

توموگرافی دوبعدی سرعت امواج حجمی فشارشی در پوسته فوقانی با استفاده از زمین‌لرزه‌های محلی شمال باختر ایران

فرزام فیض‌آقایی^۱، سیدخلیل متقی^{۲*}، محمد تاتار^۳، عبدالرضا قدس^۴ و علی مرادی^۵

^۱کارشناس ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران
^۲استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران
^۳دانشیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۴دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران
^۵استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۰۱، تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۷/۱۰)

چکیده

در این پژوهش با استفاده از زمان سیر امواج حجمی P ثبت شده از زمین‌لرزه‌های محلی، توزیع دوبعدی ساختار سرعتی در پوسته بالایی شمال باختر ایران تعیین شده است. وجود خطای زیاد در تعیین عمق رویدادها سبب می‌شود تا تنها تغییرات جانبی سرعت بررسی شود و از تغییرات عمقی آنها صرف‌نظر گردد. برای این مطالعه، از چندین مجموعه داده شامل داده‌های ایستگاه‌های دائمی شبکه تبریز، وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (۱۹۹۶ تا ۲۰۱۳ میلادی)، داده‌های ایستگاه‌های موقت نصب شده توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (در بازه زمانی آوریل تا جولای ۲۰۰۴ میلادی) و داده‌های ایستگاه‌های موقت نصب شده توسط دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان (۲۰۰۹ تا ۲۰۱۱ میلادی) استفاده شده است. از کل زمین‌لرزه‌های ثبت شده، تنها ۹۴۰ زمین‌لرزه برای توموگرافی انتخاب شدند. در این پژوهش، ابتدا یک مدل اولیه سرعت به همراه یک برآورد اولیه برای ضریب‌های زمین‌لرزه‌ها (شامل مکان و زمان وقوع زمین‌لرزه) تعیین و سپس مقدار تأخر و یا تقدم زمانی فازهای دریافتی توسط ایستگاه‌ها نسبت به مقدار پیش‌بینی شده توسط مدل اولیه محاسبه شده است. این مقادیر توسط برنامه SIMULPS14 به مدل سرعتی دوبعدی برگردانده شده و یک تفاوت آشکار در ساختار سرعتی در دو طرف گسل شمال تبریز را آشکار نموده است. علاوه بر آن، یک بی‌هنجاری کم‌سرعت در قسمت مرکزی گسل شمال تبریز مشاهده می‌شود که با ضخامت زیاد رسوبات در آن ناحیه متناسب است.

واژه‌های کلیدی: توموگرافی زمین‌لرزه‌های محلی، ساختار سرعت، برنامه SIMULPS14، گسل شمال تبریز

۱ مقدمه

منطقه شمال باختر ایران بخشی از فلات ایران-ترکیه است که از نظر جغرافیایی در میان نوارهای روراند کوه‌های قفقاز در شمال و زاگرس در جنوب قرار گرفته است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). این منطقه که بخشی از مرز برخوردی صفحات اوراسیا و عربی محسوب می‌شود (بربریان و یتس، ۱۹۹۹) به لحاظ لرزه‌خیزی بسیار مستعد است و گسل‌های فعالی چون گسل شمال تبریز را در خود جای داده است (بربریان، ۱۹۷۶). گسل شمال تبریز یکی از مهمترین گسل‌های ایران محسوب می‌شود و بخشی از تنجش ناشی از برخورد قاره قاره در فلات ایران-ترکیه توسط این گسل جذب می‌شود (کورشین و همکاران، ۱۹۹۷). علاوه بر آن، شمال باختر ایران قسمتی از کمان آتشفشانی ارومیه-دختر را تشکیل می‌دهد که آتشفشان‌های فعالی را مانند سهند و سبلان در خود جای داده است. وجود چشمه‌های آب گرم در اطراف آتشفشان‌های سهند و سبلان نشانی از وجود منابع ماگمایی در نزدیکی سطح زمین در این مناطق است. در مقایسه با اهمیت و پیچیدگی منطقه شمال باختر ایران، مطالعات محلی کمی در این منطقه صورت گرفته است. بیشتر مطالعات موجود درباره شمال باختر ایران، مطالعاتی منطقه‌ای و بزرگ‌مقیاس بر روی فلات ایران-ترکیه بوده که ساختارهای عمیق را مورد بررسی قرار داده‌اند (مگی و پرستلی، ۲۰۰۵؛ سندول و همکاران، ۲۰۰۱؛ اللزکی و همکاران، ۲۰۰۴). در تحقیق حاضر، پژوهشی متمرکز در شمال باختر ایران بر روی ساختار پوسته بالایی در منطقه صورت گرفته تا درک بهتری از تغییرات ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه حاصل شود. از جمله مطالعات انجام شده می‌توان به پژوهش مرادی و همکاران (۲۰۱۱) اشاره کرد. در پژوهش مذکور با استفاده از داده‌های شبکه متراکم موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (۲۰۰۴) ساختاری یک‌بعدی از سرعت در راستای عمق (در مقیاس

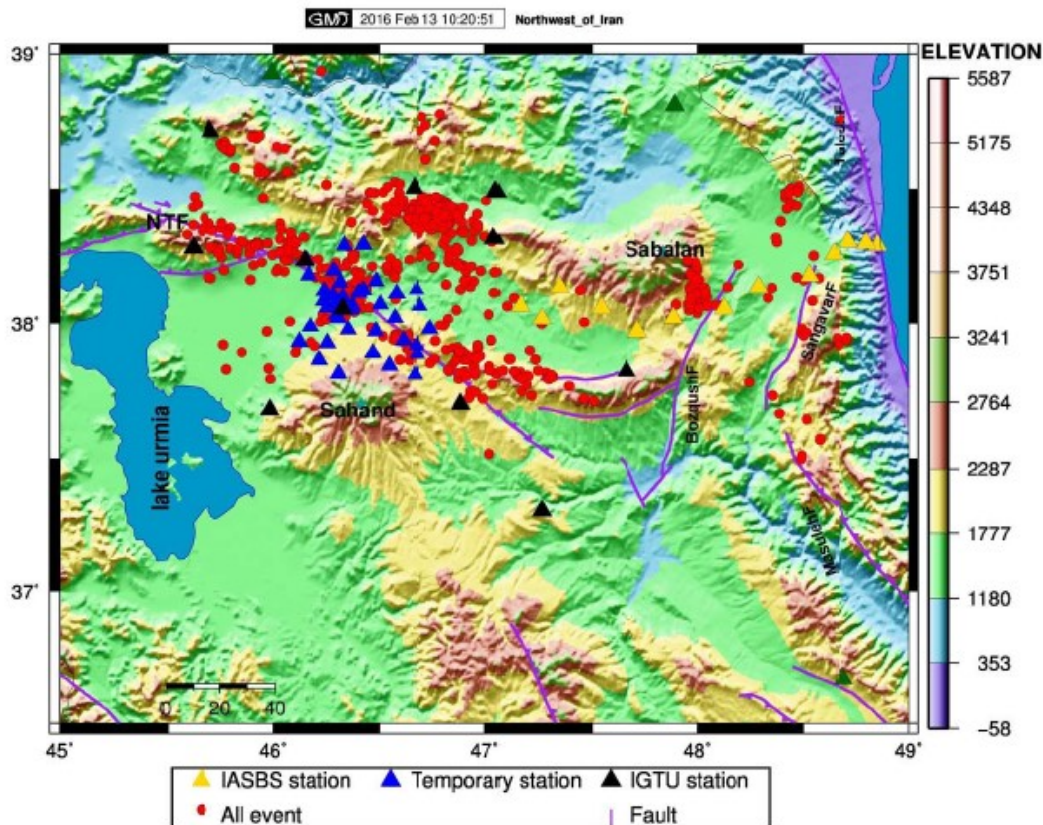
پوسته) همراه با لرزه‌خیزی در منطقه به‌دست آمد که در این پژوهش از نتایج این مطالعه استفاده شده است. عمده‌ترین هدف با توجه به توزیع رویدادها و ایستگاه‌ها در منطقه مورد مطالعه، بررسی ساختار سرعتی در اطراف گسل شمال تبریز و تأثیر آن بر روی ساختارهای مجاور گسل است. بررسی ساختارهای مجاور کوه‌های آتشفشانی سهند و سبلان هدف بعدی است و تا آنجا که مدل سرعتی به‌دست آمده از اعتبار لازم برخوردار بوده، ساختارهای زیر سطحی این آتشفشان‌ها شناسایی شده است.

