

حل تانسور ممان زمین‌لرزه‌ها در البرز مرکزی و باختری با استفاده از داده‌های ناحیه‌ای

سجاد انصاری^۱، فرزام یمنی‌فرد^۲ و محمد تاناز^۲

^۱ کارشناسی ارشد، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۲ دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۴/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۹/۱۷

چکیده

در این پژوهش تانسور ممان ۲۳ زمین‌لرزه در منطقه البرز باختری و مجاور آن، با روش وارون‌سازی شکل موج در حوزه زمان تعیین شده است. در حاشیه جنوبی دریای خزر و در مجاورت گسل‌های خزر و البرز، سازوکارهای معکوس محاسبه شده، با در نظر گرفتن شیب به‌سوی جنوب این گسل‌ها، معرف راندگی‌های نسبتاً کم‌شیب به‌سوی جنوب خواهند بود. همچنین این شواهد می‌تواند تأیید دیگری بر غالب بودن مؤلفه فشاری در شمال البرز مرکزی باشد. در مجاورت منطقه زمین‌لرزه ۳۱ خرداد ۱۳۶۹ رودبار-طارم، سازوکارهای محاسبه شده ترکیبی از سازوکارهای امتدادلغز بوده و حکایت از یک گستره گسلی پیچیده دارند. در منطقه تالش و در مجاورت گسل‌های ماسوله، سنگاور و بزقوش سازوکارهای حل شده غالباً امتدادلغز هستند که تأییدی بر وجود گستره امتدادلغز مهم در این منطقه است. تنها سازوکار حل شده در حاشیه جنوبی البرز باختری، با در نظر گرفتن امتداد قطعه باختری گسل شمال تهران به‌عنوان صفحه اصلی، معرف حرکت امتدادلغز چپگرد در این منطقه خواهد بود. دو سازوکار محاسبه شده در جنوب البرز باختری دارای مؤلفه غالب معکوس و سازوکاری مشابه با سازوکار زمین‌لرزه ۲۰۰۲ میلادی چنگوره-آوج دارند. ۵ سازوکار حل شده در مجاورت گسل‌های کوشک نصرت و سلطانیه با در نظر گرفتن امتداد این گسل‌ها به‌عنوان صفحه اصلی، معرف حرکت امتدادلغز راستگرد در این منطقه هستند. ژرفای کانونی به‌دست آمده برای زمین‌لرزه‌های مورد مطالعه، میان ۲ تا ۲۰ کیلومتر بوده که نشان‌دهنده شکننده بودن تمام پوسته بالایی در این منطقه است.

کلیدواژه‌ها: البرز باختری، البرز مرکزی، وارون‌سازی، تانسور ممان، زمین‌لرزه‌های محلی، لرزه‌زمین‌ساخت.

*نویسنده مسئول: سجاد انصاری

E-mail: ansari65sajjad@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

کوه‌های بخش باختری البرز مرکزی در شمال ایران در پاسخ به برخورد صفحات عربی و اوراسیا از ۱۲ میلیون سال پیش تغییر شکل پیدا کرده و 53 ± 3 کیلومتر کوتاه‌شدگی را به‌وسیله ترکیب گسلش امتدادلغز و راندگی در خود جای داده است (شکل ۱) (Guest et al., 2006). نرخ کنونی کوتاه‌شدگی البرز توسط داده‌های ژئودزی ماهواره‌ای حدود ۸ میلی‌متر در سال محاسبه شده است (Vernant et al., 2004). این منطقه، محل وقوع بزرگ‌ترین زمین‌لرزه دستگاهی، یعنی زمین‌لرزه ۱۹۹۰ رودبار-طارم با بزرگای ۷/۷ در مقیاس امواج سطحی است (Berberian et al., 1992). در شمال این گستره، حوضه خزر مانند یک بلوک صلب داخل گستره برخوردی عربی-ایران-آسیا رفتار کرده و تغییر شکل در منطقه را به شدت تحت تأثیر قرار داده است. در جنوب این گستره، ایران مرکزی واقع شده که آن هم مانند یک بلوک صلب تغییر شکل کمی را تجربه کرده است.

در این مقاله تانسور ممان زمین‌لرزه‌های کوچک محلی و ناحیه‌ای ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران در محدوده جغرافیایی ۴۷ تا ۵۲ درجه خاوری و ۳۵ تا ۳۹ درجه شمالی محاسبه شده است. سپس با دست‌یابی به تعداد سازوکارهای کانونی بیشتر در منطقه البرز باختری، تصویر دقیق‌تری از لرزه‌زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی در منطقه، به‌ویژه ژرفای زمین‌لرزه‌ها ارائه شده است. در این راستا مجموعاً ۲۳ سازوکار محاسبه، و در کنار دیگر سازوکارهای حل شده برای مطالعه لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد استفاده قرار گرفت. در این پژوهش برای محاسبه تانسور ممان از نرم‌افزار ایزولا (ISOLA) استفاده شده که بسط روش واهم آمیخت (Kikuchi & Kanamori, 1991) برای فواصل محلی و ناحیه‌ای است. در این نرم‌افزار تمام شکل موج مورد استفاده قرار می‌گیرد و توابع گرین با استفاده از روش عدد موج ناپیوسته، ارائه شده توسط Bouchon (1981) محاسبه می‌شود (Sokos & Zahrndnik, 2008).

۲- مروری بر پیشینه مطالعاتی البرز مرکزی و باختری

رشته‌کوه‌های فعال البرز با امتداد تقریباً خاور-باختر به پهنای ۱۰۰ کیلومتر و طول ۶۰۰

کیلومتر با برخورد تکه‌ای از گندوانا با اوراسیا در تریاس بالایی تشکیل شده است (Sengor et al., 1988). رشته‌کوه‌های البرز در باختر با کوه‌های تالش و از خاور به وسیله کوه‌های کپه‌داغ محدود شده و شامل چندین لایه آتشفشانی و رسوبی با سن‌های کامبرین تا ائوسن می‌شود که در طی برخورد در سنوزویک بالایی تشکیل شده‌اند (Alavi, 1996). کوتاه‌شدگی کلی البرز از پلیوسن پیشین در طول جغرافیایی تهران، در حدود ۳۰ کیلومتر تخمین زده شده است (Allen et al., 2003). مرز شمالی البرز، زمین‌دز پالئوتیس است که حاصل برخورد صفحه قاره‌ای ایران مرکزی با توران در تریاس پایانی است (آقائاتی، ۱۳۸۳). مرز جنوبی البرز چندان واضح نیست و گذر از ایران مرکزی به پهنه البرز تدریجی است.

Vernant et al. (2004) با اندازه‌گیری‌های GPS در بازه دو ساله نشان دادند که البرز مرکزی در طول جغرافیایی ۵۱ درجه با نرخ 5 ± 2 میلی‌متر در سال کوتاه‌شدگی را متحمل شده و حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا با نرخ 6 ± 2 میلی‌متر در سال به‌سوی شمال باختری در حال حرکت است. آنها همچنین برش چپگرد با نرخ 4 ± 2 میلی‌متر را در سال در سرتاسر کمر بند مشاهده کردند. (Djamour et al., 2010) استفاده از ۸ سال داده GPS نشان دادند که حرکات در بخش خاوری البرز غالباً امتدادلغز چپگرد است و نرخ این حرکت در طول گسل‌های فیروزکوه-مشاء-طالقان میان ۱ تا ۲ میلی‌متر در سال و روی گسل خزر از خاور به باختر از ۲ تا ۵ میلی‌متر در سال تغییر می‌کند. آنها حرکت غالب کوتاه‌شدگی در باختر البرز را به گسل خزر نسبت دادند (۶ میلی‌متر در سال). همچنین این مطالعات حرکت ساعتگرد حوضه خزر جنوبی را نشان داده است. (Djamour et al., 2010) معتقدند که گسل خزر باختری دارای ۶ میلی‌متر در سال حرکت فشارشی و ۳-۲ میلی‌متر در سال برش چپگرد است و کل فشردگی در البرز باختری توسط این گسل جذب می‌شود. ژرفای زمین‌لرزه‌ها در البرز غالباً کمتر از ۲۰ کیلومتر برآورد شده و بیشتر سازوکارهای کانونی در این کمر بند گسلش معکوس یا امتدادلغز چپگرد را نشان می‌دهند که روی گسل‌های موازی با امتداد کمر بند رخ داده‌اند (شکل ۱)

۴- حل‌های تانسور ممان زمین‌لرزه‌ها

در مجموع شکل‌موج‌های ۱۵۰ زمین‌لرزه با بزرگای بیش از ۳/۵ که از نیمه دوم سال ۲۰۰۴ تا پایان سال ۲۰۱۲ در محدوده مورد مطالعه (میان عرض جغرافیایی ۳۵ تا ۳۹ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۷ تا ۵۲ درجه خاوری) ثبت شده بود بررسی شدند. از این میان، تنها سازوکار ۲۳ زمین‌لرزه‌ها که سیگنال آنها پس از اعمال فیلتر پایین‌گذر ۰/۱ هرتز قابل رؤیت بود، با روش وارون‌سازی تانسور ممان محاسبه و تعیین شد. بزرگی بیشتر رویدادهای انتخابی بیش از ۴ است. این تعداد زمین‌لرزه به سه دسته درجه یک (A)، درجه دو (B) و درجه سه (C) تقسیم شدند. معیار دسته‌بندی پوشش آزمایشی ایستگاه‌های مورد استفاده در فرایند وارون‌سازی، میزان کاهش واریانس برای تمامی سیگنال‌های مورد استفاده در وارون‌سازی و درصد جفت‌نیرو سازوکار حاصل شده، بود. گپ بزرگ‌تر از ۱۸۰ درجه یک امتیاز منفی، کاهش واریانس کمتر از ۴۰ درصد یک امتیاز منفی و درصد جفت‌نیرو کمتر از ۷۰ درصد نیز به‌عنوان یک امتیاز منفی در نظر گرفته شد. رویداد بدون امتیاز منفی درجه یک، با یک امتیاز منفی درجه دو، و با دو امتیاز منفی درجه سوم به‌شمار می‌آید. در شکل ۳ نمایش این سازوکارها به همراه گسل‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲) و در جدول ۵ جزئیات فرایند وارون‌سازی آورده شده است.

