

لرزه‌شناسی دستگاهی بخش خاوری گسل مشا

امین عباسی^{۱*}، محمد تاتار^۲، محمدرضا عباسی^۲ و فرزام یمنی‌فرد^۲

^۱مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱/۲۲، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۹/۳۰)

چکیده

گسل مشا یکی از گسل‌های مهم و تهدیدکننده کلان‌شهر تهران (بایتخت کشور) است. تا پیش از این تحقیق، دانش لرزه‌شناسی دستگاهی منطقه به داده‌های کم، همراه با خطای تعیین مکان به‌ویژه در عمق و تعداد اندک سازوکار کانونی در پیوند با روند مشا، محدود بوده است. در تحقیق حاضر، خردلرزه‌های (Micro Earthquakes) خاور لبه‌جنوبی البرز مرکزی به‌ویژه بخش خاوری گسل مشا به کمک نصب شبکه موقت محلی و متراکم، ثبت و پردازش شده است. پس از خوانش فاز امواج پوسته‌ای (Pg, Sg)، زمین‌لرزه‌های دارای پوشش آریموتی مناسب و خطای باقی‌مانده زمانی (Timing Residual errors) و مکانی ناچیز پالایش شد و برای تعیین نسبت سرعت امواج (Vp/Vs) و محاسبه مدل یک‌بُعدی ساختارسرعتی پوسته بالایی به کار رفت. سپس با مکان‌یابی دقیق و حل سازوکار ژرفی خردلرزه‌های قابل‌اعتماد، لرزه‌خیزی، چگونگی جنبش، هندسه گسله‌ها و وضعیت لرزه‌زمین‌ساختی منطقه بررسی و تحلیل شد.

واژه‌های کلیدی: گسل مشا، خردلرزه‌خیزی، ساختارسرعتی پوسته، سازوکار کانونی

Instrumental Seismology of the Eastern part of the Moshā Fault

Amin Abbasi^{1*}, Mohammad Tatar², Mohammad Reza Abbasi² and Farzam YaminiFard²

¹Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Iran

(Received: 11 April 2011, accepted: 21 December 2011)

Summary

Moshā is one of the most important and threatening faults in Tehran Megacity (Capital of Iran). Instrumental seismology in the region was limited to insufficient data along with location errors especially in depths as well as the small number of available focal mechanisms in bound with the trends in Hedayati et al. (1976) and Ashtari et al. (2005). In the study ahead, by installing 48 local and temporary seismological stations during June to November 2006, micro earthquakes around the eastern part of the southern flank of central Alborz particularly the Moshā fault zone were recorded and processed. The local temporary network consisted of 24 one-vertical-component TAD-2 Hz, 11 3-components MiniTitan- 5 S and 13 3-components Guralp 6TD 0.02-10 S sensors.

*Corresponding author:

amabbasi@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

Sampling rates were 100 samples/sec for Guralp sensors and 125 samples/sec for the others in continuous and triggering threshold modes. 115 well recorded micro earthquakes with an appropriate azimuthal gap ($\text{Gap} \leq 180^\circ$), a trivial residual timing and location errors ($\text{RMS} \leq 0.3 \text{ sec}$, $\text{Erh} \leq 2 \text{ km}$ and $\text{Erz} \leq 3 \text{ km}$) were selected and applied for the wave velocity ratio (V_p/V_s) calculation based on Wadati (1933) and Chatelain (1978) approaches (1549 P-wave and 1495 S-wave arrival times). A 1-D model of the upper crustal velocity structure was determined as well. SEISAN software (Havskov and Ottemöller, 2005) for phase readings, Hypo71 (Lee and Lahr, 1975) Hypocenter (Barry, 1994.) for seismic event locations, VELEST (Kissling, 1988) for a crustal velocity layers model and FOCMEC program (Snook, 2003) for focal mechanism solutions were used. Four layers at the depths 3, 7, 16 and 24 km of the crust were determined with P-wave velocities of 5.4, 5.8, 6.1 and 6.25 km/sec, respectively.

Accurate locations of 553 micro earthquakes and 15 A and 31 B (excellent for A and good for B groups in red and blue colors in related figures respectively) classes of focal mechanism solutions of the reliable micro earthquakes with a high quality of P-wave first arrival polarities (more than 8 Pg onset's signs), were provided for the possible analyses of seismicity, the fault geometries-movements and seismotectonic interpretations. We have found that the Eastern part of Mosha fault, longitudinally located from 51.7° to 52.5° , has a northward high dip angle and complex focal mechanisms. The fault mechanisms varied from thrust, strike slip with a small reverse component to reverse with a small normal component from the West to the East. From grouping analysis of the focal mechanism P (or T) axes, the strikes, N 40 (or N 130) were derived for the compression (or tension) stress direction approximately. The focal mechanisms accompanying with the geodynamic analyses from GPS measurements in the studied area reveal a slip partitioning in the local and regional scale compatible with some conclusions from the previous studies (Ritz et al., 2006 and Tatar et al., 2007).

Although micro and large earthquakes nonlinearity relation in stress axes orients as true or not proved is important (Mercier et al., 1991 and Hatzfeld et al., 1999), seismotectonics strain analyses of the micro earthquakes in the studied area show the same results of the large earthquakes stress analyses in stress inversion method by Gillard and Wyss (1995). In addition, this study has demonstrated a seismic active trend as mentioned by Jajrood-Pardis-Absard in the South of Mosha fault. Concentrated seismic activities around Mosha fault in the time of data recording have shown that it is a potential hazard for the studied area.

Key words: Mosha fault, microearthquake, crustal velocity structure, focal mechanism

۱ مقدمه

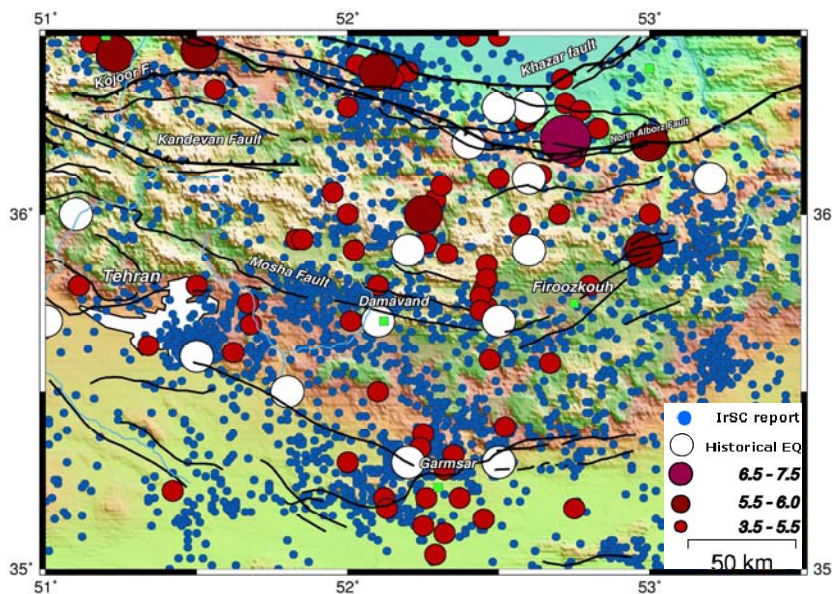
تنش‌های لرزه‌زمین‌ساختی بارها زمین‌لرزه‌های بزرگ و پیامدهای جانی و مالی زیانباری برای منطقه البرز در شمال سرزمین ایران در پی داشته است. گستره تهران بزرگ درمقام پایتخت کشور در دامنه‌های جنوبی رشته‌کوه‌های البرز قرار دارد و دارای بخش عمده‌ای از جمعیت کشور است. اسناد تاریخی و تحقیقات دیرینه‌لرزه‌شناختی، رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ و ویرانگری را در پهنه البرز مرکزی

و به‌ویژه گستره تهران و پیرامون آن تأیید کرده است. از آخرین و بزرگ‌ترین زمین‌لرزه منطقه (۲۷ مارس ۱۸۳۰ میلادی دماوند- شمیران با بزرگی تقریبی ۷/۱، آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲)، بیش از ۱۸۰ سال می‌گذرد. لرزه‌خیزی تاریخی و دستگاهی منطقه مورد بررسی براساس اطلاعات موجود، شامل داده‌های زمین‌لرزه‌ای شبکه لرزه‌نگاری کشوری با بزرگی کمتر از ۴/۵ تا سال ۲۰۰۸ میلادی و زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در

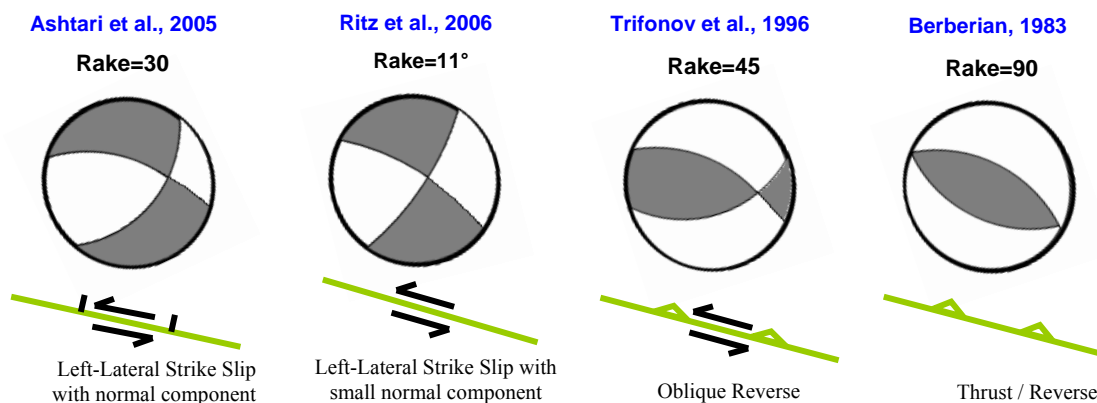
گسل، در مورد سازوکار حرکت آن توافق مناسبی وجود ندارد. در بررسی‌های این پژوهشگران به ترتیب تاریخ انواع سازوکارها، شامل فشاری (راندگی)، راستالغز چپ‌گرد کج‌لغز (Oblique strike slip)، راستالغز چپ‌گرد با مؤلفه کوچکی از کشش و راستالغز چپ‌گرد با مؤلفه بزرگی از کشش برای این گسل بیان شده است (شکل ۲). از هندسه زیرسطحی ساختارهای گسلی فعال، به‌ویژه شیب و گسترش به سمت پایین این گسل‌ها اطلاعات بسیار کمی وجود دارد. همین دانش اندک نیز از یافته‌های زمین‌ساختی در سطح به‌دست آمده است. در همین حال، نقشه‌های زمین‌شناسی گوناگون بیانگر رخنمون‌های سنی توده‌های سنگی قبل از هولوسن هستند و یا گسترش اندک این رخنمون‌ها، الزاماً شواهد فعال بودن گسل‌ها را بروز نمی‌دهند (عباسی، ۱۳۸۱).

