

تعیین مکان مجدد زمین لرزه‌های ورزقان - آهر 6.5Mw, 6.3Mw و پس لرزه‌های آن با استفاده از الگوریتم غیرخطی احتمالاتی

سعید سلطانی مقدم، ظاهر حسین شمالی و محمدرضا حاتمی*
مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۲/۰۶/۲۰، تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۲/۳۰)

چکیده

مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، به منزله یکی از پارامترهای مبنایی در تحقیقات زلزله‌شناسی هر منطقه، دارای اهمیت زیادی است. افزایش دقت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، می‌تواند موجب افزایش دقت و اطمینان در محاسبه مدل‌های سرعتی (و برعکس) و همچنین بررسی‌های مرتبط با تحلیل خطر و کاهش ریسک لرزه‌ای، شود. برای دستیابی به یک فهرست‌نامه دقیق، بررسی مجدد شکل موج‌های ثبت شده به منظور تعیین صحیح فازهای لرزه‌ای، استفاده از اطلاعات ثبت شده در سایر شبکه‌ها و به‌کارگیری مدل‌های سرعتی محلی، لازم و ضروری است و باعث افزایش دقت مختصات کانون زمین‌لرزه‌ها خواهد شد. همچنین در مواردی که، وضعیت پوشش آزیموتی ایستگاه‌ها دارای شرایط آرمانی باشد، استفاده از الگوریتم‌های غیرخطی در کنار مدل‌های سرعتی دقیق محلی، تاثیر بسزایی در افزایش دقت عمق رویدادها خواهد داشت. در این تحقیق سعی شده است تا با استفاده از همه توان شبکه‌های لرزه‌نگاری منطقه، شامل شبکه ملی نوارپهن ایران و آذربایجان و مرکز لرزه‌نگاری کشور، به کارگیری الگوریتم غیرخطی احتمالاتی و محاسبه مدل سرعتی محلی - منطقه‌ای، به مکان‌یابی زمین‌لرزه دوقلوی ۱۱ اوت ۲۰۱۲ منطقه ورزقان با بزرگای 6.5Mw و 6.3Mw و پس‌لرزه‌های آنها تا ده ماه پس از رویداد اصلی، پرداخته شود. به‌منظور افزایش دقت مکان‌یابی، علاوه بر به‌کارگیری ایستگاه‌های نوارپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله کشور در کنار ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشور، از پنج ایستگاه نوارپهن شبکه لرزه‌نگاری آذربایجان نیز استفاده شد. استفاده از ایستگاه‌های شبکه ملی آذربایجان تاثیر بسزایی در کاهش گپ آزیموتی و افزایش دقت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها دارد و باعث خواهد شد تا مدل سرعتی به‌دست آمده، میانگین مناسب‌تری از بی‌هنجاری‌های سرعتی منطقه مورد بررسی باشد. در بخش مکان‌یابی رویدادها، از برنامه غیرخطی احتمالاتی لوماکس استفاده شد که نسبت به برنامه‌های خطی، بهبود قابل توجهی در مکان‌یابی و به‌خصوص در تعیین عمق و خطای صحیح‌تر زمین‌لرزه‌ها، ایجاد کرده است. همچنین به‌منظور کاهش خطای مکان‌یابی و افزایش دقت عمق رویدادها، یک مدل سرعتی یک‌بعدی با استفاده از وارون‌سازی داده‌های زمان‌سیر فازهای P ثبت شده، بین سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ با استفاده از برنامه ولست محاسبه شد. مدل به‌دست آمده شامل دو لایه سرعتی در پوسته بالایی با ضخامت‌های ۶ و ۱۸ کیلومتر و سرعت موج تراکمی ۵/۸۷ و ۶/۰۱ کیلومتر بر ثانیه است که روی یک نیم‌فضا با سرعت موج تراکمی ۶/۴۰ کیلومتر بر ثانیه، قرار گرفته است. در این بخش به‌منظور کاهش خطای محاسباتی در مدل نهایی و وابسته نبودن آن به انتخاب مدل اولیه، از ۵۰ مدل سرعتی تصادفی با گرادبان افزایشی در عمق و میدان سرعتی، استفاده شد. نتایج به‌دست آمده از مقایسه خطای رومرکزی، عمق و rms بیش از ۱۸۰۰ زمین‌لرزه، کاهش قابل‌قبول این خطاها را در مقایسه با فهرست‌نامه مرکز لرزه‌نگاری کشور نشان می‌دهد. به‌منظور مشاهده بهتر نتایج به‌دست آمده، پنج نیم‌رُخ عمقی، موازی و عمود بر روند توزیع پس‌لرزه‌ها رسم شد. با یک دسته‌بندی مناسب، رویدادهای با دقت بیشتر، به‌منظور نمایش بهتر هندسه گسل مسبب، انتخاب شد. توزیع رومرکز و عمق رویدادها، دو بخش جدا از هم را در اطراف گسل مسبب، نمایان ساخت. رسم مختصات کانونی دو زمین‌لرزه اصلی، هم‌خوانی قابل‌قبولی با نتایج به‌دست آمده دارد و پراکندگی زمین‌لرزه‌ها روند مشخصی را، به‌خصوص در عمق نشان می‌دهد.

*Corresponding author:

mrhatami@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

بررسی نیمرخ‌های گوناگون عمقی نیز، تا حد مطلوبی ساختار هندسی گسل مسبب (صفحه گسلی با امتداد شرق-غرب و شیب نزدیک به قائم) را مشخص می‌کند که با حل سازوکار کانونی به دست آمده در مرکز لرزه‌نگاری کشور مطابقت خوبی دارد.

واژه‌های کلیدی: مکان‌یابی غیرخطی احتمالاتی، مدل سرعتی یک‌بُعدی، خطای مکان‌یابی، سازوکار کانونی

Earthquake relocation of Varzaghan- Ahar 6.5 Mw, 6.3 Mw and their aftershocks using probabilistic nonlinear algorithm

Saeed Soltani Moghaddam, Zaher Hossein Shomali, and Mohammad Reza Hatami *

Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: September 11, 2013, accepted: May 20, 2015)

Summary

Earthquake relocation has an important role in the investigation of tectonic settings of a region. An increase in accuracy of a relocation problem can enhance the calculation of the local velocity model as well as associated studies of a risk analysis. There are some important procedures to make a reliable catalog of earthquakes. Verifying the seismic waveform to correct the picked phases, utilizing other seismic networks and using an appropriate local or regional velocity model, we can improve the final results. In a case with a well-conditioned network geometry, using an accurate local velocity model has a significant effect on increasing the depth accuracy. In this study, we have tried to use all available information from seismic networks in NW Iran and south Azerbaijan. We relocated the double main-shock of Varzaghan-Ahar Mw 6.5, Mw 6.3 and more than 1800 aftershocks with $M_l > 2.0$ over a 10-month period after the main shocks. To increase the accuracy of the earthquake location, we merged the recorded information of eight short periods of the Iranian Seismological Center (IRSC), one broad band station of the International Institute of Engineering and Earthquake Seismology (IIEES) and five broad band stations of the Azerbaijan National Seismic Network (ANSN). We also calculated a local velocity model using a P arrival time inversion scheme (using VELEST code) not only to obtain a more reliable earthquake location especially in depth, but also to decrease the hypocentral error. We have used all the data between 2006 and 2013 after applying a band-pass filter to get a uniform dataset of the earthquake within 250 km around the main shocks. The final velocity model indicated two velocity layers in the upper-crust with p-velocities of 5.87, 6.01 km/s and 6, 18 km thicknesses, respectively. These layers lay on a half-space with a p-velocity of 6.40 km/s. To minimize the effect of the initial velocity model on the final result, we implemented 50 random depth-increasing velocity models. Furthermore, making use of a non-linear probabilistic approach for relocating the earthquake leads to more accurate results compared to linear location programs. A comparison of the results of hypocenters between the IRSC catalog and those calculated by this study shows better line-alignment in the direction of the infer fault. Epicenter and depth error reduction due to making use of an accurate local velocity model were clearly obvious. Plotting the five depth cross sections along and perpendicular to after-shock sequence, shows a more clear geometry compared to the fixed-depth results from the IRSC catalog. According to some statistical parameters such as the hypocentral error, RMS and also preliminary location conditions such as the azimuthal gap and the number of stations, we defined two classes of events and plotted

them for both IRSC and this study in map view and cross sections. This was a better way to show accuracy of our dataset (relocated events) than what we obtained by IRSC. Using the focal mechanism of the two main shocks obtained by the IRSC, along with the event distribution especially in depth, showed that there was more consistency between the results of this study and the fault orientation. This showed that the infer fault had a near vertical plane with an east-west direction and this suggested that it would be a strike-slip fault.

Keywords: probabilistic non-linear location, local velocity model, uncertainty, linear method, nonlinear method.

۱.....مقدمه

(بوندار و همکاران، ۲۰۰۸) و شرط محدودکننده وجود یک خوشه زمین‌لرزه، باعث شده است تا این روش فقط به موارد خاصی محدود شود.

روش‌های غیرخطی (از جمله روش غیرخطی احتمالاتی) به علت محدودیت‌های کمتر، قادرند حتی با به کارگیری مدل‌های سرعتی سه‌بعدی در شرایط گوناگون مکان‌یابی، نتایج قابل قبول‌تری نسبت به دو روش ذکر شده (روش‌های خطی شده و نسبی)، به دست دهند. روش مورد استفاده در این تحقیق، روش غیرخطی احتمالاتی است که لوماکس (لوماکس و همکاران، ۲۰۰۰) با بهره‌گیری از ریاضیات احتمالی تارانتولا و والت (۱۹۸۲) به منظور رفع مشکلات موجود در روش‌های خطی، در قالب یک بسته نرم‌افزاری عرضه کرد. تا کنون تحقیقات بسیاری با استفاده از این الگوریتم به منظور دستیابی به نتایج دقیق مکان‌یابی صورت گرفته است (ملکی و همکاران، ۲۰۱۳؛ ونگر و همکاران، ۲۰۱۳). نقطه آغاز استفاده از الگوریتم غیرخطی احتمالاتی در ایران را می‌توان تحقیق ملکی (ملکی و همکاران، ۱۳۹۰) در تعیین مکان زمین‌لرزه ریگان کرمان و پس‌لرزه‌های آن دانست. از ویژگی‌های بارز این روش، نسبت به روش‌های خطی، قابلیت استفاده از مدل سرعتی سه‌بعدی و تعیین دقیق‌تر خطای مکان‌یابی در شرایط نامساعد ایستگاهی است (لوماکس و همکاران، ۲۰۰۰). در صورت در اختیار داشتن مدل سرعتی دقیق از منطقه، به‌خصوص در بررسی‌های محلی، می‌توان نتایج مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها را بیشتر بهبود بخشید.