۲ داده‌های مورد استفاده

یکی از دلایل کمبود مطالعات محلی در منطقه شمال باختر ایران، نبود داده‌های محلی با کیفیت در این منطقه بوده است. در این پژوهش، داده‌برداری شبکه متراکم موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در اطراف گسل شمال تبریز، که در بازه زمانی ۲۴ آوریل ۲۰۰۴ تا ۲۴ جولای ۲۰۰۴، به‌ثبت داده مشغول بوده و با تلفیق آن با داده‌های شبکه تبریز، متعلق به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، این مشکل تا حدودی حل شده است. شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله شبکه‌ای متراکم است که از ۴۱ ایستگاه لرزه‌نگاری در حد فاصل عرض جغرافیایی $37/8^{\circ}$ شمالی و $38/3^{\circ}$ شمالی و طول جغرافیایی $45/7^{\circ}$ خاوری و $46/1^{\circ}$ خاوری با فاصله بین ایستگاهی حدود ۱۰ کیلومتر تشکیل شده است. این شبکه گسل شمال تبریز را به‌خوبی پوشش داده است و زمین‌لرزه‌هایی روی داده بر روی این گسل، توسط این شبکه به‌خوبی ثبت شده‌اند. شبکه لرزه‌نگاری دیگر، شبکه دائمی تبریز است که از سال ۱۹۹۶ میلادی در منطقه نصب شده و داده‌های آن تا سال ۲۰۱۳ مورد استفاده قرار گرفته است. در حال حاضر، ۱۱ ایستگاه در این شبکه مشغول داده‌برداری هستند که با فاصله تقریبی حدود ۵۰ کیلومتر از یکدیگر در حد فاصل

آتشفشانی سبلان و سهند تا خاور دریاچه ارومیه ادامه دارد. از تعدادی ایستگاه پراکنده مانند ایستگاه‌های دائم پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و یک ایستگاه از شبکه ارمستان نیز استفاده شده است. در مجموع، از داده‌های ثبت شده توسط ۷۲ ایستگاه استفاده شد که در طی فعالیتشان بیش از بیست هزار زمین‌لرزه محلی را ثبت کرده‌اند که از این میان ۹۴۰ رویداد، برای انجام توموگرافی دوبعدی انتخاب شدند. شرایط لازم برای انتخاب یک رویداد به تفصیل در بخش ۳ توصیف شده است. موقعیت ایستگاه‌ها، منطقه مورد مطالعه و رومرکز زمین‌لرزه‌های منتخب در شکل نشان داده شده است.

عرض جغرافیایی ۳۷ تا ۳۹ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۵ تا ۴۸ درجه خاوری نصب شده‌اند و به طور عمده فعالیت لرزه‌خیزی گسل شمال تبریز را ثبت می‌کنند. علاوه بر اینها، یک شبکه لرزه‌نگاری موقت دیگر، شامل ۲۳ ایستگاه باند پهن و متوسط، در بازه زمانی سال‌های ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۲، توسط دانشکده علوم زمین دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، در شمال باختر ایران، نصب و راه‌اندازی شده است. ایستگاه‌های این شبکه در امتداد یک خط تقریباً راست با جهت‌گیری خاوری-باختری قرار گرفته‌اند. این شبکه، از ساحل آستارا آغاز و با عبور از ارتفاعات تالش، گسل شمال تبریز و مناطق



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه که در آن مثلث‌های آبی موقعیت ایستگاه‌های شبکه موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، مثلث‌های سیاه ایستگاه‌های شبکه دائمی تبریز وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مثلث‌های زرد ایستگاه‌های شبکه موقت وابسته به دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، مثلث‌های سبز ایستگاه‌های پراکنده، دایره‌های قرمز زمین‌لرزه‌های محلی و خطوط بنفش گسل‌های شناخته شده در منطقه است.

۳ آماده‌سازی داده‌ها و ویژگی‌های آن پیش از انجام توموگرافی

در انتخاب زمین‌لرزه‌ها شرایط زیر ملحوظ شده‌اند:

- ثبت زمین‌لرزه‌ها حداقل توسط چهار ایستگاه؛
- گاف آزیموتی کمتر از ۲۰۰ درجه؛
- بزرگای بیش از ۲ همه زمین‌لرزه‌ها در مقیاس محلی؛
- عدم قطعیت مکان‌یابی در راستای طول و عرض جغرافیایی کمتر از ۳ کیلومتر؛
- عدم قطعیت مکان‌یابی در راستای عمقی برای توموگرافی دوبعدی کمتر از ۱۰ کیلومتر؛
- باقیمانده (پسماند) زمان‌رسید برای هر فاز دریافتی کمتر از یک ثانیه؛
- Rms مربوط به زمان باقیمانده زمان‌رسید فازها کمتر از نیم ثانیه؛
- ژرفای همه زمین‌لرزه‌ها کمتر از ۳۰ کیلومتر؛
- دارا بودن زمین‌لرزه‌ها حداقل با ۵ قرائت فاز Pg و Sg و در همه رویدادها وجود حداقل یک قرائت از فاز Sg؛
- نگهداری فقط فازهای Pg و Sg در این مجموعه از داده‌ها، حذف دیگر فازها و حذف ایستگاه‌های دریافت کننده فاز Sg (در این پژوهش از فاز Sg به‌طور مستقیم در مدل‌سازی استفاده نشده، بلکه از تفاضل زمان‌سیر آن با فاز Pg استفاده شده است).
- در مرحله بعد به‌منظور حذف داده‌های بی‌ارزش و به‌دست آوردن ضریب‌هایی نظیر سرعت متوسط برای فاز Pg و نسبت متوسط V_p/V_s در منطقه، منحنی‌های زمان‌سیر رسم شد (شکل ۲) و از روی آنها داده‌های بی‌ارزش، حذف و از معادله خطوط برازش شده، ضریب‌های مورد نیاز به‌دست آمد. پس از حذف همه داده‌های بی‌ارزش برای انجام توموگرافی دوبعدی، ۵۸۵۸ فاز Pg و ۲۷۹۱ فاز Sg باقی ماند که برای فرآیند مدل‌سازی مورد

استفاده قرار گرفت.

در شکل ۲-الف نمودار زمان سیر فاز Pg بر حسب فاصله کانونی (ستاره‌های آبی) رسم و خطی مستقیم بر آنها برازش شده است (خط قرمز). عکس شیب این خط، سرعت متوسط فاز Pg را برابر $6/02$ کیلومتر بر ثانیه نشان می‌دهد که بر مبنای رابطه (۱) تعریف می‌شود (استین و ویسشن، ۲۰۰۳):

$$H = V_p^* (T_p) \Rightarrow V_p = 6.02 \left(\frac{\text{Km}}{\text{sec}} \right), \quad (1)$$

که H فاصله کانونی زمین‌لرزه از ایستگاه، V_p سرعت متوسط فاز Pg و T_p زمان سیر فاز Pg است.

در شکل ۲-ب مقادیر باقیمانده روی نمودار نشان داده شده است. حداکثر فاصله زمانی بین نقاط و خط برازش شده یک ثانیه است و فازهای با خطای بزرگتر از یک ثانیه حذف شده‌اند. در شکل ۲-ج نیز نمودار اختلاف زمان سیر فازهای Sg و Pg بر حسب مسافت کانونی طی شده این فازها (ستاره‌های آبی) و خطی که بر آنها برازش شده (خط قرمز) نشان داده شده است. در این نمودار نیز حداکثر خطا یک ثانیه است. از روی این نمودار و بر اساس مقداری که برای متوسط سرعت Pg از روی نمودار (۲-الف) به‌دست آمد مقدار متوسط سرعت Pg نسبت به $Sg (V_p/V_s)$ با توجه به رابطه (۲)، $1/74$ به‌دست آمد که با مقدار $(1/74)$ به‌دست آمده از مطالعات مرادی و همکاران (۲۰۱۱) همخوانی دارد. بر مبنای این رابطه، (استین و ویسشن، ۲۰۰۳):

$$(t_s - t_p) = \left(\frac{V_p - V_s}{V_p V_s} \right) \Rightarrow \frac{V_p}{V_s} = 1.74, \quad (2)$$

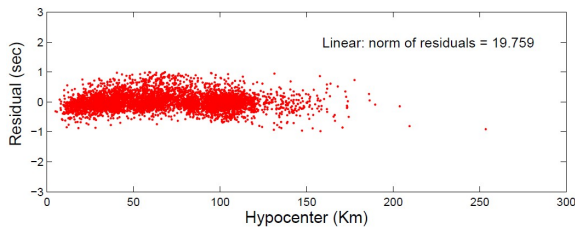
که T_s زمان سیر فاز Sg، T_p زمان سیر فاز Pg، V_p سرعت متوسط فاز Pg، V_s سرعت متوسط فاز Sg و H فاصله کانونی زمین‌لرزه از ایستگاه است.

دارد. بر مبنای این رابطه (استین و ویسشن، ۲۰۰۳):

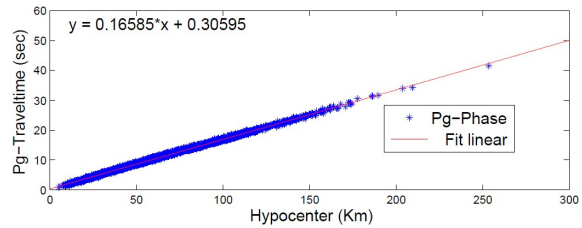
$$(t_s - t_p) = \left[\frac{V_p}{V_s} - 1 \right] (t_p - t_0) \Rightarrow \frac{V_p}{V_s} = 1.74, \quad (3)$$

که T_s زمان سیر فاز Sg ، T_p زمان سیر فاز Pg ، V_p سرعت متوسط فاز Pg ، V_s سرعت متوسط فاز Sg و t_0 زمان وقوع زمین‌لرزه است.

