

بهینه‌سازی مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها در منطقه البرز مرکزی با استفاده از تأخیرهای زمانی همبستگی شکل‌موج‌ها

علی اصغر متقی^{*۱}

^۱ استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۴/۰۷/۲۶، تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۲۰)

چکیده

در مطالعه حاضر، تمام شکل‌موج‌های موجود برای منطقه البرز و مناطق همجوار آن به منظور مکان‌یابی بهینه زمین‌لرزه‌ها مورد بررسی قرار گرفته تا تصویری واضح‌تر از لرزه‌خیزی این منطقه ارائه شود.

در مرحله نخست مطالعه، همه فازهای P و S زمین‌لرزه‌ها، که در ۴۱ ایستگاه لرزه‌نگاری و بین طول و عرض جغرافیایی ۴۸ تا ۵۴ و ۳۳ تا ۳۷ درجه در دسترس بودند، دوباره قرائت شدند. سپس ۴۱۵۲ زمین‌لرزه با روش جک‌نایف، که قادر است ارزیابی قابل اعتمادی از خطای اولیه را ارائه دهد، مکان‌یابی اولیه انجام گرفت.

در مرحله دوم، زمان رسید فاز P از روی همبستگی مقاطع شکل‌موج‌ها، بهینه کردن قرائت‌ها و زمین‌لرزه‌های همبسته تصحیح شد. این نوع زمین‌لرزه‌ها، جفت زمین‌لرزه‌هایی هستند که در فاصله معینی از یکدیگر قرار دارند و شکل‌موج‌های مشابهی را در ایستگاه‌ها ایجاد می‌کنند. در پایگاه داده مورد مطالعه، همه این جفت زمین‌لرزه‌ها فاصله‌ای کمتر از ۱۰ کیلومتر دارند و اختلاف زمانی آنها معادلات خطی وزن‌داری را تشکیل می‌دهند که از روی کیفیت قرائت فازی طبقه‌بندی شده‌اند. به طور تقریبی، بیش از ۲۸۰۰۰۰ اختلاف زمانی از روی شکل‌موج‌ها محاسبه شده است که از بین آنها تنها مواردی با ضرایب همبستگی بیش از ۰/۷ برای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها انتخاب شدند.

در مرحله سوم، به منظور کاهش اثر خطای احتمالی مدل پوسته، از روش اختلاف زمانی دوگانه در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها بهره‌گیری شد. نتایج حاصل از ۲۴۰۹ زمین‌لرزه با مکان‌یابی مجدد که تنها از روی همبستگی امواج به دست آمده‌اند، جمع‌شدگی و انسجام زمین‌لرزه‌ها در اطراف گسل‌های مهم منطقه حکایت دارد.

واژه‌های کلیدی: مکان‌یابی زمین‌لرزه، همبستگی مقاطع شکل‌موج‌ها، البرز مرکزی، لرزه‌خیزی، روش جک‌نایف، ساختار پوسته

۱ مقدمه

در سال‌های اخیر زلزله‌شناسان برای بهبود دقت و صحت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها تلاش بسیاری کرده‌اند. در نتیجه این تحقیقات، دو نوع عدم قطعیت در تعیین مکان زمین‌لرزه‌ها معرفی شده است که یکی ناشی از ساختار ناشناخته سرعتی زمین و دیگری محاسبات غیر دقیق زمان رسید امواج است (بیلینگر و همکاران، ۱۹۹۴؛ والدهاوسر و شف، ۲۰۰۸). از این رو، مکان‌یابی مجدد و قابل اعتماد زمین‌لرزه‌ها از نظر کمی و کیفی و با مدل سرعتی مناسب و روش‌های به روز شده امری اجتناب ناپذیر است.

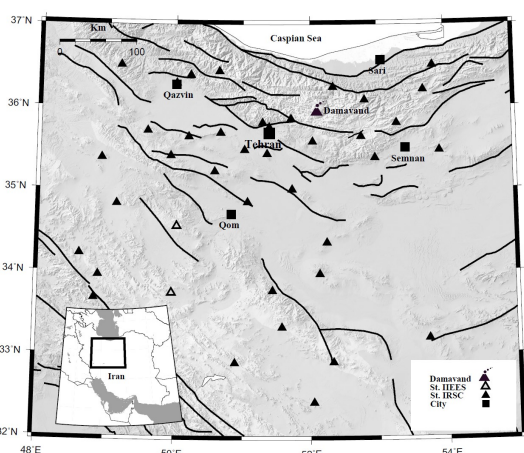
دقت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها تحت تأثیر چندین عامل مهم قرار دارد و توسط هندسه شبکه لرزه‌نگاری، فازهای قابل دسترس، قرائت‌های مناسب و آگاهی از ساختار پوسته کنترل می‌شود (گامبرگ و همکاران، ۱۹۹۰). اگرچه با وجود پوشش ایستگاهی مناسب نیز خطای ناشی از مدل پوسته نامناسب بکار رفته در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، بیشتر از خطای ناشی از قرائت‌های فازهای (بیلینگر و همکاران، ۱۹۹۴). همچنین تأثیرات وجود ناهمگنی‌ها در مسیر امواج نیز از مشکلاتی است که عامل اصلی به وجود آمدن روش‌های جدید مانند مکان‌یابی نسبی (Relative Locations) (دیچمن و فرناندز، ۱۹۹۲؛ شف و همکاران، ۲۰۰۴؛ شف و والدهاوسر، ۲۰۰۵) زمین‌لرزه‌ها شده است. از طرف دیگر، تأثیرات ناشی از خطاهای مدل پوسته نیز می‌تواند با استفاده از روش‌های مکان‌یابی نسبی زمین‌لرزه‌ها به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش یابد (پوپینت و همکاران، ۱۹۸۴؛ فرچت، ۱۹۸۵؛ پاولیس، ۱۹۹۲؛ گات و همکاران، ۱۹۹۴). همچنین می‌توان خطای ناشی از قرائت‌ها را با روش‌هایی همچون همبستگی متقاطع (Cross-Correlation) امواج کاهش داد.

در این مطالعه، با توجه به سرچشمه خطاهای احتمالی از دو منبع اصلی مدل پوسته و قرائت‌های فازهای، بعد از قرائت مجدد فازها، نخست با استفاده از روش همبستگی متقابل،

خطای قرائت‌های فازهای را تا حد امکان کاهش داده و سپس با استفاده از روش مکان‌یابی نسبی اختلاف زمانی دوگانه (Double-Difference) (والدهاوسر، ۲۰۰۱)، زمین‌لرزه‌های منطقه البرز دوباره مکان‌یابی شده‌اند.

۲ بانک اطلاعاتی مورد استفاده

در این مطالعه از اطلاعات موجود در بانک اطلاعاتی مرکز لرزه‌نگاری تهران، ساری، سمنان و سه ایستگاه لرزه‌نگاری وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۴ میلادی استفاده شده است. مشخصات و موقعیت این ایستگاه‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است. شکل‌موج‌های مربوط به تمام زمین‌لرزه‌های ثبت شده در منطقه البرز (۴۱۵۲ رویداد) از بانک داده‌ها استخراج گردیده، بزرگای زمین‌لرزه‌ها (طبق اطلاعات موجود) و مکان اولیه آنها نیز برای تخمین آزمون رویدادها و چرخش مؤلفه‌های افقی مورد استفاده گرفته است. منطقه مورد مطالعه در مختصات ۳۳ تا ۳۷ درجه عرض شمالی و ۴۸ تا ۵۴ درجه طول شرقی قرار گرفته است.



شکل ۱. موقعیت ۴۱ ایستگاه مورد استفاده. گسل‌های مهم منطقه با خطوط سیاه مشخص شده‌اند (گسل‌ها از حسامی و همکاران، ۱۳۸۲).

۳ مکان‌یابی اولیه زمین‌لرزه‌ها و فرآیند فیلتر کردن داده‌ها

نتایج حاصل از همبستگی شکل موج‌ها و مکان‌یابی نسبی، شدیداً تحت تأثیر کیفیت داده‌های اولیه قرار دارد. با توجه به اینکه خطای قرائت فازی امواج ثبت شده موجود در بانک داده شبکه لرزه‌نگاری کشوری مشخص نیست، قبل از مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها توسط داده‌های همبستگی متقابل و روش اختلاف زمانی دوگانه، نیاز است که قرائت فازی زمین‌لرزه‌ها دوباره انجام و با یک مدل روزآمد مکان‌یابی شود.

در راستای اهداف این مطالعه، نخست همه شکل-موج‌های موجود بررسی و دو فاز P و S دوباره قرائت شد. زمان رسید همه فازهای P روی مؤلفه قائم و فاز S روی مؤلفه شعاعی نیز قرائت شدند. مؤلفه شعاعی نیز از روی چرخش مؤلفه‌های افقی در آزمون مکان اولیه زمین-لرزه‌ها (طبق اطلاعات موجود در مرکز لرزه‌نگاری کشوری) به دست آمد. در کل بانک داده، ۳۵۴۸۹ فاز P و ۲۷۸۳۱ فاز S به صورت چشمی مربوط به ۴۱۵۲ رویداد در بازه زمانی مذکور قرائت شدند.

