

## پارامترهای چشمه زمین لرزه ۲۵ مهرماه ۱۳۸۸ ری - تهران، با بزرگای گشتاوری

۴/۳

فرزام یمینی فرد<sup>۱\*</sup>، علی مرادی<sup>۲</sup> و مجتبی نقوی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

<sup>۲</sup>مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۳</sup>سازمان پیش‌گیری و مدیریت بحران شهر تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۵/۱۸، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۳/۳۰)

### چکیده

زمین لرزه ۲۵ مهرماه ۱۳۸۸ با بزرگای گشتاوری ۴/۳ با ترکیب داده‌های ۲۹ ایستگاه لرزه‌نگاری محلی و شتاب‌نگاری در منتهاالیه غربی گسل پارچین در جنوب شرق تهران با مختصات ۳۵/۵۷ درجه عرض جغرافیایی شمالی و ۵۱/۵۱ درجه طول جغرافیایی شرقی و عمق ۱۵±۲ کیلومتر تعیین محل شده است. سازوکار کانونی این زمین لرزه با استفاده از قطبش اولین رسید از نوع معکوس با مولفه کوچک امتداد لغز تعیین شده است. حل تانسور ممان این زمین لرزه به روش مدل‌سازی نداشت‌های جابه‌جایی ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری ملی نوار پهن ایران نشان‌دهنده سازوکار معکوس در امتداد شمال غرب - جنوب شرق به موازات گسل پارچین است. عمق سنتروئید این زمین لرزه ۲ ± ۱۲ کیلومتر و گشتاور لرزه‌ای ۱۰<sup>۱۵</sup> × ۳/۱ نیوتن متر محاسبه شده است. سازوکار تعیین شده برای این زمین لرزه، شاهد دیگری بر غلبه مولفه سازوکار معکوس در لبه جنوبی البرز و تقویت نظریه تعدیل تغییر شکل در منطقه البرز با تقسیم لغزش روی گسل‌های امتداد لغز و معکوس است.

**واژه‌های کلیدی:** زمین لرزه، سازوکار کانونی، تانسور ممان، گسل پارچین، تهران

## Source parameters of the October 17, 2009 Rey-Tehran Earthquake, Mw 4.3

Farzam YaminiFard<sup>1\*</sup>, Ali Moradi<sup>2</sup> and Mojtaba Naghavi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

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

<sup>3</sup>Tehran Disaster Management and Mitigation Organization, Iran.

(Received: 9 August 2011, accepted: 13 June 2012)

### Summary

Tehran, Iran's capital with more than 10 million population is located in the southern foothills of the Alborz collision zone. The Alborz active mountain range consists of several sedimentary and volcanic layers, EW trending mountain belt 100-km wide and 600-km long, is bounded by Talesh Mountains to the West and by the Kopet Dagh Mountains to the East. 5±2 mm/yr shortening and 4±2 mm/yr left-lateral strike-slip

\*Corresponding author:

faryam@iiees.ac.ir

\*نگارنده رابط:

motion in central Alborz implies a slip partitioning between strike-slip and reverse faults across Alborz. The city is bounded by active faults. Several of these faults have been mapped but their geometry at depth, their seismicity and kinematics are not precisely known. Historical earthquakes are associated with Mosha, Taleqan, Parchin and Garmsar faults, with the largest events on the Garmsar ( $M_s \sim 7.6$ ) and Taleqan ( $M_s \sim 7.7$ ) faults during the third and tenth centuries BC, respectively. Obtained information until now reveal that better understanding of the Alborz region needs more detailed studies in longer time intervals. Several questions about faults geometry, associated seismicity, their interactions and the mechanism of deformation in this region are remained unanswered. Considering the weak geological evidence of fault activity in some parts of Tehran, and rare calculated focal mechanisms for large earthquakes, moment tensor solution of small ones can help us with better understanding of fault behavior in this region.

Combining the data recorded by 29 local seismic and accelerograph stations, October 17, 2009 Ray Earthquake,  $M_w$  4.3, was located in the westernmost part of the Parchin fault in the south of Bibi Shahrbanoo Mountain,  $35.57^\circ$  latitude,  $51.51^\circ$  longitude and 15 km depth in south-east edge of Tehran mega city. Using first motion data, a reverse mechanism with a small component of the strike-slip motion was determined.

Deviatoric moment tensor was inverted by using broadband data recorded by seven Iranian stations from National Seismic Network, INSN. We used ISOLA program (Sokos and Zahradnik, 2008) that is based on the multiple point-source representation and iterative deconvolution method, similar to Kikuchi and Kanamori (1991) for teleseismic records, but here the full wavefield is considered, and Green functions are calculated by discrete wavenumber method of Bouchon (1981). Doing many tests, we selected the 0.06-0.095 Hz frequency range that resulted in the highest variance reduction. Besides, we examined the centroid-depth range between 5 and 23 km to find the best correlation. To calculate Green functions, we used the velocity model by Abbasi et. al. (2010) for the Southern flank of Alborz. Inversion with different data subsets verified the stability of the solution.

The deviatoric moment tensor inversion for this earthquake by waveform modeling shows almost a pure reverse mechanism, 97% DC component, in northwest-southeast direction along Parchin fault and a centroid depth of 11 km. It is another evidence of dominant reverse mechanism in the southern edge of the Alborz region that implies the accommodation of deformation in Alborz by the slip partitioning. The estimated seismic moment for this earthquake was  $3.096 \times 10^{15}$  Newton meter resulting in a 4.3 moment magnitude using Kanamori (1977) relation.

**Key words:** Earthquake, focal mechanism, moment tensor, Parchin fault, Tehran

## ۱ مقدمه

نداشته است. با توجه به اهمیت سیاسی، اجتماعی و اقتصادی شهر تهران با گذشت زمان و رشد روزافزون شهر مخاطره لرزه‌ای این شهر بزرگ در حال افزایش است. در نتیجه، بررسی این زمین‌لرزه به منزله نزدیک‌ترین زمین‌لرزه دستگامی ثبت شده در مجاورت تهران که مردم آن را احساس کرده‌اند، با توجه به نزدیکی به گسل پارچین، بسیار حائز اهمیت است. گسل پارچین که با نام

در تاریخ ۲۵ مهرماه ۱۳۸۸ رخداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگای گشتاوری  $4/3$  در ساعت  $14:23$  به وقت محلی در جنوب شرقی تهران در مجاورت گسل پارچین باعث لرزش شهر ری، تهران و حومه آن شد. شهر بزرگ تهران در مجاورت گسل‌های بزرگی چون مشاء، شمال تهران، ری و پارچین بیش از ۱۷۰ سال است که زمین‌لرزه بزرگی

لرزه‌سنج‌های شبکه ملی لرزه‌نگاری ایران از نوع نوار پهن با بسامد کناری ۰/۰۱ هرتز هستند.