۵- ارتباط حل‌های تانسور ممان با سازوکار گسل‌ها

شاخص‌ترین سازوکارها در مجاورت گسل‌های خزر و شمال البرز به‌دست آمده است. رویدادهای ۱۱ و ۱۲ دو زمین‌لرزه با بزرگای گشتاوری ۴/۵ و ۴/۲ و ژرفاهای کمتر از ۸ کیلومتر با سازوکار معکوس با راستای صفحه گسلی قابل انطباق با گسل‌های خزر و شمال البرز (شکل ۳) تأییدی بر سازوکار فشاری در این گستره گسلی است. شیب‌های کم (حدود ۳۰ درجه) به‌سوی جنوب برای یکی از صفحات کمکی محاسبه شده می‌تواند با وجود گسل‌های کم‌شیب در این منطقه در ارتباط باشد که با توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۰۰۴ بلده (Tatar et al., 2007) تأیید شده است. نسبت دادن این زمین‌لرزه‌ها با توجه به محل رومرکز آنها به گسل خزر محتمل‌تر است.

جفت رویدادهای ۲۲ و ۲۳ (با بزرگای گشتاوری ۴/۱، و ۴/۳ و ژرفای ۶ کیلومتر) در ۲۰ کیلومتری ساحل خزر و درون دریا روی داده‌اند (شکل ۳). صفحه رو به جنوب برای این رویدادها با شیب کم (حدود ۳۰ درجه) می‌تواند با وجود راندگی‌های کم‌شیب در حاشیه خزر جنوبی در ارتباط باشد.

رویدادهای ۱۸ و ۱۹ با سازوکار امتدادلغز در مجاورت گسل ایوانکی تعیین محل شده‌اند (شکل ۳) و صفحات کمکی آنها در راستای این گسل نمی‌باشد. رویداد ۱۳ می‌تواند یک سازوکار معکوس با راستای خاور جنوب خاور-باختر شمال باختر و شیب به‌سوی شمال با فعالیت گسل ایوانکی یا کهریزک در ارتباط باشد.

زمین‌لرزه‌های ۱، ۳، ۹، ۱۴، ۱۶ و ۲۱ در مجاورت گسل کوشک نصرت همگی بر یک سیستم گسلی راستگرد دلالت دارند. رویداد ۲ با فاصله رومرکزی اندک از زمین‌لرزه ۲۰۰۲ میلادی آوج، سازوکار مشابه با این زمین‌لرزه (Walker et al., 2005 ; Gheitanchi, 2004)، یک سازوکار معکوس با راستای باختر شمال باختر - خاور جنوب خاور را نشان می‌دهد (شکل ۳). رویداد ۶ نیز سازوکار معکوس با راستای باختر شمال باختر - خاور جنوب خاور مشابه با سازوکار CMT برای زمین‌لرزه ۳۰ آگوست ۲۰۰۲ میلادی است. فاصله کم این سیستم گسلی معکوس و سیستم گسلی امتدادلغز بیان شده در پیرامون گسل کوشک نصرت حکایت از وجود یک سیستم تغییر شکل مرکب از دو سیستم لغزش معکوس و امتدادلغز در این منطقه دارد.

راستای صفحه اصلی سازوکار ۱۰ با توجه به روند جنوب خاور-شمال باختر راستاهای گسل‌های منطقه (گسل شمال تهران و گسل مشا)، جنوب

(Jackson et al., 2002). زمین‌لرزه رودبار - طارم در سال ۱۹۹۰ میلادی با بزرگای گشتاوری ۷/۳ شاهدهی برحسب امتدادلغز چپگرد در امتداد گستره است. گسلش امتدادلغز چپگرد موازی با گستره در البرز خاوری نسبت به البرز باختری واضح‌تر مشاهده می‌شود (Jackson et al., 2002). تعداد کمی از سازوکارهای کانونی، گسلش معکوس با صفحات عمود بر گستره را نشان می‌دهد که دو تا از آنها از پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۹۹۰ میلادی رودبار - طارم و احتمالاً با مناطق انتهایی قطعات گسلی امتدادلغز همراه شده‌اند. از دیگر زمین‌لرزه‌های دستگاهی مهم در منطقه، زمین‌لرزه ۲۰۰۴ میلادی بلده (بزرگای گشتاوری ۶/۲) با سازوکار معکوس در البرز مرکزی است که به فعالیت گسل خزر نسبت داده شده است (Tatar et al., 2007). ژرفای کانونی این زمین‌لرزه ۲۲ کیلومتر و ژرفای پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه، که با دقت بالایی توسط شبکه لرزه‌نگاری موقت محلی نصب شده در گستره ثبت شده‌اند، ۱۰ تا ۳۰ کیلومتر محاسبه شده است. چنین ژرفای کانونی زیاد به جز در زون فرورائش مکران، کمتر در مناطق دیگر در ایران دیده شده است. این در صورتی است که خردزمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه موقت متراکم توسط Ashtari et al. (2005) و Tatar et al. (2012) در حاشیه جنوبی البرز مرکزی و پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۹۹۰ رودبار - طارم در بخش‌های میانی البرز باختری در ژرفاهای کمتر از ۲۰ کیلومتر تا سطح زمین تعیین محل شده‌اند (Tatar & Hatzfeld, 2009).

۳- داده و پردازش

در این پژوهش از شکل‌موج‌های ثبت شده در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (شکل ۲)، برای زمین‌لرزه‌های روی داده از نیمه دوم سال ۲۰۰۴ تا انتهای سال ۲۰۱۲ میلادی، در محدوده عرض جغرافیایی ۳۵ تا ۳۹ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۷ تا ۵۲ درجه باختری، استفاده شده است. کانون زمین‌لرزه‌ها با استفاده از قرائت‌های اعلام شده در پایگاه اینترنتی شبکه لرزه‌نگاری کشوری و مدل سرعت (Abbassi et al., 2010) با نرم‌افزار هایپوسنتر (Lienert & Havskov, 1995) تعیین محل و در فرایند وارون‌سازی استفاده شدند.

برای محاسبه تابع گرین دقیق‌ترین ساختارهای سرعتی به‌دست آمده در منطقه انتخاب شدند. با وجود این ساختارهای سرعتی ساده، محدوده بالای فرانسی ۰/۱۱ هرتز و به علت نوفه موجود، محدوده پایین فرانسی ۰/۰۳ هرتز انتخاب شد. این بازه فرانسی در برخی موارد خاص (با توجه به کیفیت شکل‌موج و میزان نوفه) تغییر می‌کرد. از میان تمام شکل‌موج‌های ثبت شده در هر ایستگاه برای یک رویداد، شکل‌موج‌هایی انتخاب شدند که در بازه فرانسی یادشده نسبت سیگنال به نوفه قابل قبولی داشتند.

حل تانسور ممان با مدل‌سازی کل شکل‌موج، در فواصل محلی و ناحیه‌ای، با استفاده از نرم افزار ایزولا انجام شد (Sokos & Zahradnik, 2008). وارون‌سازی برای گستره‌ای از ژرفاهای کانونی در دو مرحله انجام و بهترین آن (با در نظر گرفتن شرایط مختلف) انتخاب شده است. در مرحله اول جستجوی مرکز ژرفایی زمین‌لرزه از نزدیک سطح زمین (حدود ۲ کیلومتری) با گام‌های ۵ کیلومتری به تعداد ۱۰ گام تا حدود ژرفای ۵۰ کیلومتری سطح زمین انجام شد. پس از به‌دست آمدن یک بیشینه منطقی در مرحله اول، جستجو با گام‌های کوچک‌تر (۳، ۲ و ۱ کیلومتری) در اطراف محل این بیشینه انجام شد.

وارون‌سازی برای گستره‌ای از رومرکزها با توجه به خطای محاسبه شده برای مختصات رومرکز، ± 5 کیلومتر، نیز انجام گرفت و تغییر زیادی در نتایج مشاهده نشد. برای هر رویداد سعی شد با در نظر گرفتن موقعیت مکانی زمین‌لرزه و ایستگاه‌های مورد استفاده در وارون‌سازی بهترین ساختار پوسته از میان چهار ساختار پوسته بیان شده در جدول‌های ۱ تا ۴ انتخاب شود.

