

# راستای پیشینه تنش افقی و میدان کرنش پیرامون سامانه گسلی زندان - میناب - پالامی

قاسم قربانی رستم<sup>۱\*</sup>، مهرداد پاکزاد<sup>۲</sup> و نوربخش میرزائی<sup>۳</sup>

استادیار، گروه علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، اسلامشهر، ایران

استادیار، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۷/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۰۷

## چکیده

پیرامون سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی و خطواره عمان در جنوب ایران، دو زون زمین ساختی کاملاً متفاوت وجود دارد: زون فرورانش مکران در شرق و زون برخورد قاره‌ای زاگرس در غرب؛ که سبب پیچیدگی زمین ساختی آن منطقه شده است. از آنجایی که مطالعه میدان تنش در درک صحیح خواص کشسانی محیط، بررسی تنش‌های زمین ساختی اعمال شده به صفحه‌های زمین ساختی و میزان بزرگی و نحوه انتقال آنها، و همچنین تشریح ژئودینامیک منطقه مورد مطالعه، دارای کاربردی اساسی است، در این مطالعه ارزیابی میدان تنش و همچنین تعیین راستای پیشینه تنش افقی (SH) در اطراف سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی مورد توجه قرار گرفته است. برای رسیدن به این هدف، با استفاده از وارون سازی توأم تکرار شونده سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها مقادیر تنش و راستای آنها به دست آمده است. از شرق به غرب سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی با عبور از زون فرورانش مکران به زون برخوردی زاگرس، راستای پیشینه تنش افقی (SH)، از زاویه ۵/۰۹ درجه به ۰/۹ درجه نسبت به شمال کاهش می‌یابد. به منظور بررسی میدان کرنش، بردارهای سرعت از داده‌های سامانه موقعیت‌یابی جهانی (GPS) استفاده شده است. بیشترین اختلاف بین بردار سرعت و راستای پیشینه تنش افقی در ایستگاه بندرعباس (BABS) به میزان ۱۱ درجه در نزدیکی سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی تعیین شده است که بیانگر تغییرات در زون گذار است. ضرایب اصطکاک به دست آمده برای زاگرس و مکران بیانگر میزان اصطکاک بیشتر زون مکران است.

**کلیدواژه‌ها:** میدان تنش، وارون‌سازی، سازوکار کانونی، پیشینه تنش افقی، سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی.

\*نویسنده مسئول: قاسم قربانی رستم

E-mail: gh\_gh\_r@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

ایران شده است (آقائاتی، ۱۳۸۳). کوتاه‌شدگی عهد حاضر زاگرس با اندازه‌گیری سامانه موقعیت‌یابی جهانی (GPS; Global positioning system) حدود ۱۰ میلی‌متر در سال به دست آمده است (Vernant et al., 2004; Tatar et al., 2002). مطابق نقشه عمق موهو که بر اساس اطلاعات گرانی‌سنجی در ایران تهیه شده است (Dehghani and Makris, 1983)، ضخامت پوسته در منطقه راندگی زاگرس مرتفع (حاشیه شمال شرقی زاگرس)، ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر است. این ضخامت به سوی جنوب غربی به تدریج تا حدود ۳۵ کیلومتر در سواحل شمال خلیج فارس کاهش می‌یابد. همچنین، ضخامتی در حدود ۴۰ کیلومتر برای پوسته در محدوده شمالی مکران است که به تدریج تا کمتر از ۲۵ کیلومتر در طول سواحل دریای عمان نازک می‌شود. زون لرزه‌ای مرتبط با زون فرورانش مکران زاویه شیب خیلی کمی دارد و بیشتر آنها دارای سازوکار شیب‌لغز هستند (Byrne et al., 1992). سازوکارهای کانونی بیشتر زمین لرزه‌های غرب سامانه گسلی ZMP معکوس هستند و روی یک صفحه گسلی با روند تقریبی شرقی-غربی روی داده‌اند (Yamini-Fard et al., 2007).

معمولاً گذار بین زون فرورانش و زون برخورد قاره‌ای، با گسل ترانسفورم همراه است. هدف ما بررسی میدان تنش و کرنش در زون گذار بین زون برخوردی زاگرس و زون فرورانش مکران است که سامانه گسلی ZMP برونزندی از دگرشکلی‌های مرتبط است. در سطح زمین، سامانه گسلی ZMP گسل معکوس اصلی زاگرس (شمال کمر بند کوهستانی زاگرس) را به گسل‌های راندگی در جنوب رژیم برافزایشی مکران متصل می‌کند، اما به‌طور واضحی به ترنج مکران در بیرون سواحل وصل نمی‌شود. این امر ZMP را از اینکه یک گسل تبدیلی کلاسیک باشد، محروم می‌سازد (Yamini-Fard et al., 2007).

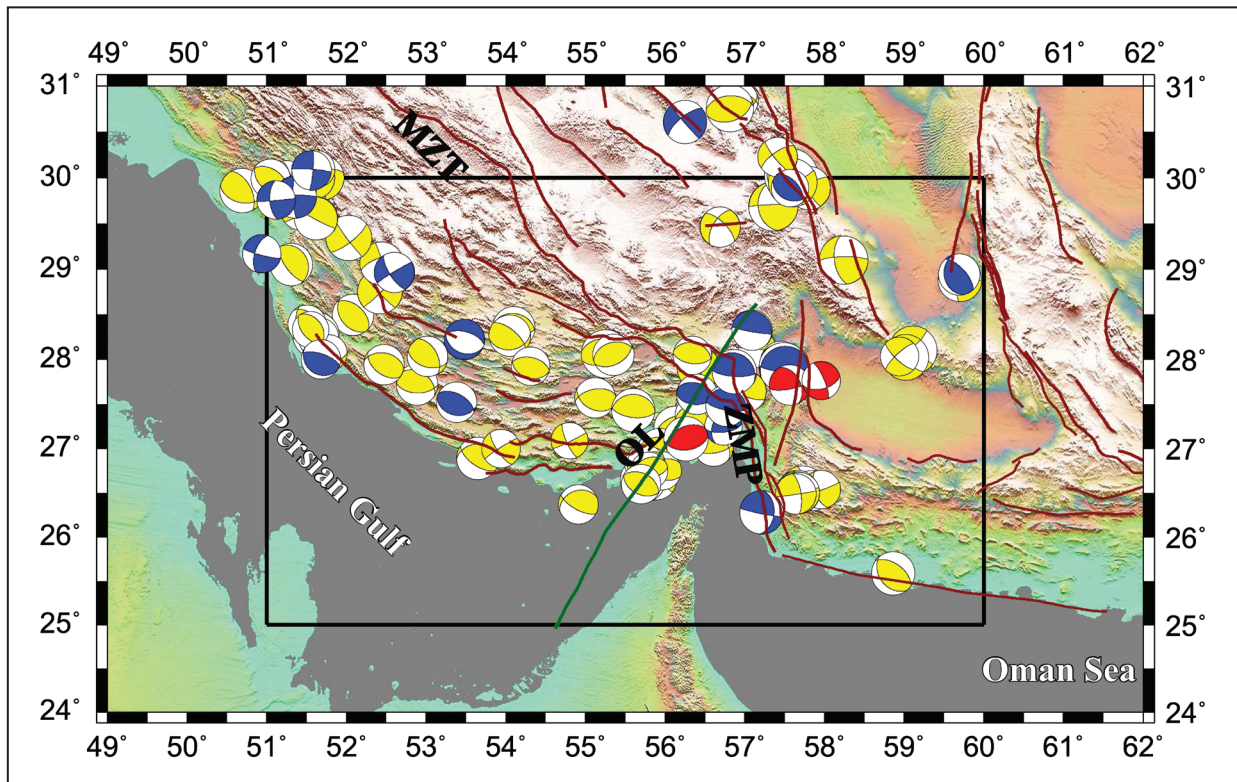
زاگرس از دیدگاه لرزه‌خیزی بسیار فعال و زلزله‌خیزترین منطقه ایران است. بیش از ۵۰ درصد زمین لرزه‌های به ثبت رسیده ایران توسط شبکه‌های جهانی، در گستره زاگرس روی داده‌اند (Mirzaei et al., 1998). فعالیت لرزه‌ای زاگرس در غرب سامانه گسلی ZMP، به خطواره‌ای با راستای شمال شرق-جنوب غرب محدود است که خطواره عمان (Alavi, 1994) نامیده می‌شود.