فهرست‌نامه‌های جهانی مانند، EHB Global, NEIC, CMT Project در شکل ۱ نشان داده شده است. این داده‌ها به دلیل پوشش کم ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و شناخت ناکافی از ساختمان پوسته و مدل‌های منظور شده برای محاسبات مربوط به تعیین مکان زلزله‌ها، با خطای مکانی بیش از ۱۰ کیلومتر در رومرکز و گاهی بیشتر از این مقدار در عمق‌کانونی رویدادها همراه هستند (انگدال و همکاران، ۱۹۹۸ و ۲۰۰۶).

در مورد لرزه‌خیزی و سازوکار گسلش مرتبط با گسل مشا در بین پژوهشگران و تحقیقات صورت گرفته روی مکان‌های متفاوت در طول گسل مشا تاکنون (بربریان، ۱۹۸۳؛ تریفونوف و همکاران، ۱۹۹۶؛ اکسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ ریتز و همکاران، ۲۰۰۶؛ اشتري و همکاران، ۲۰۰۵)، به‌جز در مورد روند کلی و یا سمت شیب این



شکل ۱. لرزه‌خیزی تاریخی و دستگاهی منطقه مورد بررسی براساس اطلاعات موجود. دایره‌های آبی مربوط به داده‌های زمین لرزه‌ای شبکه لرزه‌نگاری کشوری و دارای بزرگای کمتر از ۴/۵ تا سال ۲۰۰۸، دایره‌های قهوه‌ای متناسب با بزرگای رویدادها مربوط به زمین لرزه‌های ثبت شده در فهرست‌نامه‌های جهانی (۱۹۲۳ تا ۲۰۰۹) و دایره‌های سفید مربوط به مکان تقریبی زمین لرزه‌های تاریخی است.

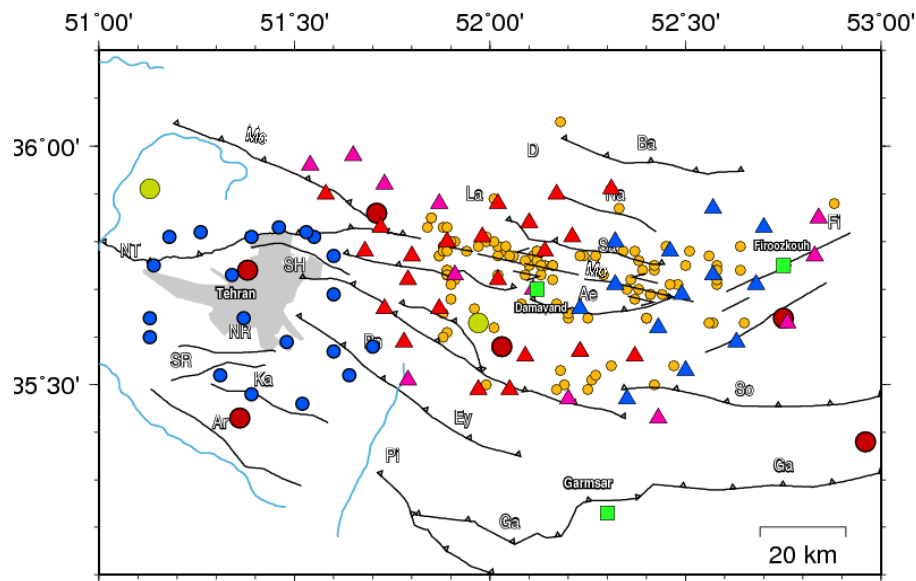


شکل ۲. نمایش ساده نتایج کار پژوهشگران گوناگون در مورد سازوکار گسل مشا. راستای گسل تقریبی و حدود ۱۱۰ درجه از شمال منظور شده است.

۲۰۰۶؛ احتشامی و یساقی، ۲۰۰۶؛ بلاتو و همکاران، ۲۰۰۸؛ لندگراف و همکاران، ۲۰۰۹) مرتبط باشد، اما داده‌های لرزه‌شناختی دستگاهی مستندی برای تأیید و یا رد این ایده‌ها، به‌ویژه در عمق وجود نداشته است. به همین منظور تعداد ۴۸ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت در شبکه‌ای گسترده در سطح زمین (دو بعد طول و عرض) نصب شد. ایستگاه‌ها با توزیع تقریباً یکنواخت (در فاصله ۷ تا ۱۵ کیلومتر از یکدیگر برحسب شرایط جغرافیایی و امکان دسترسی) پیرامون گسل مشا و ساختارهای پهنه خاوری لبه‌جنوبی البرز مرکزی قرار داشتند. ابعاد تقریبی منطقه تحت پوشش، ۱۲۰ کیلومتر درازا و حدود ۶۰ کیلومتر پهنا از غرب به تهران، از شرق به شرق فیروزکوه، از جنوب به ایوانکی در استان سمنان و از شمال به شهر رینه (جنوب قله دماوند) در استان مازندران، بین طول ۵۱ تا ۵۳ درجه شرقی و عرض ۳۵/۲ تا ۳۶ درجه شمالی بوده است، شکل ۳. به کمک این شبکه خردلرزه‌های منطقه به مدت ۴ تا ۶ ماه (برحسب امکان برداشت داده از ایستگاه‌های متفاوت) از خرداد تا آبان ماه ۱۳۸۵ خورشیدی (ژوئن تا نوامبر ۲۰۰۶ میلادی) ثبت و برای بررسی و تحلیل لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت پیرامون گسل مشا پردازش شده‌اند.

در مدل ساختار سرعتی یک‌بُعدی اشتیری و همکاران (۲۰۰۵)، که به‌منزله مدل موجود (پیشین) در مکان‌یابی اولیه رویدادها به‌کاررفته است، از ژرفای لایه‌ای در اعماق بیش از ۱۲ کیلومتر، آگاهی مناسبی در دست نیست. با وجود آنکه داده‌های لرزه‌ای ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشوری نشان از فعالیت زمین‌لرزه‌ای شرق تهران دارد و تمرکز لرزه‌خیزی پیرامون گسل مشا تداعی می‌کند که یکی از گسل‌های تهدیدکننده منطقه تهران باشد، اما با وجود خطای زیاد در تعیین رومرکز و عمق رویدادهای لرزه‌ای، امکان تعیین هندسه و عمق لایه لرزه‌زا و نسبت دادن فعالیت‌ها به ساختارهای لرزه‌ای، فراهم نبوده است. مگی و همکاران (۲۰۰۰) مناسب‌ترین روش در تعیین عمق رویدادهای لرزه‌ای در یک منطقه را استفاده از زمان‌های رسید امواج لرزه‌ای ثبت شده در شبکه متراکم محلی دانسته‌اند.

لرزه‌شناختی دستگاهی مستند روی گسل مشا به تعداد اندک سازوکار کانونی در کار هدایتی و همکاران (۱۹۷۶)، اشتیری و همکاران (۲۰۰۵)، در فهرست‌نامه CMT و یا در کار یمینی‌فرد و همکاران (۱۳۸۸) محدود بوده است. ممکن است تغییر و تنوع در سازوکار کانونی گسل مشا با پیچیدگی هندسه این گسل (ریتز و همکاران،



شکل ۳. موقعیت ساختارهای لرزه‌ای و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری محلی موقت و دائمی موجود در منطقه. سه گوش‌های سرخ محل نصب لرزه‌سنج‌های تک مؤلفه‌ای قائم TAD (۲۴ ایستگاه)، سه گوش‌های آبی محل نصب لرزه‌سنج‌های سه مؤلفه‌ای Guralp (۱۳ ایستگاه) و سه گوش‌های صورتی محل نصب لرزه‌سنج‌های سه مؤلفه‌ای MiniTitan (۱۱ ایستگاه)، دایره‌های سرخ محل ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، دایره‌های آبی محل ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران و دایره‌های سبز ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باندپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله را نشان می‌دهند. دایره‌های کوچک زرد در مرکز خردلرزه‌های استفاده‌شده در محاسبه مدل یک‌بُعدی ساختار سرعتی پوسته بالایی هستند. Fi, So, Ga, Ba, D, Na, Sa, La, Mo, Pn, Ae, SH, NR, SR, Ey, Pi, Ka, Ar به ترتیب از چپ به راست نشانه گسله‌های فیروزکوه، سرخه، گرمسار، بایجان، قله‌دماوند، گسل نوا، دریاچه ساهون، لار، مشا، پارچین، آینه‌ورزان، سرخه‌حصار، شمال ری، جنوب ری، ایوانکی، پیشوا، کهریزک و آراد هستند.

