# پارامترهای چشمه زمینلرزه ۲۵ مهرماه ۱۳۸۸ ری– تهران، با بزرگای گشتاوری ۴/۳

فرزام یمینیفرد'\*، علی مرادی ٔ و مجتبی نقوی ؓ

<sup>"</sup>پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران <sup>۲</sup>مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران <sup>۳</sup> سازمان پیش گیری و مدیریت بحران شهر تهران، ایران

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

#### چکیدہ

زمین لرزه ۲۵ مهرماه ۱۳۸۸ با بزرگای گشتاوری ۴/۳ با ترکیب دادههای ۲۹ ایستگاه لرزه نگاری محلی و شتاب نگاری 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 ۲±۱۵ کیلومتر تعیین محل شده است. سازوکار کانونی این زمین لرزه با استفاده از قطبش اولین رسید از نوع معکوس با مولفه کوچک امتدادلغز تعیین شده است. حل تانسور ممان این زمین لرزه به روش مدل سازی نگاشتهای جابه جایی ثبت شده در شبکه لرزه نگاری ملی نوار پهن ایران نشان دهنده سازوکار معکوس در امتداد شمال غرب -جنوب شرق به موازات گسل پارچین است. عمق سنتروئید این زمین لرزه ۲ ± ۱۲ کیلومتر و گشتاور لرزه ای ۱۰<sup>۹</sup> ۲/۱ 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 گسل های امتدادلغز و معکوس است.

**واژههای کلیدی**: زمینلرزه، 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.  $5\pm 2$  mm/yr shortening and  $4\pm 2$  mm/yr left-lateral strike-slip

ٌنگارنده رابط:

<sup>\*</sup>Corresponding author:

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 (Ms ~ 7.6) and Taleqan (Ms ~ 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, Mw 4.3, was located in the westernmost part of the Parchin fault in the south of Bibi Shahrbanoo Mountain, 35.57° latitude, 51.51° 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 deconvoloution 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 3.096e15 Newton meter resulting in a 4.3 moment magnitude using Kanamori (1977) relation.

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

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. درنتیجه، بررسی این زمینلرزه بهمنزلهٔ نزدیک ترین زمینلرزه دستگاهی 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 زمین لرزهای با بزرگای گشتاوری ۴/۳ در ساعت ۱۴:۲۳ 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 گسل های بزرگی چون مشاء، شمال تهران، ری و پارچین بیش از ۱۷۰ سال است که زمین لرزه بزرگی

1

مقدمه

www.SID.ir

گسل ایوانکی (بربریان، ۱۹۸۱) نیز شناخته می شود، گسله ای فشاری با راستای شمال غرب – جنوب شرق و با شیب به سمت شمال است که لبه شمالی آن در محدوده شهر تهران واقع می شود. اهمیت این گسل از آنجا بیشتر می شود که ممکن است زمین لرزه سده چهارم پیش از میلاد با بزرگی  $M_S = V/P$  ناشی از آن بوده باشد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

تعیین محلهای مطرح شده برای زمین لرزه ۱۳۸۸ از سوی مرکز لرزه نگاری کشوری و شبکه لرزه نگاری ملی با توجه به فواصل زیاد نزدیک ترین ایستگاه به کانون زمین لرزه، ۴۰–۴۵ کیلومتر، به ویژه برای تعیین عمق با محدودیت دقت روبه رو بوده اند. فراهانی و زارع (۲۰۱۱) نیز با استفاده از داده های صرفاً ۸ ایستگاه نوار پهن شبکه لرزه نگاری ملی کانون و سازوکار کانونی این زمین لرزه را ایستگاه به کانون و تعداد کم قطبش های خوانده شده، ممکن است خطای قابل توجهی داشته باشد.

