

مقایسه دگرشکلی‌های زمین‌ساختی جنبا با نتایج رهیافت ژئودتیکی در مناطق گسلی رودبار، ورزقان و خوی

محمد اسگندریپور؛ دانشجوی دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

دکتر محمودرضا هیهات*؛ دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

دکتر شهریار سلیمانی آزاد؛ استادیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

دکتر سید مرتضی موسوی؛ دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

دکتر فرخ توکلی؛ استادیار سازمان نقشه برداری کشور، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۲۹

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۲۴

چکیده

تعیین و بررسی تانسور کرنش پوسته زمین، امکان توصیف فرایندهای ژئودینامیکی همانند تجمع تنش که یک پارامتر مهم در ارزیابی خطر لرزه‌ای به شمار می‌آید را فراهم می‌آورد. در این پژوهش، نرخ کرنش ژئودتیک برای مناطق البرزغربی و آذربایجان با استفاده از داده‌های ژئودتیک و بهره‌گیری از روش المان محدود محاسبه شد. نتایج محاسبه کرنش ژئودتیک برای منطقه خوی برش امتدادلغز راستگرد در راستای NW-SE همراه با مولفه فشاری نشان می‌دهد. این نتیجه با سازوکار گسل‌های منطقه، همچنین با سازوکار زمین‌لرزه‌های رخ داده همخوانی دارد. در گستره شمال تبریز این نتایج در محدوده پیرامون گسل قوشاداگی برش امتدادلغز راستگرد با مولفه فشاری در راستای E-W نشان می‌دهد که با سازوکار هندسی-کینماتیکی گسل قوشاداگی و فوکال مکانیسم زمین‌لرزه‌های رخ داده در این پهنه گسلی همخوانی دارد. در منطقه البرزغربی نتایج بدست آمده از محاسبه کرنش ژئودتیک برای بخش شرقی گستره تا منتهی‌الیه غربی گسل رودبار، برش امتدادلغز چپگرد در امتداد WNW-ESE همراه با کشش عمود بر امتداد ساختارهای منطقه نشان می‌دهد. مقدار و جهت بردارهای سرعت در بخش‌های شمالی و جنوبی غرب رشته‌کوه برش امتدادلغز راستگرد همراه با کشش عمود بر امتداد رشته‌کوه نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: نرخ کرنش ژئودتیک، زمین‌ساخت جنبا، ایران، آذربایجان، البرز غربی.

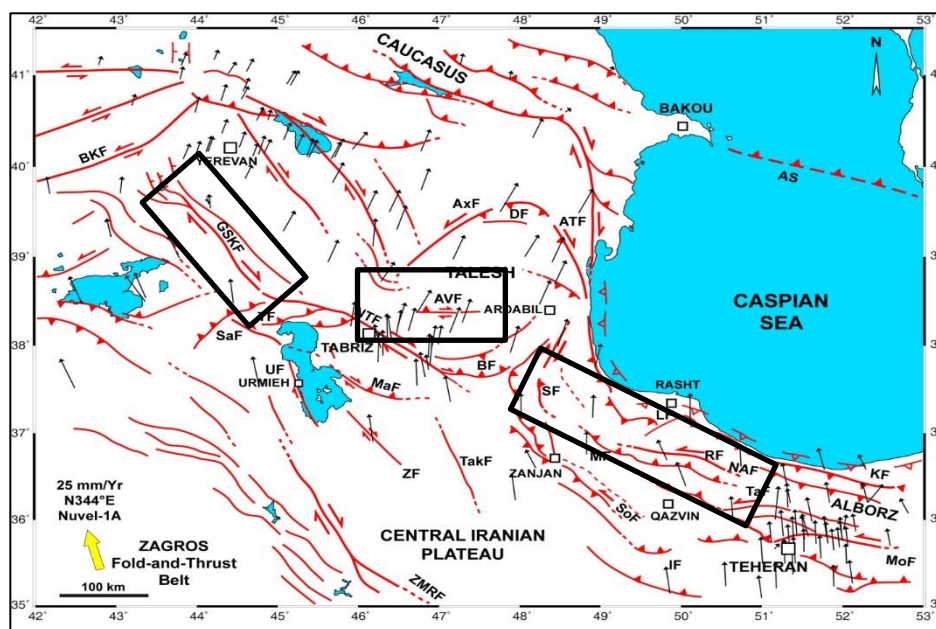
مقدمه

کرنش ژئودتیکی و تغییر شکل لرزه‌ای ثبت شده در طی چند سال اخیر اندازه‌گیری‌های ژئوفیزیکی کوتاه‌مدتی هستند که امکان تعریف تانسورهای نرخ کرنش را فراهم می‌کنند (Masson et al., 2005). استفاده از آنها برای ترسیم و برآورد آهنگ یا همان نرخ کرنش زمین‌شناختی و سوسه‌انگیز و البته چالش برانگیز است. با این حال، برون‌یابی تغییر شکل کوتاه مدت به تغییر شکل زمین‌شناختی بلند مدت همواره خطرات جدی را می‌تواند در پی داشته باشد. به دلیل حرکت گذرا ناشی از چرخه لرزه‌ای، همیشه نمی‌توان مستقیماً از کرنش ژئودتیکی برای ساخت کرنش طولانی مدت استفاده کرد (Masson et al., 2005). کرنش استنتاج شده از سازوکارهای کانونی زلزله نیز باید با احتیاط مورد استفاده قرار گیرد تا اطلاعات زمین‌شناسی قابل اعتمادی به دست آید (Masson et al., 2005). به بیان دیگر، رخداد چند زمین لرزه ثبت شده در یک دوره کوتاه ممکن است معرف جهت و شدت کرنش در مقیاس زمانی بسیار طولانی‌تری نباشد. با این حال، برآورد، محاسبه و بررسی کرنش ژئودتیکی به عنوان دگرشکلی فعال کانونی در سطح پوسته زمین در یک منطقه و مقایسه آن با تغییرشکل‌های لرزه‌ای و یا مکانیسم کانونی زمین لرزه‌های رخ داده در قسمت‌های ژرف آن منطقه و همچنین دگرشکلی‌های مناطق پیرامون، می‌تواند هم در درک بهتر زمین ساخت فعال و هم در ارزیابی خطر زلزله‌های آتی راه‌گشا باشد. باید همواره توجه داشت که پژوهش‌های زمین‌شناختی همچون ریخت‌زمین‌ساخت و دیرینه‌لرزه‌شناسی نیز در تلاشند تا ارتباط آنچه که در ژرفا و در سطح پوسته زمین رخ می‌دهد را بررسی نمایند (Solaymani Azad et al., 2015).

این مقاله به مقایسه تغییر شکل‌های زمین‌ساختی ثبت شده توسط برداشت‌های ژئودتیکی در سه منطقه مجزا از هم خوی، ورزقان و رودبار در آذربایجان ایران و البرز غربی اختصاص دارد. هر سه منطقه یادشده پیشینه لرزه‌خیزی داشته و به شدت تغییرشکل یافته بوده و ویژگی‌های زمین‌ساختی مختلفی نیز دارند. گسل‌های امتدادلغز بزرگ و کوهستان خشن از ویژگی‌های مشترک مناطق مورد مطالعه است و هر سه منطقه مستقیماً تحت تأثیر حرکت رو به شمال صفحه عربستان و اندرکنش آن با تکیه‌گاه خزر جنوبی (Solaymani Azad et al., 2019) قرار دارند. هر سه گستره مورد بررسی دارای سابقه لرزه‌خیزی تاریخی و دستگاهی بوده و با رخداد زمین‌لرزه‌های شدید خسارت‌بار، شناخته شده است. خطر لرزه‌ای یکی از مشکلات اصلی مناطق مورد مطالعه است که توسط زلزله‌های بزرگ اخیر نشان داده شده است. جکسون و مکنزی (۱۹۸۸) تغییر شکل در ایران را بررسی کرده و نسبت لرزه‌ای به تغییرشکل کل نواحی تغییر شکل ایران را برآورد کرده‌اند. در زمانی که هیچ داده ژئودتیکی در دسترس نبود، این نسبت بر پایه مقایسه تانسور نرخ کرنش لرزه‌ای نتیجه‌گیری شده از لرزه‌خیزی دستگاهی و تاریخی و تغییرشکل کل استنتاج شده از حرکت صفحات زمین‌ساختی برآورد است. از آنجایی که ایران در حال حاضر تحت پوشش یک شبکه ژئودزی GPS است از این رو می‌توان تانسور نرخ کرنش ژئودتیکی را محاسبه و آن را با تانسورهای نرخ کرنش لرزه‌ای یا سازوکارهای کانونی زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه مقایسه کرد. بر همین پایه، در پژوهش حاضر بر آنیم تا به انجام این امر در سه ساختگاه یادشده بپردازیم.

جایگاه زمین‌ساختی گستره مورد بررسی

به‌طور کلی، ساختگاه‌های مورد بررسی در پژوهش حاضر در گستره شمال غربی ایران واقع شده‌اند. بخش اصلی دگرشکلی امروزین منطقه شمال غرب ایران ناشی از همگرایی ورقه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا و اندرکنش آن با پوسته به نسبت صلب خزر است (Solaymani Azad et al., 2019). در این میان، از سویی فرورانش رو به شمال تا شمال غرب پوسته اقیانوسی خزر جنوبی و نیروهای وابسته به آن بر پیچیدگی ژئودینامیکی گستره می‌افزاید؛ از سوی دیگر، گوناگونی چشمگیر در ویژگی‌های رئولوژیکی بخش‌های لیتوسفر قاره‌ای و اقیانوسی درگیر در دگرشکلی، نقش بسزایی در تغییرات رفتار جنبشی و ویژگی‌های لرزه‌خیزی این گستره دارد. صفحه عربستان سالانه ۲۲ تا ۲۵ میلیمتر (طول جغرافیایی ۵۱ درجه شرقی)، نسبت به اوراسیا و رو به شمال، جابه‌جا می‌شود (e.g. Vernant et al., 2004; Relinger et al., 2006). این همگرایی با کوتاه‌شدگی پوسته‌ای و گسلش راستالغز در فلات ایران، به ویژه در پهنه‌های دگرشکلی میان قاره‌ای زاگرس، البرز و شمال باختری ایران همراه است. شمال غرب ایران در بخش مرکزی پهنه برخوردی عربی-اوراسیا واقع شده است که در آن تغییر شکل پوسته از میوسن پسین توسط کوتاه‌شدگی N-S مرتبط با گسترش E-W چیره بوده است (e.g. Solaymani Azad et al., 2015; Berberian, 1981, 1997; Cisternas and Philip, 1997; Copley and Karakhanian et al., 2002, 2004; Jackson, 2006). این میدان تنش باعث ایجاد گسل‌های برجسته همراه با زلزله‌های قوی شده و توزیع آتشفشان‌های اخیر را کنترل می‌کند (Solaymani Azad et al., 2002; Karakhanian et al., 2002). بر پایه مشاهدات زمین‌شناسی و مدل‌سازی عددی (ورنانت و چری، ۲۰۰۶)، نرخ کرنش در عرض زاگرس به ۷ میلی‌متر در سال و در بین ایران مرکزی و اوراسیا به ۱۳ میلی‌متر در سال می‌رسد. در شمالی‌ترین مرز برخورد، بیشتر همگرایی در قفقاز و حوضه کورا است که تحت یک انقباض N-S قرار دارند (e.g. Copley and Jackson, 1994; Priestley et al., 1989, 2001; Philip et al., 2006; Forte et al., 2010). با این حال، در شمال باختری ایران، نرخ لغزش راستگرد ژئودتیک قابل توجهی به بیشینه میزان حدوداً ۸ میلی‌متر در سال و بیشتر متمرکز بر پهنه NW-SE گسل شمال تبریز اندازه‌گیری شده است. بر اساس تحلیل داده‌های شبکه GPS (e.g. Masson et al., 2006; Reilinger et al., 2006; Vernant and Chéry, 2006)، بخش بزرگی از این حرکت راستالغز راستگرد در امتداد گسل شمال تبریز و همچنین در امتداد سامانه گسلی گیلاتو-سیه چشمه - خوی (GSKF) (شکل ۱) قرار گرفته است. به باور سلیمانی آزاد و همکاران (Solaymani Azad et al., 2015) گسل شمال تبریز با امتداد NW-SE را می‌توان به‌عنوان تداوم شرقی سامانه گسلی GSKF (Berberian, 1997) و در مجموع با درازای ۶۰۰ کیلومتر در نظر گرفت که پایانه شمال غربی آن در پهنه کششی آتشفشان‌های فعال ارمنستان و پایانه جنوب شرقی آن در پهنه فشاری-برشی کوه بزقوش قرار گرفته است. به باور برخی پژوهشگران (e.g. Jackson, 1992)، در این ناحیه گسلی حرکت‌های راستگرد گسل شمال آناتولی به سمت شرق منتقل می‌شوند، اگرچه که به یکدیگر متصل نیستند (Solaymani Azad et al., 2015).