با استفاده از اطلاعات این ایستگاه‌ها و شکل موج‌های ثبت شده در ایستگاه‌های نوار پهن، علاوه بر تعیین پارامترهای محل رویداد، سازوکار کانونی به دو روش استفاده از قطبش اولین رسید موج و حل تانسور ممان با مدل‌سازی شکل موج در این تحقیق به دست آمده است. در این مقاله تانسور ممان با استفاده از کد فرترن ایزولا (ISOLA) محاسبه شده است (سکوس و زاهدانیک، ۲۰۰۸). روش به کار رفته در این کد برای برگردان تانسور ممان الگوریتم واهمامیخت تکراری (Iterative deconvolution) کیکوچی و کاناموری (۱۹۹۱) است و تابع‌های گرین با استفاده از روش عدد موج ناپیوسته (Discrete wave-number) مطرح شده بوشون (۱۹۸۱) محاسبه می‌شود.

## ۲ زمین‌ساخت و لرزه زمین ساخت منطقه

رشته‌کوه‌های فعال البرز با امتداد تقریباً شرق-غرب با پهنای ۱۰۰ کیلومتر و طول ۶۰۰ کیلومتر با برخورد تکه‌ای از گندوانا با اوراسیا در تریاسی فوقانی تشکیل شده است (سنگور و همکاران، ۱۹۸۸). مرز آن با ساحل جنوبی دریای خزر به‌منزله باقی‌مانده پوسته اقیانوسی در حال فرورفتن سریع، تفسیر شده است و با لایه‌ای از رسوبات به ضخامت حدود ۲۰ کیلومتر پوشیده شده است (برونت و همکاران، ۲۰۰۳). رشته‌کوه‌های البرز در غرب با کوه‌های تالش و از شرق با کوه‌های کپه‌داغ محدود شده است و شامل چندین لایه آتشفشانی و رسوبی با سن‌های کامبرین تا ائوسن است که در طی برخورد در سنوزوئیک فوقانی تشکیل شده‌اند (علوی، ۱۹۹۶). کوتاه‌شدگی کلی آن از پلیوسن پیشین در طول جغرافیایی تهران، در حدود ۳۰ کیلومتر برآورد شده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

گسل ایوانکی (بربریان، ۱۹۸۱) نیز شناخته می‌شود، گسله‌ای فشاری با راستای شمال غرب - جنوب شرق و با شیب به سمت شمال است که لبه شمالی آن در محدوده شهر تهران واقع می‌شود. اهمیت این گسل از آنجا بیشتر می‌شود که ممکن است زمین‌لرزه سده چهارم پیش از میلاد با بزرگی  $M_S = 7/6$  ناشی از آن بوده باشد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

تعیین محل‌های مطرح شده برای زمین‌لرزه ۱۳۸۸ از سوی مرکز لرزه‌نگاری کشوری و شبکه لرزه‌نگاری ملی با توجه به فواصل زیاد نزدیک‌ترین ایستگاه به کانون زمین‌لرزه، ۴۰-۴۵ کیلومتر، به‌ویژه برای تعیین عمق با محدودیت دقت روبه‌رو بوده‌اند. فراهانی و زارع (۲۰۱۱) نیز با استفاده از داده‌های صرفاً ۸ ایستگاه نوار پهن شبکه لرزه‌نگاری ملی کانون و سازوکار کانونی این زمین‌لرزه را محاسبه کرده‌اند که با توجه به فاصله زیاد نزدیک‌ترین ایستگاه به کانون و تعداد کم قطبش‌های خوانده شده، ممکن است خطای قابل توجهی داشته باشد.

با توجه به قرارگیری زمین‌لرزه فوق در داخل شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران وابسته به سازمان پیش‌گیری و مدیریت بحران شهر تهران و فاصله کم ایستگاه‌های این شبکه از کانون زمین‌لرزه، تعیین موقعیت این زمین‌لرزه و سازوکار کانونی آن با دقت بسیار خوبی امکان‌پذیر شده است. در این مقاله داده‌های ثبت شده از این زمین‌لرزه در ۲۹ ایستگاه شبکه‌های لرزه‌نگاری و شتاب‌نگاری وابسته به سازمان پیش‌گیری و مدیریت بحران شهر تهران وابسته به شهرداری تهران، مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک تهران و شبکه ملی لرزه‌نگاری ایران وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله مورد استفاده قرار گرفته‌است. قابل ذکر است که لرزه‌سنج‌های ایستگاه‌های لرزه‌نگاری سازمان مدیریت بحران شهر تهران و موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران سرعت‌سنج از نوع کوتاه‌دوره با بسامد کناری ۰/۱ هرتز و

ملویل، ۱۹۸۲). از قرن ۱۹ تا امروز واقعه بزرگی نزدیک تهران تعیین محل نشده است اما چندین زلزله با بزرگی بیش از ۵ به فعالیت گسل‌های مشاء، ایپک (واقع شده در ۱۲۰ کیلومتری غرب تهران) و شمال البرز نسبت داده شده است.

داده‌های ثبت شده در شبکه محلی تهران وابسته به شبکه لرزه‌نگاری کشوری نشان می‌دهد که لرزه‌خیزی در عرض البرز مرکزی توزیع شده است و پیشنهاد می‌دهد که سراسر ناحیه در حال تغییر شکل است. بیشتر فعالیت لرزه‌ای در شرق تهران واقع شده است و چندین خوشه اطراف تعدادی از گسل‌ها مانند گسل گرمسار، گسل مشاء، گسل شمال البرز و جنوب گسل رباط کریم واقع در جنوب غربی تهران مشاهده می‌شود (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵). نتایج حاصل از تعیین محل مجدد با روش تعیین محل نسبی چند توزیع متمرکز وقایع در اطراف گسل‌های مشاء و جنوب آن و توزیع پراکنده‌ای را در اطراف گسل‌های گرمسار و پارچین و شیب به سوی شمال همراه شده با این گسل‌ها را در شرق تهران نشان می‌دهد (متقی و همکاران، ۲۰۱۰). این شیب به سمت شمال با مشاهدات زمین‌شناسی شیب گسل‌ها توافق دارد. بیشتر سازوکارهای خردزمین لرزه‌های ثبت شده در شبکه‌های محلی با حرکت چپ‌گرد روی هر دو گسل مشاء و گرمسار سازگارند و با حرکت زمان حاضر این گسل‌ها همخوانی دارند (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵؛ یمینی فرد و همکاران، ۱۳۸۸).