مرکزی گسل مشا در حاشیه جنوبی البرز مرکزی باشد. در هر حال تأیید این مسئله نیاز به داده‌های بیشتر دارد.

مشاهده غلبه سیستم راندگی در شمال گستره مورد مطالعه در باختر طول جغرافیایی ۵۳ درجه و غلبه حرکات امتدادلغز در حاشیه جنوبی، نظریه تقسیم لغزش در البرز مرکزی که در مطالعات پیشین مانند (Berberian et al., 1992) و (Tatar et al., 2007 & 2012) به آن اشاره شده را تأیید می‌کند. این غلبه سیستم راندگی در شمال گستره، در مدل‌سازی لغزش گسل‌ها با کمک داده‌های ژئودزی ماهواره‌ای نیز مشاهده می‌شود (Djamour et al., 2010).

طول جغرافیایی ۵۰ درجه، گستره گذر میان دو سیستم گسلی امتدادلغز چپگرد در البرز و سیستم گسلی با امتداد تقریباً شمال - جنوبی در تالش معرفی شده است (Masson et al., 2006; Jackson et al., 2002). چهار سازوکار گوناگونی حل شده در منطقه بر غلبه حرکت امتداد لغز در این منطقه دلالت دارند ولی با این ویژگی که قابل تقسیم به دو گروه بوده و راستای صفحات کانونی آنها منطبق بر راستای گسل‌های نزدیک آنها نمی‌باشد. دو رویداد در مجاورت گسل راندگی ماسوله (سازوکار ۴ و ۵)، حرکت امتدادلغز را در پیرامون این گسل متفاوت از سازوکار راندگی این گسل نشان می‌دهند که با در نظر گرفتن راستای شمال خاوری جنوب باختری برای صفحه اصلی، نشان‌دهنده حرکت چپگرد در این گستره خواهد بود. این سازوکارها مشابه سازوکار زمین‌لرزه ۱۹۹۷ میلادی روی گسل بزقوش است. این در صورتی است که مدل‌سازی لغزش گسل‌ها توسط داده‌های ژئودزی در باختر طول جغرافیایی ۴۹ درجه تغییر رژیم چپگرد به راندگی روی گسل ماسوله و تغییر حرکت چپگرد به راستگرد را در منطقه تالش نشان می‌دهد (Jackson et al., 2002). مدل زمین‌ساختی ارائه شده توسط (Jackson et al., 2002) زیرراندگی کم‌شیب حوضه خزر جنوبی به زیر تالش به‌سوی باختر و مؤلفه امتدادلغز راستگرد در تالش را پیش‌بینی می‌کند. در مقابل دو سازوکار دیگر (سازوکارهای ۷ و ۲۰) که نزدیک گسل‌های سنگاور و بزقوش هستند، با در نظر گرفتن راستای شمال باختر - جنوب خاور برای صفحه اصلی، نشان‌دهنده حرکت راستگرد هستند. این شواهد می‌تواند نشان‌دهنده سیستم گسلی امتدادلغز مزدوج در منطقه تالش واقع در باختر خزر جنوبی است.

مؤلفه قابل ملاحظه امتدادلغز در مجاورت گسل کوشک نصرت و سلطانیه واقع در جنوب گستره و در نظر گرفتن راستای این گسل برای این سازوکارها، نشانگر یک سیستم امتدادلغز راستگرد در این منطقه است. مدل‌سازی لغزش انجام گرفته با داده‌های GPS نیز حرکت راستگرد روی این سیستم گسلی که بخشی از سیستم گسلی امتداد لغز با راستای شمال باختر - جنوب خاور در ایران مرکزی است را نشان می‌دهد (Djamour et al., 2010). به‌نظر می‌رسد بلوک صلب خزر افزون بر البرز تغییر شکل در بخش‌های جنوبی‌تر واقع در ایران مرکزی را نیز تحت تأثیر قرار داده است.

سپاسگزاری

نگارندگان به خاطر در اختیار قرار گرفتن داده‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران کمال تشکر و قدردانی را دارند.

خاور - شمال باختر خواهد بود (شکل ۳). با قبول این نتیجه‌گیری این سازوکار معرف یک گسل چپگرد با مؤلفه معکوس و شیب ۴۰ درجه به‌سوی شمال خواهد بود.

سازوکار ۸ محاسبه شده در منطقه زمین‌لرزه ۱۹۹۰ میلادی رودبار - طارم با در نظر گرفتن صفحه اصلی در امتداد گسل رودبار معرف حرکت امتدادلغز چپگرد در این منطقه است، ولی سازوکار امتدادلغز ۱۷ در کنار گسل لاهیجان متفاوت از سازوکار ۸ یاد شده است. چنین پیچیدگی در سازوکارهای محاسبه شده برای پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۹۹۰ میلادی رودبار - طارم نیز مشاهده شده است (Jackson et al., 2002; Tatar & Hatzfeld, 2009). سازوکارهای ۴، ۵، ۷ و ۲۰ در نزدیکی تالش نیز بر سیستم‌های گسلی امتدادلغز گوناگونی در این منطقه دلالت دارد.

۶- ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها

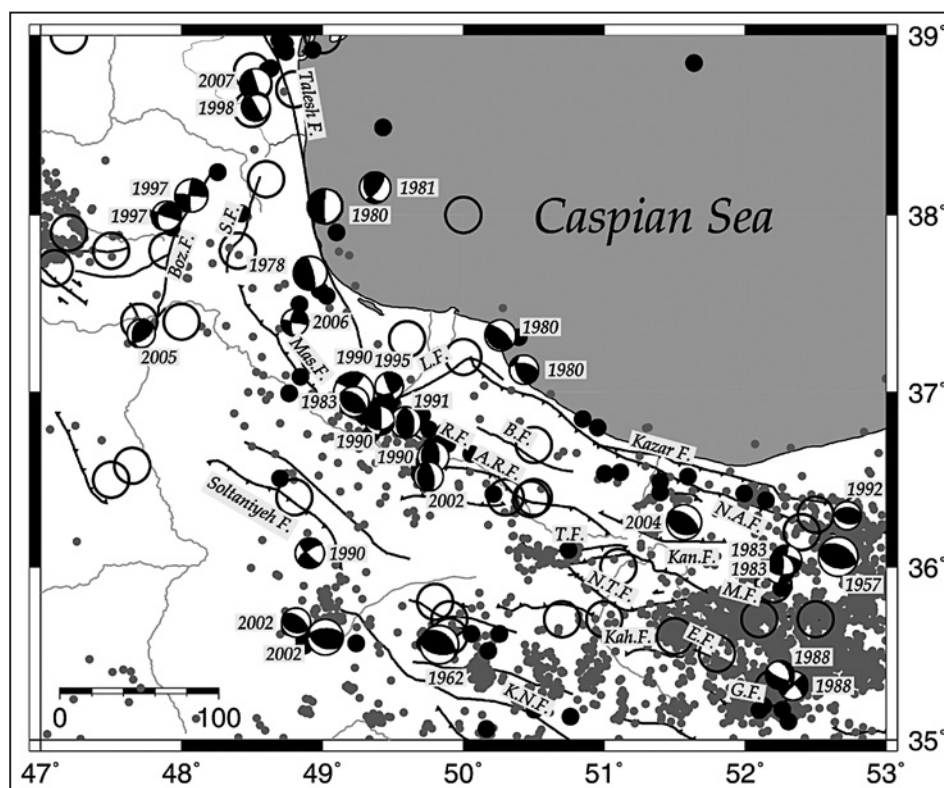
به‌طور کلی ژرفاهای ستروید به دست آمده از این مطالعه در بازه ۲ تا ۲۰ کیلومتر واقع شده است که با نتایج به‌دست آمده در دیگر مطالعات مانند (Tatar & Hatzfeld, 2009; Jackson et al., 2002; Tatar et al., 2007 & 2012) همخوانی دارد. همچنان پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۰۰۴ میلادی بلده که در ژرفاهای بیش از ۲۰ تا ۳۵ کیلومتر نیز تعیین محل شدند (Tatar et al., 2007) یک مورد استثناء است (شکل ۴).