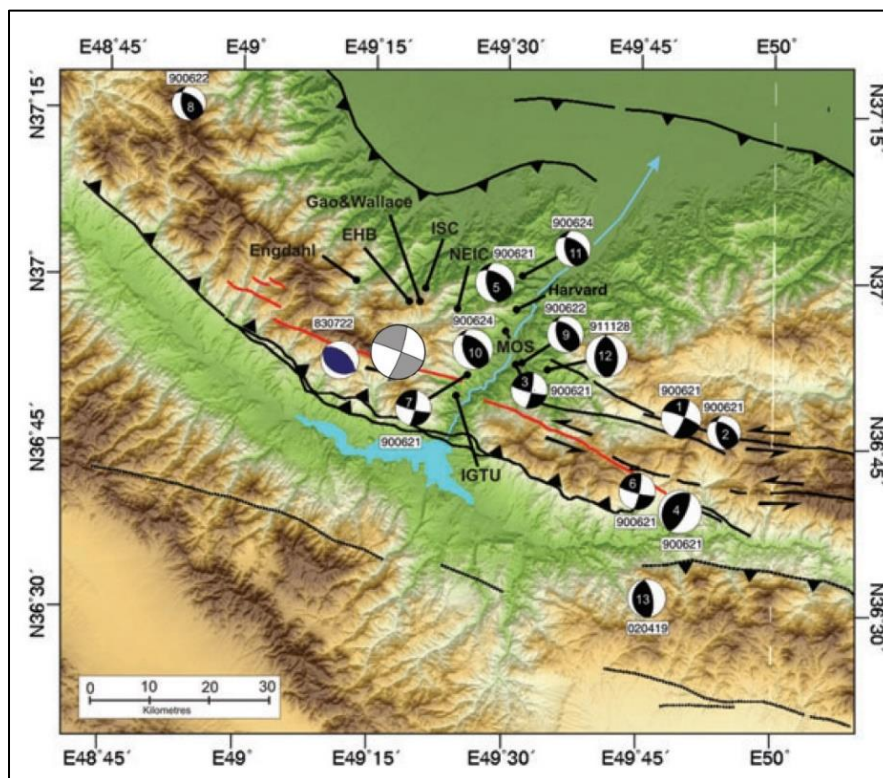
شکل ۱: موقعیت محدوده های مورد مطالعه بر روی نقشه گسل های فعال شمال غربی ایران و نواحی اطراف آن (برگرفته از سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۹). بردارهای سرعت GPS از رلینجر و همکاران (۲۰۰۶) است. GSKF: گسل گیلاتو سیه چشمه خوی؛ NTF: گسل شمال تبریز؛ AVF: گسل اهر-ورزقان؛ RF: گسل رودبار.

جمور و همکاران (۲۰۱۱) مطالعاتی را درباره حرکات کنونی پوسته زمین در شمال غرب ایران و شرق ترکیه بر پایه تحلیل داده های ژئودتیکی شبکه GPS انجام دادند. بر اساس نتایج پژوهش یادشده، نرخ لغزش راستالغز راستگرد در حدود 7 mm/y را برای گسل شمال تبریز بدست آمد که با مطالعات قبلی (Masson et al., 2006; Vernant et al., 2004) همساز بود و نشان داد که جنبش امتدادلغز راستگرد به سمت غرب و در راستای شمال غرب، داخل کشور ترکیه، در امتداد گسل چالدران گسترش پیدا می کند. پژوهش دیرینه لرزه شناختی (paleoseismologic) سلیمانی آزاد و همکاران (۲۰۱۵) گویای کاهش آهنگ این دگرشکلی راستگرد از سوی بخشهای غربی به سوی مناطق شرقی تر آن بود و از این رو همخوان با سامانه گسلی مطرح شده گیلاتو-سیه چشمه-خوی-تبریز است. به باور ایشان، پتانسیل رخداد زمین لرزه های متمرکز در بازه های زمانی و مکانی خاص نیز در اینجا وجود داشته و دارد. با تکیه بر اطلاعات زمین لرزه های تاریخی گسل شمال تبریز رخ داده در سال های ۸۵۸، ۱۰۴۲، ۱۲۷۳، ۱۳۰۴، ۱۶۴۱، ۱۷۲۱، ۱۷۸۰ و ۱۷۸۶ میلادی، (Berberian and Yeats, 1999) چنین نتیجه گرفتند که پتانسیل رخداد زمین لرزه ای مهم در امتداد گسل شمال تبریز (NTF) در طی ۵۰ سال آینده وجود دارد. در مقابل، تغییر شکل در منطقه انتقالی بین تالش و البرز بسیار کند است، و دوره بازگشت برای زمین لرزه های بزرگ مانند رودبار باید بسیار طولانی باشد. ماسون و همکاران (۲۰۰۶) حرکات سطحی پوسته زمین را با استفاده

از داده‌های ژئودتیک GPS اندازه‌گیری کرده و نتیجه‌گیری کردند که گستره شمالی گسل شمال تبریز در جهت NE-SW تحت کشش ۴-۸ میلی‌متر در سال است. جمور و همکاران (۲۰۱۱) با تکرار این آزمایش‌ها با شبکه GPS متراکم‌تر این تخمین را به میزان کششی کمتر از ۱-۲ میلی‌متر در سال برای بخش مرکزی از گسل شمال تبریز کاهش دادند. به هر حال، هردو این مطالعات کشش را برای منطقه شمال شرق تبریز تأیید کردند. وقوع زمین‌لرزه اهر-ورزقان در یازدهم آگوست ۲۰۱۲ نیز نظریه کشش یادشده را به چالش کشید. یکی از رخدادهای زمین‌لرزه اهر-ورزقان بر روی سطح زمین گسیختگی گسلی با راستای شرقی-غربی و سازوکار غالب امتدادلغز راستگرد ایجاد کرده بود (e.g. Solaymani Azad et al., 2014; Copley et al., 2019). این گسل در مکانی متفاوت از گسل شمال تبریز واقع شده است و دارای امتدادی متفاوت از WNW-ESE (امتداد گسل شمال تبریز) است. هر دو این زمین‌لرزه‌ها در شمال شرقی گسل شمال تبریز (NTF) و در ناحیه‌ای اتفاق افتاده‌اند که به نادرستی جمور و همکاران (۲۰۱۱) آن را یک بلوک صلب و ماسون و همکاران (۲۰۰۶) آن را در حال گسترش به شمار آورده بودند. در حال حاضر هیچ زمین‌لرزه با بزرگای متوسط تا بزرگی ($M_w > 5.5$) که نشان‌دهنده گسترش (کشش) فعال در ناحیه شمال شرقی دریاچه ارومیه باشد، وجود ندارد (Copley et al., 2014).

عناصر ساختاری مهم در گستره مورد پژوهش - گسل زمین‌لرزه‌ای رودبار

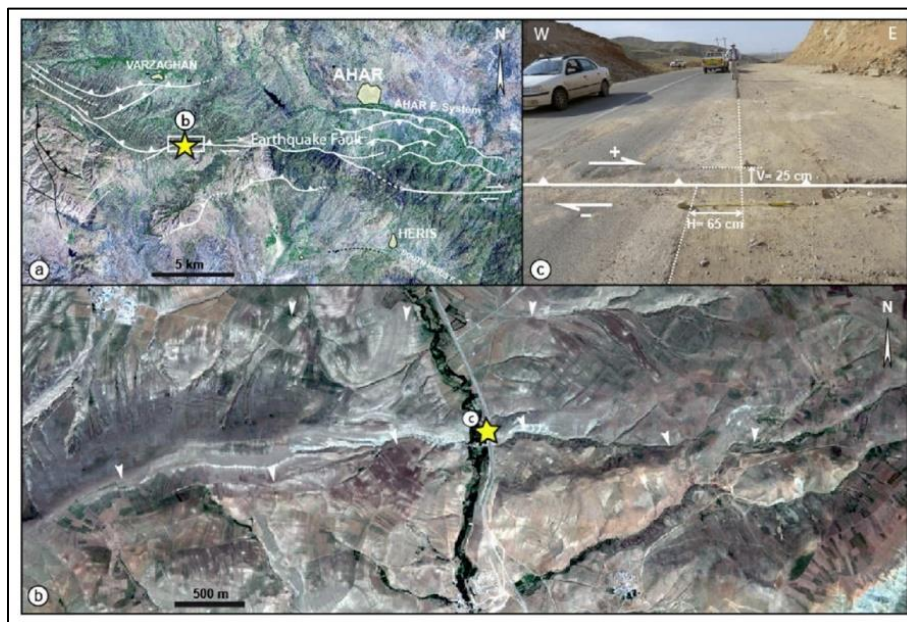
گسل زمین‌لرزه‌ای رودبار-طارم با راستای شرقی-غربی از سه تکه (Segment) ناپیوسته با الگوی نردبانی (En echelon pattern) که به ترتیب از خاور به باختر تکه‌های زرد گلی، کبته و باکلور نامیده شده‌اند (با درازای مجموعاً نزدیک به ۸۰ کیلومتر) که در زمین‌لرزه ۲۰ ژوئن سال ۱۹۹۰ میلادی گسیخته شد (Berberian et al., 1992) (شکل ۲). گسیختگی سطحی، که روی یک گسل کمتر شناخته شده قبلی با تظاهر ژئومورفیک ظریف رخ داد، جابجایی چپگرد و شاقولی بزرگ غیرعادی را در مخالف جهت توپوگرافی موجود نشان داد (Berberian et al., 1992; Tatar & Hatzfeld, 2009; Berberian & Walker, 2010; Solaymani Azad et al., 2019). در راستای گسل، بخش جنوب و جنوب باختری که از دیدگاه توپوگرافی در پایین قرار گرفته است بر خلاف جهت شیب توپوگرافی به سوی بالا حرکت کرده و بخش شمال و شمال خاوری به پایین افتاده است بر این پایه، یافته‌های جدید میدانی سلیمانی آزاد و همکاران (۲۰۱۹) گویای دو و نیم متر جابجایی شاقولی و سه و نیم متر جابجایی راستالغز چپگرد (همخوان با گشتاور لرزه‌ای) در طی این زمین‌لرزه است. سازوکار ژرفی گسلش زمین‌لرزه رودبار - تارم (Berberian et al., 1992; Thio et al. 1990; Tatar & Hatzfeld, 2009) نیز نشانگر حرکت چیره چپگرد برای گسل زمین‌لرزه‌ای در تکه‌های زردگلی-کبته-باکلور در ژرفا است. جابجایی‌های تجمعی نسبتاً کوچک چپ‌گرد مشاهده شده در طول گسل رودبار حاکی از آن است که شروع گسلش چپگرد در این بخش از بلند البرز می‌تواند نسبتاً جوان باشد (Berberian and Walker, 2010).