نتایج مدل‌سازی شکل موج زمین لرزه‌های دورلرز در البرز ترکیبی از سازوکارهای معکوس و امتدادلغز با عمق‌های کمتر از ۱۵ کیلومتر را نشان می‌دهد (پرستلی و همکاران، ۲۰۰۲). با این حال زلزله بلده اولین زلزله‌ای است که برای آن عمق ۲۲ کیلومتر تعیین شده و عمق پس لرزه‌های آن که از داده‌های شبکه محلی تعیین شده، تا ۳۵ کیلومتر نیز ادامه داشته است (تاتار و همکاران، ۲۰۰۷). خردزمین لرزه‌های ثبت شده اشتری و همکاران

البرز مرکزی تحت تأثیر چندین گسل فعال قرار دارد. بیشتر آنها با روند کلی رشته‌کوه‌ها موازی هستند و همگرایی مایل عهد حاضر را در عرض رشته‌کوه‌ها تعدیل می‌کنند. در شمال این گستره، گسل‌های معکوس خزر و شمال البرز شیپی به سوی جنوب و کمی مؤلفه امتدادلغز چپ‌گرد دارند (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). مرزهای آغاز توپوگرافی شدید در جنوب البرز، گسل‌های فعال مشاء، طالقان و شمال تهران هستند. گسل شمال تهران به وضوح در حکم یک گسل رورانده و دو گسل دیگر در دوره کواترنری همانند گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد رفتار کرده‌اند (ریتز و همکاران، ۲۰۰۳). مهم‌ترین این گسل‌ها، گسل مشاء با طول تقریبی ۱۸۰ کیلومتر است که به وضوح الگوی حوضه آبریز را تغییر داده و یک جابه‌جایی کلی چپ‌گرد ۳۰-۳۵ کیلومتری را باعث شده است. زمان آغاز این حرکت هنوز مشخص نیست و آهنگ لغزش متوسط فعلی حدود ۳ میلی‌متر در سال برآورد شده است (ریتز و همکاران، ۲۰۰۳). در جنوب تهران نیز گسل‌های ایپک، پارچین، گرمسار و پیشوا حرکت معکوس با مؤلفه چپ‌گرد را نشان می‌دهند. چندین گسل کواترنری نیز با طول‌های کوچک داخل شهر تهران وجود دارد.

به نظر می‌رسد که گسل مشاء یکی از فعال‌ترین گسل‌ها است و چندین زمین لرزه بزرگ‌تر از ۶/۵ را در سال‌های ۹۵۸، ۱۶۶۵ و ۱۸۳۰ پشت سر گذاشته است (بربریان و یتس، ۱۹۹۹). آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) پیشنهاد داده‌اند که یکی از بزرگ‌ترین زلزله‌ها ( $M_s \sim 7/6$ ) در قرن سوم روی گسل گرمسار رخ داده که واقعه بزرگ دیگری را نیز در ۷۴۳ به خود دیده است. زمین لرزای با بزرگی (۷/۷) در قرن دهم به گسل طالقان نسبت داده شده است. در مجاور گسل پارچین سه زمین لرزه تاریخی در امتداد این گسل گزارش شده است که بین آنها زمین لرزه سال ۲۴۱ قمری (۸۵۵ میلادی) باعث ویرانی خانه‌های زیادی در ری و شمار زیادی تلفات شده است (آمبرسیز و

زمین لرزه با برنامه HYPOCENTER (لینرت و همکاران، ۱۹۸۶) و به کارگیری مدل عباسی و همکاران (۲۰۱۰) برای منطقه البرز (جدول ۱) با ترکیب همه داده های محلی منطقه و وزن دهی خطی فاصله از ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر و قرار دادن وزن ۲ برای فاز S تعیین محل شد.

رومرکز این زمین لرزه با ترکیب داده های لرزه نگاری و شتاب نگاری با گاف آزیموتی ۷۵ درجه، خطای کمتر از  $\pm 1$  کیلومتر در امتدادهای طول و عرض جغرافیایی و  $\pm 2$  کیلومتر در عمق و میانگین خطای باقی مانده زمانی ۰/۲ ثانیه در امتداد گسل پارچین در جنوب کوه بی بی شهربانو با مختصات  $35/567^\circ$  عرض جغرافیایی شمالی و  $51/512^\circ$  طول جغرافیایی شرقی و در عمق  $2 \pm 15$  کیلومتر واقع شده است که طبق فهرست نامه زمین لرزه های شبکه لرزه نگاری شهر تهران وابسته به سازمان پیش گیری و مدیریت بحران شهر تهران محل وقوع چند خرد زمین لرزه هم بوده است (یمینی فرد و همکاران، ۱۳۸۸) (شکل ۱). رومرکز زمین لرزه ۲۵ مهرماه در منطقه مرکز مه لرزه ای زمین لرزه تاریخی ۲۴۱ قمری واقع می شود (شکل ۲). بزرگی محلی این زمین لرزه با استفاده از متوسط بزرگی های محاسبه شده از بیشینه دامنه مولفه های قائم و افقی و استفاده از رابطه بزرگی هوتون و بور (۱۹۸۷) به ترتیب برابر  $3/8$  و  $4/2$  محاسبه شد.

(۲۰۰۵) در شبکه موقت متراکم، ۲۵ - ۳ کیلومتر عمق داشته اند.

اندازه گیری های GPS مقدار  $2 \pm 5$  میلی متر در سال کوتاه شدگی و  $2 \pm 4$  میلی متر در سال حرکت امتداد لغز چپ گرد را در البرز مرکزی نشان داده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). حرکت کلی چپ گرد مایل در عرض البرز بین گسل های امتداد لغز و معکوس جدا از هم تقسیم شده است و به نظر می رسد در این تقسیم شدگی گسل های امتداد لغز در مرکز یا قسمت جنوبی گستره با توپوگرافی نسبتاً زیاد واقع شده اند، در حالی که گسل های معکوس در دامنه های شمالی و جنوبی واقع شده اند (تاتار و همکاران، ۲۰۰۷). تحلیل مورفو زمین ساخت ساختاری ریتز و همکاران (۲۰۰۶) پیشنهاد می کند که شروع حرکت به سوی شمال غرب حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا و (یا) دوران ساعت گرد از زمان پلیستوسن آغاز شده است.

### ۳ مختصات کانونی زمین لرزه

تعداد خوانش های فاز برای فواصل محلی، گاف آزیموتی (Azimuthal gap) و همچنین فاصله نزدیک ترین ایستگاه، از مهم ترین عوامل تعیین کننده کیفیت پارامترهای تعیین محل زمین لرزه هستند. با توجه به وجود شبکه لرزه نگاری محلی و متراکم سازمان پیش گیری و مدیریت بحران شهر تهران و وقوع زمین لرزه در داخل این شبکه تعیین محل این زمین لرزه با دقت زیاد امکان پذیر شد. کانون این

جدول ۱. مدل سرعت به کار رفته برای تعیین محل زمین لرزه ها (عباسی و همکاران، ۲۰۱۰).

لایه	مرز بالای لایه (km)	سرع موج P (km/s)	سرعت موج S (km/s)
۱	۰	۵/۴	۳/۱
۲	۳	۵/۸	۳/۴
۳	۷	۶/۱	۳/۵
۴	۱۶	۶/۲۵	۳/۶
۵	۲۴	۶/۴	۳/۷

جدول ۲. مشخصات سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۲۵ مهر ۱۳۸۸ ری محاسبه شده با استفاده از قطبیدگی اولین رسید (a) و استخراج شده از حل تانسور ممان (b). Mw بزرگای ممان، MI بزرگای محلی، Az، de، R و به ترتیب شیب، آزیموت و ریک صفحات، AzP، PIP، AzT، PIT به ترتیب آزیموت و شیب محورهای فشاری و کششی هستند. c، d، e و f به ترتیب پارامترهای کانونی محاسبه شده در مرکز لرزه‌نگاری کشوری، شبکه ملی لرزه‌نگاری، فراهانی و زارع ۲۰۱۱ و حمزه‌لو و همکاران ۲۰۰۹ است.