با توجه به قرارگیری زمین لرزه فوق در داخل شبکه لرزه نگاری شهر تهران وابسته به سازمان پیش گیری و مدیریت بحران شهر تهران و فاصله کم ایستگاههای این شبکه از کانون زمین لرزه، تعیین موقعیت این زمین لرزه و سازو کار کانونی آن با دقت بسیار خوبی امکان پذیر شده است. در این مقاله داده های ثبت شده از این زمین لرزه در است. در این مقاله داده های ثبت شده از این زمین لرزه در مازمان پیش گیری و مدیریت بحران شهر تهران وابسته به سازمان پیش گیری و مدیریت بحران شهر تهران وابسته به موسسه ژئوفیزیک تهران و شبکه ملی لرزه نگاری ایران زلزله مورد استفاده قرار گرفته است. قابل ذکر است که لرزه سنجهای ایستگاههای لرزه نگاری سازمان مدیریت بحران شهر تهران و موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

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 ماستفاده از قطبش اولین رسید موج و حل تانسور ممان با مدلسازی شکل موج در این تحقیق بهدست آمده است. در این مقاله تانسور ممان با استفاده از کد فرترن ایزولا (ISOLA) محاسبه شده است (سکوس و زاهرادنیک، (Isolal) محاسبه شده است (سکوس و زاهرادنیک، ممان الگوریتم واهمامیخت تکراری Iterative (Iterative کیکوچی و کاناموری (۱۹۹۱) است و تابعهای گرین با استفاده از روش عدد موج ناپیوسته (۱۹۹۱) مطرح شدهٔ بوشون (۱۹۹۱)

زمينساخت و لرزه زمين ساخت منطقه

رشته کوه های 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 بهمنزلهٔ 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). رشته کوههای البرز در غرب با کوههای تالش و از شرق با کوههای کپهداغ محدود شده است و سامل چندین لایه آتشفشانی و رسوبی با سنهای کامبرین تا ائوسن است که در طی برخورد در سنوزوئیک فوقانی تشکیل شدهاند (علوی، ۱۹۹۶). کوتاه شدگی کلی آن از پلیوسن پیشین در طول جغرافیایی تهران، در حدود ۳۰ کیلومتر برآورد شده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

البرز مركزي تحت تأثير چندين گسل فعال قرار دارد. بیشتر آنها با روند کلی رشته کوهها موازی هستند و همگرایی مایل عهد حاضر را در عرض رشته کوهها تعدیل می کنند. در شمال این گستره، گسل.های معکوس خزر و شمال البرز شیبی به سوی جنوب و کمی مؤلفه امتدادلغز چپگرد دارند (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). مرزهای آغاز توپوگرافی شدید در جنوب البرز، گسل های فعال مشاء، طالقان و شمال تهران هستند. گسل شمال تهران بهوضوح در حکم یک گسل رورانده و دو گسل دیگر در دوره كواترنرى همانند گسلهاى امتدادلغز چپگرد رفتار کردهاند (ریتز و همکاران، ۲۰۰۳). مهم ترین این گسلها، گسل مشاء با طول تقریبی ۱۸۰ کیلومتر است که بهوضوح الگوی حوضه آبریز را تغییر داده و یک جابهجایی کلی چپ گرد ۳۵–۳۰ کیلومتری را باعث شده است. زمان آغاز این حرکت هنوز مشخص نیست و آهنگ لغزش متوسط فعلی حدود ۳ میلیمتر در سال برآورد شدهاست (ریتز و همکاران، ۲۰۰۳). در جنوب تهران نیز گسل های اییک، پارچین، گرمسار و پیشوا حرکت معکوس با مؤلفه چپ گرد 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 بزرگئتر از ۶/۵ را در سالهای ۹۵۸، ۱۹۶۹ و ۱۸۳۰ پشت سر گذاشته است (بربریان و یتس، ۱۹۹۹). آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) پیشنهاد دادهاند که یکی از بزرگ ترین زلزلهها (۷/۲ ~ M<sub>S</sub>) در قرن سوم روی گسل گرمسار رخ داده که واقعه بزرگ دیگری را نیز در ۷۴۳ بهخود 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 مال ۲۴۱ قمری (۵۵۸ میلادی) باعث ویرانی خانههای زیادی در ری و شمار زیادی تلفات شده است (آمبرسیز 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 گسل ها مانند گسل گرمسار، گسل مشاء، گسل شمال البرز و جنوب گسل رباط کریم واقع در جنوب غربی تهران مشاهده می شود (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵). نتایج حاصل از تعیین محل مجدد با روش تعیین محل نسبی چند توزیع متمرکز وقایع در اطراف گسل.های مشاء و جنوب آن و توزیع پراکندهای را در اطراف گسل.های گرمسار و پارچین و شیب به سوی شمال همراه شده با این گسل ها را در شرق تهران نشان میدهد (متقی و همکاران، ۲۰۱۰). این شیب به سمت شمال با مشاهدات زمین شناسی شیب گسل ها توافق دارد. بیشتر سازو کارهای خُردزمین لرزه ای ثبت شده در شبکه های 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 زمینلرزههای دورلرز در البرز ترکیبی از سازوکارهای معکوس و امتدادلغز با عمقهای کمتر از ۱۵ کیلومتر را نشان میدهد (پریستلی و همکاران، ۲۰۰۲). بااینحال زلزله بلده اولین زلزلهای است که برای آن عمق ۲۲ کیلومتر تعیین شده و عمق پسلرزههای آن که از دادههای شبکه محلی تعیین شده، تا ۳۵ کیلومتر نیز ادامه داشته است (تاتار و همکاران،