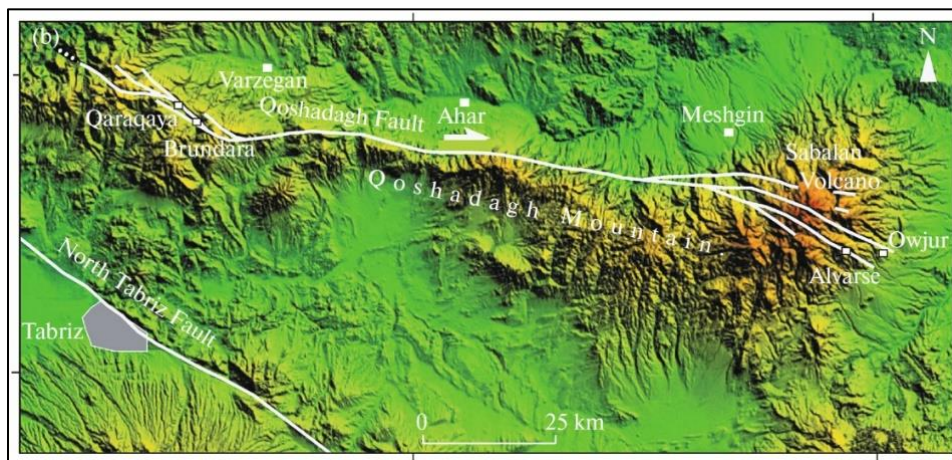
شکل ۲: سازوکار کانونی زمین لرزه اصلی و پس لرزه های زمین لرزه رودبار (برگرفته از Bereberian and Walker, 2010) به همراه سازوکار کانونی زلزله ۱۹۸۳ چرزه (پریستلی و همکاران ۱۹۹۴) که برای متمایز کردن آن از سازوکار کانونی زمین لرزه اصلی و پس لرزه های زلزله ۱۹۹۰ رودبار (به ترتیب خاکستری و سیاه) به رنگ آبی نمایش داده شده است. رومرکز لرزه اصلی سال ۱۹۹۰ که توسط سازمان ها و افراد مختلف به صورت دور لرزه تعیین شده است، با نقاط سیاه نشان داده شده است. گسیختگی سطحی زمین لرزه ۱۹۹۰ با خطوط قرمز مشخص شده است.

- گسل قوشا داغی (گسل زمین لرزه اهر-ورزقان)

گسیختگی گسلی ناشی از زلزله ۱۱ اگوست سال ۲۰۱۲ میلادی در امتداد گسل قوشا داغی (QDF) نشان داد که نواحی گسلی کمتر شناخته شده یا ناشناخته ای وجود دارند که تغییر شکل ترا فشاری شمال غرب ایران را به شکلی فعال در خود مستهلک می کنند (e.g. Solaymani Azad et al., 2019; Faridi et al., 2019) (شکل ۳).



شکل ۳: گسیختگی حاصل از عملکرد گسل قوشاداغی در زمین لرزه ۲۰۱۲ اهر-ورزقان در شمال شرق منطقه تبریز بر روی تصاویر برگرفته از گوگل ارث (الف و ب) و جابجایی عرض جاده در امتداد گسیختگی گسل در مجاورت روستای چاخماق بلاغ سفلی (دید به سمت شمال) (Solaymani Azad et al., 2019).



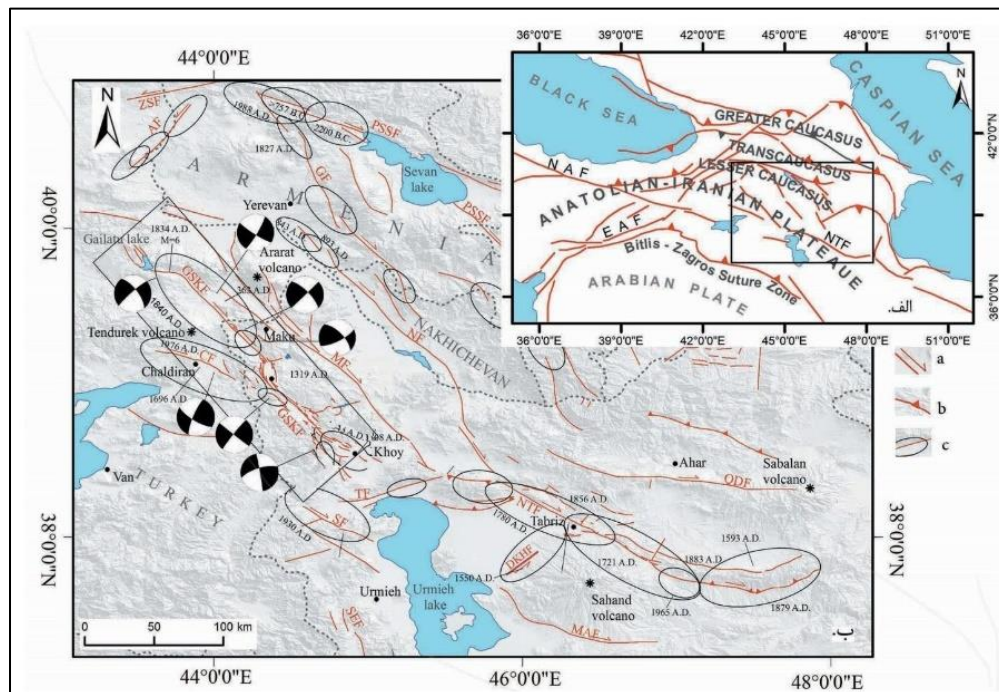
شکل ۴: گسل قوشاداغ (QDF) بر روی تصویر SRTM و موقعیت آن نسبت به گسل شمال تبریز (برگرفته از فریدی و همکاران، ۲۰۱۹). گسل قوشاداغ از سه قطعه تشکیل شده است. در بخش مرکزی دارای امتداد تقریباً شرقی- غربی و در دو انتها دارای امتداد شمال غرب- جنوب شرقی است.

گسل قوشاداغی به طول بیش از ۱۵۰ کیلومتر و با سازوکار غالب راستگرد از جنوب غربی شهر ورزقان تا دامنه جنوب شرقی آتشفشان سبلان امتداد دارد و الگوی سه قطعه‌ای بر روی نقشه را نشان می‌دهد (e.g. Solaymani Azad et al., 2019; Faridi et al., 2019).

بخش مرکزی، تقریباً شرقی - غربی بوده و حد شمالی رشته کوه قوشاداغی را مشخص می‌کند (شکل ۴). در شرق، رشته کوه قوشاداغی به آتشفشان نیمه فعال سبلان پلیو-کواترنری (شکل ۴) ختم می‌شود، جایی که امتداد گسل قوشاداغی NW-SE می‌شود. این جهت‌گیری جدید چندین پایانه گسلی در سراسر کوه سبلان را تشکیل می‌دهد. به باور ایشان، تراککش ایجاد شده در پایانه شرقی گسل قوشا داغی نقش مهمی در تکامل آتشفشان پلیو-کواترنری سبلان داشته است (Faridi et al., 2019). هرچند که بر پایه جابجایی های گسلی تجمعی کوچک، این گسل می‌تواند بسیار جوانتر باشد (Solaymani Azad et al., 2019). بخش غربی QDF مجموعه دیگری از رشته گسل‌های شمال غربی-جنوب شرقی در جنوب غرب شهر ورزقان را شکل داده است. فریدی و همکاران (۲۰۱۹) بر پایه تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های سنجش از دور، ادامه بخش غربی QDF را با گسل فعال نخجوان (NKF)، با امتداد شمال غربی-جنوب شرقی در پیوند می‌دانند.

- گسل گیلاتو - سیه چشمه - خوی

سامانه گسلی گیلاتو-سیه چشمه-خوی-تبریز با درازای ۶۰۰ کیلومتر توسط سلیمانی آزاد (Solaymani Azad, 2009) و از مجموع دو پهنه گسلی تبریز و گیلاتو-سیه چشمه (Berberian, 1997) مرتبط باهم معرفی شد. مطالعات پیشین درباره گسل GSCK توسط پژوهشگرانی چون چالنگو (۱۹۷۷) و بارکا و کادینسکی کید (۱۹۸۸) صورت گرفته و در تمام آنها به سازوکار راستگرد این گسل NW-SE اشاره شده است. سازوکار جنبشی راستگرد این گسل در سازوکارهای کانونی زمین لرزها نیز کاملاً مشخص است. این پهنه گسلی از دریاچه گیلاتو (بالیخ گوئی) ترکیه در شمال غرب تا دشت خوی در جنوب شرق با روند کلی $N145^{\circ}$ ادامه یافته است (Barka & Kadinsky-Cade, 1988; Copley & Jackson, 2006) (شکل ۵). این زون گسلی با امتداد شمال شمال غرب، جنوب جنوب شرق از چندین شاخه گسلی با چینش پلکانی تشکیل شده است (Berberian & Yeats, 1999; Karakhanian et al., 2004; Berberian, 2014). تصویرهای DEM منطقه نشان می‌دهد چهار حوضه کششی جدایشی در اثر جنبش امتداد لغز راستگرد در راستای شاخه‌های گسلی پلکانی راست-پله در منطقه گسلی گیلاتو-سیه چشمه-خوی پدید آمده است (eg. Rahimzadeh & Mirzaei, 2023). سه حوضه کششی جدایشی (در نزدیکی روستاهای کلیسا کندی، سیه چشمه و زورآباد) در ایران و دیگری در منطقه دوغوبایزیت ترکیه واقع شده‌اند. هر یک از حوضه‌ها ۱۲ - ۱۰ کیلومتر طول و ۵ - ۴ کیلومتر پهنا دارند و کناره‌های آنها را پرتگاه‌های گسلی جوان که ارتفاع آنها از شرق به غرب حوضه‌های فروافتاده کاهش پیدا می‌کند، تشکیل داده است (Karakhanian et al., 2004). شکل‌گیری حوضه‌های یادشده قطعه‌بندی سامانه گسلی گیلاتو-سیه چشمه-خوی را امکان پذیر کرده است. کوپلی و جکسون (۲۰۰۶) از روی میزان جابه‌جایی رودخانه‌ها، جابه‌جایی کلی امتداد لغز راستگرد در امتداد گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی را ۱۳ کیلومتر برآورد کرده‌اند. کوپلی و جکسون (۲۰۰۶) با فرض این که گسلش یادشده از ۵.۵-۳.۵ میلیون سال پیش شروع شده باشد، آهنگ لغزش در امتداد این گسل را ۲-۴ میلی‌متر در سال پیشنهاد کرده‌اند.