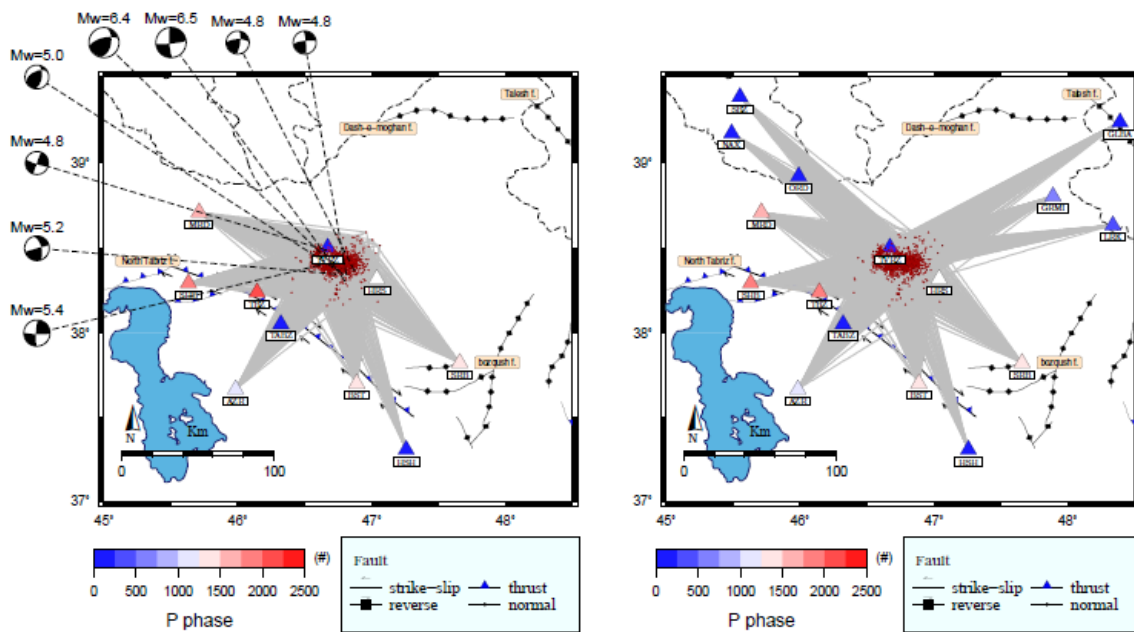
مکان‌یابی دقیق زمین‌لرزه‌ها و اطلاع از مکان صحیح رویدادها، از جمله موارد مهم، در مباحث گوناگون زلزله‌شناسی است. بررسی روند پس‌لرزه‌های رخ داده بعد از یک زمین‌لرزه بزرگ، تا حد زیادی می‌تواند به شناسایی گسل مسبب کمک کند (کیسلینگر، ۱۹۹۶). طی سالیان گذشته، تحقیقات بسیاری با استفاده از روش‌های گوناگون، شامل روش‌های خطی، نسبی و غیرخطی، برای تعیین مکان دقیق زمین‌لرزه‌ها، به انجام رسیده است (روئکر، ۱۹۸۲؛ تربر، ۱۹۸۳؛ والد هازر و السورت، ۱۹۹۹؛ لوماکس و کورتیز، ۲۰۰۱). اصول روش‌های خطی شده، استفاده از بسط تیلور در محاسبه مشتقات زمان‌سیر فازها است که عموماً در آنها، برای سادگی در محاسبات، از جملات مرتبه دو و بالاتر این بسط، صرف نظر می‌شود. این عمل در شرایطی که پوشش ایستگاهی و فاصله ایستگاه‌ها مناسب نباشد باعث ایجاد خطا در محاسبات خواهد شد (تربر، ۱۹۸۱). از طرفی وجود تغییرات جانبی میدان سرعتی در سه بُعد فضا، در فقدان مدل‌های دقیق سرعتی، باعث کاهش دقت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها می‌شود (شیرر، ۱۹۹۷). یکی از راه‌حل‌های مناسب این مشکل، استفاده از روش‌های نسبی است، که با کمک آنها می‌توان تا حدودی تاثیر خطای ناشی از تغییرات جانبی سرعت را جبران کرد و نتایج دقیق‌تری به دست آورد (پاپینت و همکاران، ۱۹۸۴). اما محدودیت‌های موجود در این روش مانند حساسیت نتایج نهایی به موقعیت زمین‌لرزه ابتدایی

در ابتدا، به منظور محاسبه مدل سرعتی یک بُعدی، بانک داده‌ای متشکل از اطلاعات زمان‌سیر ثبت شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری ایران و آذربایجان از ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ در محدوده جغرافیایی طول ۴۵ تا ۴۸/۵ درجه شرقی و عرض ۳۷ تا ۳۹/۵ درجه شمالی تهیه شد. اطلاعات آماری ثبت شده مربوط به هر شبکه لرزه‌نگاری در جدول ۳ ذکر شده است. سپس بانک اطلاعاتی مشترکی از اطلاعات ثبت شده برای هر رویداد، از همه شبکه‌ها، با استفاده از برنامه ساین تهیه شد. از ۱۱۵۰۰ رویداد ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشور، ۶۳۷ رویداد مشترک با پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و ۳۶۹ رویداد مشترک با شبکه لرزه‌نگاری آذربایجان استخراج شد. این تعداد با اعمال شرط «اختلاف زمان رخداد ۶۰ ثانیه و کمتر»، میان هر زمین‌لرزه به دست آمد. در مرحله بعد همه زمین‌لرزه‌ها با مدل سرعتی مرادی (۲۰۱۱) مکان‌یابی شد (جدول ۲)، تا بتوان پس از ادغام داده‌ها، زمین‌لرزه‌های منتخب را با در نظر گرفتن شرایط: ثبت حداقل ۷ فاز، گپ آزیموتی کمتر از ۲۰۰ درجه، خطای رومرکزی کمتر از ۷ کیلومتر، خطای عمق کمتر از ۱۰ کیلومتر و rms کمتر از ۰/۳ ثانیه، به دست آورد. در این مرحله، ۳۳۶ زمین‌لرزه انتخاب شد. سپس با استفاده از الگوریتم واداتی برنامه ساین، نسبت سرعت V_p به V_s برابر با ۱/۷۴ محاسبه شد. از این نسبت در برنامه ولست برای محاسبه مدل سرعتی استفاده شد.

دومین بانک داده به منظور بررسی زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های آن، در ناحیه محصور بین طول جغرافیایی ۴۶/۴ درجه تا ۴۷/۲ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۸/۱۵ درجه تا ۳۸/۶ درجه شمالی، تهیه شد. تعداد ۱۸۸۸ زمین‌لرزه با بزرگی $M \geq 2.0$ ، در بازه زمانی ده ماه پس از زمین‌لرزه‌های اصلی ورزقان- اهر، از ابتدای ماه اوت ۲۰۱۲ تا انتهای ماه ژوئن ۲۰۱۳، در نظر گرفته شد.

شروع بررسی‌های مرتبط با تعیین مدل پوسته برای منطقه شمال غرب ایران، تقریباً از اوایل دهه هفتاد میلادی با تحقیقات عکاشه (عکاشه، ۱۹۷۲) آغاز شد و با کارهای اسلامی (۱۹۷۴)، مک‌کوان (۱۹۷۸)، کادینسکی و همکاران (۱۹۸۱)، قیطانچی (۱۹۹۶)، اشتری و همکاران (۲۰۰۵)، بایرام‌نژاد و همکاران (۱۳۸۶) ادامه یافت. با توجه به اهمیت منطقه شمال غرب کشور از لحاظ لرزه‌خیزی و وجود گسل‌های مهمی چون گسل شمال تبریز و تالش، و همچنین سیر تاریخی زمین‌لرزه‌های مخرب آن، این منطقه همواره مورد توجه پژوهشگران قرار داشته است. قیطانچی (۱۹۹۶) با بررسی زمین‌لرزه‌های مخرب روی داده در منطقه و پس‌لرزه‌های آنها، به تعیین عمق موهو برای شمال غرب ایران پرداخت و آن را ۴۴ کیلومتر محاسبه کرد. بایرام‌نژاد و همکاران (۱۳۸۶) نیز با استفاده از برگردان هم‌زمان زمان‌سیر زمین‌لرزه‌های محلی منطقه شمال غرب ایران، به تعیین مدل سه بُعدی برای آن پرداختند. مدل یک بُعدی به دست آمده آنها، مدلی پنج‌لایه با عمق موهوی ۴۵ کیلومتر است. مرادی و همکاران (۲۰۱۱) در ۲۰۱۱ با به کارگیری داده‌های زمان‌سیر یک شبکه محلی اطراف منطقه گسلی تبریز، یک مدل یک بُعدی برای این منطقه به دست آوردند. این مدل شامل دو لایه در پوسته پایینی و یک لایه در پوسته بالایی و همچنین عمق موهوی ۴۸ کیلومتر است.

در این تحقیق با استفاده از برگردان داده‌های زمان‌سیر زمین‌لرزه‌های ثبت شده طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ در منطقه شمال غرب با برنامه ولست (کیسلینگ و همکاران، ۱۹۹۴)، یک مدل سرعتی یک بُعدی برای منطقه محاسبه شده است.



