

## مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌های ۲۰ سال اخیر منطقه شمال غرب ایران با استفاده از الگوریتم JHD

رحیم جمیری<sup>۱</sup>، و اسماعیل بایرام نژاد<sup>۲\*</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکتری، گروه زلزله‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران ایران

<sup>۲</sup>استادیار، گروه زلزله‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۰۹، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۲/۳۱)

### چکیده

مکان‌یابی دقیق‌تر زمین‌لرزه‌های یک منطقه مستلزم وجود ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کافی و توزیع مناسب آنها در منطقه است. استفاده از اطلاعات شبکه‌های لرزه‌نگاری مختلف موجود در یک منطقه و تلفیق داده‌های ثبت‌شده در هریک از این شبکه‌ها با یکدیگر می‌تواند برای رسیدن به این هدف مفید باشد. این امر موجب کاهش مقدار نبود آزمون‌های می‌شود و بهبود کمی و کیفی پارامترهای مکانی زمین‌لرزه‌ها را حتی برای زمین‌لرزه‌های کوچک فراهم می‌کند. در این مطالعه مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌های ۲۰ سال اخیر شمال غرب ایران با تلفیق داده‌های شبکه‌های موجود در منطقه انجام گرفته است. در این راستا، ابتدا اطلاعات ثبت‌شده از زمین‌لرزه‌های منطقه در ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری داخلی و کشورهای همسایه از پایگاه داده‌های مربوط جمع‌آوری و مجموعه کامل‌تری از زمین‌لرزه‌های منطقه تهیه شد. پس از آماده‌سازی داده‌ها و حذف داده‌های پرت، مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها براساس داده‌های تلفیق‌شده و با استفاده از نرم‌افزار ولست ابتدا به روش تک‌رخداد و سپس با روش JHD انجام یافت. نتایج این مکان‌یابی و جابه‌جایی‌های حاصل در رومرکز و عمق زمین‌لرزه‌ها ارزیابی، و خطای RMS اولیه مربوط به زمین‌لرزه‌ها با خطای RMS مربوط به مکان‌یابی مجدد با روش تک‌رخداد و روش JHD مقایسه شد که در هر مرحله بهبود خطاها قابل توجه بود. در نهایت، با رسم مقاطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها در نواحی فعال لرزه‌خیزی، ساختارهای مرتبط با زمین‌لرزه‌ها در منطقه بررسی شد. براساس نتایج، در بسیاری از مقاطع، حذف ساختارهای غیرواقعی ناشی از خطاهای نظام‌مند تعیین محل زمین‌لرزه‌ها مشهود است و در بعضی از مقاطع، ضمن کاهش پراکندگی محل کانون زمین‌لرزه‌ها، ساختارهای موجود واضح‌تر مشاهده می‌شوند. نتایج و پارامترهای مکانی جدید حاصل از این مطالعه می‌تواند برای مطالعات مختلف بعدی در منطقه استفاده شود.

**واژه‌های کلیدی:** شمال غرب ایران، نرم افزار ولست، مکان‌یابی مجدد، روش JHD، مقطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها

## ۱ مقدمه

امروزه مکان‌یابی مجدد برای افزایش دقت مختصات کانون زمین‌لرزه‌ها در مطالعات مختلف زلزله‌شناسی از موارد ضروری و مقدماتی مطالعه است و اهمیت ویژه‌ای دارد. مطالعاتی نظیر بررسی‌های لرزه‌خیزی یک منطقه، تهیه مدل‌های سرعتی، تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و گسل‌های مربوط و بررسی و مطالعه توالی لرزه‌ای، توموگرافی لرزه‌ای و موارد دیگر مطالعات مربوط به زلزله‌ها در مرحله اول نیازمند در اختیار داشتن مشخصات دقیق رخدادهای منطقه مورد مطالعه است. با تأسیس و راه‌اندازی شبکه‌ها و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری متعدد در دو دهه اخیر در مناطق مختلف ایران و از جمله شمال غرب ایران، پوشش ایستگاهی و در نتیجه ثبت زمین‌لرزه‌ها، به‌ویژه زمین‌لرزه‌های کوچک، در مقایسه با سال‌های قبل به مقدار چشمگیری بهبود یافته و تعیین مشخصات زمین‌لرزه‌ها مطمئن‌تر و دقیق‌تر شده است، اما هنوز هم در بسیاری از مناطق، توزیع ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و به تبع آن ثبت رویدادهای لرزه‌ای کوچک و تعیین مشخصات زمین‌لرزه‌ها در حد مطلوب نیست. در شمال غرب ایران بخشی از این کمبود می‌تواند با استفاده از اطلاعات ثبت‌شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کشورهای همسایه، که در مناطق مجاور مرزی قرار دارند، جبران و با تجمع اطلاعات ثبت‌شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری کشورهای همسایه با اطلاعات شبکه‌های داخلی، اطلاعات دقیق‌تر و کامل‌تری برای منطقه شمال غرب ایران تهیه شود. به‌طور مسلم استفاده از مجموع اطلاعات شبکه‌های مذکور برای تعیین مکان مجدد زمین‌لرزه‌ها نیز با توجه به کامل‌تر شدن اطلاعات و کاهش نبود آزمون‌تی، به نتایج دقیق‌تر و مطمئن‌تری درباره مختصات کانونی زلزله‌ها منجر خواهد شد. بر این اساس، در این مطالعه پس از تهیه مجموعه اطلاعات موجود و در دسترس، تعیین محل مجدد زمین‌لرزه‌ها ابتدا به روش تک‌رخداد و سپس با روش

JHD انجام گرفته است. برخی پژوهشگران از جمله کوآنترو و کیسلینگ (۲۰۰۱) از مکان‌یابی تک‌رخداد و نتایج آن برای مکان‌یابی مجدد به روش JHD استفاده کرده‌اند و نتایج آن در قالب نقشه‌های سطحی و مقاطع عمقی ارائه و بررسی شده است.

در این پژوهش، لرزه‌خیزی منطقه با توجه به حدود ۲۹۰۰۰ زمین‌لرزه‌ای بررسی و مطالعه می‌شود، که در فاصله سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۶ در ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری ایران، ترکیه، ارمنستان و آذربایجان ثبت و گزارش شده‌اند. شایان ذکر است که فعالیت شبکه‌های لرزه‌نگاری یادشده به‌صورت منفرد و جداگانه است و بعد از ترکیب و همگن کردن کاتالوگ‌های مختلف، از داده‌های آنها در کنار هم و در ترکیب با یکدیگر استفاده شده است. البته ترکیب و همگن کردن داده‌های شبکه‌های مختلف با یکدیگر ممکن است باعث ایجاد برخی مسائل و مشکلات نظیر افزایش میزان عدم قطعیت‌ها شود، اما با توجه به تکمیل‌تر شدن اطلاعات زمین‌لرزه‌ها در اثر ترکیب داده‌های ایستگاه‌های مختلف، استفاده از این ترکیب توجیه‌پذیر است.

## ۲ لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

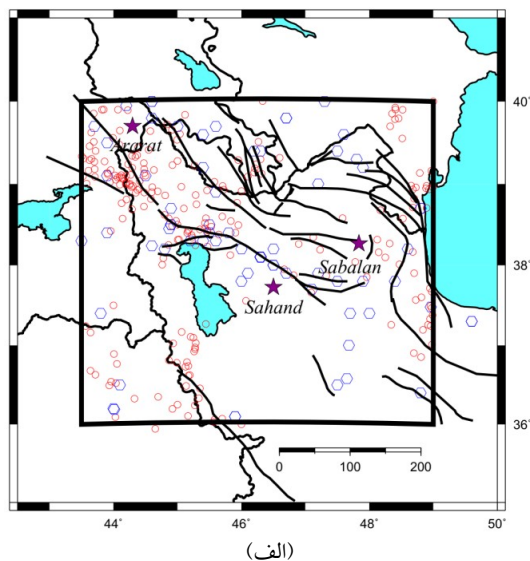
منطقه مورد مطالعه، شمال غرب ایران واقع در محدوده ۴۳ تا ۴۹ درجه طول شرقی و ۳۶ تا ۴۰ درجه عرض شمالی است و شامل استان‌های آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی، اردبیل و قسمت‌های کوچکی از استان‌های زنجان، گیلان و کردستان و نوار باریکی در مجاورت مرز ایران از خاک کشورهای ترکیه، ارمنستان و آذربایجان است.

این منطقه از مناطق مهم لرزه‌خیز ایران است که تا سال ۱۹۳۰ میلادی بیش از ۷۰ زمین‌لرزه بزرگ و مخرب تاریخی گزارش شده (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲) داشته و براساس گزارش مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی ISC (International Seismological Center) بالغ بر ۲۲۰ زمین‌لرزه مهم را از سال ۱۹۳۰ تا سال ۱۹۹۵ تجربه کرده

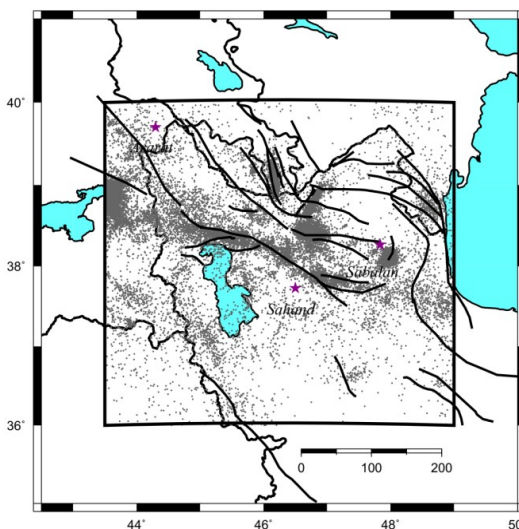
سهند و آزارات به همراه سایر فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی در کنار فعالیت‌های گسل‌ها، تحولات مختلف پوسته را در این منطقه موجب شده است.