شکل ۵: موقعیت پهنه عملکرد گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی با کادر سیاه رنگ بر روی نقشه گسلهای جنوبی شمال غرب ایران و مناطق همجوار (بر گرفته از: Berberian, 1997, 1977; Karakhanian et al., 2004; Faridi et al., 2017 and 2019; Solaymani Azad et al., 2015) مشخص شده است. GSKF: گسل گیلاتو سیه چشمه خوی؛ MF: گسل ماکو؛ NTF: گسل شمال تبریز؛ CF: گسل چالدران. زمین لرزه های رخ داده در پهنه عملکرد گسل های گیلاتو-سیه چشمه-خوی، ماکو و چالدران همگی سازوکار راستالغز راستگرد نشان می دهند.

رومرکز میدانی زمین لرزه های تاریخی ۰۲/۰۷/۱۸۴۰، Mw ۷.۴ و ۱۸۴۳/۰۴/۱۸، Mw ۶.۱، به ترتیب در انتهای شمال غربی سامانه گسلی گیلاتو-سیه چشمه - خوی و در نزدیکی خوی تعیین شده است (Ambraseys & Melville, 1982). رومرکز زمین لرزه های ۲۹/۰۴/۱۹۶۸، Mw ۵.۶؛ ۲۲/۰۶/۲۰۱۶، Mw ۴.۳؛ ۲۱/۰۹/۲۰۲۲، Mn ۵.۶؛ ۰۵/۱۰/۲۰۲۲، Mn ۵.۴ و ۲۸/۰۱/۲۰۲۳، Mn ۵.۴ و ۲۸/۰۱/۲۰۲۳، Mn ۵.۴ نیز به فعالیت سامانه گسلی گیلاتو-سیه چشمه-خوی-تبریز نسبت داده شده است. برخلاف شاخه های گسلی شمال غربی و جنوب شرقی گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی، بخش مرکزی گسل به طول ۷۰ کیلومتر، بدون گسیختگی باقیمانده است (Berberian, 2014) و زمین لرزه بزرگی را تجربه نکرده است.

پیشینه مطالعاتی

در سال های اخیر شبکه های GPS متعددی برای مطالعات تغییر شکل زمین ساختی در امتداد گستره کوهزاد آلپ-همیمالیا راه اندازی شده است. در این زمینه، طی دهه های گذشته ارگان های پژوهشی ایرانی و فرانسوی اقدام به راه اندازی شبکه سراسری GPS در ایران کردند. این شبکه جی پی اس اکثر ساختارهای زمین شناسی ایران را پوشش می دهد و برای اندازه گیری تغییر شکل قاره ای در ایران و تعیین سهم نسبی هر ساختار در تطبیق کوتاه شدگی پهنه برخوردی عربستان-

اوراسیا طراحی شده است (e.g. Nilforushan et al., 2003). بررسی تغییر شکل زمین ساختی فعلی پوسته زمین در ایران با پیش‌های GPS نشان می‌دهد که جهت کلی حرکت پوسته در جنوب باختر ایران، نسبت به اوراسیای ثابت (با آهنگ ۲۰-۳۰ میلیمتر در سال) به سمت شمال است (e.g. Nilforushan et al., 2003; Vernant et al., 2004; Reilinger et al., 2006). در بررسی دقیق‌تر مشخص شد که میدان‌های کرنش GPS به چندین ناحیه قابل تقسیم است (Masson et al., 2005; Khorrami et al., 2019). بر این اساس، بلوک ایران مرکزی بطور پایدار حرکت 14 ± 2 mm/y به سمت شمال را نشان می‌دهد. در حالی که بیشتر کوتاه‌شدگی N-S در غرب ایران در دو کمربند کوهزایی اصلی زاگرس و البرز/قفقاز در گسل‌های فعال اصلی احاطه کننده بلوک‌های صلب متمرکز شده است. نرخ کوتاه‌شدگی N-S متمرکز شده در کمربند چین خورده زاگرس 4 ± 2 mm/y در غرب تا 9 ± 2 mm/y در شرق است. در پهنه گذار شمال غرب ایران 12 mm/y به سمت N350 و حوضه کورا 14 mm/y به سمت N26 (Masson et al., 2005). این تفاوت پویایی عمدتاً با فعالیت گسل راستالغز راستگرد شمال تبریز با راستای $N135^\circ$ و پهنه گسل راستگرد-فشاری تالش با راستای $N175^\circ$ مرتبط دانسته شده است (Masson et al., 2006; Djamour et al., 2011). مطالعات گوناگونی توسط پژوهشگران درباره حرکات پوسته و چگونگی توزیع دگرشکلی در مقیاس ایران و مناطق مختلف آن با استفاده از شبکه‌های موردی GPS انجام شده است. ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) و ماسون و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از ایستگاه GPS به مطالعه تغییر شکل پوسته زمین در ایران پرداختند. ماسون و همکاران (۲۰۰۵) به دو طریق نرخ کرنش را برای کل ایران محاسبه نمودند. ایشان با استفاده از داده‌های لرزه‌ای نرخ استرین لرزه‌ای و با استفاده از سرعت ایستگاه‌های GPS، نرخ استرین ژئودتیکی را بدست آوردند. هدف ماسون و همکاران (۲۰۰۵) از این مطالعه تشخیص تغییر شکل لرزه‌ای از تغییر شکل شبه لرزه‌ای بود. ایشان برای شمال غرب ایران، منطقه البرز، کپه داغ و لوت لرزه‌خیزی کم تا متوسط با کرنش ژئودتیک بالا پیشنهاد نمودند. جمور و همکاران (۲۰۱۰)، با استفاده از داده‌های فراهم آمده از ۵۰ ایستگاه موردی و ۲۸ دائمی ایستگاه GPS و سه مشاهده ثقلی که در رشته کوه البرز مستقر شده‌اند، وضعیت جنبشی این منطقه را از دیدگاه ژئودتیکی مورد مطالعه قرار دادند. ایشان حرکت امتدادلغز چپ‌گرد در راستای شرقی-غربی را برای البرز شرقی و همچنین البرز غربی پیشنهاد دادند. افزون بر این، کوتاه‌شدگی‌هایی نیز برای گسل‌های خزر و البرز غربی بدست آوردند. در ادامه، جمور و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از شبکه دائمی GPS مطالعه‌ای بر روی شرق ترکیه و شمال غرب ایران انجام دادند. نتایج مطالعات حرکت قابل توجهی در سراسر گسل رودبار نشان نمی‌دهد، که گویای این موضوع است که زمان تکرار زلزله‌هایی مانند رویداد رودبار باید بسیار طولانی باشد. همچنین نرخ جنبش امتدادلغز راستگرد در حدود ۷ میلی‌متر در سال برای گسل شمال تبریز در توافق با مطالعات قبلی را (Masson et al., 2006; Vernant et al., 2004) تأیید می‌کند. ماسون و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از برداره‌های سرعت ایستگاه‌های GPS در ایران تانسور نرخ کرنش را برای گستره محاسبه نمودند. نتایج آنها نشان می‌داد که در شمال غرب ایران پیچیدگی ساختاری وجود دارد و نرخ کوتاه‌شدگی در آن از سوی شرق به غرب کاهش پیدا می‌کند.

افزون بر این، گستره تالش که در بین حوضه کورا و گسل شمال تبریز قرار دارد صلب به نظر می‌رسد. خرمی و همکاران (۲۰۱۹) با بهره‌گیری از ۱۱۰ ایستگاه شبکه دائمی GPS کشور (IPGN) با اضافه کردن سرعت‌های به‌دست‌آمده از اندازه‌گیری‌های پیمایش GPS در ایران و همچنین از ترکیه و قفقاز، یک میدان سرعت متراکم (۴۰۲ ایستگاه) برای ایران و مناطق مجاور ارایه کردند. در ادامه، ایشان با محاسبه تانسورهای نرخ کرنش، آن را با یک مدل بلوکی که بر مبنای ساختارهای اصلی زمین‌شناسی، مورفولوژیکی و لرزه‌ای از منطقه طراحی شده بود، مقایسه کردند. نتایج پژوهش ایشان بخش بندی تغییرشکل در منطقه آذربایجان را بین سیستم گسلی امتدادلغز راست‌گرد چالدران-تبریز (در جنوب قفقاز کوچک) و کوتاه شدگی شمال قفقاز کوچک (در امتداد جبهه جنوبی قفقاز بزرگ) تایید می‌کنند.

در پژوهش حاضر نیز به بررسی برآورد نرخ کرنش به روش ژئودتیکی در منطقه البرز غربی در محدوده گسل رودبار، منطقه آذربایجان در محدوده گسل‌های ورزقان و خوی خواهیم پرداخت تا با مقایسه نتایج فراهم آمده با میزان لرزه‌خیزی این مناطق ارتباط میان کرنش ژئودتیکی با پتانسیل رخداد زمین لرزه‌ها را مورد بررسی قرار دهیم.

به طور کلی، محورهای تانسور کرنش لرزه‌ای جهت‌گیری‌های نسبتاً مشابهی با آنهایی که از میدان سرعت GPS استخراج می‌شوند، دارند (Masson et al., 2005). این نشان می‌دهد که در بسیاری از موارد لرزه‌خیزی می‌تواند به شکلی غیر مستقیم و کمکی برای بهبود اطلاعات GPS در مورد سبک و جهت تغییر شکل پوسته زمین استفاده شود. مقایسه کرنش‌های لرزه‌ای و ژئودتیکی نشان می‌دهد که نواحی با کرنش‌های شدید عمده‌تاً تغییر شکل بدون لرزه را در جنوب ایران و تغییر شکل لرزه‌ای را در شمال ایران تجربه می‌کنند (Masson et al., 2005). از این رو، تضاد زیادی بین زاگرس (با کمتر از ۵ درصد تغییر شکل لرزه‌ای) و منطقه البرز-کپه-داغ (با بیش از ۳۰-۱۰۰ درصد تغییر شکل لرزه‌ای) مشاهده می‌شود (Masson et al., 2005).

روش تحقیق

در این مطالعه برای محاسبه نرخ کرنش ژئودتیکی از روش مثلث‌بندی دیلانی و بردارهای سرعت ژئودتیکی استفاده شده و تانسور گرادیان سرعت مسطحاتی برای هر مثلث بطور جداگانه محاسبه گردید. عموماً گرادیان سرعت، ترکیبی از دگرشکلی و چرخش (دوران) است، لذا این تانسور دو بعدی، غیر متقارن است و میتوان آن را به دو بخش متقارن و غیر متقارن تقسیم کرد. بخش متقارن تانسور، معرف نرخ کرنش و بخش غیر متقارن آن نرخ دوران صلب را نشان میدهد. به منظور محاسبه تانسور نرخ کرنش ژئودتیکی و برآورد جنبشی منطقه مورد پژوهش از داده‌های GPS چاپ شده در مقاله خرمی و همکاران (۲۰۱۹) استفاده شده است. بردارهای سرعت مورد استفاده در این مطالعه نسبت به چهارچوب اوراسیا هستند. منطقه مورد مطالعه به ۱۲ شبکه مثلثی در منطقه رودبار، ۱۶ شبکه مثلثی در منطقه ورزقان و ۱۴ شبکه مثلثی در منطقه خوی تقسیم شد. در رأس هر مثلث یک ایستگاه GPS قرار دارد.