شکل ۱. نقشه پراکندگی زمین لرزه‌ها با بزرگی بیشتر از ۲، ایستگاه‌های لرزه‌نگاری منطقه، مسیر پرتوها و سازوکار کانونی رویدادها با بزرگی بیش از ۴. رنگ ایستگاه‌ها نمادی از تعداد فازهای ثبت شده در آنها است. سمت چپ مسیر پرتوها با استفاده از ایستگاه‌های IRSC به‌تنهایی، سمت راست مسیر پرتوها با استفاده از همه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری منطقه.

جدول ۱. مشخصات سازوکار به‌دست آمده برای دو زمین‌رزه اصلی، در مرکز لرزه‌نگاری کشوری.

زمین لرزه	راستا (درجه)	شیب (درجه)	لغزش (درجه)
Mw=6.5	۱۷۳	۶۱	-۴
	۲۶۵	۸۷	-۱۵۱
Mw=6.3	۷	۵۷	۲۱
	۲۶۵	۷۲	۱۴۶

لرزه‌نگاری آذربایجان، یک فهرست‌نامه کامل با همگنی بیشتر به‌دست آمد. تعداد و نوع فازهای ثبت شده در این ایستگاه‌ها، در جدول ۳ آورده شده است. نتیجه این ترکیب، افزایش پوشش آزمون‌تی و نیز افزایش تعداد پرتوهای مورد نیاز در محاسبه مدل سرعتی است (شکل ۱). دو ایستگاه کوتاه‌دوره FTB و MAH (متعلق به مرکز لرزه‌نگاری کشوری) به علت نقص فنی در بازه موردنظر، هیچ اطلاعاتی را ثبت نکرده‌اند. همچنین دو ایستگاه HRS و HSH (متعلق به شبکه IRSC) به ترتیب

موقعیت رویدادها، نسبت به موقعیت هندسی ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشور (IRSC) شرایط تقریباً مناسبی از لحاظ پوشش ایستگاهی ایجاد کرده است (شکل ۱). اما به علت فقدان ایستگاه در نواحی شمالی و شمال شرقی رویدادها، استفاده از ایستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES) و شبکه ملی لرزه‌نگاری آذربایجان، باعث افزایش پوشش گپ آزمون‌تی خواهد شد. با ادغام داده‌های زمان رسید ثبت شده در ایستگاه‌های IRSC و IIIES و شبکه ملی

پس از ادغام اطلاعات زمان سیر فازهای P به دست آمده از سایر ایستگاه‌ها و مکان‌یابی اولیه رویدادها با مدل مرادی و همکاران (۲۰۱۱) (جدول ۲) و برنامه hypocenter (لینرت و هاسکوف، ۱۹۹۵) از بین ۱۱۵۰۰ رویداد ثبت شده، تعداد ۳۳۶ رویداد با در نظر گرفتن شرایط: ثبت حداقل ۷ فاز برای هر زمین‌لرزه، گپ آزیموتی کمتر از ۲۰۰ درجه، rms کمتر از ۰/۳ ثانیه، خطای رومرکزی کمتر از ۷ کیلومتر و خطای عمق کمتر از ۱۰ کیلومتر، انتخاب شد. به منظور کمینه ساختن تاثیر مدل‌های اولیه، از ۵۰ مدل اولیه تصادفی استفاده شد (شکل ۲). عمق هر لایه، از سطح تا عمق ۳۰ کیلومتری زمین، از مقدار کمینه ۲ کیلومتر تا مقدار بیشینه ۳/۵ کیلومتر، با شیب مثبت، متغیر در نظر گرفته شد. سرعت لایه‌ها در هر مدل نیز، از مقدار کمینه (۵/۰ km/s) در لایه‌های ابتدایی تا مقدار بیشینه (۷/۵ km/s) در لایه‌های با عمق بیشتر، با شیب مثبت و به صورت تصادفی، در نظر گرفته شد (شکل ۲). با توجه به توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها که در نهایت تا اعماق بین ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر محدود شده‌اند (شکل ۶)، انتظار می‌رود که میزان تفکیک قائم مدل سرعتی به دست آمده نیز تا همین اعماق محدود شود. نتایج به دست آمده در این بخش وجود دو لایه در پوسته بالایی با ضخامت‌های تقریبی ۴ و ۱۸ کیلومتر را روی یک نیم‌فضا، نشان داد (شکل ۲). در مرحله بعد با ساده‌سازی مدل به دست آمده در مرحله قبل، مجدداً با استفاده از ۵۰ مدل تصادفی که سرعت لایه‌ها در آن با شیب مثبت متغیر در نظر گرفته شد، وارون‌سازی صورت پذیرفت (شکل ۳). مدل سرعتی مرجع برای این مرحله، مدلی در نظر گرفته شد که دارای کمینه مقدار rms در مرحله پیش بوده است. سپس سرعت در نظر گرفته شده برای هر لایه با استفاده از یک توزیع نرمال با میانگینی برابر سرعت مدل مرجع در همان لایه و انحراف معیاری برابر با ۰/۵ کیلومتر بر ثانیه محاسبه شد. در نهایت، مدلی یک‌بُعدی، شامل دو لایه با ضخامت‌های

با ثبت ۲۵۶۱۰ و ۳۵ فاز، بیشترین و کمترین تعداد فازهای ثبت شده میان سایر ایستگاه‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. در این منطقه، بجز هشت ایستگاه کوتاه‌دوره شبکه تبریز، از داده‌های مربوط به یک ایستگاه نواریهن IIEES و پنج ایستگاه نواریهن مرکز لرزه‌نگاری جمهوری آذربایجان نیز استفاده شده است. با توجه به پوشش آزیموتی به دست آمده از ایستگاه‌های منطقه، وجود ایستگاه نزدیک به رومرکزها (شکل ۱) و نیز پیچیدگی‌های مربوط به ساختار سرعتی در این منطقه، افزودن تعداد بیشتر ایستگاه‌ها کمکی به افزایش دقت نتایج نهایی نخواهد کرد. تاثیر تقارن و توزیع مناسب ایستگاه‌ها در نتایج مکان‌یابی، به مراتب بیشتر از تاثیر افزودن اطلاعات ایستگاهی است که در فواصل بیش از چند درجه (حدود ۳ درجه و بیشتر) قرار دارند (بوندار، ۲۰۰۴). تحت این شرایط برای مثال، افزودن داده‌های شبکه‌های تهران و کرمانشاه (و یا حتی ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری ترکیه) به علت وجود ناهمگنی‌های جانبی در ساختار سرعتی، و در اختیار نداشتن مدل سرعتی مناسب برای این مناطق، گاه باعث افزایش خطای مکان‌یابی خواهد شد.

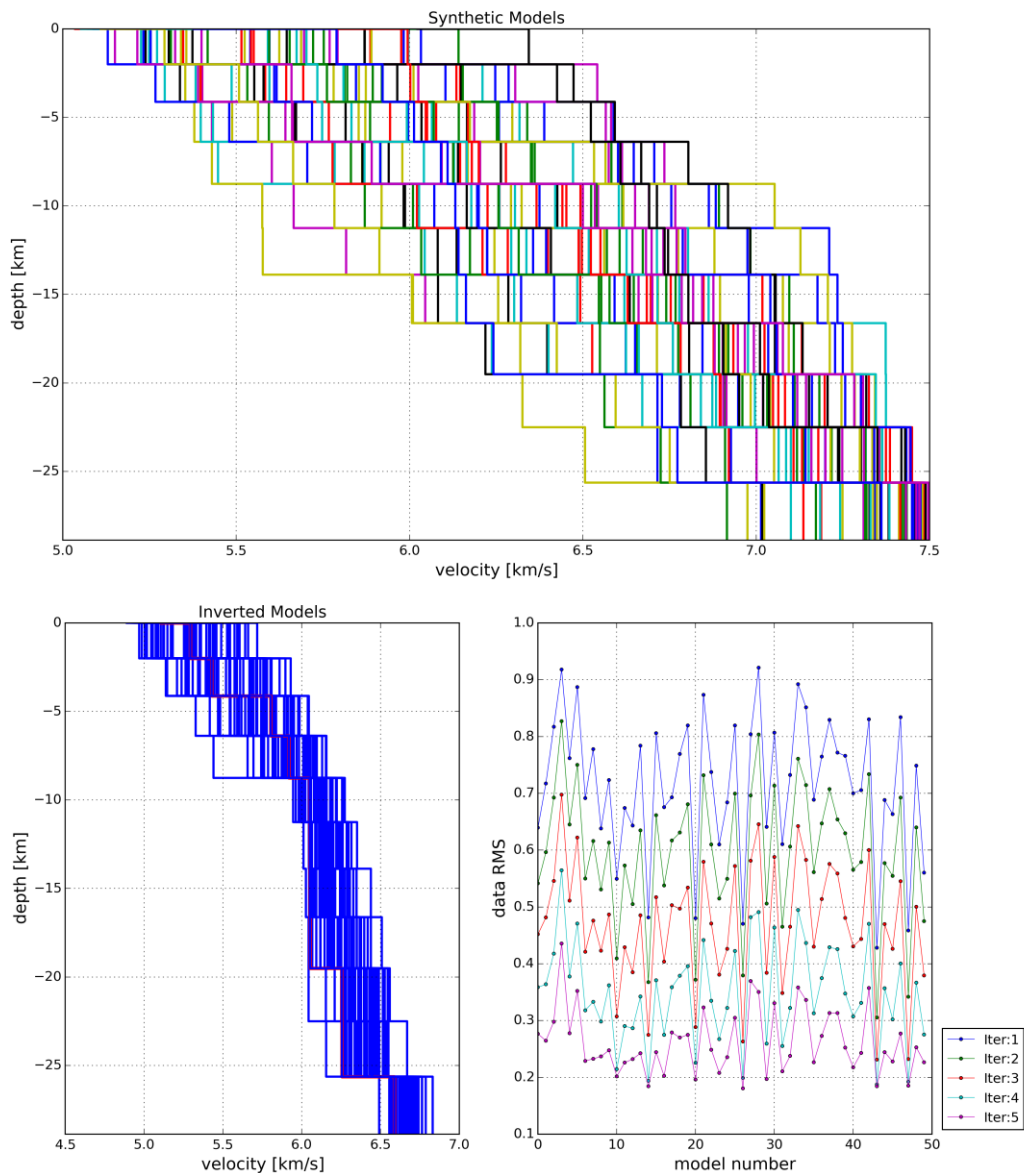
۳ محاسبه مدل سرعتی

پس از تهیه بانک داده‌های مورد نیاز برای محاسبه مدل سرعتی، با استفاده از برنامه ولست (کیسلسینگ و همکاران، ۱۹۹۴) مدل سرعتی مناسب برای منطقه، طی مراحل زیر به دست آمد:

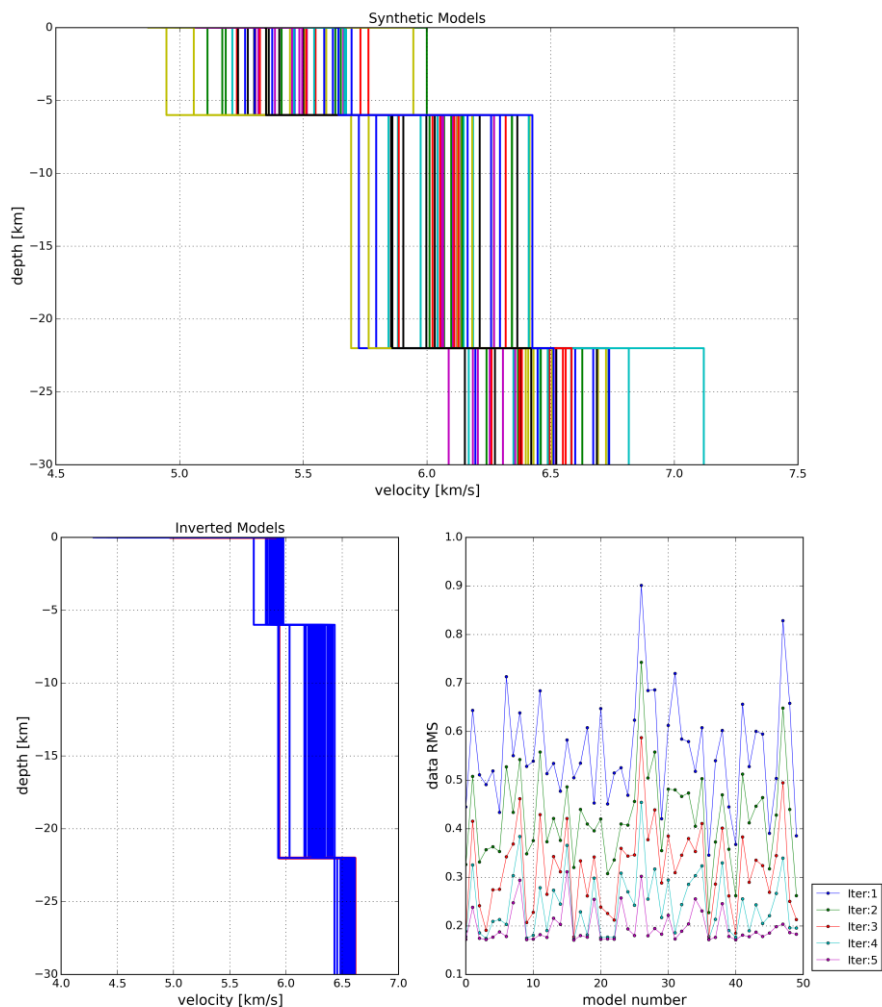
با توجه به اینکه هدف از محاسبه مدل سرعتی، یک مدل محلی بوده است، فقط از اطلاعات ایستگاهی که در شعاع کمتر از ۲۰۰ کیلومتر از مرکز رویداد اصلی قرار داشته‌اند استفاده شد. همچنین از آنجا که مدل سرعتی به دست آمده به نوعی بیانگر میانگین بی‌هنجاری‌های سرعتی منطقه است، سعی شد تا حد امکان از یک توزیع همگن از رویدادها در منطقه، استفاده شود. بدین منظور

می‌دهد (شکل ۴). همچنین استفاده از ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری آذربایجان و IIEES سبب ایجاد پوشش بهتری از پرتوها شده است. بنابراین مدل به‌دست آمده تحت این شرایط، میانگین مناسب‌تری از ساختار سرعتی منطقه را نشان می‌دهد.

۴ و ۱۸ کیلومتر و سرعت موج تراکمی ۵/۸۷ و ۶/۰۱ کیلومتر بر ثانیه در پوسته پایینی روی یک نیم‌فضا با سرعت موج تراکمی ۶/۴۰ کیلومتر بر ثانیه، به‌دست آمد (شکل ۳؛ جدول ۲). مقایسه نتایج مکان‌یابی با استفاده از مدل اولیه (مرادی و همکاران، ۲۰۱۱) و مدل به‌دست آمده، کاهش میزان rms و نیز خطای مکان‌یابی را نشان



شکل ۲. سمت چپ، ۵۰ مدل سرعتی تصادفی با شیب مثبت، ضخامت و سرعت هر لایه متغیر است و با عمق افزایش می‌یابد. تصویر میانی، مدل‌های نهایی به‌دست آمده از ۵۰ مدل تصادفی، مدلی که دارای کمینه rms است با رنگ سرخ نشان داده شده است. سمت راست، منحنی rms به‌دست آمده در هر تکرار برای هر مدل، بعد از اتمام هر مرحله از وارون‌سازی.



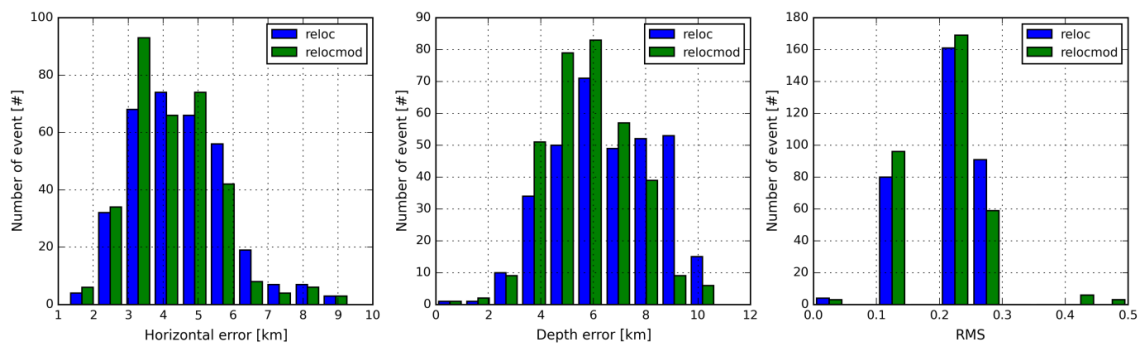
شکل ۳. سمت چپ، ۵۰ مدل سرعتی تصادفی با شیب مثبت. ضخامت لایه‌ها ثابت و سرعت هر لایه متغیر بوده و به‌طور تصادفی با عمق افزایش می‌یابد. تصویر میانی، مدل‌های نهایی به‌دست آمده از ۵۰ مدل تصادفی، مدلی که دارای کمینه RMS است با رنگ سرخ نشان داده شده است. سمت راست، منحنی RMS به‌دست آمده در هر تکرار برای هر مدل بعد از اتمام هر مرحله از وارون‌سازی.

جدول ۲. مدل سرعتی مرادی و همکاران (۲۰۱۱) و مدل سرعتی محاسبه شده در تحقیق حاضر.

depth [km]	velocity [km/s]	مدل سرعتی	depth [km]	velocity [km/s]	مدل سرعتی
۰/۰	۵/۲۶	مرادی-۲۰۱۱	۰/۰	۵/۸۷	تحقیق حاضر
۴/۰	۶/۰۸	مرادی-۲۰۱۱	۴/۰	۶/۰۱	تحقیق حاضر
۲۰/۰	۶/۵۲	مرادی-۲۰۱۱	۲۴/۰	۶/۴۰	تحقیق حاضر
۴۸/۰	۸/۰۶	مرادی-۲۰۱۱	-	-	-

جدول ۳. نام و تعداد فازهای ثبت شده در ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری IIEES, JRSC و شبکه ملی لرزه‌نگاری آذربایجان.

ایستگاه	تعداد فاز P	تعداد فاز S	ایستگاه	تعداد فاز P	تعداد فاز S
MRD	۱۵۵۳	۷۳	GRMI	۵۳۳	-
SHB	۱۶۰۱	۲۲۲	SBZ	۲۲۰	-
TBZ	۱۷۴۴	۱۰۰	NAX	۲۳۲	-
AZR	۱۰۱۰	۲۷	ORD	۲۳۵	-
HRS	۱۶۷۳	۸۶۳	GLBA	۱۳۳	-
SRB	۱۳۸۴	۱۰۲	LRK	۲۵۵	-
BST	۱۲۰۲	۱۶۵	---	---	---
HSH	۳۴	۱	---	---	---



شکل ۴. بافت‌نگار خطای رومرکزی (سمت چپ)، عمق (تصویر میانی) و میزان rms (سمت راست) به‌دست آمده از تعیین مکان ۳۳۶ رویدادهای مشترک در بخش مدل سرعتی با استفاده از برنامه hypocenter و مدل سرعتی یک‌بُعدی اولیه (آبی) و مدل سرعتی نهایی به‌دست آمده (سبز).