www.SID.ir

اندازه گیری های GPS مقدار ۲ ± ۵ میلی متر در سال کوتاه شدگی و ۲ ± ۴ میلی متر در سال حرکت امتدادلغز چپ گرد را در البرز مرکزی نشان داده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). حرکت کلی چپ گرد مایل در عرض البرز بین گسل های امتدادلغز و معکوس جدا از هم تقسیم شده است و بهنظر می رسد در این تقسیم شدگی گسل های مدده است و بهنظر می رسد در این تقسیم شدگی گسل های نسبتاً زیاد واقع شدهاند، در حالی که گسل های معکوس دردامنه های شمالی و جنوبی واقع شدهاند (تاتار و همکاران، ۲۰۰۷). تحلیل مورفو زمین ساخت ساختاری 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 ومدیریت بحران شهر تهران و وقوع زمین لرزه در داخل این شبکه تعیین محل این زمین لرزه با دقت زیاد امکان پذیر شد. کانون این

سرعت موج S (km/s) سرع موج (km/s) P) مرز بالای لایه (km) لايه ۳/۱ ۵/۴ ۱ ٣/۴  $\Delta/\Lambda$ ٣ ۲ ۳/۵ ۶/۱ v ٣ ٣/۶ 8/80 18 ۴ ۶/۴ ۳/۷ 74 ۵

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

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

رومرکز این زمینلرزه با ترکیب دادههای لرزهنگاری و شتابنگاری با گاف آزیموتی ۷۵ درجه، خطای کمتر از ۱± کیلومتر در امتدادهای طول و عرض جغرافیایی و t کیلومتر در عمق و میانگین خطای باقی مانده زمانی ۰/۲ ثانیه در امتداد گسل پارچین در جنوب کوه بیبی شهربانو با مختصات °۳۵/۵۶۷ عرض جغرافیایی شمالی و ا ا ا ا مول جغرافیایی شرقی و در عمق ۲  $\pm$  ۱۵ + ۱۵ + ۱/۵۱۲° کیلومتر واقع شدہ است که طبق فهرستنامه زمینلرزہھای شبکه لرزهنگاری شهر تهران وابسته به سازمان پیش گیری و مديريت بحران شهر تهران محل وقوع چند خُردزمینلرزه هم بوده است (یمینیفرد و همکاران، ۱۳۸۸)(شکل ۱). رومرکز زمینلرزه ۲۵ مهرماه در منطقه مرکز مەلرزەای زمینلرزہ تاریخی ۲۴۱ قمری واقع میشود (شکل ۲). بزرگی محلی این زمینلرزه با استفاده از متوسط بزرگیهای محاسبه شده از بیشینه دامنه مولفههای قائم و افقی و استفاده از رابطه بزرگی هوتون و بور (۱۹۸۷) به تر تیب بر ابر ۲/۸ و ۴/۲ محاسبه شد.