Date	Time	Lat	Lon	Depth	MI	Mw	de1	Az1	R1	AzP	PIP	AzT	PIT
20091017a	10:53:56.7	35.567	51.512	15	4.2		48	283	36	229	10	126	51
20091017b	10:53:56.7	35.567	51.512	11		4.3	44	128	98	33	1	138	84
20091017c	10:53:56.4	35.57	51.50	12	4.0								
20091017d	10:53:57.0	35.50	51.59	18	3.9								
20091017e	10:53:56	35.513	51.558	20	3.8	4.0	45	133	90	43	0	133	90
20091017f	10:53:57	35.547	51.526	17			36	292	59				

محاسبه شده در جنوب گسل مشاء به نظر می‌رسد که این نوع سازوکار، در منطقه جنوبی این گسل امتدادلغز، سازوکار غالب است (شکل ۴). این مشاهدات دلالت بر سازوکار تقسیم‌شدگی تغییرشکل در حاشیه جنوبی البرز بین حرکات امتدادلغز و معکوس دارد. بررسی‌های میدان تنش نوزمین‌ساختی در لبه جنوبی البرز مرکزی عباسی و شبانیان (۲۰۰۵)، جهت  $N40^\circ$  درجه را نشان می‌دهد که با یک رژیم زمین‌ساختی راستالغز در بخش کوهستانی آن سازگاری دارد و با دور شدن از پیشانی البرز و نزدیک شدن به لبه شمالی ایران مرکزی، رژیم زمین‌ساختی فشاری جایگزین می‌شود که با نتایج به‌دست آمده از سازوکار زمین‌لرزه‌های محلی توافق خوبی نشان می‌دهد.

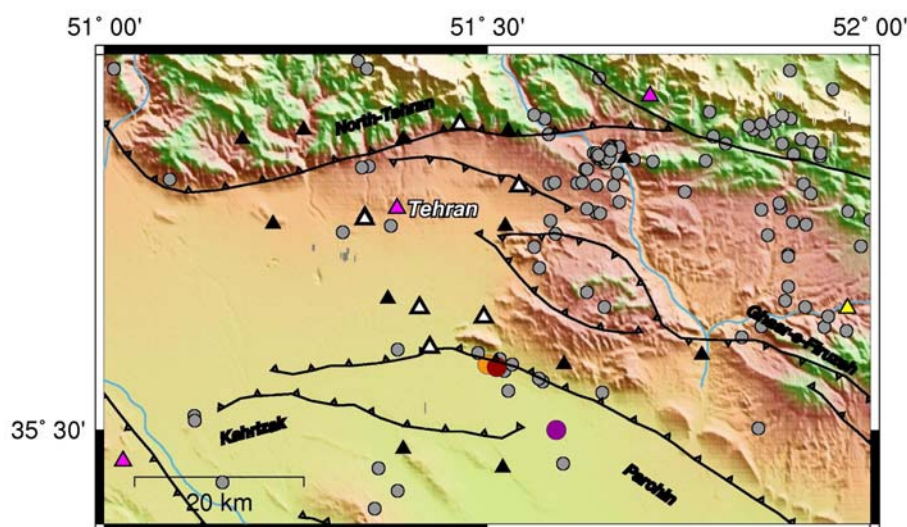
سازوکار محاسبه شده در این تحقیق با سازوکار کانونی محاسبه شده حمزه‌لو و همکاران (۲۰۰۹)؛ با استفاده از تحلیل غیرخطی حداقل مربعات طیف موج SH داده‌های حوزه نزدیک، آزیموت، شیب و ریک  $292^\circ$ ،  $36^\circ$  و  $59^\circ$ ، که معرف سازوکار معکوس دارای کمی مولفه امتدادلغز چپ‌گرد است، همخوانی نسبتاً خوبی نشان می‌دهد. فراهانی و زارع (۲۰۱۱) نیز با استفاده از قطبش اولین رسید به ۸ ایستگاه شبکه ملی لرزه‌نگاری سازوکار معکوس را برای این زمین‌لرزه محاسبه کرده‌اند.

رومركز تعیین شده در این تحقیق با توجه به آنکه نزدیک‌ترین ایستگاه به رومركز زمین‌لرزه فقط ۸ کیلومتر با آن فاصله دارد نسبت به تعیین محل‌های صورت گرفته در دیگر شبکه‌های لرزه‌نگاری دقت بیشتری دارد. باین‌حال رومركز تعیین شده در مرکز لرزه‌نگاری کشوری بسیار نزدیک به رومركز تعیین شده برای این زمین‌لرزه در تحقیق حاضر است (جدول ۲).

#### ۴ سازوکار کانونی زمین‌لرزه براساس قطبش اولین

##### رسید موج P

با استفاده از قطبیدگی اولین رسید موج به ۲۹ ایستگاه لرزه‌نگاری و شتاب‌نگاری سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۲۵ مهر ۱۳۸۸ ری با برنامه Focmec (استوک و همکاران، ۱۹۸۴) تعیین شد (جدول ۲ و شکل ۳). با توجه به امتداد گسل پارچین صفحه شمال غرب-جنوب شرق به‌دست آمده از حل سازوکار کانونی احتمالاً صفحه اصلی گسل است که در این صورت سازوکار این زمین‌لرزه از نوع معکوس با کمی مولفه امتدادلغز چپ‌گرد است. به‌منظور بررسی کیفیت سازوکار به‌دست آمده، همه حل‌های ممکن با فرض یک خطا در قطبیدگی بررسی شد که این نشان‌دهنده حل نامطمئن یکی از صفحات کانونی است. با این‌حال جواب غالب همان سازوکار معکوس با کمی مولفه امتدادلغز است. با نگاهی به سازوکارهای دیگر



شکل ۱. زمین لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران وابسته به سازمان پیش‌گیری و مدیریت بحران شهر تهران در بازه زمانی ۱۳۸۳/۴/۱ الی ۱۳۸۸/۸/۱ پس از حذف انفجار معادن (یمینی فرد و همکاران، ۱۳۸۸). مثلث‌ها محل ایستگاه‌های لرزه‌نگاری (سیاه) و شتاب‌نگاری (سفید) سازمان پیش‌گیری و مدیریت بحران شهر تهران، ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مرکز لرزه‌نگاری کشوری (صورتی) و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه ملی لرزه‌نگاری (زرد) را نمایش می‌دهند. دایره سرخ‌رنگ رومرکز زمین لرزه ۲۵ مهر ۱۳۸۸ ری محاسبه شده در این مقاله و دایره‌های نارنجی و صورتی‌رنگ، به ترتیب رومرکز تعیین شده برای این زمین لرزه در مرکز لرزه‌نگاری کشوری و شبکه لرزه‌نگاری ملی را نمایش می‌دهند. گسل‌ها از اشتری و همکاران، (۲۰۰۵).