شمال غرب ایران از مناطق فعال پهنه برخوردی صفحه عربی و اوراسیا است که از نظر زمین‌ساختی، رسوب-گذاری، فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی، پیچیدگی‌های فراوانی دارد و این مسئله باعث شده است که در تقسیم‌بندی‌های مختلف زمین‌ساختی جایگاه‌های متفاوتی داشته باشد. گسل‌های شاخص، مهم و متعددی نظیر گسل شمال تبریز، گسل آستارا، گسل شاخه شرقی ارس و نیز گسل‌های اهر، گرمی‌چای، تسوج، بزقوش و گسل جنوبی میشو در این منطقه فعال هستند که از نظر لرزه‌زمین‌ساختی حائز اهمیت هستند. همچنین حرکت به طرف غرب صفحه آناطولی نسبت به اوراسیا، که مقدار آن ۲۰ میلیمتر در سال تخمین زده می‌شود (کاوالی و جانسون، ۲۰۱۴)، این منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد.

مطالعات مختلف حاکی از وجود ادامه حرکات پوسته در این منطقه است که از جمله می‌توان به مطالعات ماسون و همکاران (۲۰۰۶، ۲۰۰۷)، نیلفروشان و همکاران (۲۰۰۳) و ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) اشاره کرد. مطالعات یادشده، حرکت امتدادلغز راست گرد برابر با ۸ میلیمتر در سال را در گسل شمال تبریز گزارش کرده‌اند. همچنین روندهای ساختاری این منطقه در مقایسه با بخش‌های دیگر ایران پیچیده‌تر است و روندهای متفاوتی در جهات مختلف N-E، NW-SE، NE-SW و E-W در آن مشاهده می‌شود که این امر تعبیر و تفسیرهای زمین‌ساختی منطقه را مشکل‌تر می‌کند. در تقسیم‌بندی ایالت‌های لرزه-زمین‌ساختی ایران (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸)، بخش عمده این منطقه در ایالت البرز-آذربایجان و بخش دیگری از آن در ایالت ایران مرکزی-شرق ایران قرار می‌گیرد.



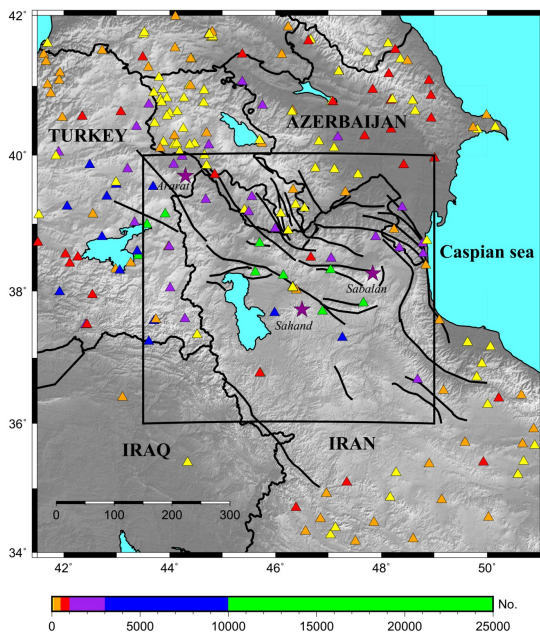
(الف)



(ب)

شکل ۱. لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه (الف) شش‌ضلعی‌های آبی، زمین‌لرزه‌های تاریخی (قبل از سال ۱۹۳۰ م.) گزارش شده در آمبرسیز (۱۹۸۵) و دایره‌های قرمز، زمین‌لرزه‌های دستگاهی با بزرگای ۳ و بیشتر (تا سال ۱۹۹۵ م.) هستند که مرکز ISC گزارش کرده است. (ب) دایره‌های سیاه، زمین‌لرزه‌هایی را نشان می‌دهند که بعد از سال ۱۹۹۵ م. شبکه‌های لرزه‌نگاری DDA، JIEES، JRSC و مرکز ISC گزارش کرده‌اند. ستاره-های بنفش، قله‌های آتشفشانی سبلان، سهند و آزارات را نشان می‌دهند.

است. در سال‌های اخیر نیز شاهد وقوع زمین‌لرزه‌های متعدد در این منطقه بوده‌ایم (شکل ۱). این منطقه از مناطق فعال زمین‌ساختی و ماگمایی نیز به‌شمار می‌رود. وجود فعالیت‌های آتشفشانی مهم شامل آتشفشان‌های سبلان،

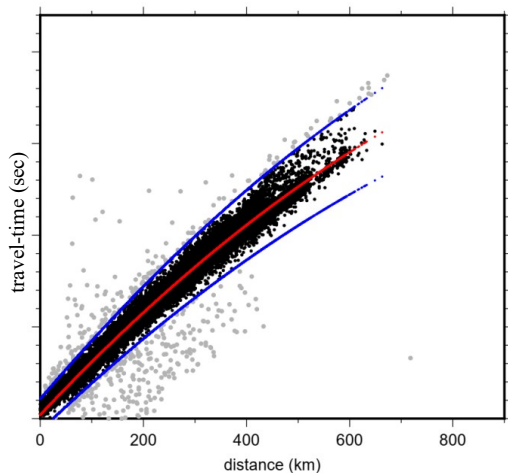


شکل ۲. نقشه موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری استفاده شده. ستاره‌های بنفش نشان‌دهنده قله‌های آتشفشانی و مثلث‌ها نشان‌دهنده ایستگاه‌های لرزه‌نگاری هستند. ایستگاه‌های مختلف براساس تعداد فازهای لرزه‌ای دریافتی از زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه و برحسب رنگ تفکیک شده‌اند.

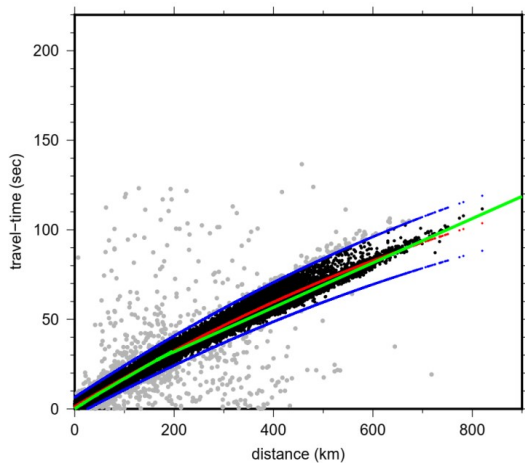
پس از دریافت داده‌ها از پایگاه‌های مربوط، اطلاعات فازهای مختلف زلزله‌ها با قالب یکسان برای داده‌های تمامی شبکه‌ها بازنویسی و تمامی فازها نسبت به زمان وقوع گزارش شده مرتب شده‌اند. در مرحله بعد، براساس زمان وقوع و مکان وقوع زمین‌لرزه‌ها، فازهای هر یک از زمین‌لرزه‌ها، که ممکن است مربوط به گزارش‌های ایستگاه‌های شبکه‌های مختلف نیز باشند، جداسازی و فازهای لرزه‌ای هر زمین‌لرزه، مشخص و دسته‌بندی شده است. برای این منظور، زمان و مکان وقوع زمین‌لرزه‌ها مبنای قرار داده شده است به طوری که فازهای لرزه‌ای با اختلاف حداکثر پنج ثانیه در زمان وقوع گزارش شده و اختلاف مکانی حداکثر ۵۰ کیلومتر در مکان وقوع گزارش شده از شبکه‌های مختلف لرزه‌نگاری، به‌عنوان فازهای یک رخداد واحد در نظر گرفته می‌شوند و به این ترتیب، فازهای گزارش شده از شبکه‌های مختلف با هم تلفیق می‌شوند.