۲ جایگاه زمین‌ساختی و ژئودینامیکی منطقه

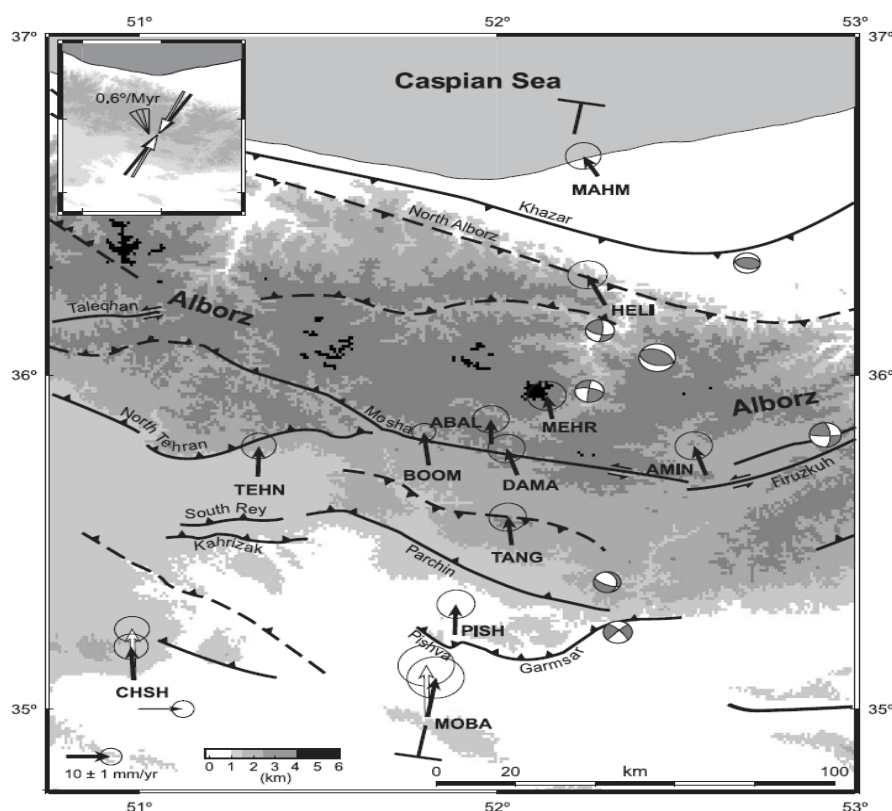
منطقه البرز در شمال سرزمین ایران، به طور پیوسته تحت تأثیر تنش‌های لرزه‌زمین‌ساختی ناشی از همگرایی شمال-جنوب صفحه‌های عربی-اوراسیا (ناحیه برخورد قاره‌ای) قرار دارد. در چنین نواحی، بیشتر گسل‌ها از نوع برگشته (معکوس) هستند و پوسته (یا سنگ‌سپهر) دچار ضخیم‌شدگی می‌شود. در فلات ایران این همگرایی مجموعه پیچیده‌ای از گسل‌های برگشته و امتدادلغز را به وجود آورده است. کوتاه‌شدگی شمال-شمال خاوری که نسبت به امتداد کلی رشته‌کوه‌ها مایل است، سبب تقسیم شدن واتنش به گسلش شیب‌لغز و امتدادلغز شده است، (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد فعال با امتداد ENE در شرق و WNW در غرب

رشته‌کوه‌ها قرار گرفته‌اند. بخش شرقی گسل مشا دارای جداشدگی (حرکت انتقالی یا Offset) چپ‌لغز حدود ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر است. کوتاه‌شدگی در عرض این رشته‌کوه حدود ۳۰ کیلومتر (۲۵ تا ۳۰٪ پهنای البرز) در طول جغرافیای تهران است، (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

تغییر شکل امروزی در نواحی گوناگون ایران با استفاده از داده‌های سامانه موقعیت‌یابی جهانی (GPS) مورد توجه پژوهشگران گوناگون بوده است، شکل ۴. همگرایی صفحات عربی-اوراسیا با سرعت 2 ± 22 میلی‌متر در سال، پهنه البرز و گستره مورد مطالعه در ناحیه با آهنگ کوتاه‌شدگی 2 ± 5 و لغزش برشی 2 ± 4 میلی‌متر در سال واقع شده است، (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

این پژوهشگران زمان رژیم تراکشن جوان را پلیوستوسن میانی دانسته و تأکید کرده‌اند که یک رژیم فشاری در راستای شمال-جنوب زودتر از این زمان در تاریخ این منطقه باقی مانده و باید هم‌زمان با شروع جابه‌جایی حوضه خزر جنوبی آغاز شده باشد. به نظر می‌رسد که رژیم تراکشن بین ۱ تا ۱/۵ میلیون سال پیش آغاز شده و با فعالیت آتشفشان دماوند (بین ۱/۸ تا ۷ هزار سال پیش) از نظر زمانی هم‌پوشانی داشته باشد. بر پایه این پژوهش، تراکشن آشکارا با افزایش کرنش (Strain Partitioning) در البرز مرکزی مرتبط و با مؤلفه به سمت غرب جابه‌جایی حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا همراه بوده و یا جابه‌جایی ساعت‌گرد آن موجب رخداد تراکشن در قلمرو داخلی این رشته کوه شده است.

زمین‌ساخت فعال رشته‌کوه‌های البرز در شمال ایران، نتیجه دو همگرایی است. یکی به سوی شمال ایران مرکزی و دیگری به سمت شمال غرب حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا است که سبب جابه‌جایی چپ‌گرد در طول این رشته کوه شده است. اعتقاد بر این بود که این دو سازوکار (فشاری و چپ‌لغز) در رژیم ترفشاری (Transpression) در 2 ± 5 میلیون سال گذشته درون همه این رشته کوه را متأثر کرده‌اند، (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). در حالی که ریتز و همکاران (۲۰۰۶) روشن ساخته‌اند که گستره درونی البرز مرکزی نه در رژیم ترفشاری بلکه تحت تأثیر رژیم فعال تراکشن (Transtension) با محور کششی WNW-ESE قرار داشته است.



شکل ۴. میدان سرعت البرز مرکزی براساس داده‌های ۲۰۰۰ و ۲۰۰۲ GPS. پیکان‌های توپر جهت و میزان سرعت در ایستگاه‌های اندازه‌گیری و پیکان‌های توخالی جهت و میزان جابه‌جایی نسبی صفحه ایران مرکزی به سمت شمال و نسبت به اوراسیا را نشان می‌دهد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

۳ داده‌ها و روش‌های پردازش

پس از نصب لرزه‌سنج‌های گوناگون (Guralp, 0.02-10s; Tad, 2Hz; MiniTitan, 5s) در ایستگاه‌های محلی موقت، داده‌های خام از این ایستگاه‌ها برداشت، جمع‌آوری و به قالب واحد و استاندارد SAC، Sismalp (Frechet and Thouvenot, 2000) و SEISAN (Havskov and Ottemöller, 2005) تبدیل و پس از به انجام رسیدن تصحیح زمانی، به صورت یک بانک اطلاعات زمین‌لرزه‌ای (Database) بایگانی شده است. داده‌های ثبت‌شده مربوط به ۶ ماهه ژوئن تا نوامبر ۲۰۰۶ در بیش از ۳۲ ایستگاه لرزه‌نگاری دائمی شامل ایستگاه‌های مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران و ایستگاه‌های باندپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله نیز پس از تبدیل قالب به بانک داده‌ها افزوده شده و مورد استفاده قرار گرفته است.

ثبت داده‌ها با آهنگ ۱۰۰ نمونه برثانیه به صورت پیوسته برای ایستگاه‌های سه مؤلفه‌ای گورالپ و ۱۲۵ نمونه برثانیه برای ایستگاه‌های تیتان و ۱۲۵ نمونه برثانیه به صورت آستانه تحریک (Triggering Threshold) و کنترل نسبت دامنه بلندمدت به دامنه کوتاه‌مدت، LTA/STA) در مورد ایستگاه‌های تک مؤلفه‌ای قائم‌تد صورت گرفته است. با برداشت و ذخیره داده‌ها و پس از اعمال تصحیح زمانی ایستگاه‌ها و استخراج (Extract) داده‌های خام، بیش از ۸۰۰۰۰ نگاشت برای تعیین رویدادها (Traces) بررسی و از بین آنها، زمین‌لرزه‌ها (Events) پالایش شده‌اند.

برای تعیین مکان رویدادها برنامه‌های Hypocenter و Hypo71 که به ترتیب بری (۱۹۹۴)، لی و لار (۱۹۷۵) عرضه کرده‌اند، به کاررفته است که زمان-مسافت رویدادها در مدل لایه‌ای زمین تخت (برای داده‌های محلی) و انحراف زمانی باقی‌مانده (timing misfits) بین مشاهدات و محاسبات) را به همراه تصحیحات ایستگاهی

(Station Corrections) لازم و کاهش خطای زمانی محاسبه و اعمال می‌کنند.

این برنامه‌ها پس از دریافت فایل ورودی داده‌ها، معادلات و ماتریس‌های مختلف تعیین مکان و باقی‌مانده‌ها را برای هر مشاهده (حداقل ماتریس ۴ در ۴، $\Delta z, \Delta y, \Delta x$) و Δt برای مشاهده در هر ایستگاه لرزه‌نگاری با فرض سه مؤلفه‌ای بودن به ماتریس ۱۲ تایی افزایش می‌یابد) تشکیل داده و پس از تعیین مجهولات، در فایل خروجی گزارشی از تعیین محل رویدادها و چگونگی واقع شدن آن به همراه خطاها و پارامترهای محاسباتی برای هر رویداد به دست می‌دهد. مبنای کار این برنامه‌ها تکرار (iteration) حل معادلات مربوط به ماتریس مشتقات و بردار مجهولات در روند همگرایی رو به کاهش خطای باقی‌مانده زمانی (RMS) از طریق مقایسه جواب‌های محاسبه شده با زمان‌های مشاهده شده (ثبت شده در ایستگاه‌ها و تعیین و خوانش فاز رویدادها به صورت چشمی) صورت گرفته است. برای جزئیات بیشتر در مورد روش تعیین محل در برنامه‌های پیش‌گفته به مراجع مربوط مراجعه شود.