۷- نتایج

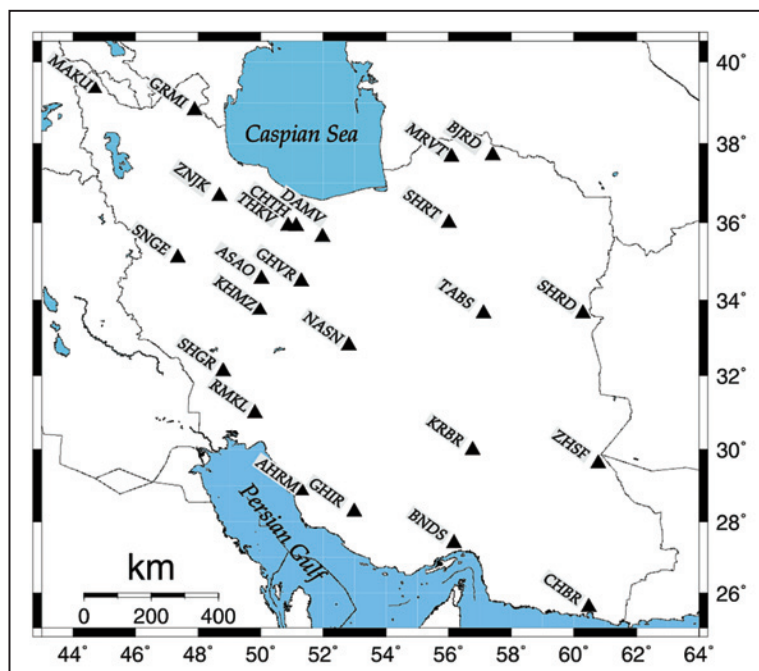
در این مطالعه سازوکار کانونی ۲۳ زمین‌لرزه نسبتاً کوچک با بزرگای گشتاوری ۴/۸ - ۳/۸ با وارون‌سازی تانسور ممان برای منطقه البرز مرکزی و باختری محاسبه شد که با توجه به کوچکی آنها حل تانسور ممان با داده‌های دورلر برای آنها امکان‌پذیر نبوده است. ژرفای کانونی این زمین‌لرزه‌ها نیز در توافق با مطالعات دیگر، وقوع زمین‌لرزه‌ها از نزدیک سطح تا ژرفاهای کمتر از ۲۰ کیلومتر را در البرز تأیید می‌کند. این نتیجه بر قابلیت شکندگی تمامی پوسته بالایی در منطقه مورد مطالعه دلالت دارد و متفاوت از منطقه زاگرس است که زمین‌لرزه‌ها در بیشتر مناطق آن در بخش زیرین پوسته بالایی کریستالین واقع در زیر لایه رسوبی رخ می‌دهند (Talebian & Jackson, 2004; Tatar et al., 2007). امکان شکندگی تمام پوسته یکی از شرایط مورد نیاز برای رخداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۷ در این منطقه است.

سازوکارهای راندگی در شمال گستره البرز مرکزی در مجاورت گسل‌های شمال البرز و خزر و بخش‌های شمالی‌تر در دریا همگی نشان‌دهنده غلبه سازوکار راندگی در شمال البرز مرکزی و باختری است. اظهار نظر قطعی در مورد اینکه این سازوکارها نتیجه فعالیت گسل خاصی بوده یا صرفاً پاسخ محیط به میدان تنش در پوسته هستند نیاز به ثبت و تحلیل زمین‌لرزه‌های بیشتر و مطالعات زمین‌شناسی دقیق در منطقه دارد.

تنها یک رویداد به‌عنوان اولین شاهد زمین‌لرزه‌شناسی برای حرکت چپگرد قطعه باختری گسل شمال تهران و یا گسل مشا واقع در جنوب باختر گسل طالقان مشاهده شد که می‌تواند تأییدی دیگر بر ادامه حرکت امتدادلغز چپگرد مشاهده شده در قطعه

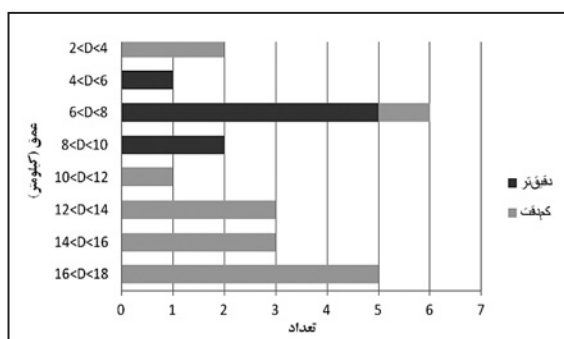
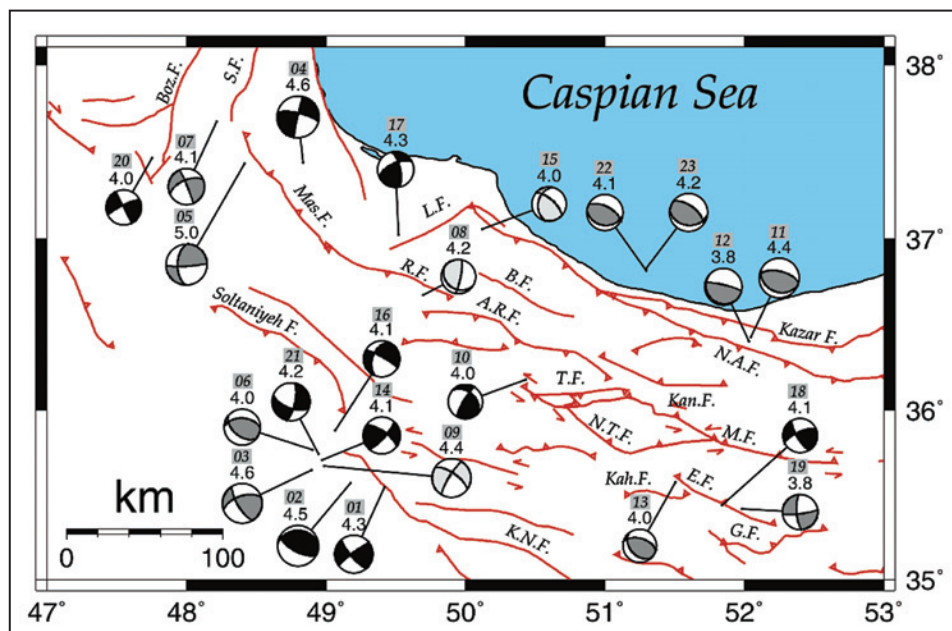


شکل ۱- نقشه لرزه‌خیزی البرز باختری با استفاده از کاتالوگ دستگاهی و تاریخی: دایره‌های سیاه توپر زمین لرزه‌های کاتالوگ Engdahl et al. (2006)؛ دایره‌های خاکستری توپر زمین لرزه‌های کاتالوگ مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از ابتدای سال ۲۰۰۶ میلادی با گپ آزمون کمتر از ۱۸۰ درجه؛ دایره‌های توخالی زمین لرزه‌های تاریخی برگرفته از کاتالوگ زمین لرزه‌های تاریخی Berberian & Arshadi (1976) و Ambraseys & Melville (1982)؛ سازوکارهای حل شده به روش وارون‌سازی امواج پیکری: Jackson et al. (2002); Gheitanchi (2004) و Tatar et al. (2007) سازوکارهای CMT و سازوکار حل شده بر اساس پلارینه موج P (McKenzie, 1972)؛ (G.F.): گسل گرمسار، (K.N.F.): گسل کوشک نصرت، (E.F.): گسل ایوانکی، (Kah.F.): گسل کهریزک، (M.F.): گسل مشا، (N.T.F.): گسل شمال تهران، (Kan.F.): گسل کندوان، (N.A.F.): گسل شمال البرز، (T.F.): گسل طالقان، (A.R.F.): گسل الموتود، (B.F.): گسل بنان، (R.F.): گسل رودبار، (L.F.): گسل لاهیجان، (Mas.F.): گسل ماسوله، (Boz.F.): گسل بزقوش، (S.F.): گسل سنگاور) گسل‌ها برگرفته از حسامی و همکاران (۱۳۸۲).



شکل ۲- نقشه پراکندگی و موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (BIN)؛ بیشینه فاصله ایستگاه از رومرکز زمین لرزه مربوط به زمین لرزه ۱۳۸۳ بلده ($M_w = 4.6$) حدود ۷۰۰ کیلومتر و میانگین فاصله دورترین ایستگاه مورد استفاده در وارون‌سازی برای رویدادها ۴۳۰ کیلومتر است.

شکل ۳- ۲۳ سازوکار به دست آمده در این پژوهش به روش وارون سازی تانسور ممان. سازوکار مشکی: حل درجه یک؛ سازوکار خاکستری تیره: حل درجه دو و سازوکار خاکستری روشن: حل درجه سه (گسل ها برگرفته از حسامی و همکاران (۱۳۸۲)). دایره های سیاه رنگ کانون زمین لرزه ها پس از تعیین محل مجدد، اعداد داخل کادر خاکستری نشان دهنده شماره زمین لرزه در جدول ۵ و اعداد پایین کادر بزرگی گشتاوری زمین لرزه ها است.



شکل ۴- نمودار ژرفایی زمین لرزه های تحلیل شده در این پژوهش (۲۳ مورد)؛ ستون خاکستری تیره نمایانگر زمین لرزه هایی است که ژرفای کانونی برای آنها با دقت بیشتر (در تغییرات ژرفا نسبت به همبستگی) در مقایسه با زمین لرزه های ستون خاکستری روشن مشخص شده اند.

جدول ۱- مدل پوسته یک (شمال تبریز) بر اساس پژوهش (Moradi et al. (2011)؛ ایستگاه های ماکو (MAKU)، گرمی (GRMI) و زنجان (ZJNK).

ژرفا (km)	سرعت موج p (m/s)	سرعت موج s (m/s)	چگالی (g/cm^3)	ضریب کیفیت (موج p)	ضریب کیفیت (موج s)
۰/۰	۵/۲۶	۳/۰۰۹	۲/۷۵۲	۳۰۰	۱۵۰
۴/۰	۶/۰۸	۳/۴۷۸	۲/۹۱۶	۳۰۰	۱۵۰
۲۰/۰	۶/۵۲	۳/۷۳۰	۳/۰۰۴	۳۰۰	۱۵۰
۴۶/۰	۸/۱۰	۴/۶۳۴	۳/۳۲۰	۱۰۰۰	۵۰۰

جدول ۲- مدل پوسته دو (تهران) بر اساس پژوهش (Abbassi et al. (2010)؛ ایستگاه های کاوش (THKV)، دماوند (DAMV)، چاران (CHTH) و کمتر قم (GHVR).