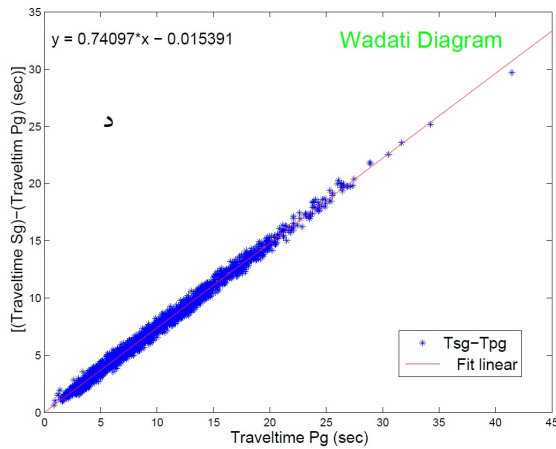
شکل ۲-د، نموداری است که در آن اختلاف زمان سیر فازهای Sg و Pg بر حسب فاصله کانونی رسم (ستاره‌های آبی) و خطی مستقیم بر آن برازش شده است. این نمودار به نمودار واداتی معروف است. در این نمودار هم، حداکثر خطا یک ثانیه است و خطاهای بزرگتر حذف شده‌اند. از روی نمودار واداتی و رابطه (۳) مقدار متوسط برای نسبت (V_p/V_s) به‌طور مستقیم $1/74$ به‌دست می‌آید که با مقدار به‌دست آمده از روی نمودار (ج) همخوانی



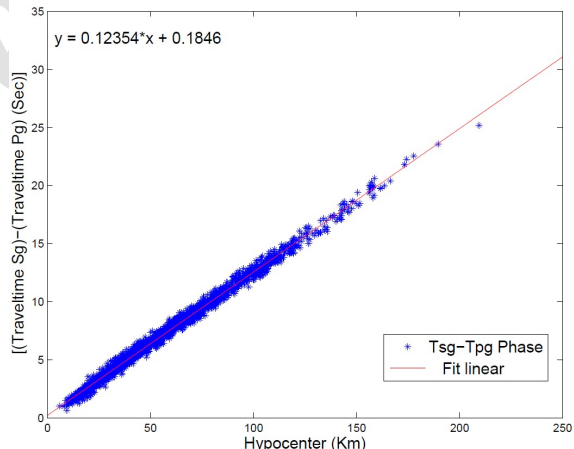
(ب)



(الف)

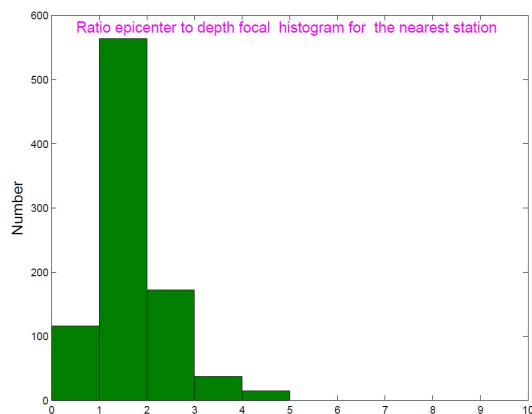


(د)



(ج)

شکل ۲. (الف). نمودار زمان‌سیر فاز Pg بر حسب مسافت طی شده (ستاره‌های آبی) و خط راستی که بر آنها برازش شده (خط قرمز)، بر اساس این نمودار سرعت متوسط برای فاز Pg برابر $6/02$ کیلومتر بر ثانیه است. (ب). اختلاف زمانی مقادیر مشاهده‌ای نسبت به خط برازش شده تحت عنوان زمان باقیمانده. (ج). نمودار اختلاف زمان‌سیر فازهای Sg و Pg بر حسب مسافت کانونی که این فازها طی کردند (ستاره‌های آبی) و خطی که بر آنها برازش شده (خط قرمز)، بر اساس این نمودار و مقدار سرعت متوسطی که برای فاز Pg از روی نمودار الف به‌دست آمد، مقدار متوسط نسبت V_p/V_s برابر $1/74$ است. (د). نمودار واداتی که در آن اختلاف زمان‌سیر فازهای Sg و Pg بر حسب فاصله کانونی فاز Pg رسم شده است (ستاره‌های آبی)، خط قرمز رنگ خط برازش شده را نشان می‌دهد. بر اساس این نمودار مقدار متوسط نسبت V_p/V_s نیز $1/74$ به‌دست آمد.



شکل ۳. نمودار هیستوگرام نسبت فاصله رومرکزی زمین‌لرزه‌ها از نزدیکترین ایستگاه به عمق کانونی آنها. ملاحظه می‌گردد که این نسبت فقط برای تقریباً ۱۲۰ رویداد برابر و یا کمتر از یک است و برای بقیه زمین‌لرزه‌ها بیشتر از آن است که نشان می‌دهد وضعیت عمقی اکثر رویدادها مطلوب نیست.

۲-۴ مدل سرعت اولیه

در پژوهش حاضر برای انجام توموگرافی دوبعدی از یک نیم فضای همگن به عنوان مدل سرعتی اولیه استفاده شده است. مقدار سرعت در این نیم‌فضا بر مبنای مقدار متوسط سرعت Pg (۶/۰۲ کیلومتر بر ثانیه) است که از روی شکل ۲-الف در بخش ۳ به دست آمد. قید دیگر برای تعیین این سرعت، هیستوگرام زمان‌سیر باقیمانده‌هاست (شکل ۴). اگر سرعت ۶/۰۲ کیلومتر بر ثانیه به نیم‌فضا نسبت داده شود، شکل زنگوله‌ای هیستوگرام زمان باقیمانده حول صفر متقارن نمی‌شود؛ بلکه حول ۰/۲ ثانیه متقارن می‌شود (شکل ۴-الف). با کاهش مقدار عدد ۶/۰۲ و رساندن آن به مقدار ۵/۸۸ کیلومتر بر ثانیه، شکل زنگوله‌ای هیستوگرام زمان باقیمانده دارای تقارن حول صفر می‌شود (شکل ۴-ب). در نتیجه، مقدار سرعت نیم‌فضا برابر با ۵/۸۸ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شد.

۴ تعیین ضریب‌های وارون‌سازی

برای انجام توموگرافی با استفاده از برنامه Simulps14 (اوم و تربر، ۱۹۸۷؛ ابرهاتر فیلیپ، ۱۹۸۶؛ ابرهاتر فیلیپ، ۱۹۹۰) نیاز است که ضریب‌های گوناگونی تنظیم گردد. از ضریب‌های مهمی که بر روی نتایج حاصل از توموگرافی تأثیر قابل توجهی دارند می‌توان به موقعیت اولیه زمین‌لرزه‌ها، مدل اولیه سرعت، درجه‌بندی منطقه مورد مطالعه، تعداد تکرارها و مقدار ضریب‌های میرایی برای انجام وارون‌سازی و میزان وزندهی به فازهای قرائت شده اشاره کرد.

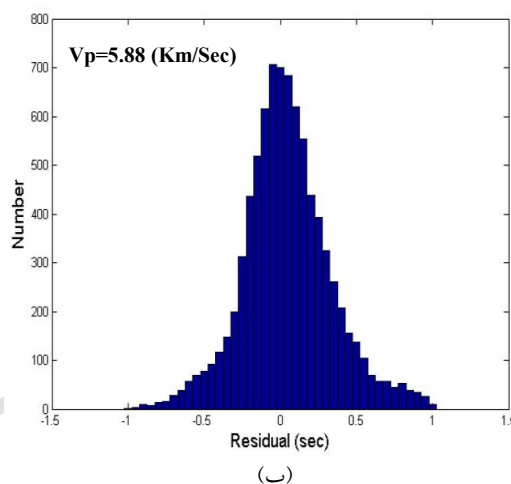
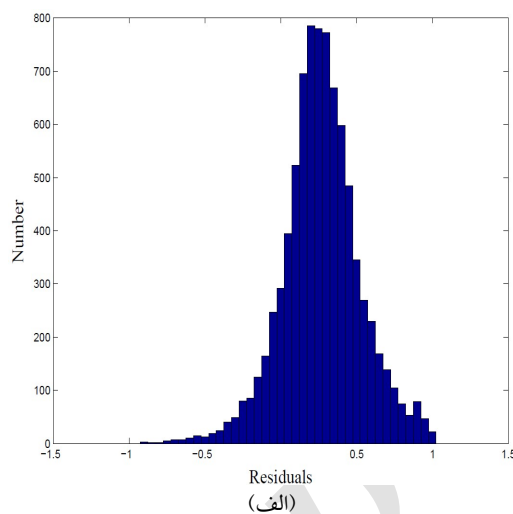
۱-۴ محل اولیه کانون زمین‌لرزه‌ها

یکی از معیارها برای اعتماد به نتایج نهایی، دقت کافی در تعیین محل اولیه زمین‌لرزه‌های مورد استفاده است. در این پژوهش، رویدادهایی برای مدلسازی انتخاب شده‌اند که خطای رومرکزی کمتر از سه کیلومتر و به لحاظ ژرفای کانونی خطای کمتر از ده کیلومتر داشتند. اگر مکان رومرکزی زمین‌لرزه‌ها دقیق باشد و نسبت فاصله رومرکزی رویداد از نزدیکترین ایستگاه به عمق کانونی رویداد برابر یا کمتر از یک باشد، عمق کانونی آن رویداد با خطای کمی (کمتر از پنج کیلومتر) قابل محاسبه است. در شکل ۳ هیستوگرام این نسبت نشان داده شده است. ملاحظه می‌شود که در حدود ۱۲۰ زمین‌لرزه از این حیث وضعیت خوبی دارند. با وجود این، به منظور بهبود پوشش پرتویی از زمین‌لرزه‌هایی با خطای عمقی بیشتر (تا خطای عمقی حداکثرده کیلومتر) نیز استفاده شده و در عوض مدلسازی تنها در دو بعد و با هدف مطالعه تغییرات جانی مدل سرعتی انجام گرفته است.