رویدادهای لرزه‌ای (Local Events) با کمک نرم‌افزارهای تخصصی نمایش و پردازش سیگنال (SEISAN-SISMALP)، استخراج شدند. حاصل کار ۱۱۴۵ رویداد بود که پس از جداکردن رویدادهای دارای ثبت در بیش از ۳ ایستگاه و حذف رویدادهای دور (Tele seismic)، منطقه‌ای (Regional)، انفجاری و یا مشکوک غیر زمین‌لرزه‌ای، ۵۵۳ خردلرزه محلی خوب (recorded micro earthquakes)، پالایش و بایگانی شد. زمان رسید فازهای متفاوت پوسته (Pg, Sg) با دقت مناسب (صدم ثانیه) خوانش و سپس دسته‌بندی گزینشی (Data set selections) این رویدادها صورت گرفته است. در بانک نهایی داده‌ها، ۱۱۵ رویداد قابل اعتماد (۱۵۴۹ فاز P و ۱۴۹۵ فاز S) دارای دقت ثبت و کیفیت زیاد

برای کنترل و یا بهبود تعیین مکان خردلرزه‌ها و تشخیص هندسه گسل‌های فعال منطقه از روش تفاوت دوگانه (Double Difference Method) و برنامه (HypoDD) (Waldhouser and Ellsworth, 2000) نیز استفاده شده است. براساس این برنامه اگر اختلاف مکانی دو زمین‌لرزه در مقایسه با فاصله ایستگاه تا محل زمین‌لرزه‌ها و همچنین در مقایسه با مقیاس طولی ناهمگنی سرعتی بسیار کوچک باشد، می‌توان مسیر حرکت موج از چشمه تا ایستگاه را خیلی نزدیک به هم و مشابه دانست (فرچت، ۱۹۸۵؛ گات و همکاران، ۱۹۹۴ در والدهاوسر، ۲۰۰۱). در این حالت می‌توان اختلاف در زمان سیر مربوط به دو زمین‌لرزه در یک ایستگاه مشخص را به فاصله جدایی دو زمین‌لرزه نسبت داد. معادلات در روش تفاوت دوگانه (DD) با مشتق‌گیری از گایگر (Geiger)، اولین مرتبه سری تیلر معادلات خطی زمان سیر موج بین چشمه و گیرنده در روش تعیین محل زمین‌لرزه) نوشته می‌شوند. برنامه HypoDD زمان سیر امواج را با یک مدل سرعتی لایه‌ای یک‌بُعدی برای همه جفت زمین‌لرزه‌ها در یک خوشه محاسبه می‌کند. زمان باقی‌مانده دوگانه مربوط به جفت زمین‌لرزه‌ها با روش‌هایی همچون کمترین مربعات و تجزیه مقادیر تکین، به حداقل مقدارشان می‌رسند. از آنجاکه موقعیت جفت زمین‌لرزه‌ها نسبت به یک ایستگاه مشخص سنجش می‌شود، نیازی به تصحیحات ایستگاهی نیست. این برنامه به‌ویژه در مناطقی بسیار مفید است که لرزه‌خیزی فشرده و زمین‌لرزه‌ها خیلی نزدیک به هم رخ می‌دهند.

همچنین سازوکار گسل‌های فعال منطقه و از جمله گسل مشا به کمک تعیین دقیق قطبیت (پلاریته) اولین موج رسیده به ایستگاه لرزه‌ای (Pg) برای رویدادهای بیش از ۸ قطبیت و حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های محلی در برنامه FOCMEC (Snook, 2003) صورت گرفته است.

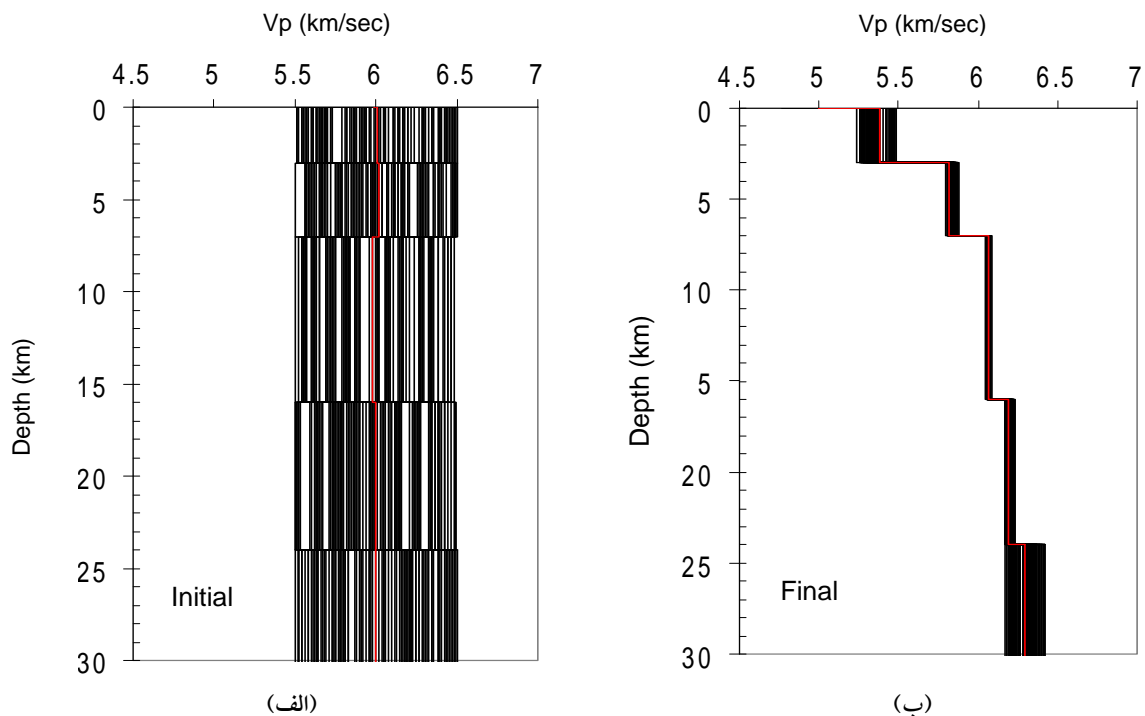
(ثبت در بیش از ۶ ایستگاه، خطای باقی‌مانده زمانی کمتر از ۰/۳ ثانیه و پوشش آزمون‌تی کمتر از ۱۸۰ درجه) برای محاسبه ساختار سرعتی یک‌بُعدی پوسته، انتخاب شد (مطابق شکل ۳) و با استفاده از روش برگردان حل مسئله (Inverse ; problem solution کیسلینگ، ۱۹۹۸) در برنامه VELEST به کار رفت. این برنامه مدل ورودی و خروجی لایه- سرعت را به روش غیرخطی در روند همگرا و کاهش خطای باقی‌مانده (اختلاف زمانی ناشی از سیر موج در مدل‌های ورودی و مقایسه آنها با محاسبات مربوط به زمان‌های ثبت رویدادها در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری برای یافتن بهترین برازش بین مدل‌های ورودی و خروجی با کاهش اختلاف زمان مشاهداتی و محاسباتی) ارزیابی می‌کند. این روش در دو مرحله شامل اعمال لایه‌های ۲ کیلومتری تا عمق ۳۰ کیلومتری پوسته و سپس (شکل ۵- الف) کاربرد لایه‌های منطبق بر تغییرات ناگهانی در سرعت لایه‌ها (Interfaces) صورت گرفت و برای کاهش هرچه ممکن ناوابستگی خروجی به ورودی، تعداد مدل‌های ورودی به ۱۰۰ مدل اتفاقی افزایش یافته است. همچنین نسبت سرعت امواج پوسته‌ای ($V_p/V_s=1.734$) با استفاده از زمان خوانش فازهای پوسته‌ای در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و به کمک روش‌های واداتی (۱۹۳۳) و چاتلین (۱۹۷۸) محاسبه و در ورودی برنامه به کار رفته است (عباسی و همکاران، ۲۰۱۰).

براساس این روش، ۴ لایه با ضخامت ۳، ۴، ۹ و ۸ کیلومتری و به ترتیب ۵/۴۰، ۵/۸۰، ۶/۱۰ و ۶/۲۵ کیلومتر برثانیه برای سرعت موج P از سطح تا عمق پوسته‌بالایی برآورد شد. مدل یک‌بُعدی ساختار سرعتی پوسته‌بالایی محاسبه شده برای لبه‌جنوبی البرز مرکزی در شکل ۵- ب و جدول ۱ آورده شده است.

با استفاده از ساختار سرعتی به دست آمده برای پوسته و نرم‌افزارهای تعیین محل، خردزمین‌لرزه‌های ثبت شده به‌طور دقیق و دوباره تعیین محل (Relocation) شده‌اند.

جدول ۱. مدل محاسبه شده یک‌بعدی ساختار سرعتی پوسته بالایی لبه جنوبی البرز مرکزی.

⁻¹ Depth range (km) [± 1.0 km]	P-wave velocity (km s) [± 0.05 km/sec]
0.0	5.40
3.0	5.80
7.0	6.10
16.0	6.25
24.0	6.40



شکل ۵. مرحله نهایی اجرای برنامه VELEST، ۱۰۰ مدل ساختار سرعتی موج P در حکم ورودی (الف) و خروجی‌های هم‌ارز (ب). رنگ سرخ در میان مدل‌ها، بیانگر میانگین سرعت مدل‌ها در محاسبات است.

۴ بحث

۴-۱ لرزه‌خیزی گسل مشا

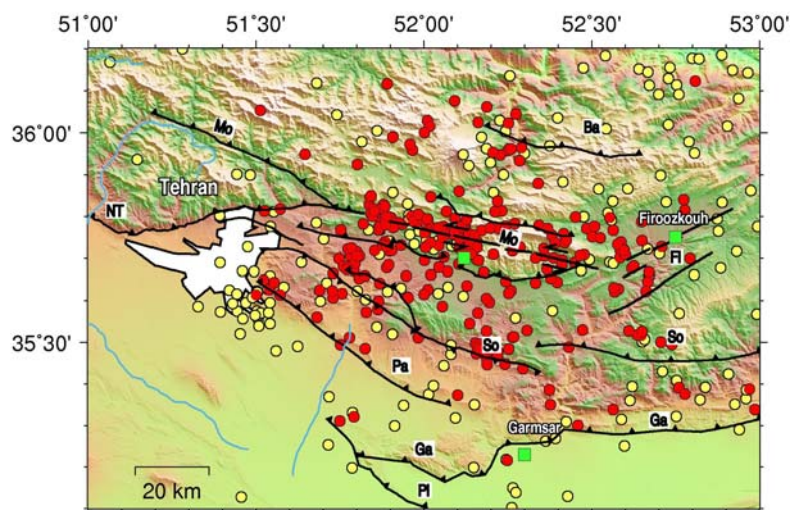
به‌نقشه درآوردن زمین‌لرزه‌هایی که با دقت لازم تعیین محل شده‌اند به قضاوت بهتر و درک مناسب لرزه‌خیزی منطقه و امکان نسبت‌دادن خردلرزه‌ها به ساختارهای گسلی و اظهارنظر در مورد فعالیت لرزه‌خیزی آنها کمک می‌کند. به همین منظور پس از بازبینی و پالایش رویدادهای انفجاری و یا مشکوک غیر زمین‌لرزه‌ای، مدل محاسبه‌شده برای ساختار سرعتی پوسته به جای مدل پیشین

جایگزین و مکان‌یابی مجدد ۵۵۳ رویداد صورت گرفته که در شکل ۶ نشان داده شده است. با اعمال معیارهایی مانند ثبت در بیش از ۶ ایستگاه، پوشش آزمون‌موتی کمتر از ۲۷۰ درجه و خطای باقی‌مانده زمانی کمتر از ۰/۵ ثانیه، ۲۸۷ رویداد (شکل ۶) از ۵۵۳ رویداد نیز نمایش داده شدند تا با اطمینان بیشتری در مورد فعالیت لرزه‌خیزی منطقه قضاوت شود.