## ۵ تانسور ممان زمین لرزه

سازوکارهای کانونی پایه نشان داده شده در شکل ۵ هستند، درحالی‌که ضرایب  $a_i$  پارامترهایی هستند که بایستی برای تعیین مولفه‌های تانسور ممان  $m$  جست‌وجو شوند. در صورتی که لرزه‌نگاشت‌های سه مولفه‌ای ثبت شده در ایستگاه‌ها، که همان داده‌ها هستند با  $d$  نمایش داده شوند، مسئله برگردان خطی  $d = Gm$  با روش حداقل مربعات (Least square) حل می‌شود که در آن  $G$  مشتقات تابع گرین است:

$$M = (G^T G)^{-1} G^T d,$$

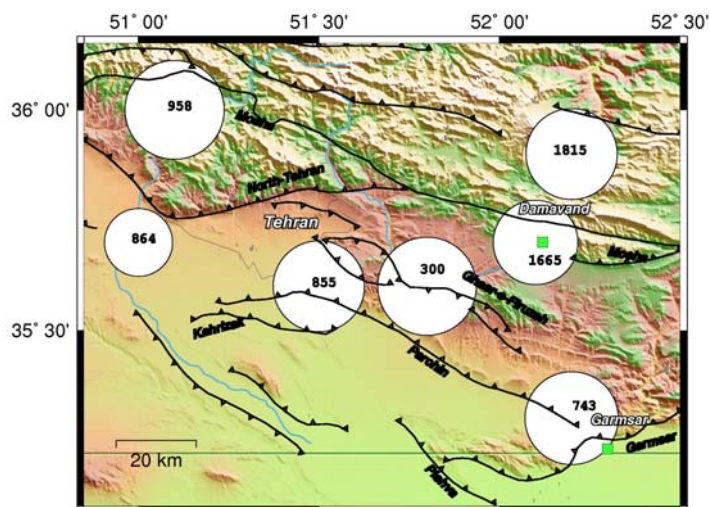
که  $G^T$  ترانزپوز (Transpose)  $G$  و  $(G^T G)^{-1}$  وارون ماتریس دستگاه  $(G^T G)$  است.

ضرایب  $a_i$  با تانسور ممان  $M_{pq}$  مرتبطند که در آن  $p$  و  $q$  به مختصات جغرافیایی  $x(>0, N)$ ،  $y(>0, E)$ ،  $z(>0, up)$  اشاره دارند:

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -a_4 + a_6 \\ M_{yy} &= -a_5 + a_6 \\ M_{zz} &= a_4 + a_5 + a_6 \\ M_{yy} &= M_{yx} = a_1 \\ M_{yz} &= M_{zy} = -a_3 \end{aligned}$$

با توجه به ثبت این زمین لرزه در ایستگاه‌های شبکه ملی لرزه‌نگاری نوار پهن ایران وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سازوکار کانونی این زمین لرزه با برگردان تانسور ممان این زمین لرزه در حوزه زمان مورد بررسی قرار گرفت. به منظور محاسبه تانسور ممان نرم‌افزار ISOLA (سکوس و زاهراندیک، ۲۰۰۸) مورد استفاده قرار گرفت. این برنامه براساس نمایش چشمه نقطه‌ای چندگانه و روش واهمامیخت تکراری (iterative) مشابه به روش کیکوچی و کاناموری (۱۹۹۱) تهیه شده است با این تفاوت که همه شکل موج مدل‌سازی شده و تابع‌های گرین با روش عدد موج گسسته بوشون (۱۹۸۱) محاسبه می‌شود.

لرزه‌نگاشت مصنوعی  $S(t)$  با ترکیب لرزه‌نگاشت‌های پایه  $e_i(t)$  که  $i = 1, 2, 3, 4, 5, 6$  یعنی  $S(t) = \sum (a_i \cdot e_i(t))$  تقریب زده می‌شود. لرزه‌نگاشت‌های پایه مطابق



شکل ۲. زمین لرزه‌های تاریخی منطقه تهران و حومه (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). گسل‌ها از اشتري و همکاران، (۲۰۰۵).

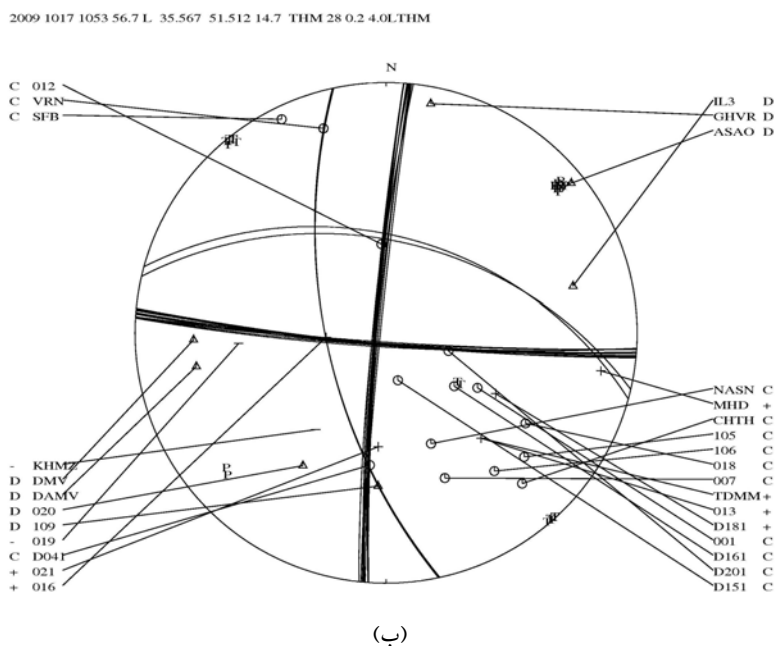
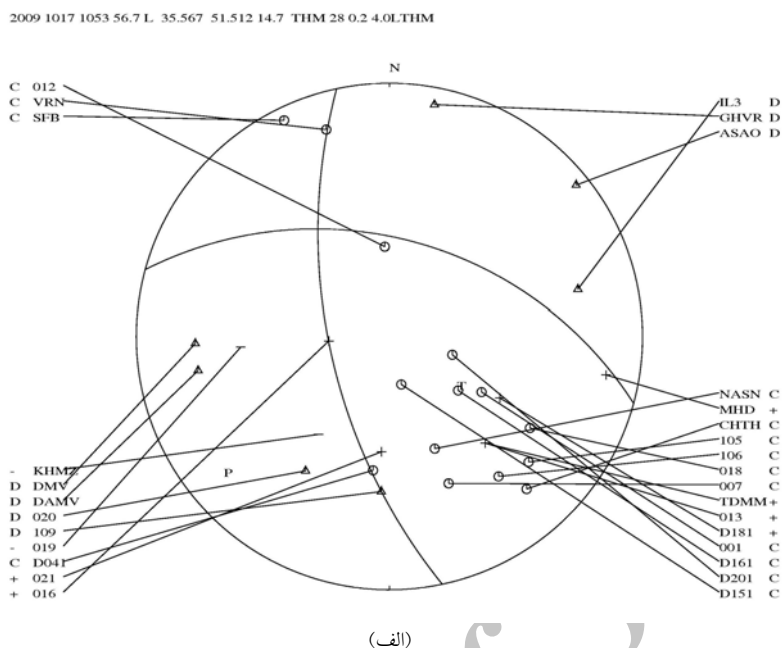
۹۷٪ مولفه مستقیم (DC) حاصل شد که نشان‌دهنده سازوکار کانونی غالب معکوس در امتداد شمال غرب-جنوب شرق با مولفه ناچیز امتدادلغز است (شکل ۶ و جدول ۲). این حل دارای مولفه امتدادلغز کمتری نسبت به حل حاصل از استفاده از قطبش اولین رسید است (شکل ۷). از آنجا که مدل‌سازی امواج ناحیه‌ای بسیار وابسته به تابع گرین است، مقداری از این اختلاف، از مدل یک‌بُعدی ساده به کار رفته ناشی می‌شود. علاوه بر آن برای محاسبه تانسور ممان، کل شکل موج مدل‌سازی شده است اما در روش استفاده از قطبش اولین رسید موج، فقط بخش کوچکی از موج مورد استفاده قرار می‌گیرد. در روش برگردان تانسور ممان انحرافی، علاوه بر مولفه DC مولفه CLVD نیز در نظر گرفته می‌شود، این در حالی است که روش استفاده از قطبش براساس جفت‌نیرو بنا شده است. به منظور کسب اطمینان از پایداری جواب عمل برگردان برای داده‌های فیلتر شده در نوارهای بسامدی ۰/۰۵ - ۰/۰۹۵ و ۰/۰۶۵ - ۰/۰۹۵ هرتز نیز صورت گرفت و تغییر محسوسی در تانسور ممان محاسبه شده حاصل نشد. برای تعیین تابع‌های گرین از همان مدل به کار رفته در تعیین محل زمین لرزه‌ها استفاده شد (جدول ۱).