(۲۰۰۵) در شبکه موقت متراکم، ۲۵ – ۳ کیلومتر عمق

**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 ، Ml بزرگای محلی، ،Az ،de و R بهترتیب شیب ، آزیموت و ریک صفحات،PIT ،AzT ،PIP بهترتیب آزیموت و شیب محورهای فشاری و کششی هستند. a ، b، e و f بهترتیب پارامترهای کانونی محاسبه شده در مرکز لرزهنگاری کسفوری، 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				

رومرکز تعیین شده در این تحقیق با توجه به آنکه نزدیک ترین ایستگاه به رومرکز زمین لرزه فقط ۸ کیلومتر با آن فاصله دارد نسبت به تعیین محل های صورت گرفته در دیگر شبکه های لرزهنگاری دقت بیشتری دارد. بااین حال رومرکز تعیین شده در مرکز لرزهنگاری کشوری بسیار نزدیک به رومرکز تعیین شده برای این زمین لرزه در تحقیق حاضر است (جدول ۲).

# ۴ سازو کار کانونی زمین لرزه براساس قطبش اولین ۲ رسید موج P

با استفاده از قطبیدگی اولین رسید موج به ۲۹ ایستگاه لرزهنگاری و شتابنگاری سازوکار کانونی زمین لرزه ۲۵ مهر ۱۳۸۸ ری با برنامه Focmec (اسنوک 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 ست که در این صورت سازوکار این زمین لرزه از نوع معکوس با کمی مولفه امتداد لغز چپ گرد است. به منظور بررسی کیفیت سازوکار بهدست آمده، همهٔ حل های ممکن با فرض یک خطا در قطبیدگی بررسی شد که این نشان دهنده حل نامطمئن یکی از صفحات کانونی است. با این حال جواب غالب همان سازوکار معکوس با کمی مولفه امتداد لغز است. با نگاهی به سازوکارهای دیگر

محاسبه شده در جنوب گسل مشاء به نظر میرسد که این نوع سازوكار، در منطقه جنوبي اين گسل امتدادلغز، سازوكار غالب است (شكل ۴). اين مشاهدات دلالت برسازوكار تقسيمشدگي تغييرشكل در حاشيه جنوبي البرز بین حرکات امتدادلغز و معکوس دارد . بررسی های میدان تنش نوزمینساختی در لبه جنوبی البرز مرکزی عباسی و شبانیان (۲۰۰۵)، جهت N۴۰ 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 می شود 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 <sup>°</sup>۲۹۲، ۳۶° و ۵۹°، که معرف سازوکار معکوس دارای کمی مولفه امتدادلغز چپ گرد است، همخواني نسبتاً خوبي 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.



**شکل ۱**. زمینلرزههای 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 (یمینیفرد 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 زمینلرزه ۲۵ مهر ۱۳۸۸ ری محاسبه شده در این مقاله و دایرههای نارنجی و صورتیرنگ، بهترتیب رومرکز تعیین شده برای این زمینلرزه در مرکز لرزهنگاری کشوری و شبکه لرزهنگاری ملی را نمایش میدهند. گسلها از اشتری و همکاران، (۲۰۰۵).

#### ۵ تانسور ممان زمین لرزه

با توجه به ثبت این زمین لرزه در ایستگاههای شبکه ملی لرزه نگاری نوار پهن ایران وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، سازو کار کانونی این زمین لرزه با برگردان تانسور ممان این زمین لرزه در حوزه زمان مورد بررسی قرار گرفت. به منظور محاسبه تانسور ممان نرم افزار ASOLA (سکوس و زاهراندیک، ۲۰۰۸) مورد استفاده قرار گرفت. این برنامه بر اساس نمایش چشمه نقطه ای چندگانه و روش واهمامیخت تکراری (iterative) مشابه به روش کیکوچی و کاناموری (۱۹۹۱) تهیه شده است با این تفاوت که همهٔ شکل موج مدل سازی شده و تابعهای گرین با روش عدد موج گسسته بوشون (۱۹۸۱) محاسبه می شود.