پرتوها زیاد بود، مش‌ها نزدیکتر به هم انتخاب شدند. فاصله مش‌ها در راستای X، ۱۵، ۲۰ و ۳۰ کیلومتر و در راستای Y، ۱۰، ۲۰ و ۶۳ کیلومتر است (شکل ۵). در راستای عمق فقط یک لایه در عمق ۵ کیلومتری قرار داده شده است. در این کار به دلیل توزیع نامتوازن ایستگاه‌ها و پرتوها به ناچار فاصله بین مش‌ها نامنظم انتخاب شد. پوشش پرتوها در اطراف گسل شمال تبریز مناسب است و پرتوهایی هم که از باختر حوضه خزر جنوبی می‌آیند، پوشش پرتویی در این قسمت را بهبود می‌دهند (شکل ۵). علاوه بر پوشش پرتویی خوب در این محدوده، وضعیت ایستگاه‌ها و کانون‌های لرزه‌ای چه به لحاظ تعداد و چه به لحاظ دقت در مکان‌یابی آنها بسیار خوب است؛ به گونه‌ای که خطای مکان‌یابی در محدوده گسل شمال تبریز با وجود شبکه موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله کمتر از دو کیلومتر است.

۴-۴ تعداد تکرار و ضریب میرایی

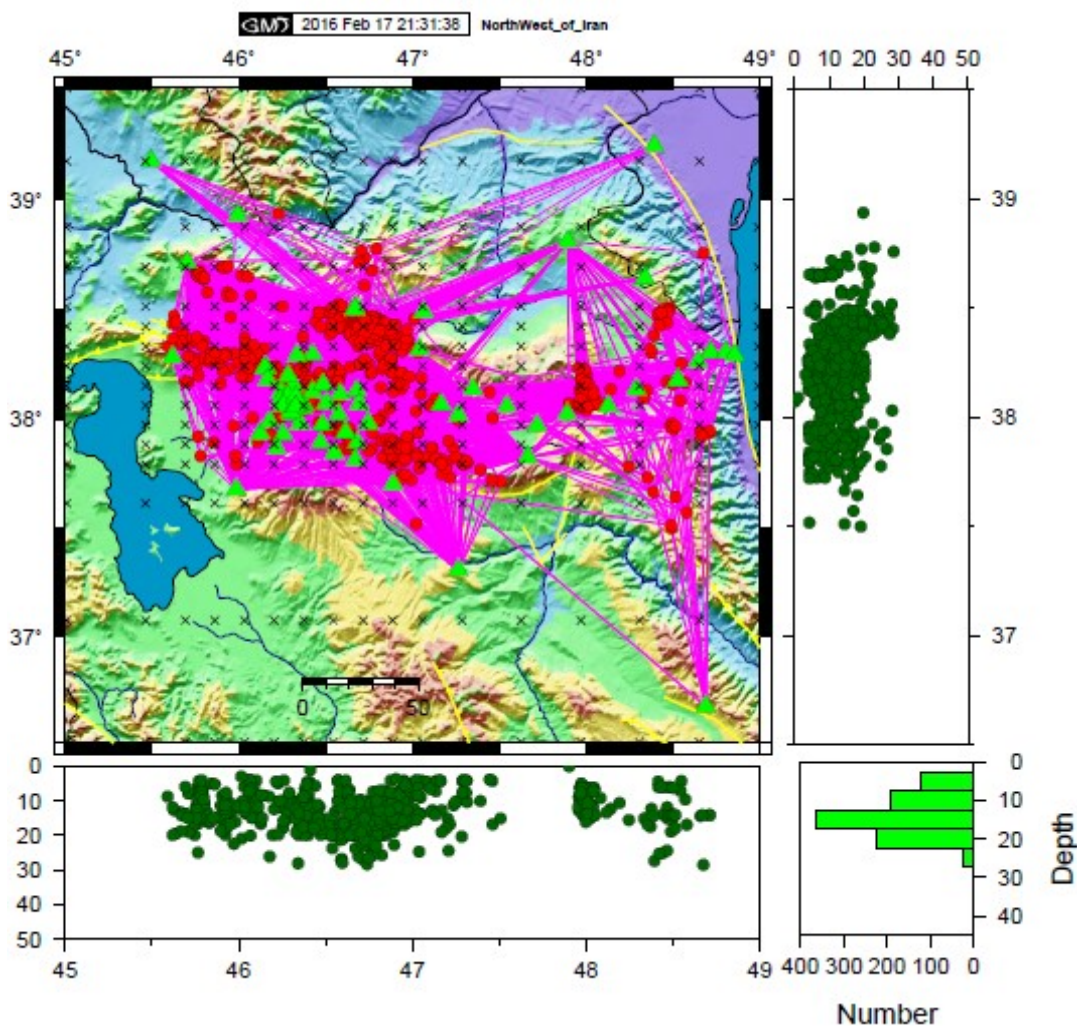
از آنجا که وارون در این پژوهش غیرخطی است پس برای حل مسأله فرآیند تکرار لازم است (منکه، ۱۹۸۹). تعداد تکرار مناسب به گونه‌ای است که بعد از آخرین تکرار، Rms نهایی به حداقل مقدار خود رسیده باشد و تکرارهای بیشتر تغییر زیادی در Rms ایجاد نکند. در شکل ۶-الف تغییرات Rms بعد از هر تکرار نشان داده شده است. در این شکل، خط آبی تغییرات Rms وزن‌دار شده و خط قرمز تغییرات Rms بدون وزن است. در چهارمین تکرار برای هر دو حالت میزان تغییرات Rms به مقداری همگرا شده که تکرار بیشتر، تغییر مهمی در آن ایجاد نمی‌کند و بر اساس این شکل در این پژوهش، فرآیند وارون‌سازی برای مدلسازی، چهار بار تکرار شد.



شکل ۴. (الف) توزیع فراوانی خطا برای سرعت ۶/۰۲ کیلومتر بر ثانیه. (ب) سرعت ۵/۸۸ کیلومتر بر ثانیه. بر اساس این شکل توزیع خطا در حالت ب کاملاً گاوسی (زنگوله‌ای) و متقارن، حول مقدار صفر است. از این رو، توزیع خطا، نرمال است و مدل سرعت ورودی را تأیید می‌کند. بازه تغییرات خطا بین +۱ و -۱ است که مؤید این است که پرتوهای با مقدار باقیمانده زمان‌سیر بزرگتر از یک ثانیه، حذف شده‌اند.

۳-۴ مش‌بندی منطقه

در این پژوهش بر اساس تراکم و پوشش پرتوها (شکل ۵)، بهترین آرایش ممکن برای توزیع گره‌ها در مدل مش‌بندی شده انتخاب شده است. در جاهایی که ایستگاه‌ها و کانون‌های لرزه‌ای به هم نزدیکتر و چگالی



شکل ۵. نقشه پوشش پرتویی در منطقه که در آن خطوط صورتی نشان‌دهنده مسیر رومرکزی پرتوهای فاز P، دایره‌های قرمز مکان رومرکزی زمین‌لرزه‌ها، مثلث‌های سبز ایستگاه‌های مورد استفاده و علائم ضربدر محل گره‌ها را در منطقه نشان می‌دهد. توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها در راستای طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی به ترتیب در داخل کادرهای پایین و سمت راست نقشه با دایره‌های سبز رنگ مشخص هستند. نمودار هیستوگرام عمقی زمین‌لرزه‌ها هم در گوشه پایین سمت راست نمایان است.

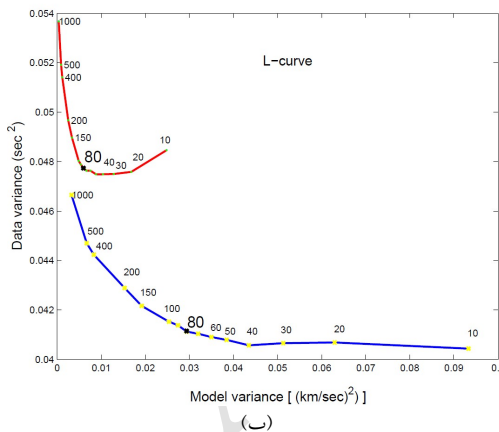
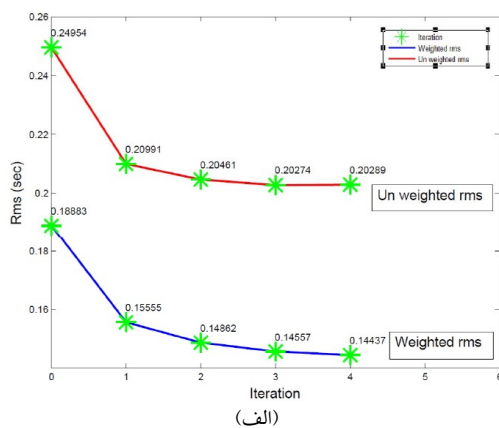
است. منحنی حاضر با تغییرعامل میرایی از ۱۰ تا ۱۰۰۰ ترسیم شده است. با توجه به شکل مشاهده می‌شود که مقدار میرایی ۸۰، مقداری مناسب است.

۵ نتایج حاصل از توموگرافی دوبعدی

وارون‌سازی توسط نرم‌افزار SIMULPS14 به‌طور همزمان برای ضریب‌های سرعت انتشار موج و ضریب‌های مکان و زمان وقوع رویداد انجام می‌شود. از این‌رو، علاوه بر

برنامه SIMULPS14 برای انجام وارون‌سازی از روش کمترین مربعات میراث‌شونده استفاده می‌کند (تربر، ۱۹۸۳؛ تربر، ۲۰۰۳). پس لازم است که ضریب میرایی نیز تعیین گردد. برای تعیین این ضریب، منحنی توازن بین واریانس داده و واریانس مدل با یک و چهار بار تکرار بدون در نظر گرفتن تصحیحات ایستگاهی (شکل ۶-ب) رسم شد (ابرهارت فیلیپ، ۱۹۸۶). در این شکل تغییر واریانس داده و واریانس مدل با تغییر ضریب میرایی نشان داده شده

سبز رنگ قابل مشاهده است. در جاهایی که پوشش ایستگاهی خوب بوده (در محدوده شبکه موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، رویدادهای واقع در ۴۶/۵ تا ۴۷ درجه در شکل ۸-ب، عمق رویدادها تغییر زیادی نکرده و دقت آنها مطلوب ارزیابی می‌شود. میزان تغییرات واریانس باقیمانده زمان‌سیر در شروع و پایان وارون‌سازی در شکل ۹ ارائه شده است.