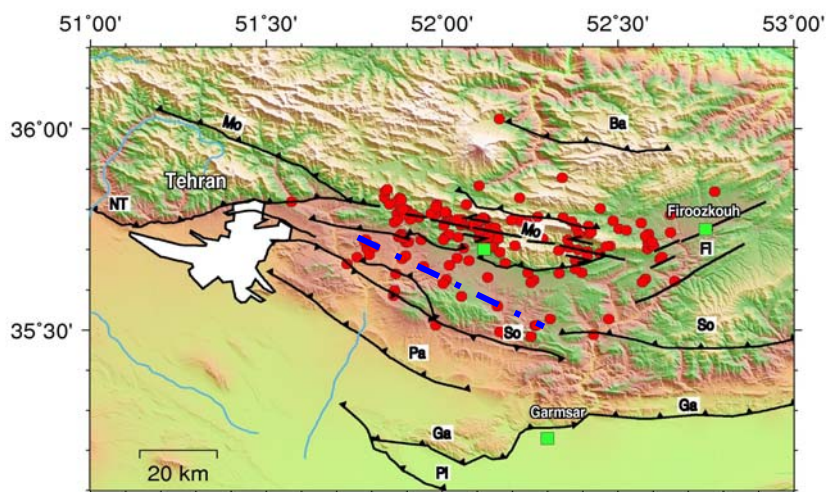
ملاحظه می‌شود که فعالیت لرزه‌خیزی پیرامون گسل مشا و ساختارهایی در شرق و جنوب شرق تهران مانند

کیلومتر و خطای ژرفای آنها کمتر از ۲ کیلومتر است. ژرفای تعداد بیشتری از رویدادها بین ۵ تا ۱۵ کیلومتر قرار دارد و ژرفای ۱۰ کیلومتر، عمق میانه‌ای است. بافت‌نما (هیستوگرام) ژرفا و خطای تعیین عمق خردلرزه‌های منطقه در شکل ۸ نمایش داده شده است.

شاخه خاوری سرخه تا سرخه‌حصار و پارچین متمرکز است. با افزایش دقت و کیفیت معیارهای انتخاب (پوشش آزمون‌های کمتر از ۱۸۰ درجه و خطای باقی‌مانده زمانی کمتر از ۰/۳۵ ثانیه)، ۱۶۰ رویداد مطمئن برای پی‌بردن به لرزه‌خیزی قاطع منطقه به کاررفته است، شکل ۷. خطای رومرکز این رویدادها به طور عمده حدود ۱ یا کمتر از ۱



شکل ۶. توزیع خردلرزه‌های ثبت شده در سال ۲۰۰۶ در لبه جنوبی البرز مرکزی. دایره‌های زرد و سرخ محل خردزمین لرزه‌های ثبت شده به ترتیب دارای کیفیت ثبت و دقت رومرکز متوسط و زیاد (خطای رومرکز برابر و کمتر از ۳ کیلومتر و خطای زمانی کمتر از ۰/۵ ثانیه) را نشان می‌دهند.

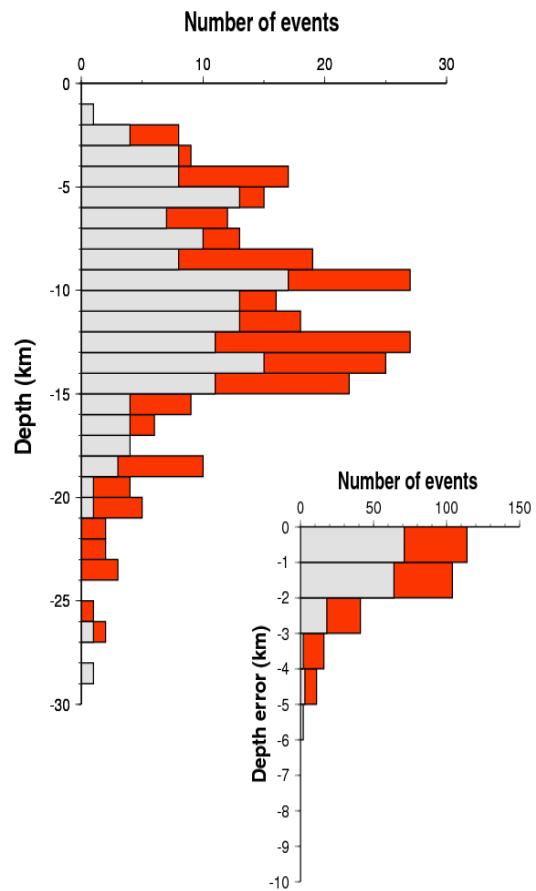


شکل ۷. رویدادهای قطعی به دقت تعیین محل شده و دارای کیفیت عالی ثبت (خطای رومرکز برابر و یا کمتر از ۲ کیلومتر و خطای زمانی کمتر از ۰/۳ ثانیه) در شبکه لرزه‌نگاری محلی در لبه جنوبی البرز مرکزی در سال ۲۰۰۶، خطچین آبی محل احتمالی روند جاجرود- پردیس- آبسرد را نشان می‌دهد.

(خط چین در شکل ۷) از جاجروود، جنوب شهرک پردیس تا نزدیک آبسرد، معرفی آن با عنوان روند جاجروود-پردیس-آبسرد مناسب باشد.

۲-۴ لایه لرزه‌زا و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها

در این تحقیق به کمک شبکه لرزه‌نگاری محلی متراکم، پوشش مناسب داده‌ها و قطبیت تعیین‌شده در مورد رویدادهای دارای کیفیت ثبت زیاد، امکان محاسبه سازوکارهای کانونی (Focal Mechanism) برای زمین‌لرزه‌های منطقه فراهم شده است. در اینجا زمین‌لرزه‌های با کیفیت ثبت زیاد (پوشش آزیموتی کمتر از ۲۲۰ درجه، خطای باقی‌مانده زمانی کمتر از ۰/۵ ثانیه و خطای کانونی کمتر از ۳ کیلومتر) و دارای بیش از ۸ قطبیت اولین رسید موج (P-Wave First Arrival) قابل خوانش مناسب روی لرزه‌نگاشت‌ها انتخاب شده است و برای کار با برنامه FOCMEC در نرم‌افزار تخصصی SEISAN به کار رفته‌اند. سازوکارهای عرضه شده در دو رده کیفی A و B ارزیابی و تقسیم شده‌اند. گروه A (عالی)، سازوکارهایی که در بیش از ۱۲ ایستگاه ثبت شده و یکی از دو صفحه اصلی و کمکی می‌توانند حداکثر ۱۰ درجه جابه‌جا شوند. گروه B (خوب)، سازوکارهایی که در بیش از ۸ ایستگاه ثبت شده و هر دو صفحه اصلی و یا کمکی می‌توانند حداکثر ۱۰ درجه جابه‌جا شوند. حاصل این کار، ۱۵ ساز و کار عالی و ۳۱ سازوکار خوب است. در شکل ۹ موقعیت و کیفیت سازوکارهای ژرفی رده‌های A و B برای لبه‌جنوبی البرز مرکزی نمایش داده شده است. بزرگای محلی (M_l) رویدادها نیز براساس بیشترین دامنه موج S و روابط مربوط در برنامه‌ها (SEISAN, SISMALP) و با استفاده از ضرایب موجود محاسبه شده که از کمتر از ۱ تا کمتر از ۳/۵ متغیر بوده‌اند. به منظور پی بردن به ژرفای رویدادها، برآورد ضخامت و عمق لایه لرزه‌زا، شیب و هندسه ساختارهای لرزه‌ای منطقه، مقاطع



شکل ۸. بافت‌نما ژرفا و خطای عمق خردلرزه‌های تعیین محل‌شده در منطقه. ۱۶۰ رویداد با کیفیت ثبت زیاد با رنگ خاکستری در میان ۲۸۷ رویداد (سرخ و خاکستری) دیده می‌شوند.

گسل مشا در بین سایر ساختارهای لرزه‌ای گستره مورد بررسی، دارای لرزه‌خیزی قاطعی در مدت ثبت داده‌های زمین‌لرزه‌ای است و به‌خوبی نشان می‌دهد که با پدید آمدن و توزیع درز و شکستگی‌های کوچک (خردلرزه‌ها) در لایه‌های سخت و شکننده پوسته بالایی در گستره پیرامون این ساختار، به تمرکز تنش‌های لرزه‌ای منطقه پاسخ داده‌است، شکل‌های ۶ و ۷.

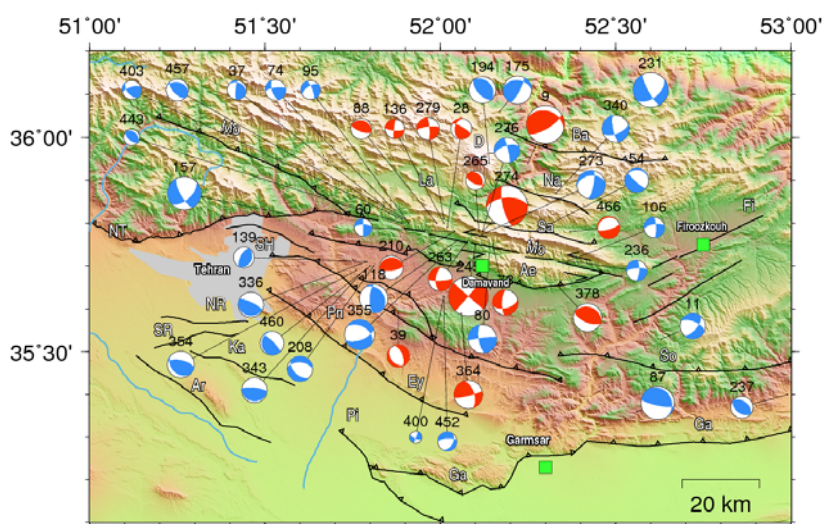
همچنین باید روند دیگری به موازات تقریبی و در جنوب گسل مشا را نیز فعال دانست. به این ساختار تاکنون و در تحقیقات پیشین اشاره نشده است. شاید به دلیل توجه بیشتر به گسله‌های شناخته شده‌تر این مسئله مورد غفلت واقع شده باشد. با توجه به محل گذر این روند قابل ترسیم

مشابه به سمت شمال کاملاً آشکارند و می‌توان ساختارهایی مانند جاجرود- پردیس- آبرسد را نیز در این مقطع با احتیاط به صورت خط‌چین رسم کرد. البته اندکی کاهش شیب در این روندها با حرکت از شمال به جنوب (B' به سمت B در مقطع شکل ۱۱)، نیز قابل تشخیص است.