با توجه به لرزه‌خیزی قابل توجه ایران، مطالعه زمین لرزه‌های رخ داده از جنبه‌های مختلف، همواره مورد توجه زلزله‌شناسان بوده است. زمین لرزه‌ها از مهم‌ترین رویدادهای طبیعی در ایجاد تلفات و خسارات هستند. اگر چه با پیشرفت تکنولوژی، اقدامات خوبی در کاهش تلفات و خسارات ناشی از رخداد زمین لرزه‌های مخرب صورت گرفته است؛ اما، در کنار مقاوم‌سازی سازه‌ها، به اطلاعاتی مانند پارامترهای مبنایی زمین لرزه‌ها، مطالعات میدان تنش، ویژگی‌های چشمه لرزه‌زا، چگونگی تضعیف امواج زلزله، اثر ساختگاه و غیره نیاز است. درک صحیح خواص کشسانی سازه‌های منطقه مورد مطالعه و ارائه مدل لرزه‌زمین ساختی مرتبط، با شناخت و مطالعه اطلاعات مبنایی نظیر میدان تنش منطقه مورد مطالعه، امکان‌پذیر است. بنابراین، اطلاع از میدان تنش و چگونگی تغییرات آن، در تشریح ژئودینامیک منطقه مورد مطالعه، دارای کاربردی اساسی است. در منطقه مورد بررسی که شامل سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی (ZMP) و نواحی پیرامونی آن است (شکل ۱)، تغییرات میدان تنش و کرنش قابل توجهی در امتداد شرقی-غربی وجود دارد، که موجب پیچیدگی زمین ساختی ویژه‌ای در زون گذار زاگرس-مکران شده است. بدین سبب، بررسی رژیم تنش با بهره بردن از داده‌ها و روش‌های جدیدی به فهم بیشتر زمین ساخت منطقه کمک می‌کند. در این مقاله، مقادیر و راستاهای تنش با استفاده از روش وارون‌سازی توأم تکرار شونده سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها (Vavryuk, 2014) تعیین شده است، که این روش به عنوان مناسب‌ترین روش وارون‌سازی سازوکارهای کانونی بدون شناخت صفحه گرهی اصلی از صفحه گرهی کمکی در جهت رفع مشکل وارون‌سازی خطی مایکل است. همچنین، شرط استقلال سازوکارهای کانونی و تجزیه و تحلیل خطاهای مورد توجه ویژه قرار گرفته است.

## ۲- لرزه‌زمین ساخت منطقه مورد مطالعه

گستره مورد مطالعه، در محدوده ۵۱ تا ۶۰ درجه طول شرقی و ۲۵ تا ۳۰ درجه عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱). از حدود ۲۰ میلیون سال پیش تا کنون، رژیم زمین ساختی فشارشی بر پهنه ایران حکمفرما بوده که باعث کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی پوسته

تغییر ناگهانی از لرزه خیزی شدید در زاگرس تا سکون نسبی در بخش غربی مکران مشهود است (Jackson and McKenzie, 1984).



شکل ۱- موقعیت گسل‌های اصلی و سازوکارهای کانونی زمین لرزه‌ها ( $MW > 5$ ) از کاتالوگ پروژه جهانی تعیین تانسور گشتاوری مرکزوار (GCMT) در منطقه مورد مطالعه. عمق رویداد زمین لرزه‌ها با ۳ رنگ نشان داده شده است. رنگ زرد زمین لرزه‌های با عمق کمتر از ۲۰ کیلومتر، رنگ آبی زمین لرزه‌های با عمق ۲۰ تا ۴۰ کیلومتر و رنگ قرمز زمین لرزه‌های با عمق بیش از ۴۰ کیلومتر را نشان می‌دهند. موقعیت سامانه گسلی زندان- میناب- پالامی (ZMP)، خطواره عمان (OL) و راندگی اصلی زاگرس (MZT) نیز نشان داده شده است.

### ۳- روش‌شناسی

#### ۳-۱. سازوکار کانونی

در این پژوهش، از داده‌های سازوکار کانونی موجود در مراجع معتبر مانند پروژه جهانی تعیین تانسور گشتاوری مرکزوار (GCMT; Global Centroid Moment Tensor) بین سال‌های ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۴، مرکز زلزله‌شناسی اروپا- مدیترانه (EMSC; European-Mediterranean Seismological Centre)، کتاب پارامترهای مبنایی زمین لرزه‌های ایران (میرزائی و همکاران، ۱۳۸۱) و مقالات منتشر شده در نشریات معتبر (Talebian and Jackson, 2003؛ صادقی و شجاع طاهری، ۱۳۸۵) بهره گرفته شده است. زمین لرزه‌هایی که سازوکار کانونی آن‌ها تعیین نشده بودند، به کمک نرم‌افزار ISOLA (Zahradnik et al., 2005) با استفاده از تحلیل شکل موج و یا برگردان تانسور گشتاور امواج لرزه‌ای محاسبه شده‌اند. در این مطالعه، از روش وارون‌سازی توأم تکرار شونده (Vavryčuk, 2014) برای یافتن میدان تنش استفاده شده است.

#### ۳-۲. تعیین تنش

– **وارون‌سازی تنش:** Angelier (1979) یکی از پیشگامان تفسیر و تعبیر راستای لغزش مشاهده شده گسل‌ها، در میدان تنش منطقه‌ای بوده است. او همچنین اولین کسی بود که روشی برای وارون‌سازی حل صفحه کانونی زمین لرزه‌ها، به منظور برآورد راستای تنش‌های اصلی پیشنهاد کرد. پس از یافتن سازوکار کانونی، نوبت به وارون‌سازی تانسور تنش می‌رسد. تانسور تنش پوسته‌ای را نمی‌توان با استفاده از سازوکار کانونی تنها یک زمین لرزه، با اطمینان تعیین کرد (McKenzie, 1969). بنابراین، به یک الگوریتم وارون‌سازی نیاز است تا تانسور تنش را از تعداد زیادی زمین لرزه به دست آورد.

$$R = \frac{(\sigma_1 - \sigma_2)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} \quad (1)$$

که در این رابطه  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$ ،  $\sigma_3$  تنش‌های اصلی هستند و همواره  $\sigma_3 \leq \sigma_2 \leq \sigma_1$  Carey and Brunier (1974) از معیار Bott برای وارون‌سازی تنش استفاده کردند و این فرض را که حرکت نشان داده شده توسط تمام خشل‌لغزهای ناشی از لغزش صفحات گسلی توسط یک تانسور مشترک منفرد ایجاد شده است، به معیار Bott اضافه کردند.

معمولاً چندین فرض مشترک در همه روش‌های وارون‌سازی وجود دارد (Maury, 2013):

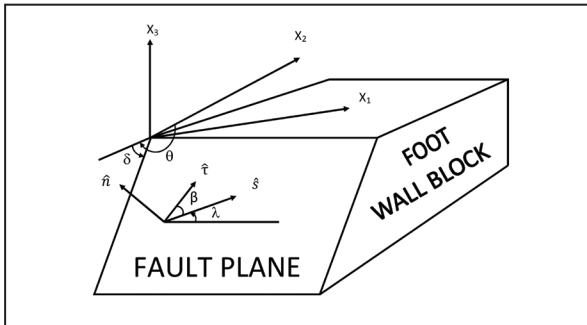
الف) در صفحات گسلی که رخنمون سطحی دارند، لغزش گسلی در راستای مؤلفه تنش برشی روی صفحه گسلی رخ می‌دهد (Bott, 1959).

$$\vec{S} \cdot \frac{\vec{\tau}}{|\vec{\tau}|} = 1 \quad (2)$$

که در این رابطه  $S$  بردار لغزش و  $\tau$  مؤلفه تنش برشی در صفحه گسل هستند. ب) خصوصیات فیزیکی سنگ‌ها در محدوده‌ای که سازوکارهای کانونی آن بررسی می‌شود، همگن و یکنواخت فرض می‌شود. اما، در واقع تانسور تنش در جهت‌های افقی و عمودی تغییر خواهند داشت. البته در صورتی که چگونگی تنش

$$n_3 = -\cos(dip) \quad (15)$$

به منظور بررسی برآزش (تعیین بهترین تانسور تنش انحرافی)، باید دو کمیت را محاسبه کرد: کمیت اول  $\beta$  است که زاویه بین کشش مماسی پیش‌بینی شده توسط بهترین تانسور تنش و جهت لغزش روی هر صفحه گسلی را تعیین می‌کند (شکل ۲). در بهترین حالت این زاویه باید صفر باشد که همیشه این گونه نیست. کمیت دیگر  $\bar{\tau}$  یا اندازه آن است، که مقدار ایده آل آن باید یک باشد، ولی همواره این طور نیست.