بردارهای ویژه تانسور ممان، مقادیر ریک، شیب و امتداد (rake, dip, strike) هستند. مقادیر ویژه، گشتاور اسکالر  $M_0$  و تجزیه تانسور ممان به سه بخش: جفت‌نیرو و DC، دوقطبی برداری خطی جبران شده CLVD (Compensated linear vector dipole) و حجمی VOL (Voluminal) را فراهم می‌کنند.

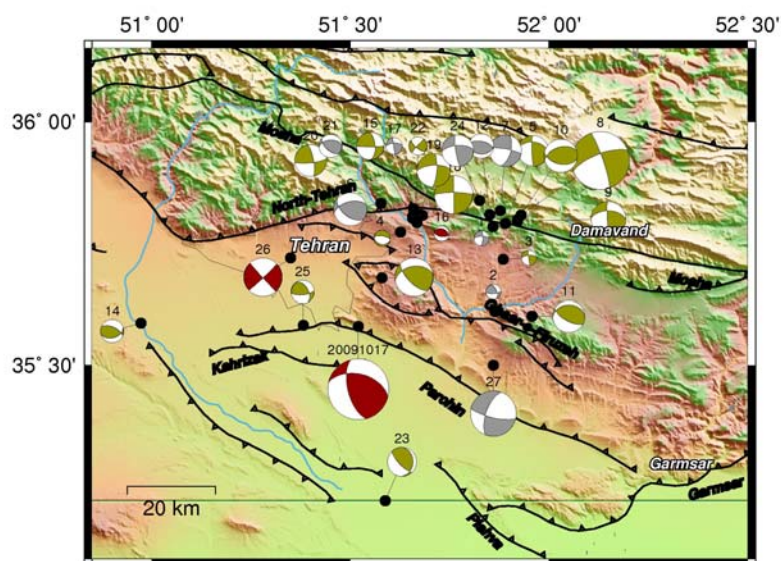
- مدهای برگردان تانسور ممان ممکن به قرار زیر هستند:
- برگردان همه تانسور ممان: همه شش سازوکار کانونی پایه (DC + CLVD + VOL)
- برگردان تانسور ممان انحرافی (Deviatoric): سازوکارهای کانونی پایه ۱، ۲، ...، ۵، (DC + CLVD, VOL % = 0)
- برگردان تانسور ممان با DC محدود شده (Constrained): فقط DC و  $VOL\% = CLVD\% = 0$
- تانسور ممان با DC ثابت و شناخته شده (فقط مکان و زمان جست‌وجو می‌شود).

برای حل تانسور ممان انحرافی (Deviatoric) فیلترهای با پهنای نوار متفاوت بررسی شد و در نهایت با فیلتر میان‌گذر ۰/۰۶ تا ۰/۰۹۵ هرتز بیشترین متوسط کاهش واریانس یعنی ۴۴ درصد برای همه ۷ ایستگاه و





**شکل ۳.** (الف) سازوکار کانونی زمین لرزه ۲۵ مهرماه ۱۳۸۸ ری تهران، حل شده با قطبش اولین رسید امواج ثبت شده در ۲۹ ایستگاه لرزه‌نگاری و شتاب‌نگاری محلی. (ب) حل‌های ممکن با در نظر گرفتن یک خطا در خوانش قطبش. D161, D141, D151, D201, D181, TDMM و ایستگاه‌های شتاب‌نگاری و 016, 012, 001, 021, 013, 019, 020, 109, 105, 106, ایستگاه‌های لرزه‌نگاری سازمان مدیریت بحران شهرداری تهران، IL3, DMV, VRN, MHD, FIR, RAZ و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه لرزه‌نگاری کشوری و DAMV, CHTH, KHMZ, NASN, ASAO و GHVR ایستگاه‌های نوار پهن شبکه ملی لرزه‌نگاری هستند.

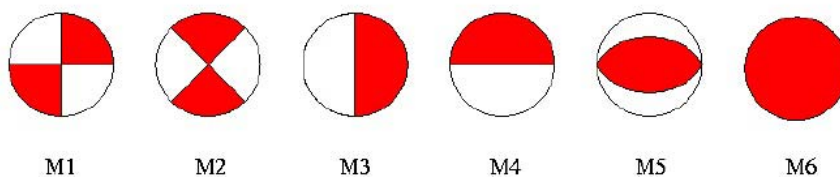


شکل ۴. سازوکارهای کانونی حل شده با قطبش اولین رسیدن امواج ثبت شده در منطقه (سازوکارهای کانونی از یمینی فرد و همکاران، ۱۳۸۸). سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۱۳۸۸ ری (20091017) حاصل تحقیق حاضر است. سازوکارهای سرخ، سبز و خاکستری به ترتیب نمایش‌دهنده سازوکارهای دارای کیفیت خوب، متوسط و ضعیف هستند. گسل‌ها از اشتری و همکاران، (۲۰۰۵).

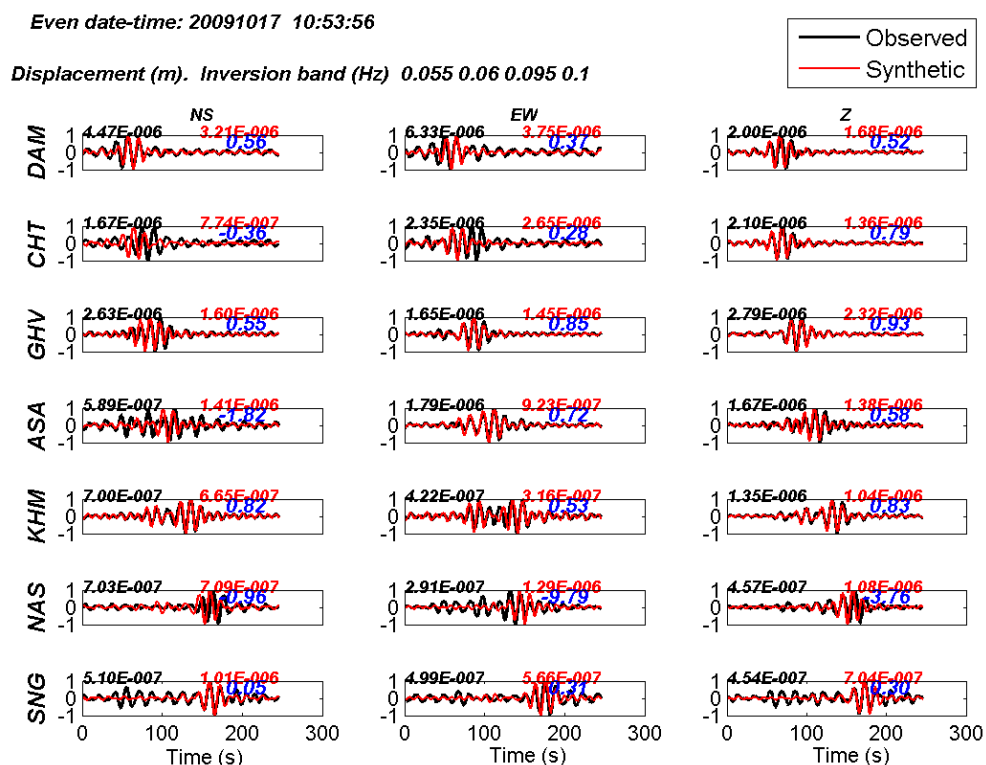
علاوه بر آن تعیین محل محاسبه شده با استفاده از زمان رسیده‌ها، محل اولین نقطه شکست، الزاماً محل سنترئوئید یعنی مکان با بیشترین لغزش نیست. لذا بخشی از تفاوت مشاهده شده ممکن است با این موضوع مرتبط باشد که البته با توجه به کوچک بودن زمین‌لرزه ری نباید چندان از هم فاصله داشته باشند. مدل‌سازی شکل موج ناحیه‌ای به دقت تابع گرین بسیار حساس است. این تحقیق روشن می‌سازد که مدل سرعت یک‌بعدی به کار رفته برآورد قابل‌قبولی از سازوکار و عمق زمین‌لرزه ری را به دست

با مقایسه نتیجه برگردان برای عمق‌های بین ۵ تا ۲۳ کیلومتر بهترین ضریب همبستگی برای عمق‌های سنترئوئید ۱۱ تا ۱۳ کیلومتر به دست آمد (شکل ۸). گشتاور لرزه‌ای برای این زمین‌لرزه برابر  $۱۰۱۵ \times ۳/۰۹۶$  نیوتن متر محاسبه شد که با استفاده از رابطه بزرگی گشتاور کاناموری (۱۹۷۷) بزرگای گشتاوری  $۴/۳$  را نتیجه می‌دهد.

عمق سنترئوئید این زمین‌لرزه  $۱۲ \pm ۲$  کیلومتر و عمق کانونی آن  $۱۵ \pm ۲$  کیلومتر تعیین شده است. با در نظر گرفتن حد پایینی عدم قطعیت در عمق زمین‌لرزه یعنی ۱۳ کیلومتر که نزدیک به حد بالایی عمق سنترئوئید است، تفاوت، در حد عدم قطعیت تعیین عمق در دو روش است.



شکل ۵. تانسورهای ممان به کار رفته در برگردان تانسور ممان کامل (Full moment tensor) (کیکوچی و کاناموری، ۱۹۹۱).

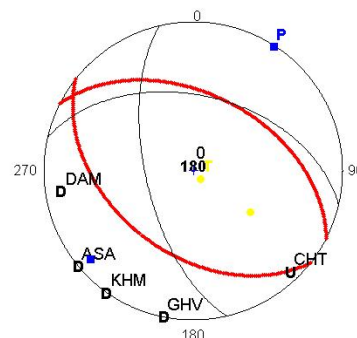


شکل ۶. مقایسه شکل موج جابه‌جایی زمین لرزه ۱۳۸۹ ری (شکل موج مشکی رنگ) با شکل موج‌های مصنوعی (شکل موج سرخ‌رنگ) حاصل از برگردان تانسور ممان در حوزه زمان با به‌کارگیری فیلتر میان‌گذر بین ۰/۰۶ تا ۰/۰۹۵ هرتز.

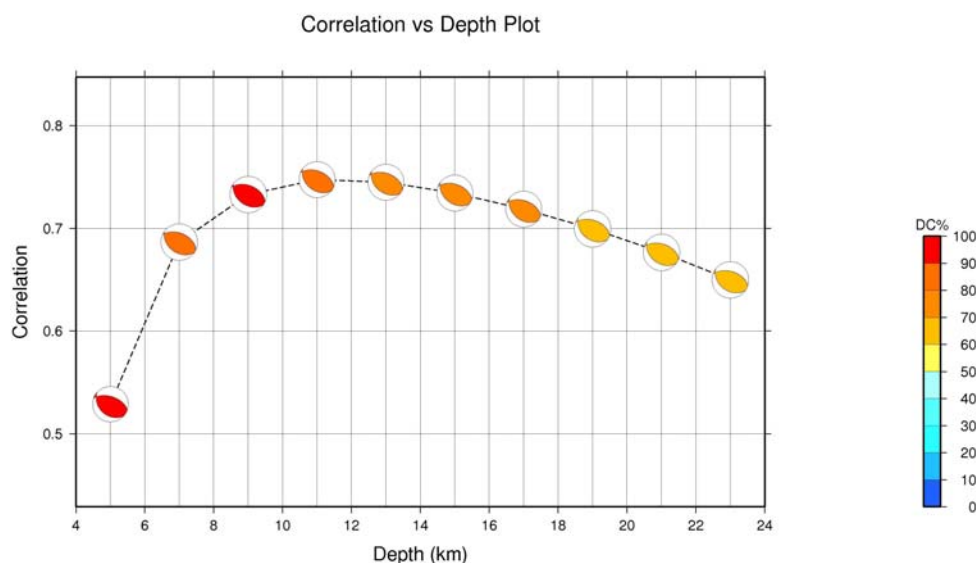
### ۶ نتیجه‌گیری

زمین لرزه ۱۳۸۸/۷/۲۵ با بزرگی گشتاوری ۴/۳ در شهر ری واقع در جنوب شرق تهران در جنوب کوه بی‌بی شهربانو رخ داده است. سازوکار کانونی محاسبه شده برای چشمه این زمین لرزه با استفاده از قطبیدگی اولین رسید و حل تانسور ممان، بیانگر گسلش غالب از نوع معکوس با همان امتداد گسل پارچین یعنی شمال- غرب جنوب-شرق با کمی مولفه امتدادلغز چپ‌گرد است. با توجه به هم امتداد بودن آزمون یکی از صفحات کمکی با امتداد گسل پارچین و غلبه مولفه معکوس لغزش، احتمال می‌رود که این زمین لرزه با گسل موردنظر مرتبط باشد. از آنجاکه پس از وقوع این زمین لرزه هیچ پس لرزه‌ای در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری منطقه ثبت نشده است، اظهارنظر در مورد

داده است. بدیهی است که با توجه به پوشش ایستگاهی و ثبت زمین لرزه در ۲ ایستگاه با فاصله رومرکزی ۸ کیلومتر، تعیین عمق با استفاده از زمان رسید امواج دقت بیشتری دارد.



شکل ۷. مقایسه سازوکار کانونی حل شده با استفاده از قطبش اولین رسید موج (سازوکار مشکی رنگ) و حل تانسور ممان (سازوکار سرخ‌رنگ).



شکل ۸. همبستگی برحسب عمق‌های ستروئید در بازه ۵ تا ۲۳ کیلومتر نشان‌دهنده بیشترین همبستگی بین عمق‌های ۱۱ تا ۱۳ کیلومتر است.

#### منابع

بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ روش، ب. و مهاجر اشجعی. ا.، ۱۳۷۱، پژوهش و بررسی ژرف نوزمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه-گسلش در گستره تهران و پیرامون: سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۵۶.

یمینی فرد، ف.، مرادی، ع.، حسینی، م.، و نوروزی، م.، ۱۳۸۸، مطالعه لرزه خیزی تهران بزرگ و مجاورت آن با استفاده از داده‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری تهران: فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، ۲۳، ۱۳۳-۱۳۸.

Abbasi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbasi, M. R., Hatzfeld, D., and Priestley, K., 2010, Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran): *Journal of Geodynamics*, **49**, 68-78.

Abbasi, M. R., and Shabanian Boroujeni, E., 2005, Determination of stress state and direction by inversion of fault-slip data in the southern of flank of Central Alborz: *Geosciences*, **12**, 2-17.

Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran: *Journal of Geodynamics*, **21**, 1-33.

صفحه اصلی گسل و شیب آن امکان‌پذیر نیست. متقی و همکاران (۲۰۱۰) با تعیین محل مجدد وقایع لرزه‌نگاری ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشوری، شیبی به سمت شمال شرق را برای بخش جنوب شرقی گسل پارچین مشاهده کرده‌اند که با مشاهدات زمین‌شناسی چالنگو و همکاران (۱۹۷۴) همخوانی دارد. وجود مولفه غالب معکوس زمین‌لرزه ۲۵ مهر ۱۳۸۸ شاهد دیگری بر غلبه حرکات معکوس در جنوب گسل امتدادلغز مشاء و تایید سازوکار تقسیم شدن لغزش بین گسل‌های امتدادلغز و معکوس در بخش جنوبی البرز است.

#### تشکر و قدردانی

نگارندگان به خاطر در اختیار قرارگرفتن داده‌های لرزه‌نگاری و شتاب‌نگاری سازمان پیش‌گیری و مدیریت بحران شهر تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، کمال تشکر و قدردانی را دارند.

- Motaghi, A. A., Rezapour, M. and Yamini-fard, F., 2010, Double-difference relocation of earthquake hypocenters along the southern flank of the Central Alborz: Iran: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **100**, 2014-2023.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbasi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabani, E., Tabbassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J. L., Massault, M., Chéry, J., and Vernant, P., 2003, Determining the long-term slip rate along the Mosha fault, Central Alborz, Iran, implications in terms of seismic Activity: S. E. E. 4 meeting, Tehran, 12-14 May.
- Ritz, J.F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Soleymani, S., and Vernant, P., 2006, Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics: *Geology*, **34**, 477-480.
- Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T., and Hsu, K. J., 1988, Origin and assembly of the Tehyde orogenic collage at the expense of Gondwana Land. In: Audley-Charles, M. G., Hallam, A. (Eds.), *Gondwana and Thetys.: Journal of the Geological Society, London, Spec. Publ.*, **37**, 119-181.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G., and Bollinger, G. A., 1984, A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data: *Earthquake notes*, **55**, 15.
- Sokos, E., and 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.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., and Bergman, E., 2007, The 2004 May Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran: *Geophys. J. Int.*, **170**, 249-261.
- Tchalenko, J. S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Bailly, M., and Arsovsky, M., 1974, Tectonic framework of the Tehran region: *Geol. Surv. Iran, Rept.* 29.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J., 2004, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophys. J. Int.*, **157**, 381-398.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Sharabi, M., and Qoraishi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: *J. Struct. Geol.*, **25**, 659-672.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge Earth Science Series: Cambridge University Press, London, 212.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran: *Tectonophysics*, **395**, 193-208.
- Berberian, M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran, in H. K. Gupta, F. M. D., ed., *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution: Washington D. C., American Geophysical Union*, 33-69.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **89**, 120-139.
- Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **71**(4), 959-971.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A., and Nikishin, A. M., 2003, The south Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modeling: *Sediment. Geol.*, **156**, 119-148.
- Farahani, J. V., and Zaré, M., 2011, The southeastern Tehran Earthquake of 17 October 2009 (Mw=4.0): *Seismological Research Letters*, **82**(3), 404-412.
- Hamzehloo, H., Sinaeian, F., Mahood, M., Mirzaei Alavijeh, H., and Farzanegan, E., 2009, Determination of causative fault parameters for the October 17, 2009, Ray-Tehran earthquake, using near field SH-wave data: *Seismology and Earthquake Engineering*, **11**, 121-131.
- Hutton, L. K., and Boore, D., 1987, The  $M_1$  scale in southern California: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **77**, 2074-2094.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin: *Geophys. J. Int.* **148**, 214-245.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes: *J. Geophys. Res.*, **82**, 1981-1987.
- Kikuchi, M., and Kanamori, H., 1991, Inversion of complex body waves-III: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **81**, 2335-2350.
- Lienert, B. R., Berg, E., and Frazer, L. N., 1986, Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **76**, 771-783.