zoback, 1995). از این رو روش‌های زیادی برای اندازه‌گیری تنش بر پایه داده‌های لغزش گسل‌ها پیشنهاد شده است (Angelier, 1979; Etchecopar et al., 1981; Angelier et al., 1984; Yamaji et al., 2010; Yamaji et al., 2013)

\*نویسنده مرتبط Leilaebadi2014@yahoo.com

و برخورد دو صفحه عربی و ایران در پالتوسن پسین (Shafiei et al., 2009; Shafiei, 2010) می باشد که به عنوان کمان آتش فشانی نوع آندی در طی دوره کوهزایی آلپین طبقه بندی می شود (Berberainetal., 1982; Alavi, 1994). حرکت رو به شمال صفحه عربی نسبت به ایران سبب کوتاه شدگی با نرخ تقریبی  $25 \text{ mm/yr}$  شده است (McClusky et al., 2003; Vernant, et al., 2004; Vernant and Chery, 2006) و داده های GPS نرخ دگرشکلی پایین (کمتر از ۲ میلی متر در سال) را برای گستره نشان می دهند (Vernant, et al., 2004; Vernant and Chery, 2006). یکی از مهم ترین گسل های گستره، گسل رفسنجان (با روند غالب  $120^\circ \text{N}$ ) می باشد که فعالیت و ثبت لرزه ای کمی را نشان می دهد (Walker, 2006).

از نظر سنگ شناسی، پی سنگ پره کامبرین در هیچ جا از گستره رخنمون ندارد و کهن ترین واحدهای سنگی گستره، توربیدایت های کرتاسه با همبری ساختاری در ارتباط با واحدهای جدیدتر می باشند و از توالی بیومیکرایت، ماسه سنگ، مارن، سیلت سنگ و آهک تشکیل شده اند. در ادامه توالی چینه شناسی گستره، فلیش های ائوسن با روند NW-SE در سه افق مختلف با ویژگی های خاص رخنمون دارند به طوری که محتوای سنگی واحد پایینی (1Ef) شامل میکروگنکلومرا، میکروکالک آرنایت، گریوک فلدسپاتیک، کالک آرنایت و بیوکالک آرنایت، سیلت سنگ، مارن ماسه ای و میکرایت می باشد. واحد میانی (2Ef) با ناپیوستگی واحد اولی را می پوشاند و توالی از توربیدایت ها می باشد. واحد بالایی (3Ef) تناوبی از توالی آرنایت درشت دانه، قطعات رسوبی کلریتی، لایه های پلیتی و کلست های آتش فشانی را در رخنمون نشان می دهد. در گستره مورد مطالعه، فعالیت های آتش فشانی ائوسن با مجموعه بحر آسمان آغاز می گردد. این مجموعه با افق های آندزیت-بازالت، پیروکلاست هوازده و جریان لاوا (تراکیت-آلبیت با لایه های ایگنمبریت) شروع می شود و با آهک ماسه ای، ماسه سنگ کالک آرنایت و آهک خاکستری تداوم یافته و با جریان لاوا پیروکلاستیک، آندزیت-بازالت، تراکی آلبیت و تراکی آندزیت، با چندین افق ماسه سنگ توفی و کنگلومرا متشکل از قطعات آتش فشانی خاتمه می یابد. در بالاترین افق مجموعه بحر آسمان،

جنبه های تئوری و موجه بودن این تکنیک ها در مقالات زیادی بحث شده است (Lisle et al., 1998; Twiss and Unruh, 1998; Lisle and Srivastava, 2004; Shan and Fry, 2006; Orife and Lisle, 2006; Sippel et al., 2009). تحلیل لغزش گسل در مطالعه زمین ساخت چند فازی مفید می باشد (Etchecopar et al., 1981; Nemcok, and Lisle, 1995; Shan et al., 2003). روش وارون سازی با هدف مشخص نمودن تنسور تنش کاهش یافته از داده های لغزش اندازه گیری شده، بر پایه معیارهای لغزش و اصطکاکی می باشد، به طوری که داده های لغزش گسل، محاسبه حالات تنش را با شناخت مسیر و سوی لغزش ممکن می سازند. از این رو تنسور تنش کاهش یافته که ترکیبی از جهت یابی محورهای تنش اصلی و نسبت اختلاف اصلی می باشد، محاسبه می گردد (Angelier, 1990 and 1979). در این مقاله، الگوی تنش دیرینه حاشیه جنوب باختری شهرستان رفسنجان، در حوضه ای با روند شمال باختری- جنوب خاوری و رخنمون واحدهای کرتاسه- نئوژن تحلیل می گردد و با استفاده از هندسه گسل های مزومقیاس و خط خش های وابسته شان حالات تنش های مشاهده شده، محاسبه می گردد. مطالعه تنش دیرینه در جمعیت گسل های ناهمگن که چندین فاز دگرشکلی را نشان می دهند (Sato et al., 2013)، بر پایه روش وارون سازی چندگانه (Yamaji, 2000) و با کمک برنامه نرم افزاری MIM6 (Yamaji and Sato, 2005, Yamaji et al., 2005a and 2005 b) صورت می گیرد.

## زمین شناسی

گستره مورد مطالعه که در بخشی از گستره حفاظت شده منصورآباد، جنوب باختر شهرستان رفسنجان (استان کرمان) بین طول های  $30^\circ 10'$  و  $30^\circ 30'$  شمالی و عرض های  $55^\circ 30'$  و  $55^\circ 55'$  خاوری واقع شده است، بخشی از کمان ماگمایی- رسوبی ارومیه - دختر منطبق بر کمربند دهج - ساردوئیه می باشد (Dimitrijevic, 1973) (شکل ۱). کمان ماگمایی- رسوبی یاد شده با روند NW-SE مرتبط با دو فرورانش متوالی (Shahabpour, 2005 and 2007) اقیانوس تتیس نو به زیر خرده قاره ایران در طی کرتاسه تا الیگوسن (Shafiei et al., 2009; Shafiei, 2010)



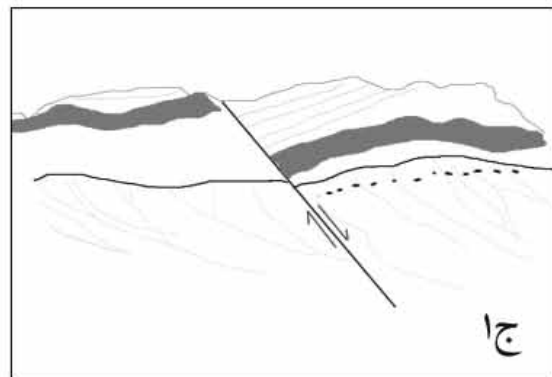
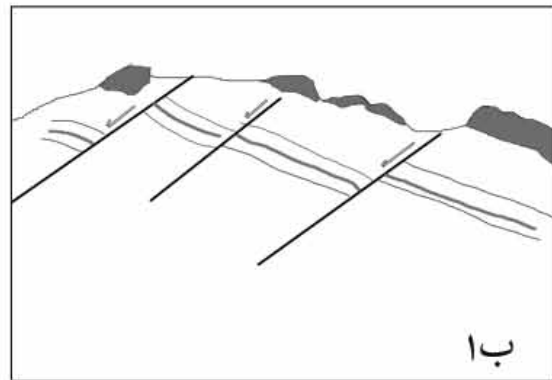
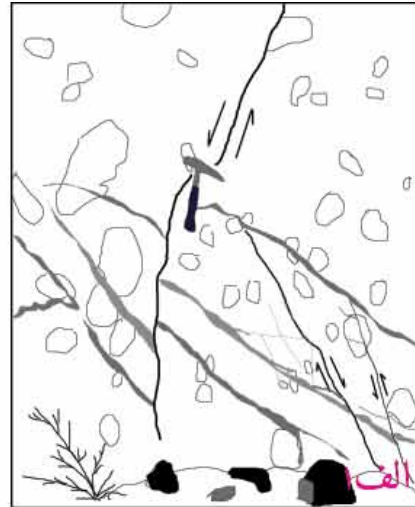
## نتایج و بحث

بازسازی تنش دیرینه به کیفیت مشاهدات صحرایی و اندازه‌گیری بردار لغزش وابسته است به طوری که (1989) Angeleir معتقد است اندازه‌گیری‌های صحرایی در تعیین توالی سن و سوی لغزش گسل مهم می‌باشد، از این رو به منظور شناخت و بررسی آرایش محورهای تنش در ۱۸ ایستگاه (شکل ۱) با واحدهای سنگی به سن اواخر کرتاسه - نئوژن، برداشتهای ساختاری به شیوه مستقیم صحرایی صورت پذیرفت. با توجه به اهمیت شناخت فازهای دگرشکلی، سعی گردید که تا حد امکان در هنگام برداشت داده‌ها براساس رویدادهای زمین‌ساختی دسته‌بندی شوند؛ به طوری که از ۴۶۵ برداشت صورت گرفته، ۷۵ برداشت مربوط به فلیش‌های کرتاسه پیشین- ائوسن پسین، ۱۵۰ برداشت مربوط به کنگلومرا و آهک‌های ائوسن میانی و در نهایت ۲۴۰ برداشت صحرایی در ارتباط با صفحات برشی آذرین‌های ائوسن بالایی می‌باشد. برداشتهای در بردارنده صفحات گسلی، سطوح لغزش مزدوج، سطوح انحلال فشاری ساختاری و خطخسها می‌باشند و هر داده لغزش گسل شامل اندازه‌گیری صفحه گسل (شیب و جهت شیب)، مسیر لغزش (آزیموت روند و زاویه میل) و سوی لغزش (معکوس، عادی، چپ‌بر و یا راست‌بر) می‌باشد. از این رو، رخنمون اکثر گسل‌ها شیبی بیش از ۴۵ درجه و خطواره‌های لغزشی با روندهای چیره شمال‌خاوری، جنوب‌خاوری و جنوب‌باختری و زاویه میل بین ۷۰-۰ درجه را نشان می‌دهند.

تعیین سوی لغزش گسل اولین نیاز در تحلیل تنش می‌باشد. برای این منظور از نشانه‌های کینماتیک بهره گرفته شد؛ به گونه‌ای که جابجایی‌ها (چینه، رگه، دایک و مانند

آن) (شکل ۲- الف - ج)، زمینه را برای تفسیر دقیق فراهم آوردند اما معیارهای تعیین سوی برش که در مقالات بسیاری توصیف گردیده است (Vialon et al., 1976; Petit, 1987; Hippolyte et al., 2012)، نیز می‌توانند به عنوان اصول تشخیص سوی لغزش (Angelier, 1994)، نوع حرکت و جابه‌جایی به کار گرفته شوند، این معیارها شامل پله‌های تجمعی کانی‌ها، تول مارک‌های زمین‌ساختی، سطوح صاف و صیقلی، شکستگی‌های برشی ریدل و بازشدگی‌های کششی می‌باشند (شکل ۳- الف - و)

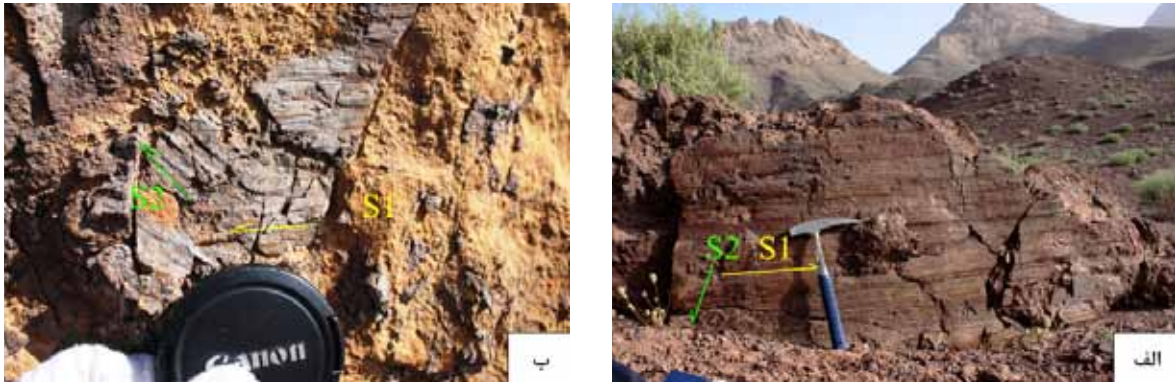
در زمین‌ساخت چند فازی برآورد رابطه سنی چند نسل خطخس ایجاد شده بر روی یک صفحه با روش دسته‌بندی گسل‌ها (Celerier, 1995) و یا به روش محاسباتی (Shan and Fry, 2005; Otsubo et al., 2006) می‌تواند زمانی که دو خطخس چگالی یکسانی داشته باشند، می‌تواند منجر به خطا گردد (Sperner and Zweigel, 2010)، اما Hippolyte et al., (2012). معتقد است اگر حرکت دوم، بزرگی کمتری از حرکت اول داشته باشد شیارهای خلق شده بزرگی کمتری داشته و سن‌سنجی با دقت بیشتری صورت می‌گیرد. این اصل در بیشتر برداشتهای با حضور چند نسل خطخس بر روی یک صفحه مورد توجه قرار گرفت (شکل ۴). در مرحله اول به منظور دستیابی به نتیجه کلی، در هر یک از ایستگاه‌ها با استفاده از روش دو وجهی راست و بهره‌گیری از نرم‌افزار Tectonic FP1.1. سازوکار کانونی گسل‌ها رسم گردید (Ortner et al., 2002) (شکل ۵) اما استفاده از روش دو وجهی راست، امکان تحلیل و دسته‌بندی داده‌ها را به صورت جزئی و جداسازی وقایع نمی‌دهد، در مراحل بعدی، داده‌ها به روش وارون‌سازی چندگانه (Yamaji, 2000) تحلیل شدند.



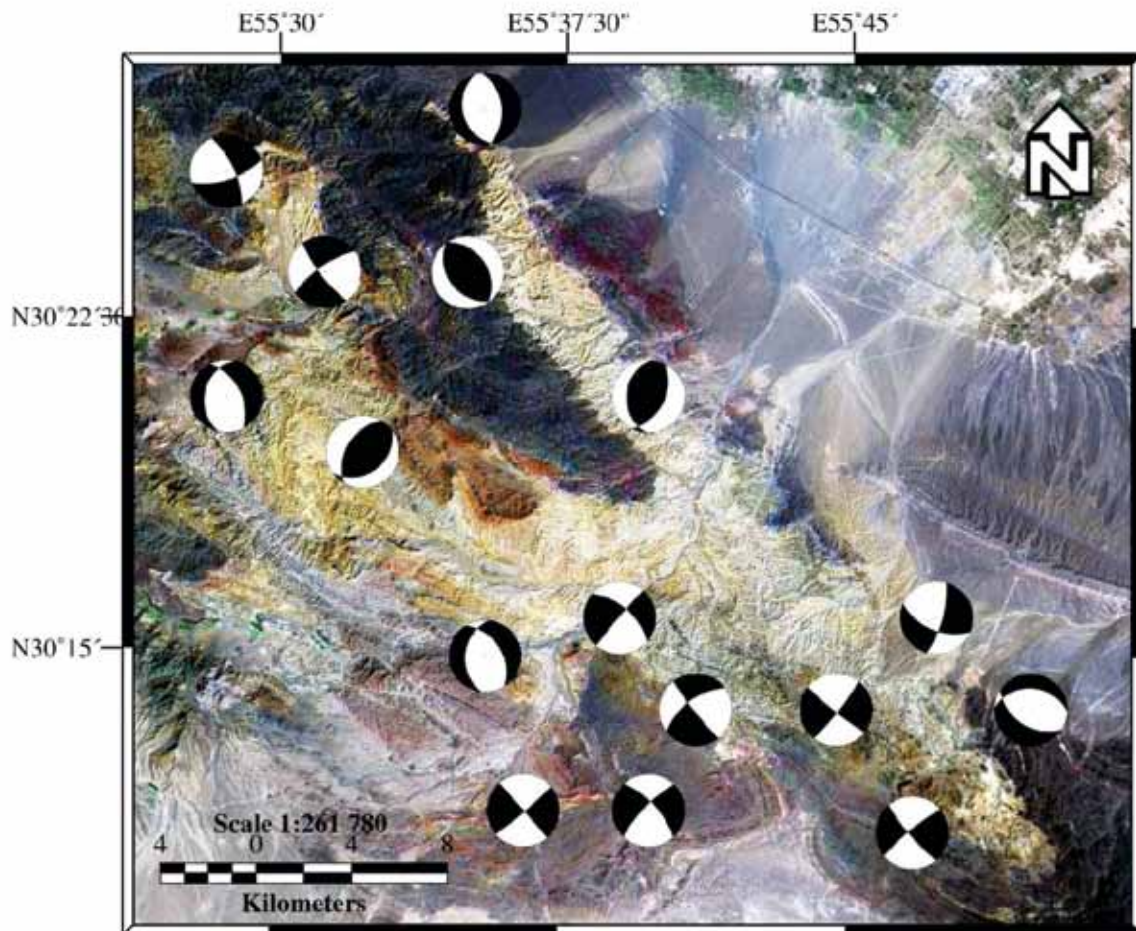
شکل ۲. الف (۱) نمای نمادین، الف ۲) نمای صحرایی جابه‌جایی رگه کوارتز توسط گسل معکوس در واحدهای کنگلومرایی ائوسن- دید به سمت شمال‌خاور، ب (۱) نمای نمادین، ب ۲) نمای صحرایی جابه‌جایی لایه‌بندی توسط دسته گسل عادی در فیلیش‌های ائوسن- دید به سمت جنوب‌خاور، ج (۱) نمای نمادین، ج ۲) نمای صحرایی جابه‌جایی دایک توسط گسل عادی در واحد کنگلومرای ائوسن- دید به سمت شمال‌خاور



شکل ۳. تصاویر مربوط به علائم و شاخص‌های تشخیص سوی لغزش الف) پله‌های تجمعی مربوط به صفحه لغزش در فلیش ائوسن، ب) تول‌مارک زمین‌ساختی در واحدهای آذرین مجموعه بحراسمان، ج) سطوح صاف و صیقلی در بازالت‌های ائوسن، د) شکستگی‌های ریدل در کنگلومرای ائوسن، ه) بازشدگی‌های کششی در آذرین‌های مجموعه بحراسمان، و) قله‌های استیلولیتی در کنار پله‌های کلسیتی در آهک‌های ائوسن



شکل ۴. الف) دو نسل خط‌خش، نسل قدیمی بلندتر از نسل جدیدتر می‌باشد، دید به سمت شمال‌خاور در واحدهای آذرین مجموعه بحرآسمان، ب) دو نسل خط‌خش، نسل جدیدتر بر روی نسل کهن‌تر در آذرین‌های مجموعه رازک قرار گرفته است، دید به سمت شمال‌خاور



شکل ۵. تصویر ماهواره‌ای ETM+ و IRS Pan با نسبت باند ۱۲۳ به همراه مکانسیم کانونی گسل‌ها در ایستگاه‌های برداشت

## پردازش داده‌ها

در این مقاله از روش وارون‌سازی چندگانه<sup>۱</sup> استفاده شد. این روش، تغییر یافته روش وارون‌سازی مستقیم<sup>۲</sup> (Angelier, 1984)، با فرض موازی بودن مسیر لغزش با تنش برشی حل شده پیشینه، به منظور جداسازی تنش‌ها از داده‌های لغزش گسل‌های ناهمگن می‌باشد. از این رو نه تنها جداسازی دسته‌های پیچیده در زیر دسته‌های همگن ساده‌تر می‌شود بلکه بهترین برآورد تنسور تنش برای یک گروه از گسل‌ها با کمینه‌سازی جمع زوایای ناهم‌خوانی  $\beta$  (کمتر از ۳۰ درجه) و نسبت تنش نرمال-برشی بالا امکان پذیر می‌شود. هر تنسور تنش کاهش یافته محورهای تنش اصلی  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  ( $\sigma_1 \leq \sigma_2 \leq \sigma_3$ )، و نسبت اختلاف تنش  $\Phi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  را در برمی‌گیرد. در این روش فرمت FDT به منظور اندازه‌گیری جهت‌یابی صفحه گسل و مسیر لغزش مورد استفاده قرار می‌گیرد به طوری که faz مسیر شیب، fpl زاویه شیب صفحه و saz و spl آزمون و میل خط‌خش را نشان می‌دهند. نرخ faz و saz بین ۰ تا ۳۶۰ درجه متغیر بوده در حالی که نرخ‌های fpl و spl بین زوایای ۰ تا ۹۰ درجه متغیر می‌باشد.

در این روش، گسل‌ها بر مبنای میدان‌های تنش فعال کننده‌شان به زیرمجموعه‌های کوچک‌تر تقسیم می‌شوند و تعداد راه حل‌های ممکن از رابطه (۱) به دست می‌آید (Yamaji, 2000).

$$C_k = N! / (K! (N-K)!)$$

رابطه ۱

به طوری که N تعداد کل لغزش گسلی و k تعداد زیرمجموعه‌های ایجاد شده برای وارون‌سازی بوده که نرخ آن بین ۳ تا ۸ متغیر می‌باشد. با افزایش نرخ k، تجمع نشانه‌های رنگی در استریونت افزایش یافته و خوشه‌ها نمایان‌تر می‌شوند اما زمان محاسبه طولانی‌تر می‌گردد. در محاسبات صورت گرفته، ارزش  $k=5$  به دلیل قابل تفکیک بودن دسته‌ها و زمان پردازش کمتر اختیار گردید.

در این نرم‌افزار فاکتور افزایشی<sup>۳</sup> (بین ۰ تا ۹۹) تعداد راه حل‌ها در شبکه نقطه‌ای برای دسته داده‌های ظاهر شده در استریونت می‌باشد (Yamaji et al., 2005b) که در

$e=0$  تمامی راه‌حل‌ها رسم می‌شود. اما با افزایش ارزش e تعداد راه حل‌ها کاهش یافته و میدان‌های تنش قوی ظاهر می‌گردد، از این رو بعد از بررسی‌ها و محاسبات صورت گرفته به روش آزمون و خطا درگستره ارزش‌های e بین ۲۵-۳۰ برای بازسازی میدان‌های تنش مورد پذیرش قرار گرفت.

بر اساس توضیحات فوق و پس از تصحیح و پردازش داده‌های صحرایی، در نرم‌افزار MIM6، محاسبه تنسور تنش به روش جستجوی شبکه‌ای صورت گرفت، به طوری که در محاسبه تنسور تنش عمومی، تنشی که بیشترین هماهنگی را با داده‌ها دارند، انتخاب شد. به منظور محاسبه تنسور تنش کاهش یافته و مسیر لغزش تئوری، داده‌ها خوشه‌بندی شدند که این خوشه‌ها و زیردسته‌ها حاکی از عملکرد چند فاز تنش مختلف و فعال شدن صفحات گسلی، با موقعیت‌های مشابه ولی لغزش‌های متفاوت می‌باشند. در هر خوشه با محاسبه و مقایسه داده‌های لغزش هیستوگرام، زوایای ناهم‌خوانی رسم گردید که زوایای ناهم‌خوانی بیشتر از ۳۰ درجه به دلیل عدم تبعیت از منحنی گوسی مورد پذیرش قرار نگرفت. از این رو بهترین نتایج بر اساس زوایای ناهم‌خوانی کمتر و نسبت بالای تنش نرمال-برشی (دیگرام موهر) مشخص گردید (جدول ۱) که تفسیر آن‌ها در زیر ارائه گردیده است.

تمامی داده‌های لغزش گسل در نیمکره پایینی، پروژه هم‌مساحت ارائه شدند (جدول ۲) که الماس‌ها، آزمون و میل محورهای تنش را ارائه می‌کنند. محورهای  $\sigma_1$  و  $\sigma_2$  به ترتیب در استریونت سمت چپ و راست ترسیم گردیده است. نسبت تنش ( $\Phi$ ) با کدهای رنگی مشخص شده است به طوری که رنگ بنفش معرف ( $\Phi=0$ ) تنش انحرافی فشاری و  $(\sigma_3 = \sigma_2 \leq \sigma_1)$  و رنگ سبز معرف تنش انحرافی صفحه‌ای (جایی که  $\sigma_2$  میانگین الگوریتم بین  $\sigma_1$  و  $\sigma_2$  است) می‌باشد، اما رنگ قرمز ( $\Phi=1$ ) برای تنش انحرافی کششی ( $\sigma_1 = \sigma_2 \geq \sigma_3$ ) به کار می‌رود.

کهن‌ترین فاز تنش در گستره مربوط به واحدهای سنگی کرتاسه پیشین- ائوسن پسین (فلیش) می‌باشد به طوری که در این دوران (در ایستگاه‌های ۱۸-۱۵؛ جدول

1. Method (MIM)
2. Direct inverse method
3. Enhance factor (e)



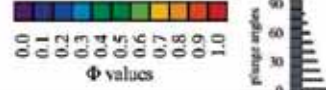
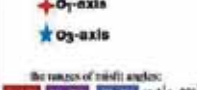
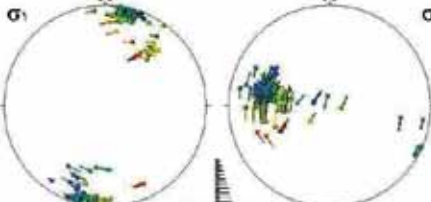

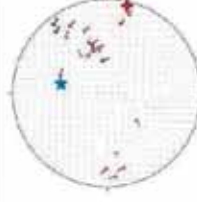
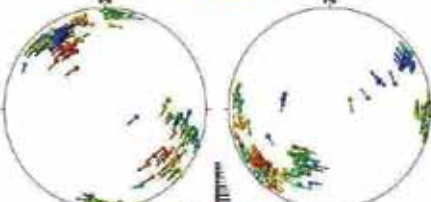

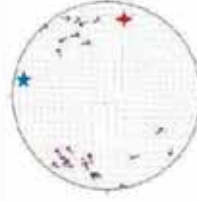
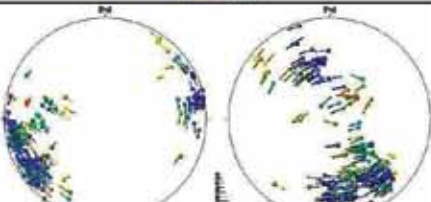

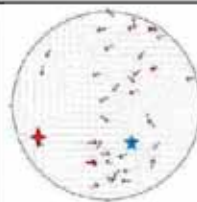
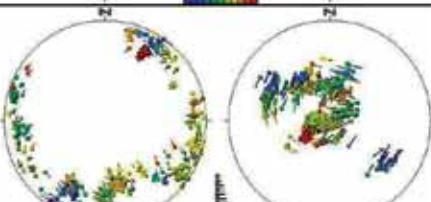

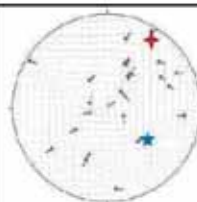
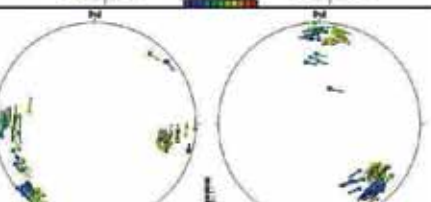
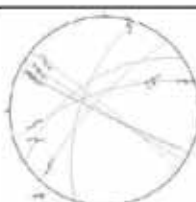
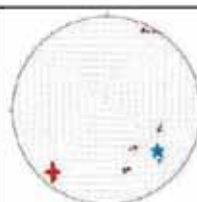
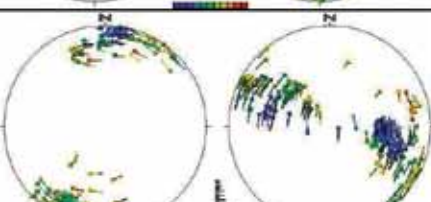
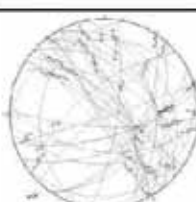
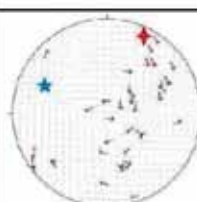
تا ۰/۵۵ در حال تغییر می‌باشد که این امر مبین آن است که شکل بیضوی تنش در گستره، یک شکل متعادل (حد واسط بین اشکال دوکی - کلوچه‌ای) را دارا می‌باشد. از سوی دیگر، ترسیم کانتور دیاگرام و بهترین صفحه در بردارنده جهات تنش بیشینه (جدول ۳) جهت‌گیری NW ۳۷، N ۲۷/۶ را نشان می‌دهد، در همین حال جهت‌گیری بهترین صفحه در بردارنده تنش کمینه NE ۸۸/۵، N ۲۹۶/۵ می‌باشد که می‌تواند به‌عنوان فاز تنشی برشی - فشاری بعد از فاز کششی - برشی پیشین بر گستره اعمال شده باشد. با توجه به نمودار گل سرخی جدول ۳، در این فاز محور بیشینه تنش روند بین ۱۲° N تا ۳۲° N را داشته و تنش کمینه در روند عمود بر تنش کمینه می‌باشد. به‌نظر می‌رسد که گسل‌های راستالغز مرحله پیشین به‌عنوان گسل‌های شیب‌لغز دوباره فعال گردیده‌اند و مهم‌ترین فاز تنشی در گستره می‌باشند، به‌طوری‌که دگرشکلی کمان ماگمایی در نتیجه همگرایی مایل دو صفحه عربی و ایران در مسیر شمال‌خاوری (Mcclusky et al., 2003; Mc Clay et al., 2004) با مجموعه راندگی و حرکات مایل راستالغز مهار می‌شود (Allen et al., 2004) که دلیل غلبه اصطکاک حاصل از همگرایی می‌باشد (Jackson and McKenzie, 1984). با داده‌های GPS امروزه (Vernant et al., 2004, Vernant and Chery, 2006) اثبات شده است که تقابل بین گسلش راستالغز و کوتاه‌شدگی بر توپوگرافی گستره موثر بوده است (Meyer and Dorts., 2007) و برخاستگی ناحیه رخ داده است (Shafiei et al., 2009; Shafiei, 2010) از این‌رو فاز نهایی مهم‌ترین فاز در شکل‌گیری گستره محسوب می‌گردد.

۳ و ۲) نسبت تنش ( $\Phi$ ) بین نرخ ۰/۸ تا ۲ در تغییر بوده و شکل میدان تنش تفکیک شده مبین بیضوی تنش دوکی شکل است. به‌منظور دستیابی به یک الگوی مشخص در مورد جهت‌گیری محورهای تنش، آزیموت و میل محورهای بیشینه و کمینه محاسبه شده، بر روی دیاگرام کانتوری ترسیم و بهترین صفحه‌های سازگار برای محورها در روی دیاگرام مشخص گردید که  $\sigma_1$  در صفحه‌ای با روند  $170/7^\circ$  N و شیب  $56/4$  درجه به سمت جنوب‌باختری جهت‌گیری نموده اما جهت‌یابی تنش کمینه با روند چیره  $260^\circ$  N و شیب  $70/4$  درجه به سمت شمال‌باختر نمایان گردیده است. این فاز که با نسبت تنش پایین ( $\Phi \geq 0/14$ ) بارز گردید عملکردی فشاری دارد و به‌نظر می‌رسد که شکل‌گیری گسل‌های معکوس در این مرحله رخ داده باشد. در مرحله بعدی با مشخص نمودن شکل نسبت و محورهای اصلی تنش، فاز دوم تنش ظاهر گردید (ایستگاه‌های ۹-۱۴؛ جداول ۳ و ۲). در این فاز جهت‌یابی محور تنش بیشینه بین روندهای  $150^\circ$  N تا  $190^\circ$  N درجه (میانگین  $162^\circ$  N) و جهت‌گیری محور تنش کمینه با روند میانگین  $79^\circ$  N بین نرخ  $59^\circ$  N تا  $89^\circ$  N متغیر می‌باشد. این فاز که با افزایش نسبت تنش (میانگین  $\Phi \leq 0/72$ ) همراه است، شکل میدان تنش شلغمی یا کلوچه‌ای را نشان می‌دهد که می‌تواند به عملکرد فاز تنش کششی با مولفه کوچک برش مربوط شود که احتمالاً نهشت محلی رسوبات (کنگلوما، ماسه‌سنگ و آهک) و شکل‌گیری شکستگی‌های برشی در این دوران صورت گرفته باشد. در نهایت برداشت‌ها در ایستگاه‌های ۱-۹ (جداول ۳ و ۲) نشان می‌دهند که نرخ نسبت تنش ( $\Phi$ ) در محدوده بین ۰/۲۵

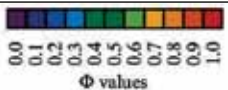


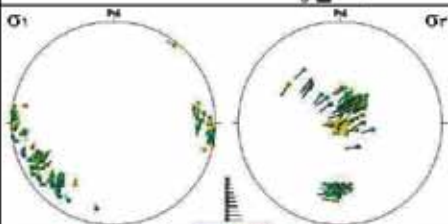
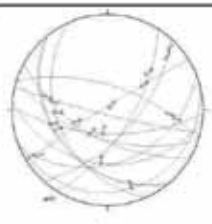
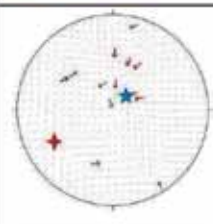
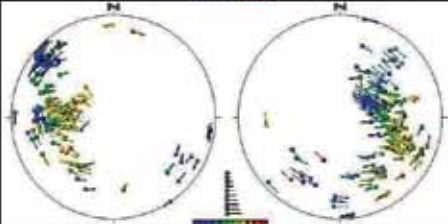
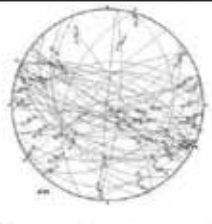
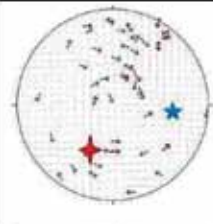
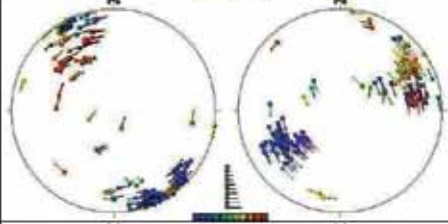

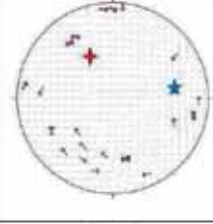
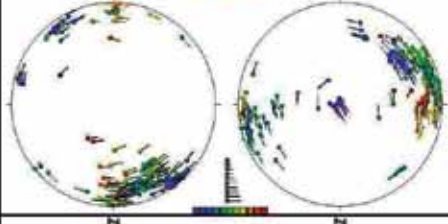

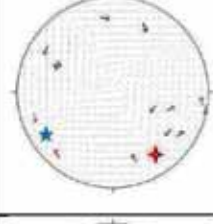
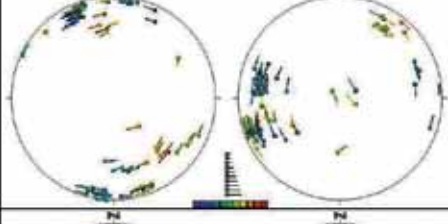
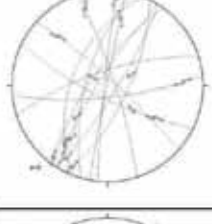
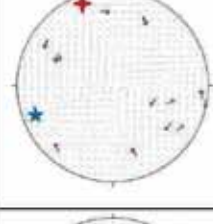
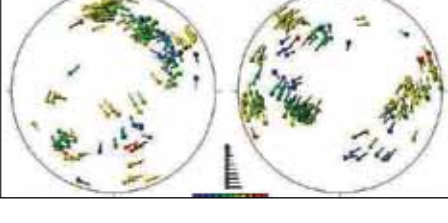
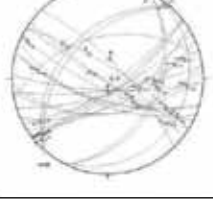
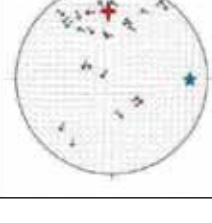
جدول ۱. هیستوگرام زاویه ناهمخوانی (زاویه ناهمخوانی: فاصله زاویه بین مسیر لغزش مشاهده شده و پیش‌بینی شده است، که بین ۰ تا ۱۸۰ درجه در حال تغییر می‌باشد، زوایای کمتر از ۳۰ درجه قابل قبول بوده) به همراه دایره موهر که تنش برشی و نرمال را برای هر ایستگاه برداشت نمایش می‌دهد

ش	هیستوگرام زاویه ناهمخوانی (B)	دایره موهر	ش	هیستوگرام زاویه ناهمخوانی (B)	دایره موهر
۱			۲		
۳			۴		
۵			۶		
۷			۸		
۹			۱۰		
۱۱			۱۲		
۱۳			۱۴		
۱۵			۱۶		
۱۷			۱۸		

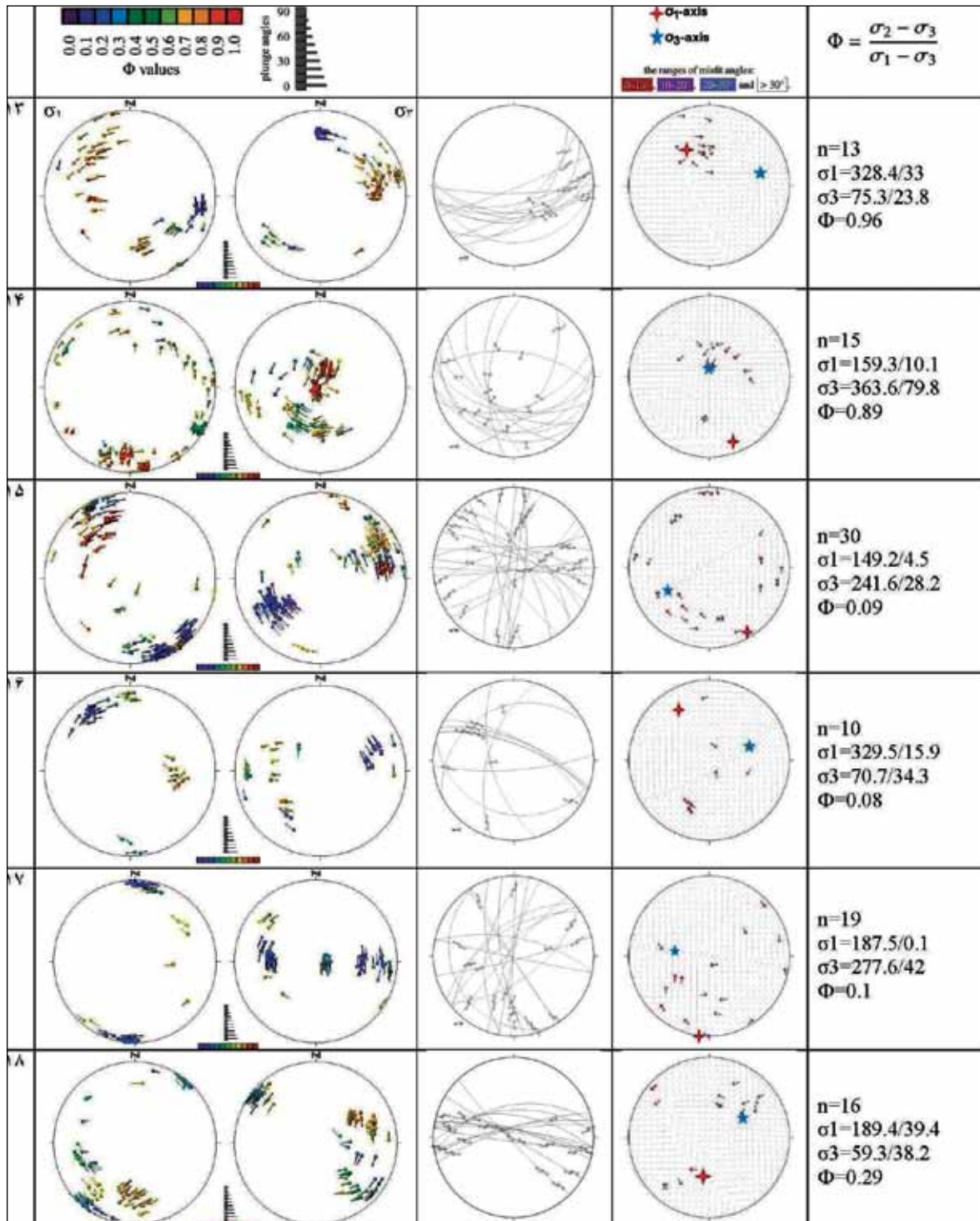
جدول ۲. تفسیر داده‌ها با کمک نرم افزار MIM

ردیف	داده‌های لغزش گسل در تیمکره پایینی، پروژه هم مساحت: سر پیکان قطب صفحه و دنباله‌ها مسیر لغزش گسل را نشان می‌دهد. محورهای $\sigma_1$ و $\sigma_2$ به ترتیب در استرئوپنت سمت چپ و راست ترسیم گردیده است	تصویر استریوگرام صفحات گسلی به همراه موقعیت خط خشی	دیگرام تنژانست - خطواره داده‌های لغزش به همراه جهات تنش بیشینه و کمینه	تعداد برداشته‌ها، آزیموت و زاویه میل تنش بیشینه و کمینه، نسبت تنش
				$\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$
1				<p>n=25  <math>\sigma_1=12.7/1.7</math>  <math>\sigma_3=281.4/37.1</math>  <math>\Phi=0.45</math></p>
2				<p>n=29  <math>\sigma_1=12.1/9.5</math>  <math>\sigma_3=281.1/6</math>  <math>\Phi=0.55</math></p>
3				<p>n=41  <math>\sigma_1=249.9/13</math>  <math>\sigma_3=145.8/39.7</math>  <math>\Phi=0.4</math></p>
4				<p>n=27  <math>\sigma_1=32.4/7.3</math>  <math>\sigma_3=127.1/32.8</math>  <math>\Phi=0.5</math></p>
5				<p>n=11  <math>\sigma_1=222.4/8.5</math>  <math>\sigma_3=129.2/20.9</math>  <math>\Phi=0.42</math></p>
6				<p>n=37  <math>\sigma_1=24.7/4.8</math>  <math>\sigma_3=293.1/18</math>  <math>\Phi=0.52</math></p>

ادامه جدول ۲

	 $\Phi$ values  plunge angles		 $\sigma_1$ -axis $\sigma_2$ -axis the regions of fault angles: [0-30] [30-45] [45-60] and (>30°)	$\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$
V				n=15 $\sigma_1=242/21,2$ $\sigma_3=40,8/47,2$ $\Phi=0,48$
A				n=54 $\sigma_1=207.7/36.2$ $\sigma_3=96.6/26$ $\Phi=0.36$
9				n=30 $\sigma_1=332.5/35.7$ $\sigma_3=80.2/23.9$ $\Phi=0.96$
10				n=13 $\sigma_1=144.6/14.6$ $\sigma_3=237.4/10.6$ $\Phi=0,47$
11				n=13 $\sigma_1=249/4$ $\sigma_3=249/8.1$ $\Phi=0.96$
12				n=22 $\sigma_1=357.2/17.8$ $\sigma_3=90.7/10.4$ $\Phi=0.7$

ادامه جدول ۲





tion. *Tectonophysics*, 56, T17-T26.

- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research* 89, 5835-5848.

- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11, 37-50.

- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress; Part 3. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal of International*, 103, 2, 363-376.

- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, 53-101.

- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of Geological Society of London*, 139, 605-614.

- Célérier, B., 1995. Tectonic regime and slip orientation of reactivated faults. *Geophysical Journal International*, 121, 143-161.

- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Report 52, 334.

- Dimitrijevic, M.D., Dimitrijevic, and M.N., and Diordjevic, M., 1971. Geological map of Rafasanjan1 (30' sheet no. 7150, scale: 1/100,000). Geological Survey of Iran.

- Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daignières, M., 1981. An inverse problem in micro tectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3, 51-64.

- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectono magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran

۳. در نهایت اعمال نیروی فشاری ناشی از باز شدن دریای سرخ و خلیج عدن در جنوب صفحه عربی و برخورد مایل در جهت شمال خاور (McClay et al., 2004) تاثیر گذار بوده و باعث تغییر فاز تنش کششی- برشی ائوسن به برشی- فشاری الیگوسن تا نئوزن در پهنه گردیده است که جهت گیری محورهای پیشینه و کمینه به ترتیب با روندهای  $24^{\circ}$  N،  $116^{\circ}$  N و حضور نسبت تنش با میانگین  $0/42$  به عملکرد فاز برشی- فشاری اشاره دارند که محصور بودن گستره بین سیستم های گسلی معکوس با مولفه راستالغز راست بر تائیدی بر تکامل آن در یک پهنه برشی- فشاری می باشد. به نظر می رسد برخاستگی امروزی گستره و جایگیری حجم عظیمی از سنگ های آذرین نفودی حاصل عملکرد این مرحله از تنش می باشند که نتیجه برخورد صفحه عربی به ایران است.

### سپاسگزاری

نویسندگان، بدین وسیله مراتب تشکر و قدردانی خود را از شرکت ملی صنایع مس ایران به ویژه امور تحقیق و توسعه، بخش تحقیقات معدنی، به دلیل حمایت های مالی در برداشتهای صحرائی اعلام می دارند.

### منابع

- Alavi, M., 1994. Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.

- Meyer, B. and Dortz, k-L., 2007. Strike-slip kinematics in central and eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26, TC5009, doi: 10.1029/2006TC002073.

- Allen, M., Jackson J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008, doi: 10.1029/3003TC001530.

- Angelier, J., 1979. Determination of mean principal stresses for a given fault popula-

- (Shahr-e Babak area, Kerman Province). Unpublished PhD thesis, University of California, Los Angeles, 204.
- Hippolyte, J-C., Bergerat, F., Gordon, M.B., Bellier O. and Espurt N., 2012. Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods. *Tectonophysics*, 581, 144-162.
  - Jackson, J. and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of Review Astron Society*, 77, 185-264.
  - Lisle, R.J. and Srivastava, D.C., 2004. Test of the frictional reactivation theory for faults and validity of fault-slip analysis. *Geology*, 32, 7, 569-572.
  - McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, T. and Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine Geology*, 21, 857-877.
  - McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gorkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nardariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M.N. and Veis, G., 2003. Global positioning system constrains on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.
  - Nemcok, M. and Lisle, R.J., 1995. A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. *Journal of Structural Geology*, 17, 10, 1445-1453.
  - Ortner, H., Retier, F. and Acs, P., 2002. Easy handling tectonic data: the programs VB for Mac and tectonics FP for windows. *Computer and Geosciences*, 28, 1193-1200.
  - Otsubo, M., Sato, K. and Yamaji, A., 2006. Computerized identification of stress tensors determined from heterogeneous fault-slip data by combining the multiple inverse method and k-means clustering. *Journal of Structural Geology*, 28, 991-997.
  - Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks *Journal of Structural Geology*, 9, 597-608.
  - Sato, K., Yamaji, A. and Tona, S., 2013. Parametric and non-parametric statistical approaches to the determination of paleostress from dilatant fractures: Application to an Early Miocene dike swarm in central Japan. *Tectonophysics*. doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.008.
  - Shafiei, B., 2010. Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran) and their magmatic-metallogenic implications. *Ore Geology Reviews*, 805, 12-22.
  - Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44, 265-283.
  - Shan, Y. and Fry, N., 2005. A hierarchical cluster approach for forward separation of heterogeneous fault/slip data into subsets. *Journal of Structural Geology*, 27, 929-936.
  - Shan, Y. and Fry, N., 2006. The moment method used to infer stress from fault/slip data in sigma space: invalidity and modification. *Journal of Structural Geology*, 28, 1208-1213.
  - Shan, Y., Lin, G., Li, Z. and Zhao, C., 2006. Influence of measurement errors on stress estimated from single-phase fault/slip data. *Journal of Structural Geology*, 28, 943-951.
  - Shan, Y., Suen, H., Lin, G., 2003. Sepa-



- ration of polyphase fault/slip data: an objective-function algorithm based on hard division. *Journal of Structural Geology*, 25, 829-840.
- Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Reicherter K. and Mazur, S., 2009. Paleostress states at the south-western margin of the Central European Basin System Application of fault-slip analysis to unravel a polyphas deformation pattern. *Tectonophysics*, 470, PP-129-146.
  - Sperner, B. and Zweigel, P., 2010. A plea for more evolution in fault-slip analysis. *Tectonophysics*, 482, 29-41.
  - Twiss, R.J. and Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research*, 103, 12205-12222.
  - Vernant, P. and Chery, J., 2006. Mechanical modeling of oblique convergence in the Zagros, Iran. *Geophysical Journal International*, 165, 991-1002.
  - Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
  - Vialon, P., Ruhland, M. and Grolier, J., 1976. *Elements de Tectonique Analytique*. Masson, Paris. 118.
  - Walker, R.T., 2006. A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 654-668.
  - Yamaji, A., 2000. The multiple inverse method; a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22, 4, 441-452.
  - Yamaji, A. and Sato, K., 2005. MIM Viewer, Version 4.10. Division of Earth and Planetary Sciences, Kyoto University, Kyoto.
  - Yamaji, A., Sato, K. and Otsubo, M., 2005a. Multiple Inverse Method Main Processor, Version 5.31. Division of Earth and Planetary Sciences, Kyoto University, Kyoto.
  - Yamaji, A., Sato, K. and Otsubo, M., 2005b. Multiple Inverse Method Software Package - User's Guide. Manual for Software Thesis, Kyoto University, Kyoto, 16
  - Yamaji, A., Sato, K. and Tonai, S., 2010. Stochastic modeling for the stress inversion of vein orientations: Paleostress analysis of Pliocene epithermal veins in southwestern Kyushu, Japan. *Journal of Structural Geology*, 32, 1137-1146.
  - Yamaji, A., 2013. Comparison of methods of algebraic strain estimation from  $Rf/\phi$  data: A unified theory of 2D strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 16, 1-11.