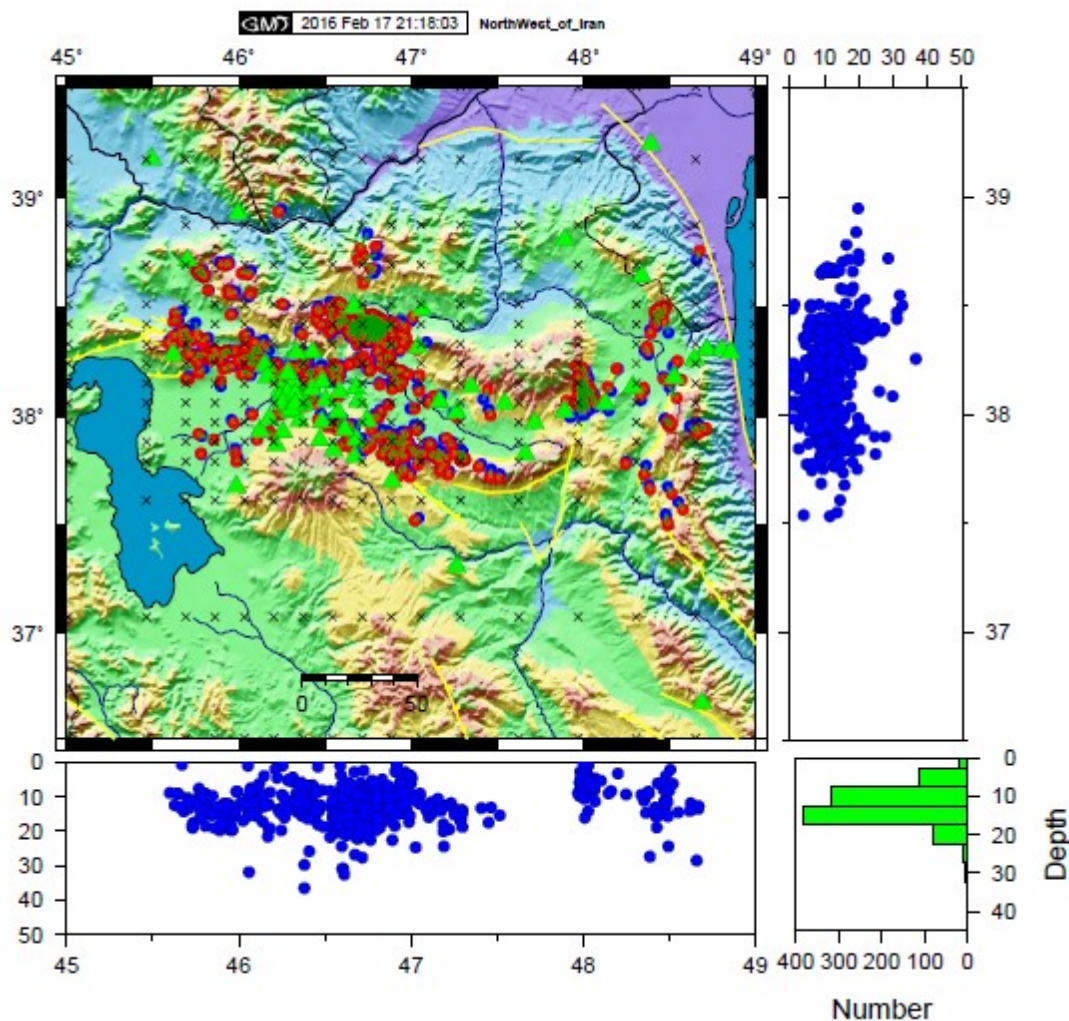


شکل ۶. (الف) نمودار تغییرات Rms در هر تکرار در دو حالت وزن‌دار (خط آبی) و غیر وزن‌دار (خط قرمز). بعد از چهار بار تکرار، تغییرات Rms ناچیز می‌شود و معکوس‌سازی به جواب نهایی همگرا می‌شود. (ب) نمودار واریانس داده‌ها در مقابل واریانس مدل برای انتخاب ضریب میرایی مناسب. خط قرمز با نقاط سبز، منحنی توازن برای یک بار تکرار و خط آبی با نقاط زرد رنگ، منحنی توازن برای چهار بار تکرار نشان می‌دهد. مقدار بهینه ضریب میرایی، ۸۰ است که با نقطه سیاه روی دو نمودار علامتگذاری شده است.

اصلاح مدل سرعتی، مکان و زمان وقوع رویدادها هم توسط برنامه دوباره مکان‌یابی می‌شود. در این بخش، نتایج حاصل از مکان‌یابی رویدادها، تصحیحات ایستگاهی و نتایج مدل سرعتی دوبعدی ارائه شده است.

۵-۱ نتایج حاصل از اصلاح مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها

برنامه در شروع کار بر اساس مدل اولیه ورودی، زمین‌لرزه‌ها را به روش گایگر (گایگر، ۱۹۱۰) دوباره مکان‌یابی می‌کند. سپس در اولین تکرار، مدل سرعتی ورودی با توجه به مکان جدید چشمه‌ها اصلاح و سپس بر اساس مدل سرعتی جدید، مکان چشمه‌ها دوباره محاسبه می‌شود. این روند چهار بار تکرار شده است. در آخرین تکرار بعد از اصلاح مدل سرعتی، مکان نهایی چشمه‌ها تعیین می‌شود. در هر تکرار، مکان‌یابی هر زمین‌لرزه حداکثر در سه تکرار انجام شده است. در شکل ۷، مکان نهایی رو مرکزی زمین‌لرزه‌ها در مقایسه با مکان اولیه آنها نشان داده شده است. در این شکل دایره‌های قرمز، زمین‌لرزه‌ها را قبل از وارون‌سازی و دایره‌های آبی محل آنها را بعد از وارون‌سازی در آخرین تکرار نشان می‌دهد. دایره‌های قرمز و آبی تقریباً بر هم منطبق هستند و مکان رومرکزی زمین‌لرزه‌ها تقریباً بدون تغییر مانده که مؤید دقت مکان‌یابی اولیه داده‌های مورد استفاده است. کاهش تعداد زمین‌لرزه‌ها با عمق ۵ و ۲۵ کیلومتری و افزایش تعداد آنها با عمق ۱۰ کیلومتر نشان از تغییر توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها به‌علت دقت کم آنها (± 10 کیلومتر) در مکان‌یابی است. تعداد زمین‌لرزه‌ها با عمق بیش از ۳۰ کیلومتر افزایش یافته و در چند مورد زمین‌لرزه به بالای سطح، تغییر مکان داده است. در شکل‌های ۸-الف و ۸-ب، مقایسه زمین‌لرزه‌ها قبل و بعد از وارون‌سازی بر حسب عرض و طول جغرافیایی مقایسه شده‌اند و در شکل ۸-ج این مقایسه به‌صورت سه‌بعدی نشان داده شده است. در همه این شکل‌ها، تغییر در ژرفای زمین‌لرزه‌ها با خطوط



شکل ۷. مکان نهایی رومرکز زمین لرزه‌ها (دایره‌های آبی) در مقایسه با رومرکز اولیه (دایره‌های قرمز) که با خط سبز به هم مرتبط شده‌اند. مثلث‌های سبز مبین موقعیت ایستگاه‌هاست. توزیع عمقی رویدادها بعد از وارون‌سازی در کادرهای سمت راست و پایین قابل مشاهده است. توزیع فراوانی عمق رویدادها در گوشه پایین سمت راست نشان داده شده است.

کم‌سرعت احتمالی و باقیمانده‌های منفی (دایره‌های قرمز) نشان‌دهنده بی‌هنجاری‌های پرسرعت احتمالی در اطراف ایستگاه‌ها است. دلیلی که این بی‌هنجاری‌ها نمی‌توانند مدل شوند این است که پرتوها در اطراف ایستگاه‌های جنوب سبلان عمدتاً خاوری-باختری و موازی با یکدیگر هستند (شکل ۵). نبود برخورد مناسب سبب می‌شود که پرتوها مدل نشوند و به صورت تصحیحات ایستگاهی دیده شوند. تصحیحات مشاهده شده در جنوب سبلان نشان می‌دهد که یک بی‌هنجاری کم‌سرعت قابل توجه در

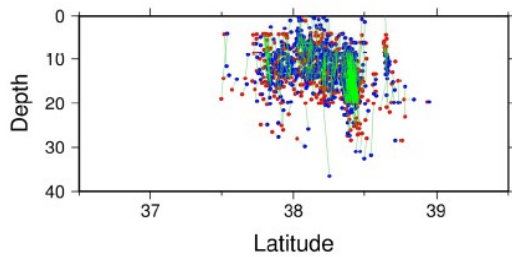
۲-۵ نتیجه حاصل از تصحیحات ایستگاهی

برنامه علاوه بر اصلاح ضریب‌های مکانی و زمانی چشمه‌ها و ضریب‌های ساختار سرعتی، برای ایستگاه‌ها هم، تصحیحات ایستگاهی محاسبه می‌کند. در شکل ۱۰ تصحیحات ایستگاهی برای ۴۴ ایستگاه به صورت علائم + و دایره نشان داده شده‌اند. این تصحیحات ناشی از بی‌هنجاری‌های مدل نشده در مجاورت ایستگاه‌هاست. در این شکل باقیمانده‌های مثبت (علامت مثبت سبز) نشان‌دهنده تأخیر زمانی ناشی از وجود بی‌هنجاری‌های

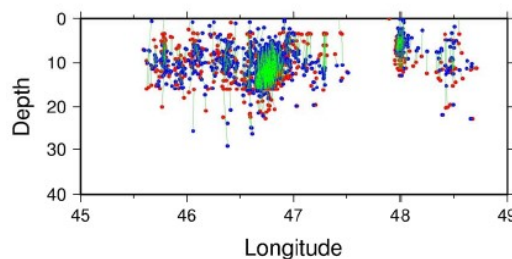
جنوب خاور سیلان دیده می‌شود که در جنوب باختر سیلان گسترده نشده است. علاوه بر آن، یک تباین واضح بین مقادیر تصحیح ایستگاهی در شمال باختری و شمال خاوری کوه آتشفشانی سهند در مجاورت گسل شمال تبریز مشاهده می‌شود.

۵-۳ نتیجه توموگرافی دوبعدی سرعت

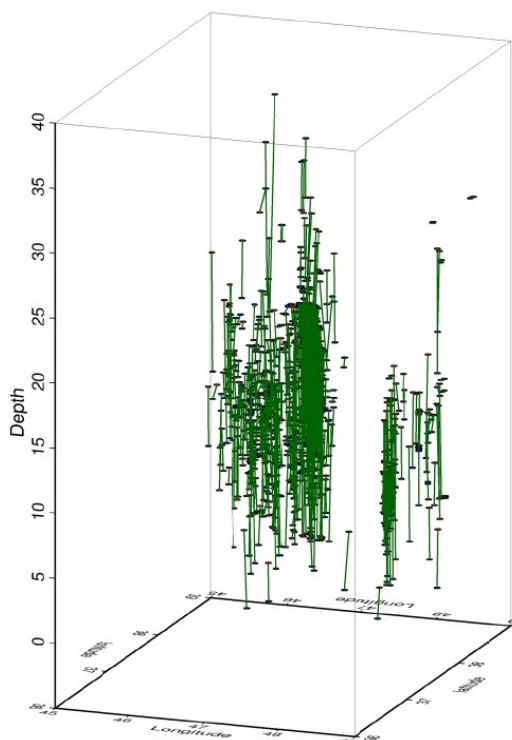
در شکل ۱۱ مدل دوبعدی سرعت موج Pg، که بر روی نقشه تغییرات ارتفاع منطقه از سطح دریا ترسیم شده، نشان داده شده است. میزان تغییرات سرعت نسبی و مطلق در این شکل مشاهده می‌شود. رنگ آبی، مناطق پرسرعت‌تر نسبت به مدل سرعتی اولیه و رنگ قرمز مناطق کم-سرعت‌تر را نشان می‌دهد. این مدل سرعتی، یک الگوی متوسط و کلی از ساختار سرعت پوسته در ۱۵ کیلومتری بالایی آن است؛ چرا که بیشتر زمین‌لرزه‌ها و پرتوهای حاصل از آنها در عمق‌های بین ۰ تا ۱۵ کیلومتر هستند. گسل شمال تبریز یک تباین جانبی سرعت در دو طرف خود ایجاد کرده، به‌صورتی که در شمال آن سرعت کمتر از سرعت متوسط و در جنوب آن بیشتر است. محدوده معتبر مدل به‌دست آمده، قسمت اعظمی از گسل شمال تبریز و حوالی آن از جمله دامنه شمالی و شمال‌غربی کوه آتشفشانی سهند را در بر می‌گیرد. آنچه که در این محدوده قابل توجه است، تباین سرعتی در دو طرف گسل شمال تبریز است؛ به گونه‌ای که گسل امتدادلغز مذکور به صورت یک مرز، دو واحد ساختاری متفاوت را در کنار هم قرار داده است. این تباین سرعتی بین ناحیه کم‌سرعتی که در شمال و شمال‌شرقی گسل قرار گرفته، با ناحیه پرسرعت جنوب و جنوب‌شرقی گسل که دامنه شمالی و شمال‌شرقی کوه آتشفشانی سهند را دربرمی‌گیرد، به وضوح مشاهده می‌شود. این تمایز سرعتی در میانه گسل (۴۶° شرقی و ۳۸/۲° شمالی) ناپدید شده و بی‌هنجاری کم‌سرعت شمال گسل به جنوب آن هم گسترش یافته



(الف)

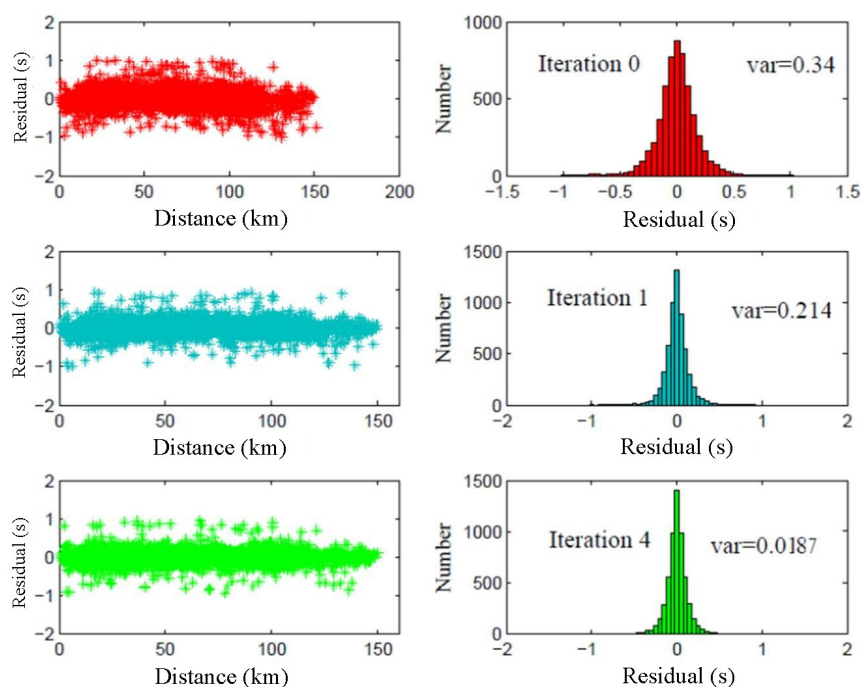


(ب)

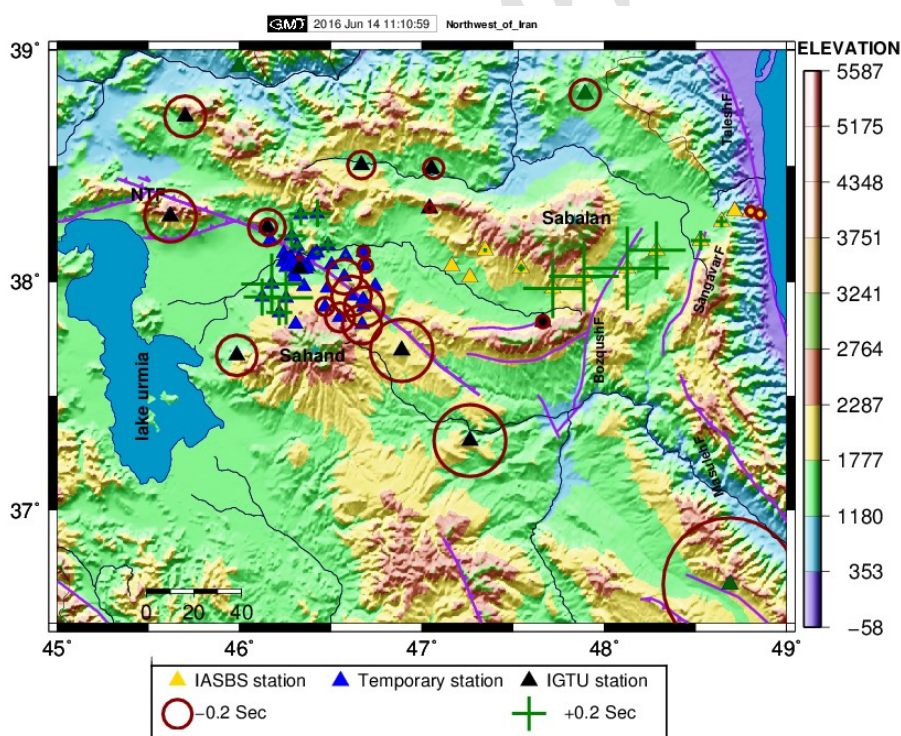


(ج)

شکل ۸. (الف) تغییرات عمقی زمین‌لرزه‌ها بر حسب عرض جغرافیایی. (ب) تغییرات عمقی زمین‌لرزه‌ها بر حسب طول جغرافیایی. (ج) تغییرات عمقی رویدادها در نمایی سه‌بعدی که در آن نقاط قرمز مکان رویدادها را قبل از وارون‌سازی و نقاط آبی مکان آنها را بعد از وارون‌سازی نشان می‌دهد.