ژرفا (km)	سرعت موج p (m/s)	سرعت موج s (m/s)	چگالی (g/cm^3)	ضریب کیفیت (موج p)	ضریب کیفیت (موج s)
۰/۰	۵/۴۰	۳/۱۱۴	۲/۷۸۰	۳۰۰	۱۵۰
۳/۰	۵/۸۰	۳/۳۴۵	۲/۸۶۰	۳۰۰	۱۵۰
۷/۰	۶/۱۰	۳/۵۱۸	۲/۹۲۰	۳۰۰	۱۵۰
۱۶/۰	۶/۲۵	۳/۶۰۴	۳/۹۵۰	۳۰۰	۱۵۰
۲۴/۰	۶/۴۰	۳/۶۹۱	۲/۹۸۰	۳۰۰	۱۵۰
۳۵/۰	۸/۰۰	۴/۶۱۴	۳/۳۰۰	۱۰۰۰	۵۰۰

جدول ۳- مدل پوسته سه (شاهرود) بر اساس پژوهش (Nemati et al. (2011)؛ ایستگاه های شاهرود (SHRD)، بجنورد (BJRD) و مراوه تپه (MRVT).

ژرفا (km)	سرعت موج p (m/s)	سرعت موج s (m/s)	چگالی (g/cm^3)	ضریب کیفیت (موج p)	ضریب کیفیت (موج s)
۰/۰	۵/۴۰	۳/۱۶۰	۲/۷۸۰	۳۰۰	۱۵۰
۴/۰	۶/۰۰	۳/۵۱۱	۲/۹۰۰	۳۰۰	۱۵۰
۱۲/۰	۶/۳۰	۳/۶۸۶	۲/۹۶۰	۳۰۰	۱۵۰
۳۳/۵	۸/۰۰	۴/۶۸۱	۳/۳۰۰	۱۰۰۰	۵۰۰

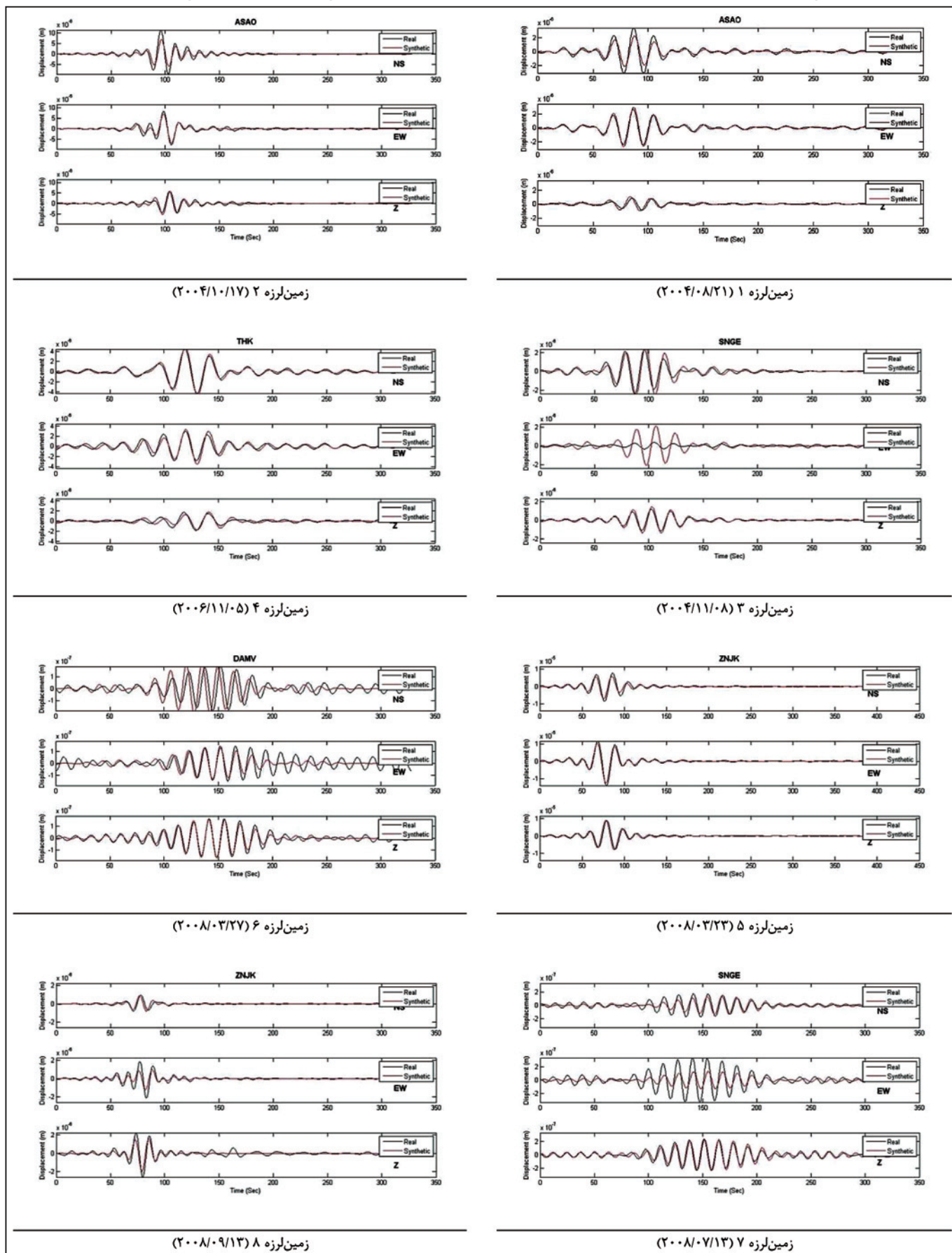
جدول ۴- مدل پوسته چهار (مورد استفاده در شبکه لرزه‌نگاری باندپهن)؛ ایستگاه‌های ایران مرکزی: آشتیان (ASAO)، خمین (KHMZ)، قم (GHVR)، نائین (NASN) و شوشتر (SHGR).

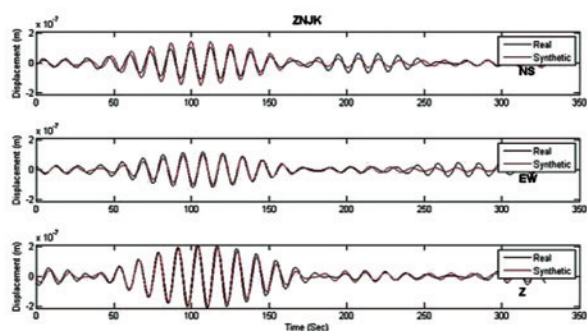
ژرفا (km)	سرعت موج P (m/s)	سرعت موج S (m/s)	چگالی (g/cm^3)	ضریب کیفیت (موج P)	ضریب کیفیت (موج S)
۰/۰	۵/۴۰	۳/۱۲۱	۲/۸۵۰	۳۰۰	۱۵۰
۶/۰	۵/۹۰	۳/۴۱۰	۲/۸۵۰	۳۰۰	۱۵۰
۱۴/۰	۶/۳۰	۳/۶۴۲	۳/۰۰۰	۳۰۰	۱۵۰
۱۸/۰	۶/۵۰	۳/۷۵۷	۳/۰۰۰	۳۰۰	۱۵۰
۴۶/۰	۸/۰۵	۴/۶۵۳	۳/۳۰۰	۳۰۰	۱۵۰
۸۰/۰	۸/۱۰	۴/۶۸۲	۳/۳۰۰	۱۰۰۰	۵۰۰

جدول ۵- جزئیات سازوکارهای حل شده در این پژوهش؛ ستون اول شماره رویداد (مورد استفاده در شکل ۳)؛ ستون دوم تاریخ رویداد (میلادی)؛ ستون سوم تا پنجم زمان رویداد (GMT)؛ ستون ششم تا هشتم محل رویداد؛ ستون نهم ژرفای کانونی نتیجه شده از وارون‌سازی؛ ستون دهم بزرگای گزارش شده از آژانس‌های زمین‌لرزه؛ ستون یازدهم بزرگای گشتاوری حاصل از وارون‌سازی؛ ستون دوازدهم تعداد ایستگاه مورد استفاده در فرایند وارون‌سازی؛ ستون سیزدهم و چهاردهم فاصله نزدیک‌ترین و دورترین ایستگاه استفاده شده در فرایند وارون‌سازی؛ ستون پانزدهم کوچک‌ترین بودن (-) یا بزرگ‌ترین بودن (+) گپ آزمایشی از ۱۸۰ درجه برای ایستگاه‌های مورد استفاده در فرایند وارون‌سازی؛ ستون شانزدهم طول پنجره زمانی مورد استفاده در فرایند وارون‌سازی؛ ستون هفدهم درصد کاهش واریانس (VR)؛ ستون هجدهم درصد جفت‌نیرو (DC)؛ ستون نوزدهم و بیستم بازه فرکانسی (F1 و F4) وارون‌سازی؛ ستون بیست و یکم تا بیستم و ششم امتداد، شیب و خوش‌لغز (Rake) صفحات سازوکار؛ ستون بیست و هفتم تا سی‌ام محورهای فشارش و کششی سازوکار و ستون آخر دسته‌بندی کیفی انجام شده.