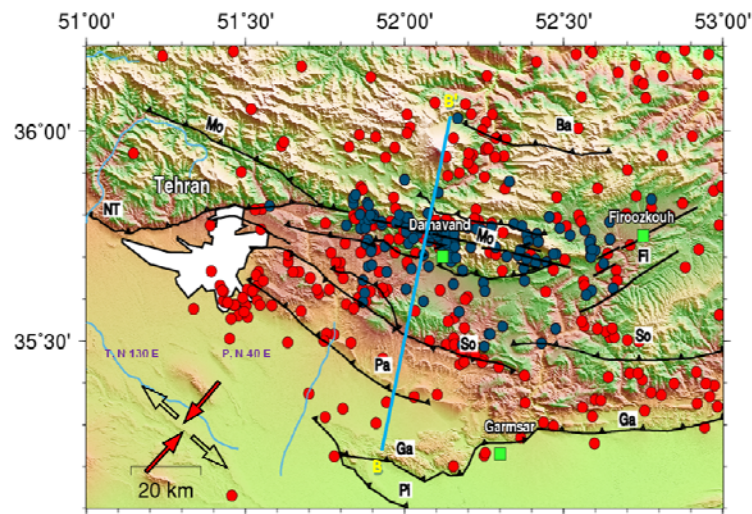
ملاحظه می‌شود که رویدادها در ژرفای بین ۳ تا ۲۷ کیلومتر ولی به طور عمده در ژرفای بین ۵ تا ۲۰ کیلومتر و با فراوانی بیشتر در ژرفای بین ۷ تا ۱۷ کیلومتر پراکنده‌اند. تمرکز تعداد زیادی از خردلرزه‌ها روی پهنه ساختاری مشا، گواه آشکاری بر چیرگی آهنگ لرزه‌خیزی آن نسبت به سایر ساختارهای لرزه‌ای در مدت زمان ثبت و پایش رویدادها است. علاوه بر مشخص شدن هندسه (پهنه گسلیده و شیب به سوی شمال) گسل‌ها، با توجه به ژرفای رویدادهای قابل اعتماد (شکل ۱۱)، می‌توان لایه لرزه‌زا را به ضخامت بیش از ۱۵ کیلومتر و در ژرفای کمتر از ۵ تا بیش از ۲۰ کیلومتر منظور کرد.

لرزه‌شناختی گوناگونی منظور و ترسیم شده است. همچنین راستای تنش‌های حاکم بر منطقه با استفاده از محورهای لرزه‌شناختی P (در راستای تنش بیشینه فشاری) و T (در راستای تنش بیشینه کششی) به دست آمده از حل سازوکارهای کانونی، تعیین و برآورد شده که در نتیجه چیرگی راستاهای N 40 برای محور P و N 130 برای محور T بوده است، شکل ۱۰. این نتیجه با آنچه گیلارد و ویس (۱۹۹۵) از روش برگردان تنش سازوکارهای حل شده برای زمین‌لرزه‌های بزرگ به دست آورده‌اند، قابل مقایسه و سازگار است. هرچند رابطه غیرخطی زمین‌لرزه‌های خرد و بزرگ در جهت گیری راستای تنش، به منزله واقعیت اثبات نشده، مهم است (مرسیر و همکاران، ۱۹۹۱؛ هاتزفلد و همکاران، ۱۹۹۹)، اما سازگاری نتایج سازوکارهای کانونی خردلرزه‌ها در این تحقیق با آنچه از زمین‌لرزه‌های بزرگ به دست آمده، قابل تأمل است.

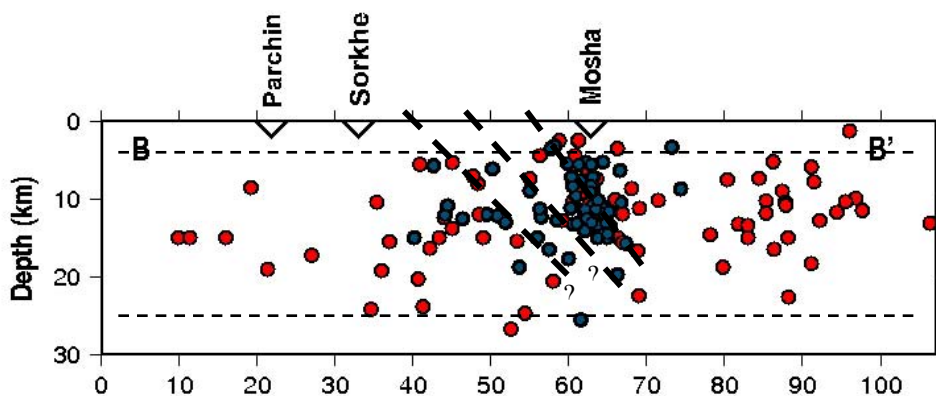
همان‌گونه که در شکل ۱۱ دیده می‌شود، ساختارهای لرزه‌ای فعال، مانند مشا و آینه‌ورزان با شیب‌های تقریباً



شکل ۹. سازوکارهای ژرفی حل شده برای خرد زمین‌لرزه‌های ثبت شده در لبه جنوبی البرز مرکزی. سازوکارهای دارای کیفیت عالی و خوب به ترتیب با رنگ‌های سرخ و آبی نمایش داده شده‌اند. بزرگای محلی هر رویداد متناسب با بزرگی سازوکارها و از ۱ تا کمتر از ۳/۳ تغییر می‌کند.



شکل ۱۰. مقاطع لرزه‌ای در نقشه خردلرزه‌خیزی لبه جنوبی البرز مرکزی. رویدادهای دارای کیفیت ثبت عالی و خوب به ترتیب با دایره‌های آبی و سرخ، راستای چیرگی تنش‌های فشاری و کششی به ترتیب با پیکان‌های سرخ و توخالی نشان داده شده‌اند.



شکل ۱۱. مقطع لرزه‌ای روی نقشه لرزه‌خیزی منطقه و در راستای عمود بر روند گسل مشا. دایره‌های آبی و سرخ به ترتیب رویدادهای دارای کیفیت عالی و خوب در محل مقطع لرزه‌ای BB' در شکل ۱۰ را نشان می‌دهند. عرض مقطع از هر طرف، ۱۵ کیلومتر منظور شده‌است.

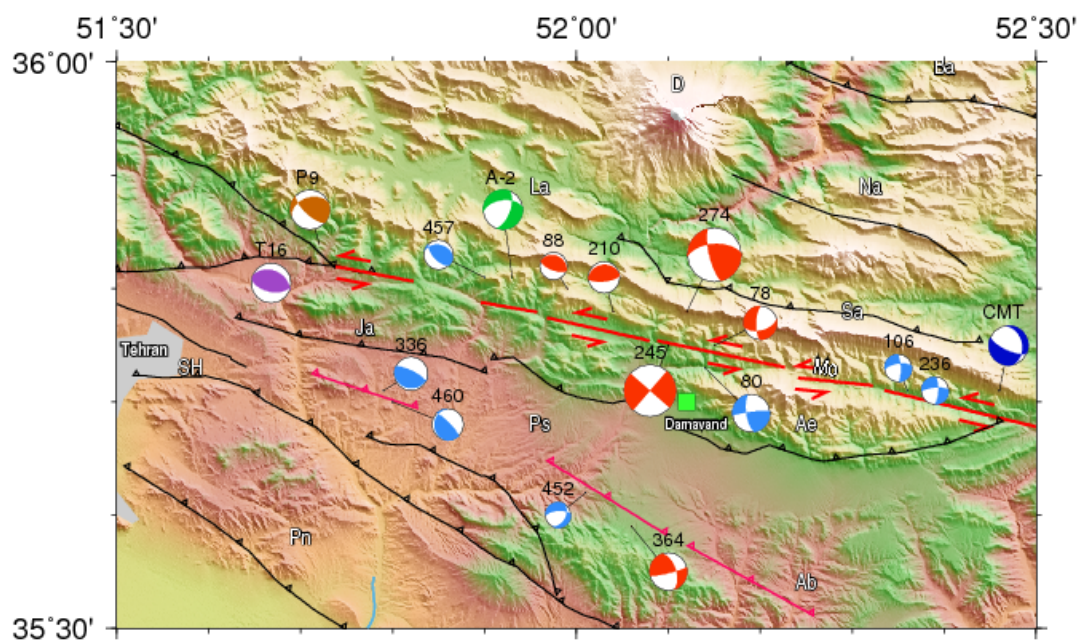
(shortcuts) این پهنه گسلی مرتبط بوده است. چیرگی مؤلفه فشاری بر امتداد لغز در محدوده تقریبی طول جغرافیایی 52° تا $52^{\circ}, 10'$ (شماره‌های ۲۶۵ و ۲۷۴ در شکل ۹ و ۲۷۴ در شکل ۱۲) در شمال روند گسل مشا گواهی بر چیرگی تنش فشاری روی این ساختار است. درحالی‌که در دو طرف همین سازوکارها، مؤلفه‌های کوچکی از حرکت‌های کششی (شماره‌های ۷۸ و ۲۶۳ در شکل ۹ و ۷۸ در شکل ۱۲) دیده می‌شود. جز در مورد سازوکار شماره ۲۴۵ روی گسل مشا که

گسل مشا از غرب به شرق (از محل سه گانه مشا- شمال تهران تا خم مشا- فیروزکوه) در بخش مستقیم خاوری-باختری (طول جغرافیایی $51^{\circ}7'$ تا $52^{\circ}4'$ درجه) به تناوب سازوکارهای دارای چیرگی فشاری و امتداد لغز چپ‌گرد که هر از گاهی مؤلفه فشاری و یا امتداد لغز در آن چیرگی داشته، ظاهر ساخته است (شماره‌های ۲۸، ۸۸، ۱۳۶، ۲۱۰، ۲۶۵، ۲۷۴ و ۲۷۹ در شکل ۹ و شماره‌های ۲۸، ۸۸، ۲۱۰ و ۲۷۴ در شکل ۱۲). به نظر می‌رسد که محل تغییر این سازوکارها با مکان قطع‌شدگی‌های پیوندی

محدوده تقریبی طول جغرافیایی $52^{\circ}, 10'$ تا $52^{\circ}, 20'$ ، که اتفاقاً پوشش مناسب ایستگاهی وجود داشته، فعالیت بسیار کمی آشکار ساخته است. در همین مدت فعالیت ساختارهای لرزه‌ای شمالی (گسل دریاچه ساهون) و جنوبی (گسل آینه‌ورزان که به صورت شاخه‌ای مشا را قطع کرده) به گونه‌ای متمایز بوده که گویی آرامش این بخش از مشا جبران شده است! موضوع کم‌لرزه‌ای بودن این بخش از گسل مشا هم در لرزه‌خیزی ۱۹۹۶ و هم در رویدادهای ثبت شده شبکه لرزه نگاری کشوری تا ۲۰۰۸ دیده می‌شود (عباسی، ۱۳۸۸). با حرکت به سمت انتهای این بخش مستقیم گسل مشا، رویدادهای دارای چیرگی مؤلفه کششی (نرمال) بر فشاری و یا امتدادلغز (شماره‌های ۲۶۳، ۷۸، ۱۰۶ و ۲۳۶) اتفاق افتاده است.