شکل ۹. تغییرات واریانس و باقیمانده زمان سیر در تکرار صفر (ردیف اول، سمت چپ)، با یک تکرار (ردیف دوم، سمت چپ) و در مرحله پایانی وارون‌سازی (ردیف سوم، سمت چپ) و نمودار فراوانی این تغییرات (سمت راست) آورده شده است.



شکل ۱۰. تصحیحات ایستگاهی برای ۴۴ ایستگاه شرکت کننده در توموگرافی دوبعدی سرعت فاز Pg. علامت‌های + باقیمانده زمانی مثبت و علامت‌های دایره به معنی باقیمانده زمانی منفی است. باقیمانده مثبت ناشی از بی‌هنجاری کم‌سرعت و باقیمانده منفی ناشی از بی‌هنجاری پرسرعت مدل نشده توسط توموگرافی دوبعدی است.

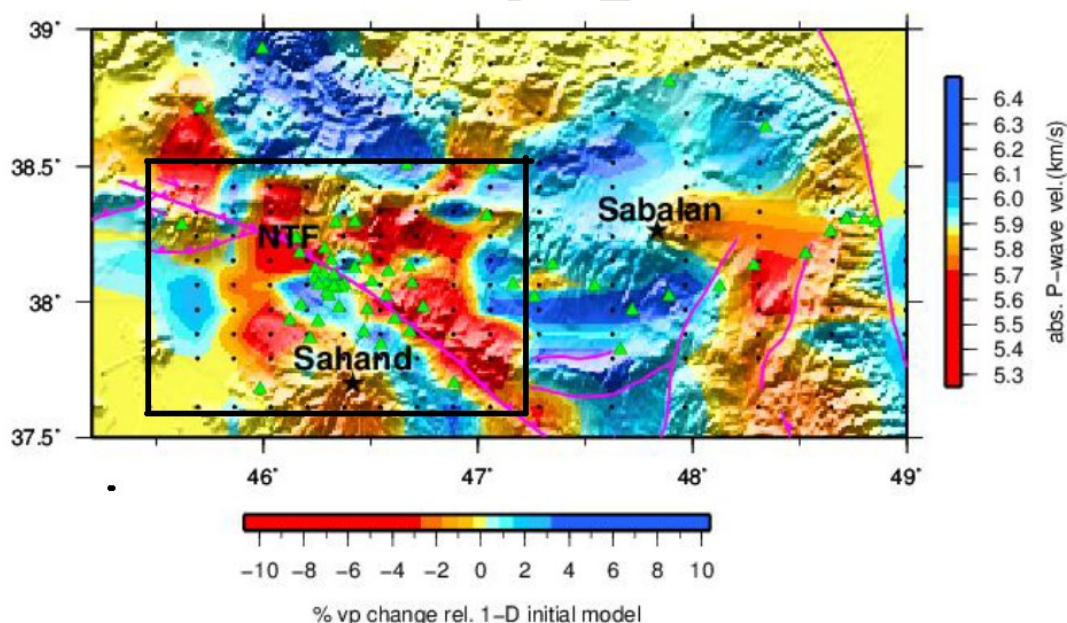
۱-۶ بررسی عناصر قطری ماتریس تفکیک (RDE)

اولین ضریب مورد بررسی مقدار عناصر قطری ماتریس تفکیک (RDE) است. مقدار بالای RDE برای ضریب‌های مدل، مستقل بودن مقدار به دست آمده برای هر گره نسبت به گره‌های همسایه را نشان می‌دهد. هر چه این مقدار به یک نزدیکتر باشد، مقدار محاسبه شده برای سرعت در یک نقطه به مقدار واقعی نزدیکتر است. اگر چه این مقدار به دلیل فرآیند هموارسازی در معکوس‌سازی هرگز به یک نمی‌رسد (منکه، ۱۹۸۹)، ولی معمولاً مقادیر بالای ۰/۵ را به عنوان مقدار قابل قبول در مطالعات توموگرافی در نظر می‌گیرند (هاسلینگر، ۱۹۹۹). در شکل ۱۲ دیده می‌شود که در مناطق بسیاری، RDE مقداری بالاتر از ۰/۵ دارد.

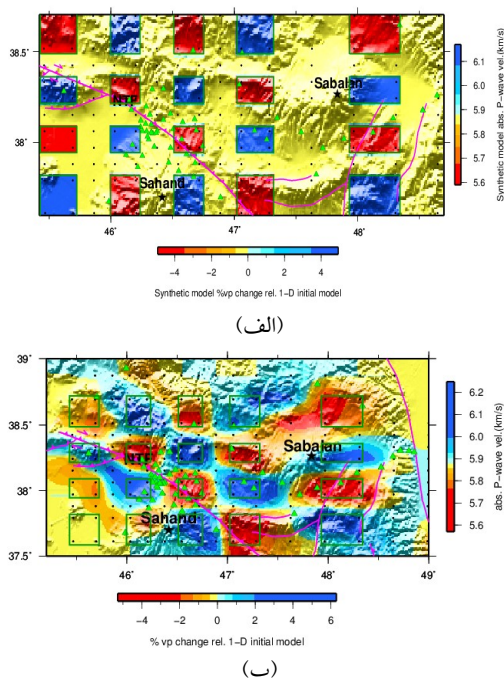
است. مراجعه به نقشه توپوگرافی منطقه (شکل ۱) نشان می‌دهد که این ناحیه نسبت به بخش‌های شرقی و غربی گسله در ارتفاع کمتری واقع شده و احتمالاً دارای رسوبات ضخیم‌تری نسبت به بخش‌های بریده شده در اطراف خود است.

۶ ارزیابی دقت و تفکیک‌پذیری نتایج حاصل از مدل دوبعدی

برای ارزیابی دقت و میزان تفکیک‌پذیری مدل، از آزمون مدل‌های مصنوعی (هاسلینگر، ۱۹۹۹) و بررسی مقادیر قطری ماتریس تفکیک استفاده شده و کیفیت مدل دوبعدی به دست آمده برای شمال باختر ایران، مورد ارزیابی قرار گرفته است.



شکل ۱۱. مدل سرعت دوبعدی سرعت Pg همراه با نقشه تغییرات ارتفاع منطقه از سطح دریا. رنگ آبی مناطق با سرعت بیشتر و رنگ قرمز مناطق با سرعت کمتر را نسبت به مدل اولیه نشان می‌دهد. مقادیر مطلق و نسبی سرعت در برچسب‌های رنگی به ترتیب در پایین و سمت راست قابل مشاهده است.

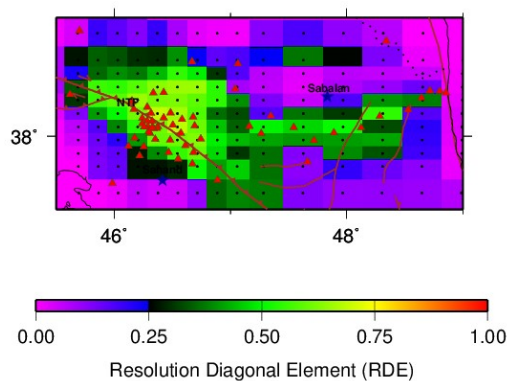


شکل ۱۳. (الف) مدل مصنوعی صفحه شطرنجی با بی‌هنجاری‌های کم سرعت و پر سرعتی که به صورت یک در میان قرار گرفته‌اند. ملاحظه می‌گردد که اندازه این بی‌هنجاری‌ها یکسان نیست و در فاصله یکسانی هم نیستند. (ب) نتیجه حاصل از برگردان این مدل مصنوعی، نشان می‌دهد که بی‌هنجاری‌ها در تمامی بلوک‌ها تقریباً بازسازی شده، ولی در اطراف گسل تبریز و گسل بزقوش خیلی خوب بازسازی شده، اما در حاشیه‌ها مشاهده می‌گردد، پرتوها آنقدر زیاد نبودند که توانایی برگردان این بی‌هنجاری‌ها را داشته باشند.

۷ بحث و نتیجه‌گیری

مدل دوبعدی سرعت در ناحیه شمال غرب ایران در شکل ۱۱ نشان داده شده است. در این شکل ناحیه معتبر برای تفسیر توسط کادر مربعی سیاه رنگ مشخص شده است. در ناحیه معتبر قسمت اعظم گسل شمال تبریز و دامنه شمالی و شمال باختری کوه آتشفشانی سهند قرار گرفته است. بارزترین ساختار آشکار شده، تباین سرعتی در دو طرف گسل شمال تبریز است؛ به گونه‌ای که گسل همانند یک مرز ساختاری، دو واحد ساختاری متفاوت به لحاظ سرعت را از هم جدا کرده است. علت تباین سرعتی در

۲-۶ آزمایش مدل مصنوعی صفحه شطرنجی در آزمایش صفحه شطرنجی از توزیع پرتوهای مشاهده‌ای، برای تولید یک بانک داده مصنوعی استفاده می‌شود و پس از اضافه کردن نوفه، توانایی وارون‌سازی برای برگرداندن یک مدل مصنوعی با شکل صفحه شطرنجی (شکل ۱۳-الف) ارزیابی می‌شود. مدل سرعت مصنوعی، که در این پژوهش از آن استفاده شده است، بی‌هنجاری‌های سرعتی مثبت و منفی دارد که به صورت یک در میان در منطقه توزیع شده‌اند (شکل ۱۳-الف). زمان‌رسیدهای مصنوعی که بر اساس این مدل مصنوعی تولید شده، به گونه‌ای است که ابتدا موقعیت زمین‌لرزه‌ها بر اساس این مدل مصنوعی اصلاح می‌شوند سپس وارون‌سازی روی زمان سیرها انجام می‌شود. نتیجه این مدل صفحه شطرنجی در شکل ۱۳-ب نشان داده شده است. ملاحظه می‌گردد که تقریباً همه بلوک‌ها کم و بیش بازسازی شده، ولی در اطراف گسل شمال تبریز، بی‌هنجاری‌ها خیلی خوب بازسازی شدند که ناشی از پوشش مناسب پرتو در این ناحیه است.



شکل ۱۲. مقدار ضریب RDE در مقطع عرضی تشریح شده برای توزیع مطلق و نسبی سرعت

رسوبات سبب شده تا مرز جابه‌جایی هنوز تبدیل به مرز بین دو ساختار متفاوت نشده باشد.

تشکر و قدردانی

از دکتر فرزام یمینی‌فرد، مدیر شبکه ملی لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و داور ناشناس دوم به خاطر پیشنهادهای ارزنده‌شان برای بهبود مقاله ممنونیم. از مرکز لرزه‌نگاری کشوری، وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بابت در اختیار قرار دادن شبکه تبریز تشکر می‌کنیم.

منابع

- Al-Lazki, A. I., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N., and Mohamad, R., 2004, Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African plates: *Geophysical Journal International*, **158**, 1024–1040.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran (partII): p. 518, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Berberian, M. and Yeats, R. S., 1999, Pattern of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**, 120-139.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R., and Tavakoli, F., 2011, NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network: *Earth and Planetary Science Letters*, **307** (1), 27–34.
- Eberhart-Phillips, D., 1986, 3-D velocity structure in Northern California Coast Ranges from inversion of local earthquake arrival times: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **76**, 1025-52.
- Eberhart-Phillips, D., 1990, Three dimensional P and S velocity structure in Coalinga region, California: *Journal of Geophysical Research*, **95**:15, 15343-15363.
- Geiger, L., 1910, Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. *Nachr. Koeniglichen Gesell. Wiss. Gottingen Mathematical Physics*, **4**, 331.
- Hasslinger, F., 1999, Velocity structure, seismicity and seismotectonics of Northwestern Greece, between the Gulf of

دو طرف گسل مذکور به متفاوت بودن جنس سنگ‌ها و رسوبات نسبت داده می‌شود که بواسطه راستالغز بودن گسل شمال تبریز طی چند میلیون سال در کنار هم قرار گرفته‌اند. مشاهده اثر گسلش گسل شمال تبریز در مدل سرعتی، که تغییرات سرعت در ۱۵ کیلومتر بالایی پوسته را نشان می‌دهد، می‌تواند تأییدی بر پی‌سنگی بودن گسله تلقی شود. پی‌سنگی بودن گسل شمال تبریز با لرزه‌خیزی نیز تأیید می‌شود. مرادی و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از یک شبکه موقت تراکم (مثلث‌های آبی در شکل ۱) خردلرزه‌هایی با خطای (از جمله خطای تعیین عمق) کمتر از دو کیلومتر را مکان‌یابی و برای برخی از خردلرزه‌ها عمقی در حدود ۲۰ کیلومتر گزارش کرده‌اند. این مشاهده می‌تواند گسترش صفحه گسله تا آن عمق را نشان دهد. جمور و همکاران (۲۰۱۱) نیز برای توضیح جابه‌جایی 1 ± 7 میلیمتر بر سال در طرفین گسل شمال تبریز و گسل شمال آناطولی، این گسل‌ها را به عنوان یک مجموعه گسلی که در مرز بین دو بلوک زمین‌ساختی قرار گرفته، معرفی کرده‌اند. وقوع دو زلزله بزرگ تاریخی با بزرگای تخمینی $7/3$ و $7/4$ روی داده در سال‌های ۱۷۲۱ و ۱۷۸۰ بر روی این گسله (بربریان و یتس، ۱۹۹۹) شاهدهی دیگر بر پی‌سنگی بودن گسله است. زلزله‌های بزرگ معمولاً گسیختگی‌های عمیقی ایجاد می‌کنند و در نتیجه، بر روی گسله‌های پی‌سنگی اتفاق می‌افتند. بی‌هنجاری کم‌سرعت مشاهده شده بر روی گسیختگی سطحی گسل شمال تبریز (در حوالی 46° شرقی و $38/2^\circ$ شمالی) و عدم وجود تباین سرعتی در این بخش از گسله در مدل سرعتی در ناحیه‌ای اتفاق می‌افتد که توپوگرافی پست و رسوبات ضخیم است. چنین مشاهده‌ای نشان می‌دهد که احتمالاً گسله، فرصت لازم برای آنکه رسوبات جوان را به گونه‌ای جابه‌جا کند که در کنار ساختار متفاوتی قرار بگیرند نداشته و اگرچه شواهد سطحی گسلش در چنین رسوباتی در سطح دیده می‌شود (حسامی و همکاران، ۱۳۸۶)، اما جوان بودن

- Sandvol, E., Al-Damegh, K., Calvert, A., Seber, D., Barazangi, M., Mohamad, R., Gok, R., Turkelli, N., and Gurbuz, C., 2001, Tomographic imaging of Lg and Sn propagation in the Middle East: *Pure and Applied Geophysics* **158**, 1121–1163.
- Stein, S., and Wysession, M., 2003, *Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*: Blackwell, Boston.
- Thurber, C. H., 1983, Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California: Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Thurber, C. H., 2003, Seismic Tomography of the Lithosphere with Body Waves: *Pure and Applied Geophysics*, **160**, 717-737.
- Um, J., and Thurber, C. H., 1987, A fast algorithm for two-point seismic ray tracing: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77**, 792-86.
- Arta and Zakynthos: Ph. D. Thesis, diss. ETH. 12966, Zurich, P.159.
- Hessami, K., Tabassi, H., Abbassi, M. R., Azuma, T., Okumura, K., Echigo, T., and Kondo, H., 2003, Surface expression of the Bam Fault Zone in southeastern Iran: Causative Fault of the 26 December 2003 Bam Earthquake: *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, **4**, 5-14.
- Maggi, A. and Priestley, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau: *Geophysical Journal International*, **160**, 1068-1080.
- Menke, W., 1989, *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*: Academic Press, New York.
- Moradi, A. S., Hatzfeld, D. and Tatar, M., 2011, Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran): *Tectonophysics*, **504**, 22–30.

Archive of SID

2D local earthquake tomography of P-wave velocity in the upper crust of NW Iran

Farzam Feizaghaee¹, Khalil Motaghi^{*2}, Mohammad Tatar³, Abdolreza Ghods⁴ and Ali Moradi⁵

¹*M. Sc. Student of Geophysics, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran*

²*Assistant Professor, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran*

³*Associate Professor, Seismological Research Center, International Institute of Earthquakes Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran*

⁴*Associate Professor, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran*

⁵*Assistant Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran*

(Received: 20 February 2016, Accepted: 01 October 2016)

Summary

NW Iran is part of the complex tectonic system caused by the interaction between Arabian plate, Anatolia and Eurasia. The North Tabriz Fault (NTF) is one of the main structural features of the region and is considered to be the eastern termination of the Gailatu-Siah-Chesmeh-Khoy fault (Karakhanian et al., 2004), which merges with the Maku and the Nakhichevan dextral strike-slip faults and continues to move farther east. Part of the northward motion of Arabia is transferred to Anatolia by this complex system of faults and, the oblique orientation of the motion relative to the Zagros mountain range, results in the partitioning of the motion between shortening and thickening in the Caucasus and right-lateral strike-slip motion along the NTF.

In this research, we investigated the laterally two-dimensional velocity structure in the upper crust of NW Iran (mainly around the NTF) using local earthquake P-waves tomography. Several data sets were utilized, including Pg phase pickings of the Tabriz Network permanent stations governed by Institute of Geophysics, University of Tehran (1996 to 2013), temporary seismic stations installed around the North Tabriz Fault by International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES) (April to July 2004) and temporary seismic stations installed by Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS) (2009 to 2011) that merged with our data set so as to improve ray coverage in the eastern parts of the study area. The merged data set, recorded by 72 stations, consisted of more than 20,000 local earthquakes out of which, only 940 earthquakes were good enough to be selected for the local earthquake tomography. The velocity structures were resolved via a simultaneous solution of the coupled hypocenter and velocity model programmed in SIMULPS14. The tomographic images obtained from the linearized inversion are dependent on the initial velocity models and hypocenter locations. We primarily calculated the initial velocity model through the use of the 940 earthquake selected datasets. The time difference between the observed phase arrival time and predicted arrival time was then calculated and called travel time residuals. The residuals were further used as inputs for SIMULPS14 simulator to be converted into velocity model, which would in turn be used to adjust earthquake location parameters. Following four iterations for our inversion process, we obtained a 2D velocity tomogram that clearly showed different velocity structures on the two sides of the NTF. The velocity contrast across the NTF might have been caused by existence of different kinds of rocks on the two side of the fault trace. The North Tabriz Fault is an active and steep strike-slip fault generating strong structural differences around its surficial trace. It is a WNW–ESE trending fault in which the motion is concentrated on the fault at a rate of 7 mm/year. Such a strong rate of sliding explains the clear structure difference on the two sides of the fault. An anomalous low velocity feature can be seen in the central part of NTF. Comparing the velocity tomogram with the geological map of the region, one can observe that there exists a thick sediment basin in the same area. The low velocity anomaly is probably related to the thick, low velocity sediments deposited in that area.

Keywords: local earthquake tomography (LET), velocity structure, SIMULPS14, North Tabriz Fault (NTF), Vp/Vs ratio

*Corresponding author:

kmotaghi@iasbs.ac.ir