### ۳ داده‌های مورد استفاده و آماده‌سازی داده‌ها

مجموع کل داده‌های مورد استفاده در این مطالعه در بازه زمانی سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۶ شامل ۲۹۰۰۰ زمین‌لرزه مختلف با بیش از ۲۹۰۰۰۰ فاز P و S دریافتی است که اغلب آنها در ۵۲ ایستگاه داخل منطقه و قسمتی نیز در ۱۵۸ ایستگاه خارج از منطقه به ثبت رسیده‌اند که در فاصله حداکثر ۲۰۰ کیلومتری اطراف منطقه قرار دارند. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده در شکل ۲ نشان داده شده است. در این شکل ایستگاه‌های مختلف برحسب تعداد فازهای لرزه‌ای گزارش شده از زمین‌لرزه‌های منطقه و براساس رنگ مشخص شده‌اند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، بیشترین تعداد فازهای لرزه‌ای گزارش شده مربوط به ایستگاه‌های داخل منطقه و به‌ویژه ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC)، از جمله ایستگاه‌های هریس (IHRS) و مرند (IMRD) با بیش از ۲۱۰۰۰ فاز لرزه‌ای است. ایستگاه‌های لرزه‌نگاری واقع در حاشیه خارج از منطقه مطالعه، به-خصوص ایستگاه‌های دورتر، کمترین تعداد فاز لرزه‌ای گزارش شده را دارند که این امر ناشی از فاصله زیاد آنها با منطقه و در بعضی موارد نیز ناشی از جدید بودن آنها است. فازهای لرزه‌ای گزارش شده این ایستگاه‌ها به‌طور عمده مربوط به رویدادهای حاشیه منطقه و نیز رویدادهای با بزرگای بالا است. از جمله این ایستگاه‌ها می‌توان به ایستگاه‌های VRD، KSMR، MTNZ، JALM، BAW با تعداد دو فاز لرزه‌ای اشاره کرد. داده‌های ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری داخلی (IRSC و IIEES) و شبکه لرزه‌نگاری ترکیه (DDA)، از پایگاه‌های آنها و داده‌های ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری ارمنستان (NSSP)، آذربایجان (AZER) و ایستگاه‌های سایر شبکه‌های لرزه‌نگاری، از پایگاه مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC) دریافت و پس از آماده‌سازی استفاده شده است.



(الف)



(ب)

شکل ۳. نمودار زمان-مسافت فازهای لرزه‌ای (الف) S و (ب) P برای کل داده‌ها. دایره‌های سیاه، داده‌های مورد قبول فازهای P و S و دایره‌های خاکستری مربوط به داده‌های پرت هستند که از مجموعه داده‌ها حذف شده‌اند. خط سبز، نمودار زمان-مسافت نظری را برای مدل استفاده‌شده بایرام‌نژاد (۱۳۸۶) نشان می‌دهد. منحنی‌های قرمز رنگ، منحنی‌های برازش-شده بر میانگین زمان سیرهای موج P و S و منحنی‌های آبی رنگ حدود بالایی و پایینی تعیین‌شده برای داده‌های مورد قبول هستند. وجود همخوانی بین نمودار نظری محاسبه‌شده برای مدل بایرام‌نژاد و منحنی برازش‌شده بر میانگین‌های زمان سیرها مشهود است و می‌تواند نشان‌دهنده مطابقت مدل مورد استفاده با منطقه مورد مطالعه باشد.

میانگین زمان سیرها و حذف داده‌های پراکنده در فاصله‌های دور از میانگین زمان سیرها انتخاب شده است. همان‌طور که در شکل ۳-ب مشاهده می‌شود، گرچه داده‌های مورد استفاده مربوط به شبکه‌های لرزه‌نگاری مختلف است و برای

سپس فازهای تکراری موجود در مجموعه فازهای لرزه‌ای یک رویداد حذف می‌شوند. این فازهای تکراری ناشی از گزارش فاز دریافتی در یک ایستگاه از شبکه‌های لرزه-نگاری مختلف هستند. در حذف فازهای تکراری و حفظ یک فاز لرزه‌ای برای هر ایستگاه در هر زمین‌لرزه، اولویت به ترتیب با فاز لرزه‌ای گزارش شده از شبکه‌های IRSC، IIEES و DDA است. با انجام مراحل فوق، فهرست‌نامه یکپارچه و همگنی از تمام داده‌ها شامل اطلاعات مختلف مربوط به هر یک از فازهای دریافتی حاصل شده است.

#### ۴ شناسایی و حذف داده‌های پرت

داده‌های پرت ناشی از خطاها و اشتباهات مختلف در مراحل ثبت و گزارش داده‌های لرزه‌ای هستند. برای انتخاب روش حذف داده‌های پرت، بررسی‌های مختلفی بر اساس روش‌های متفاوت از جمله زمان باقیمانده (residuals) فازهای دریافتی و انتخاب یک بازه مورد قبول برای زمان باقیمانده و استفاده از نمودارهای فاصله-زمان سیر انجام گرفت که در نهایت، روش استفاده از نمودارهای فاصله-زمان سیر به کار گرفته شد. این روش در مقایسه با روش‌های دیگر، عملی‌تر و مناسب‌تر است.

در روش نمودار فاصله-زمان سیر، ابتدا میانگین زمان سیر امواج P و S به صورت جداگانه در هر فاصله محاسبه و یک منحنی درجه دو بر آن برازش می‌شود. با مبنای قرار دادن این منحنی، دو منحنی با فاصله مساوی از منحنی مبنای به عنوان حدود بالایی و پایینی داده‌های مورد قبول رسم می‌شود و داده‌های خارج از فاصله بین این دو منحنی به عنوان داده پرت از بین داده‌ها حذف می‌شوند (شکل ۳). برای رسم منحنی‌های حدود بالا و پایین، ضربی از مقدار مربوط به منحنی برازش‌شده بر زمان سیرهای میانگین  $(tt_{av} + 5)$  به صورت  $t = tt_{av} \pm (1/1 \times tt_{av} + 8/5)$  و برای موج P  $t = tt_{av} \pm (1/1 \times tt_{av} + 8/5)$  در نظر گرفته شده است که پس از بررسی موارد مختلف، با رویکرد حفظ داده‌های متمرکز در اطراف

کاهش خطاها در مدل زمان سیر و بهبود نسبی تعیین مکان زمین‌لرزه‌ها می‌شود (هوسن و هاردبک، ۲۰۱۰). استفاده از روش JHD سبب دستیابی به پارامترهای بهبودیافته زمین‌لرزه‌ها (مختصات کانونی و زمان وقوع) و تصحیحات ایستگاهی می‌شود. در شرایط مناسب، از تصحیحات ایستگاهی به دست آمده می‌توان برای تشخیص تغییرات جانبی سرعت در بخش‌های کم عمق منطقه مورد مطالعه استفاده کرد (کوانگ هی و همکاران، ۲۰۰۵). به طور نسبی، مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها به روش JHD معمولاً دقیق‌تر از مکان‌یابی معمول به روش تک‌رخداد است و کمتر تحت تأثیر انتخاب مدل ساختار سرعت قرار می‌گیرد. علاوه بر این، در برخی موارد موقعیت‌های مطلق بهینه نیز می‌توانند با این روش به دست آیند (پوجول، ۱۹۹۵ و پوجول و همکاران، ۱۹۹۷).

برای تعیین محل مجدد از نرم‌افزار ولست (VELEST) (کیسلینگ و همکاران، ۱۹۹۵) استفاده شده است که قابلیت و توانایی تغییرات هم‌زمان محل مختصات کانونی و مدل سرعتی مورد استفاده را در مراحل تکرار مختلف دارد. قبل از تعیین محل مجدد زمین‌لرزه‌ها، برای انتخاب مقادیر بهینه پارامترها و مدل سرعتی مورد استفاده در برنامه ولست، مجموعه‌ای از ۶۵۰ زمین‌لرزه پراکنده و پخش شده در سطح منطقه انتخاب و برنامه ولست چندین بار و با تغییر در پارامترهای مختلف برنامه و مدل سرعتی اجرا شد. در انتخاب مجموعه زمین‌لرزه‌ها سعی شده است که زمین‌لرزه‌ها در تمام سطح منطقه پراکنده و تا حد امکان، بزرگ و تعداد فاز زیادی داشته باشند. به این ترتیب، در مجموعه منتخب، حدود ۵۵۰ زمین‌لرزه با بزرگای حداقل ۳ و تعداد فازهای لرزه‌ای دریافتی حداقل ۱۲ وجود دارد. بقیه زمین‌لرزه‌ها، که بزرگای کمتر از ۳ دارند یا تعداد فازهای دریافتی آنها کمتر از ۱۲ است، مربوط به مناطقی هستند که رخدادها محدود و کم است و به علت وجود نداشتن زمین‌لرزه‌های بزرگ، تعداد فازها نیز کم است. شرط اصلی

تعیین محل زمین‌لرزه‌ها از روش‌ها، شرایط، نرم‌افزارها و مدل‌های سرعتی متفاوتی استفاده شده است، منحنی مبنا برای جدا کردن داده‌های پرت، همخوانی مناسبی را با نمودار زمان سیر نظری محاسبه شده برای مدل مورد استفاده در این مطالعه نشان می‌دهد.

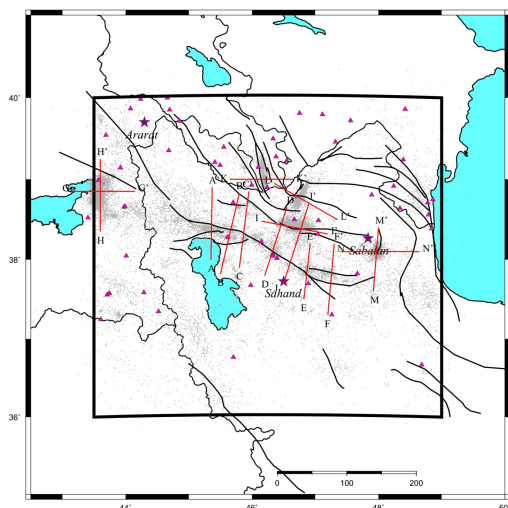
پس از فیلتر کردن داده‌ها، حدود یک درصد از فازهای لرزه‌ای حذف می‌شود. داده‌های نهایی متعلق به ۲۸۹۹۸ زمین‌لرزه است که شامل ۱۹۶۴۹۳ فاز P و ۹۱۳۸۴ فاز S و در مجموع ۲۸۷۸۷۷ فاز لرزه‌ای است که در این مطالعه استفاده شده‌اند. بر این اساس، میانگین فازهای لرزه‌ای ثبت شده برای هر زلزله به طور تقریبی، ده فاز است (حدود هفت فاز لرزه‌ای موج P و بیش از سه فاز لرزه‌ای موج S). البته در برخی از زمین‌لرزه‌های بزرگ، این تعداد بیشتر از ۱۵۰ فاز لرزه‌ای است.

با توجه به حذف برخی از فازهای لرزه‌ای و وجود زمین‌لرزه‌هایی که فازهای لرزه‌ای کمی دارند، برای افزایش دقت کار در مرحله مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها، رویدادهایی که کمتر از چهار فاز لرزه‌ای دارند از مجموعه داده‌ها حذف شدند. به این ترتیب با حذف نزدیک به سه درصد زلزله‌ها، تعداد نهایی زمین‌لرزه‌ها به ۲۸۱۷۰ رخداد کاهش یافته است.

## ۵ مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها

از آنجا که داده‌های مورد استفاده مربوط به شبکه‌های لرزه-نگاری مختلف است و برای تعیین محل زمین‌لرزه‌ها از روش‌ها، شرایط، نرم‌افزارها و مدل‌های سرعتی متفاوتی استفاده شده است، برای یکسان‌سازی و یکنواخت کردن شرایط، پس از جمع‌آوری فازهای لرزه‌ای گزارش شده برای هر زمین‌لرزه، تعیین محل مجدد زمین‌لرزه‌ها ابتدا با روش تک‌رخداد و سپس با الگوریتم JHD انجام گرفت. این الگوریتم امکان استفاده از تصحیحات ایستگاهی و اعمال آن بر باقیمانده‌های زمان سیر را فراهم می‌کند و باعث

برای تعیین مکان مجدد زمین‌لرزه‌ها، داده‌های مربوط پس از تنظیم در قالب ورودی برنامه ولست، به گروه‌های ۶۰۰ تایی زمین‌لرزه‌ها تقسیم و برای هر گروه، برنامه ولست ابتدا به صورت تک‌رخداد اجرا و تعیین محل مجدد زمین‌لرزه‌ها انجام شد. سپس مکان‌یابی مجدد نهایی با استفاده از نتایج اجرای برنامه ولست به صورت تک‌رخداد، در همان گروه‌های ۶۰۰ تایی و با استفاده از برنامه ولست به صورت جمعی انجام یافت. موقعیت رومرکز زلزله‌ها پس از مکان‌یابی مجدد در شکل ۵ نشان داده شده است.

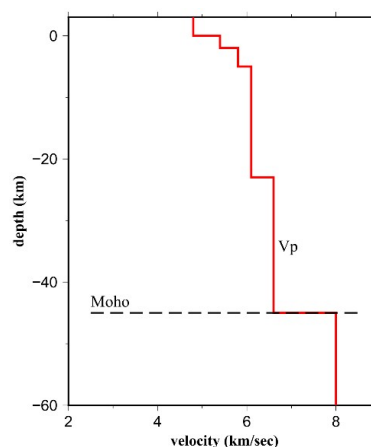


شکل ۵. موقعیت مکانی زمین‌لرزه‌ها بعد از مکان‌یابی مجدد. محل کانون زمین‌لرزه‌ها (نقاط خاکستری) در مقایسه با موقعیت‌های اولیه آنها جابه‌جا شده است. امکان نمایش این جابه‌جایی‌ها به علت تعداد زیاد زمین‌لرزه‌ها و تجمع آنها در کنار هم وجود ندارد، اما برخی جابه‌جایی‌ها برای زمین‌لرزه‌های حاشیه منطقه قابل مشاهده است. این جابه‌جایی‌ها سبب قرار گرفتن تعدادی از کانون‌ها در خارج از محدوده منطقه مورد مطالعه شده است. خطوط سیاه‌رنگ نشان‌دهنده برخی از گسل‌های مهم منطقه است. موقعیت گسل‌ها برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه (سازمان زمین‌شناسی کشور)، کاراخیان و همکاران (۲۰۰۴)، ماسون و همکاران (۲۰۰۶) و کاراخیان و همکاران (۲۰۱۳) است. خطوط قرمز نشان‌دهنده محل امتداد مقاطع رسم‌شده در شکل ۹ هستند.

بررسی تغییرات مختصات رومرکز زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد پس از تعیین محل مجدد، رومرکز زمین‌لرزه‌ها در

در انتخاب مجموعه زمین‌لرزه‌های فوق، توزیع زمین‌لرزه‌ها در کل منطقه مورد مطالعه بوده است.

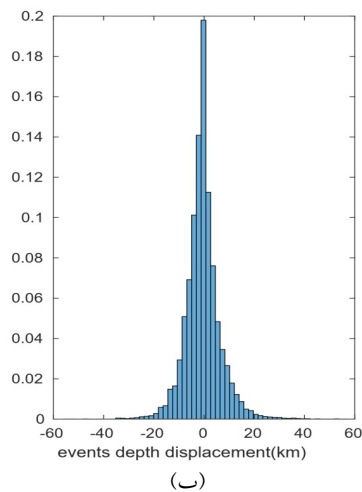
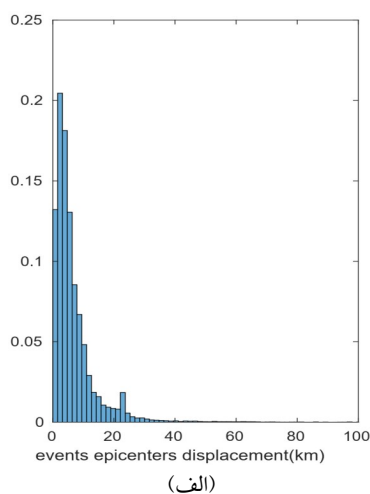
با استفاده از داده‌های منتخب و اجرای برنامه با تغییر مدل سرعتی و پارامترهای مختلف در برنامه و مقایسه نتایج اجرای آن در شرایط مختلف، از جمله بررسی مقادیر نهایی RMS زمین‌لرزه‌ها و مقادیر باقیمانده فازهای مختلف، مدل سرعتی بهینه اولیه و مقادیر بهینه پارامترهای مورد استفاده در برنامه انتخاب شد. مدل‌های سرعتی مورد استفاده در بررسی‌های گفته‌شده شامل مدل سرعتی بایرام‌نژاد (۱۳۸۶)، مدل سرعتی مرادی (۲۰۱۱) و مدل سرعتی iasp91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) است که از میان آنها مدل سرعتی بایرام‌نژاد (۱۳۸۶) برای امواج P نتایج بهتری داشته و به‌عنوان مدل سرعتی مورد استفاده در مکان‌یابی مجدد انتخاب شده است (شکل ۴). این امر با توجه به حالت میانگین جهانی بودن مدل سرعتی iasp91 و محدود بودن مدل سرعتی مرادی به منطقه‌ای کوچک (اطراف تبریز) از یک طرف و تعریف شدن مدل سرعتی بایرام‌نژاد برای منطقه‌ای با محدوده مشابه از طرف دیگر، طبیعی است. با در نظر گرفتن مدل سرعتی امواج P و نسبت  $V_p/V_s=1/0.4$  (سلطانی مقدم و همکاران، ۱۳۹۴) و فیض‌آقایی و همکاران (۱۳۹۶)، مدل سرعتی امواج S نیز برای منطقه به‌دست آمد.



شکل ۴. مدل سرعتی استفاده‌شده در مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها (بایرام‌نژاد، ۱۳۸۶)

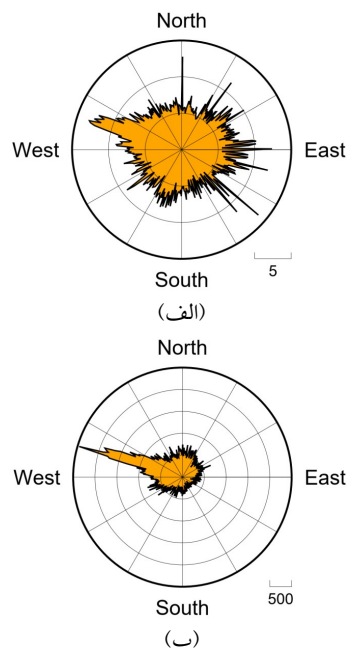


برای زمین‌لرزه‌های مختلف حداکثر ۴۵ کیلومتر جابه‌جایی عمق کانونی در هر دو جهت بالا و پایین وجود دارد به طوری که عمق حدود ۴٪ زمین‌لرزه‌ها بیشتر از ۱۰ کیلومتر به طرف پایین و عمق کمتر از ۵٪ از زمین‌لرزه‌ها بیشتر از ۱۰ کیلومتر به طرف بالا نسبت به عمق اولیه جابه‌جایی شده است. عمق حدود ۷۰٪ از زمین‌لرزه‌ها نیز جابه‌جایی کمتر از پنج کیلومتر دارد. جابه‌جایی عمق کانونی و رومرکز زمین‌لرزه‌ها در بافت‌نگارهای شکل ۷ نشان داده شده است.



شکل ۷. بافت‌نگار فراوانی نسبی برای (الف) مقدار جابه‌جایی رومرکز و (ب) مقدار جابه‌جایی عمق کانون زمین‌لرزه‌ها بعد از مکان‌یابی مجدد نسبت به قبل از مکان‌یابی مجدد. ملاحظه می‌شود که جابه‌جایی رومرکز بیشتر از ۹۵٪ زمین‌لرزه‌ها، کمتر از ۲۰ کیلومتر و جابه‌جایی عمق کانونی بیشتر از ۹۰٪ زمین‌لرزه‌ها کمتر از ۱۰ کیلومتر است.

جهت‌های مختلف جابه‌جا شده‌اند. جهت بالاتر بردن دقت و کیفیت داده‌های حاصل، زمین‌لرزه‌هایی که بیشتر از ۵۰ کیلومتر جابه‌جایی دارند، از فهرست زلزله‌ها حذف شدند. این زمین‌لرزه‌ها کمتر از نیم درصد زلزله‌ها را شامل می‌شوند.



شکل ۶. مقدار و جهت جابه‌جایی رومرکز زمین‌لرزه‌ها پس از مکان‌یابی مجدد (الف) میانگین مقدار جابه‌جایی‌ها در هر آزمون (ب) مجموع جابه‌جایی‌ها در جهت‌های مختلف. شکل نشان‌دهنده مجموع جابه‌جایی‌ها در بازه‌های یک درجه‌ای است. با اندازه‌گیری و محاسبه جهت و اندازه بردار وصل‌کننده رومرکز اولیه زمین‌لرزه‌ها به رومرکز حاصل از مکان‌یابی مجدد در مرحله نهایی، جهت و مقدار جابه‌جایی مکان زمین‌لرزه‌ها محاسبه و سپس نمودار گل‌سرخ این جابه‌جایی‌ها رسم شده است.

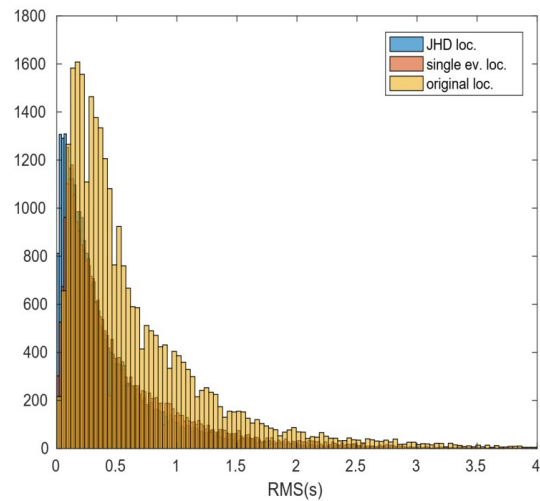
نزدیک به ۹۹٪ زمین‌لرزه‌ها جابه‌جایی کمتر از ۳۰ کیلومتر و بیشتر از ۹۵٪ آنها جابه‌جایی کمتر از ۲۰ کیلومتر دارند. مقدار جابه‌جایی برای بیش از ۸۴٪ زمین‌لرزه‌ها کمتر از ۱۰ کیلومتر و برای بیش از ۵۸٪ زمین‌لرزه‌ها کمتر از ۵ کیلومتر است. بیشترین تعداد جابه‌جایی‌ها به طرف غرب، شمال غرب و شمال است، اما در حالت کلی جابه‌جایی‌ها در تمام جهات وجود دارند (شکل ۶).



نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، تعداد زمین‌لرزه‌هایی که در مرحله نهایی RMS بیشتر از ۲ ثانیه دارند، بسیار کم است و RMS اغلب زمین‌لرزه‌ها کمتر از یک ثانیه است. مقایسه مقادیر RMS در مراحل مکان‌یابی مجدد نشان‌دهنده کاهش این مقادیر در مرحله نهایی و بعد از مکان‌یابی مجدد نسبت به قبل از مکان‌یابی مجدد و در نتیجه نزدیک‌تر شدن کانون‌ها به محل واقعی خود است.

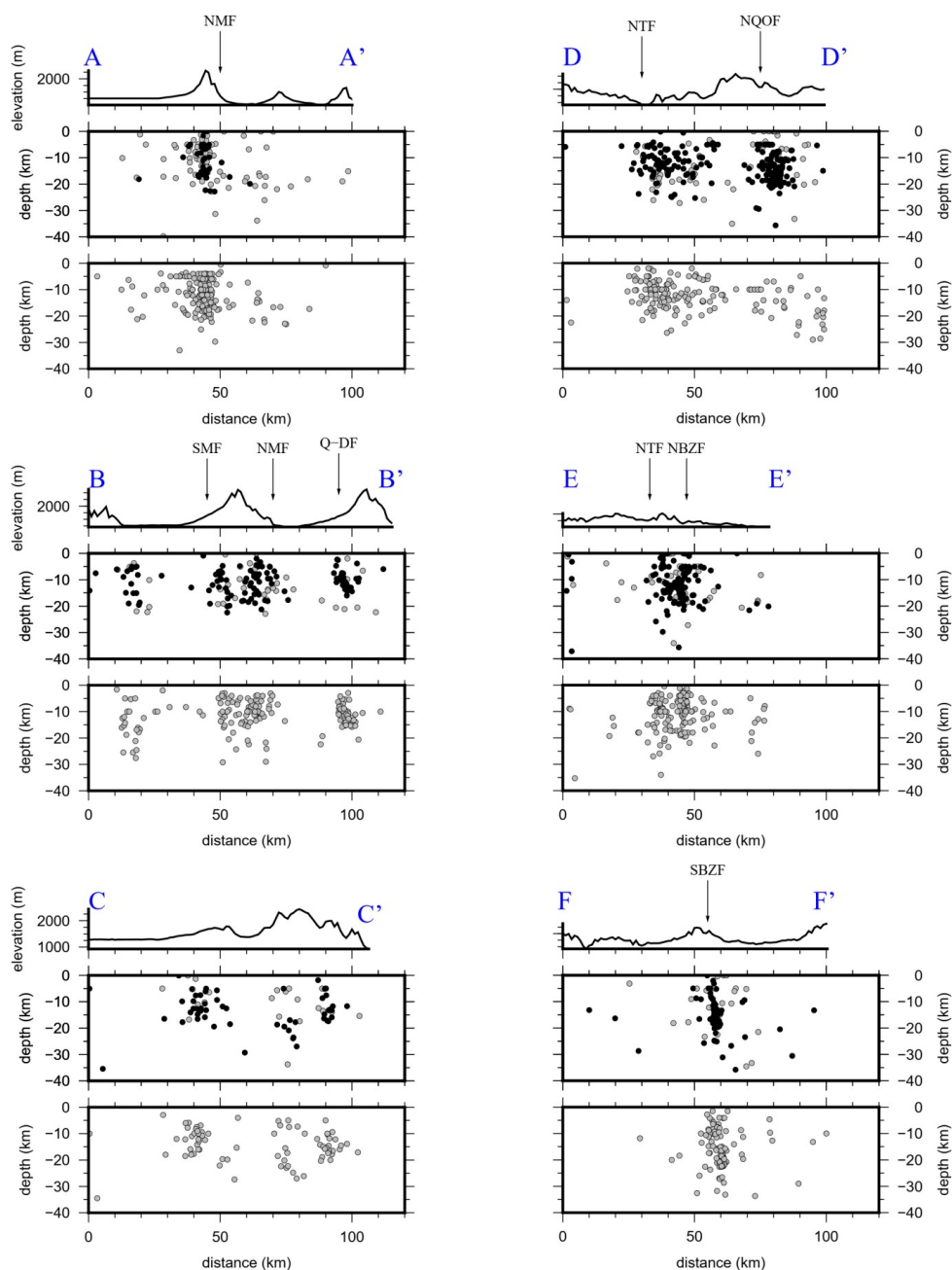
#### ۶ مقاطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها

به منظور بررسی چگونگی توزیع کانون زمین‌لرزه‌ها نسبت به عمق و ساختارهای مرتبط با آنها، مقاطع متعددی در قسمت‌های مختلف منطقه مورد مطالعه به‌ویژه در محل تجمع مراکز زمین‌لرزه‌ها رسم شد. محل برخی از مقاطع روی نقشه در شکل ۵ نشان داده شده است. نیم‌پهنای تعیین‌شده برای هر مقطع ۲ کیلومتر است و محل کانون زمین‌لرزه‌های موجود در فاصله ۲ کیلومتری از طرفین مقطع، روی یک سطح قائم در امتداد مقطع تصویر می‌شود. به بیان دیگر، هر مقطع شامل زمین‌لرزه‌های واقع در یک حجم مکعبی شکل با پهنای ۴ کیلومتر و عمق ۴۰ کیلومتر در امتداد مقطع است که زمین‌لرزه‌های موجود در این حجم روی یک صفحه قائم در مرکز این حجم تصویر می‌شوند. در شکل ۹، مقاطع برای مرحله قبل از مکان‌یابی مجدد و با همان مختصات قبلی که مراکز لرزه‌نگاری تعیین کرده بودند و نیز مرحله بعد از مکان‌یابی مجدد با مختصات جدید زمین‌لرزه‌ها در کنار یکدیگر رسم شده‌اند. در مقطعی که مربوط به بعد از مکان‌یابی مجدد هستند، زمین‌لرزه‌های با نبود آزمون‌های کمتری از ۱۸۰ درجه و مقدار RMS کمتر از ۰/۲ ثانیه با رنگ سیاه مشخص شده‌اند. بررسی مقاطع فوق و مقایسه مقاطع قبل و بعد از مکان‌یابی مجدد، بیانگر جابه‌جایی کانون زمین‌لرزه‌ها به طرف محل واقعی آنها است. در اغلب مقاطع مربوط



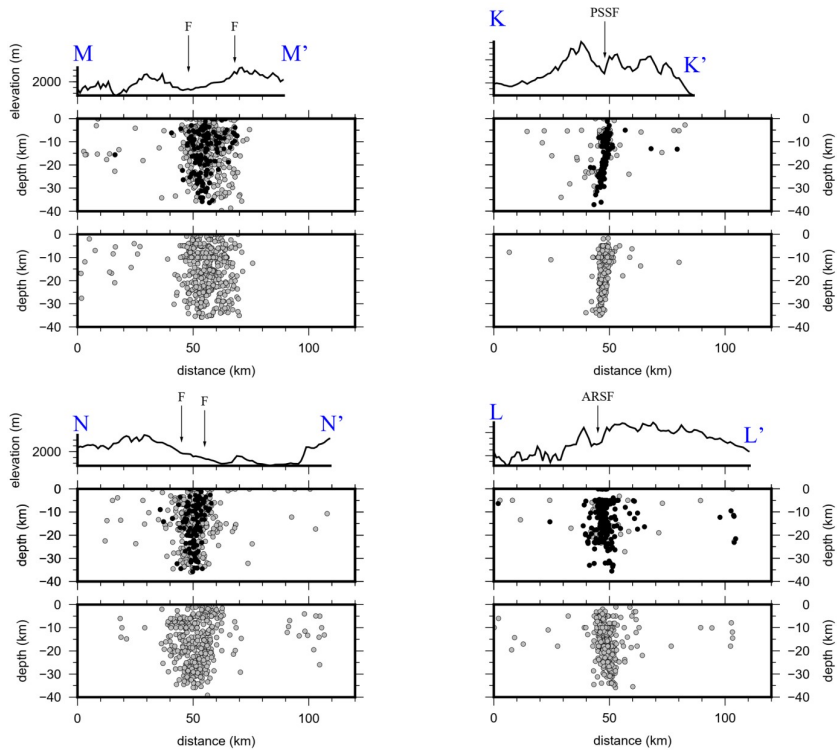
شکل ۸. بافت‌نگار مقادیر RMS باقیمانده‌های زمانی زمین‌لرزه‌ها. نمودار قهوه‌ای کم‌رنگ مربوط به داده‌های اولیه، نمودار قهوه‌ای پررنگ مربوط به داده‌های مکان‌یابی‌شده با روش تک‌رخداد و نمودار آبی‌رنگ مربوط به داده‌های مکان‌یابی‌شده با روش JHD است.

مقایسه مقادیر RMS باقیمانده‌های زمانی نهایی مربوط به زمین‌لرزه‌ها در مرحله قبل از مکان‌یابی مجدد با مقادیر مربوط به مرحله بعد از مکان‌یابی مجدد به روش تک‌رخداد و مکان‌یابی مجدد نهایی به روش JHD، بیانگر بهبود قابل قبول در مقادیر فوق و به تبع آن نزدیک‌تر شدن کانون رخدادها به محل واقعی خود است. محدوده این تغییرات از صفر تا ۱۹/۷ ثانیه در مرحله اولیه، به صفر تا ۹/۹۸ ثانیه در مرحله نهایی تغییر کرده است. میانگین RMS زمین‌لرزه‌ها از ۰/۶۹ ثانیه در مرحله قبل از مکان‌یابی مجدد به ۰/۵۵ ثانیه در مرحله مکان‌یابی مجدد با روش تک‌رخداد و ۰/۴۱ ثانیه برای کل زمین‌لرزه‌ها در مرحله نهایی بعد از مکان‌یابی با روش JHD کاهش یافته است. در مرحله اولیه و قبل از مکان‌یابی مجدد ۷۹٪ رویدادها RMS کوچک‌تر یا مساوی یک ثانیه دارند. این مقدار بعد از مکان‌یابی به روش تک‌رخداد به ۸۵٪ و در مرحله نهایی به ۹۱٪ می‌رسد. شکل ۸ بافت‌نگار مقادیر RMS باقیمانده‌های زمانی را در مرحله قبل از مکان‌یابی مجدد، بعد از مکان‌یابی به صورت تک‌رخداد و در مرحله نهایی

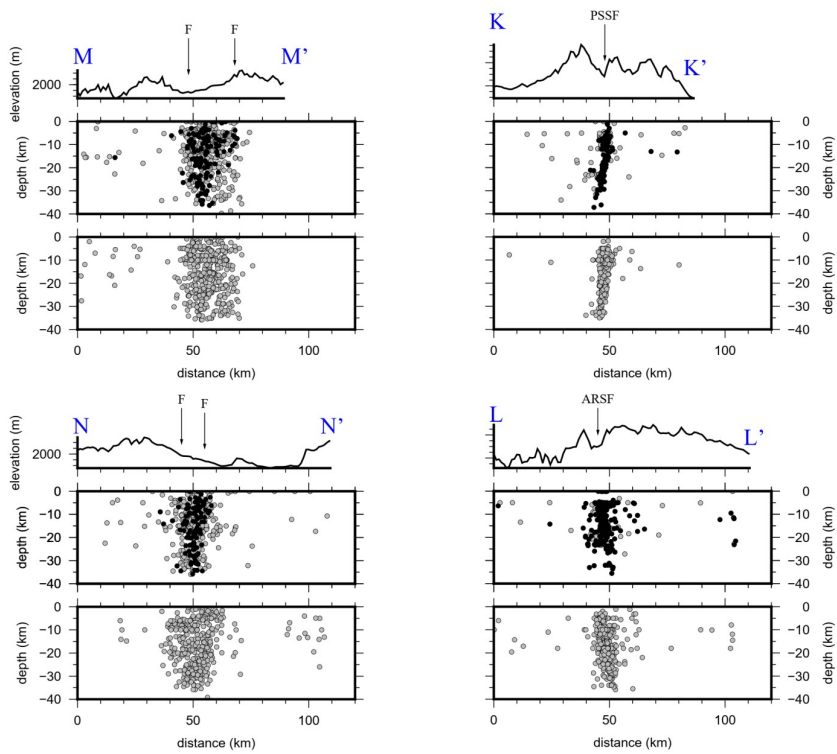


(الف)

شکل ۹. (الف) مقاطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها. در شکل‌های مربوط به هر مقطع، از بالا به پایین به ترتیب، مقطع توپوگرافی، مقطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها بعد از مکان‌یابی مجدد و مقطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها قبل از مکان‌یابی مجدد ترسیم شده است. دایره‌های سیاه مربوط به زمین‌لرزه‌هایی است که پس از مکان‌یابی مجدد، نبود آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه و RMS کمتر از ۰/۲ ثانیه دارند. در شکل‌های ۹. (الف) تا ۹. (ج)، NMF گسل شمال میشو، SMF گسل جنوب میشو، NTF گسل شمال تبریز، NQOF گسل شمال قوشاداغ، SQOF گسل جنوب قوشاداغ، Q-DF گسل قره‌گوز-دیوانداغی، NBZF گسل شمال بزقوش، SBZF گسل جنوب بزقوش، ARSF گسل شاخه شرقی ارس و PSSF گسل پامبک-سوان-سونیک است. (ب) ادامه مقاطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها در قسمت (الف) است. (ج) مقاطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها در امتداد II', HH', JJ' در شکل‌های مربوط به هر مقطع، از بالا به پایین به ترتیب، مقطع توپوگرافی، مقطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها بعد از مکان‌یابی مجدد پس از حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۱۱ وان و سال ۲۰۱۲ اهر-ورزقان، مقطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها بعد از مکان‌یابی مجدد و مقطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها قبل از مکان‌یابی مجدد ترسیم شده است. دایره‌های سیاه مربوط به زمین‌لرزه‌هایی است که پس از مکان‌یابی مجدد، نبود آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه و RMS کمتر از ۰/۲ ثانیه دارند.



(ب)



(ج)

ادامه شکل ۹.

(برای مثال، مقاطع 'MM'، 'NN'، 'II' و 'JJ'). نمونه‌هایی از نتایج و عوارض مشاهده‌شده روی برخی از مقطع‌ها به شرح زیر است:

روی مقاطع 'AA'، 'BB'، 'CC'، 'DD'، 'EE' و 'FF' (شکل ۹-الف) که مسیر گسل شمال تبریز را در قسمت-های مختلف قطع می‌کنند، گسل تبریز و برخی از گسل‌های موجود در امتداد مقاطع مشاهده می‌شوند. روی مقطع 'AA' در ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر گسل تبریز و زلزله‌های مربوط در امتداد تقریباً قائم و تا عمق حدود ۲۰ کیلومتر مشاهده می‌شود. روی مقطع 'BB' زلزله‌هایی روی یک خط‌واره نزدیک به امتداد قائم در ۷ کیلومتر و زلزله‌های گسل‌های شمال و جنوب میشو و گسل‌های موجود بین این دو گسل در فاصله‌های ۵۰ تا ۷۰ و بالاخره گسل قره‌گوز-دیوان‌داغی در ۹۵ کیلومتر مقطع قابل مشاهده هستند که همگی شیب نزدیک به قائم را نشان می‌دهند. در مقطع 'CC' زمین‌لرزه‌هایی در حدفاصل ۴۰ تا ۷۰ کیلومتر مربوط به گسل شمال تبریز و در فاصله ۹۰ کیلومتری اثرهایی از گسل هرزند ملاحظه می‌شود. عمق اغلب زمین‌لرزه‌ها حداکثر تا ۲۰ کیلومتر در پوسته بالایی است. در مقطع 'DD' که امتداد گسل تبریز و گسل جنوب اهر را قطع می‌کند، در فاصله‌های ۳۰ تا ۵۵ کیلومتر شاهد زمین‌لرزه‌های مرتبط با گسل تبریز و در ۷۵ کیلومتر شاهد زمین‌لرزه‌های مربوط به گسل جنوب اهر هستیم. عمق زمین‌لرزه‌ها روی این گسل‌ها در این قسمت حداکثر ۲۵ کیلومتر است. نکته قابل توجه درباره این مقطع، تفاوت آشکار در دو حالت قبل و بعد از مکان‌یابی مجدد در قسمت‌های انتهایی مقطع یعنی حدود ۷۵ کیلومتر است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، قبل از مکان‌یابی مجدد روی مقطع تعداد محدودی زمین‌لرزه در محل فوق مشاهده می‌شود، اما بعد از مکان‌یابی مجدد شاهد تجمع تعداد زیادی زمین‌لرزه هستیم که یک ساختار تقریباً قائم را نشان می‌دهد. این تفاوت در اثر جابه‌جایی کانون زمین‌لرزه‌ها به طرف غرب بعد از

به مرحله قبل از مکان‌یابی مجدد، شاهد به‌خط‌شدگی کانون‌ها به‌صورت یک خط افقی در بعضی عمق‌های خاص هستیم. این به‌خط‌شدگی‌ها احتمالاً ناشی از ثابت کردن عمق در یک عمق خاص در هنگام تعیین محل اولیه کانون زمین‌لرزه‌ها یا ناشی از مدل سرعتی به‌کاربرده‌شده است که منطبق بر مرز لایه‌ها بوده است. در مقاطع مربوط به بعد از مکان‌یابی مجدد، با دقیق‌تر شدن عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها، به‌خط‌شدگی کانون‌ها در امتداد افقی از بین می‌رود و در برخی مقاطع نیز که امتداد گسل‌های فعال را قطع می‌کنند، شاهد جمع شدن محل کانون‌ها روی گسل و در نتیجه مشخص شدن گسل مربوط روی مقطع هستیم. در اغلب موارد، زمین‌لرزه‌هایی که نبود آزمون‌تی و مقدار RMS کمتری دارند، ساختارهای موجود را بهتر و واضح‌تر مشخص می‌کنند؛ برای مثال، در مقطع 'FF' شکل ۹-الف، گسل بزقوش جنوبی با دقت بیشتری شناسایی شده است. همچنین گسل‌های موجود در مقطع‌های 'AA' و 'BB' با استفاده از زلزله‌های با کیفیت‌تر، با دقت بیشتری شناسایی می‌شوند. به‌طور کلی می‌توان مقاطع را به سه گروه مختلف دسته‌بندی کرد. گروه اول شامل مقاطعی هستند که روی آنها ساختار مشخص و واضحی مشاهده نمی‌شود، اما به‌خط‌شدگی افقی کانون‌ها در برخی عمق‌ها بعد از مکان‌یابی مجدد برطرف شده است (برای مثال، مقطع‌های 'GG'، 'HH' و 'II'). گروه دوم مقاطعی هستند که علاوه بر جابه‌جایی کانون زمین‌لرزه‌ها به طرف محل واقعی خود، کانون‌ها به‌صورت خط‌واره‌هایی مشاهده می‌شوند که نشان‌دهنده گسل مسبب زمین‌لرزه‌ها است. این ساختارها اغلب به حالت قائم یا نزدیک به قائم هستند (برای مثال، مقاطع 'AA'، 'BB'، 'EE'، 'FF'، 'KK' و 'LL'). گروه سوم نیز مقاطعی هستند که کانون زمین‌لرزه‌ها به‌صورت توده‌ای و با پهنای زیاد و در امتداد قائم روی مقطع مشاهده می‌شوند. این زمین‌لرزه‌ها مربوط به چند گسل هستند که به موازات یکدیگر در کنار هم قرار دارند

زمین‌لرزه وان به علت قرار گرفتن در خارج از منطقه، روی مقطع نیستند و فقط تعداد اندکی از زمین‌لرزه‌ها که قبلاً در منطقه بوده و پس از مکان‌یابی مجدد به بیرون از منطقه منتقل شده‌اند، در خارج از منطقه مشاهده می‌شوند. در این منطقه عمق کانون زمین‌لرزه‌ها تا ۲۵ کیلومتر است. در مقطع 'HH' در امتداد شمال-جنوب شاهد عمق بیشتر زمین‌لرزه‌ها در قسمت مرکزی مقطع هستیم و با حرکت به کناره‌ها از عمق رخدادها به تدریج کاسته می‌شود و به-نظرمی‌رسد زمین‌لرزه‌ها در بین دو سطح متقاطع به وقوع-پیوسته‌اند که با زاویه تقریباً ۴۵ درجه نسبت به افق قرار گرفته‌اند. در شکل مربوط به رویدادهای مجدداً مکان‌یابی شده در هر دو مقطع 'GG' و 'HH'، پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه سال ۲۰۱۱ وان حذف شده‌اند.

مقاطع‌های II و JJ (شکل ۹-ج) در دو امتداد تقریباً عمود بر هم و در منطقه زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۱۲ اهر-ورزقان با  $M_w 6/3$  و  $M_w 6/5$  واقع شده‌اند. قسمت عمده رخدادها در این دو مقطع تا عمق ۲۰ کیلومتری قرار دارند و تعداد معدودی از زمین‌لرزه‌ها در عمق‌های بیشتر از ۲۰ کیلومتر روی داده‌اند. روی مقطع II که تقریباً به موازات گسل جنوب قوشاداغ است، در ابتدای مقطع، کیلومتر ۲۵ تا ۳۰، یک ساختار نزدیک به قائم مشاهده می‌شود که می‌تواند ادامه گسل شاخه شرقی ارس باشد و در ادامه، رخدادهای مربوط به امتداد گسل جنوب قوشاداغ مشاهده می‌شوند که اغلب پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های اهر-ورزقان هستند. در مقطع JJ که امتداد گسل تبریز را نیز قطع می‌کند، شاهد زمین‌لرزه‌های مربوط به این گسل در کیلومتر ۳۰ و زمین‌لرزه‌های گسل قوشاداغ در فاصله کیلومتر ۷۵ تا ۹۵ هستیم. در شکل مربوط به رویدادهای مجدداً مکان‌یابی شده در هر دو مقطع II و JJ، پس از حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۱۲ اهر-ورزقان، رویدادهای سال‌های ۲۰۱۲ و ۲۰۱۳ ترسیم شده‌اند.

مکان‌یابی مجدد به وجود آمده‌است. روی مقطع 'EE' در فاصله کیلومتر ۳۵ تا ۴۵ دو خط‌واره از کانون زمین‌لرزه‌ها در امتداد تقریباً قائم مربوط به گسل شمال تبریز مشاهده می‌شود. عمق کانون اغلب زمین‌لرزه‌ها در این مقطع تا ۲۰ کیلومتری از سطح زمین است. در مقطع 'FF' نیز یک خط‌واره در امتداد نزدیک به قائم در فاصله کیلومتر ۵۵ مقطع مشاهده می‌شود که مربوط به گسل جنوب بزقوش است. عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها روی این گسل تا حدود ۳۵ کیلومتر ادامه دارد. بهبود وضعیت ساختارهای خطی روی این مقاطع در حالت استفاده از زمین‌لرزه‌های با کیفیت بهتر (دایره‌های سیاه) مشهود است.

در دو مقطع 'MM' و 'NN' که به صورت متقاطع و تقریباً عمود بر هم در منطقه جنوب شرق آتشفشان سبلان قرار گرفته‌اند، شاهد یک ساختار تقریباً قائم به ترتیب با پهنای ۲۰ و ۱۰ کیلومتر در قسمت مرکزی مقاطع هستیم که مربوط به گسل جنوب سبلان هستند. زمین‌لرزه‌ها روی این گسل تا عمق حدود ۳۵ کیلومتری ادامه دارند. مقاطع 'KK' و 'LL' نیز به ترتیب در امتدادهای عمود بر گسل پامبک-سوان-سونیک در خاک جمهوری ارمنستان و گسل شاخه شرقی ارس قرار دارند. در بخش مرکزی این مقاطع نیز ساختارهای نزدیک به قائم گسل‌های مربوط مشاهده می‌شوند که تا عمق نزدیک به ۴۰ کیلومتر ادامه دارند (شکل ۹-ب). تمرکز زمین‌لرزه‌ها در محل گسل‌ها و واضح‌تر و دقیق‌تر شدن محل گسل‌ها روی مقاطع مربوط به بعد از مکان‌یابی مجدد به‌ویژه در استفاده از زمین‌لرزه‌های با کیفیت‌تر در مقاطع 'KK' و 'LL' مشاهده می‌شود.

دو مقطع 'GG' و 'HH' (شکل ۹-ج) به صورت متقاطع و عمود بر هم در منطقه وقوع زلزله سال ۲۰۱۱ وان با بزرگای  $M=6/5$  قرار دارند و مجموعه پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه را دربردارند. در قسمت غربی مقطع شرقی-غربی 'GG'، تعداد زیادی از زمین‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌های

## ۷ نتیجه‌گیری

در این مطالعه با تجمیع داده‌های ثبت شده و گزارش شده از شبکه‌های مختلف لرزه‌نگاری از منطقه مورد مطالعه در فاصله سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۶ میلادی، داده‌های کامل‌تری از زمین‌لرزه‌ها تهیه شد و با توجه به وجود داده‌های پرت در مجموعه داده‌ها، این دسته از داده‌ها حذف شدند. تجمیع داده‌های مربوط به ایستگاه‌های شبکه‌های مختلف لرزه‌نگاری، باعث کاهش نبود آزمون‌های دقیق‌تر شدن نتایج مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها شده است. با انجام دادن مکان‌یابی مجدد، مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها در جهات مختلف جابه‌جا شده‌اند. مقدار جابه‌جایی برای بیش از ۸۴٪ زمین‌لرزه‌ها کمتر از ۱۰ کیلومتر است و تعداد زمین‌لرزه‌های جابه‌جاشده در جهات غرب، شمال غرب و شمال بیشتر از سایر جهات است. جابه‌جایی عمق کانونی کمتر از ۵٪ زمین‌لرزه‌ها، بیشتر از ۱۰ کیلومتر است و حدود ۷۰٪ زمین‌لرزه‌ها جابه‌جایی کمتر از ۵ کیلومتر در عمق کانونی دارند. بررسی مقادیر باقیمانده‌های زمانی و مقایسه مقدار آن در مرحله بعد از مکان‌یابی مجدد با مرحله قبل از مکان‌یابی مجدد، بیانگر کاهش مقدار RMS در مکان‌یابی مجدد است به طوری که میانگین آن برای کل زمین‌لرزه‌ها از ۰/۶۹ ثانیه در مرحله اولیه به مقدار ۰/۴۱ ثانیه در مرحله نهایی کاهش یافته است. این امر نشانه‌ای از نزدیک‌تر شدن کانون رخدادها به محل واقعی خود است. مقدار RMS در مرحله نهایی برای بیش از ۹۰٪ زمین‌لرزه‌ها کمتر از یک ثانیه است. مقاطع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها نیز نشان‌دهنده نزدیک‌تر شدن کانون‌ها به محل واقعی خود پس از مکان‌یابی مجدد هستند به طوری که به‌خاطر شدگی افقی کانون‌ها، که در برخی عمق‌ها قبل از مکان‌یابی مجدد مشاهده می‌شود، پس از مکان‌یابی مجدد از بین رفته است و در بعضی مقاطع، بعد از مکان‌یابی مجدد، خط‌واره‌هایی از کانون رخدادها را در امتداد گسل‌های مسبب زمین‌لرزه‌ها با وضوح بیشتری

شاهد هستیم. این امر در حالت استفاده از زمین‌لرزه‌هایی با نبود آزمون‌های کمتر و زمین‌لرزه‌های با کیفیت‌تر، بیشتر مشاهده می‌شود.

## منابع

بایرام‌نژاد، ا.، ۱۳۸۶، تعیین ساختار سرعتی پوسته در شمال غرب ایران با استفاده از وارون‌سازی سه بعدی داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی: پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران.

سلطانی‌مقدم، س.، شمالی، ظ. ح. و حاتمی، م.، ۱۳۹۴، تعیین مکان مجدد زمین‌لرزه‌های ورزقان-اهر Mw6.3، Mw6.5 و پس‌لرزه‌های آن با استفاده از الگوریتم غیرخطی احتمالاتی: مجله ژئوفیزیک ایران، ۹(۳)، ۱۴۳-۱۵۹.

فیض‌آقایی، ف.، متقی، س. خ.، تاتار، م.، قدس، ع. و مرادی، ع.، ۱۳۹۶، توموگرافی دو بعدی سرعت امواج حجمی فشارشی در پوسته فوقانی با استفاده از زمین‌لرزه‌های شمال باختر ایران: مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۱(۱)، ۳۳-۴۸.

Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, A history of Persian earthquakes: Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, London, 219 pp.

Cavalié, O., and Jónsson, S., 2014, Block-like plate movements in eastern Anatolia observed by InSAR: Geophysical Research Letters, 41, 26-31.

Husen, S., and Hardebeck, J. L., 2010, Earthquake location accuracy: Community online resource for statistical seismicity analysis, doi:10.5078/corssa-55815573; Available at <http://www.corssa.org>.

ISC, International Seismological Centre, On-line Bulletin; <http://www.isc.ac.uk>. Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, Kh., Jamali, F., Bayraktutan, M. S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., and Adilkhanyan, A., 2004, Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran: Tectonophysics, 380, 189-219.

- zoning of Iran: major seismotectonic provinces: *Journal of Earthquake Prediction Research*, 7, 465-495.
- Moradi, A., Hatzfeld, D., and Tatar, M., 2011, Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault: *Tectonophysics*, 506, 22-30.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M.-R., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, M., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P., Chéry, J., 2003. GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *J. Geod.* 77, 411-422.
- Pujol, J., 1995, Application of the JHD technique to the Loma Prieta, California, main shock-aftershock sequence and implications for earthquake location: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 129-150.
- Pujol, J., Johnston, A. Chiu, J. M., and Yang, Y. T., 1997, Refinement of thrust faulting models for the central New Madrid seismic zone: *Engineering Geology*, 46, 281-298.
- Quintero, R., and Kissling, E., 2001, An improved P-wave velocity reference model for Costa Rica: *Geofísica Internacional*, 40(1), 3-19.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, M., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- Karakhanian, A. S., Vernant, P., Doerflinger, E., Avagyan, A., Philip, H., Aslanyan, R., Champollion, C., Arakelyan, S., Collard, P., Baghdasaryan, H., Peyret, M., Davtyan, V., Calais, E., and Masson, F., 2013, GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus: *Tectonophysics*, 592, 39-45.
- Kennett, B. L. N., and Engdahl, E. R., 1991, Travel times for global earthquake location and phase identification: *Geophysical Journal International*, 105, 429-465.
- Kissling, E., Kradolfer, U., and Maurer, H., 1995, VELEST user's guide-short introduction, Technical Report: Institute of Geophysics, ETH Zürich; Switzerland.
- Kwang-Hee, K., Jer-Ming, C., Pujol, J., and Kou-Cheng, C., 2005, Earthquake relocations, fault zone geometry and constraints on lateral velocity variations using the joint hypocenter determination method in the Taiwan area: *Earth Planets Space*, 57, 809-823.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., and Vernant, P., 2006, Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin: *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 180-188.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H., and Van Gorp, S., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran: *Geophysical Journal International*, 170(1), 436-440.
- Mirzaei, N., Gao, M., and Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic



## Relocation of recent 20-years earthquakes occurred in northwest of Iran by JHD algorithm

Rahim Jomeiri<sup>1</sup>, and Esmail Bayramnejad<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>Ph. D. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

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

(Received: 30 May 2018, Accepted: 21 May 2019)

### Summary

In current study, earthquakes occurred in northwest of Iran in the past 20 years were relocated using JHD algorithm. A dense seismic network is usually required to produce a stable and precise earthquake location, i.e., improved quantitative and qualitative earthquake data are achieved due to various parameters including low amount of azimuthal gap. Combining data from different seismic networks in the study area can be effective and useful to improve earthquake locations. Thus, a list of earthquakes in the northwest region of Iran was developed using data available from different seismic networks. The recorded earthquakes data by the seismic network stations of Iran and neighboring countries were collected and a complete data set of earthquakes in the region was prepared. Then, the information from 30,000 recorded and reported earthquakes in the area was compiled. This information includes more than 400,000 seismic phases from databases of International Seismological Center (ISC), Iranian Seismological Center (IRSC), Broadband Iranian National Seismic Network Center (IIEES) and National Seismic Network of Turkey (DDA). This dataset was sorted and the outliers were taken off based on analyzing the travel-time residuals. In the next step, the recorded phases of an earthquake from different stations were combined and a homogeneous catalog was established. This catalog is more complete than the original catalog, e.g., because of increasing the number of phases, azimuthal gap of earthquakes has decreased. In the next step, after the preparation of the data, the hypocenter relocation was done using single event and the JHD algorithms in VELEST computer program. Comparison of RMS of earthquakes indicates a decrease in the RMS due to relocation process. The average value of RMS for the entire earthquakes reduced from 0.69 s to 0.41 s at the final stage, and this shows a reduction in difference between calculated and real earthquake location. The RMS value for more than 90% of earthquakes is less than one second. Thus, a homogeneous catalog of earthquakes in the region was prepared and new results were evaluated and compared with the initial information. Finally, the seismicity patterns in the region were investigated by drawing the hypocenter depth sections in the active seismic areas. Based on the obtained results in many sections, the removal of unrealistic structures due to systematic errors in earthquake location was evident, and in some sections, scattering of the earthquake hypocenter locations reduced and the existing structures were more obvious.

**Keywords:** northwest of Iran, earthquakes catalog, VELEST software, hypocenter relocation, JHD method, hypocenter section

\*Corresponding author:

ebayram@ut.ac.ir