صفحه با راستای شمال خاور- جنوب باختر درحکم صفحه گسل تحلیل‌شده، دارای ابهام است، در بقیه موارد سازوکارهای روی گسل مشا دارای مؤلفه امتدادلغز چپ‌گرد هستند. در مورد سازوکار ۲۴۵ باید افزود که راستای چیرگی محورفشرده‌گی $P(N 40)$ و نظریه پیدایش گسل‌های امتدادلغز، به انتخاب و ترجیح این صفحه گسلی کمک کرده‌است. در مورد سازوکارهای ۴۵۲ و ۳۶۴ با توجه به احتمال وجود ساختار تازه‌یافت‌شده جاجرود- پردیس-آبسرد، مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد همراه با این سازوکارها، چیرگی بیشتری دارد، هرچند که در مقطع شکل ۱۱ نمی‌توان با قاطعیت شیب چنین صفحاتی را نشان داد.

گسل مشا در مدت زمان ثبت رویدادها در شبکه لرزه‌نگاری متراکم موقت در انتهای بخش مستقیم و در



شکل ۱۲. سازوکارهای کانونی حل‌شده روی روند مشا در سال ۲۰۰۶. سازوکارهای سرخ و آبی به ترتیب کیفیت‌های حل عالی و خوب در تحقیق حاضر و بزرگی آنها متناسب با بزرگای محلی خردلرزه‌ها و از حدود ۱ تا ۳/۳ متغیرند، سازوکار کانونی سبز مربوط به خردلرزه در کار اشتیری و همکاران، ۲۰۰۵، سازوکار کانونی بنفش مربوط به خردلرزه ثبت‌شده در شبکه لرزه‌نگاری سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران (یمینی فرد و همکاران، ۱۳۸۸). سازوکار دیرین به رنگ قهوه‌ای در کار عباسی و همکاران (۱۳۸۷)، سازوکار با نشان CMT ($M \geq 5.5$) مربوط به حل تانسور مرکزی گشتاور لرزه‌ای دانشگاه هاروارد و خطوط بریده سرخ، محل احتمالی روند جاجرود- پردیس-آبسرد را نشان می‌دهند.

بردارهای لغزش ناشی از عملکرد مؤلفه‌های فشاری و برشی، به ترتیب در راستا و یا با زاویه ۴۵ درجه (۳۰ درجه در عمل) نسبت به محور تنش در منطقه فعالیت رژیم زمین‌ساختی همگرا بیانجامد. اما در عمل و بنا بر ناهمگونی و ناهمسانگردی‌های محیط لرزه‌ای و وجود گسل‌های از قبل موجود (Pre existing faults) و یا چرخش بلوک‌های ساختمانی (Block Rotation) منطقه و تغییر در کانون اثر تنش، می‌باید پیچیدگی‌های محلی و منطقه‌ای میدان عمل تنش‌های لرزه‌زمین‌ساختی و یا نوزمین‌ساختی را لحاظ کرد و یا نقش هندسه زیرسطحی ساختارهای لرزه‌ای را نیز مؤثر دانست. بنابراین انتظار وجود سازوکارهای ژرفی فشاری و راستالغز چپ‌گرد در مورد گسله‌های عمود بر راستا و یا با زاویه ۳۰ درجه نسبت به راستای اثر محور تنش فشاری (N 20-60)، منطقی به نظر می‌رسد.

با توجه به زمین‌ریخت‌شناختی ساختارهای لرزه‌ای منطقه و راستای تنش‌های زمین‌ساختی پیامد همگرایی ایران مرکزی و خزر جنوبی (و یا اوراسیا و عربی در مقیاس بزرگ‌تر) که از طریق حل سازوکارهای ژرفی رویدادهای دارای کیفیت مناسب نیز برآورد شده است، اثر تنش‌های کششی بر محیط‌های لرزه‌ای به‌ویژه در مورد حوضه‌های کششی موجود در محل رویدادهای دارای سازوکار شیب‌لغز (نرمال) روی روندهای ساختاری سرخه‌حصار و همچنین روی قطعه انتهایی شرقی بخش مستقیم مشا، ایجاد چنین سازوکارهایی قابل انتظار بوده است. بنابراین علاوه بر سازوکارهای فشاری و امتدادلغز باید سازوکار کششی (و یا شیب‌لغز) در حوضه اثر تنش‌های کششی را نیز بر عملکرد رژیم لرزه‌زمین‌ساختی منطقه افزود. شاید برای قطعه آرام انتهایی بخش مستقیم خاوری گسل مشا، قفل‌شدگی هم رخ داده‌باشد. به‌ویژه با وجود صفحات گسلی شمالی- جنوبی سازوکارها در طول جغرافیایی پیرامون دریاچه تار، ممکن است حوضه کششی

وجود سازوکار امتدادلغز راست‌گرد روی روند ساختاری جاجرود- پردیس- آبرسد با شیب صفحه گسلی آن به سمت خاور، برخلاف امکان سازگاری کم با هندسه ترسیمی در مقطع لرزه‌ای شکل ۱۱ بر فعالیت لرزه‌ای این گسل تأکید می‌کند. سازوکارهای محاسبه شده با کیفیت عالی برای گسله‌های دریاچه ساهون و آینه‌ورزان تقریباً در طول جغرافیایی قطعه آرام انتهایی بخش مستقیم گسل مشا به‌دست آمده است که نشان از چیرگی مؤلفه فشاری بر امتدادلغز در هر دو مورد دارد. سازوکار ژرفی روی بخش غربی گسل سرخه‌حصار از نوع کششی (شیب‌لغز) به همراه مؤلفه کوچکی از امتدادلغز روی صفحه گسلی با شیب به‌سوی شمال، نشان از فعالیت این گسل و یا شاخه فرعی آن دارد.

چند سازوکار فشاری دارای کیفیت خوب روی گسل جاجرود و یا انتهایی غربی روند جاجرود- پردیس- آبرسد، نشان از چیرگی مؤلفه‌های فشاری تنش در منطقه دارد. سازوکارهای دارای کیفیت خوب در همین طول جغرافیایی ولی روی روند مشا نیز نشان دیگری از همین واقعیت است. سازوکارهای دارای کیفیت خوب در شکل‌های ۹ و ۱۲ عمدتاً در توافق با رویدادهای دارای کیفیت عالی‌اند و به ندرت بر تحلیل ناسازگار با آنچه بیان‌شد، دلالت دارند. وجود رویدادهای دارای خطای کانونی کمتر از ۵ کیلومتر روی گسل پارچین در شرق تهران و آنتی‌البرز (کوه‌ها و تپه‌های شرق تهران) نشانه فعالیت لرزه‌ای آنها است اما سازوکار ژرفی مناسبی برای این رویدادها به‌دست نیامده است.

۳-۴ تحلیل لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساختی منطقه

تقسیم‌شدگی حرکت مایل ناشی از همگرایی ایران مرکزی و حوضه خزر جنوبی سازوکارهای برگشته و امتدادلغز را ایجاد کرده است، (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). این موضوع به‌لحاظ نظری، باید به جهت‌گیری

محلی (local pull apart basin) هم شکل گرفته باشد.

۵ نتیجه گیری

در تحقیق حاضر که در منطقه‌ای با اهمیت تهران بزرگ مورد انتظار محققان و متخصصان زلزله بود، در یک کار گروهی؛ که از نظر نصب تعداد ایستگاه لرزه‌نگاری موقت، مدت زمان و کیفیت ثبت رویدادهای لرزه‌ای تاکنون رکورددار بوده، تلاش زیادی صورت گرفته است. این تحقیق با دستیابی به شواهد ساختاری و داده‌های لرزه‌شناسی دستگاهی مطمئن، تقسیم‌شدگی لغزش مورد تأکید محققان و تحقیقات گوناگون (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ ریتز و همکاران، ۲۰۰۶؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۷) را جست‌وجو و تأیید کرده است. همچنین روشن شد که بخش مستقیم گسل مشا از غرب به شرق، به ترتیب سازوکارهای دارای چیرگی مؤلفه فشاری، امتدادلغز چپ‌گرد به همراه مؤلفه فشاری کوچک (در هم‌خوانی نسبی با سازوکارهای دارای مؤلفه چیره امتدادلغز چپ‌گرد روی زون گسل خورده مشا در کار یمنی‌فرد و همکاران، ۱۳۸۸)، سپس با چیرگی مؤلفه امتداد لغز بر فشاری را ظاهر ساخته و در انتهای این بخش، تقریباً فعالیتی نشان نداده است. این موضوع از نظر داده‌های دستگاهی، گواهی بر شواهد و پیچیدگی ساختاری مورد اشاره پژوهشگرانی مانند ریتز و همکاران، ۲۰۰۶؛ بلاتو و همکاران، ۲۰۰۸؛ احتشامی و یساقی، ۲۰۰۶، است.