۴ روش مورد استفاده در مکان‌یابی

الگوریتم غیرخطی لوماکس (لوماکس، ۲۰۰۰) با بهره‌گیری از ریاضیات احتمالاتی تارانتولا و والت (۱۹۸۲) با محاسبه تابع توزیع احتمال در یک شبکه منظم فضایی در سه بُعد، با تعداد یاخته‌های مشخص و محاسبه احتمال برای تک‌تک یاخته‌ها، به محاسبه مکان‌یابی رویدادها می‌پردازد. در این روش، در نهایت یاخته‌ای که دارای بیشترین احتمال است، درحکم مکان نهایی زمین‌لرزه در نظر گرفته می‌شود. داده‌های زمان‌رسید، مربوط به فازهای متفاوت که در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به ثبت رسیده است، به همراه مدل سرعتی پوسته درحکم ورودی برنامه، مورد استفاده قرار می‌گیرد. سپس با استفاده از الگوریتم

پس از محاسبه مدل سرعتی، مجدداً زمین‌لرزه‌های مورد استفاده، با این مدل، مکان‌یابی شد. در این حالت، با حفظ شرایط محدودکننده قبل در انتخاب داده‌ها، تعداد ۵۱۰ زمین‌لرزه (از میان ۱۱۵۰۰ رویداد) به‌دست آمد. با وجود این برای اینکه بتوان مقایسه معنی‌داری با نتایج قبل عملی ساخت، زمین‌لرزه‌های منتخب در مرحله تعیین مدل سرعتی، با مدل جدید و برنامه hypocenter، مجدداً مکان‌یابی شدند (شکل ۴). این مقایسه، کاهش حدود ۲۰ درصدی برای rms کمتر از ۰/۲ ثانیه، کاهش حدود ۱۰ درصدی برای خطای رومرکزی کمتر از ۴ کیلومتر و نیز کاهش حدود ۲۰ درصدی برای خطای عمق زیر ۶ کیلومتر را نشان می‌دهد.

یکی دیگر از بخش‌های مهم این الگوریتم، نحوه جست‌وجو میان یاخته‌ها است. در این بخش، به جای بررسی همه یاخته‌های شبکه، در هر مرحله ابتدا مقدار تابع احتمال برای تعداد مشخصی از یاخته‌ها محاسبه می‌شود و در مراحل بعد فقط یاخته‌هایی که دارای احتمالی بیشتری از یاخته‌های مجاور هستند انتخاب می‌شوند. این فرایند تقسیم یاخته‌ای تا جایی ادامه خواهد یافت که به ابعاد یاخته‌ها به اندازه مشخصی برسد. در واقع، مزیت استفاده از الگوریتم Oct-Three نسبت به الگوریتم‌های جست‌وجوی دیگر مانند grid search, metropolis در سایر الگوریتم‌های مکان‌یابی مانند LOCSAT استفاده می‌شود، کاهش حجم محاسبات و افزایش سرعت رسیدن به جواب نهایی است (لوماکس، ۲۰۰۸، ۲۰۰۱). همچنین به علت استفاده از داده‌های هم‌زمان دو ایستگاه و حذف پارامتر زمان وقوع رویداد، تعداد مجهول‌های مسئله که در حالت عادی چهار است به سه (که فقط مولفه‌های مکانی هستند)، کاهش می‌یابد. بعد از محاسبه این سه نقطه، زمان وقوع زمین‌لرزه نیز محاسبه خواهد شد. همان‌طور که اشاره شد، تقسیم یاخته‌ای و محاسبه احتمال وجود برای هر یاخته تا جایی ادامه پیدا خواهد کرد که فرایند تقسیم یاخته‌ها، یا به تعداد معینی برسد؛ و یا ابعاد یاخته‌های تقسیم شده نهایی، به حد مشخصی دست پیدا کند. در انتها، تعدادی از یاخته‌های باقی‌مانده نهایی، مانند مجموعه ابرمانندی، به دور یاخته (یا یاخته‌هایی) با بیشترین احتمال مشخص می‌شوند تا بیانگر نقاط پراکندگی و نقطه بیشینه احتمال باشند (لوماکس و همکاران، ۲۰۰۰). تابع احتمالی که برای محاسبات فوق مورد استفاده قرار می‌گیرد (رابطه (۱))، شامل بخش‌هایی است که در آن خطای مربوط به تعیین فازهای گوناگون، خطای مدل سرعتی مورد استفاده و همچنین خطای محاسباتی در آن لحاظ شده است (عبارت δ در رابطه (۱) بیانگر سهم این خطاها است)؛ بنابراین، احتمال به‌دست آمده برای هر نقطه، با در نظر

جست‌وجوی شبکه Oct-Three و استفاده از اصل هویگنس (به‌منظور ردیابی پرتوها) مجموعه‌ای از یاخته‌های از پیش تعریف شده، در یک فضای مکانی مشخص، مورد جست‌وجو قرار می‌گیرند و برای هر کدام با تابع احتمال (رابطه (۱))، مقداری به منزله احتمال وجود مکان زمین‌لرزه در هر سلول، محاسبه می‌شود.

(۱)

$$PDF(x) \propto \sum_{i,j}^k \frac{1}{\sqrt{\delta_i^2 + \delta_j^2}} \exp \left[-\frac{\{[T_{OBS}^i - T_{OBS}^j] - [T_{CAL}^i - T_{CAL}^j]\}^2}{\delta_i^2 + \delta_j^2} \right]$$

در این رابطه که از آن با عنوان تابع اخلاف زمانی دوگانه (EDT) یاد می‌شود، $PDF(x)$ مقدار تابع توزیع احتمال در نقطه x (یک نقطه احتمالی برای مکان زمین‌لرزه)، k ضریب بهنجارکننده، T_{OBS}^i و T_{OBS}^j زمان‌رسیده‌های مشاهده‌ای در ایستگاه‌های i و j است، T_{CAL}^i و T_{CAL}^j زمان‌سیرهای محاسبه‌ای از نقطه x (نقطه‌ای از شبکه فضایی از پیش تعریف شده به مختصات (x,y,z) تا ایستگاه‌های i و j است. δ_i و δ_j مقدار خطای ناشی از تعیین فاز لرزه‌ای (به علت ضعف مدل سرعتی و همچنین خطای خوانش عملگر در تعیین محل صحیح فاز، روی نگاشت لرزه‌ای) در ایستگاه‌های i و j است. در این رابطه برای محاسبه مقدار تابع توزیع احتمال در هر نقطه از فضا، دیگر نیازی به دانستن زمان وقوع رویداد نیست، چون در این روش از اختلاف زمانی بین زمان رسیدن و زمان‌سیرهای مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در دو ایستگاه (به‌جای یک ایستگاه) به‌طور هم‌زمان استفاده می‌شود (لوماکس و همکاران، ۲۰۰۰). بنابراین زمان وقوع زمین‌لرزه، با استفاده از این فرمول‌بندی از معادله‌ها حذف خواهد شد (برای توضیح بیشتر رجوع شود به ملکی و همکاران، ۲۰۱۳).

گرفتن همه خطاهای ممکن خواهد بود تا مکان نقطه نهایی به نقطه واقعی نزدیک‌تر باشد. خطای مکان‌یابی نیز با محاسبه ماتریس کواریانس مدل که از روی نتایج تابع احتمال نهایی به دست می‌آید، قابل محاسبه و بیانگر میزان خطا در دو راستای طول و عرض جغرافیایی و همچنین عمق است (هوسن و همکاران، ۲۰۱۰).

۵ مکان‌یابی زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های آن

در این قسمت، نتایج حاصل از تعیین مکان ۱۸۸۸ زمین‌لرزه رخ داده در منطقه ورزقان آذربایجان شرقی نشان داده شده است. در بازه زمانی مورد بررسی که از ابتدای ماه اوت ۲۰۱۲ تا انتهای ماه ژوئن ۲۰۱۳ است، تعداد ۱۸۸۸ رویداد $M \geq 2$ توسط IRSC و ۴۹۱ رویداد $M \geq 2$ در IIEES به ثبت رسیده است. پس از ادغام داده‌های ثبت شده در دو فهرست‌نامه، تعداد ۱۸۶۴ زمین‌لرزه، با استفاده از برنامه مکان‌یابی غیرخطی احتمالاتی (nlloc) تعیین مکان مجدد شد. از آنجا که برای تعیین مکان زمین‌لرزه‌ها شرط وجود حداقل پنج فاز لرزه‌ای گذاشته شد، ۲۴ زمین‌لرزه شرط لازم مکان‌یابی را نداشتند و مکان‌یابی نشدند.

به منظور مقایسه کمی میان نتایج به دست آمده در این تحقیق و یک فهرست‌نامه مرجع، از میان فهرست‌نامه‌های IRSC و IIEES، فهرست‌نامه IRSC به علت فراگیرتر بودن تعداد رویدادها، انتخاب شد. استفاده از الگوریتم غیرخطی احتمالاتی و مدل سرعتی محاسبه شده، کاهش قابل توجهی در میزان خطای رومرکزی، عمق و میزان rms داده‌ها، در مقایسه با نتایج IRSC و خروجی برنامه hypocenter، نشان می‌دهد (شکل ۵). حدود ۴۵ درصد از رویدادهای مکان‌یابی شده در nlloc، دارای rms کمتر از ۰/۱ ثانیه هستند، که در حالت مشابه، برای نتایج به دست آمده از IRSC، این مقدار نزدیک ۱۰ درصد و برای نتایج به دست آمده از برنامه hypocenter این مقدار نزدیک ۵ درصد است. گرچه میزان rms از جمله پارامترهای