شکل ۲- طرحی از بلوک فرودپواره نشان‌دهنده متغیرهای مورد استفاده  $\theta$ ،  $\delta$  و  $\lambda$  که به ترتیب جهت شیب، شیب و ریک را نشان می‌دهند.  $\hat{n}$  بردار نرمال به سمت بیرون از بلوک فرودپواره و  $\hat{s}$  بردار لغزش در صفحه گسل هستند (Michael, 1984).

این روش وارون‌سازی خطی به دنبال کمینه‌سازی اختلاف بین بردار تنش برشی به دست آمده (محاسبه‌ای) و بردار لغزش (مشاهده‌ای) است. به‌طور کلی انتظار می‌رود که صفحه لغزش، آن صفحه‌ای باشد که ناپایداری آن کمترین علاقه بر این، می‌تواند با توجه به نمودار تنش دایره مور (Mohr Circle)، نزدیک‌ترین صفحه به پوش مور (Mohr Envelope) را یافت (Jaeger and Cook, 1979). اندازه نسبی تنش‌های اصلی ( $R$ )، برای تشکیل دایره مور سه‌بعدی بدون مقیاس از حالت تنش کافی است (Gephart and Forsyth, 1984). جهت‌گیری صفحات گرهی نسبت به تنش اصلی، موقعیت آنها را در نمودار مور تعیین می‌کند. با استفاده از نمودار مور به دست آمده از چهار مؤلفه تانسور حاصل از وارون‌سازی سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، می‌توان صفحه گرهی‌ای دارای بیشترین ناپایداری برای تمام مقادیر ضریب اصطکاک لغزشی را مشخص کرد. رابطه‌ی ناپایداری استفاده شده در روش وارون‌سازی توأم تکرارشونده سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها به‌صورت زیر است (Vavryčuk et al., 2013):

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - 1)}{\mu + \sqrt{1 + \mu^2}} \quad (16)$$

که در آن:

$$\sigma = n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2 \quad (17)$$

$$\tau = \sqrt{n_1^2 + (1 - 2R)^2 n_2^2 + n_3^2 - [n_1^2 + (1 - 2R)^2 n_2^2 + n_3^2]^2} \quad (18)$$

مقدار ناپایداری از صفر (بیشترین پایداری) تا یک (کمترین پایداری) است. الگوریتم روش وارون‌سازی توأم تکرارشونده سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها به گونه‌ای است که ابتدا روش مایکل در یک روش استاندارد و بدون در نظر گرفتن هرگونه قید و شرطی و بدون آگاهی از جهت‌گیری صفحات گسلی به کار گرفته می‌شود. پس از یافتن جهت تنش اصلی و نسبت  $R$ ، این مقادیر برای بررسی ناپایداری (رابطه ۱۶) صفحه گرهی، برای همه سازوکارهای کانونی وارون‌شده استفاده می‌شود. صفحات گسل همان صفحات گرهی هستند که بی‌ثبات‌ترین جهت صفحات گسلی به دست آمده در تکرار اول، در تکرار دوم مورد استفاده قرار می‌گیرد و دوباره با روش مایکل اجرا می‌شود. این رویه تکرار می‌شود تا زمانی که تنش‌ها به مقادیر بهینه (Optimum) همگرا شوند (مطابق فلوجارت شکل ۳). در این پژوهش، پس از ۶ بار تکرار، تنش‌ها به مقدار بهینه همگرا شدند. هنگام بررسی ناپایداری گسل با استفاده از معادله ۱۶، یک مقدار ضریب اصطکاک  $\mu$  نیاز است. ضریب اصطکاک در گسل

در یک منطقه بزرگ مورد نظر باشد، باید منطقه را به چند قسمت تقسیم کرد تا فرض یکنواخت بودن تنش، همچنان معتبر باشد (Plateaux et al., 2010).

ج) سازوکارهای کانونی مدنظر برای وارون‌سازی از یکدیگر مستقل هستند. بنابراین، زمین‌لرزه‌های انتخاب شده باید به اندازه کافی از زمین‌لرزه‌های پیشین دور باشند تا مقادیر تنش مرتبط با زمین‌لرزه پیشین، تأثیری در حالت میدان تنش رویداد تحت بررسی نداشته باشد.

### روش وارون‌سازی توأم تکرارشونده سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها

**Iterative Joint Inversion:** Lund and Slunga (1999) قید ناپایداری گسل را در وارون‌سازی تنش (Gephart and Forsyth 1984) به کار گرفتند و کارایی آن را بهبود بخشیدند. در وارون‌سازی توأم تکرار شونده (Vavryčuk, 2014)، این شرط یا قید در روش (Michael 1984) به کار رفته است.

روش وارون‌سازی خطی (Michael 1984)، جهت تنش‌های اصلی را با دقت می‌یابد ولی نسبت  $R$  را با خطای زیادی به دست می‌آورد. برخلاف روش (Gephart and Forsyth 1984) روش (Michael 1984) خطی است و به کاربردن شرط ناپایداری گسل، منجر به حل برگردان تنش در چندین تکرار می‌شود.

در روش (Michael 1984) از کشش برشی  $\tau$  و نرمال  $\sigma_n$  روی گسل به‌صورت رابطه زیر استفاده می‌شود:

$$\sigma_n = T_{ij}n_j = \tau_{ij}n_j n_j \quad (3)$$

$$\tau N_i = T_i - \sigma_n n_i = \tau_{ij}n_j - \tau_{jk}n_j n_k n_i = \tau_{kj}n_j (\delta_{ik} - n_i n_k) \quad (4)$$

که در آن،  $\delta_{ik}$  دلتای کرونکر،  $T$  کشش در امتداد گسل،  $n$  بردار نرمال گسل و  $N$  جهت بردار یکه تنش برشی در امتداد گسل هستند. معادله بالا را می‌توان به‌صورت زیر بازنویسی کرد:

$$\tau_{kj}n_j (\delta_{ik} - n_i n_k) = \tau N_i \quad (5)$$

برای به دست سمت راست رابطه ۴، (Michael 1984) فرض Wallace-Bott را اعمال و راستای تنش برشی و جهت لغزش را در امتداد گسل تعیین کرد. همچنین، فرض شد که تنش برشی روی گسل‌ها برای تمام زمین‌لرزه‌های مورد مطالعه مقدار یکسانی است. از آنجایی که این روش نمی‌تواند مقدار تنش مطلق را تعیین کند، لذا،  $\tau$  در رابطه ۵ به ۱ بهنجار (normalize) می‌شود. بنابراین، معادله ۵ در شکل ماتریسی به‌صورت زیر نوشته می‌شود:

$$At = s \quad (6)$$

که در آن،  $t$  بردار مؤلفه‌های تنش است.

$$t = [\tau_{11} \tau_{12} \tau_{13} \tau_{22} \tau_{23}]^T \quad (7)$$

و  $A$  ماتریسی برحسب بردار نرمال  $n$  است:

$$A = \begin{bmatrix} n_1(n_1^2 + 2n_2^2) & n_2(1 - 2n_1^2) & n_3(1 - 2n_1^2) & n_1(-n_2^2 + n_3^2) & -2n_1n_2n_3 \\ n_2(-n_1^2 + n_3^2) & n_1(1 - 2n_2^2) & -2n_1n_2n_3 & n_2(n_1^2 + 2n_3^2) & n_3(1 - 2n_2^2) \\ n_3(-2n_1^2 - n_2^2) & -2n_1n_2n_3 & n_1(1 - 2n_3^2) & n_3(-n_1^2 - 2n_2^2) & n_2(1 - 2n_3^2) \end{bmatrix} \quad (8)$$

همچنین،  $s$  جهت بردار لغزش است. با نوشتن رابطه ۸ برای سازوکارهای کانونی  $K$  زمین‌لرزه با راستای لغزش و بردار نرمال معلوم، تعداد  $3K$  معادله خطی برای ۵ مؤلفه مجهول تانسور تنش به دست می‌آید. در نهایت، با جاگذاری در رابطه ۲، دستگاه معادلات با وارون‌سازی خطی تعمیم یافته (Lay and Wallace, 1995) حل می‌شود.

$$t = A^{-1} s \quad (9)$$

که در آن، بردار  $s$  از روابط ۱۰ تا ۱۲ به دست می‌آید.