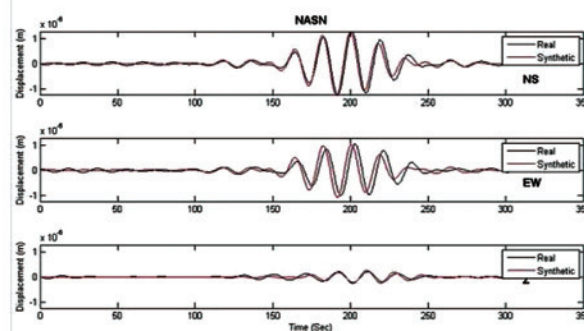
شماره رویداد	تاریخ	ساعت	دقیقه	ثانیه	عرض جغرافیایی (deg)	طول جغرافیایی (deg)	ژرفای یک (km)	ژرفای کانونی (km)	بزرگای محلی	بزرگای گشتاوری	تعداد ایستگاه	نزدیک‌ترین ایستگاه (km)	دورترین ایستگاه (km)	پوشش آزمایشی	پنجره زمانی (sec)	کاهش واریانس	درصد جفت‌نیرو	F1 (mHz)	F4 (mHz)	امتداد یک (deg)	شیب یک (deg)	خوش‌لغز یک (deg)	امتداد دو (deg)	شیب دو (deg)	خوش‌لغز دو (deg)	A_P		A_T		دسته
																										(deg)		(deg)		
																										Pl	Az	Pl	Az	
A	۲۰۰۴۰۸۲۱	۱۳	۵۳	۱۵/۹	۳۵/۴۸۸	۴۹/۴۲۸	۴۶	۲/۵	۴/۳	۴/۳	۴	۱۱۸	۲۳۱	+	۳۲۸	۰/۶۷	۸۱	۲۵	۸۵	۱۴۰	۷۷	۱۷۳	۲۳۲	۸۳	۱۳	۶	۴	۹۷	۱۴	A
A	۲۰۰۴۱۰۱۷	۲۱	۳۱	۲/۷	۳۵/۶۱۷	۴۸/۹۵۶	۱۰	۱۳/۵	۴/۵	۴/۷	۶	۱۵۴	۵۶۱	+	۳۲۸	۰/۴۸	۹۴	۳۰	۱۰۰	۲۷۲	۲۶	۶۶	۱۱۸	۶۶	۱۰۱	۱۹۹	۲۱	۴۸	۶۷	A
B	۲۰۰۴۱۱۰۸	۲۰	۳	۱۹/۴	۳۵/۷۳۱	۴۸/۸۷۸	۱۵	۱۷/۵	۴/۶	۴/۵	۶	۱۵۶	۵۴۷	+	۳۲۸	۰/۶۰	۳۶	۵۰	۷۰	۱۴۹	۷۱	۱۴۶	۲۵۱	۵۸	۲۲	۲۰۳	۸	۱۰۶	۳۷	B
A	۲۰۰۶۱۱۰۵	۲۰	۶	۴۱/۵	۳۷/۳۹۵	۴۸/۸۰۳	۵	۷/۵	۴/۶	۴/۸	۷	۱۷۶	۴۲۱	+	۳۲۸	۰/۴۷	۸۳	۵۰	۱۰۰	۲۸۳	۷۴	۱۷۷	۱۹۲	۸۸	۱۶	۱۴۶	۱۳	۲۳۹	۹	A
B	۲۰۰۸۰۳۲۳	۱۲	۱۲	۳۱/۸	۳۷/۳۱۳	۴۸/۵۰۶	۶/۲	۱۴/۵	۵	۴/۷	۷	۷۳	۶۳۶	-	۴۱۰	۰/۶۱	۸۵	۲۰	۷۰	۱۸۲	۵۴	۹	۸۷	۸۳	۱۴۳	۱۴۰	۱۹	۳۸	۳۱	B
B	۲۰۰۸۰۳۲۷	۶	۴۸	۹۵/۵	۳۵/۸۰۹	۴۸/۸۵۷	۱۳/۳	۶/۵	۴	۴/۱	۷	۱۵۸	۲۸۲	+	۳۲۸	۰/۴۵	۸۹	۶۰	۸۰	۲۷۳	۴۸	۶۵	۱۲۹	۴۸	۱۱۵	۲۱	۰	۱۱۲	۷۲	B
B	۲۰۰۸۰۷۱۳	۲۲	۳۰	۸/۵	۳۷/۸۴۱	۴۸/۲۰۴	۲/۶	۱۲/۵	۴/۱	۴/۱	۷	۳۱۴	۴۶۵	-	۳۲۸	۰/۴۸	۷۵	۶۵	۸۵	۳۳۸	۸۶	۱۵۰	۲۴۶	۶۰	۵	۲۰۶	۲۴	۱۰۸	۱۸	B
C	۲۰۰۸۰۹۱۳	۱۹	۲۴	۱۴	۳۶/۷۸۵	۴۹/۷۵۶	۷/۲	۱۴/۵	۴/۲	۳/۹	۸	۹۷	۵۳۷	-	۳۲۸	۰/۵۸	۵۷	۴۰	۱۱۰	۱۱	۷۹	۱۱۵	۱۲۴	۲۷	۲۵	۲۹	۸۱	۳۰۹	۵۰	C
C	۲۰۰۸۰۹۲۶	۹	۰	۸/۵	۳۵/۷۶۷	۴۹/۰۵۴	۶/۳	۶/۵	۴/۴	۴/۴	۸	۱۰۶	۴۷۷	-	۳۲۸	۰/۶۱	۴۸	۴۰	۷۰	۲۱۱	۷۹	۲۲	۳۰۵	۶۸	۱۶۸	۱۶۶	۲۴	۲۶۰	۷	C
A	۲۰۰۹۰۷۲۹	۹	۲۷	۴۴	۳۶/۱۶۵	۵۰/۴۲۵	۵	۲۲/۵	۴	۳/۹	۶	۱۵۲	۳۰۳	+	۳۲۸	۰/۵۴	۷۹	۷۰	۹۰	۳۱۱	۴۱	۱۳	۲۱۱	۸۱	۱۳۰	۲۷۰	۲۵	۱۵۷	۴۰	A
B	۲۰۰۹۰۸۱۴	۲۲	۵	۲/۸	۳۶/۴۶۷	۵۲/۰۶۷	۲/۵	۲/۵	۸/۵	۴/۴	۷	۹۳	۳۵۸	-	۳۲۸	۰/۶۱	۷۳	۳۰	۱۰۰	۲۸۳	۶۱	۸۵	۱۱۲	۳۰	۹۸	۱۶	۱۶	۱۸۱	۷۴	B
B	۲۰۰۹۰۸۱۵	۰	۲۸	۴۰/۵	۳۶/۳۴۴	۵۲	۲/۴	۲/۵	۳/۸	۴/۲	۶	۷۹	۳۴۴	-	۳۲۸	۰/۵۵	۷۷	۵۰	۹۰	۲۸۳	۸۱	۸۶	۱۳۰	۱۰	۱۱۷	۱۵	۳۶	۱۸۸	۵۴	B
B	۲۰۰۹۰۹۱۷	۱۰	۵۳	۵۶/۵	۳۵/۵۶۱	۵۱/۴۹۸	۱۲	۱۶/۵	۴	۳/۸	۵	۱۲۱	۳۸۱	-	۳۲۸	۰/۵۵	۸۱	۴۵	۸۵	۲۸۶	۵۳	۷۰	۱۳۸	۴۱	۱۱۵	۳۰	۶	۱۴۲	۷۳	B
A	۲۰۱۰۰۱۱۰	۶	۵۲	۲۴/۷	۳۵/۶۹۷	۴۸/۹۷۱	۳/۵	۹/۵	۴/۱	۴/۲	۷	۱۱۱	۴۷۸	+	۳۲۸	۰/۴۴	۷۹	۴۵	۷۵	۳۰۶	۷۰	۱۶۶	۴۱	۷۷	۲۰	۱۷۲	۵	۲۶۵	۲۳	A
C	۲۰۱۰۰۴۰۸	۹	۲۵	۱۳/۹	۳۷/۰۳۵	۵۰/۱۴۸	۹/۷	۱۷/۵	۴	۳/۹	۵	۱۳۷	۳۶۶	-	۳۲۸	۰/۶۲	۵۵	۶۰	۹۰	۱۹۲	۳۶	۱۳۹	۳۱۲	۶۷	۶۱	۶۸	۱۷	۱۸۷	۵۸	C
A	۲۰۱۰۰۴۲۸	۲۰	۴	۱۹/۵	۳۵/۹۱۷	۴۹/۱۳	۴/۷	۱۲/۵	۴/۱	۴/۱	۶	۹۳	۳۳۹	+	۳۲۸	۰/۷۲	۹۰	۶۵	۹۵	۳۰۰	۸۱	۱۳۷	۲۰۱	۴۸	۱۳	۱۷۰	۳۶	۶۳	۲۱	A
A	۲۰۱۰۰۹۰۸	۱۷	۵	۳۰	۳۶/۸۲۱	۴۹/۴۴۷	۵	۱۷/۵	۴/۳	۴/۱	۸	۷۰	۵۹۶	+	۳۲۸	۰/۶۷	۹۶	۵۰	۸۰	۲۴۵	۶۲	۱۵۶	۳۴۷	۶۹	۳۰	۱۱۵	۵	۲۰۸	۳۶	A
A	۲۰۱۱۰۲۰۲۰	۱۱	۲۲	۱۶/۵	۳۵/۵۴۴	۵۱/۸۳۱	۵	۱۰/۵	۴	۳/۹	۷	۲۳	۳۰۸	+	۳۲۸	۰/۷۵	۷۲	۶۵	۹۵	۲۴۵	۷۲	۱۵	۱۵۰	۷۶	۱۶۱	۱۹۸	۳	۱۰۷	۲۳	A
B	۲۰۱۱۰۴۰۶	۱۲	۱۲	۲۷	۳۵/۴۸۵	۵۱/۹۷۷	۵	۶/۵	۳/۸	۴	۷	۹۰	۳۲۴	-	۳۲۸	۰/۵۳	۹۳	۵۰	۹۰	۱۷۶	۷۴	۱۷۰	۸۳	۸۲	۱۶	۳۹	۱۸	۱۳۰	۵	B
A	۲۰۱۱۰۹۰۳	۰	۳۰	۵۱/۲	۳۷/۵۵۱	۴۷/۸۲۲	۵	۷/۵	۴	۴	۴	۱۴۰	۳۳۹	+	۳۲۸	۰/۶۴	۸۰	۷۵	۹۵	۱۵۴	۹۰	۱۶۹	۲۴۴	۷۹	۰	۲۰۰	۸	۱۰۹	۸	A
A	۲۰۱۲۰۱۱۳	۱۲	۳۵	۳۵/۵	۳۵/۶۳۳	۴۹/۰۲۸	۵	۱۴/۵	۴/۲	۴/۳	۶	۱۰۵	۵۵۳	+	۳۲۸	۰/۶۴	۹۲	۴۰	۷۰	۱۱۱	۶۱	۱۶۱	۱۱	۷۳	۳۰	۳۲۸	۳۳	۶۳	۸	A
B	۲۰۱۲۰۷۲۷	۲۱	۱۹	۲۶/۷	۳۶/۷۹۴	۵۱/۲۹۶	۶	۵/۵	۴/۱	۴/۱	۶	۹۹	۴۶۴	-	۳۲۸	۰/۶۵	۹۱	۳۵	۶۵	۲۹۷	۶۱	۹۹	۹۹	۳۰	۷۵	۲۱	۱۶	۲۲۸	۷۲	B
B	۲۰۱۲۰۷۲۷	۲۱	۳۹	۵/۶	۳۶/۷۹۸	۵۱/۳۱۵	۱۰	۵/۵	۴/۲	۴/۳	۷	۱۰۰	۴۶۴	-	۳۲۸	۰/۶۷	۸۵	۳۵	۶۵	۳۰۷	۶۰	۱۰۶	۹۷	۳۳	۲۶	۲۶	۱۴	۲۵۲	۷۰	B

پوسته: نمونه‌ای از شکل موج‌های سه مؤلفه یک ایستگاه از میان ایستگاه‌های برداشت کننده هر زمین لرزه (رنگ سیاه) و شکل موج مصنوعی متناظر (رنگ سرخ).

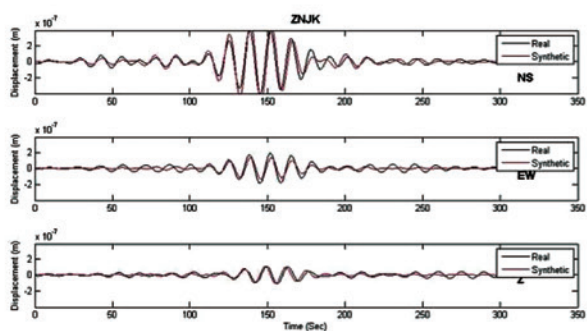




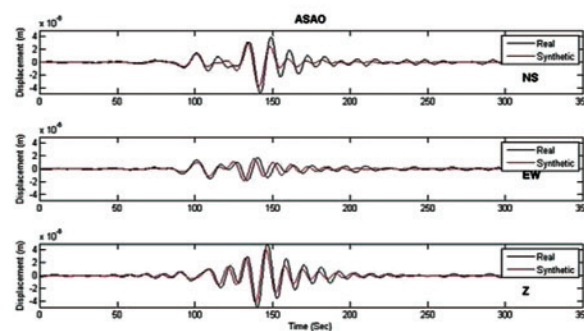
زمین لرزه ۱۰ (۲۰۰۹/۰۷/۲۹)



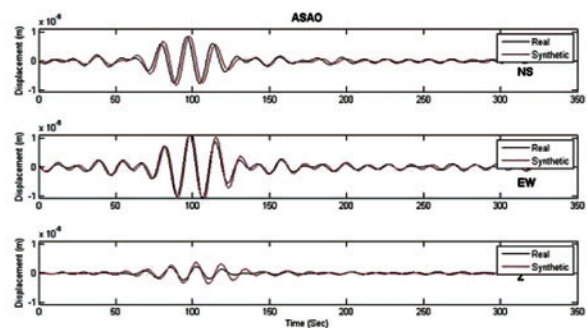
زمین لرزه ۹ (۲۰۰۸/۰۹/۲۶)



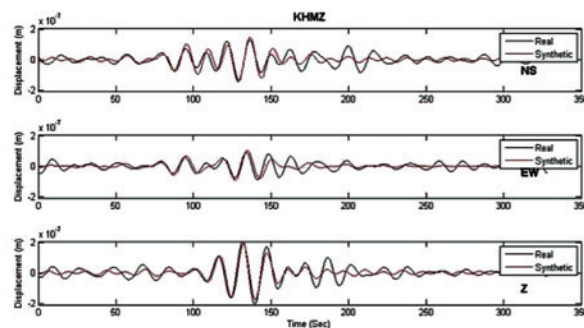
زمین لرزه ۱۲ (۲۰۰۹/۰۸/۱۵)



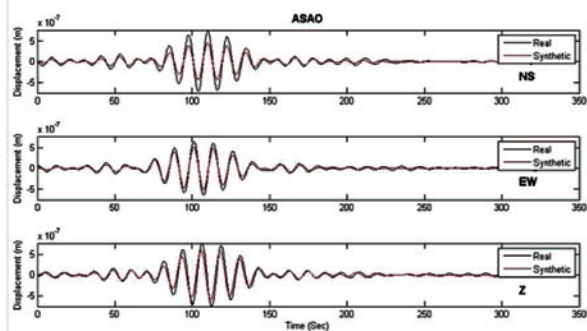
زمین لرزه ۱۱ (۲۰۰۹/۰۸/۱۴)



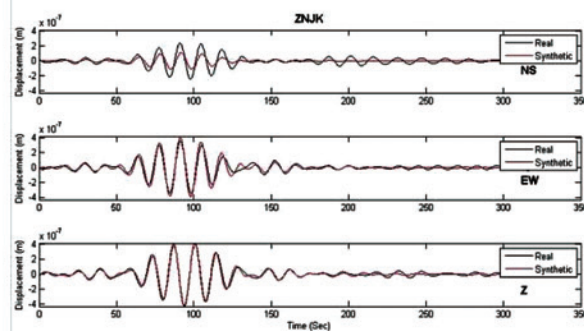
زمین لرزه ۱۴ (۲۰۱۰/۰۱/۱۰)



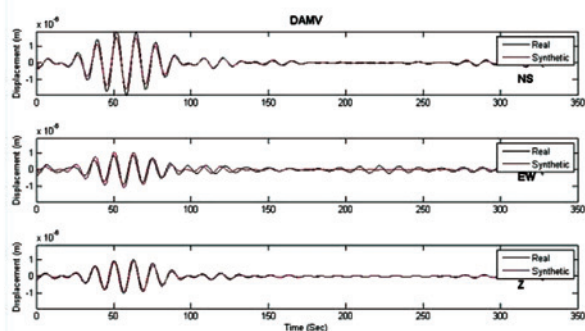
زمین لرزه ۱۳ (۲۰۰۹/۱۰/۱۷)



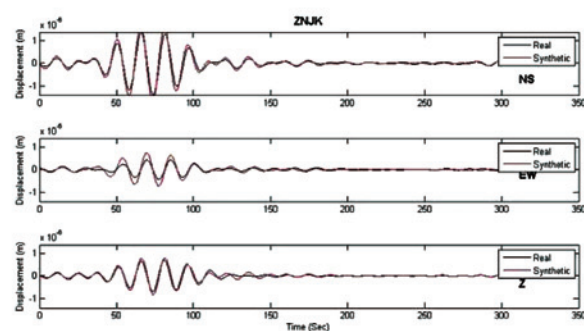
زمین لرزه ۱۶ (۲۰۱۰/۰۴/۲۸)