پدید آمدن و توزیع شکستگی‌هایی در لایه‌های سخت و شکننده پوسته بالایی در گستره مورد بررسی، به روشنی نشان می‌دهد که گسل مشا به تمرکز تنش‌های لرزه‌ای منطقه پاسخ داده است و ضمن رهایی تنش، بخشی از آن را نیز در قالب جابه‌جایی‌های پوسته تعدیل می‌کند. اگر بتوان شکستگی‌های کوچک را پاسخ‌های تدریجی به تنش‌های لرزه‌زمین‌ساختی پیوسته و فزاینده منظور کرد، می‌توان نتیجه گرفت که تمرکز تنش شکننده پیرامون

چشمه‌های لرزه‌ای واقع در لبه جنوبی البرز مرکزی (مانند مشا) و شرق تهران، در میدان تنش زمین‌لرزه‌های بزرگ، پتانسیل رهایی انرژی نهفته در این محیط لرزه‌ای و رویداد زمین‌لرزه متوسط به بالا ($M \geq 6$) وجود دارد.

مدل ساختار سرعتی یک‌بُعدی اشتری و همکاران (۲۰۰۵)، که در حکم مدل موجود (پیشین) در مکان‌یابی اولیه رویدادها به کاررفته، به ژرفای بین ۲ تا ۱۲ کیلومتر محدود بوده است، درحالی‌که در مدل محاسبه شده در این پژوهش، این ژرفا به عمده‌تاً تا ۱۶ و گاهی تا ۲۴ کیلومتر ادامه یافته است. با وجود شباهت‌های زیاد دو مدل، ارزیابی ساختمان پوسته بالایی منطقه به‌ویژه در خاور لبه جنوبی البرز مرکزی نسبت به مدل پیشین بهبود یافته است. کاهش RMS برای ۱۱۵ رویداد از ۰/۲۵ در مدل قدیم به ۰/۲۰ در مدل برآورد شده جدید، گواهی خوبی بر این گفته است، (عباسی، ۱۳۸۸). نکته قابل توجه اینکه هر مدل در منطقه برداشت داده‌های استفاده شده برای همان مدل، برازش و هم‌خوانی بهتری دارد. مسلماً مدت‌زمان بیشتر برداشت، توفیق شبکه محلی موقت در این تحقیق در ثبت رویدادهای بیشتر، مناسب‌تر و حتی در ژرفای بیشتر را فراهم کرده است. بنابر این در منطقه هم‌پوشانی برداشت داده‌ها در این مطالعه و کار اشتری و همکاران (۲۰۰۵) که نسبتاً بالا هم هست، تفاوت چندانی ندارند. اما با دور شدن به سمت خاور و خارج از هم‌پوشانی، کاربرد مدل جدید به دلیل دخالت سرعت و ضخامت لایه‌های پوسته بالایی این منطقه در برازش داده‌ها، نتایج بهتری خواهد داشت.

بازه ژرفای ۴ تا ۳۲ کیلومتری به‌دست آمده برای چهار سال و نیم (خرداد ماه ۱۳۸۳ تا آذرماه ۱۳۸۷) ثبت رویدادهای زمین‌لرزه‌ای در شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران در کار یمنی‌فرد و همکاران (۱۳۸۸)، که با داده‌های ثبت‌شده شبکه‌های دائمی موجود نیز ترکیب شده است، نشان می‌دهد که نتایج تحقیقات پیش‌روی در مورد ساختمان پوسته بالایی و محدوده لایه لرزه‌زا به واقع

- 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.
- Ambraseys, N. N., Melville, C. P., 1982, A history of Persian earthquakes, Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, London, 212 pp.
- Allen, M., B., Ghasemi, M. R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003, Accommodation of Late Cenozoic Oblique Shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, **25**, 659-672.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., Kamalian, N., 2005, Micro Seismicity in the Region of Tehran, *Tectonophysics*, **395**, 193-208.
- Axen, J.G., Lam, S. P., Grove, M., Stockli F. D., and Hassanzadeh, J., 2001, Exhumation of west-Central Alborz Mountains, Iran, Caspian Subsidence, and Collision-related tectonics, *Geology*, **29**(6), 559-562.
- Ballato, P., Nowaczyk, N., Landgraf, A., Strecker, M.R., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2008, Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz Mountains, northern Iran, *Tectonics*, **27**, TC6001.
- Barry, R. L., 1994, HYPOCENTER 3.2: A Computer Program for Locating Earthquakes, Locally, Regionally and Globally, Hawaii Institute of Geophysics and Planetology, 2525 Korea Rd Honolulu HI, 74pp.
- Berberian, M., 1983, The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Science*, **20**, 163-183.
- Chatelain, J. L., 1978, Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale à l'aide d'un réseau de stations portables: la région Hindu-Kush-Pamir. Thèse de 3^{ème} cycles, University of Paul Sabatier, Toulouse.
- Ehteshami Moinabadi, M., and Yassaghi A., 2006, Geometry and kinematics of the Mosha Fault, south central Alborz Range, Iran: An example of basement involved thrusting, *Journal of Asian Earth Sciences*, **29**, (5-6), 928-938.
- Engdahl, E. R., Jackson, J., Myers, S. C., Bergman, E., and Priestley, K., 2006, نزدیک‌اند. با وجود این مقایسه‌ها، نکته مهم این است که در هر حال برداشت داده‌ها در شبکه متراکم محلی برای برآورد عمق رویدادها مناسب‌تر است.
- اهمیت فوق‌العاده اجتماعی- اقتصادی پایتخت کشور و محیط پیرامون از یک طرف و وجود ساختارهای لرزه‌ای فعال و تهدیدکننده نزدیک آن از طرف دیگر، بر ضرورت طراحی و بهره‌برداری از سامانه پایش و هشدار خطر آنی زمین‌لرزه (Earthquake Monitoring and Early Warning System) در منطقه تأکید می‌کند. این ایده با نصب تعداد مناسب ایستگاه لرزه‌نگاری و تجهیزات فنی لازم به‌منظور کاهش، کنترل هوشمند و مدیریت خطرپذیری زمین‌لرزه (Seismic Risk Management) با اهتمام مسئولین حوادث غیرمترقبه کشور و مراکز علمی مرتبط عملی خواهد بود.
- منابع
- عباسی، ا.، ۱۳۸۸، لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت لبه‌جنوبی البرز مرکزی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، پایان‌نامه دکتری.
- عباسی، م. ر.، ۱۳۸۱، وضعیت تنش نوزمین‌ساختی در لبه‌جنوبی البرز مرکزی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، گزارش پروژه.
- عباسی، م. ر.، سلیمانی، ش. و مبین، پ.، ۱۳۸۷، بررسی‌های مورفوتکتونیک روی افراز گسل مشا در دره مشا، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، گزارش پروژه.
- یمینی‌فرد، ف.، سیاهکالی مرادی، ع.، حسینی، م. و نوروزی، ر.، ۱۳۸۸، مطالعه لرزه‌خیزی تهران بزرگ و مجاورت آن با استفاده از داده‌های ثبت‌شده در شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۳، ۱۳۳ - ۱۳۸.

- Tehran Thrust and Mosha Fasham Fault, Alborz mountains Iran: implications for fault-system evolution and interaction in a changing tectonic regime, *Geophys. J. Int.*, **177**, 676-690.
- Lee, W. H. K., and Lahr, J. C., 1975, HYPO71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, United States Geological Survey Open File Report, 75-311, 113 pp.
- Maggi, A., Priestley, K. and Jackson, J.A., 2002, Focal Depths of Moderate and Large Size Earthquakes in Iran, *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, **4**, 1-10.
- Mercier, J. L., Carey-Gailhardis, E., Sebrier, M., Stein, S., Hancock, P., and England, P., 1991, Palaeostress Determinations from Fault Kinematics: Application to the Neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes [and Discussion], *Philosophical Transactions of the Royal Society, A*, **337**, 41-52
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., and Vernant, P., 2006, Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics, *Geology*, **34**, 477-480.
- Snoke, J., A., 2003, FOCMEC: Focal Mechanism Determinations, Virginia Tech, Blacksburg, VA, USA
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., and Bergman, E., 2007, The 2004 May 28 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: Over thrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran, *Geophys. J. Int.*, **170**, 249-261.
- Trifonov, V.G., Hessami, K.T., and Jamali, F., 1996, West-Trending Oblique Sinistral-Reverse Fault system in Northern Iran, IIEES Special Publication, **75**, Tehran, Iran.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djmour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J-G., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004, Deciphering Oblique Shortening of Central Alborz in Iran Using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 177-185.
- Wadati, K., 1933, On the travel time of earthquake waves, Part II, *Geophysical Magazine*, **7**, 101-111.
- Waldhauser, F., 2001, hypoDD--A Program to Relocation and assessment of seismicity in the Iran Region, *Geophysics Journal International*, **167**, 761-778.
- Engdahl, E. R., Van der Hilst, R. and Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bulletin of Seismological Society of America*, **88**, 722-743.
- Frechet, J., and Thouvenot, F., 2000, PICKEY 2000 Software, Copyright 1993-2006, Joseph Fourier University (UJF) and National Center for Scientific Research (NCSR), SISMALP Network.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysics Journal International*, **148**, 214-245.
- Gillard, D., and Wyss, M., 1995, Comparison of strain and stress tensor orientation: Application of Iran and southern California, *Journal of Geophysical Research*, **100**(B11), 197-213.
- Harvard 2009, Department of Geological Sciences, Centroid Moment Tensor catalogue, available on line at: <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>.
- Hatzfeld, D., Zizzia, M., Kementzetziduou, D., Hatzidimitriou, P., Panagiotopoulos, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., and Deschamps A., 1999, Microseismicity and focal mechanisms at western termination of the North Anatolian fault and their implications for continental tectonics, *Geophysics Journal International*, **137**, 891-908.
- Havskov, J., and Ottemöller, L., 2005, SEISAN: The earthquake analysis software for windows, Solaris, Linux and MacOSx, Version 8.1.
- Hedayati, A., Brander, J. L., and Berberian, M., 1976. Microearthquake survey of Tehran region, Iran, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **66**, 1713-1725.
- Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquake data, *Review of Geophysics*, **26**, 659- 698.
- Landgraf, A., Ballato P., Strecker, M. R., Friedrich, A., Tabatabaei, S. H., and Shahpasandzadeh, M., 2009, Fault-kinematic and geomorphic observations along the North

Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, 2000, a double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, Bull. Seism. Soc. Am., **90**, 1353-1368.

Compute Double-Difference Hypocenter Locations (hypoDD version 1.0 - 03/2001), U.S. Geol. Survey 345 Middlefield Rd, MS977 Menlo Park, CA 94025 Open File Report 01-113, 25pp.