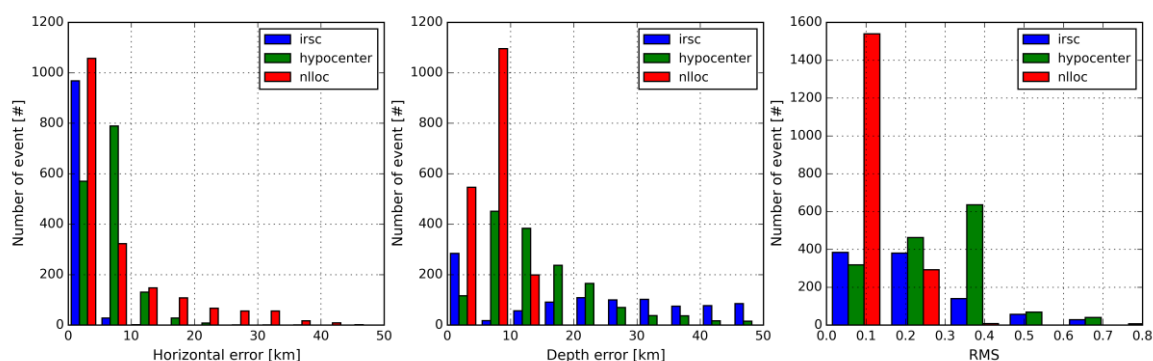
قابل اعتماد برای سنجش دقت نتایج مکان‌یابی نیست (هوسن و همکاران، ۲۰۰۳)، اما با توجه به بکارگیری مدل سرعتی محاسبه شده، می‌توان انتظار چنین نتیجه‌ای را داشت. همچنین نتایج به دست آمده برای خطای رومرکزی (شکل ۵) نیز بیانگر کاهش قابل توجه این خطا نسبت به نتایج به دست آمده از مرکز لرزه‌نگاری کشوری است؛ به طوری که برنامه nlloc حدود ۵۵ درصد از کل رویدادهای مورد بررسی را با خطای رومرکزی کمتر از ۵ کیلومتر و حدود ۴۵ درصد از کل رویدادها را با خطای بین ۵ تا ۱۰ کیلومتر محاسبه کرده است. این در حالی است که IRSC به ترتیب حدود ۵۰ و ۱ درصد از رویدادها را با مقادیر خطای ذکر شده، محاسبه کرده است. این مقادیر برای برنامه hypocenter به ترتیب نزدیک به ۳۱ و ۱۸ درصد است (شکل ۵). وضعیت مشابهی برای خطای عمق نیز قابل مشاهده است. در این حالت برنامه nlloc نزدیک به ۲۶ درصد از کل رویدادها را با خطای عمق کمتر از ۵ کیلومتر محاسبه کرده است. این مقدار برای نتایج به دست آمده از فهرست‌نامه IRSC و برنامه hypocenter به ترتیب برابر ۱۵ و ۵ درصد از کل رویدادها است (شکل ۵). تاثیر استفاده هم‌زمان از الگوریتم غیرخطی و مدل سرعتی در کاهش میزان خطای عمق رویدادها، کاملاً واضح و مشخص است. مقایسه نتایج به دست آمده از مکان‌یابی دو زمین‌لرزه اصلی ورزقان- آهر در مراکز گوناگون و همچنین تحقیق حاضر، در جدول ۴ گردآوری شده است. این نتایج نشان‌دهنده نزدیکی مختصات کانونی به دست آمده بین این تحقیق و مرکز لرزه‌نگاری کشوری است. به منظور عرضه بهتر نتایج به دست آمده فقط به مقایسه بافت‌نگارهای خطا بسنده نشده است. یکی دیگر از مواردی که می‌تواند نتایج هر دو فهرست‌نامه (خروجی برنامه nlloc و فهرست‌نامه IRSC) را به خوبی آشکار کند، رسم نقاط مکان‌یابی شده در سه راستای X,Y,Z روی نقشه است. در این بخش علاوه بر

آزموتی کمتر از ۱۸۰ درجه و rms کمتر از ۰/۱۵ هستند (شکل های ۵ و ۶).

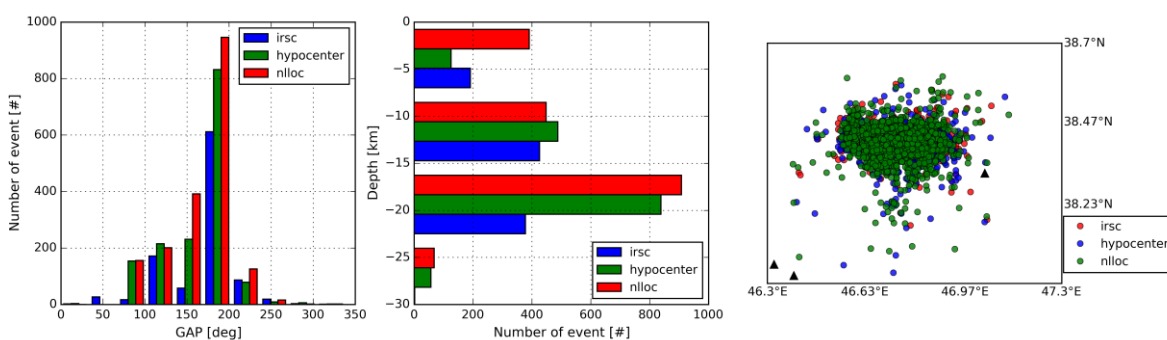
دسته «ب»: رویدادهایی که دارای خطای رومرکزی کمتر از ۵ کیلومتر، خطای عمق کمتر از ۷ کیلومتر، گپ آزموتی کمتر از ۲۰۰ درجه و rms کمتر از ۰/۲۵ هستند (شکل های ۵ و ۶).

رسم همه نقاط مکان‌یابی شده، با بهره‌گیری از الگوی تعیین مکان دقیق بونداد و همکاران (۲۰۰۴) که براساس الگوی شبکه‌بندی و شرایط مکان‌یابی استوار است، تعدادی از زمین‌لرزه‌های با دقت زیاد انتخاب و در کنار سایر زمین‌لرزه‌ها رسم شد (شکل ۷). برای تعیین مکان این رویدادها، شرایط زیر در نظر گرفته شده است:

دسته «الف»: رویدادهایی که دارای خطای رومرکزی کمتر از ۳ کیلومتر، خطای عمق کمتر از ۵ کیلومتر، گپ



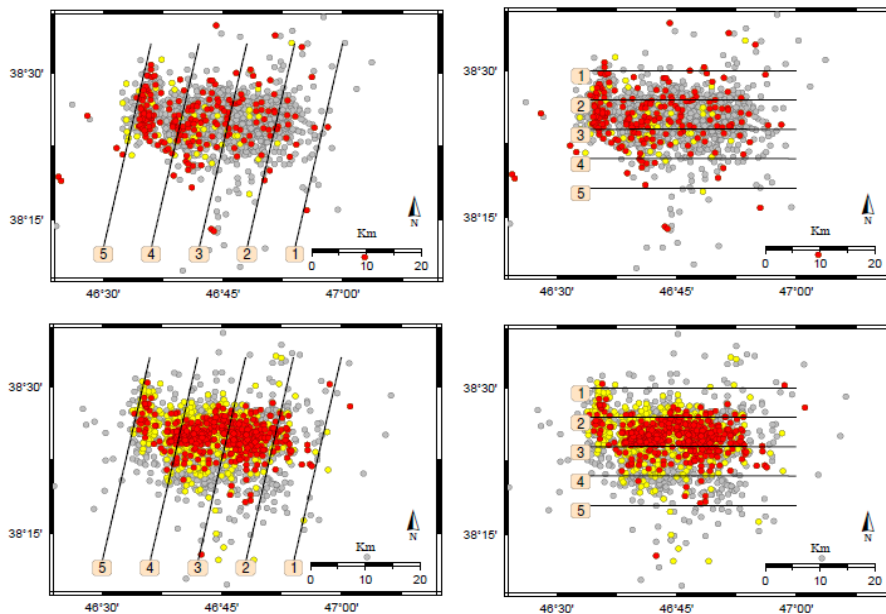
شکل ۵. بافت‌نگار خطای رومرکزی، عمق و میزان rms مرکز لرزه‌نگاری کشور (آبی)، برنامه تعیین مکان خطی hypocenter (سبز) و الگوریتم غیرخطی احتمالاتی (سرخ).



شکل ۶. بافت‌نگار گپ آزموتی، عمق رویدادها و توزیع رومرکزی آنها برای مرکز لرزه‌نگاری کشور (آبی)، برنامه خطی hypocenter و الگوریتم غیرخطی احتمالاتی (سرخ).

جدول ۴. نتایج مکان‌یابی دو زمین‌لرزه اصلی ورزقان- اهر که در تحقیق حاضر و مراکز گوناگون به‌دست آمده است.

نام مرکز	طول جغرافیایی (درجه)		عرض جغرافیایی (درجه)		عمق (کیلومتر)	
	زمین‌لرزه ورزقان	زمین‌لرزه اهر	زمین‌لرزه ورزقان	زمین‌لرزه اهر	زمین‌لرزه ورزقان	زمین‌لرزه اهر
NLL	۴۶/۸۱۹	۴۶/۷۹۴	۳۸/۴۱۵	۳۸/۴۰۱	۷/۰	۶/۰
IRSC	۴۶/۸۱۲	۴۶/۸۴۰	۳۸/۴۳۳	۳۸/۴۶۳	۹/۰	۴/۰
IIEES	۴۶/۷۸۰	۳۸/۵۵۰	۳۸/۵۵۰	۳۸/۵۸۰	۱۵/۰	۱۶/۰
USGS	۴۶/۸۲۶	۴۶/۷۴۵	۳۸/۳۲۹	۳۸/۳۸۹	۱۱/۰	۱۲/۰



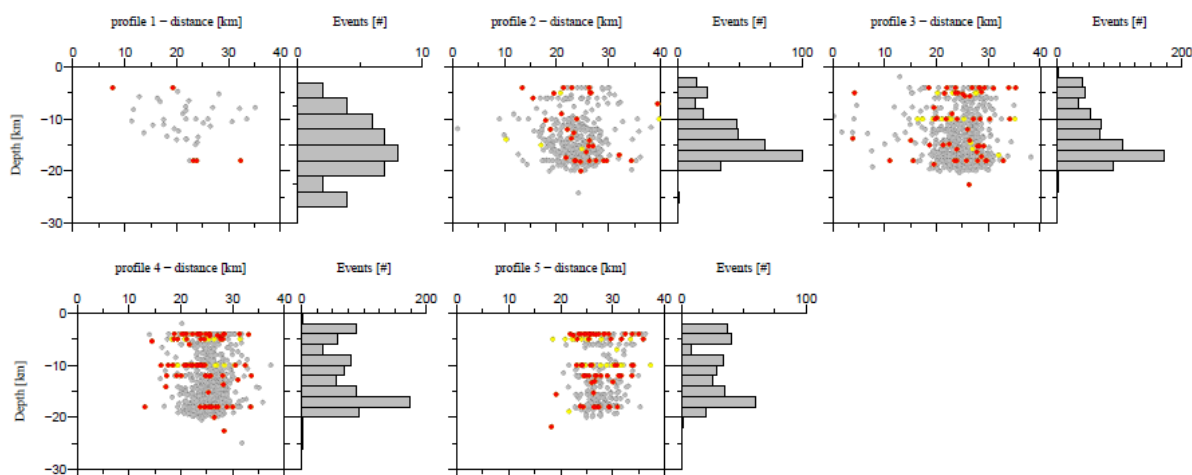
شکل ۷. نیم‌رخ‌های عمقی عمود (بالا-چپ) و موازی (بالا-راست) با راستای توزیع پس‌لرزه‌های به‌دست آمده در مرکز لرزه‌نگاری کشور. نیم‌رخ‌های عمقی عمود (بالا-چپ) و موازی (بالا-راست) با راستای توزیع پس‌لرزه‌های به‌دست آمده از الگوریتم غیرخطی احتمالاتی. رنگ خاکستری نماد همه رویداد، رنگ زرد نماد رویدادهای رده «ب» و رنگ سرخ نماد رویدادهای رده «الف» است. فاصله نیم‌رخ‌های عمود ده کیلومتر، پهنای آنها ده کیلومتر و طول آنها پنجاه کیلومتر. فاصله نیم‌رخ‌های موازی پنج کیلومتر، پهنای آنها ده کیلومتر و طول آنها پنجاه کیلومتر است. همه نیم‌رخ‌ها تا عمق سی کیلومتری ادامه دارد.

فهرست‌نامه IRSC دارای پراکنده‌گی بیشتری است (شکل ۷). همچنین برای مشخص ساختن نمای هندسی گسل مسبب زمین‌لرزه در عمق، پنج نیم‌رخ عمقی متفاوت در منطقه رسم شد. بدین‌منظور، پنج نیم‌رخ عمود بر روند پس‌لرزه‌ها و پنج نیم‌رخ دیگر موازی با روند پس‌لرزه‌ها رسم شد (شکل ۸). هر نیم‌رخ، با طول تقریبی ۵۰ کیلومتر در بر گیرنده حجمی مکعب‌شکل با پهنای ۱۰ کیلومتر است که تصویر زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده را در یک صفحه قائم تا عمق ۳۰ کیلومتری از سطح زمین، نشان می‌-

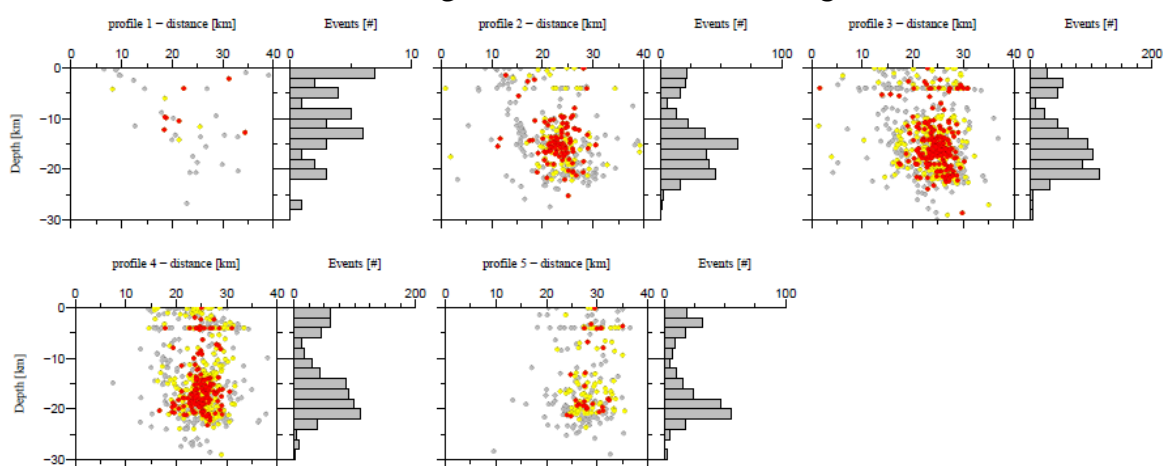
با در نظر گرفتن شرایط بالا برنامه nlloc تعداد ۴۲۰ رویداد را در دسته «الف» (رویدادهای نشان داده شده با رنگ سرخ در شکل ۷) و ۱۰۰۳ رویداد را در دسته «ب» (رویدادهای نشان داده شده با رنگ زرد در شکل ۷) قرار داد. مقادیر به‌دست آمده از فهرست‌نامه IRSC برابر ۲۰۹ و ۲۷۳ رویداد به‌ترتیب برای دسته «الف» و «ب» است (شکل ۷). توزیع به‌دست آمده از این رویدادها، روند مشخص‌تری از گسل مسبب را نشان می‌دهد. این در حالی است که توزیع زمین‌لرزه‌های قرار گرفته در دسته «الف» از

ذکر شده، از رسم آنها خودداری شده است. باین حال نتایج حاصل از برنامه nlloc که در شکل‌های ۹ و ۱۰ (مقاطع عمقی عمود و موازی با روند پس‌لرزه‌ها) رسم شده است، به صورت واضح‌تری روند گسل مسبب، با شیب نزدیک به قائم و رو به شمال را نشان می‌دهد. بیشترین توزیع زمین‌لرزه‌ها در اعماق بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتری است که در نیم‌رُخ‌های ۲ تا ۴، (عمود بر روند پس‌لرزه‌ها) به خوبی دیده می‌شود (شکل ۹).

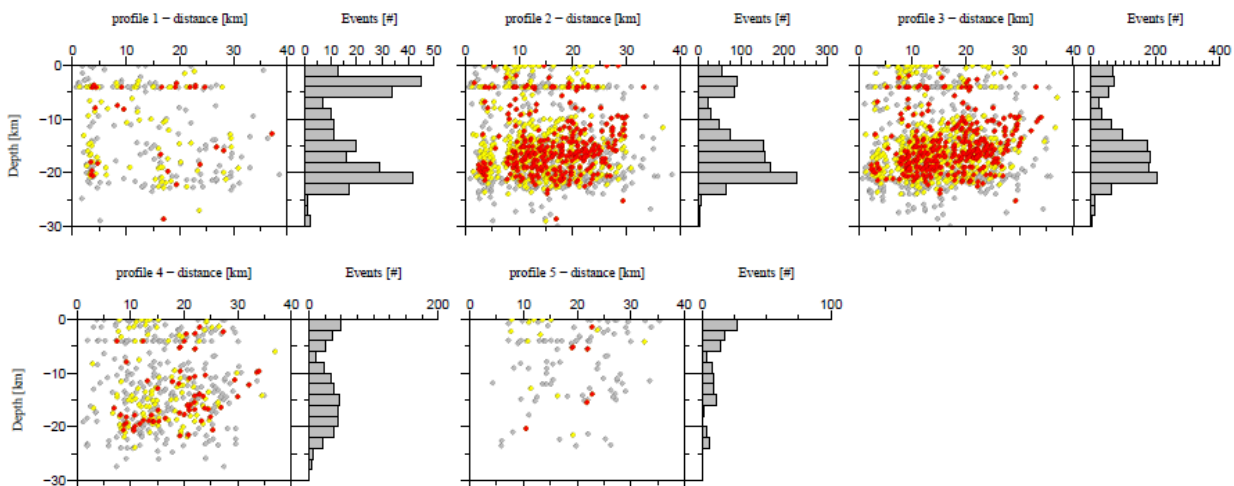
دهد. تصاویر به دست آمده از مقاطع عمقی در شکل‌های ۸، ۹ و ۱۰ نشان داده شده است. شکل ۸، توزیع زمین‌لرزه‌های حاصل از پنج نیم‌رُخ عمود بر روند پس‌لرزه‌ها را با استفاده از نتایج فهرست‌نامه IRSC نشان می‌دهد. همان‌طور که در این مقاطع مشخص است، زمین‌لرزه‌ها در عمق‌های خاصی (۵، ۱۰ و ۲۰ کیلومتری) ثابت شده‌اند. بنابراین نمی‌توان تصویر واضحی از روند هندسی گسل مسبب را مشاهده کرد. تصاویر حاصل از مقاطع موازی با روند پس‌لرزه‌ها نیز دارای چنین شرایطی است و به علت



شکل ۸. مقاطع عمقی متناسب با نیم‌رُخ‌های عمود با روند توزیع زمین‌لرزه‌ها، با استفاده از نتایج مرکز لرزه‌نگاری کشور. رنگ خاکستری نماد همه رویداد، رنگ زرد نماد رویدادهای رده «ب» و رنگ سرخ نماد رویدادهای رده «الف» است. بافت‌نگارها توزیع زمین‌لرزه‌ها را متناسب با رده عمقی آنها نشان می‌دهد.



شکل ۹. مقاطع عمقی متناسب با نیم‌رُخ‌های عمود با روند توزیع زمین‌لرزه‌ها، با استفاده از نتایج الگوریتم غیرخطی احتمالاتی. رنگ خاکستری نماد همه رویداد، رنگ زرد نماد رویدادهای رده «ب» و رنگ سرخ نماد رویدادهای رده «الف» است. بافت‌نگارها توزیع زمین‌لرزه‌ها را متناسب با رده عمقی آنها نشان می‌دهد.



شکل ۱۰. مقاطع عمقی متناسب با نیم‌رخ‌های موازی با روند توزیع زمین‌لرزه‌ها، با استفاده از نتایج الگوریتم غیرخطی احتمالاتی. رنگ خاکستری نماد همه رویدادها، رنگ زرد نماد رویدادهای رده «ب» و رنگ سرخ نماد رویدادهای رده «الف» است. بافت‌نگارها توزیع زمین‌لرزه‌ها را متناسب با رده عمقی آنها نشان می‌دهند.

۶ نتیجه‌گیری

مقایسه نتایج مکان‌یابی بیش از سیصد زمین‌لرزه رخ داده در بخش مدل سرعتی و ۱۸۸۰ رویداد در بخش مکان‌یابی، به‌خوبی نقش موثر استفاده از ساختار سرعتی مناسب در افزایش دقت مکان‌یابی و کاهش خطای رومرکزی، خطای عمق و میزان RMS داده‌ها را نشان داد. مدل سرعتی به‌دست آمده بیانگر دو لایه در پوسته بالایی با ضخامت‌های ۴ و ۱۸ کیلومتر و سرعت موج تراکمی ۵/۸۷ و ۶/۰۱ کیلومتر بر ثانیه است. این دو لایه روی یک نیم‌فضا با سرعت ۶/۴۰ کیلومتر بر ثانیه قرار دارند. با توجه به تأثیر مدل مورد استفاده در نتایج نهایی، بدیهی است که استفاده از مدل‌های دقیق‌تر سه‌بعدی، نتایج را بیش از پیش بهبود خواهد بخشید. همچنین با توجه به اینکه در محاسبه مدل‌های سرعتی اولیه هر منطقه، از نتایج زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده با دقت زیاد استفاده می‌شود، انتظار می‌رود نتایج به‌دست آمده از این تحقیق، نقش موثری در بهبود مدل‌های سرعتی، ایفا کند. نیم‌رخ‌های عمقی رسم شده و مقایسه آنها بین نتایج این تحقیق و فهرست‌نامه مرکز

با توجه به حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها که از globalcmt و نیز مرکز لرزه‌نگاری کشور به‌دست آمده است (جدول ۱)، به نظر می‌رسد که روندهای به‌دست آمده هم‌خوانی قابل‌قبولی با این نتایج دارد (شکل ۱). همچنین با مشاهده توزیع به‌دست آمده از پنج مقطع موازی با روند پس‌لرزه‌ها (شکل ۱۰) به نظر می‌رسد، ناحیه لرزه‌خیز از دو بخش تقریباً جدا تشکیل شده است. بخش شرقی با مساحت بیشتر از محدوده طول ۴۶/۷۰ درجه شرقی شروع می‌شود و حدود ۲۵ کیلومتر به سمت غرب پیش‌روی دارد. در این منطقه توزیع زمین‌لرزه‌ها هم در سطح و هم در عمق به‌طور محسوسی کاهش می‌یابد (نیم‌رخ‌های ۲ و ۳ از شکل ۱۰). بخش غربی که دارای محدوده بسیار باریکی است، پهنای نزدیک به ۵ کیلومتر دارد و در محدوده طول ۴۶/۳۰ قرار می‌گیرد. جدایش این مرز در سطح و عمق به‌خوبی مشخص است و در مقاطع موازی با روند پس‌لرزه‌ها که از فهرست‌نامه IRSC به‌دست آمده نیز نمایان است.

به خاطر پیشنهادات ارزنده ایشان، تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

بایرام‌نژاد، ا.، قیطانچی، م.ر.، میرزائی، ن.ب.، ۱۳۸۶، تعیین مدل پوستهٔ بهینه برای شمال غرب ایران، با استفاده از برگردان هم‌زمان زمان‌سیر زمین‌لرزه‌های محلی: مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۳(۳)، ۴۷-۵۹.

ملکی، و.، شمالی، ظ.ح.، حاتمی، م.ر.، ۱۳۹۰، مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزهٔ اصلی ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ محمد آباد ریگان 6.5Mn و پس‌لرزه‌های حاصل از آن به روش غیرخطی: مجله فیزیک زمین و فضا، ۶(۴)، ۶۳-۷۰.

Akashe, B., 1972, Thickness of the crust in Iran: Bull. Faculty of Science, Tehran University, 4(1), 63-69.

Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran: Tectonophysics, 395(3-4), 193-208.

Bondár, I., Bergman, E., Engdahl, K., 2008, A hybrid multiple event location technique to obtain ground truth event locations: Geophysical Journal International, 175(1), 185-201.

Bondár, I., Myers, S., C., Engdahl, E. R. and Bergman, E. A., 2004, Epicentre accuracy based on seismic network criteria: Geophysical Journal International, 156(3), 483-496.

Eslami, A., 1974, Detecting the thickness of the crust in Shiraz area using Hypocenter situated below the crust: J. Earth & Space Physics, 3(1&2), 15-18.

Gheitanchi, M. R., 1996, Crustal structure in NW Iran, revealed from the 1990 Rudbar aftershock sequence: J. Earth & Space Physics, 23, 7-14.

Husen, S. and Hardebeck, J. L., 2010, Earthquake location accuracy, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis.

Kadinsky-Cade, K., Barazangi, M., Oliver, J., and Isacks, B., 1981, Lateral variations of high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus: Journal of Geophysical Research: Solid Earth 86(B10), 9377-9396.

لرزه‌نگاری کشور، بیانگر این نکته است که روش غیرخطی احتمالاتی، عمق رویدادها را با دقت بهتری نسبت به روش‌های خطی، محاسبه می‌کند. نتایج حاصل از نیم‌رخ‌های عمقی گوناگون، تا حد قابل قبولی هندسه گسل مسبب زمین‌لرزه را، هم در سطح و هم در عمق، آشکار کرده است که با نتایج حل سازوکار کانونی محاسبه شده در مراکز گوناگون نیز هم‌خوانی دارد. همچنین با استفاده از توزیع سطحی و عمقی زمین‌لرزه‌های منتخب (رویدادهای با دقت زیاد) مشخص شد. بررسی این رویدادها روشن ساخت که ناحیه درگیر، از دو بخش جدا از هم تشکیل شده است. بخش شرقی با پهنای بیشتر و بخش غربی با پهنای باریک کاملاً از هم تفکیک شده‌اند. تاثیر استفاده از داده‌های IIEES و شبکه لرزه‌نگاری آذربایجان، هم در بخش مدل سرعتی و هم در بخش مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها مشخص شد. بدون شک استفاده هم‌زمان داده‌های مرکز لرزه‌نگاری کشور، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله و مهندسی زلزله و شبکه لرزه‌نگاری آذربایجان، نقش بسزایی در کاهش گپ آزمونتی، افزایش تعداد پرتوها در محاسبه مدل سرعتی و در نهایت افزایش دقت رومرکزی زمین‌لرزه‌ها داشته است. با توجه نقش پُراهمیت پوشش ایستگاهی مناسب در کاهش خطای مکان‌یابی، همکاری بیشتر میان شبکه‌های لرزه‌نگاری داخل کشور و افزایش همکاری‌های بین‌المللی، به‌خصوص با همسایگان مرزی کشور، امری لازم و ضروری به نظر می‌رسد.

تشکر و قدردانی

در پایان از بخش دادهٔ مرکز لرزه‌نگاری کشوری به‌خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های زمان‌رسید و همین‌طور پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله تشکر و قدردانی می‌شود. همین‌طور از آقای آنتونی لوماکس

- Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **89**(B7), 5719–5731.
- Roecker, S. W., 1982, Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush Region: Possible evidence of subducted crust: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **87**(B2), 945–959.
- Shearer, P. M., 1997, Improving local earthquake locations using the L1 norm and waveform cross correlation: Application to the Whittier Narrows, California, aftershock sequence: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **102**(B4), 8269–8283.
- Tarantola, A., and Valette, B., 1982, Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion: Reviews of Geophysics, **20**(2), 219–232.
- Thurber, C., 1981, Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area, central California: Massachusetts Institute of Technology.
- Thurber, C. H., 1983, Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake Area, central California: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **88**(B10), 8226–8236.
- Wagner, M., Husen, S., Lomax, A., Kissling, E., and Giardini, D., 2013, High-precision earthquake locations in Switzerland using regional secondary arrivals in a 3-D velocity model: Geophysical Journal International, **193**(3), 1589–1607.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W. L. and Cole, A., 1999, Slip-parallel seismic lineations on the Northern Hayward Fault, California: Geophysical Research Letters, **26**(23), 3525–3528.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1991, Free software helps map and display data: EOS Trans., AGU, 72, 441.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D., and Kradolfer, U., 1994, Initial reference models in local earthquake tomography: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **99**.B10, 19635–19646.
- Lienert, B. R., and Havskov, J., 1995, A computer program for locating earthquakes both locally and globally: Seismological Research Letters, **66**(5), 26–36.
- Lomax, A. and Curtis, A., 2001, Fast, probabilistic earthquake location in 3D models using Oct-Tree importance sampling: Geophys. Res. Abstr., 3.
- Lomax, A., Michelini, A. and Curtis, A., 2008, Earthquake location, direct, global-search methods: Encyclopedia of Complexity and System Science, 2449–2473.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P. and Berge, C., 2000, Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations: Advances in Seismic Event Location, C.H. Thurber, and N. Rabinowitz (eds.), Kluwer, 101–134.
- Maleki, V., Shomali, Z. H., Hatami, M., Pakzad, M. and Lomax, A., 2013, Earthquake relocation in the Central Alborz region of Iran using a non-linear probabilistic method: Journal of Seismology, **17**(2), 615–628.
- McCowan, D. W., 1978, High-resolution group velocity analysis: Geoexploration **16**(1–2), 97–109.
- Moradi, A. S., Hatzfeld, D., and Tatar, M., 2011, Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran): Tectonophysics, **506**(1), 22–30.
- Poupinet, G., Ellsworth, W. L., and Frechet, J., 1984, Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California: