

بررسی لرزه‌خیزی و مدل‌سازی یک‌بُعدی ساختار پوسته در منطقه تبریز

سمیرا حسینی^{۱*} و ایوب کاویانی^۲

^۱دانشگاه آزاد اسلامی، ملایر، ایران

^۲دانشگاه فرانکفورت، فرانکفورت، آلمان

(تاریخ دریافت: ۹۲/۱۱/۲۶، تاریخ پذیرش: ۹۳/۹/۱۸)

چکیده

برای تعیین ساختار سرعتی پوسته در شمال غرب ایران و به‌طور خاص زیرشبکه لرزه‌نگاری تبریز وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و دو ایستگاه از شبکه لرزه‌نگاری نوارپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله، از زمین‌لرزه‌های محلی ثبت شده در این شبکه‌ها استفاده شد. در محاسبه مدل یک‌بُعدی سرعتی از تعداد ۳۶۱ زمین‌لرزه محلی با بزرگای بزرگ‌تر از ۲ ثبت شده از ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۶ که دارای کاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه و باقی‌مانده زمان‌رسید کمتر از ۱/۰ ثانیه بودند، استفاده شد. ابتدا زمان‌رسیدهای این زمین‌لرزه‌ها برای پیدا کردن مدل یک‌بُعدی سرعت با استفاده از برنامه ولست و ارون شد. از آنجا که ساختار به‌دست آمده به‌شدت به مدل اولیه به‌کار رفته وابسته است، با اعمال تغییر سرعت در هر لایه از مدل اولیه صدها مدل اولیه تولید شد. چندین آزمایش استاندارد برای اطمینان از صحت و درجه یکتا بودن مدل‌ها، صورت گرفت. بهترین مدل نهایی یک مدل ۵ لایه تا عمق ۳۵ کیلومتر است. مدل یک‌بُعدی به‌دست آمده برای سرعت امواج P و S از میانگین جهانی برای مناطق کوه‌زایی کمتر است، زیرا منطقه مورد بررسی یک ناحیه کوه‌زایی فعال است. همچنین به‌منظور بررسی هندسه گسل‌های فعال، پخش رویدادها در عمق نیز مورد بررسی قرار گرفت. پراکندگی زمین‌لرزه‌های دوباره مکان‌یابی شده در امتداد گسل شمال تبریز و در بیشتر مناطق در شمال گسل است. این مشاهده می‌تواند معرف شیب گسل شمال تبریز به سمت شمال باشد. در قسمت شرقی گسل شمال تبریز بیشتر لرزه‌خیزی روی گسل‌های بزغوش شمالی و جنوبی متمرکز است. در جنوب گسل شمال تبریز نیز یک به‌خط‌شدگی با عمقی به‌نسبت زیاد دیده شد، که احتمال دارد یک گسل پنهان باشد. پراکندگی عمقی زمین‌لرزه‌ها در منطقه بین ۱۰ تا ۲۵ کیلومتر (در پوسته بلورین) است.

واژه‌های کلیدی: ساختار سرعتی پوسته، شمال غرب ایران، زمین‌لرزه‌های محلی، مدل یک‌بُعدی سرعتی، گسل پنهان، گسل شمال تبریز

Investigation of seismicity and 1D crustal structure in Tabriz region

Samira Hosseini^{1*} and Ayoub Kaviani²

¹Department of Physics, Malayer Branch, Islamic Azad University, