Archive of SID

زمستان ۹۵، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۲، صفحه ۱۸۵ تا ۱۹۶

عنوان واکاوی جنبش‌شناختی و تنش‌های زمین‌ساختی در پهنه گسلی قیر، زاگرس، ایران

خلیل سرکاری‌نژاد[1] و بهاره ظفرمند[2]*

[1]استاد، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران
[2]دانشجوی دکترا، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۱۴

چکیده

پهنه گسلی قیر با سازوکار لغزشی وارون، بخشی از کمربند پیش‌بوم چین‌خورده زاگرس است که در جنوب ناحیه برشی سبزپوشان قرار دارد و پهنه گسلی راستالغز کره‌بس از شمال باختر این منطقه می‌گذرد. شیب این گسل دارای مقداری متوسط و روند آن موازی با روند عمومی چین‌ها و گسل‌های راندگی در کمربند چین خورده زاگرس است. در این پژوهش برای تعیین موقعیت فضایی محورهای تنش در پهنه گسلی قیر از دو روش استفاده شده است. یکی از این روش‌ها استفاده از وارون‌سازی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های حاصل از فعالیت گسل است که تنش‌های حال حاضر را نشان می‌دهد و دیگری، وارون‌سازی داده‌های خش‌لغز گسلی است. میانگین راستای تنش فشارشی دیرین و عهد حاضر حاصل از این پژوهش به ترتیب N33°E و N05°E به دست آمد که هر دو راستا سوی تنش فشارشی عمومی NNE-SW را در این پهنه گسلی نشان می‌دهد که منطبق با جهات تنش فشارش عمومی زاگرس و همگرایی دو صفحه ایران و عربی است. نتایج، تغییرات چپ‌گرد محور بیشینه تنش فشارشی را در طول زمان نشان می‌دهد و الگوی دوایر مور به دست آمده نشان‌دهنده یک پهنه ترافشارش فعال است. نسبت بزرگای تنش‌های اصلی (شکل هندسی بیضوی تنش) به دست‌آمده از وارون‌سازی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها مقدار ۰/۸۸ را نشان می‌دهد که معادل بیضوی تنش کلوچه‌ای شکل است؛ در حالی که نسبت بزرگای تنش‌های به دست‌آمده از وارون‌سازی داده‌های لغزش گسل مقدار ۰/۲ را نشان می‌دهد که معادل بیضوی تنش دوکی‌شکل است.

کلیدواژه‌ها: گسل قیر، تنش زمین‌ساختی، داده‌های خش‌لغزش گسل، سازوکار کانونی زمین‌لرزه، تنش دیرین.

***نویسنده مسئول:** بهاره ظفرمند
E-mail: bahar_zafarmand@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

تنش‌های زمین‌ساختی در شکل‌گیری ساختار پوسته زمین نقش بنیادین دارد. مطالعه کیفیت و کمیت این تنش‌ها، یکی از بهترین راه‌های شناخت جنبش‌شناختی و ساختارهای زمین‌ساختی یک منطقه است. در میان این ساختارها، گسل‌ها به علت ارتباط با رخداد زمین‌لرزه اهمیت زیادی دارند و عملکرد تنش روی گسل‌ها، عامل اصلی در رخداد زمین‌لرزه است. سرزمین ایران به دلیل در بر گرفته شدن میان صفحات اوراسیا و عربی، الگوی تنشی فشارشی با روند شمال خاوری جنوب باختری دارد که در ایجاد زمین‌لرزه‌های با سازوکار کانونی که بیشتر وارون و راستالغز هستند؛ به‌ویژه در کمربند پیش‌بوم چین‌خورده راندگی زاگرس نقش بنیادین دارد (Jackson and McKenzie, 1984; De Mets et al., 1990; Berberian and King, 1981; Berberian, 1995). تنش‌های زمین‌ساختی در زمان‌های مختلف، تحت فازهای کوهزایی، هر کدام به نوعی بر ریخت‌شناسی فلات ایران تأثیر گذاشته‌اند. بدین ترتیب اندازه‌گیری موقعیت تنش‌های زمین‌ساختی در منطقه و لحاظ کردن آن در طراحی سازه‌های مختلف، می‌تواند خسارات ناشی از رخداد زمین‌لرزه را کاهش دهد. شناخت چگونگی جهت‌گیری این تنش‌ها که موجب ایجاد ساختارها و ریخت‌های امروزی ایران شده است، موضوعی است که در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته است.

در این پژوهش سعی شده موقعیت هندسی محورهای تنش و نیز شکل هندسی بیضوی تنش (Φ) در پهنه گسلی قیر، با روش رقومی وارون‌سازی داده‌ها (Numerical inversion method)، از دو راه، یکی با استفاده از داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و دیگری داده‌های خش‌لغز گسلی، برآورد شود. سپس با مقایسه نتایج، به تحلیل وضعیت سوی تنش این منطقه در گذشته و حال پرداخته شود.

۲- زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیاست که از باختر مدیترانه تا شمال خاوری آسیا ادامه دارد. کوهزایی این سرزمین ناشی از همگرایی میان صفحات اوراسیا و آفریقا عربی است؛ بنابراین یک رژیم عمومی تنشی فشارشی بر ایران حکم‌فرماست. رشته‌کوه زاگرس به دلیل فعالیت زمین‌ساختی خاص خود، وجود ساختارهای زمین‌ساختی فراوان و لرزه‌خیزی بالا همواره مورد توجه زمین‌شناسان بوده است. کمربند پیش‌بوم چین‌خورده راندگی زاگرس که بخشی از این سرزمین است؛ نتیجه رویدادهای کوهزایی آلپین (Ricou et al., 1977) در محدوده کوه‌های آلپ هیمالیاست. برخورد صفحات ایران و عربی در ترشیری، که هم اکنون نیز ادامه دارد (Tatar et al., 2004; Allen et al., 2004; Regard et al., 2004; Vernant et al., 2004)؛ مسئول چین‌خوردگی، روراندگی و گسل‌خوردگی راستالغز بزرگ‌مقیاس همراه با کوتاه‌شدگی پوسته در زاگرس است. این کمربند پیش‌بوم چین راندگی تقریباً ۱۸۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر عرض دارد. این رشته‌کوه از خاور ترکیه آغاز می‌شود و تا تنگه هرمز در نزدیکی گسل زندان که کمربند زاگرس را از منشور برافزاینده مکران جدا می‌کند (Molinaro et al., 2004; Regard et al., 2004)، پایان می‌یابد.

چارچوب کلی زمین‌ساخت کمربند چین‌خورده راندگی زاگرس به وسیله گسل‌های اصلی راندگی (major thrust faults) که به موازات کمربند هستند (گسل‌های زاگرس بلند (High Zagros fault) و پیشانی کوه (Mountain Front fault)) و یک سری پهنه‌های گسلی انتقالی (transfer) یا سکوهای جانبی که به‌طور مایل نسبت به کمربند قرار گرفته‌اند، تعریف می‌شود (شکل ۱). این پهنه‌های گسلی انتقالی از شمال باختر به جنوب خاور عبارتند از پهنه‌های گسلی بالارود، ایذه، کازرون و کره‌بس. گسل زاگرس بلند، زاگرس را به دو پهنه ساختاری اصلی به موازات کمربند با نام کمربند فلسی شکل (Imbricated Belt) یا کمربند راندگی زاگرس (High Zagros Thrust Belt) در شمال خاور و کمربند چین‌خورده ساده (Simply Folded Belt) در جنوب باختر تقسیم می‌کند (Sepehr and Cosgrove, 2005)

www.SID.ir

Archive of SID

(شکل ۱). به باور Sarkarinejad and Ghanbarian (2014) سامانه راندگی زاگرس (Zagros Thrust System) و گسل زاگرس بلند (High Zagros Fault)، این کمربند را به سه کمربند اصلی تقسیم می‌کنند که از شمال خاور به جنوب باختر عبارتند از:

کمربند چین‌خورده و راندگی پس‌بوم زاگرس (Zagros hinterland fold-and-thrust belt (H-FATB)

کمربند چین‌خورده و راندگی پیش‌بوم زاگرس (Zagros foreland fold - and- thrust belt (F-FATB)

کمربند چین خورده پیش‌بوم زاگرس (Zagros foreland folded belt (F-FOB)) (شکل‌های ۱ و ۲).

منطقه مورد مطالعه پهنه گسلی قیر است که در کمربند چین‌خورده پیش‌بوم زاگرس (Zagros foreland folded belt (F-FOB) قرار گرفته است (شکل‌های ۳ و ۴). گسل قیر در شهر قیر در ۱۸۵ کیلومتری شهر شیراز، راستای شمال باختر- جنوب خاور و درازایی حدود ۱۳۰ کیلومتر دارد. این پهنه گسلی با سازوکار راندگی، یال جنوبی تاقدیس قیر را قطع کرده و در گروه گسل‌های کم‌شیب با سطح شیبی رو به شمال خاور است. این گسل تغییرات هندسی و فیزیکی مهمی را بر ساختارهای پیرامونی خود بر جای گذاشته و یکی از گسل‌های فعال در منطقه است؛ به‌طوری که در سده اخیر ۷۴ زمین‌لرزه با بزرگای بیشتر از ۵ درمنطقه قیر و کارزین و پیرامون آن رخ داده است که از آن جمله می‌توان به زمین‌لرزه ۱۰ آوریل ۱۹۷۲ میلادی با بزرگای M_s=6.9 (Berberian, 1995) اشاره کرد که خسارات بسیار زیادی به همراه داشته است.

۳- روش پژوهش

۳- ۱. اندازه‌گیری موقعیت محورهای تنش با استفاده از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها

روش‌های تعیین حالت تنش زمین‌ساختی از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها به وسیله برخی پژوهشگران پیشنهاد شده است (McKenzie, 1969; Angelier 1984 and 2002; Gephart and Forsyth, 1984; Michael, 1987; Mercier and Carey-Gailhardis, 1989; Horiuchi et al., 1995; Yamaji, 2000; Otsubo et al., 2008).

بیشتر این روش‌ها بر پایه فرضیه Wallace –Bott است که بردار لغزش زمین‌لرزه به موازات بیشینه تنش برشی روی گسل است. هدف از این مرحله، جداسازی تنش‌ها از داده‌های سازوکار کانونی منطقه‌ای است که میدان تنش به‌صورت ناهمگون بوده اما می‌تواند به محدوده‌هایی که تنش همگون است تقسیم شود. این عمل بر پایه روش وارون‌سازی چندگانه MIM (Multiple Inverse Method) است. روش وارون‌سازی چندگانه یک روش رقومی برای جداسازی تنش‌ها از داده‌های ناهمگون لغزش گسل است و همان روش کهن وارون‌سازی تنسور تنش را به کار می‌گیرد که مجموع زوایای نابرازش (Misfit) میان جهت لغزش به دست آمده و دیده شده را کمینه می‌کند. این روش نیز بر پایه فرضیه Wallace–Bott است که تنش‌ها را با جهات لغزش در گسل‌ها مرتبط می‌داند. مزیت این روش در این است که در این روش، نیازی به تشخیص و جداسازی صفحات اصلی و کمکی گسلی از یکدیگر نیست.

– داده‌های ورودی سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها: برای وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای، از ۱۳ سازوکار کانونی زمین‌لرزه رخ داده در منطقه مورد مطالعه با بزرگای $M_w \geq 4$ استفاده شد (شکل ۴ و جدول ۱). فهرست همه زمین‌لرزه‌های منطقه، از منابع، مقالات و سایت‌های معتبر داخلی و خارجی گرفته شده است. سایت‌های اینترنتی مهم که می‌توان داده‌های لرزه‌ای را از آنها استخراج کرد، به این شرح است:

CMT, (Centroid Moment Tensor), MOS (Mostriouk and Petrov, 1994), Zurich Moment Tensors (ZUR_RMT), USGS (United States Geological Survey).

برخی مقالات که سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های ایران در آن بیان شده نیز شامل موارد اشاره شده است: McKenzie (1972); Nowroozi (1972); Jackson and Fitch (1979); Jackson and McKenzie (1984); Tatar et al. (2004); Talebian and Jackson (2004).

داده‌های استخراج شده از هر زمین‌لرزه، سازوکار کانونی زمین‌لرزه شامل شیب و راستای دو صفحه گرهی، زاویه ریک لغزش گسل و سازوکار لغزش است. سپس با به کارگیری روش MIM (Otsubo et al., 2008; Yamaji et al., 2011)، به بررسی میدان‌های تنش منطقه پرداخته شد.

– روش کار با استفاده از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها: در زاگرس، به دلیل پوشش ضعیف ایستگاه‌های لرزه‌شناسی، یک شبکه لرزه‌شناسی محلی متراکم وجود ندارد. به دلیل این پوشش ضعیف و نبود یک مدل شتاب دقیق برای ساختارهای پوسته، خاستگاه زمین‌لرزه‌ها برای توجیه ارتباط میان این خاستگاه با ژرفای کانونی زمین‌لرزه و محل دقیق گسل‌های فعال دقت کافی ندارد (Lacombe et al., 2006) و دقت مکان زمین‌لرزه‌ها برابر با ۲۰ کیلومتر است (Hatzfeld et al., 2010; Berberian, 1995). بنابراین برای فائق آمدن بر این مشکل، در هنگام تقسیم‌بندی منطقه، ناحیه گسترده‌تری (حدود ۱۵ دقیقه یا ۲۸ کیلومتر از هر سو) در پیرامون پهنه گسلی در نظر گرفته شده است (شکل‌های ۳ و ۴).

برای بررسی حالات تنش حال حاضر پهنه گسلی قیر، روش وارون‌سازی تنش برای داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها اعمال شده است. این روش، یک حالت تنش یکنواخت را برای منطقه در نظر می‌گیرد. در این روش نیازی به تشخیص صفحه اصلی از صفحه کمکی صفحات گرهی نیست. هدف از وارون‌سازی داده‌های صفحات کانونی، تعیین تنسور تنش ناحیه‌ای است که بیشترین سازگاری را داشته باشد. این روش اطلاعاتی از سوی محورهای اصلی تنش و شکل هندسی بیضوی تنش (نسبت بزرگای تنش‌های اصلی) ارائه می‌دهد.

با استفاده از داده‌های ناهمگون سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه تنش‌ها، برآورد و این تنش‌ها به وسیله دسته نقاط روی کره واحد نشان داده می‌شود (شکل ۵). دسته‌ها به وسیله الگوریتم خوشه‌بندی میانه K (K-means clustering algorithm) تعیین می‌شود (Otsubo et al., 2006). برای نشان دادن جهات نظری لغزش برای حالت تنش، نمودار خطوارهای مماس (Tangent-lineation diagram) ایجاد شده است (شکل ۵). یک معیار قطعی در وارون‌سازی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، زاویه نابرازش (Misfit angle) کمینه برای پذیرفتن نتایج تنش‌هاست. زاویه نابرازش، زاویه میان لغزش(های) دیده شده و به دست آمده (τ) است (شکل ۶). هر چه اندازه زاویه نابرازش کمتر باشد (°20>) نشان‌دهنده هماهنگی بیشتر داده‌ها با حالات تنش به دست آمده است (Yamaji et al., 2011). مطابق با روش وارون‌سازی چندگانه (MIM) (Yamaji et al., 2011)، بیضوی‌های نشان‌دهنده حالت تنش، دارای محورهای اصلی به موازات محورهای اصلی تنش هستند و مقدار Φ به‌صورت زیر تعیین می‌شود.

$$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$$

اگر مقدار Φ برابر با ۰ باشد، $\sigma_2=\sigma_3$ و بیضوی تنش دوکی‌شکل است (فشارش تک‌محوره)؛ اما اگر مقدار Φ برابر با ۱ باشد، $\sigma_1=\sigma_2$ و بیضوی تنش حالت کلوچه‌ای‌شکل دارد (کشش تک‌محوره).

۳- ۲. اندازه‌گیری موقعیت محورهای تنش با استفاده از داده‌های خش‌لغز گسلی

هدف اصلی از تجزیه و تحلیل تنش‌های دیرینه، یافتن تنسور تنشی است که می‌تواند سوی تنش را در گسل‌های موجود روی توده سنگ مورد مطالعه توجیه کند. مسائل وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای برای سامانه گسل‌های همگون، هنگامی که همه گسل‌ها در یک زمان و تحت یک رژیم تنشی فعال شوند، به راحتی در ریاضی به فرمول در می‌آیند (Angelier, 1989 and 1994; Nemcok and Lisle, 1995; Nemcok et al., 1999; Yamaji et al., 2006). اما متأسفانه سامانه‌های گسلی معمولاً ناهمگون هستند و بیشتر اوقات تحت تأثیر چند رژیم تنشی ایجاد شده‌اند که در ارتباط با چند رخداد زمین‌ساختی است. در این حالت گفته می‌شود سامانه گسلی ناهمگون و ترکیبی از چند سامانه همگون است (Angelier, 1989; Nemcok and Lisle, 1995; Nemcok et al., 1999).

در روش وارون‌سازی لغزش گسل فرض بر این است که ۱) توده سنگ از دید

www.SID.ir

Archive of SID

مکانیکی همگون و همسان‌گرد است؛ ۲) سنگ دارای رفتار خطی و کشسان است؛ ۳) جابه‌جایی روی صفحات گسلی نسبت به طولشان کوچک است و تغییرشکل شکل‌پذیر وجود ندارد، بنابراین چرخش صفحات گسلی صفر است؛ ۴) یک رویداد زمین‌ساختی به وسیله تنها یک تنسور تنش همگون ایجاد می‌شود؛ ۵) صفحه گسلی، یک شکستگی از پیش ایجاد شده بوده و لغزش مسئول ایجاد خش‌لغزها در سوی بیشینه تنش برشی حل شده است؛ ۶) لغزش روی هر صفحه گسلی مستقل از لغزش روی دیگر صفحات است.

– **روش کار با استفاده از داده‌های خش‌لغز گسلی:** روش‌های مختلفی برای تجزیه و تحلیل لغزش‌های گسلی در مقالات توضیح داده شده است که می‌توان آنها را به سه گروه اصلی تقسیم کرد: ۱) روش‌هایی بر پایه دیدگاه سنتی وارون‌سازی تنش که شامل مفاهیم تنسور تنش بهینه است؛ ۲) روش‌های بر پایه تجزیه خوشه‌ای (Cluster analysis)؛ ۳) روش‌های بر پایه مفاهیم فضای سیگما (Sigma space concept) (Fry, 1999).

در این پژوهش از روش گاوس (Gauss method) برای بازسازی تنسورهای دیرینه تنش (Paleo-stress tensors) از داده‌های ناهمگون لغزش گسل استفاده شد. این روش که توسط Zalohar and Vrabec (2007) پیشنهاد شده بر پایه همان فلسفه سنتی وارون‌سازی داده‌های لغزش گسل است.

یکی از فرضیات پایه در تجزیه و تحلیل تنش‌های دیرین، توازی سوی حرکت و تنش برشی در طول گسل است که به‌صورت رابطه زیر توضیح داده می‌شود (Wallace, 1951; Bott, 1959):

$$\vec{s} \| \vec{\tau} = \sigma \vec{n} - (\sigma \vec{n} \,.\, \vec{n})\, \vec{n}$$

که در آن $\vec{s}$ سوی لغزش، $\vec{\tau}$ تنش برشی، σ تنسور تنش و $\vec{n}$ بردار عمود بر صفحه گسل است.

در این روش حل بهینه برای تنسور تنش که سبب فعال شدن گسل شده، به وسیله یافتن تابع f تعریف می‌شود که به‌صورت مجموع توابع سازگار برای همه داده‌های لغزش گسل است. زاویه میان سوی لغزش $\vec{s}$ و تنش برشی $\vec{\tau}$ به وسیله α مشخص می‌شود. توزیع α برای یک تعداد گسل داده شده نامشخص است؛ اما در روش Gauss برای ساده‌تر شدن، آن را تقریباً معادل با توزیع Gaussian در نظر می‌گیرند (Zalohar and Vrabec, 2007).

$$f(\alpha) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}s_0} \exp\left(\frac{\alpha^2}{2s_0^2}\right)$$

s_0 پراکندگی توزیع را نشان می‌دهد. احتمال نابرازش زاویه‌ای (Angular misfit) که میان $\alpha-\Delta\alpha$ و $\alpha+\Delta\alpha$ قرار دارد، تقریباً معادل با $f(\alpha)$ است. تنسورهای تنش بهینه برای هر زیرسامانه گسلی با بیشینه کردن تابع هدف تعیین شده به واسطه مجموع توابع سازگاری برای همه داده‌های گسل پیدا می‌شود. Zalohar and Vrabec (2007) پیشنهاد می‌کنند که توپوگرافی تابع هدف و بلندترین مکان آن نشان‌دهنده رژیم‌های تنشی متفاوتی است که گسل‌ها را فعال می‌کند و تحت تأثیر قرار می‌دهد.

در این روش فرض بر این است که همه گسل‌های در طی یک رویداد زمین‌ساختی مشابه به‌طور مستقل حرکت کرده‌اند؛ ولی به‌طور یکپارچه تحت یک تنسور تنش واحد بوده‌اند.

– **داده‌های ورودی خش‌لغز گسلی:** مشاهدات صحرایی گسل‌ها که برای واکاوی دیرینه تنش (Paleo-stress) به‌کار می‌رود؛ شامل راستا و شیب صفحه گسلی، سوی خطواره (معمولاً زاویه ریک به کار برده می‌شود) و سازوکار لغزش است. با تجزیه و تحلیل داده‌ها توسط نرم‌افزار T-TECTO (Zalohar and Vrabec, 2007)، نه تنها اطلاعاتی از واتنش، بلکه اطلاعاتی در رابطه با سوی تنش‌های اصلی (σ_1، σ_2 و σ_3) و بزرگای نسبی آنها (شکل هندسی بیضوی تنش) نیز به دست می‌آید. برای شناخت و بررسی آرایش محورهای تنش دیرینه در این پژوهش، برداشت‌های ساختاری به شیوه مستقیم صحرایی انجام گرفته است (شکل ۷).

۴– نتایج

همان‌گونه که گفته شد، داده‌های استخراج شده از هر زمین‌لرزه، سازوکار کانونی زمین‌لرزه شامل شیب و راستای دو صفحه گسلی مزدوج، زاویه ریک خش‌لغز گسل و سازوکار لغزش است. سپس با به کارگیری MIM روی این داده‌ها، موقعیت میدان‌های تنش منطقه برآورد شده است. با بررسی‌های انجام شده روی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، روند و شیب محور σ_1 و σ_3 به ترتیب N05°E, 04° و S63°W, 83° برآورد شده است. بنابراین محور σ_1 روند NNE-SW را نشان می‌دهد. نسبت بیضویت با عدد Φ برابر با 0.88 و میانگین زاویه نابرازش برابر با 13° برآورد شد.

در برداشت‌های دقیق صحرایی که در منطقه صورت پذیرفته است، دو فاز تنش یکی مربوط به سازوکار راستالغز و دیگری سازوکار وارون تشخیص داده شده است. برداشت‌ها روی سازند آسماری انجام شده که متعلق به الیگومیوسن است (شکل ۸). بنابراین تحولات تنشی به دست آمده مربوط به دوره میوسن به بعد است. در اینجا برای آگاهی از سن نسبی کج‌شدگی و لغزش گسل، از نظریه Anderson (1951) و شواهد صحرایی استفاده شد. طبق نظریه آندرسون، در نزدیکی گسل‌ها یکی از محورهای اصلی تنش معمولاً به‌صورت عمودی (یا افقی) است. حال اگر هیچ یک از تنش‌ها عمودی (یا افقی) نباشد، می‌توان استدلال کرد که لغزش گسل پیش از کج‌شدگی لایه رخ داده و پس از لغزش، لایه دستخوش کج‌شدگی شده است و باید لایه و اندازه‌گیری‌های مربوط به خش‌لغز و گسل را به حالت پیش از کج‌شدگی برگرداند (Lacombe et al., 2006). با توجه به نظریه آندرسون، شواهد صحرایی و نتایج به دست آمده، احتمال چرخش صفحه گسلی در این منطقه داده و صفحات گسلی به حالت اولیه برگردانده شد (شکل ۸). جدول‌های ۲ و ۳ نتایج حاصل از وارون‌سازی داده‌های خش‌لغز گسلی را به ترتیب پیش و پس از برگردان لایه کج‌شده نشان می‌دهند.

با توجه به نتایج حاصل از تحلیل داده‌های صحرایی، موقعیت تقریبی تنش‌ها روی استریونت برای σ_1، σ_2 و σ_3 به ترتیب N24°E, 00°، N67°W, 70° و S68°E, 20° برای سازوکار راستالغزی و N42°E, 06°، N51°W, 24° و S35°E, 65° برای سازوکار راندگی است. بنابراین بیشینه تنش فشارشی، روند NE-SW را نشان می‌دهد (شکل ۸). نسبت بیضویت بزرگای تنش‌ها با عدد Φ در این مرحله برابر با 0.2 و میانگین زاویه نابرازش برای حالت راندگی 5° و برای حالت راستالغزی 13° به دست آمد (جدول ۲)، که این مقدار کوچک زوایای نابرازش نشان‌دهنده درستی داده‌ها و محاسبات است.

۵– بحث

منطقه گسلی فعال قیر از روش وارون‌سازی رقومی داده‌ها از دو راه استفاده از داده‌های لرزه‌ای و اندازه‌گیری مستقیم خش‌لغزهای گسلی مورد مطالعه قرار گرفته است. سوی تنشی را که داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهند، متعلق به عهد حاضر است اما در مورد سوی تنش مربوط به داده‌های خش‌لغز گسلی، مقداری مسئله پیچیده‌تر است. برخی پژوهشگران (Angelier, 1990; Yamaji et al., 2005; Lacombe et al., 2006; Navabpour et al., 2007; Sperner and Zweigel, 2010) بر این باورند که سن نسبی رویدادهای لغزش گسل می‌تواند بر پایه موارد زیر تعیین شود: شناخت توالی گسلی و چین‌خوردگی، رخدادنگاری دو سری خطوط فیبری با سوهای مختلف روی هم افتاده (superposed) روی صفحه گسلی، سن واحدهای تغییرشکل یافته یک چینه‌شناسی مشخص و چرخش محورهای افقی واحدهای سنگی در نتیجه چین‌خوردگی. بنابراین، در مناطقی که کج‌شدگی (tilting) چیره لایه‌ها رخ داده است، رخدادهای شکننده نسبت به چین‌خوردگی سن‌یابی می‌شوند. از سوی دیگر برخی (Hippolyte et al., 2012) نیز بر این باورند که روش‌های تشخیص سن لغزش گسل معمولاً خالی از ایراد نیست و خطای این گونه سن‌یابی بسیار زیاد است. بنابراین برای وارون‌سازی داده‌های لغزش گسل که تنسور تنش را در طول زمان (هزاران یا میلیون‌ها سال) و مکان (حجم سنگ شامل گسل‌های مورد بررسی) برآورد می‌کند؛ بدون یک سن‌سنجی دقیق نمی‌توان سن مطلق لغزش را تعیین کرد. در این پژوهش روش دقیقی برای تعیین سن مطلق خش‌لغزها در دست نبود؛ اما با توجه به چرخش صفحات گسلی، سن خش‌لغزها پیش از فاز اصلی چین‌خوردگی در منطقه زاگرس

www.SID.ir

Archive of SID

(میو پلیوسن) بوده است (Molinaro et al., 2005). بنابراین زمان رخداد لغزش روی گسل‌ها در محدوده میان سن رسوب‌گذاری سازند مرتبط با گسل‌خوردگی تا میو پلیوسن است و رژیم تنشی به دست آمده از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها بسیار جوان‌تر از رژیم تنشی به دست آمده از وارون‌سازی داده‌های لغزش گسل است.

برای تعیین محورهای تنش دیرینه در این پژوهش، داده‌های خش‌لغز گسلی به شیوه مستقیم صحرایی برداشت شد. تحلیل داده‌های خش‌لغز گسلی، دو نوع سازوکار حرکت روراندگی و راستالغزی را در منطقه نشان داد.

موقعیت تقریبی محور σ_1 روی استریونت با روش داده‌های لرزه‌ای N05°E,04° و با روش برداشت مستقیم صحرایی برای حرکت راستالغزی و وارون به ترتیب برابر با N24°E,00° و S42°E,06° به دست آمد. در هر دو روش روند بیشینه محور فشارشی حاکم بر منطقه سوی NNE-SW را نشان می‌دهد که با سوی همگرایی صفحات ایران و عربی انطباق بسیار خوبی نشان می‌دهد و نشان‌دهنده تغییرات تنشی کم از زمان میوسن تا عهد حاضر در این منطقه است. این نتایج همخوانی خوبی با نتایج Navabpour et al. (2007) (که سوی σ_1 را برای میوسن پایینی، میوسن بالایی و پلیوسن بالایی به ترتیب برابر با N026°، N053° و N002° به دست آورده است) و Lacombe et al. (2006) (که سوی NE و N020° را به ترتیب برای بیشینه تنش فشارشی دوره میوسن و عهد حاضر به دست آورده است) نشان می‌دهد. محور همگرایی صفحات ایران و عربی در حال حاضر حدود 13° (Vernant et al., 2004) و در Ma 19-56 برابر با 30° - 20° (McQuarrie et al., 2003) است. همسو بودن محور تنش‌ها با محور حرکت صفحات ایران و عربی نشان‌دهنده این است که تنش‌های منطقه تحت تأثیر همگرایی صفحات ایران و عربی است. نتایج، یک چرخش چپ‌گرد محور تنش فشارشی را در طول زمان نشان می‌دهد که منطبق با تغییرات چپ‌گرد مسیر همگرایی صفحات ایران و عربی در طول زمان (McQuarrie et al., 2003) است.

شکل ۹ دوبار مور مربوط به تنش‌های به دست آمده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های خش‌لغز گسلی را نشان می‌دهد. با مقایسه این شکل با شکل ۱۰ چنین دریافت می‌شود که پهنه گسلی قیر یک پهنه زمین‌ساختی ترافشارش است که از ویژگی‌های آن می‌توان تشکیل گسل‌های راندگی و ایجاد حوضه‌های فشارشی همگرا را نام برد.

با توجه به مقدار Φ به دست آمده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های لغزش گسل که برای هر دو نوع گسل راندگی و راستالغز مقدار 0.2 به دست آمد، چنین دریافت می‌شود که بیضوی تنش در این پهنه گسلی بیشتر نزدیک به حالت دوکی‌شکل است؛ در حالی که بیضوی تنش حاصل از وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای به حالت کلوچه‌ای‌شکل نزدیک‌تر شده است (Φ=0.88)؛ که این نشان‌دهنده تغییر نسبت بزرگای تنش از میوسن تا عهد حاضر است.

نمک هرمز متعلق به کامبرین در ناحیه فارس روی پی‌سنگ قرار گرفته و افق جدایی اصلی در مدت تغییر شکل در ستوزوییک پسین است. دیگر افق‌های جدایی عبارتند از: سازند دشتک تریاس (تبخیری‌ها)، سازند کژدمی کرتاسه (شیل) و سازند گچساران میوسن پایینی (تبخیری‌ها) (شکل ۱۱). این سطوح جدایی سبب واجفت‌شدگی تغییرشکل میان پی‌سنگ گنبسی و پوشش رسوبی رویی آن خواهد شد و الگوی تغییرشکل را در پوشش کنترل می‌کند (Sepehr and Cosgrove, 2004). با توجه به شکل ۳، زمین‌لرزه‌های رخ داده در پهنه گسلی قیر دارای ژرفایی میان ۱۰ تا ۴۰ کیلومتر هستند. بنابراین می‌توان گفت تنش‌های به دست آمده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای مربوط به ژرفاهای زیاد است؛ در حالی که تنش‌های به‌دست آمده با استفاده از وارون‌سازی خش‌لغزهای گسلی مربوط به سطح است. با توجه به اینکه این دو نوع تنش به دست آمده تقریباً همسو هستند، می‌توان گفت در این منطقه سطوح جدایی سبب تغییر و انحراف سوی تنش‌های فشارشی نشده‌اند و زمین‌ساخت این منطقه از نوع ستبر پوسته است.

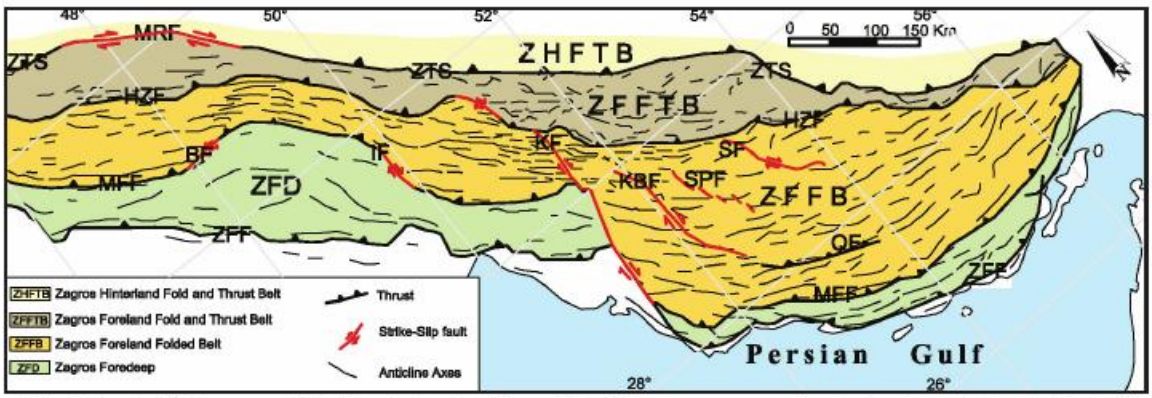
۶- نتیجه‌گیری

در پهنه گسلی قیر، تنش عهد حاضر به دست آمده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و تنش‌های دیرین به دست آمده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های خش‌لغز گسلی، سوی NNE-SW را در این پهنه نشان می‌دهند که منطبق با سوی همگرایی صفحات ایران و عربی و نشان دهنده تغییرات تنشی کم از زمان میوسن تا عهد حاضر در این منطقه است.

نتایج، یک چرخش چپ‌گرد محور تنش فشارشی را در طول زمان نشان می‌دهد که منطبق با تغییرات چپ‌گرد مسیر همگرایی صفحات ایران و عربی در طول زمان است.

بیضوی تنش به دست آمده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های لغزش گسل در این پهنه گسلی بیشتر نزدیک به حالت دوکی‌شکل بوده؛ در حالی که بیضوی تنش به دست آمده از وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای به حالت کلوچه‌ای شکل نزدیک‌تر است که این نشان می‌دهد نسبت بزرگای تنش از میوسن تا عهد حاضر تغییر کرده است.

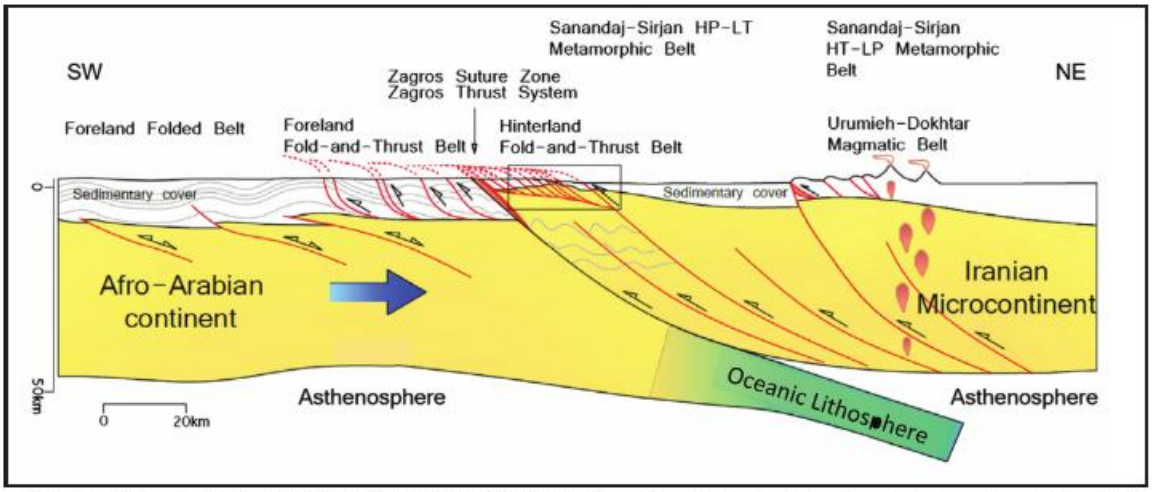
با توجه به اینکه تنش‌های به دست آمده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای مربوط به ژرفاهای زیاد و تنش‌های به دست آمده با استفاده از وارون‌سازی خش‌لغزهای گسلی مربوط به سطح است؛ تشابه سوی این دو نوع تنش نشان می‌دهد که در این منطقه سطوح جدایی سبب تغییر و انحراف گسترده سوی تنش‌های فشارشی نشده‌اند و زمین‌ساخت این منطقه ستبرپوسته است.



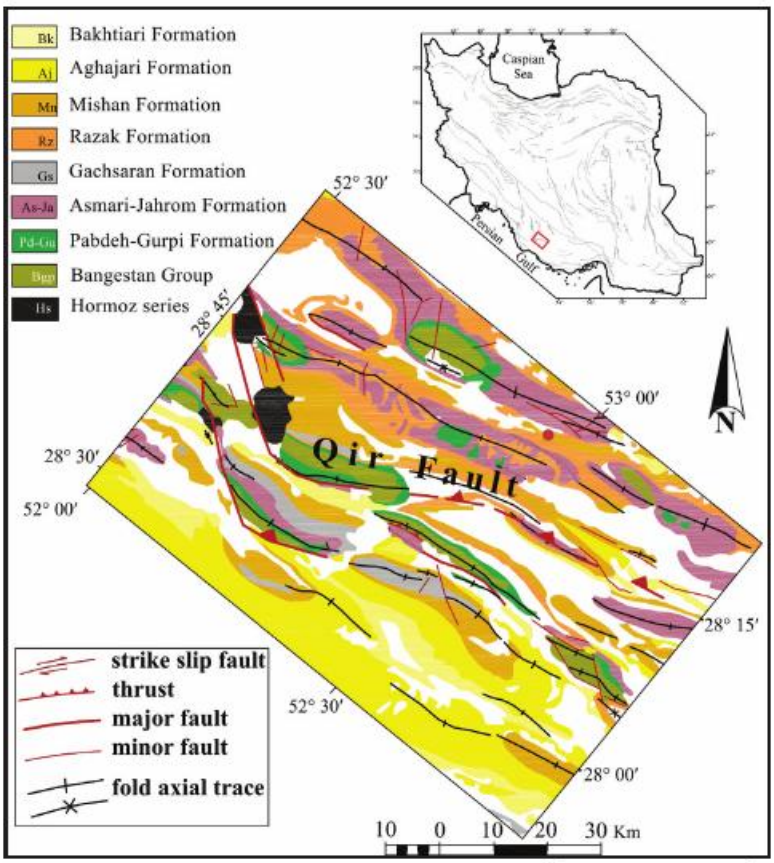
شکل ۱- تقسیمات ساختاری و زیر تقسیمات کمربند چین خورده- راندگی زاگرس. دگر ریختی اصلی پیشانی زاگرس به همراه گسل‌های راستالغز انتقالی (اصلاح شده از Huber, 1977; Berberian, 1995; Sepehr and Cosgrove, 2005; Sarkarinejad and Ganbarian, 2014). ZTS: سامانه راندگی زاگرس؛ MRF: گسل اصلی جدید؛ HZF: گسل زاگرس بلند؛ MFF: گسل پیشانی کوه؛ ZFF: گسل پیش ژرفای زاگرس؛ H-FATB: کمربند چین‌خورده - راندگی پس‌بوم زاگرس؛ F-FATB: کمربند چین خورده- راندگی پیش‌بوم زاگرس؛ F-FOB: کمربند چین‌خورده پیش‌بوم زاگرس؛ BF: گسل بالارود؛ IF: گسل ایذه؛ KF: گسل کازرون؛ KBF: گسل کره‌بس؛ SPF: گسل سبزپوشان؛ SF: گسل سروستان؛ QF: گسل قیر.

www.SID.ir

Archive of SID



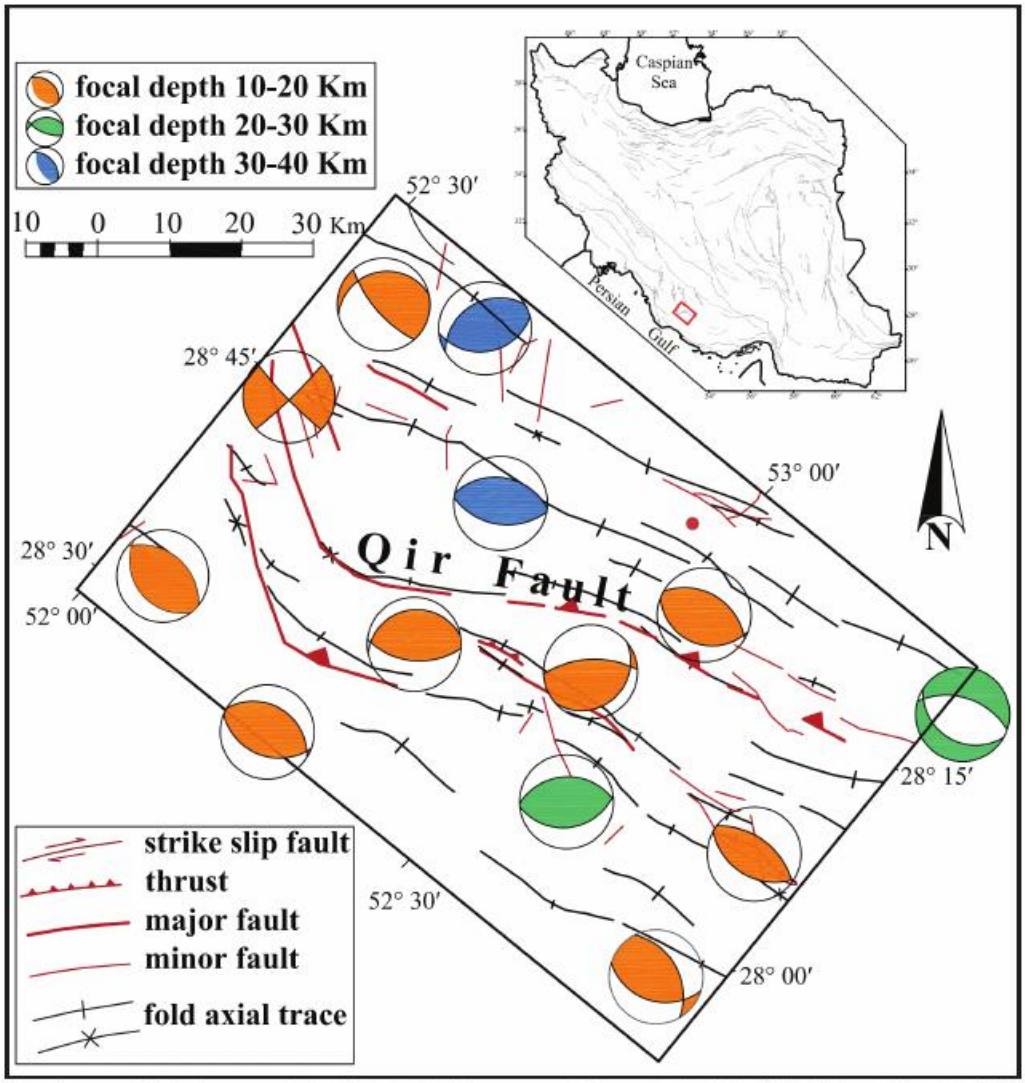
شکل ۲- مقطع زمین‌شناسی در مقیاس پوسته برای کمربند کوهزایی زاگرس (Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014). تقسیمات از جنوب باختر به شمال خاور عبارتست از ۱) کمربند چین‌خورده پیش‌بوم زاگرس؛ ۲) کمربند چین- راندگی پیش‌بوم زاگرس (Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981; Alavi, 1994)؛ ۳) سامانه راندگی زاگرس (Sarkarinejad and Azizi, 2008)؛ ۴) پهنه شکاف زاگرس (Sarkarinejad, 2005; Stöcklin, 1974)؛ ۵) کمربند چین‌خورده راندگی پس‌بوم زاگرس (Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014)؛ ۶) کمربند دگرگونی دوگانه فشار بالا- دما پایین/ دما بالا- فشار پایین (Sarkarinejad, 1999)؛ ۷) کمربند دگرگونی ارومیه دختر (Stöcklin, 1968).



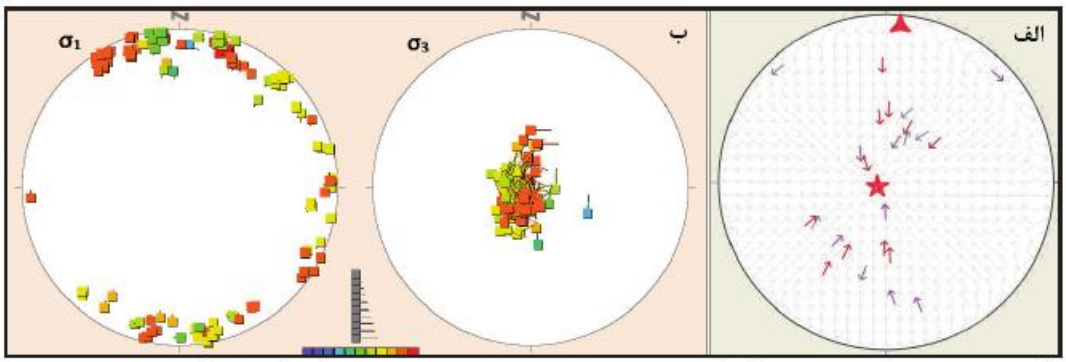
شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی پهنه گسلی قیر.

www.SID.ir

Archive of SID



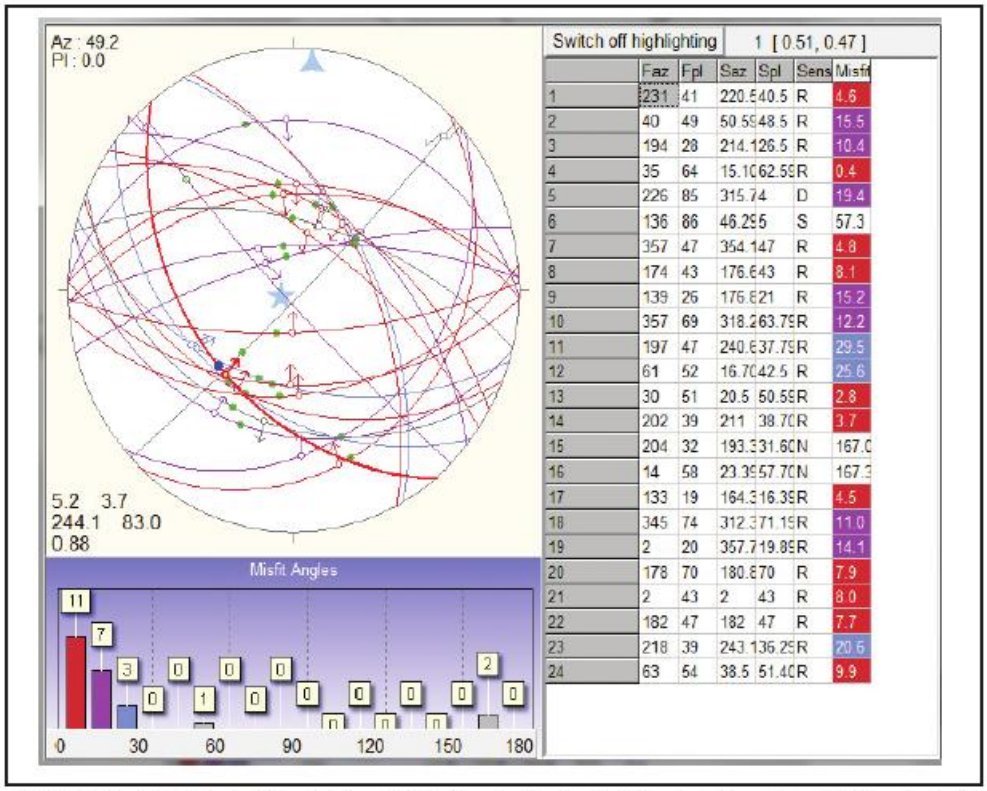
شکل ۴- نقشه ساختاری منطقه که اثر گسل‌ها (خطوط سرخ رنگ) و محور چین‌ها (خطوط سیاه رنگ) را نشان می‌دهد. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های این پهنه گسلی نیز نشان داده شده است که رنگ آن ژرفای کانونی زمین‌لرزه را مشخص می‌کند.



شکل ۵- نتایج به دست آمده برای ۱۳ سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های منطقه. الف) نمودار خطواره مماس که پیکان‌های خاکستری برای لغزش تئوری و پیکان‌های ستبر رنگی داده‌های خش‌لغز گسل را به نمایش می‌گذارند. رنگ پیکان‌های ستبر مربوط است به مقدار زوایای نابرازش آنها که در گوشه پایین سمت چپ شکل ۶ نشان داده شده است. نشانه ▲و★به ترتیب محورهای σ_1 و σ_3 را نشان می‌دهد. ب) یک جفت برجسته نگاشت (stereogram) که نتایج حالت‌های تنش (σ_1, σ_3) را برای ۱۳ سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های منطقه قیر نشان می‌دهد. تجمع نقاط، موقعیت (شیب و راستا) محورهای تنش را روی شبکه نشان می‌دهد و رنگ آنها نمایان کننده مقدار بزرگای نسبی تنش (بیضوی تنش) است که در محدوده میان صفر (رنگ آبی) تا یک (رنگ سرخ) تغییر می‌کند.

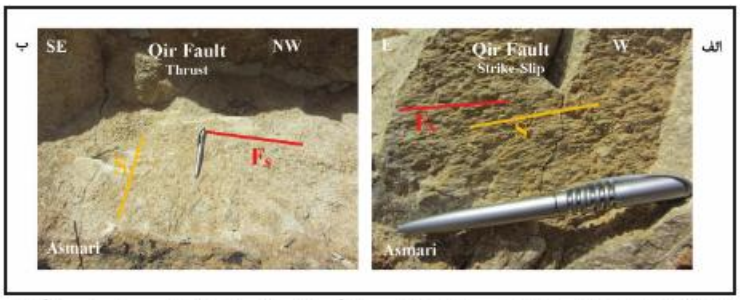
www.SID.ir

Archive of SID

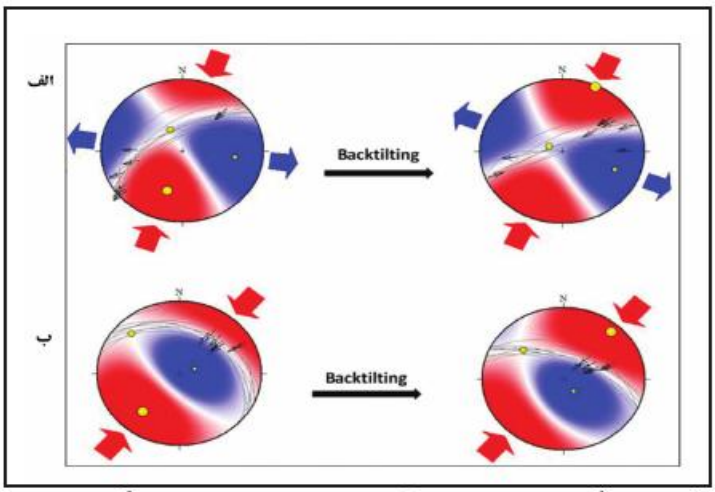


	Faz	Fpl	Saz	Spl	Sens	Misfit
1	231	41	220.5	40.5	R	4.6
2	40	49	50.55	48.5	R	15.5
3	194	28	214.1	26.5	R	10.4
4	35	64	15.10	62.55	R	0.4
5	226	85	315.74		D	19.4
6	136	86	46.295		S	57.3
7	357	47	354.147		R	4.8
8	174	43	176.643		R	8.1
9	139	26	176.821		R	15.2
10	357	69	318.263	79	R	12.2
11	197	47	240.63	7.75	R	29.5
12	61	52	16.70	42.5	R	25.6
13	30	51	20.5	50.55	R	2.8
14	202	39	211	38.70	R	3.7
15	204	32	193.3	31.60	N	167.0
16	14	58	23.39	57.70	N	167.3
17	133	19	164.3	16.35	R	4.5
18	345	74	312.3	71.15	R	11.0
19	2	20	357.7	19.85	R	14.1
20	178	70	180.8	70	R	7.9
21	2	43	2	43	R	8.0
22	182	47	182	47	R	7.7
23	218	39	243.1	36.25	R	20.6
24	63	54	38.5	51.40	R	9.9

شکل ۶- پنجره داده‌ها، در بخش سمت راست ویژگی‌های صفحه گسلی و خش‌لغز گسل، سازوکار حرکت و زوایای نابرازش (Misfit angles)، در بخش سمت چپ صفحات گرهی و خطوط لغزش آنها را همراه با موقعیت محورهای σ_1 و σ_3 و مقادیر آنها و در گوشه پایین سمت چپ زوایای نابرازش را در نمودار ستونی نشان می‌دهد که بیش از ۷۵ درصد از داده‌ها زاویه نابرازش کمتر از ۲۰ درجه را نشان می‌دهد.



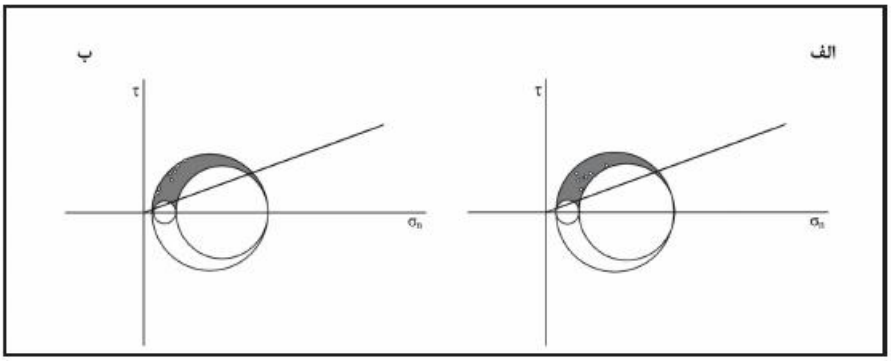
شکل ۷- الف) سازوکار راستالغزی و ب) سازوکار روراندگی دیده شده در عملیات صحرایی در پهنه گسلی قیر. خش‌لغزها و راستای صفحات گسلی به ترتیب با S و F_S نشان داده شده است.



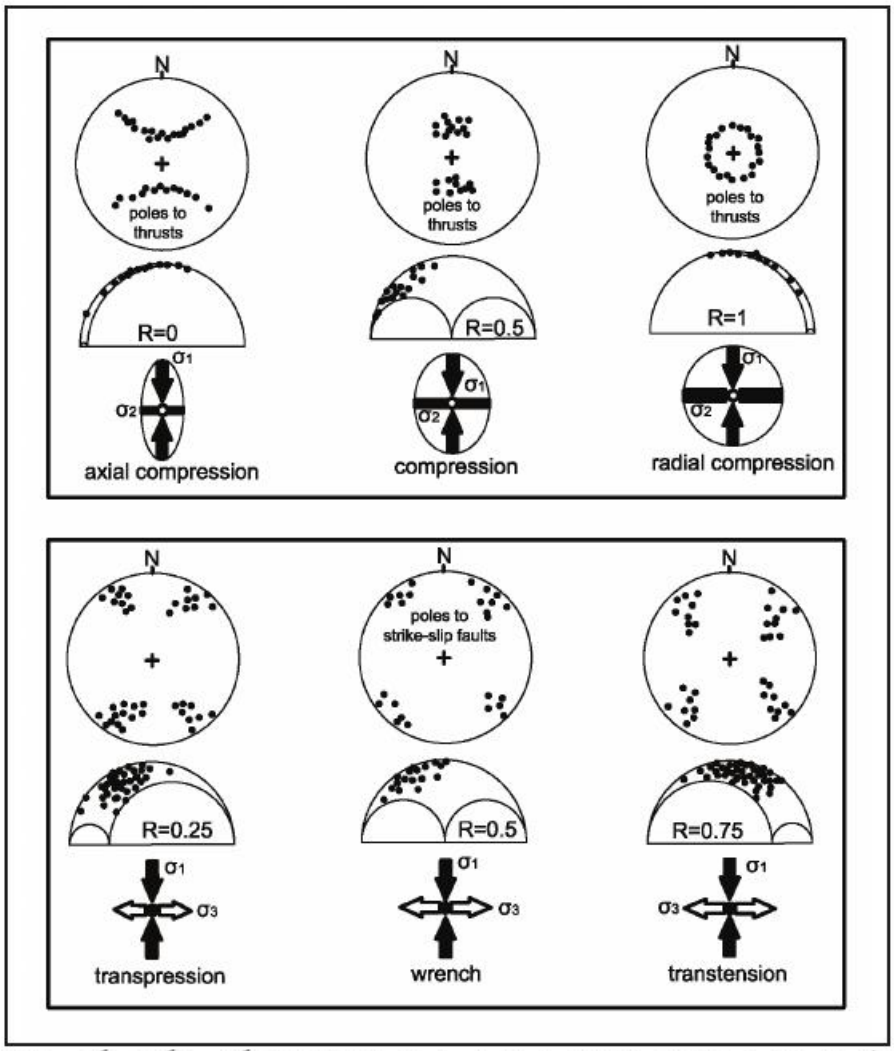
شکل ۸- استریوگرام و جهات تنش به دست آمده از راه وارون‌سازی داده‌های خش‌لغز گسلی مربوط به دو فاز حرکتی الف) راستالغزی و ب) روراندگی مربوط به خش‌لغزهای برداشت شده در منطقه قیر در پیش و پس از برگردان صفحه گسلی کج شده.

www.SID.ir

Archive of SID



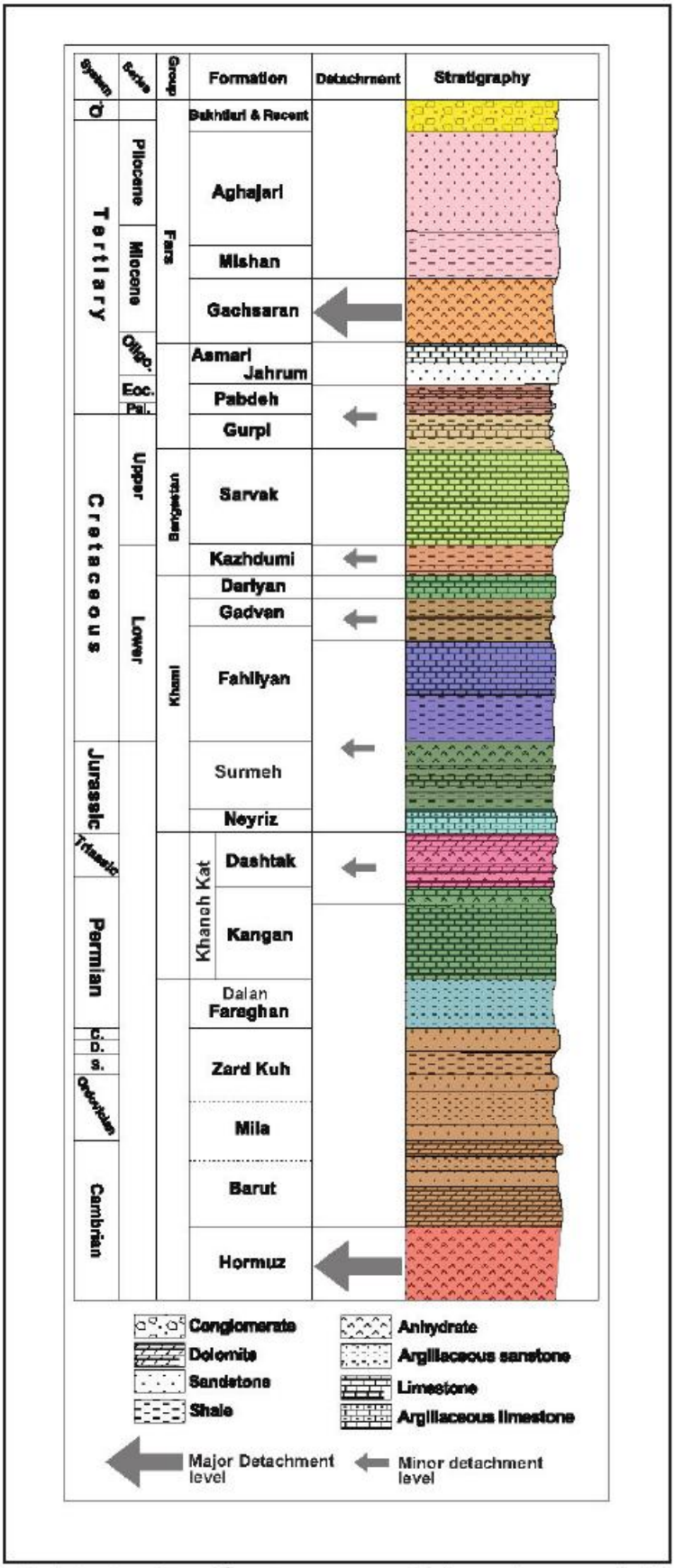
شکل ۹- دایره مورسه بعدی مربوط به دو فاز حرکتی الف) راستالغز و ب) شیب‌لغز مربوط به خش‌لغزهای برداشت شده در منطقه قیر، که حالت ترافشارش را نشان می‌دهد. خط مایل روی نمودار، معیار شکستگی کولمب- ناویر (Coulombe-Navier shear failure Criterion) است که از رابطه $\tau = \sigma_n, \tan\varphi$ به دست می‌آید و محل برخورد آن با دایره مور حد بالایی و پایینی لغزش گسل و بخش بالایی آن، محدوده ناپایدار را نشان می‌دهد. φ در این رابطه ضریب زاویه اصطکاک داخلی و زاویه اصطکاک داخلی در صفحه شکستگی معمولاً میان ۲۷ تا ۳۹ درجه است (Wang et al., 1979)، که در اینجا این مقدار به‌طور میانگین برابر با ۳۰ درجه در نظر گرفته شده است.



شکل ۱۰- انواع رژیم‌های تنش زمین‌ساختی و دوایر مور مربوط به هر کدام. الف)گسل راندگی، ب)گسل راستالغز (Twiss and Unruh, 1998).

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۱- ستون چینه‌شناسی مربوط به کمربند چین‌خورده پیش‌بوم زاگرس. سطوح جدایی با نشانه پیکان مشخص شده‌اند.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۱- متغیرهای لرزه‌ای به کار رفته برای تعیین تنش. Az_1، D_1 و S_1 به ترتیب راستا و شیب صفحه گرهی اول و ریک خش‌لغز آن Az_2، D_2 و S_2 به ترتیب راستا و شیب صفحه گرهی دوم و ریک خش‌لغز آن و Ref. منبع دریافت داده‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد؛ به‌طوری که:

CMT: Harvard Centroid Moment Tensor, ZUR_RMT: Zurich Moment Tensors

Lat	Lon	Date	Time	Depth	M_w	M_b	M_s	Az_1	D_1	S_1	Az_2	D_2	S_2	Ref.
28/49	52/08	19760422	170310	15/0	5/6	6/0	5/5	141	41	98	310	49	83	GCMT
27/98	52/30	19930329	152044	40/0	5/2	5/0	4/5	104	28	72	305	64	99	GCMT
28/75	52/42	19940301	034904	17/0	6/0	5/8	6/0	136	85	176	46	86	-5	GCMT
28/26	52/83	20021006	095145	24/0	4/5			267	47	92	84	43	88	ZUR_RMT
28/40	52/85	20000301	200632	15/0	5/0	5/1	4/7	49	26	55	267	69	106	GCMT
28/03	53/02	19860502	031840	15/0	5/5	5/4	5/0	107	47	57	331	52	121	GCMT
28/48	53/03	20030316	054204	18/0	4/3			300	51	96	112	39	83	ZUR_RMT
28/22	53/48	19850202	205234	21/6	5/4	5/1	5/2	114	32	-81	284	58	-95	GCMT
28/19	53/66	20031128	231952	33/0	5/0	5/1	0/0	43	19	60	255	74	100	GCMT
27/95	53/85	19830218	074026	15/0	5/2	5/2	4/3	272	20	94	88	70	89	GCMT
28/39	53/86	20031215	225727	15/0	5/1	5/0	4/2	272	43	90	92	47	90	GCMT
28/34	53/91	20031024	055824	33/0	5/0	5/2	0/0	128	39	70	333	54	105	GCMT
27/90	53/00	19860503	103743	15/0	5/2	5/4	4/5	111	33	60	325	62	108	GCMT

جدول ۲- نتایج حاصل از وارون‌سازی داده‌های لغزش پهنه گسلی قیر پیش از برگردان صفحه گسلی. FRM: واحد سنگی دارای خش‌لغزهای برداشت شده؛ Lat.: عرض جغرافیایی ایستگاه برداشت؛ Lon.: طول جغرافیایی ایستگاه برداشت؛ No.: تعداد داده‌های برداشت شده در هر ایستگاه؛ $T_{\sigma 1}$: روند محور تنش فشارشی بیشینه؛ $P_{\sigma 1}$: شیب محور تنش فشارشی بیشینه؛ $T_{\sigma 2}$: روند محور تنش فشارشی میانگین؛ $P_{\sigma 2}$: شیب محور تنش فشارشی میانگین؛ $T_{\sigma 3}$: روند محور تنش فشارشی کمینه؛ $P_{\sigma 3}$: شیب محور تنش فشارشی کمینه؛ Φ: نسبت بزرگای تنش‌ها؛ α: زاویه نابرازش.

Sense	FRM	Lat.	Lon.	No.	$T\sigma_1$	$P\sigma_1$	$T\sigma_2$	$P\sigma_2$	$T\sigma_3$	$P\sigma_3$	Φ	α
Strike slip	Asmari	28° 34′ 17.1″	52°58′54.6″	16	199	28	333	53	97	23	0.2	13
Thrust	Asmari	28° 34′ 16.9″	52°58′53.4″	5	211	10	304	16	90	71	0.2	5

جدول ۳- نتایج حاصل از وارون‌سازی داده‌های لغزش پهنه گسلی قیر پس از برگردان صفحه گسلی. FRM: واحد سنگی دارای خش‌لغزهای برداشت شده؛ Lat.: عرض جغرافیایی ایستگاه برداشت؛ Lon.: طول جغرافیایی ایستگاه برداشت؛ No.: تعداد داده‌های برداشت شده در هر ایستگاه؛ $T_{\sigma 1}$: روند محور تنش فشارشی بیشینه؛ $P_{\sigma 1}$: شیب محور تنش فشارشی بیشینه؛ $T_{\sigma 2}$: روند محور تنش فشارشی میانگین؛ $P_{\sigma 2}$: شیب محور تنش فشارشی میانگین؛ $T_{\sigma 3}$: روند محور تنش فشارشی کمینه؛ $P_{\sigma 3}$: شیب محور تنش فشارشی کمینه؛ Φ: نسبت بزرگای تنش‌ها؛ α: زاویه نابرازش.

Sense	FRM	Lat.	Lon.	No.	$T\sigma_1$	$P\sigma_1$	$T\sigma_2$	$P\sigma_2$	$T\sigma_3$	$P\sigma_3$	Φ	α
Strike-Slip Fault [b]	Asmari	28° 34′ 17.1″	52° 58′ 55″	16	024	00	293	70	112	20	0.2	13
Thrust Fault [b]	Asmari	28° 34′ 16.9″	52° 58′ 54″	8	042	06	309	24	145	65	0.2	5

www.SID.ir

Archive of SID

References

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

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, 1–16.

Anderson, E. M., 1951- The Dynamics of Faulting, 2nd ed., 206 pp, Oliver and Boyd, White Plains, N. Y.

Angelier, J., 1984- Tectonic analyses of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research 89 (B7), 5835 –5848.

Angelier, J., 1989- From orientation to magnitudes in palaeostress determinations using fault slip data. Journal of Structural Geology, 1/2, 37–50.

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

Angelier, J., 1994- Paleostress Determinations. In: Hancock, P.L. (Ed.), Continental Deformations. Pergamon Press, Tarrytown, N.Y., pp. 53–100.

Angelier, J., 2002- Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress: IV-A new method free of choice among nodal planes. Geophysical Journal International 150, 588 – 609.

Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210 – 265.

Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241: 193–224.

Bott, M. H. P., 1959- The mechanisms of oblique slip faulting. Geological Magazine 96, 109–117.

DeMets, C., Gordon, R. G. Argus, D. F. and Stein S., 1990- Current plate motions, Geophys. J. Int., 101, 425 – 478.

Fry, N., 1999- Striated faults: visual appreciation of their constraint on possible paleostress tensors. Journal of Structural Geology 21, 7e21.

Gephart, J. W. and Forsyth, D. W., 1984- An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanisms: Application to the San Fernando earthquake sequence. Journal of Geophysical Research 89, 9305–9320.

Hatzfeld, D., Authemayou, C., Van der Beek, P., Bellier, O., Lavé, J., Oveisi, B., Tatar, M., Tavakoli, F., Walpersdorf, A. and Yamini Fard, F., 2010- The kinematics of the Zagros Mountains (Iran), in Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic Cenozoic, edited by P. Leturmy and C. Robin, Geological Society London Special Publications 330, 19–42.

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, p.144–162.

Horiuchi, S., Rocco, G. and Hasegawa, A., 1995- Discrimination of fault planes from auxilliary planes based on simultaneous determination of stress tensor and a large number of fault plane solutions. Journal of Geophysical Research 100, 8327–8338.

Huber, H., 1977- Geological map of Iran with explanatory note: Tehran, National Iranian Oil Company, Tectonic map of Iran, 1: 2500, 000: NIOC, Exploration and Production Affairs.

Jackson, J. A. and Fitch, T. J., 1979- Seismotectonic implications of relocated aftershock sequences in Iran and Turkey. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 57, 209-229.

Jackson, J. and McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J. R. Astron. Soc., 64, 561– 586.

Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, S., Meyer, B., 2006- Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): implications for the tectonic and kinematic evolution of central Zagros. Tectonics 25, 1–27

McKenzie, D. 1972- Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys. J. R. Astron. Soc., 30, 109 – 185.

McKenzie, D. P., 1969- The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. Bulletin of the Seismological Society of America 59, 591–601.

McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophysical Research Letters 30 20, SDE 6.1–SDE 6.4.

Mercier J. L. and Carey-Gailhardis, E., 1989- Regional state of stress and characteristic fault kinematics instabilities shown by aftershock sequences: the aftershock sequences of the 1978 Thessaloniki (Greece) and 1980 Campania-Lucania (Italia) earthquakes as examples. Earth and Planetary Science Letters 92, 247–264.

Michael, A. J., 1987- Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. Journal of Geophysical Research 92, 357–368.

Molinaro, M., Guezou, J. C., Leturmy, P., Eshraghi, S. A. and De Lamotte, D. F., 2004- The origin of changesin structural style across the Bandar Abbas syntaxis,SE Zagros (Iran), Mar. Pet. Geol., 21, 735 – 752.

Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizon de Lamotte, D. and Eshraghi, S. A., 2005- The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics. Tectonics 24, 1–19.

Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2007- Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). Tectonophysics 432, 101–131.

www.SID.ir

Archive of SID

Nemcok, M. and Lisle, R. J., 1995- A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. Journal of Structural Geology 17, 1445–1453.

Nemcok, M., Kova´c, D. and Lisle, R. J., 1999- A stress inversion procedure for polyphase calcite twin and fault/slip data sets. Journal of Structural Geology 21, 597e611.

Nowroozi, A., 1972- Focal mechanism of earthquakes inIran, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and platetectonics of the Middle East. Bull. Seismol. Soc. Am.,62(3): 823-850.

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.

Otsubo, M., Yamaji, A. and Kubo, A., 2008- Determination of stresses from heterogeneous focal mechanism data: An adaptation of the multiple inverse method. Tectonophysics 457, 150–160.

Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Abbassi, M. R., Mercier, J., Shabanian, E., Feghhi, K. and Soleymani, S., 2004- Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system, Tectonics, 23, TC4007, doi:10.1029/ 2003TC001599.

Ricou, L., Braud, J. and Brunn, J. H., 1977- Le Zagros, Mem. Bulletin de la Société géologique de France 8, 33 – 52.

Sarkarinejad, K. and Azizi, A., 2008- Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. J. Struct. Geol. 30, 116–136.

Sarkarinejad, K. and Ghanbarian, M. A., 2014- The Zagros hinterland fold-and-thrust belt in-sequence thrusting, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 85, 66–79.

Sarkarinejad, K., 1999- Tectonic finite strain analysis using: Ghouri deformed conglomerate, Neyriz area, Southwestern Iran. Iran, Journal of Science and Technology 23, 352–363.

Sarkarinejad, K., 2005- Structures and microstructures related to steady-state mantle flow in the Neyriz ophiolite, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 25, 859–881.

Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, Marine and Petroleum Geology 21, 829 – 843.

Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2005- Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros fold-thrust belt, Iran, Tectonics 24, 1–13.

Sperner, B. and Zweigel, P., 2010- A plea for more caution in fault–slip analysis. Tectonophysics 482, 29–41.

Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review. American Association of Petroleum Geologists 52, 1229 – 1258.

Stöcklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran, in Geology of Continental Margins. Edited by C. A. Burk and C. L. Drake, Springer, New York, pp. 873 – 877.

Talebian, M. and Jackson, J. A., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophysical Journal International 156, 506 – 526.

Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafori-Ashtiany, M., 2004- Tectonics of the central Zagros (Iran) deduced from microearthquakes seismicity. Geophysical Journal International 156, 255 – 266.

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, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, 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.

Wallace, R. E., 1951- Geometry of shearing stress and relation to faulting. Journal of Geology 59, 118-130.

Wang, R., Ding, Z. Y. and Yin, Y. Q., 1979- Introduction to solid mechanics. Geological Press of China.

Yamaji, A., 2000- The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. Journal of Structural Geology 22, 441–452.

Yamaji, A., Otsubo, M. and Sato, K., 2006- Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. Journal of Structural Geology 28, 980-990.

Yamaji, A., Tomita, S. and Otsubo, M., 2005- Bedding tilt test for paleostress analysis. Journal of Structural Geology 27, 161 – 170.

Yamaji, A.,Sato, K. and Otsubo, M., 2011- Multiple Inverse Method Software Package. User's guide, 1-37.

Zalohar, J. and Vrabec, M., 2007- Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: The Gauss method. Journal of Structural Geology 29, 1798-1810.

www.SID.ir

Archive of SID

Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol. 26, No.102, Winter 2017

Tectonic stress and kinematic analyses of the Ghir fault zone, Zagros, Iran

K. Sarkarinejad[1] and B. Zafarmand[2*]

[1]Professor, Department of Earth Sciences, School of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

[2]Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, School of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Received: 2016 January 02 Accepted: 2016 July 04

Abstract

The Ghir fault zone is a thrust zone in the Zagros foreland folded belt that is located in the south of Sabz-Pushan shear zone and southeast of the Kar-e-Bas strike-slip fault zone. It is a moderately-dipping fault zone oriented parallel to the general trend of folds and thrusts in the Zagros foreland folded belt. In this study, two methods using fault slip data and focal mechanism of earthquakes were analyzed using the stress inversion method in order to reconstruct the paleo-stress and recent stress orientations, respectively. The results show a transpressional deformation with current compression direction along N05°E and the mean paleo-compression direction alongN33°E. Both are consistent with the general direction of compression in Zagros due to convergence of the Arabian and Iranian plates, and indicate an anticlockwise change in the compression direction over time and the Mohr circle patterns show an active transpressional zone. The stress ratio of 0.88 obtained from inversion of earthquake focal mechanism data indicates that the shape of stress ellipsoid is oblate. However, a ratio of 0.2 obtained from inversion of fault slip data indicates a prolate shape of stress ellipsoid.

Keywords: Ghir fault, Tectonic stress, Fault-slip data, Earthquake focal mechanism, Paleo-stress.

For Persian Version see pages 185 to 196

*Corresponding author: B. Zafarmand; E-mail: bahar_zafarmand@yahoo.com

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

www.SID.ir