بر اساس این فرضیه که میدان سرعت v به صورت خطی در داخل هر زیرشبکه مثلثی که شبکه GPS را در بر می‌گیرد، تغییر می‌کند، میانگین گرادیان سرعت افقی $L = \text{grad}(v)$ را بر روی هر مثلث محاسبه می‌کنیم. از آنجایی که گرادیان

سرعت عموماً هم تغییر شکل و هم چرخش را در بر می گیرد، این تانسور دو بعدی نامتقارن است. L را می توان در یک قسمت متقارن و ضد متقارن به صورت زیر جدا کرد:

$$L = \frac{1}{2}(L + L^T) + \frac{1}{2}(L - L^T). \quad (۱)$$

قسمت متقارن آن تانسور نرخ کرنش است در حالی که قسمت پاد متقارن آن معیاری محلی از سرعت چرخش صلب را ارائه می دهد (Malvern 1969). برای اینکه بتوانیم ماتریس استرین را بدست آوریم اولین کار این است که یک مدل جابجایی داشته باشیم. یعنی یک Δx که تابعی باشد از x و y و یک Δy که تابعی باشد از x و y .

معادله (۲)

$$d = \begin{bmatrix} \Delta x(x, y) \\ \Delta y(x, y) \end{bmatrix}$$

$$\begin{cases} \Delta x = \Delta x(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y + a_3xy + a_4x^2 + a_5y^2 + \dots \\ \Delta y = \Delta y(x, y) = b_0 + b_1x + b_2y + b_3xy + \dots \end{cases} \quad (۳)$$

تابعی را که به Δx و Δy برازش داده می شود تابع زیر است و این یک تقریب خیلی خوبی از جابجایی خواهد بود و نیازی نیست که از چند جمله ای های درجات بالاتر استفاده کنیم:

$$\begin{cases} \Delta x = \Delta x(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y \\ \Delta y = \Delta y(x, y) = b_0 + b_1x + b_2y \end{cases} \quad (۴)$$

در این روش برای هر مثلث سه نقطه داریم بنابراین ۶ تا معادله و ۶ تا مجهول ($a_0, a_1, a_2, b_0, b_1, b_2$) وجود دارد. برای حل این سیستم معادلات خطی با استفاده از روش های جبر خطی، می بایست روابط ۱ و ۲ به صورت سه ماتریسی بازنویسی شوند که دو تا از این ماتریس ها شامل کمیت های معلوم و ماتریس دیگر شامل کمیت های مجهول می شود. در حالت دوبعدی معادلات بازنویسی شده برای حالت اولیه به صورت زیر خواهند بود:

معادله (۵)

$$\begin{bmatrix} \Delta xi \\ \Delta yi \\ \Delta xj \\ \Delta yj \\ \Delta xk \\ \Delta yk \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & (xi - xc) & (yi - yc) & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & (xi - xc) & (yi - yc) \\ 1 & (xj - xc) & (yj - yc) & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & (xj - xc) & (yj - yc) \\ 1 & (xk - xc) & (yk - yc) & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & (xk - xc) & (yk - yc) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a0 \\ a1 \\ a2 \\ b0 \\ b1 \\ b2 \end{bmatrix}$$

روش حل رابطه بالا یک کاربرد کلاسیک تئوری معکوس سازی و به ویژه حل مسئله کمترین مربعات خطی بوده و به شکل زیر است:

$$L=A.X$$

که در آن L بردار جابه جایی ها یا سرعت جابه جایی های معلوم، A ماتریس طرح با موقعیت اولیه یا نهایی ایستگاه ها و X بردار مجهولات مسئله است. برای حل کردن مسئله و بدست آوردن بردار X ، بردار L در معکوس ماتریس A ضرب می شود.

$$X=A^{-1}.L$$

تنسور نرخ کرنش ژئودتیکی یک ماتریس 2 در 2 است و فقط اطلاعات تغییر شکل مسطحاتی را در خود جای داده است، و این در صورتی است که تغییر شکل قائم یا بسیار کوچک و یا نامعلوم است.

$$E = \begin{bmatrix} a_1 & b_1 \\ a_2 & b_2 \end{bmatrix}$$

(معادله ۶)

$a_1 = e_{xx}$ $a_2 = e_{xy}$ $b_1 = e_{yx}$ $b_2 = e_{yy}$
مدل جابجایی ساده بیان شده بیانگر نمای تمام حرکات یک جسم می تواند باشد. یک جسم در حالت کلی حرکات زیر را می تواند داشته باشد.

انتقال (۲) دوران (۳) تغییر شکل

همین مدل به ظاهر ساده همه ی این ۳ حرکت را در خود دارد. در مدل بالا a_0 و b_0 بیانگر انتقال و a_1 ، a_2 ، b_1 ، b_2 عناصر ماتریس استرین هستند و بیانگر دوران و تغییر شکل هاست. با توجه به اینکه شبکه بندی محدوده های مورد مطالعه محدود به ایستگاه های GPS است و فضای بین ایستگاه ها همگن در نظر گرفته می شود، تراکم کم ایستگاه ها می تواند منجر به ایجاد خطا شود. علاوه بر موقعیت و تراکم ایستگاه های GPS، هندسه شبکه بندی نیز بر نتایج مطالعات تأثیر مستقیم دارد و راستای نرخ کرنش ژئودتیکی در بین ایستگاه های GPS می تواند با شبکه بندی های متفاوت تغییر کند.

یافته ها و نتایج

برای محاسبه تنسور نرخ استرین ژئودتیکی، از داده های ژئودتیکی استفاده شد. داده های ژئودتیکی شامل مختصات اولیه ایستگاه های GPS و سرعت آنها است. مختصات ایستگاه ها و سرعت آنها (جدول ۱) از مقاله خرمی و همکاران (۲۰۱۹) استخراج و محاسبه شد. به منظور محاسبه تنسور نرخ استرین در مناطق مورد مطالعه ابتدا هر منطقه به روش دیلانی به گونه ای مثلث بندی شد که در هر رأس مثلث یک ایستگاه GPS قرار داشته باشد. با استفاده از مختصات و سرعت سه ایستگاه GPS هر مثلث، به طور میانگین برای مرکز هر مثلث تنسور نرخ استرین ژئودتیکی محاسبه شد. نرخ استرین ژئودتیکی محاسبه شده برای مناطق گسلی ورزقان، خوی و رودبار که شامل مقادیر حداکثر و حداقل کشیدگی و آزیموت های آنها است به ترتیب در جدول های ۲، ۳ و ۴ و شکل های ۶، ۷ و ۸ نشان داده شده است.

جدول ۱: مشخصات ایستگاه های GPS مورد استفاده برای تحلیل، Evel و Nvel به ترتیب مولفه های شرقی و شمالی بردارهای سرعت و ستون های SigVn و SigVe بیانگر عدم اطمینان مولفه های شرقی و شمالی در سطح اطمینان ۹۵٪ هستند. مقادیر بردار سرعت نسبت به چارچوب مرجع اوراسیا هستند.

	No	Site	Long(°E)	Lat(°N)	Evel	SigVe	Nvel	SigVn	Solution
Rudbar Area	1	BOND	50.732	36.623	-1.37	0.74	11.28	0.76	Raeesi
	2	TKBN	50.9301	36.7859	-3.22	0.1	9.94	0.11	IPGN
	3	ATTA	50.1	37.156	-0.14	2.1	13.5	2.09	Raeesi
	4	TLGN	50.745	36.1436	-3.43	0.34	11.42	0.18	IPGN
	5	NEYA	50.045	36.401	-2.21	0.76	11.43	0.8	Raeesi
	6	GHO1	49.812	36.699	-1.37	0.68	12.77	0.71	Raeesi
	7	RSHT	49.6244	37.323	-2.29	0.1	12.89	0.1	IPGN
	8	MARG	48.891	37.187	-0.13	0.7	11.51	0.72	Raeesi
	9	BADA	48.814	36.764	-0.17	0.36	11.61	0.35	Raeesi
	10	HASH	48.922	37.764	2.49	0.44	11.8	0.46	Raeesi
	11	AGKA	48.005	37.169	-0.56	0.53	13.04	0.54	Raeesi
	12	HEFZ	48.458	38	4.13	0.81	12.21	0.85	Raeesi
Varzaghan Area	1	TAZA	47.271	38.27	3.29	0.59	12.22	0.61	Raeesi
	2	MOGH	48.049	39.013	5.79	0.82	11.53	0.85	Raeesi
	3	ORTA	47.869	37.929	3.5	0.61	13.87	0.61	Raeesi
	4	ARDH	47.6501	37.8288	1.02	0.15	12.9	0.16	IPGN
	5	BRMN	47.2884	37.919	1.34	0.17	13.01	0.11	IPGN
	6	KHJE	46.5956	38.1517	2.77	0.18	10.11	0.18	IPGN
	7	AHAR	47.0497	38.4682	3.81	0.16	11.21	0.2	IPGN
	8	KLBR	47.0323	38.8687	4.6	0.18	12.06	0.2	IPGN
	9	KHAV	46.265	38.736	5.46	0.69	10.02	0.69	Raeesi
	10	KHJE	46.5956	38.1517	2.77	0.18	10.11	0.18	IPGN
	11	TABZ	46.3433	38.0557	1.22	0.24	10.83	0.19	IPGN
	12	AMND	46.1552	38.2312	2.33	0.11	11.26	0.12	IPGN
	13	KHAV	46.265	38.736	5.46	0.69	10.02	0.69	Raeesi
	14	BSOF	45.7316	38.674	4.52	0.12	10.82	0.12	IPGN
	15	SHAB	45.887	38.228	1.75	0.38	12.63	0.37	Raeesi

	16	SKOH	46.1229	37.9332	0	0.11	12.55	0.16	IPGN
Khoy Area	1	VLDN	45.1933	38.4915	2.84	0.13	13.52	0.13	IPGN
	2	MMKN	44.771	37.9851	-2.06	0.49	13.63	0.39	IPGN
	3	TASJ	45.3606	38.316	0.22	0.11	13.97	0.1	IPGN
	4	YKKZ	45.4142	38.6721	4.43	0.19	10.68	0.11	IPGN
	5	NZSF	45.1144	38.9988	4.42	0.17	9.64	0.28	IPGN
	6	ZARI	44.5498	38.4458	-0.07	0.11	13.67	0.14	IPGN
	7	MMKN	44.771	37.9851	-2.06	0.49	13.63	0.39	IPGN
	8	KBLG	44.5647	39.0306	4.38	0.25	9.86	0.14	IPGN
	9	OZAL	43.989	38.657	-2.25	0.76	14.84	0.76	Reilinger
	10	POLD	45.0615	39.3514	4.86	0.14	9.66	0.16	IPGN
	11	BZGN	44.3922	39.3792	4.97	0.22	7.95	0.41	IPGN
	12	KKDY	44.1599	39.3323	3.96	0.16	7.41	0.19	IPGN
	13	MRAD	43.759	38.997	-0.51	0.73	11.08	0.54	Reilinger
	14	DBYZ	44.145	39.556	3.71	0.71	7.97	0.72	Reilinger

محورهای کشیدگی بدست آمده برای منطقه ورزقان

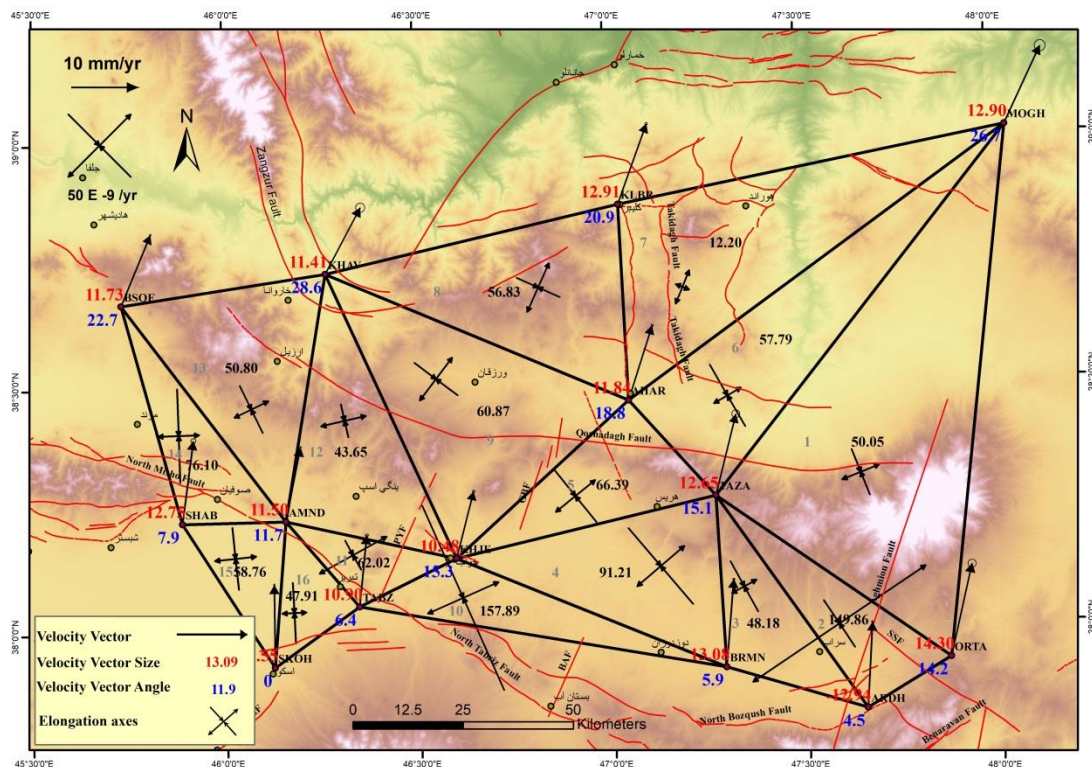
جدول ۲: مقدار نرخ کرنش ژئودتیک منطقه گسل اهر- ورزقان (قوشه داغ) به همراه آزمون محورهای اصلی آن برای هر شبکه مثلی. e1 بیانگر نرخ کرنش محور حداکثر کشش و e2 بیانگر نرخ کرنش محور حداقل کشش است.

Triangle No.	Max horizontal extension (e1H) (nano-strain)	Azimuth of e1H (degrees)	Min horizontal extension (e2H) (nano-strain)	Azimuth of e2H (degrees)
1	22.42	68.63	-27.64	158.63
2	118.06	55.73	-31.79	145.73
3	15.85	60.85	-32.33	150.85
4	35.07	49.54	-56.15	139.54
5	28.74	50.96	-37.65	140.96
6	17.59	60.10	-40.20	150.10
7	20.24	21.68	8.04	111.68
8	30.21	24.30	-26.62	114.30
9	30.40	37.16	-30.48	127.16
10	43.73	66.38	-114.17	156.38
11	43.38	61.27	-18.64	151.27
12	24.65	77.17	-18.99	167.17
13	21.32	64.21	-29.48	154.21
14	23.18	87.87	-52.92	177.87
15	23.46	84.48	-35.30	174.48
16	13.60	87.37	-34.31	177.37

در منطقه ورزقان محورهای حداکثر کشیدگی (e1) بطور عمده کشش در جهت شمال شرق- جنوب غرب و محورهای حداقل کشیدگی (e2) فشارش در جهت شمال غرب- جنوب شرق را نشان می‌دهند (شکل ۶).

بطور کلی همخوانی نسبتاً خوبی بین کرنش ژئودتیک و سازوکار و امتداد گسل‌های منطقه وجود دارد. گسل قوشا داغی که مسبب رخداد حداقل یکی از جفت زمین لرزه‌های ۲۰۱۲ ورزقان است، مهمترین ساختار منطقه در شمال گسل شمال تبریز است. این گسل دارای روند غالب $N95^{\circ}$ در عمده طول گسل (قطعه میانی) است. محورهای حداقل و حداکثر کشیدگی با امتداد گسل قوشا داغی زاویه حاده ساخته و با حرکت راستگرد در امتداد گسل همخوانی دارند (شکل ۶). محورهای حداقل

کشیدگی (فشارش) بزرگتر از محورهای حداکثر کشیدگی بوده و همراه با سازوکار امتدادلغز راستگرد مولفه فشارش نیز انتظار می رود. بردارهای سرعت GPS بدست آمده برای ایستگاههای KHAV، KLBR، AHAR، MOGH واقع در بخش های شمالی منطقه نسبت به بردارهای سرعت بدست آمده برای ایستگاه های AMND، KHJE، TAZA واقع در بخش های جنوبی منطقه انحراف بیشتری را به سمت شرق نشان می دهند که وجود برش راستالغز راستگرد در منطقه را تأیید می کند.



شکل ۶: محورهای حداکثر و حداقل کشیدگی حاصل از میدان های سرعت GPS در منطقه ورزقان، فلش های بزرگ تر بردارهای سرعت و فلش های همگرا و واگرا محورهای کشیدگی مربوط به هر مثلث در منطقه هستند. اعداد قرمز رنگ مربوط به اندازه بردار سرعت و اعداد آبی رنگ مربوط به زاویه بردار سرعت نسبت به شمال است. نقشه گسل ها بر مبنای نقشه گسل های فعال ایران (حسامی و جمالی، ۲۰۰۳) و نقشه های زمین شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ تهیه شده است.

- محورهای کشیدگی بدست آمده برای منطقه خوی

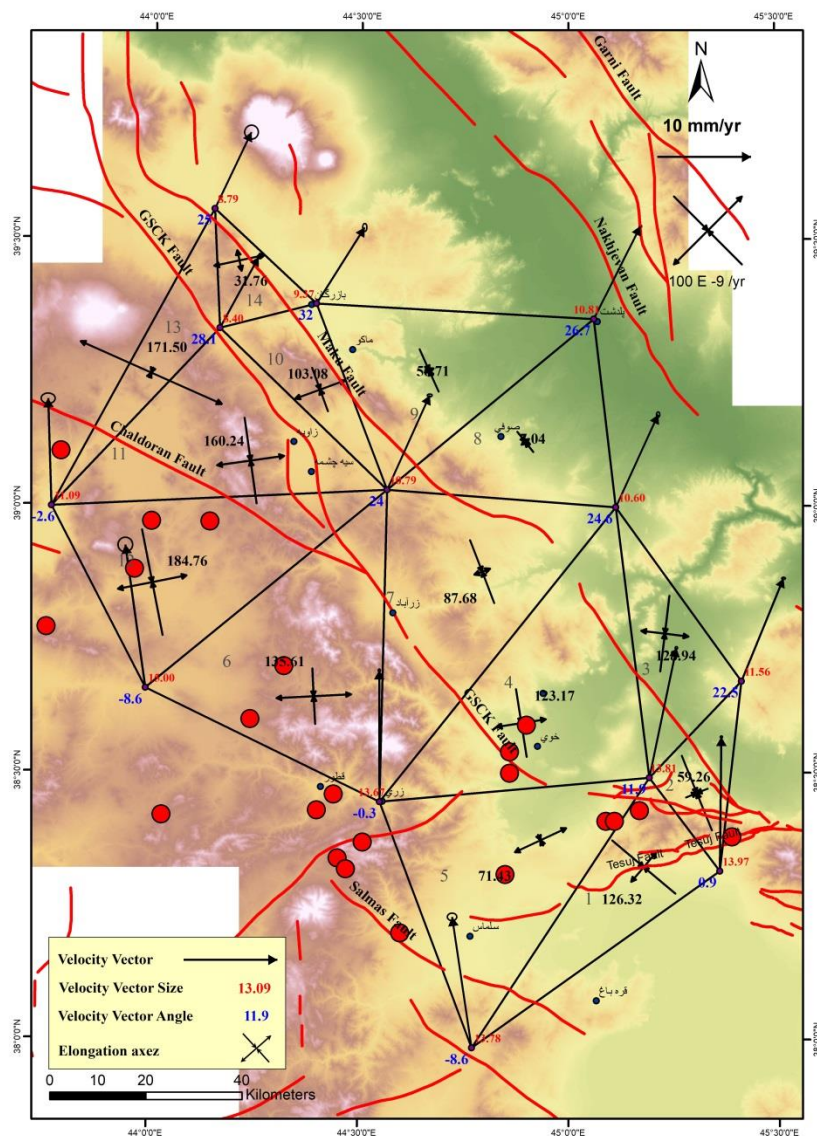
برای منطقه خوی از داده های ۱۴ ایستگاه GPS برگرفته از مقاله خرمی و همکاران (۲۰۱۹) استفاده شده است (جدول ۱). منطقه به ۱۴ مثلث تقسیم بندی شده است. مقادیر و جهت گیری محورهای کشیدگی بدست آمده برای هر مثلث به ترتیب در جدول (۲) و شکل (۷) آمده است. در منطقه خوی محورهای حداکثر کشیدگی (e_1) دارای امتداد عمومی شرق شمال شرق - غرب جنوب غرب در غالب منطقه مورد مطالعه است و برای این جهت کشش را نشان می دهد. محورهای حداقل

کشیدگی (e₂) نیز بطور عمده فشارش شمال شمال غرب- جنوب جنوب شرق را نشان می‌دهند. کمترین مقدار حداقل کشیدگی در مثلث شماره ۵ و در انتهای جنوب شرقی گسل سیه چشمه- خوی قرار دارد. در کل محورهای کشیدگی در منطقه خوی با جابجایی راستگردی که در گسل‌های با امتداد شمال غرب- جنوب شرق وجود دارد، همخوانی خوبی نشان می‌دهد. با توجه به جهت‌گیری محورهای کشیدگی در منطقه خوی مولفه فشارش غالب در این منطقه دارای راستای شمال شمال غرب- جنوب جنوب شرق است. راستای فشارش غالب در منطقه با امتداد گسل سیه چشمه- خوی زاویه حاده می‌سازد (شکل ۷) و با سازوکار امتداد لغز راستگرد گسل همخوانی دارد.

جدول ۳: مقدار نرخ کرنش ژئودتیک منطقه گسلی خوی به همراه آزیموت محورهای اصلی آن برای هر شبکه مثلی e₁ بیانگر نرخ کرنش محور حداکثر کشش و e₂ بیانگر نرخ کرنش محور حداقل کشش است.

Triangle N.	Max horizontal extension (e _{1H}) (nano-strain)	Azimuth of e _{1H} (degrees)	Min horizontal extension (e _{2H}) (nano-strain)	Azimuth of e _{2H} (degrees)
1	40.39	40.01	-85.93	130.01
2	-24.35	68.05	-83.62	158.05
3	49.53	97.46	-79.41	7.46
4	51.73	81.13	-71.44	171.13
5	59.01	65.59	-12.41	155.59
6	77.80	86.93	-57.81	176.93
7	17.61	68.69	-70.07	158.69
8	4.36	52.17	-2.68	142.17
9	8.39	65.90	-48.33	155.90
10	54.94	69.66	-48.13	159.66
11	70.54	82.13	-89.69	172.13
12	72.85	79.34	-111.91	169.34
13	160.53	113.98	-10.98	23.98
14	53.77	77.75	22.00	167.75

بردارهای سرعت GPS بدست آمده برای ایستگاه‌های MRAD، OZAL و ZARI که در جنوب غرب امتداد گسل GSCK قرار دارند نسبت به بردارهای سرعت GPS ایستگاه‌های DBYZ، BZGN، NZSF و YKKZ واقع در شمال شرق گسل GSCK حرکت راستگرد موجود در گسل گیلاتو- سیه چشمه- خوی، چالدران و ماکو را تایید می‌کند.



شکل ۷: محورهای حداکثر و حداقل کشیدگی حاصل از میدان‌های سرعت GPS در منطقه خوی، فلش‌های بزرگ‌تر بردارهای سرعت و فلش‌های همگرا و واگرا محورهای کشیدگی مربوط به هر مثلث در منطقه هستند. اعداد قرمز رنگ مربوط به اندازه بردار سرعت و اعداد آبی رنگ مربوط به زاویه بردار سرعت نسبت به شمال است. نقشه گسل‌ها برگرفته از سلیمانی (۲۰۱۵).

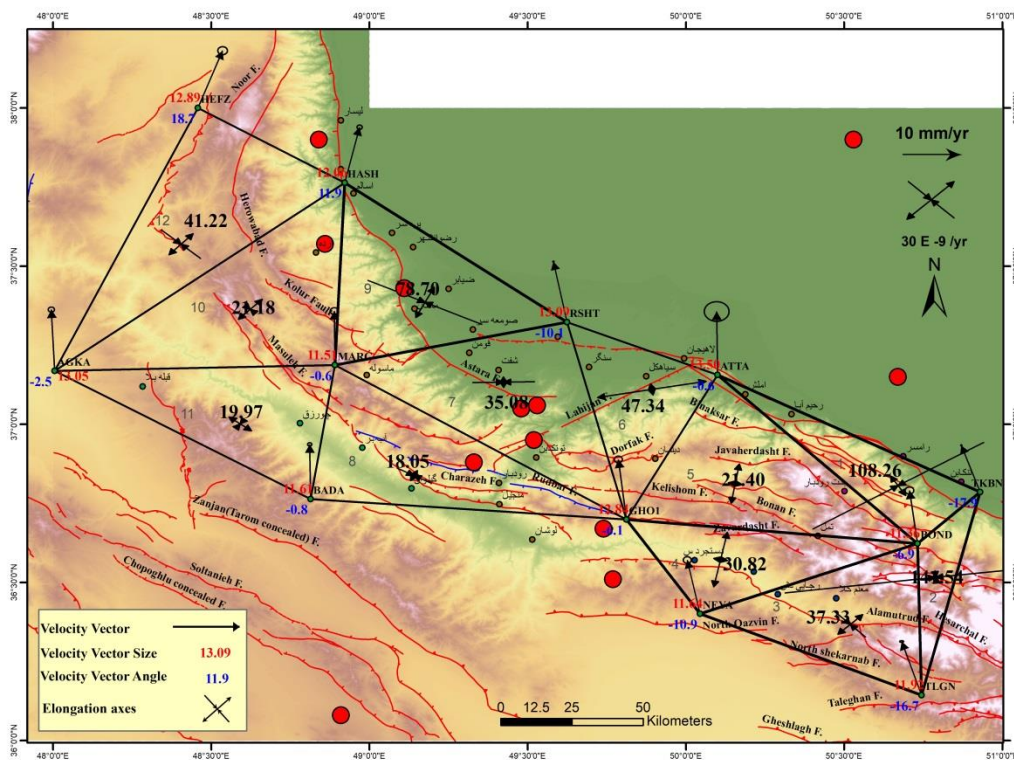
- محورهای کشیدگی بدست آمده برای منطقه رودبار

جدول ۴: مقدار نرخ کرنش ژئودتیک منطقه گسلی رودبار به همراه آزمایشات محوره‌های اصلی آن برای هر شبکه مثلثی e1 بیانگر نرخ کرنش محور حداکثر کشش و e2 بیانگر نرخ کرنش محور حداقل کشش می‌باشد

Triangle N.	Max horizontal extension (e1H) (nano-strain)	Azimuth of e1H (degrees)	Min horizontal extension (e2H) (nano-strain)	Azimuth of e2H (degrees)
1	13.46	147.81	-94.80	57.81
2	-1.75	172.74	-143.29	82.74
3	16.54	45.82	-20.79	135.82
4	32.51	11.84	1.69	101.84
5	23.28	10.16	1.88	100.16
6	51.68	80.59	4.34	170.59
7	6.22	0.01	-28.86	90.01
8	0.30	30.21	-17.75	120.21
9	19.77	27.31	-58.93	117.31
10	16.25	44.63	-4.93	134.63
11	13.29	128.77	-6.68	38.77
12	16.71	44.15	-24.51	134.15

برای منطقه رودبار از داده‌های ۱۲ ایستگاه GPS برگرفته از مقاله خرمی و همکاران (۲۰۱۹) استفاده شده است (جدول ۱). منطقه به ۱۲ مثلث تقسیم‌بندی شده است (شکل ۸) و مقادیر محوره‌های کشیدگی برای هر مثلث محاسبه شده است (جدول ۴). مقادیر کشیدگی (e) بدست آمده برای منطقه البرز غربی نسبت به دو منطقه پیرامون گسل زمین‌لرزه ورزقان و گسل‌های پهنه خوی اعداد کوچکتری را نشان می‌دهند. میانگین راستای محوره‌های حداکثر کشیدگی (e1) در محدوده مورد مطالعه در البرز غربی دارای روند شمال شرق-جنوب جنوب غرب (N18°E) و عمود بر امتداد ساختارهای منطقه و راستای میانگین محوره‌های حداقل کشیدگی (e2) دارای روند غرب شمال غرب-شرق جنوب شرق (N108°E) و هم امتداد با ساختارهای اصلی می‌باشند. محوره‌های کشیدگی بدست آمده در اکثر مثلث‌ها دارای امتداد یکسان و مقادیر متفاوت است. محوره‌های حداکثر کشیدگی بدست آمده برای مثلث‌های ۴ و ۵ کششی در امتداد شمال شرق-جنوب جنوب غرب و عمود بر امتداد گسل‌های شاهرود، زواردشت، کلیشم، کشاچال، بنان و پیرکوه نشان می‌دهند و این در حالی است که مولفه غالب این گسل‌ها دارای سازوکار فشاری است. مقادیر حداقل کشیدگی در این مثلث‌ها هم امتداد با ساختارها و بسیار کوچک می‌باشد. بردارهای سرعت در دو بخش شرقی و غربی رشته کوه در البرز غربی نمایش متناقضی دارند. بردارهای سرعت بدست آمده برای ایستگاه‌های TLGN، NEYE، GH01 واقع در بخش‌های جنوبی شرق رشته کوه نسبت به ایستگاه‌های TKBN و RSHT واقع در بخش شمالی شرق رشته کوه برش چپگرد نشان می‌دهد و این در حالی است مقادیر کشیدگی بدست آمده از محاسبه کرنش ژئودتیک در این منطقه گویای برش راست‌گرد است. با در نظر گرفتن واگرا بودن محوره‌های حداکثر کشیدگی، در این بخش از رشته کوه برش چپگرد همراه با کشش بدست می‌آید. بردارهای

سرعت بدست آمده برای ایستگاه‌های واقع در بخش‌های جنوبی غرب رشته کوه در ایستگاه‌های BADA و AGKA نسبت به ایستگاه‌های HASH و HEFZ که در شمال غرب رشته کوه قرار دارند برش راستگرد نشان می‌دهد و محورهای حداکثر کشیدگی عمدتاً عمود بر امتداد رشته کوه و ساختارهای اصلی در منطقه است. با در نظر گرفتن واگرا بودن محورهای حداکثر کشیدگی، در این بخش از رشته کوه برش راستگرد همراه با کشش را برای آن می‌توان پیشنهاد داد.



شکل ۸: محورهای حداکثر و حداقل کشیدگی حاصل از میدان‌های سرعت GPS در منطقه رودبار، فلش‌های بزرگ‌تر بردارهای سرعت و فلش‌های همگرا و واگرا محورهای کشیدگی مربوط به هر مثلث در منطقه هستند. اعداد قرمز رنگ مربوط به اندازه بردار سرعت و اعداد آبی رنگ مربوط به زاویه بردار سرعت نسبت به شمال است. نقشه گسل‌ها بر مبنای نقشه گسل‌های فعال ایران (حسامی و جمالی، ۲۰۰۳) و نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ تهیه شده است. گسل رودبار با سازوکار غالب امتدادلغز چپگرد با رنگ آبی و دیگر گسل‌های منطقه از جمله گسل‌های شاهرود، زواردشت، کلیشم، کشاچال، بنان و پیرکوه با سازوکار غالب فشاری با رنگ قرمز مشخص شده است.

مقایسه تعداد زلزله و تغییر شکل ژئودتیکی

طبق نتایج این تحقیق نرخ کرنش ژئودتیک در منطقه‌های مورد مطالعه متفاوت است و همانطور که از جدول‌های ۲، ۳ و ۴ و شکل‌های ۶، ۷ و ۸ قابل استنباط است بیشترین مقدار نرخ کرنش ژئودتیک متعلق به منطقه خوی و کمترین مقدار آن متعلق به منطقه البرز غربی و تالش است. جهت بررسی همبستگی بین نرخ کرنش ژئودتیک و لرزه خیزی منطقه،

کاتالوگ زمین لرزه‌های بزرگ‌تر از ۴ در مقیاس امواج درونی زمین ($M_b \geq 4$) برای بازه ۱۹۰۰ میلادی به بعد (برگرفته از سایت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله) برای مناطق مورد مطالعه تهیه و بر روی نقشه مناطق انطباق داده شد. بیشترین تعداد زمین لرزه مربوط به منطقه خوی با تراکم یک زمین لرزه < 4 به ازاء هر ۱۰۰ کیلومتر مربع و کمترین تعداد زمین لرزه نیز مربوط به منطقه ورزقان با تراکم یک زمین لرزه < 4 به ازاء هر ۳۰۰ کیلومتر مربع است. منطقه البرز با تراکم یک زمین لرزه در هر ۲۰۰ کیلومتر مربع در بین این دو قرار دارد. با توجه به نتایج این مقایسه رابطه معناداری بین نرخ کرنش ژئودتیک و سابقه لرزه‌خیزی (در سال‌های ۱۹۰۰ به بعد) مشاهده نشد.

بحث و نتیجه‌گیری

جهت برآورد جنبشی منطقه مورد پژوهش از داده‌های GPS منتشر شده توسط (Khorrami et al., 2019) استفاده شد. بردارهای سرعت مورد استفاده در این مطالعه نسبت به چارچوب ثابت اوراسیا هستند. این بردارها که مشخصات آنها در جدول (۱) آورده شده است در سطح اطمینان ۹۵٪ برآورد گردیده‌اند. نتایج بدست آمده از کرنش ژئودتیک محاسبه شده برای منطقه البرز غربی برش راستگرد را برای این منطقه نشان می‌دهد و این در حالی است که جهت‌گیری بردارهای سرعت مورد استفاده به روشنی یک برش چپ‌گرد در جهت WNW-ESE در گستره البرز غربی نشان می‌دهد. این برش چپ‌گرد با توجه به واگرا بودن محورهای حداقل کشیدگی (e_2) با یک کشش در جهت NNE-SSW همراه است. در غرب منطقه البرز غربی (منطقه تالش) بردارهای کشیدگی محاسبه شده و جهت‌گیری بردارهای سرعت گویای برش راستگرد در جهت WNW-ESE می‌باشد. نتایج بدست آمده در این تحقیق برای منطقه البرز غربی و تالش با نتایج محققان دیگر (e.g. Masson et al., 2005; Masson et al., 2014; Rashidi & Derakhshani, 2022; Dehkordi et al., 2024) ماسون و همکاران (۲۰۰۵ و ۲۰۱۴) برای منطقه البرز غربی برش راستگرد، رشیدی و درخشانی (۲۰۲۲) و دهکردی و همکاران (۲۰۲۴) برای این منطقه از البرز برش چپگرد پیشنهاد کرده‌اند. نتایج بدست آمده برای غرب البرز غربی (منطقه تالش) در تمامی مطالعات پیشین یکسان بوده و برش راستگرد را نشان می‌دهد. همانطور که در بخش روش تحقیق نیز اشاره شده است یکی از دلایل این تفاوت می‌تواند به هندسه شبکه بندی مربوط باشد. در این مطالعه با توجه به جهت‌گیری بردارهای سرعت و نتایج مطالعات انجام شده محققان دیگر برای این منطقه برش چپگرد در نظر گرفته می‌شود. این نتایج همخوانی خوبی با اثرات اندرکنش تکیه‌گاه خزر جنوبی در همگرایی عربی-اوراسیا در گستره NNW ایران (Solaymani Azad et al., 2019) دارد. صفحه عربی و حوضه جنوبی خزر، با جبهه‌های کمانی شکل پیشرو خود، می‌توانند به ترتیب به عنوان یک فرورونده و یک تکیه‌گاه عمل کنند. در واقع، با توجه به حرکت رو به شمال شرق صفحه عربی، به نظر دکتر سلیمانی آزاد (۲۰۱۹) حوضه خزر جنوبی به عنوان یک فرورونده غیرفعال عمل کرده و تغییر شکل را در اطراف حاشیه‌های جنوبی و غربی خود متمرکز کرده است. طبق این نظر در محدوده مورد مطالعه، مرزهای جنوبی و غربی صفحه خزر جنوبی به ترتیب توسط پهنه‌های برشی چپ‌گرد با امتداد تقریباً W-E (مانند گسل رودبار) و پهنه‌های برشی راستگرد با امتداد

NNW (مانند گسل آستارا-تالش) مشخص شده‌اند. به این مدل حرکت رو به شمال غرب حوضه خزر جنوبی (Ritz et al., 2010 & Djamour et al., 2006) را هم می‌توان افزود.

راستای میانگین تنش فشاری بدست آمده برای منطقه ورزقان $N151^{\circ}$ پیشنهاد می‌شود و این مقدار با نتایج بدست آمده از مطالعات ماسون و همکاران (۲۰۰۵ و ۲۰۱۴) مطابقت خوبی نشان می‌دهد. همچنین نتایج بدست آمده از محاسبه کرنش ژئودتیکی به همراه بردارهای سرعت ترسیم شده در گستره شمالی گسل شمال تبریز که منطقه وسیعی از شرق شهر مرند (در غرب) تا شرق کوه سیلان (در شرق) را بر می‌گیرد. در این پهنه، علی‌رغم تراکم کم ایستگاه‌های GPS (به ویژه در بخش شمال شرقی منطقه)، برش راستگرد بارزی با امتداد تقریباً شرقی- غربی در منطقه شمال گسل شمال تبریز قابل مشاهده است. این برش توسط گسل شمال تبریز ایجاد نمی‌شود و با توجه به موقعیت پهنه گسلی قوشاداگی (که از میانه این گستره عبور می‌کند) می‌تواند مرتبط با عملکرد این گسل باشد. این برش راستگرد با توجه به همگرا بودن محورهای حداقل کشیدگی (e2) بدست آمده از محاسبات کرنش ژئودتیک، با فشارش در جهت WNW-ESE همراهی می‌شود. این نتایج نیز همخوانی خوبی با ترافشارش زمینساختی پیشنهاد شده توسط بسیاری از پژوهشگران در گستره NW ایران (e.g. Jackson et al., 2002; Solaymani Azad et al., 2015) دارد. بردارهای سرعت ژئودتیکی ترسیم شده در منطقه خوی (محدوده عملکرد گسل سیه چشمه-خوی و پیرامون آن)، راستای میانگین تنش فشاری $N165^{\circ}$ نشان می‌دهند که برش راستگرد واضحی با امتداد NW-SE برای این گستره پیشنهاد می‌دهد. این برش راستگرد با توجه به همگرا بودن محورهای حداقل کشیدگی (e2) با فشارش دارای جهت‌گیری NNW-SSE همراه است. تمامی بردارهای سرعت بدست آمده از ایستگاه‌های GPS واقع در شمال شرق منطقه مورد مطالعه (در محدوده پیرامونی سامانه گسلی گیلاتو- سیه چشمه- خوی) نسبت به ایستگاه‌های جنوب غرب منطقه چرخشی در جهت عقربه‌های ساعت را نشان می‌دهند که حاکی از برش راستگرد در این بخش از منطقه مورد مطالعه است. گسل‌های گیلاتو، سیه‌چشمه، خوی، چالدران و ماکو که دارای امتداد شمال غرب- جنوب شرق هستند در این پهنه واقع شده‌اند و هر کدام می‌توانند مسئول مستهلک کردن بخشی از این برش راستگرد باشند. نتایج این مطالعه در منطقه خوی با نتایج بدست آمده از مطالعات ماسون و همکاران (۲۰۰۵ و ۲۰۱۴) مطابقت خوبی نشان می‌دهد. با مراجعه به مطالب بخش جایگاه زمین ساختی و پیشینه مطالعاتی در می‌یابیم که کوتاه شدگی و گسلش راستالغز در منطقه شمال غرب ایران حاصل حرکت رو به شمال صفحه عربستان، نسبت به اوراسیا است (e.g. Solaymani Azad et al., 2015; Berberian, 1981, 1997; Cisternas and Philip, 1997; Copley and Jackson, 2006; Karakhanian et al., 2002, 2004). گسل‌های امتدادلغز راستگرد در شمال غرب ایران مولفه حرکت امتدادی سرتاسری را که در قفقاز با کوتاه شدگی گرفته نمی‌شود در خود جای می‌دهند (Copley and Jackson, 2006). بخش بزرگی از این حرکت راستالغز راستگرد در امتداد گسل شمال تبریز و همچنین در امتداد سامانه گسلی گیلاتو- سیه چشمه - خوی (GSKF) قرار گرفته است (Solaymani Azad et al., 2015).

بر مبنای این تحقیق که موید نتایج مطالعات پیشین است، نرخ کرنش ژئودتیک که با برش راستگرد همراه است از منطقه خوی در شمال غرب به سمت جنوب شرق در البرز غربی کاهش پیدا می‌کند. جایی که به دلیل حرکت به سمت شمال غرب حوضه خزر جنوبی (Ritz et al., 2006 & Djamour et al., 2010) نسبت به اوراسیا باعث ایجاد تاب خوردگی چپگرد در طول رشته کوه البرز می‌شود.

تشکر و قدردانی

بر خود لازم می‌دانیم از آقای دکتر یحیی جمور عضو هیات علمی دانشگاه شهید بهشتی بابت راهنمایی و همراهی در این پژوهش، صمیمانه قدردانی نمایم.

References

- Ambraseys, N.N., & Melville, C.P. (1982). *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, Cambridge, 219 pp.
- Barka, A. A., and K. Kadinsky-Cade (1988), Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence in earthquake activity, *Tectonics*, 7, 663 – 684.
- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J.A., Priestley, K., Wallace, T., 1992. The Rudbar- Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82, 1726–1755.
- Berberian, M., & Yeats, R.S. (1999). Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120–139.
- Berberian, M., Walker, R., 2010. The Rudbar Mw 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western High-Alborz, Iran. *Geophys. J. Int.* 182 (3), 1577–1602.
- Copley, A., Faridi, M., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nazari, H., Oveisi, B., Talebian, M., 2013. The 2012 August 11 Ahar earthquakes: consequences for tectonics and earthquake hazard in the Turkish–Iranian Plateau. *Geophys. J. Int.* 196, 15–21.
- Dehkordi, J., Mousavi, Z., Shabani, E., Abbasi, M., Ghods, A., 2024. Constraint on the active tectonics of the Alborz (Iran) using geodetic data. *Iranian Journal of Geophysics*, Vol 18, No 2, 2024, P. 4
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R., Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network. *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 27–34.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz, J.F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrami, F., 2010. GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophysical J. International* 183, 1287–1301.
- Engdahl, E.R., Jackson, James A., Myers, Stephen C., Bergman, Eric A., Priestley, Keith, 2006. Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, *Geophysical Journal International*. 167 (2), 761–778.
- Ghods, A., Shabani, E., Bergman, E., Faridi, M., Donner, E., Mortezaejad, G., Aziz-Zanjani, A., 2015. The Varzaghan–Ahar, Iran, Earthquake Doublet (Mw 6.4, 6.2): implications for the geodynamics of northwest Iran, *Geophys. J. Int.* 203, 522–540
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophys. J. Int.* 148, 214–245.
- Khorrami, F., Vernant, P., Masson, F., Nilforoushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., Saadat, S. A. Walpersdorf, A., Hosseini, S., Tavakoli, P., Aghamohammadi, A., Alijanzade, M., 2019. An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. *Geophys. J. Int.* 217, 832–843
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M.-R., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, M., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P., Chéry, J., 2003. GPS network monitors the Arabia–Eurasia collision deformation in Iran. *J. Geod.* 77, 411–422.
- Masson, F., Chéry, J., Martinod, J., Hatzfeld, D., Vernant, P., Tavakoli, F., Ashtiani, A., 2005. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from GPS and seismicity data, *GJI* 160.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., Vernant, P., 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin. *Earth Planetary Science Letters* 252, 180–188.
- Rashidi, A., Derakhshani, R., 2022. Strain and Moment Rates from GPS and Seismological Data in Northern Iran: Implications for an Evaluation of Stress Trajectories and Probabilistic Fault Rupture Hazard. *Remote Sens.* 2022, 14, 2219.

- Rashidi, A., Nemati, M., Shafieibafti, S., Pourbeyranvand, S., Derakhshani, R., and Braitenberg, C. (2023a). Structure and kinematics of active faulting in the northern domain of Western and Central Alborz, Iran and interpretation in terms of tectonic evolution of the region. *J. Asian Earth Sci.* 255, 105760. doi:10.1016/J.JSEAES.2023.105760
- Ritz, J.F., Nazari, H., Salamati, R., Shafeii, A., Solaymani, S., Vernant, P., 2006. Active transtension inside Central Alborz: a new insight into the Northern Iran–Southern Caspian geodynamics. *Geology* 34, 477–480.
- Solaymani Azad, S., Nemati, M., Abbassi, M., Foroutan, M., Hessami, K., Dominguez, S., Bolourchi, M., Shahpasandzadeh, M., 2019. Active-couple indentation in geodynamics of NNW Iran: Evidence from synchronous left- and right-lateral co-linear seismogenic faults in western Alborz and Iranian Azerbaijan domains. *Tectonophysics* 754, 1–17
- Thio, H.K., Satake, K., Kikuchi, M. & Kanamori, H., 1990. On the Sudan, Iran, and Philippines earthquakes of 1990 (abstract), *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 71, 1438.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., Tavakoli, F., 2004b. Deciphering oblique shortening of Central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 223, 177–185.