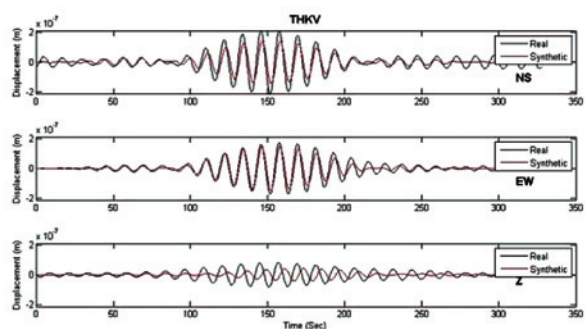
زمین لرزه ۱۵ (۲۰۱۰/۰۴/۰۸)



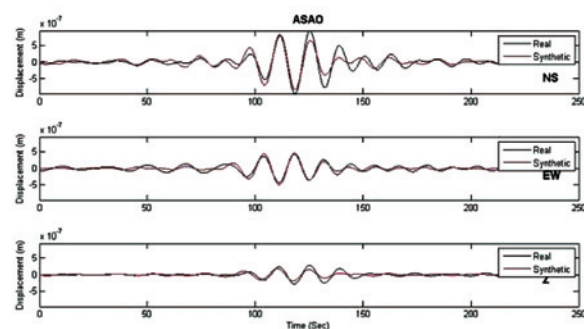
زمین لرزه ۱۸ (۲۰۱۱/۰۲/۲۰)



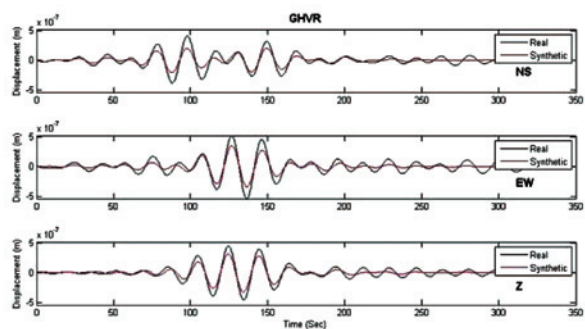
زمین لرزه ۱۷ (۲۰۱۰/۰۹/۰۸)



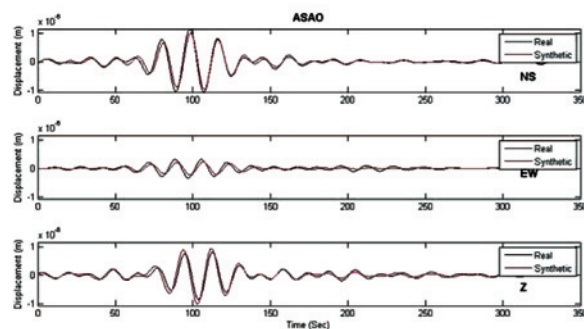
زمین لرزه ۲۰ (۲۰۱۱/۰۹/۰۳)



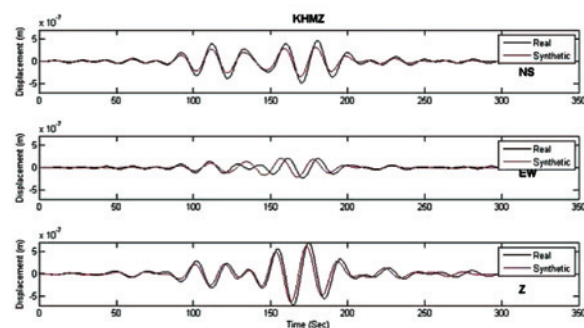
زمین لرزه ۱۹ (۲۰۱۱/۰۴/۰۶)



زمین لرزه ۲۲ (۲۰۱۲/۰۷/۲۷)



زمین لرزه ۲۱ (۲۰۱۲/۰۱/۱۳)



زمین لرزه ۲۳ (۲۰۱۲/۰۷/۲۷)

کتابنگاری

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران، ۵۸۶ صفحه.
حسامی، خ.، جمالی، ف. و طیبی، ف.، ۱۳۸۲- نقشه گسل‌های فعال ایران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران.

References

- Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld, D. & Priestley, K., 2010- Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran). *J. Geodyn.* 49: 68-78.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *J. Geodyn.* 21(1): 1-33.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D. & Kamalian, N., 2005- Microseismicity in the region of Tehran, *Tectonophysics*, 395, 193-208.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25: 659-672.
- Ambraseys, N. N. & Melville, C. P., 1982- *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, London2, 19 pp.
- Berberian, M. & Arshadi, S., 1976- On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz fault and the seismicity of Tabriz city. *Geol. Surv. Iran* 39: 397-418.
- 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. seism. Soc. Am.* 82: 1726-1755.
- Bouchon, M., 1981- A Simple Method to Calculate Green's Functions in Elastic Layered Media, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71: 959-971.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H. R., Ritz, J. F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Moigne, N. L., Sedigh, M. & Khorrami, F., 2010- GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz Mountain range, Iran. *Geophys. J. Int.* 183: 1287-1301.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. & Priestley, K., 2006- Relocation and assessment of seismicity in the Iran Region. *Geophysical Journal International* 167: 761-778.
- Gheitanchi, M. R., 2004- The June 22nd 2002 Changuoreh-Avaj Earthquake in Qazvin Province, North Central Iran. *J. Earth & Space Sci.*, Vol. 30, No. 1: 23-30.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S. & Hassanzadeh, J., 2006- Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Moutains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere* 2: 35-52.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophys. J. Int.* 148: 214-245.
- Kikuchi, M. & Kanamori, H., 1991- Inversion of complex body waves-III. *Bull. Seism. Soc. Am.* 81: 2335-2350.
- Lienert, B. R. E. & Havskov, J., 1995- A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seism. Res. Lett.* 66:26-36.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. & Vernant, P., 2006- Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 252: 180-188.
- McKenzie, D., 1972- Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 30: 109-185.
- Moradi, A. S., Hatzfeld, D. & Tatar, M., 2011- Microseismicity and seismotectonics of the 486 North Tabriz fault (Iran). *Tectonophysics* 504: 22-30.
- Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M. R., Sadidkhouy, A. & Mirzaei, N., 2011- Microseismicity of the Firuzkuh and Astaneh faults East Alborz, Iran. *Tectonophysics* 506: 11-21.
- Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. & Hsu, K. J., 1988- Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. *Gondwana and Tethys*. In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A. (Eds.), *Geological Society Special Publication* 37: 119-181.
- Sokos, E. & Zahradnik, J., 2008- Isola a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data: *Computers and Geosciences* 34: 967-977.
- Talebian, M. & Jackson, J., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophys. J. Int.* 156: 506-526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. & Ghafory-Ashtiany, M., 2004- Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. *Geophys. J. Int.* 156: 255-266.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. & Bergman, E., 2007- The 28 May 2004 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: implications for the geology of the South Caspian Basinmargin and for the seismic hazard of Tehran. *Geophys. J. Int.* 170: 249-261.
- Tatar, M. & Hatzfeld, D., 2009- Microseismic evidence of slip partitioning for the Rudbar-Tarom earthquake (Ms 7.7) of 1990 June in NW Iran. *Geophys. J. Int.* 176: 529-541.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Abbassi, A. & Yamini Fard, F., 2012- Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (Central Alborz, Iran). *Tectonophysics* 544-545: 50-59.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M. & Tavakoli, F., 2004- Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters* 223: 177-185.
- Walker, R. T., Bergman, E., Jackson, J., Ghorashi, M. & Talebian, M., 2005- The 2002 June 22 changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran; epicentral location, source parameters, surface deformation and geomorphology. *Geophys.J.Int.* 160:707-720.

Moment Tensor Solution of the Central - Western Alborz (Iran) Earthquakes Based on Regional Data

S. Ansari^{1*}, F. Yaminifard² & M. Tatar²

¹ M.Sc., International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

² Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

Received: 2013 July 14

Accepted: 2014 December 08

Abstract

In this study, 23 focal mechanisms were calculated by moment tensor inversion of small regional-local earthquakes in the Western Alborz and surrounding areas using wave-form inversion method. Calculated reverse-fault focal mechanisms around the Khazar and Alborz Faults in the Central Alborz, considering southward-dipping nodal plane as the fault plane, are consistent with relatively low-angle thrusts. It also implies dominant compressional regime in the north of the Central Alborz. Focal mechanisms in 1990 Rudbar-Tarom Earthquake region show a combination of strike-slip mechanisms and a complex fault system in the middle of the Western Alborz. A major region of dominant strike-slip mechanisms is observed in the Talesh area, located in the west of the South Caspian Basin, and around the Masuleh, Sangavar and Bozqush faults. The only calculated focal mechanism close to the southern margin of the Western Alborz, considering the western part of the North Tehran fault as the fault nodal plane, implies left-lateral motion in this area. In the south of the western Alborz Mountains approaching the Central Iran, two calculated mechanisms indicate dominant reverse movement, similar to the 2002 Changoreh-Avaj Earthquake. Five focal solutions close to the Kushk-e Nosrat and Soltanieh Faults, considering these faults as the fault nodal planes, are consistent with right-lateral motion along them. Depth of the earthquakes in the studied region is in the range of 2 and 20 km, indicating the brittle upper crust in the region.

Keywords: Western Alborz, Central Alborz, Inversion, Moment tensor, Local Earthquakes, Seismotectonics.

For Persian Version see pages 359 to 368

*Corresponding author: Sajjad Ansari; Email: ansari65sajjad@gmail.com