$$s_1 = \cos(rake) \times \cos(strike) + \cos(dip) \times \sin(rake) \times \sin(strike) \quad (10)$$

$$s_2 = \cos(rake) \times \sin(strike) - \cos(dip) \times \sin(rake) \times \cos(strike) \quad (11)$$

$$s_3 = -\sin(rake) \times \sin(dip) \quad (12)$$

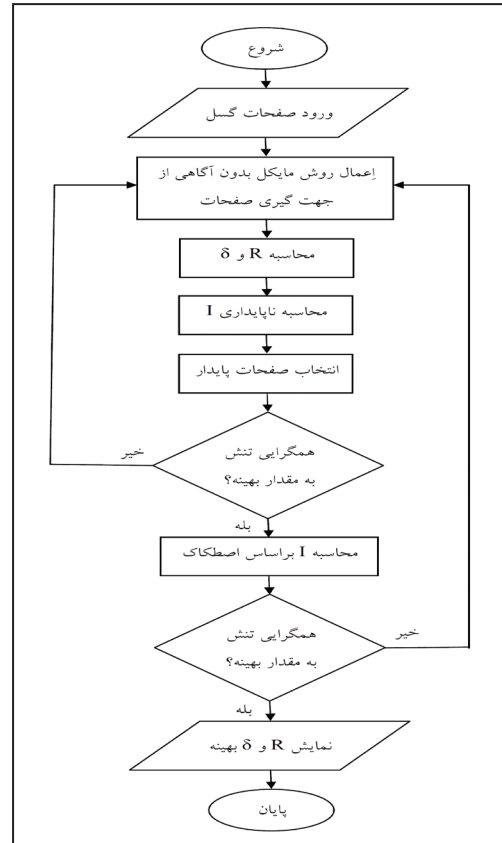
همچنین، می‌توان مؤلفه‌های بردار نرمال  $n$  را به‌صورت زیر نوشت:

$$n_1 = -\sin(dip) \times \sin(strike) \quad (13)$$

$$n_2 = \sin(dip) \times \cos(strike) \quad (14)$$

بهینه منطقه نیز برآورد می‌شود. (2014) Vavryčuk با آزمون‌های عددی نشان داد که وارون‌سازی تنش تکرار شونده، سریع و دقیق است و خیلی بهتر از وارون‌سازی خطی استاندارد اجرا می‌شود. برای انجام وارون‌سازی توأم تکرار شونده سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها از کد StressInverse استفاده شده است.

معمولاً بین ۲/۰ تا ۸/۰ است ولی مقدار این عدد ناشناخته است. معمولاً کیفیت یک مقدار متوسط (مثل ۶/۰) در طول وارون‌سازی به آن اختصاص داد و یا اینکه وارون‌سازی را برای چندین مقدار اجرا کرد و مقداری که بیشترین ناپایداری را به دست می‌دهد، برای وارون‌سازی اختصاص داد. با این رویکرد، ضریب اصطکاک



شکل ۳- فلوچارت روش توأم تکرار شونده سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها.

تعریف می‌شود:

$$\hat{n}_G^T = (n_N, n_E, n_D) = (\cos \alpha, \sin \alpha, 0) \quad (21)$$

که در این رابطه  $\alpha$  زاویه بردار نرمال صفحه قائم با جهت شمال در جهت ساعت گرد است. بنابراین، امتداد صفحه قائم  $\alpha + \pi/2$  است.

در دستگاه مختصات تنش اصلی، تانسور تنش یک ماتریس قطری است:

$$S = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \quad (22)$$

به منظور برآورد راستای SH، تانسور تنش (S) در دستگاه مختصات تنش اصلی،

به دو قسمت انحرافی (D) و همسانگرد ( $\sigma_3 I$ ) تقسیم می‌شود:

$$S = (\sigma_1 - \sigma_3) \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 - R & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} + \sigma_3 I \quad (23)$$

نرمال یک صفحه قائم از دستگاه جغرافیایی ( $\hat{n}_G$ ) به دستگاه مختصات تنش اصلی با ماتریس انتقال، منتقل می‌شود، تا  $\hat{n}_S$  به دست آید و از آن به بردار تنش نرمال انحرافی  $\hat{d}_n$  رسید. از آنجا که فقط جهت SH مورد نیاز است، در محاسبه مؤلفه‌های تنش نرمال روی صفحه قائم، قسمت همسانگرد تانسور تنش نادیده گرفته می‌شود؛ زیرا، قسمت همسانگرد تانسور تنش، نقشی در تعیین راستای SH ندارد. مؤلفه انحرافی تنش نرمال روی صفحه قائم به صورت زیر است:

$$\hat{d}_n = (\hat{n}_S^T D \hat{n}_S) \hat{n}_S \quad (24)$$

$$= (\sigma_1 - \sigma_3) [(s_{1N} n_N + s_{1E} n_E)^2 + (1 - R)(s_{2N} n_N + s_{2E} n_E)^2] \hat{n}_S = D_n \hat{n}_S$$

که همان تنش افقی انحرافی در جهت  $\alpha$  است. راستای SH با مشتق‌گیری از اندازه

### ۳-۳. راستای بیشینه تنش افقی

اگر تمام ۶ مؤلفه تانسور تنش معلوم باشد، می‌توان بزرگی و راستای بیشینه تنش افقی (SH) را محاسبه کرد. اما، اگر ۴ تا از مؤلفه‌های تانسور تنش ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, R$ ) در اختیار باشد، فقط می‌توان راستای SH را تعیین کرد (Lund and Townend, 2007). در این پژوهش نیز فقط راستاهای تنش اصلی و نسبت شکلی (R) را در اختیار است که از وارون‌سازی توأم تکرار شونده محاسبه می‌شود. بنابراین می‌توان راستای SH را تعیین کرد (برای محاسبه راستای بیشینه تنش افقی از برنامه ارائه شده توسط (Lund and Townend 2007) استفاده شده است).

دو دستگاه مختصات در اینجا مورد توجه است: یکی دستگاه مختصات تنش اصلی (S) با بردارهای یکه  $\{\hat{s}_1, \hat{s}_2, \hat{s}_3\}$  که به ترتیب در امتداد بیشینه تا کمینه تنش‌های اصلی هستند و دیگری دستگاه مختصات جغرافیایی (G) با بردارهای یکه  $\{\hat{g}_1, \hat{g}_2, \hat{g}_3\}$  در امتداد شمال، شرق و پایین.

ماتریس انتقال بین دستگاه‌های مختصات S و G با رابطه زیر بیان می‌شود:

$$A_{SG} = \begin{bmatrix} \hat{s}_1 \cdot \hat{g}_1 & \hat{s}_1 \cdot \hat{g}_2 & \hat{s}_1 \cdot \hat{g}_3 \\ \hat{s}_2 \cdot \hat{g}_1 & \hat{s}_2 \cdot \hat{g}_2 & \hat{s}_2 \cdot \hat{g}_3 \\ \hat{s}_3 \cdot \hat{g}_1 & \hat{s}_3 \cdot \hat{g}_2 & \hat{s}_3 \cdot \hat{g}_3 \end{bmatrix} \quad (19)$$

بنابراین، طبق ماتریس انتقال، برای بردار نرمال در دستگاه مختصات تنش اصلی خواهد بود:

$$\hat{n}_S = A_{SG} \hat{n}_G = \begin{bmatrix} s_{1N} n_N + s_{1E} n_E \\ s_{2N} n_N + s_{2E} n_E \\ s_{3N} n_N + s_{3E} n_E \end{bmatrix} \quad (20)$$

که در آن، به عنوان مثال  $s_{1N}$  مؤلفه شمالی بردار یکه  $\hat{s}_1$  است. یک صفحه قائم در سامانه مختصات جغرافیایی، با استفاده از بردارهای نرمال آن،



بردار  $d_n$  به دست می‌آید.

$$\frac{dd_n}{d\alpha} = (\sigma_1 - \sigma_3)[(s_{1E}^2 - s_{1N}^2) + (1 - R)(s_{2E}^2 - s_{2N}^2)] \sin 2\alpha + 2(\sigma_1 - \sigma_3)[s_{1N}s_{1E} + (1 - R)s_{2N}s_{2E}] \cos 2\alpha \quad (25)$$

با صفر قرار دادن مشتق، جاهایی که  $d_n$  بیشترین و کمترین مقدار را دارد به دست می‌آید:

$$\tan 2\alpha = \frac{2(s_{1N}s_{1E} + (1-R)s_{2N}s_{2E})}{(s_{1N}^2 - s_{1E}^2) + (1-R)(s_{2N}^2 - s_{2E}^2)} \quad (26)$$

#### ۴- محاسبات و نتایج

##### ۴-۱. تنش

بر اساس توزیع مکانی زمین لرزه‌ها و صحیح بودن فرض یکنواخت بودن میدان تنش، منطقه مورد مطالعه به ۵ بلوک تقسیم‌بندی شد و برای هر بلوک با توجه به سازوکارهای کانونی آن، راستای محورهای تنش و بیشینه تنش افقی با استفاده از روش وارون‌سازی توأم تکرار شونده سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها تعیین شد. برای در نظر گرفتن عدم قطعیت مکانی و دقت در انتخاب مناسب زمین لرزه‌ها برای وارون‌سازی در دو طرف سامانه گسلی ZMP، رویدادهای در فاصله کمتر از ۱۰ کیلومتر نسبت به این سامانه گسلی در محاسبات دخالت داده نشدند.