فرآیند وزن‌دهی فازهای قرائت شده جدا از وزن‌دهی‌های معمول در برنامه‌ها، معمولاً مطابق با کیفیت قرائت فازی انجام می‌گیرد؛ ولی از آنجا که سلیقه کاربر در این مورد دخیل می‌باشد، از الگوریتم مشخصی در این زمینه استفاده شده است؛ لذا با توجه به نسبت سیگنال به نوفه در اطراف فازهای قرائت شده، وزن ۰ تا ۱ برای فازها ایجاد شد. در این راستا، نسبت ریشه میانگین مربعات دامنه موج (RMS) به اندازه ۰/۵ ثانیه قبل و ۱ ثانیه بعد از قرائت فاز P و S به عنوان وزن قرائت فازها در نظر گرفته شد (بایر و کرادولفر، ۱۹۸۷؛ کوپرکوچ و همکاران، ۲۰۱۰). مزیت این کار در یکنواخت بودن فازهای قرائت شده با توجه به میزان تیزی آنهاست.

مدل پوسته انتخابی برای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها از سه مدل موجود برای منطقه اقتباس گردید. در واقع، به دلیل اختلاف داده‌های مورد استفاده در مطالعات مختلف، هر کدام در بخشی از پوسته از دقت کافی برخوردارند؛ لذا برای پوسته بالایی از مدل اشتری و همکاران (۲۰۰۵) و برای پوسته پایینی (موهو) از متوسط مقادیر مدل‌های عباسی و همکاران (۲۰۱۰) و دولویی و رابرتز (۲۰۰۳) استفاده شد. مدل اقتباسی برای این مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است.

جدول ۱. مدل اقتباسی به کار رفته در مطالعه حاضر. توجه شود که برای پوسته بالایی (A) از مدل اشتری و همکاران (۲۰۰۵) و برای پوسته پایینی از متوسط مدل‌های ارائه شده (A & D) توسط عباسی و همکاران (۲۰۱۰) و دولویی و رابرتز (۲۰۰۳) استفاده شده است.

Depth (km)	P-wave Velocity (km/s)	Model
0.0	5.4	Adopted
2.0	5.7	
8.0	6.0	
12.0	6.3	
24.0	6.4	
52.0	8.0	

در مرحله بعد با استفاده از روش جک‌نایف (پریو و همکاران، ۲۰۰۷) که روشی کاملاً به‌روز است، همه زمین‌لرزه‌ها فرآیند مکان‌یابی اولیه را تجربه کردند و همه مشاهدات ایستگاهی به صورت متوالی از فرآیند مکان‌یابی خارج و مکان‌یابی به تعداد مشاهدات ایستگاهی تکرار شد و در نهایت با محاسبه انحراف معیار کل مکان‌های به دست آمده، مکان نهایی زمین‌لرزه در متوسط فضای انحراف معیار تخمین زده شد. یکی از مزایای این روش در تکرارپذیر بودن برنامه و دخالت تأثیر مستقیم هر یک از مشاهدات و در نتیجه ارزیابی درستی از خطای اولیه است. شایان ذکر است که در مکان‌یابی‌های اولیه، به دلیل

زلزله، نیز به داده‌ها اضافه شدند.

در مراحل اجرای همبستگی شکل موج‌ها، ابتدا پاسخ دستگاهی شکل موج‌ها برداشته می‌شود و سپس برای کاهش نوفه‌های مخرب احتمالی نزدیک به ایستگاه، شکل موج‌ها در بازه بسامدی ۰/۵ تا ۱۰ هرترز فیلتر می‌شوند. در مرحله بعد، در پنجره‌های زمانی متفاوت ۱، ۱/۵، ۲، ۲/۵ و ۳ ثانیه اطراف اولین رسید فاز P قرائت شده، ابتدا دامنه امواج تراز و سپس همبستگی متقابل تمامی رویدادهای ثبت شده در هر ایستگاه محاسبه می‌شود و در نهایت، میزان تأخیر زمانی و ضریب همبستگی این جفت رویدادها در هر ایستگاه و برای پنجره‌های مختلف به دست می‌آید. شایان ذکر است که در این مطالعه با توجه به پیچیدگی امواج S، که بیشتر به دلیل تلفیق با قطار امواج P می‌باشند، نتایج همبستگی از کیفیت مطلوبی برخوردار نبودند و به نظر می‌رسد که باید فرآیند دیگری در این زمینه در نظر گرفته شود؛ لذا در این مطالعه تنها بر روی نتایج حاصل از همبستگی امواج P بسنده شده است که در این حالت بیش از ۲۸۰۰۰۰ اختلاف زمانی در هر پنجره برای کل زمین لرزه‌ها محاسبه شد. سپس تنها نتایجی انتخاب شد که ضرایب همبستگی آنها در هر پنج پنجره انتخابی، بیش از ۰/۶ بود. در این حالت، زمان مربوط به بیشترین ضریب همبستگی، زمان تأخیری انتخابی برای جفت زمین لرزه مورد نظر است؛ ولی برای اطمینان بیشتر، در صورتی که ضریب همبستگی بیشینه بیش از ۰/۷ بود در مکان‌یابی نهایی شرکت داده شد.

روش همبستگی متقابل، دقت قرائت فاز را افزایش می‌دهد. در شکل ۲ یک نمونه از جفت شکل موج‌هایی که در ایستگاه‌های مختلف همبسته شده‌اند، نشان داده شده است. ضریب همبستگی این جفت رویداد در پنجره‌های زمانی مختلف (شکل‌های ۲، ۳، ۴، ۵ و ۶) محاسبه شده و زمان فازهای قرائت شده به رنگ قرمز و زمان این

تعداد کم ایستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تنها از فازهای قرائت شده مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شد.

در مرحله بعد، تنها رویدادهایی که حداقل شرایط لازم برای مکان‌یابی را داشتند، انتخاب و چند نوع فیلتر مناسب در نظر گرفته شد.

۴ شرایط فیلتر کردن داده‌ها و انتخاب رویدادها

فیلتر کردن داده‌ها و انتخاب رویدادها با شرایط زیر انجام شد:

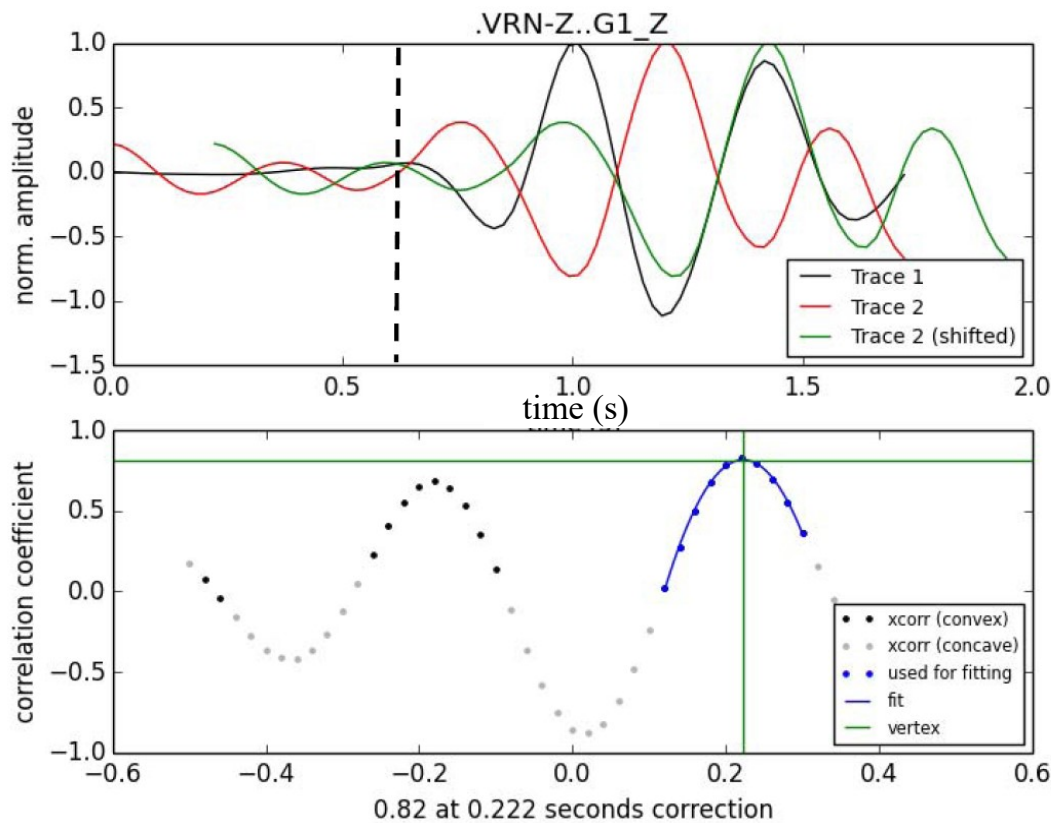
- بزرگای رویدادها بین ۰ و ۴/۵؛
 - گاف (Gap) آزمون‌های بین ایستگاه‌ها کمتر از ۲۱۰ درجه؛
 - تعداد ایستگاه‌های ثبت کننده بیشتر از ۵ عدد؛
 - عدم قطعیت مکان‌یابی اولیه کمتر از ۱۰ کیلومتر؛
 - زمان باقی مانده زمان رسید فازها کمتر از ۱ ثانیه؛
 - مقدار RMS مربوط به زمان باقی مانده زمان رسید فازهای کمتر از ۰/۸ ثانیه.
- با اعمال این شرایط در نهایت تعداد ۴۱۵۲ رویداد از بانک داده مرکز لرزه‌نگاری کشوری، که بیش از ۱۳۰۰۰ رویداد در منطقه را ثبت کرده است، برای اعمال همبستگی متقابل و مکان‌یابی مجدد انتخاب شدند.

۵ همبستگی متقاطع شکل موج‌ها

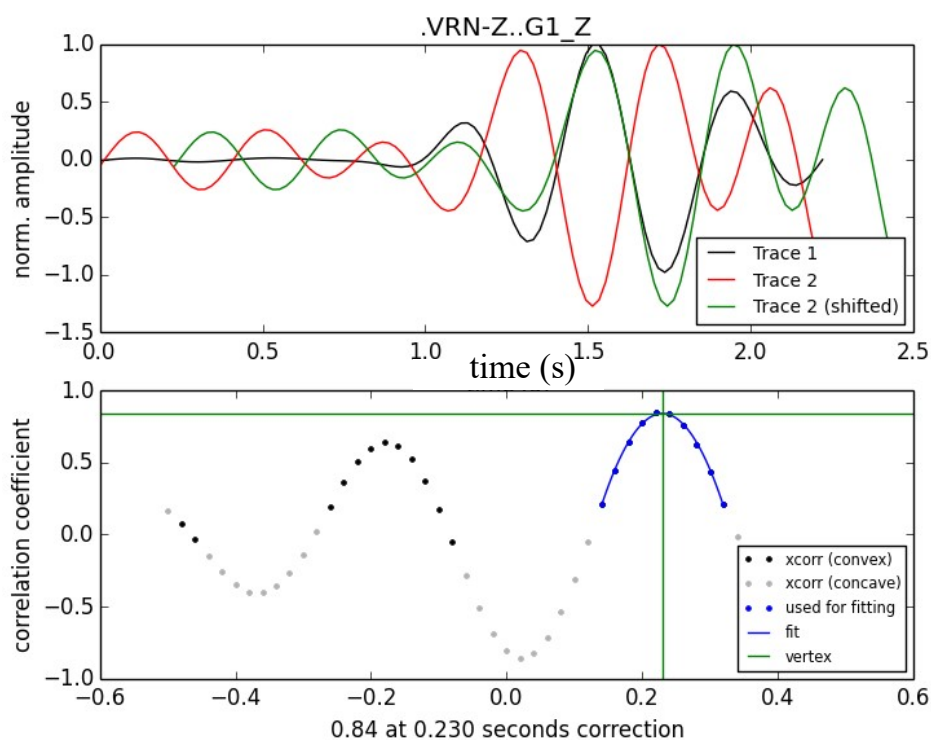
با دسته‌بندی زمین لرزه‌ها، که کاملاً به صورت چشمی انجام گرفت، دسته‌های مختلف زمین لرزه‌ها برای همبستگی متقابل انتخاب شدند و با توجه به بیشینه نوسان ۱۰ کیلومتری در زمین لرزه‌های انتخابی، همبستگی متقابل با بیشینه فاصله میان رویدادی ۱۰ کیلومتری انجام گرفت. در این مرحله، همه شکل موج‌های قابل دسترس، اعم از داده‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی

رسید موج در نظر گرفته شده است؛ چرا که شباهت شکل موج‌ها باید بعد از زمان رسید موج اتفاق افتد و در نظر گرفتن زمان تقریبی $0/2$ تا $0/5$ ثانیه قبل از زمان رسید منطقی است. از طرفی دیگر، همه داده‌های اولیه با زمان باقی‌مانده کمتر از یک ثانیه بودند و بدیهی است که بیشینه میزان جابه‌جایی زمانی دو شکل موج در همبستگی متقابل همه پنجره‌ها تا یک ثانیه انتخاب شود.

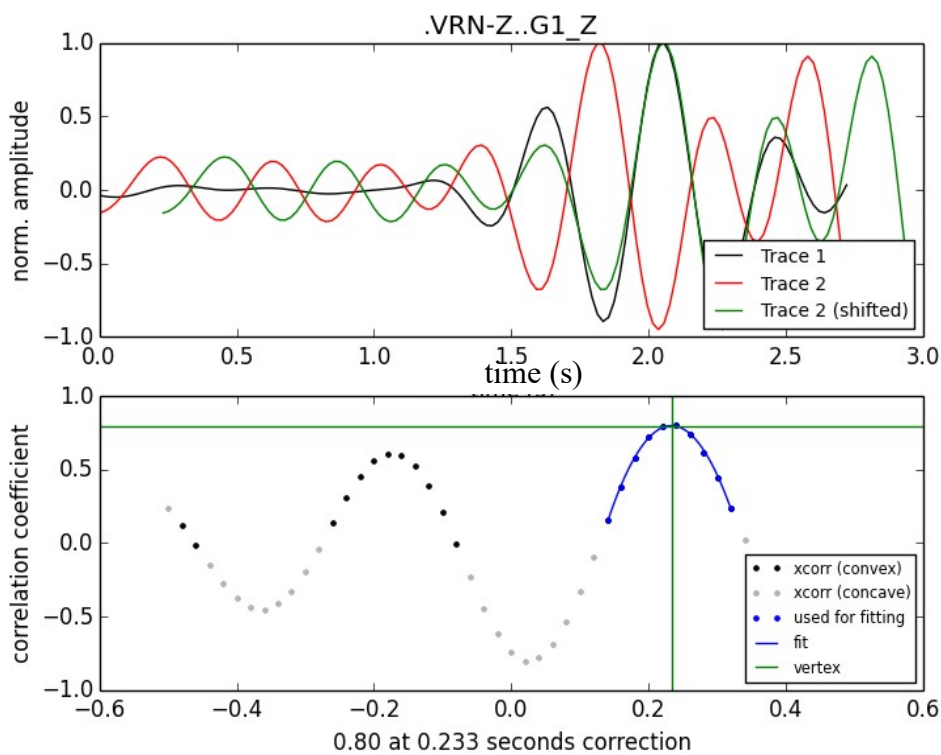
فاز بعد از اعمال زمان تأخیر به دست آمده، به رنگ سبز نشان داده شده است. با تعیین محدوده همبستگی متقابل در اطراف فاز P با توجه به خطای احتمالی در قرائت زمان رسید، می‌توان مقدار بیشینه زمان تأخیر یک جفت رویداد را کنترل کرد. به عنوان مثال، در محاسبات همبستگی شکل موج‌ها ۲۰ درصد طول پنجره زمانی قبل از زمان رسید موج و ۸۰ درصد طول پنجره زمانی بعد از زمان



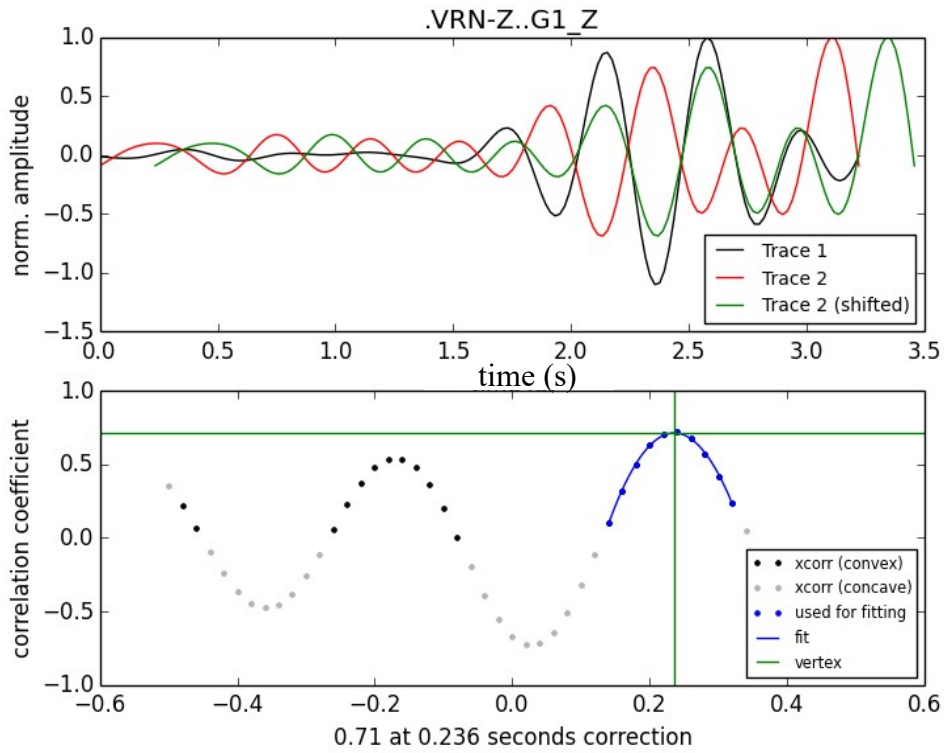
شکل ۲. نمایش بهبود قرائت فاز P ثبت شده در ایستگاه ورامین و مربوط به دو زمین‌لرزه هم‌جوار در پنجره زمانی یک ثانیه. شکل موج‌های اولیه با رنگ سیاه و قرمز و شکل موج قرمز بعد از اعمال زمان تأخیر به دست آمده از همبستگی، به رنگ سبز نشان داده شده است. توجه شود که میزان تصحیح برابر $0/222$ و با ضریب همبستگی $0/82$ محاسبه شده و زمان قرائت دستی (خط چین سیاه) در هر دو شکل موج تقریباً یکسان است. پنجره‌های زمانی مختلف در شکل‌های ۳ تا ۶ نشان داده شده است. با اینکه همه ضرایب همبستگی بیش از $0/6$ می‌باشند، ولی بیشینه آنها در پنجره زمانی $1/5$ ثانیه اتفاق افتاده است و زمان مربوط به آن نیز به عنوان زمان تأخیری در نظر گرفته می‌شود.



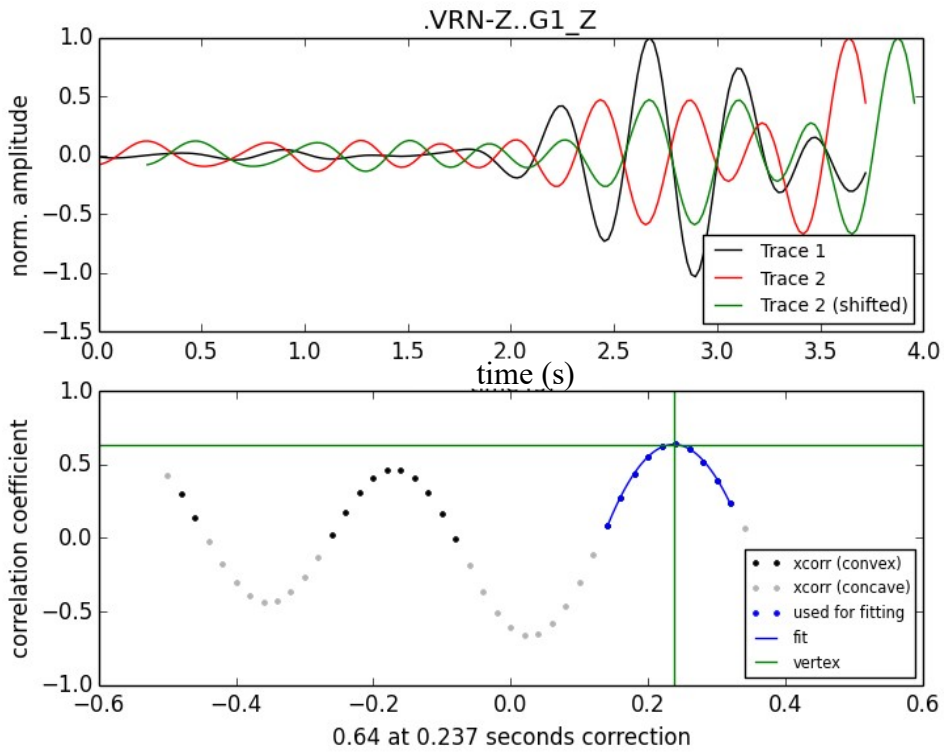
شکل ۳. نمایش بهبود قرائت فاز P مربوط به دو زمین لرزه همجوار در پنجره زمانی یک و نیم ثانیه.



شکل ۴. نمایش بهبود قرائت فاز P مربوط به دو زمین لرزه همجوار در پنجره زمانی ۲ ثانیه.



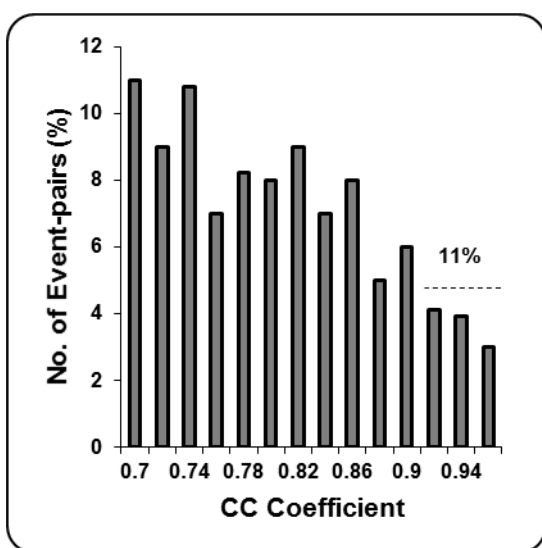
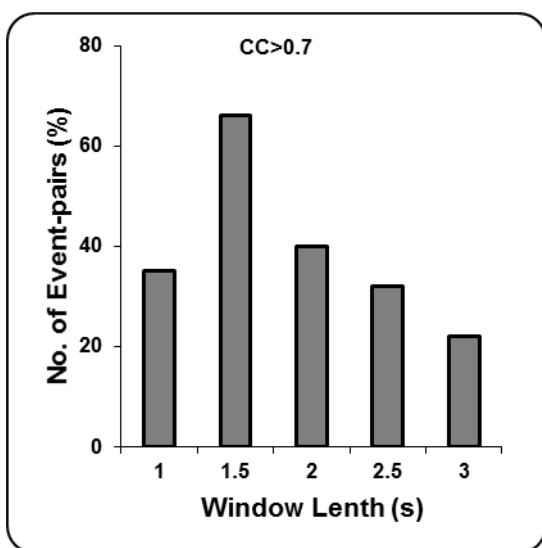
شکل ۵. نمایش بهبود قرائت فاز P مربوط به دو زمین‌لرزه همجوار در پنجره زمانی ۲/۵ ثانیه.



شکل ۶. نمایش بهبود قرائت فاز P مربوط به دو زمین‌لرزه همجوار در پنجره زمانی ۳ ثانیه.

برای زمین لرزه نام و هر مشاهده نام (یا در ایستگاه نام) با رابطه (۲) تعریف کرد:

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i = r_k^i \quad (2)$$



شکل ۷. نمودار فراوانی جفت زمین لرزه‌ها با همبستگی بیش از ۰/۷ نسبت به طول پنجره انتخابی (قطعه بالا) و نمودار فراوانی جفت زمین لرزه‌ها نسبت به ضرایب همبستگی (قطعه پایین). توجه شود که ضرایب بیش از ۰/۹ می‌توانند به عنوان زمین لرزه‌های تکرارپذیر در کالیبره کردن ایستگاه‌ها مورد استفاده قرار گیرند. تعداد کل زمین لرزه‌هایی که ضرایب همبستگی بیش از ۰/۷ داشتند ۲۴۰۹ مورد و تعداد جفت زمین لرزه‌ها نیز ۱۱۵۳۴ مورد است.

فراوانی ضرایب همبستگی برای جفت زمین لرزه‌هایی که فرآیند موفقیت‌آمیز مکان‌یابی را تجربه کردند در شکل ۷ نشان داده شده است. نکته مهم در این نمودار این است که ۱۱ درصد همبستگی‌ها با ضرایب بیش از ۰/۹ زمین لرزه‌های تکرارپذیر هستند که می‌توانند در کالیبره کردن ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده قرار گیرند. نکته مهمی که در همبستگی شکل موج‌ها می‌توان دریافت این است که متوسط زمان تأخیری ۰/۳۲ ثانیه (شکل ۸)، به طور تلویحی، اشاره به متوسط خطای قرائت فازی دارد و تنها ۴ درصد قرائت‌ها از دقت بسیاری برخوردارند. شایان ذکر است که خطای عنوان شده در این مطالعه، خطای نسبی است که از یک جفت زمین لرزه به دست می‌آید؛ ولی با این حال، از متوسط خطای نسبی قرائت مربوط به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (۰/۸۲) ثانیه) به مراتب کمتر است.

۶ کاربرد روش اختلاف زمانی دوگانه در مکان‌یابی زمین لرزه‌ها

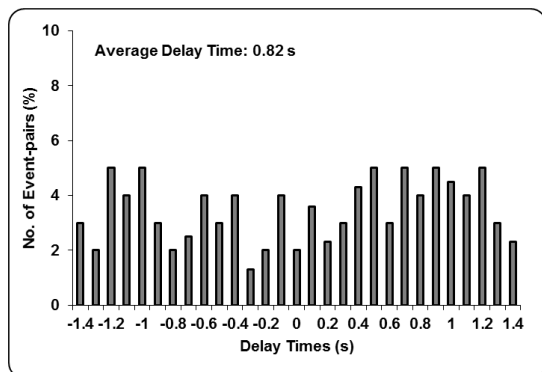
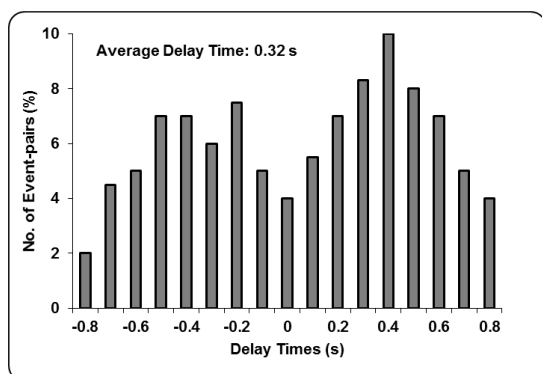
در این بخش قبل از اشاره به روش اختلاف زمانی دوگانه، تعریفی از الگوریتم این روش به طور خلاصه ارائه شده است.

زمان رسید فاز برای یک زمین لرزه i ام مربوط به ایستگاه k ام بنابر نظریه پرتو با رابطه (۱) بیان می‌شود:

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds, \quad (1)$$

که τ^i زمان وقوع زمین لرزه i ام، u میزان کندی (Slowness Field) و ds المان طولی از مسیر سیر موج است. طبق رابطه غیرخطی بین زمان سیر و مکان زمین لرزه می‌توان رابطه (۱) را به صورت سری تیلور بسط داد. در این صورت می‌توان زمان باقیمانده را به صورت خطی

کلی مربوط به موج S به ۰/۵ رسانده شده است. این وزن‌دهی بیشتر به این دلیل است که در تشخیص زمان رسید فاز S خطای بیشتری وجود دارد. در نتیجه، باید با وزن کمتری نسبت به فاز P در برنامه نقش ایفا کند.



شکل ۸. نمودار فراوانی تأخیرهای زمانی تصحیح شده مربوط به ۲۴۰۹ رویداد و ۱۱۵۳۴ جفت رویداد. متوسط زمان تأخیری ۰/۳۲ ثانیه به طور تلویحی اشاره به متوسط خطای نسبی قرائت فازی در این مطالعه (قطعه بالایی) دارد. واضح است که تنها ۴ درصد قرائت فازی مربوط به جفت رویدادها با دقت بسیار زیادی انجام گرفته است. متوسط زمان تأخیری ۰/۸۲ ثانیه نیز (قطعه پایینی) متوسط خطای نسبی قرائت فازی مربوط به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران است.

انتخاب عامل بیشترین فاصله میان‌رویدادی هر جفت زمین‌لرزه (Maximum Separation) با توجه به خطای اولیه زمین‌لرزه‌ها انتخاب شده است. به این صورت که همه جفت زمین‌لرزه‌ها با بیشینه فاصله میان‌رویدادی ۱۰ کیلومتر در مکان‌یابی شرکت داشته‌اند. این عامل بشدت به میزان ناهمگنی سرعتی در منطقه، فاصله ایستگاه‌ها از

رابطه (۲) را می‌توان به طور مستقیم برای زمان‌سیرهای مشخص به کار برد؛ ولی در روش‌های همبستگی متقاطع در قرائت فازها چون زمان‌سیرها از روی اختلاف زمانی دو زمین‌لرزه تعیین می‌شوند، پس، در نتیجه، نمی‌توان به صورت مستقیم از رابطه (۲) استفاده کرد؛ بنابراین، روش دیگری توسط فرچت (۱۹۸۵) ابداع گردید که در آن می‌توان از اطلاعات مربوط به دو زمین‌لرزه استفاده کرد. به عبارت دیگر، رابطه (۲) را می‌توان به صورت مستقیم با یک جفت زمین‌لرزه به کار برد. پس می‌توان رابطه (۲) را به صورت رابطه (۳) بازنویسی کرد:

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} = dr_k^{ij}, \quad (3)$$

که $\Delta m^{ij} = (\Delta dx^{ij}, \Delta dy^{ij}, \Delta dz^{ij}, \Delta d\tau^{ij})$ است که در اصل اختلاف مکانی نسبی دو زمین‌لرزه می‌باشد و مشتقات جزئی نسبت به m نیز عناصر بردار کندی مسیر پرتو موج از چشمه تا ایستگاه است که در محل چشمه محاسبه می‌شوند (آکی و ریچاردز، ۱۹۸۰). ترکیب این معادلات برای هر جفت زمین‌لرزه ماتریسی را تشکیل می‌دهند که با روش‌های معکوس قابل حل است و در واقع مجهولات این معادلات مکان نسبی و زمان وقوع جدیدی از زمین‌لرزه‌ها می‌باشند.

با استفاده از آهنگ زمان تأخیر و ضریب همبستگی همه رویدادها فایل داده‌های همبستگی متقابل در دسته‌های مختلفی از زمین‌لرزه‌ها برای مکان‌یابی نسبی آماده شده و زمین‌لرزه‌ها با استفاده از هر دو نوع داده حاصل از قرائت‌ها و همبستگی‌ها به صورت مجزا و با روش اختلاف زمانی دو گانه مجدداً مکان‌یابی شدند. زمان‌سیرهای مربوط به هر جفت زمین‌لرزه تا ایستگاه‌های لرزه‌نگاری از روی اولین امواج رسیده P و S محاسبه شده‌اند. در اولین دفعات تکرار برنامه، وزن مربوط به زمان‌سیر امواج P و S از روی وزن قرائت فازها در نظر گرفته شد؛ ولی در مراحل بعدی وزن

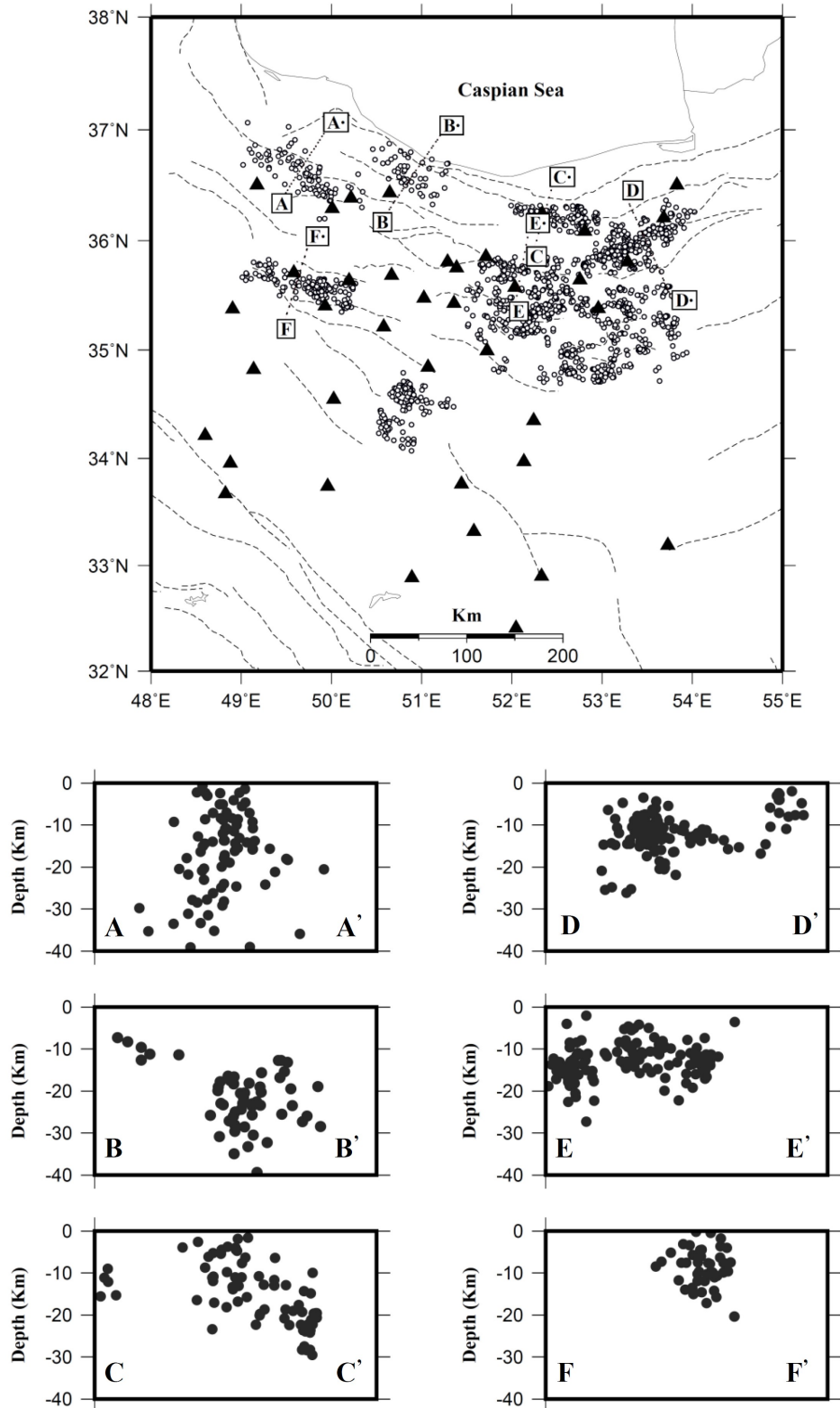
صورت گرفته است که می‌تواند در همگرایی ماتریس معادلات مؤثر باشد. به عنوان مثال، این امکان وجود دارد که خطای نظام‌مند مربوط به شرق و غرب منطقه، با توجه به توزیع غیریکنواخت ایستگاه‌ها و مسیر متفاوت امواج، در مکان‌یابی‌ها تأثیر داشته باشد. از طرف دیگر، نزدیک بودن زمین‌لرزه‌ها به یکدیگر اختلاف نوع مسیر (مدل سرعتی) پیموده شده توسط امواج را کاهش می‌دهد؛ لذا با تفکیک مناطق مختلف می‌توان به مکان نسبی زمین‌لرزه‌ها اعتماد بیشتری داشت. شایان ذکر است که بعضی از رویدادها با گاف آزیموتی بیشتر از ۱۸۰ درجه (تا ۲۱۰ درجه) در داده‌ها حفظ شده‌اند که این بیشتر به دلیل نزدیکی حداقل یک ایستگاه به دسته مورد نظر بوده است. با توجه به مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها و توزیع لرزه‌خیزی در منطقه، مکان زمین‌لرزه‌ها به طور قابل ملاحظه‌ای بهبود یافته‌اند که میزان خطای آنها در دو دسته مجزا به عنوان نمونه در بخش بعدی ارائه شده است. این موضوع تا اندازه‌ای مرهون استفاده از روش مؤثر همبستگی متقابل شکل‌موج‌ها برای بهبود قرائت فازی بوده است و به وضوح می‌توان دریافت که بیشتر فعالیت‌های لرزه‌ای که به خوبی پایش شده‌اند در نزدیکی گسل‌های بزرگ شناخته شده روی می‌دهد.

۷ ارزیابی خطا

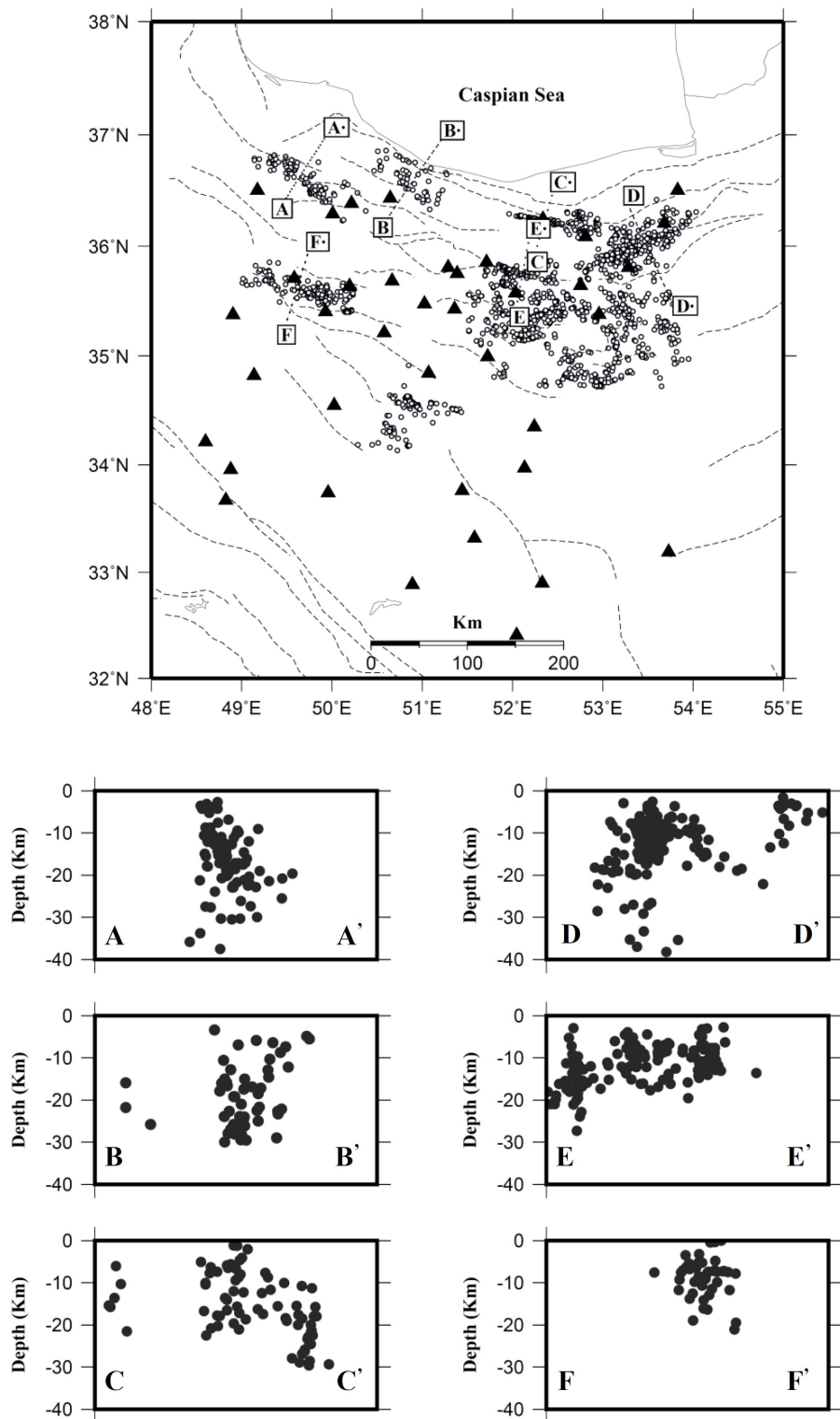
برای کاهش اثر قرائت فازی، همبستگی‌های متقابل تا حدود زیادی مشکلات موجود را برطرف کرده است؛ ولی میزان خطا و انتظار بهبود مکان‌یابی هنوز سؤال برانگیز دارد. اسنادی موجود است که نشان می‌دهد خطای نسبی مکان زمین‌لرزه‌ها کمتر از خطای مطلق آنهاست (به عنوان مثال، منکه و شف، ۲۰۰۴)؛ چرا که در این حالت زمین همانند فیلتر عمل می‌کند و دو زمین‌لرزه نزدیک به هم را به دور از ناهمگنی‌های موجود و با کاهش خطای نظام‌مند در یک مکان تقریبی یکتا تخمین

جفت زمین‌لرزه‌ها و خطای اولیه زمین‌لرزه‌ها در مکان‌یابی اولیه بستگی دارد. باید در نظر داشت که بیشترین فاصله میان‌رویدادی هر جفت زمین‌لرزه نباید از خطای اولیه زمین‌لرزه‌ها کمتر باشد. بهترین زمین‌لرزه‌ها، زمین‌لرزه‌هایی هستند که بتوانند با زمین‌لرزه‌های اطراف خود بهترین ارتباط را برقرار کنند و در حقیقت زمان سیر امواج مربوط به دو زمین‌لرزه در کنار هم خیلی شبیه به هم باشد. از طرفی دیگر، به دلیل نوع داده‌های مورد استفاده، بیشترین تعداد همسایگی‌ها برای هر زمین‌لرزه در نظر گرفته شده‌اند تا در شعاع مجاز بیشترین فاصله میان‌رویدادی جفت زمین‌لرزه‌ها، همه زمین‌لرزه‌ها با هم ارتباط داشته باشند. مکان‌یابی اولیه و مکان‌یابی مجدد با زمان تأخیری فاز P حاصل از همبستگی شکل‌موج‌ها در شکل‌های ۹ و ۱۰ نشان داده شده است. مکان‌یابی مجدد حاصل از همبستگی شکل‌موج‌ها با روش اختلاف زمانی دو گانه و با روش حل معادلات به روش تجزیه مقادیر تکین (Singular Value Decomposition, SVD) انجام گرفته است. این روش همان روش کمترین مربعات (Least Squares, LS) است با این تفاوت که در این روش داده‌هایی که خطای زیادی دارند و همگرایی ماتریس معادلات را کاهش می‌دهند، از فرآیند حل ماتریس خارج می‌شوند. در واقع، معادلات مربوط به زمان سیر و مکان زمین‌لرزه‌ها به گونه‌ای منظم-سازی می‌شوند که ماتریس معادلات در کمترین خطای موجود همگرا شود. به هر حال، در کلامی گویاتر می‌توان گفت که روش SVD همان روش LS با مقدار میرایی بسیار کم است با این تفاوت که در روش SVD ماتریس حل معادلات به دو ماتریس متعامد و یک ماتریس مقادیر تکین تجزیه می‌شود.

در این مطالعه، برای مکان‌یابی مجدد، ابتدا زمین‌لرزه‌ها به صورت چشمی دسته‌بندی شد که در شکل‌های ذریبط نیز به وضوح قابل تشخیص هستند. این نوع دسته‌بندی بیشتر به دلیل کاهش اثر خطای منطقه‌ای زمین‌لرزه‌ها



شکل ۹. مکان‌یابی اولیه ۲۴۰۹ با روش جک‌نایف. مقاطع عمقی زیربط در قطعه‌های پایین نشان داده شده است. هر یک از مقاطع معرف دسته مجزایی از زمین‌لرزه‌ها هستند که به صورت چشمی تفکیک شده‌اند.



شکل ۱۰. مکان‌یابی مجدد ۲۴۰۹ رویداد با استفاده از روش اختلاف زمانی دوگانه و داده‌های حاصل از همبستگی امواج P. مقاطع عمقی در قطعه‌های پایین نشان داده شده است.

خطای مکان‌یابی اولیه و نهایی (با دو نوع داده قرائت شده و همبستگی مقاطع) در این دسته از زمین‌لرزه‌ها در جدول ۲ ارائه شده است. خطای مکان‌یابی اولیه از روی میزان نوسان مکان‌های اولیه به روش جک نایف به دست آمده است و خطای مکان‌یابی نهایی نیز بازه همگرایی داده‌ها به روش SVD است. ارزیابی خطای واقعی در کل منطقه، تابع پوشش ایستگاهی و فازهای قابل دسترس نیز می‌باشد که باید مطالعه جامعی در این خصوص انجام گیرد.

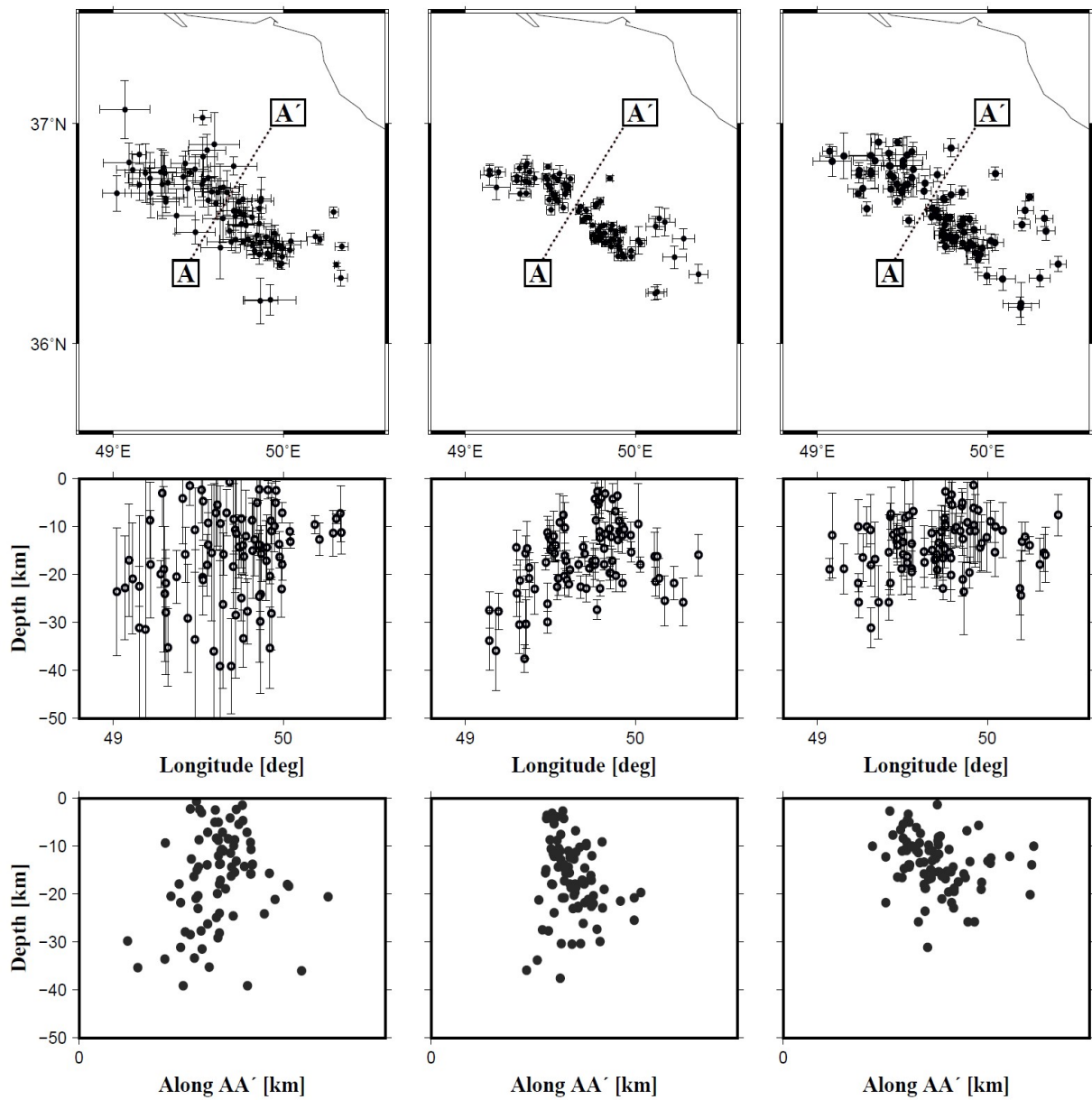
توزیع خطای رومرکزی و عمق زمین‌لرزه‌ها برای سه نوع داده مختلف در شرایط یکسان و برای تمام زمین‌لرزه‌های مورد بررسی (شکل ۱۲)، نشان می‌دهد که داده‌های همبستگی مقاطع همراه با روش اختلاف زمانی دوگانه کاهش خطای محسوس‌تری را نسبت به داده‌های قرائت شده توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری و داده‌های قرائت شده در این مطالعه، ارائه می‌دهند. با توجه به اینکه پارامترهایی مانند مدل سرعتی و ساختار شبکه در هر سه مورد ثابت است، می‌توان دریافت که روش همبستگی مقاطع به واسطه تصحیح قرائت فازی مناسب منجر به بهبود مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها شده است.

می‌زند. از طرف دیگر، اگر چه خطای موجود در مدل پوسته به کار رفته در روش اختلاف زمانی دوگانه تا اندازه‌ای کاهش می‌یابد، ولی بررسی اثر آن در راستای میزان بهبود زمین‌لرزه‌ها (با توجه به اهداف این مطالعه) نتایج خاصی را در بر نخواهد داشت؛ چرا که در هر دو حالت مکان‌یابی، از یک مدل ثابت استفاده شده و تنها زمان‌های تأخیری همبستگی متقابل شکل موج‌ها به داده‌های ورودی اضافه شدند. به عبارت دیگر، تمام پارامترها در روش اختلاف زمانی دوگانه، ثابت و بدون تغییر باقی ماندند و تنها نوع داده ورودی دستخوش تغییرات بوده است.

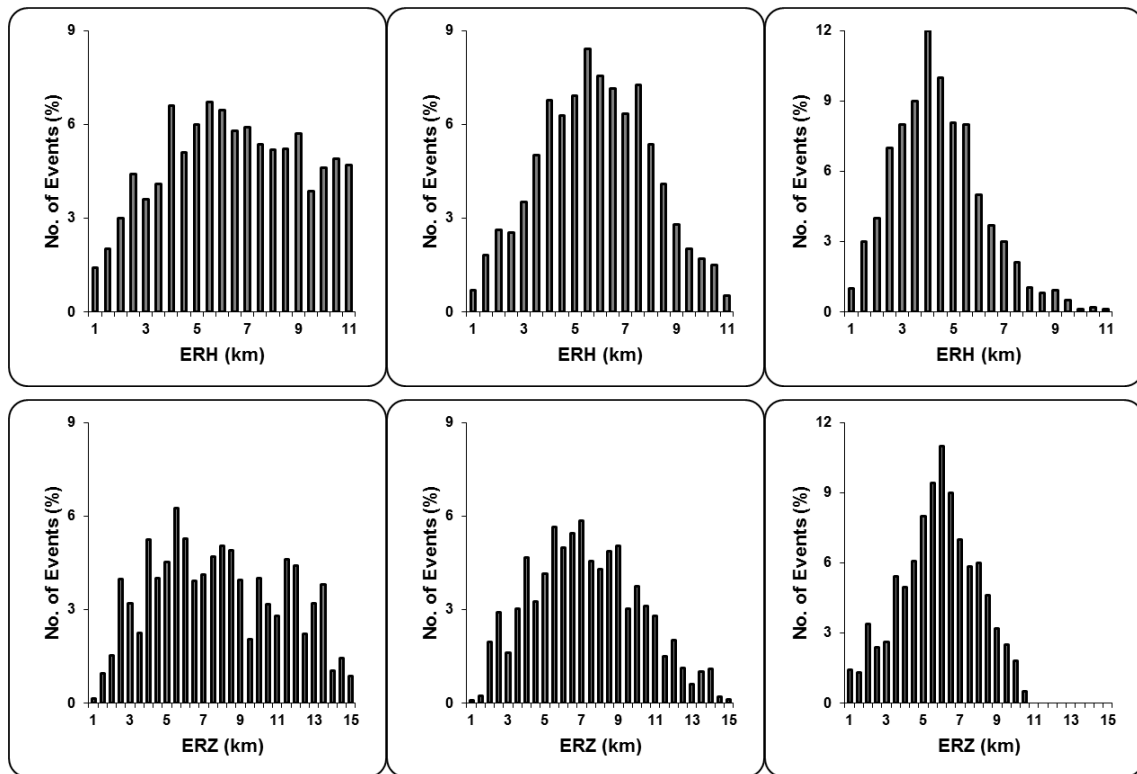
مکان‌یابی اولیه و نهایی یک دسته از زمین‌لرزه‌ها با دو نوع داده مختلف (داده‌های همبستگی مقاطع و داده‌های قرائت شده) در شکل ۱۱ نشان داده شده است. این دسته که در حاشیه شبکه قرار دارد و بعضی از زمین‌لرزه‌های آن با آزمون بیش از ۱۸۰ درجه می‌باشند، بهبود قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهند. این بهبود مکان‌یابی کم و بیش در داده‌های قرائت شده نیز وجود دارد؛ ولی با اینکه در هر دو حالت پارامترهای روش حل معادلات یکسان بوده‌اند، داده‌های همبستگی، خطای کمتری دارند. متوسط

جدول ۲. اطلاعات مربوط به دسته‌ای از زمین‌لرزه‌های نشان داده شده در شکل ۱۱. میزان نوسان یا انتقال مکان زمین‌لرزه‌ها طی حذف اتفاقی بعضی از ایستگاه‌ها و یا تعدادی از زمین‌لرزه‌ها به عنوان خطای نوسان مکان‌یابی در نظر گرفته می‌شود.

Cross Section	No. of Events	No. of P Phases	No. of S Phases	Average Epicentral Error		Average Depth Error		Average Hypocentral Shift
				Initial	Final	Initial	Final	
AA'	96	830	511	6	3	7	3.2	3



شکل ۱۱. شکل‌ها به ترتیب از چپ به راست مکان‌یابی اولیه و نهایی دسته‌ای از زمین‌لرزه‌ها با دو نوع داده مختلف (داده‌های همبستگی متقاطع (شکل وسط) و داده‌های قرائت شده (شکل راست)) و مربوط به مقطع AA' نشان داده شده در شکل‌های ۹ و ۱۰. به ترتیب از بالا به پایین پراکندگی رومرکزی، عمق در راستای طول جغرافیایی و در راستای مقطع مورد نظر نشان داده شده است. میزان خطا با خطوط سیاه مشخص شده که مقدار متوسط آنها نیز در جدول ۲ آمده است.



شکل ۱۲. توزیع آماری خطای رومرکزی (قطعه‌های بالا) و عمق زمین‌لرزه‌ها (قطعه‌های پایین) با استفاده از سه نوع داده مختلف. شکل‌ها به ترتیب از چپ به راست مربوط به داده‌های حاصل از قرائت فازی صورت گرفته در مرکز لرزه‌نگاری کشوری، قرائت فازی صورت گرفته در مطالعه حاضر و داده‌های همبستگی متقاطع می‌باشند. به بهبود روند کاهش خطاها از چپ به راست توجه شود.

۸ نتایج

دقت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها تحت تأثیر چندین عامل مهم قرار دارد و توسط هندسه شبکه لرزه‌نگاری، فازهای قابل دسترس، قرائت فازی مناسب و آگاهی از ساختار پوسته کنترل می‌شود. می‌توان خطای ناشی از قرائت فازها را با روش‌هایی همچون همبستگی متقاطع امواج کاهش داد.

در این مطالعه، با توجه به سرچشمه خطاهای احتمالی از دو منبع اصلی مدل پوسته و قرائت فازی، بعد از قرائت مجدد فازها، نخست با استفاده از روش همبستگی متقابل، خطای قرائت فازی تا حد امکان کاهش داده شد. سپس با استفاده از روش مکان‌یابی نسبی اختلاف زمانی دوگانه به مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌های منطقه البرز پرداخته شد. در این راستا، نخست همه شکل موج‌های موجود بررسی شد و همه زمان رسید فازهای P روی مؤلفه قائم و فاز S نیز

روی مؤلفه شعاعی قرائت شدند. در کل بانک داده، ۳۵۴۸۹ فاز P و ۲۷۸۳۱ فاز S به صورت چشمی مربوط به ۴۱۵۲ رویداد در بازه زمانی مذکور قرائت شدند. با توجه به نسبت سیگنال به نوفه در اطراف فازهای قرائت شده، از روی نسبت ریشه میانگین مربعات دامنه موج به اندازه ۰/۵ ثانیه قبل و ۱ ثانیه بعد از قرائت فاز، وزن ۰ تا ۱ برای فازها ایجاد شد و با استفاده از روش جک‌نایف، همه زمین‌لرزه‌ها فرآیند مکان‌یابی اولیه را تجربه کردند. همبستگی متقابل برای تمام جفت زمین‌لرزه‌ها با فاصله میان‌رویدادی ۱۰ کیلومتری در هر ایستگاه و در دسته‌های مجزا با پنجره‌های زمانی متفاوت انجام گرفت و زمان مربوط به بیشترین ضریب همبستگی به عنوان زمان تأخیری انتخابی برای جفت زمین‌لرزه ذیربط در نظر گرفته شد. نکته مهمی که در همبستگی شکل موج‌ها اهمیت دارد این است که ۱۱

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای در اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز این پژوهش تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- حسامی، خ، جمالی، ف. و طبسی، ح.، ۱۳۸۲، نقشه گسل‌های فعال ایران: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- 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.
- Aki, K., and Richards, P. G., 1980, *Quantitative Seismology: Vol. 2*, W. H. Freeman, New York.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran: *Tectonophysics*, **395**, 193-208.
- Baer, M. and Kradolfer, U., 1987, An automatic phase picker for local and teleseismic events: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77**, 1437-1445.
- Billings, S. D., Sambridge, M. S., and Kennet, B. L. N., 1994, Errors in hypocenter location: Picking, Model, and Magnitude dependence: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 1978-1990.
- Deichmann, N., and Garcia-Fernandez, M., 1992, Rupture geometry from high-precision relative hypocenter locations of microearthquake clusters: *Geophysical Journal International*, **110**, 501-517.
- Doloei, J. and Roberts, R., 2003, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions: *Tectonophysics*, **334**, 115-133.
- Frechet, J., 1985, *Sismogene'se et doublets sismiques: The'se d'Etat, Universite ' Scientifique et Me'dicale de Grenoble*, 206pp.

درصد همبستگی‌ها با ضرایب بیش از ۰/۹ زمین‌لرزه‌های تکرارپذیر هستند که می‌توانند در کالیبره کردن ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده قرار گیرند. از طرف دیگر، می‌توان نتیجه گرفت که متوسط زمان تأخیری ۰/۳۲ ثانیه به طور تلویحی اشاره به متوسط خطای قرائت فازی در این مطالعه دارد و تنها ۴ درصد قرائت‌ها از دقت زیادی برخوردارند. همین فرآیند را می‌توان برای ارزیابی کیفیت داده‌برداری شبکه‌های لرزه‌نگاری به کار گرفت.

با استفاده از میزان زمان تأخیر و ضریب همبستگی همه رویدادها، فایل داده‌های همبستگی متقابل برای مکان‌یابی نسبی آماده شده و زمین‌لرزه‌ها با استفاده از این نوع داده به صورت مجزا دوباره مکان‌یابی شدند. با توجه به مکان-یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها و مقایسه نتایج به وضوح مشاهده شد که مکان زمین‌لرزه‌ها به طور قابل ملاحظه‌ای بهبود یافته‌اند. این موضوع تا اندازه‌ای مرهون استفاده از روش مؤثر همبستگی متقابل شکل‌موج‌ها در جهت بهبود قرائت فازی بوده است. البته به دلیل این موضوع، که حداقل از لحاظ مکان رومرکزی، مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها از کیفیت مناسبی برخوردارند، انتظار می‌رفت که بهبود مکان‌یابی‌ها بیشتر در عمق زمین‌لرزه‌ها اتفاق افتد.

در این مطالعه، پایگاه داده‌ای قابل اعتماد برای منطقه مورد مطالعه تهیه شده است که می‌تواند مبنای تحقیقات بیشتر در زمینه زلزله‌شناسی قرار گیرد. این پایگاه داده می‌تواند با مدل پوسته جدید حاصل از همین داده‌ها و با همبستگی متقاطع امواج S نیز بازیابی شود که بی‌تردید بیش از پیش باعث بهبود مکان زمین‌لرزه‌ها خواهد شد. همبستگی متقاطع امواج S پیچیدگی‌هایی دارد و به دلیل تلفیق با امواج P راهکارهای مناسبی را می‌طلبد که هدف مطالعات آتی نگارندگان در این زمینه خواهد بود.

- Prieto, G., Thomson, D., Vernon, F., Shearer, P., and Prker, R., 2007, Confidence intervals for earthquake source parameters: *Geophysical Journal International*, **168**, 1227–1234, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03257.x.
- Schaff, D., Bokelmann, G., Ellsworth, W., Zankerka, E., Waldhauser, F., and Beroza, G., 2004, Optimizing Correlation Techniques for Improved Earthquake Location: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**(2), 705–721.
- Schaff, D., and Waldhauser, F., 2005, Waveform Cross-Correlation-Based Differential Travel-Time Measurements at the Northern California Seismic Network: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**(6), 2446–2461.
- Waldhauser, F., 2001, HypoDD- A program to compute double-difference earthquake location algorithm: metod and application to Northern Hayward fault, California: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 1353-1368.
- Waldhauser, F., and Schaff, D., 2008, Large-scale relocation of two decades of northern California seismicity using cross-correlation and double-difference methods: *Journal of Geophysical Research*, 113, no. B08311, doi 10.1029, 2007JB005479.
- Gomberg, J. S., Shedlock, K. M., and Roecker, S.W., 1990, The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80**, 1605–1628.
- Got, J. L., Frechet, J., and Klein, F. W., 1994, Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea: *Journal of Geophysical Research*, **99**(15), 375–15, 386.
- Kuperkoch, L., Meier, T., Lee, J., Friederich, W., and EGELADOS Working Group , 2010, Automated determination of P-phase arrival times at regional and local distances using higher order statistics: *Geophysical Journal International*, **181**, 1159–1170, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04570.x.
- Menke, W., and Schaff, D., 2004, Absolute Earthquake Locations with Differential Data: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**(6), 2254-2264.
- Pavlis, G. L., 1992, Appraising relative earthquake location errors: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**, 836–859.
- 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, *Journal of Geophysical Research*, **89**, 5719–5731.

Improving locations of earthquakes along the Central Alborz, Iran, using waveform cross-correlation-based time delays

Ali Asghar Mottaghi^{*1}

¹Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

(Received: 18 October 2015, Accepted: 10 December 2016)

Summary

In this study, a complete waveform database of Alborz and its surroundings was processed so as to ameliorate the locations of the earthquakes and obtain an enhanced picture of the past decade's seismicity distribution.

In the first step of this study, P- and S-wave arrival times were manually re-picked at 41 stations extending from 33° N to 37° N and from 48° E to 54° E. Our initial locations, including 4152 events, were implemented using Jackknife resampling method, normally employed for statistical inference. This up-to-date technique reliably estimates hypocentral errors by deleting one observation at a time. In order to ensure that the relocation would provide valid results, only events that met certain criteria were selected. The selection criteria were (1) largest primary azimuthal gap between stations less than 210°, (2) arrival time residuals less than 1 s, (3) number of recording stations no less than 6, and (4) initial event uncertainty in epicenter and depth of less than 10 km.

The second step of this study focused on improving the arrival time pickings of event pairs utilizing P-wave cross-correlation-based time delays. Correlated events are those occurring within a few kilometers of one another to generate similar waveforms. All event pairs with separation distances less than 10 kilometers were processed. The differential times of event pairs with corresponding travel time residuals for all observations were combined into a system of linear equations and weighed based on the quality of arrival time picks. We computed a total of more than 280000 P-wave differential times and selected waveform pairs with coefficients of 0.7 or larger.

In the third step, to minimize the effect of inaccurate velocity structure, we applied the double-difference location approach. The algorithm, hypoDD, determines relative locations within clusters of closely spaced events using double-difference method developed by Waldhauser and Ellsworth (2000). By relocating merely closely spaced events, this algorithm ameliorates relative location accuracy along with reducing the effects of unmodeled velocity structure. The nearest neighbor approach was applied so as to link events using a maximum search radius of 10 km and a minimum number of 8 links. Event linkage strongly controls how the dataset is broken into clusters for relative relocation in hypoDD. For example, a single link between two closely spaced events, but perhaps occurring along different faults, causes all linked events to collapse into a single cluster rather than forming two clusters. Because of the relatively small number of stations recording each event and due to the closely spaced known faults in Alborz region, we, instead, visually prescribed cluster identification. In this way, we used such essential documentary sources as seismotectonic maps, the hypocenter locations of seismic events in the initial locating procedure, and the expansion of the major faults.

The distribution of 2409 relocated events delineated more coherent features, and in general, the relative relocations increased the agreement with major active faults. The absolute and relative relocations discussed in the present research are an improvement because of either the carefully re-picked P- and S-wave arrival times or the applied appropriate waveform phase-picking algorithm.

Keywords: earthquake location, waveform cross-correlation