لرزهنگاشت مصنوعی S(t) با ترکیب لرزهنگاشتهای پایه e<sub>i</sub>(t)، که S(t) = ∑(a<sub>i</sub>.e<sub>i</sub>(t)) یعنی (i = 1, 2, 3, 4, 5, 6 ¢) تقریب زده میشود. لرزهنگاشتهای پایه مطابق

سازوکارهای کانونی پایه نشان داده شده در شکل ۵ هستند، درحالیکه ضرایب <sub>i</sub>a پارامترهایی هستند که بایستی برای تعیین مولفه های تانسور ممان m جستوجو شوند. درصورتیکه لرزهنگاشتهای سه مولفه ای ثبت شده در ایستگاهها، که همان داده ها هستند با له نمایش داده شده در ایستگاهها، که همان داده ها هستند با له نمایش داده شوند، مسئله برگردان خطی d = G با روش حداقل مربعات (Least square) حل می شود که در آن G مشتقات تابع گرین است:  $M = (G^TG)^{-1}G^Td,$ 

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

ضرایب a<sub>i</sub> با تانسور ممان M<sub>pq</sub> مرتبطاند که در آن p و z(>0, up) ،y(>0, E) ،x(>0, N) ،y(>0, E) ،http: اشاره دارند:

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



**شکل۲**. زمین لرزههای تاریخی منطقه تهران و حومه (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). گسلها از اشتری و همکاران، (۲۰۰۵).

بردارهای ویژه تانسور ممان، مقادیر ریک، شیب و امتداد (rake, dip, strike) هستند. مقادیر ویژه، گشتاور اسکالر M<sub>0</sub> و تجزیه تانسور ممان به سه بخش: جفتنیرو DC، CLVD و تجزیه تانسور ممان به سه بخش VOL و حجمی VOL) و حجمی VOL) و حجمی VOL) را فراهم می کنند.

مدهای برگردان تانسور ممان ممکن به قرار زیر هستند:

- بر گردان همهٔ تانسور ممان: همهٔ شش سازو کار کانونی پایه
  DC + CLVD + VOL)
- برگردان تانسور ممان انحرافی (Deviatoric):
  سازوکارهای کانونی پایه ۵، ...، ۲، ۱ (DC + CLVD)
  ۷ (DC + CLVD)
- بر گردان تانسور ممان با DC محدود شده (Constrained):
  فقط DC و 0 = % VOL
- تانسور ممان با DC ثابت و شناخته شده (فقط مكان و زمان
  جستوجو می شود).

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

۹۷٪ مولفه مستقیم (DC) حاصل شد که نشاندهندهٔ 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 مدل سازی امواج ناحیه ای بسیار وابسته به تابع گرین است، مقداری از این اختلاف، از مدل یک بُعدی ساده به کار رفته ناشی می شود. علاوه بر آن برای محاسبه تانسور ممان، کل شکل موج مدل سازی شده است اما در روش استفاده از قطبش اولین رسید موج، فقط بخش بر گردان تانسور ممان انحرافی، علاوه بر مولفه CC مولفه بر گردان تانسور ممان انحرافی، علاوه بر مولفه CL مولفه روش استفاده از قطبش براساس جفت نیرو بنا شده است.

به منظور کسب اطمینان از پایداری جواب عمل بر گردان برای داده های فیلتر شده در نوارهای بسامدی ۵۰/۰۰ – ۰۹۵/۰ و ۰/۰۶۵ – ۰/۰۹۵ هرتز نیز صورت گرفت و تغییر محسوسی در تانسور ممان محاسبه شده حاصل نشد. برای تعیین تابع های گرین از همان مدل به کار رفته در تعیین محل زمین لرزه ها استفاده شد (جدول ۱).

www.SID.ir



2009 1017 1053 56.7 L 35.567 51.512 14.7 THM 28 0.2 4.0LTHM

شکل ۳. (الف) سازوکار کانونی زمینلرزه 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. D181، D201، D151، D141، D151 و TDMM ایستگاههای شتابنگاری و 016، محلی. (ب)-طهای ممکن با در نظر گرفتن یک خطا در خوانش قطبش. J181، D201، D151، D151، D161، D161، و TDMM ایستگاههای شتابنگاری و 016، محلی. (ب)-طهای ممکن با در نظر گرفتن یک خطا در خوانش قطبش. J181، D201، D151، D151، D161، D161، و TDMM ایستگاههای شتابنگاری و 016، محلی. (ب)-طهای ممکن با در نظر گرفتن یک خطا در خوانش قطبش. J180، D181، D201، D151، D151، D161، D161، D161، I محلی. (ب)-طهای ممکن با در نظر گرفتن یک خطا در خوانش قطبش. J180، D181، D151، D151، D151، D151، J181، J181، J181، J161، D151، J161، J16

(ب)



**شکل ۴**. سازوکارهای کانونی حل شده با قطبش اولین رسید امواج ثبت شده در منطقه (سازوکارهای کانونی از یمینیفرد و همکاران، ۱۳۸۸). سازوکار کانونی زمینلرزه ۱۳۸۸ ری (20091017) حاصل تحقیق حاضر است. سازوکارهای سرخ، سبز و خاکستری بهترتیب نمایشدهندهٔ سازوکارهای دارای کیفیت خوب، متوسط و ضعیف هستند. گسلها از اشتری و همکاران، (۲۰۰۵).

با مقایسه نتیجه برگردان برای عمقهای بین ۵ تا ۲۳ کیلومتر بهترین ضریب همبستگی برای عمقهای سنتروئید ۱۱ تا ۱۳ کیلومتر بهدست آمد (شکل ۸). گشتاور لرزهای برای این زمین لرزه برابر ۱۰<sup>۱۵</sup> × ۲/۰۹۶ نیوتن متر محاسبه شد که با استفاده از رابطه بزرگی گشتاور کاناموری (۱۹۷۷) بزرگای گشتاوری ۴/۳ را نتیجه میدهد.

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

علاوه بر آن تعیین محل محاسبه شده با استفاده از زمان رسیدها، محل اولین نقطه شکست، الزاماً محل سنتروئید 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 زمین لرزه ری نباید چندان از هم فاصله داشته باشند. مدلسازی شکل موج ناحیهای به دقت تابع گرین بسیار حساس است. این تحقیق روشن می سازد که مدل سرعت یک بعدی به کار رفته بر آورد قابل قبولی از سازوکار و عمق زمین لرزه ری را به دست



**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 زمینلرزه 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.

داده است. بدیهی است که با توجه به پوشش ایستگاهی و ثبت زمینلرزه 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 مشگیرنگ) و حل تانسور ممان (سازوکار سرخرنگ).

# ۶ نتيجه گيري

زمین لرزه ۲/۳۸۸/۲۵ با بزرگی گشتاوری ۴/۳ در شهر ری واقع در جنوب شرقی تهران در جنوب کوه بی بی شهربانو رخ داده است. سازو کار 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 چپ گرد است. با توجه به هم امتداد بودن آزیموت یکی از صفحات کمکی با امتداد گسل پارچین و غلبه مولفه معکوس لغزش، احتمال می رود که این زمین لرزه با گسل موردنظر مرتبط باشد. از آنجاکه پس از وقوع این زمین لرزه هیچ پس لرزه ای در ایستگاه های لرزه نگاری منطقه ثبت نشده است، اظهار نظر در مورد



**شکل ۸** همبستگی برحسب عمق های سنتروئید در بازه ۵ تا ۲۳ کیلومتر نشاندهنده بیشترین همبستگی بین عمق های 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،

- Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, 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 امکان پذیر نیست. متقی و همکاران (۲۰۱۰) با تعیین محل مجدد وقایع لرزه نگاری ثبت شده در شبکه لرزه نگاری کشوری، شیبی به سمت شمال شرق را برای بخش جنوب شرقی گسل پارچین مشاهده کرده اند که با مشاهدات زمین شناسی چالنکو و همکاران (۱۹۷۴) همخوانی دارد. وجود مولفه غالب معکوس زمین لرزه ۲۵ مهر ۱۳۸۸ شاهد دیگری بر غلبه حرکات معکوس در جنوب گسل امتدادلغز مشاء و تایید سازو کار تقسیم شدن لغزش بین گسل های امتدادلغز و

تشکر و قدردانی نگارندگان به خاطر در اختیار قرارگرفتن دادههای لرزهنگاری و شتابنگاری سازمان پیش گیری 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 Yaminifard, 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., Feghhi, K., Shabanian, 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 Iransouthern 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 Tehyside 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 Geoseiences, **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<sub>1</sub> 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.