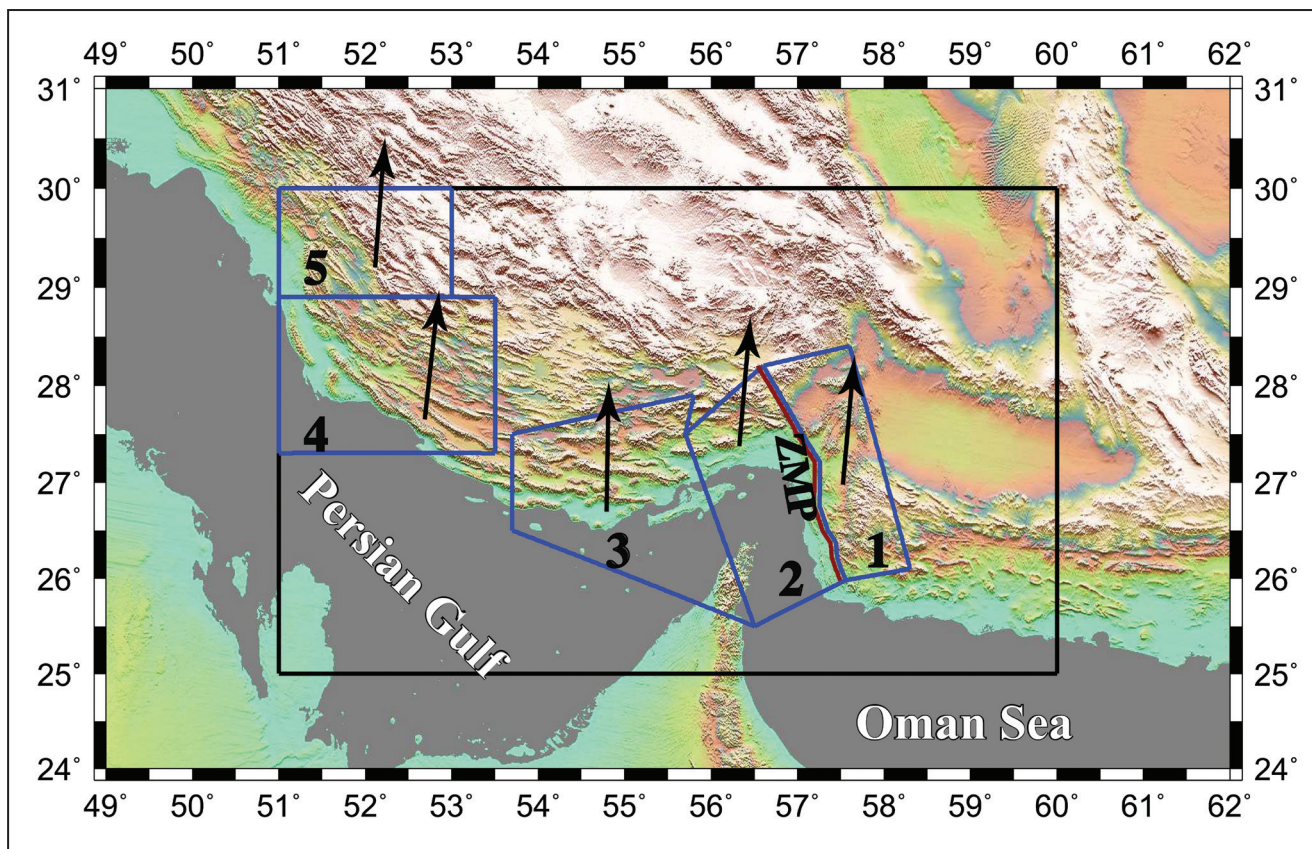
مطابق پیشنهاد (Maury 2013) به منظور رعایت فرض استقلال سازوکارهای کانونی، رابطه بین شعاع گسیختگی ( $r$ ) و ممان لرزه‌ای ( $M_0$ ) (Pearson 1982) با رابطه بین بزرگی گشتاوری ( $M_W$ ) و ممان لرزه‌ای (Hanks and Kanamori 1979)

ترکیب شده است تا رابطه زیر به دست آید:

$$\text{Log}(r) = 0.5 \log(M_W) + 1.12 \quad (27)$$

که در آن، رابطه  $r$  برحسب متر است. دو برابر شعاع گسیختگی به دست آمده را شعاع Rad می‌گویند. برای رعایت فرض مستقل بودن رویدادها، فاصله هر رویداد با رویدادهای گذشته محاسبه و کمترین فاصله ( $R_{min}$ ) تعیین شده است. اگر کمترین فاصله رویدادی از شعاع Rad بزرگ‌تر باشد، این رویداد برای وارون‌سازی سازوکار کانونی انتخاب می‌شود. در حقیقت، با این انتخاب تأثیر میدان تنش حاصل از این رویداد به‌طور مستقل تعیین خواهد شد. فرض مستقل بودن رویدادها جهت دقت در محاسبه میدان تنش با نوشتن کد MATLAB اعمال شده است. به منظور دقت بیشتر در انتخاب رویدادها، پس‌لرزه‌های رویدادهای با شعاع Rad کمتر از عدم قطعیت مکانی زمین لرزه‌ها (در این پژوهش ۱۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است)، از زمین لرزه اصلی جدا و کنار گذاشته شده‌اند. از بین ۱۵۷ سازوکار کانونی موجود در منطقه مورد مطالعه، ۱۰۷ سازوکار کانونی برای شرکت در محاسبات باقی ماند. نتایج حاصل از روش وارون‌سازی در جدول ۱ آمده است. همچنین، راستای بیشینه تنش افقی (SH) در شکل ۴ نشان داده شده است.

بیشترین زاویه سمت (آزیموت) SH مربوط به بلوک‌های ۴ و ۱ است. مقدار نسبت شکلی تقریباً خیلی زیاد و بیشترین مقدار آن مربوط به بلوک‌های ۴ و ۵ است که این بلوک‌ها در غرب منطقه مورد مطالعه و در زون زاگرس واقع هستند. همچنین، مقدار ضریب اصطکاک بینه برای بلوک‌های ۱ و ۲ به ترتیب ۸/۰ و ۶/۰ تعیین شد.

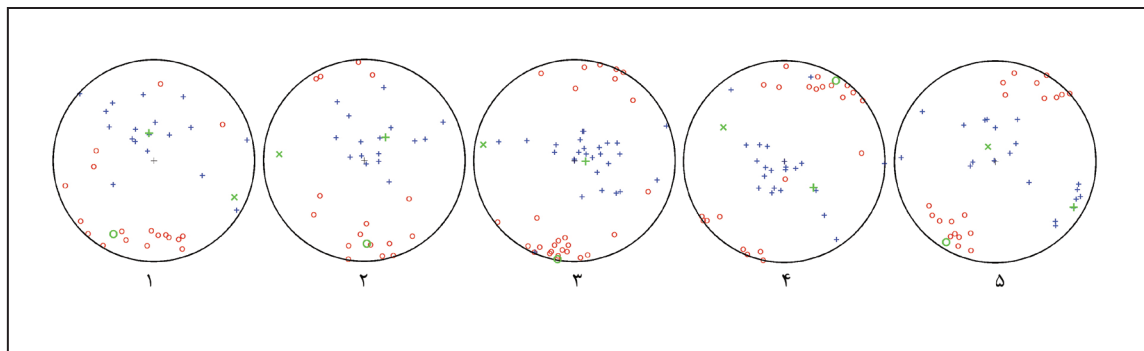


شکل ۴- راستاهای بیشینه تنش افقی در منطقه مورد مطالعه. پیکان سیاه راستای تنش افقی، مرزهای آبی مرز بلوک‌های پنج‌گانه و رنگ قرمز سامانه گسلی ZMP را نشان می‌دهند.

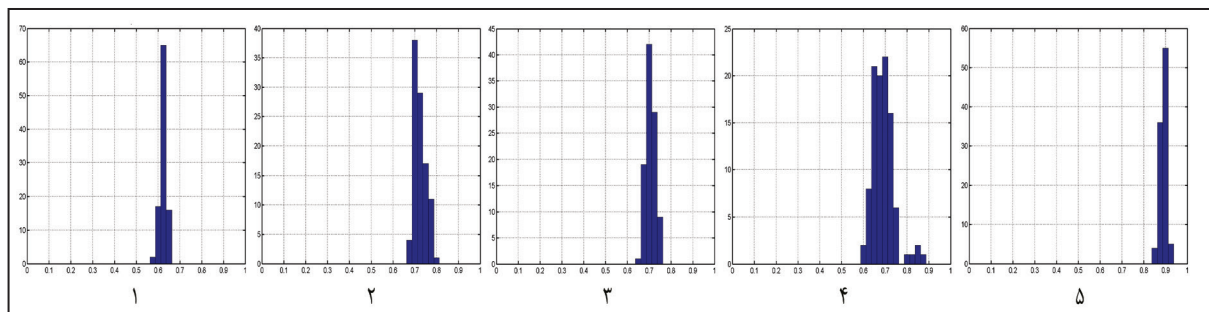
جدول ۱- راستای تنش مربوط به ۵ بلوک.

شماره بلوک	راستای محورهای تنش‌های اصلی (°)		پلانز (°)	راستای $S_H$ نسبت به شمال (°)	نسبت شکلی
1	$\sigma_1$	208/87	17/94	5/09	0/62
	$\sigma_2$	114/46	13/35		
	$\sigma_3$	349/77	67/36		
2	$\sigma_1$	178/30	18/66	4/93	0/70
	$\sigma_2$	274/07	16/57		
	$\sigma_3$	42/92	64/62		
3	$\sigma_1$	189/72	1/09	0/9	0/72
	$\sigma_2$	279/89	8/98		
	$\sigma_3$	92/86	80/95		
4	$\sigma_1$	32/6	5/48	6/31	0/88
	$\sigma_2$	299/25	31/34		
	$\sigma_3$	131/45	58/07		
5	$\sigma_1$	211/45	7/32	4/41	0/89
	$\sigma_2$	333/99	76/57		
	$\sigma_3$	119/99	11/20		

در شکل ۵ راستای تنش‌های اصلی در ۵ بلوک نشان داده شده است. همچنین، شکل ۶ نمودار میله‌ای نسبت شکلی را برای ۵ بلوک نشان می‌دهد.



شکل ۵- طرحی از راستای تنش‌های اصلی در ۵ بلوک. دایره‌ها  $\sigma_1$ ، علامت ضرب  $\sigma_2$  و علامت مثبت  $\sigma_3$  را برای هر رویداد نشان می‌دهند. رنگ سبز فسفری بیانگر برآیند آنهاست. اعداد زیر هر شکل، شماره بلوک را نشان می‌دهند.

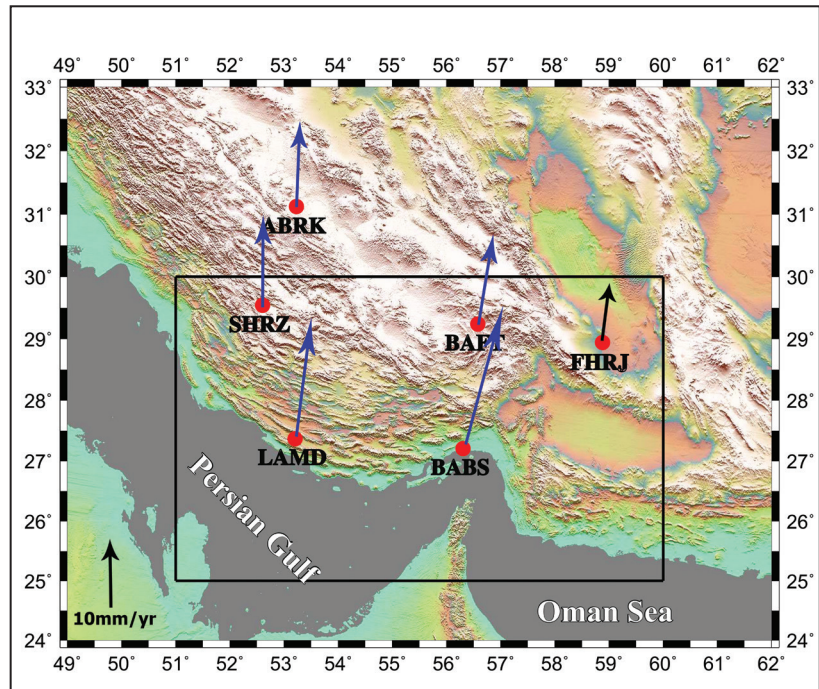


شکل ۶- نمودار میله‌ای نسبت شکلی. اعداد زیر هر شکل، شماره بلوک را نشان می‌دهند.

## ۴-۲. آهنگ کرنش

دائمی سازمان نقشه برداری کشور در منطقه مورد مطالعه طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۱ استفاده شده است. موقعیت ایستگاه‌ها و بردارهای سرعت در شکل ۷ نشان داده شده است. بردارهای سرعت نسبت به چارچوب مرجع اوراسیا اندازه‌گیری شده‌اند. بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین بردار سرعت به ترتیب در ایستگاه‌های BABS (۶۴/۲۳ میلی‌متر در سال) و SHRZ (۵۳/۸ میلی‌متر در سال) محاسبه شده‌اند. همچنین، بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین زاویه بردار سرعت نسبت به شمال به ترتیب مربوط به ایستگاه‌های BABS (درجه ۱۱/۱۵) و SHRZ (درجه ۰/۳۸) هستند. میزان عدم قطعیت محاسبات مقاداری بسیار کم است.

مطالعات ژئودینامیک در ایران به‌طور جدی از سال ۱۳۷۷ به منظور پایش تغییرات پوسته زمین در اداره کل نقشه‌برداری زمینی آغاز و از همان زمان فعالیت‌ها و تحقیقات ویژه‌ای در این راستا انجام شد. از جمله این فعالیت‌ها می‌توان به شبکه‌های موردی ایران سراسری، البرز، مشهد، میناب، کرمان، تبریز و زاگرس اشاره کرد. بیشینه نرخ کرنش برشی و جهت آن می‌تواند ابزاری برای شناسایی گسل‌های فعال ارائه دهد؛ چرا که حرکت در امتداد گسل با برش در آن ساختار ارتباط دارد. گسل‌هایی که راستای آنها در این راستاست، احتمال گسیختگی (شکست) آنها در یک رویداد لرزه‌ای زیاد است. در این مقاله برای یافتن میدان کرنش، از داده‌های جی‌پی‌اس شبکه‌های



شکل ۷- بردارهای سرعت حاصل از داده‌های جی‌پی‌اس. بردارهای سیاه و آبی به ترتیب بردار سرعت در شرق و غرب سامانه گسلی ZMP را نشان می‌دهند.

با این روش سنجید. اگر دو داده اندرکنش داشته باشند، تأثیر توأم آنها در خروجی با مجموع تأثیرات انفرادی آنها متفاوت است. ضریب حساسیت سراسری توأم امتداد و شیب برابر با  $0/003$  است. این عدد در مورد امتداد و ریک برابر با  $10^{-4} * 7/39$  و در مورد شیب و ریک برابر با  $0/003$  است. این نشان می‌دهد که تأثیر توأم امتداد-شیب و شیب-ریک بیشتر از امتداد-ریک است. این امر نیز نشان از تأثیر بیشتر شیب بر تابع هدف دارد.

## ۵- بحث

همان‌طور که ذکر شد، در این پژوهش تنش‌های اصلی و بیشینه تنش افقی با استفاده از وارون‌سازی سازوکارهای کانونی با روش وارون‌سازی توأم تکرار شونده تعیین شده و برای اطمینان از نتایج، تجزیه و تحلیل خطا صورت گرفته است. همچنین با استفاده از داده‌های سرعت GPS میدان کرنش بررسی شد و با راستای تنش مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج حاصل از روش وارون‌سازی توأم تکرار شونده سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در پیرامون سامانه گسلی ZMP دارای میزان خطا و عدم قطعیت بسیار پایینی است (جدول ۲ و شکل ۸). با توجه به خطای کوچک محاسبات راستای تنش‌های اصلی (حد اکثر ۶/۷۲ درصد) و بیشینه تنش افقی (۱/۳۹ درصد)، می‌توان از روش توأم تکرار شونده به عنوان روشی مناسب برای وارون‌سازی سازوکارهای کانونی (بدون شناخت صفحه گرهی اصلی از صفحه گرهی کمکی) به منظور یافتن میدان تنش استفاده کرد. نتایج مطالعات تنش دیرین حاصل از پژوهش‌های Dolati and Burg (2006 and 2007) (معادل با زون‌های ۴ و ۵) و (Dolati and Burg (2013) در مکران، تا حدودی با نتایج به دست آمده از این پژوهش در تطابق هستند.

## ۴-۳. تجزیه و تحلیل خطا (حساسیت نسبت به داده‌های ورودی)

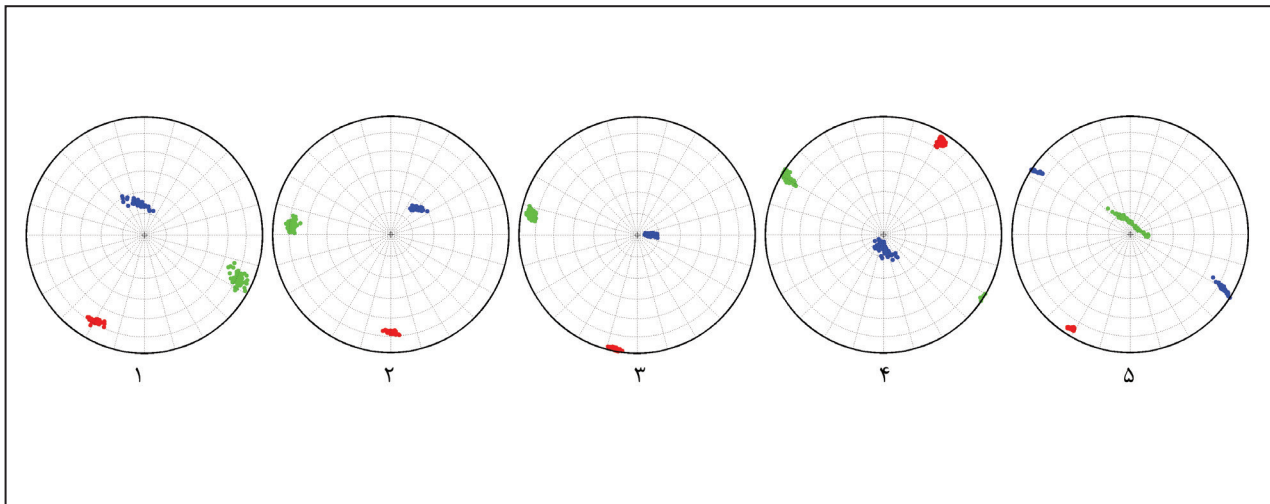
برای بررسی حساسیت روش‌های مختلفی وجود دارد. یکی از این روش‌ها محاسبه درصد اختلاف مقادیر خروجی با تغییر پارامترهای ورودی از مقدار کمینه تا بیشینه آنهاست (Hoffman and Gardner, 1983). به این سنجه، اندیس حساسیت (Sensitivity Index) می‌گویند که به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{Log}(r) = 0.5 \log(M_w) + 1.12 \quad (27)$$

که در آن، SI اندیس حساسیت و  $D_{\min}$  و  $D_{\max}$  به ترتیب کمینه و بیشینه مقدار خروجی با تغییر ورودی در تمام گستره امتداد، شیب و ریک هستند. کمترین مقدار اندیس حساسیت صفر و حاکی از عدم تأثیر ورودی در خروجی است. در بررسی به عمل آمده شیب بیشترین تأثیر را دارد. یعنی اندیس حساسیت برای شیب، تغییرات زیادتری نشان می‌دهد.

یکی از روش‌های دیگر تحلیل حساسیت نسبت به پارامترهای ورودی روش مونت کارلو (Monte Carlo) (Cannavo (2012) است. در این روش فضای داده‌ها نمونه‌گیری و حساسیت خروجی‌ها نسبت به پارامترهای ورودی سنجیده می‌شود. سنجه‌های مختلفی برای بررسی حساسیت معرفی شده است که یکی از آنها ضریب حساسیت سراسری مرتبه اول (First Order Global Sensitivity Index) است که تأثیر هر یک از داده‌های ورودی را به‌طور جداگانه و سراسری در پارامترهای مدل به دست می‌آورد. ابتدا، حساسیت تابع هدف (Objective function) نسبت به امتداد و شیب و ریک سنجیده شد. شیب به اندازه ضریب  $0/0026$  روی تابع هدف تأثیر دارد. تأثیر امتداد کمتر و برابر با  $0/0008$  و تأثیر ریک  $0/0001$  است. که این نشان از آن دارد که تأثیر شیب بیشتر است. حساسیت اندرکنشی دو ورودی را نیز می‌توان





شکل ۸- سطوح عدم قطعیت محاسبات راستای تنش های اصلی. رنگ های قرمز، سبز فسفری و آبی به ترتیب سطوح اطمینان را برای محورهای  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  نشان می دهند. اعداد زیر هر شکل، شماره بلوک را نشان می دهند.

جدول ۲- موقعیت ایستگاه های GPS سازمان نقشه برداری کشور، اندازه و جهت بردارهای سرعت.

کد ایستگاه	طول جغرافیایی (E°)	عرض جغرافیایی (N°)	نرخ کرنش نسبت به شرق (میلی متر در سال)	نرخ کرنش نسبت به شمال (میلی متر در سال)	عدم قطعیت بردار سرعت نسبت به شرق	عدم قطعیت بردار سرعت نسبت به شمال	ضریب همبستگی	زاویه سمت بردار سرعت نسبت به شمال	بزرگی بردار سرعت
ABRK	53.22648	31.12046	0.55	14.55	0.83	0.83	-0.001	2.17	14.56
BAFT	56.58002	29.23916	2.47	15.07	0.82	0.81	-0.001	9.31	15.27
BABS	56.30785	27.20391	6.16	22.82	0.93	0.92	-0.001	15.11	23.64
SHRZ	52.60258	29.54437	-0.10	15.15	0.84	0.84	-0.001	-0.38	15.15
LAMD	53.20335	27.36366	2.57	20.45	0.90	0.90	-0.001	7.17	20.62
FHRJ	58.88126	28.93733	1.24	8.44	0.90	0.90	-0.001	8.37	8.53

امتداد لغز خواهد بود. بر اساس نقشه میدان کرنش حاصل از داده های جی پی اس (شکل ۷)، ایستگاه بندرعباس (BABS) که در مجاورت سامانه گسلی ZMP قرار دارد، هم از نظر اندازه و هم از نظر زاویه سمت بزرگ تر از سایر ایستگاه هاست. از طرفی تنها در این ایستگاه اختلافی در حدود ۱۱ درجه بین راستای تنش و کرنش مشاهده می شود.

آنالیز خطای محاسبات با دوروش مایکل و توأم تکرار شونده برای راستای تنش و نسبت شکلی در زون های ۱ و ۲ (در دو طرف بلا فصل سامانه گسلی ZMP) انجام و ملاحظه شد که روش توأم تکرار شونده به خاطر خطای ناچیز (بیشینه خطای ۲/۷ درصد در روش توأم تکرار شونده در مقابل بیشینه خطای ۲۲/۰۶ در روش مایکل)، برای یافتن میدان تنش برتری دارد. بررسی میزان تأثیر هر یک از پارامترهای امتداد، شیب و ریک در وارون سازی نشان داد که تغییرات مقدار شیب در یافتن موقعیت بیشینه تنش افقی تأثیر چشم گیری دارد.

## ۶- نتیجه گیری

تغییرات قابل توجه میدان کرنش در زون گذار زاگرس- مکران نسبت به نواحی پیرامون، بیانگر تغییرات تکنونیک در ناحیه گذار است. اندازه بردار سرعت حاصل از داده های GPS در ایستگاه فهرج دارای کمترین مقدار است. قرارگیری این ایستگاه در نزدیکی بلوک پایدار لوت و یا احتمالاً ادامه بلوک لوت در زیر این ایستگاه

راستای محورهای اصلی تنش به دست آمده از وارون سازی (شکل ۵)، بیانگر راستای شمال شرقی- جنوب غربی برای  $\sigma_1$  است، که در تطابق خوبی با حرکت صفحه عربستان به سمت صفحه اوراسیاست. با گذار از سمت شرق به غرب سامانه گسلی ZMP، راستای بیشینه تنش افقی از مقدار ۵/۰۹ درجه در بلوک یک به ۰/۹ درجه در بلوک سه کاهش می یابد (جدول ۱ و شکل ۴). با این وجود تمام منطقه مورد مطالعه دارای میدان تنش نسبتاً یکنواختی است. ضریب اصطکاک بهینه برای دو طرف سامانه گسلی ZMP مقادیری متفاوت دارد (۰/۸ در شرق و ۰/۶ در غرب سامانه گسلی ZMP).

در تمام بلوک ها نسبت شکلی مقداری بزرگ تر از ۰/۶ دارد، که مقدار بزرگی محسوب می شود. مقدار بزرگ برای نسبت شکلی بیانگر اختلاف زیاد بین تنش اصلی بیشینه و متوسط یا اختلاف کم بین تنش اصلی بیشینه و کمینه است. همچنین نمودار میله ای نسبت شکلی (شکل ۶) از شرق به غرب سامانه گسلی ZMP، از مقدار ۰/۶ به ۰/۷ تغییر می یابد.

راستای تنش غالب در زون های ۱، ۲، ۳ و ۴ دلالت بر حاکم بودن گسلس معکوس در زون گذار زاگرس- مکران دارد. با توجه به راستای تنش به دست آمده در این مطالعه (حدود  $N5^\circ$ ) و روند سامانه گسلی ZMP (حدود  $N160^\circ$ )، سازوکاری ترفشارشی برای ZMP انتظار می رود. همچنین، سامانه گسلی سوزواران- جیرفت- کهنوج (SJK) در شمال شرقی آن، با روند تقریبی شمالی- جنوبی دارای سازوکاری



است. همچنین، اصطکاک در هنگام لغزش گسلی در مکران در مقایسه با ناحیه زاگرس بیشتر است، که می‌تواند دلیلی مبنی بر بالا بودن نرخ لرزه‌خیزی در زاگرس باشد. آنالیز خط‌نشان می‌دهد که روش وارون‌سازی توأم تکرار شونده نسبت به روش مایکل، برای یافتن میدان تنش برتری دارد. بررسی میزان تأثیر پارامترهای ورودی وارون‌سازی نشان‌دهنده تغییرات مقدار شیب در یافتن موقعیت بیشینه تنش افقی بیشتر است.

می‌تواند دلیل اندازه کوچک این بردار باشد. بررسی‌ها نشان داد که تنش حال حاضر، که با روش وارون‌سازی توأم تکرار شونده محاسبه شده است، با راستای تنش در نقشه تنش جهانی (World stress map) تطابق دارد. نمودار میله‌ای نسبت شکلی نشانگر تغییر شکل بیضوی تنش و تغییرات تکنونیک حاصل از رژیم فشاری متفاوت شبه جزیره هند و صفحه عربستان در اطراف آن

### کتابنگاری

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.  
صادقی، ح. و شجاع طاهری، ح.، ۱۳۸۵- مشخصه‌های تنش زمین‌ساختی در فلات ایران با استفاده از تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های ثبت شده، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۹، صص. ۱۰۲ تا ۱۱۹.  
میرزائی، ن.، قیطانچی، م. ر.، ناصریه، س.، رئیسی، م.، ظریفی، ز. و طبایی، ق.، ۱۳۸۱- پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌های ایران، دانش نگار، تهران.

### References

- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations, *Tectonophysics* 229, 211-238.
- Angelier, J., 1979- Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, 17-26.
- Bott, M. H. P., 1959- The mechanics of oblique slip faulting, *Geological Magazine* 96, 109-117.
- Byrne, D. E., Sykes, L. and Davis, D. M., 1992- Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone, *Journal of Geophysical Research* 97, 449-478.
- Cannavo, F., 2012- Sensitivity analysis for volcanic source modeling quality assessment and model selection. *Computers and geosciences*, 44, 52-59.
- Carey, E. and Brunier, B., 1974- Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 279, 891.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1983- The gravity field and crustal structure of Iran, In: *Geodynamics project (geotraverse) in Iran*, Geological Survey of Iran, Rep. No. 51, 51-68.
- Dolati, A. and Burg, J. P., 2013- Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran. *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues Frontiers in Earth Sciences*, Springer, 261-277.
- Gephart, J. W. and Forsyth, D. W., 1984- An Improved Method for Determining the Regional Stress Tensor Using Earthquake Focal Mechanism Data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence, *Journal of Geophysical Research* 89, 9305-9320.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H., 1979- A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research* 84, 2348-2350.
- Hoffman, E. O. and Gardner, R. H., 1983- Evaluation of uncertainties in environmental radiological assessment models. in: Till, J.E., Meyer, H.R. (eds) *Radiological Assessments: a textbook on environmental dose assessment*. Washington, DC, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Report No. NUREG/CR-3332.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984- The active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 77, 185-265.
- Jaeger, J. C. and Cook, N. W. G., 1979- *Fundamentals of rock mechanics*, Chapman and Hall, New York, 3rd edition.
- Lacombe, O., Amrouch, K., Mouthereau, F. and Dissez, L., 2007- Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. *Geology*, 35, 263-266.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, S. and 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, TC1003.
- Lay, Th. and Wallace, T., 1995- *Modern global seismology*. Academic Press. San Diego, 521.

- Lund, B. and Slunga, R., 1999- Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: Application to Olfus in southwest Iceland. *Journal of Geophysical Research* 104(B7), 4947-4964.
- Lund, B. and Townend, J., 2007- Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. *Geophysical Journal International* 170, 1328– 1335.
- Maury, J., 2013- Analyse du potentiel sismique d'un secteur lithosphérique au nord-ouest des Alpes. PhD thesis, Université de Strasbourg, France.
- Mckenzie, D. P., 1969- The relation between fault plane solutions for earthquakes and directions of principal stresses. *Bulletine of the Seismological Society of America* 59, 591-601.
- Michael, A. J., 1984- Determination of Stress From Slip Data: Faults And Folds. *Journal of Geophysical Research* 89(B13), 11517–11526.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1998- Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces, *Journal of earthquake prediction research* 7, 465-495.
- Pearson, C., 1982- Parameters and a magnitude moment relationship from small earthquakes observed during hydraulic fracturing experiments in crystalline rocks, *Geophysical Research Letters* 9, 404-407.
- Plateaux, R., Angelier, J., Bergerat, F., Cappa, F. and Stefansson, R., 2010- Stress changes induced at neighbouring faults by the june 2000 earthquakes, south iceland seismic zone. *Terra Nova* 22(2), 79-86.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2003- 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., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafari-Ashtiany, M. and Chery, J., 2002- The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements, *Geophysical Research Letters*, 29.
- Vavryčuk, V., 2014- Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms, *Geophysical Journal International* 199, 69-77.
- Vavryčuk, V., Bouchaala, F. and Fischer, T., 2013- High-resolution fault image from accurate locations and focal mechanisms of the 2008 swarm earthquakes in West Bohemia, Czech Republic, *Tectonophysics* 590, 189–195.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., 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.
- Wallace, R. E., 1951- Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology* 59, 118-130.
- GCMT ([www.globalcmt.org/CMTsearch.html](http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html)).
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Farahbod, A. M., Paul, A. and Mokhtari, M., 2007- The diffuse transition between the Zagros continental collision and the Makran oceanic subduction (Iran): microearthquake seismicity and crustal structure, *Geophysical Journal International*, 170, 182-194.
- Zahradnik, J., Serpetsidaki, A., Sokos, E. and Tselentis, G. A., 2005- Iterative deconvolution of regional waveforms and double-event interpretation of the 2003 Lefkada earthquake, Greece, *Bulletine of the Seismological Society of America* 95, 159-172.

# Calculation the maximum horizontal stress and strain field in around of Zendan- Minab- Palami fault system

Gh. Ghorbani Rostam<sup>1\*</sup>, M. Pakzad<sup>2</sup> and N. Mirzaei<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, Department of Basic Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Teheran, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2015 October 12

Accepted: 2015 December 28

## Abstract

There are two different seismotectonic zones in around of the Zendan- Minab- Palami (ZMP) fault system and the Oman Line, in south of Iran (Makran subduction zone in the east and Zagros collision zone in the west), which led to the complexity of this region. Since studying the stress field is important for accurate perception from elastic features of environment, surveying the exerted the tectonic stresses to the tectonics plates and their magnitude, and description the geodynamic of this region, in this study considered to assessment of stress field and also, maximum horizontal stress (SH) in around of ZMP fault system. To receive this purpose, amount and direction of stress is calculated by iterative joint inversion of earthquake focal mechanism. From east to west of ZMP fault system, with transition from Makran subduction to Zagros collision, direction of SH is reduced from 5.09° in east to 0.9°. To surveying the strain field, we used Global Positioning System (GPS) data. Maximum variance between velocity vector and direction of SH is determined in Bandar-Abbas (BABS) station, that located in adjacent of ZMP fault system. The friction coefficients which obtained in this study show that friction in Makran zone is more than Zagros zone.

**Keywords:** Stress field, Inversion, Focal mechanism, Maximum horizontal stress, Zendan- Minab- Palami fault system.

For Persian Version see 23 to 32

\*Corresponding author: Gh. Ghorbani Rostam; E-mail: gh\_gh\_r@yahoo.com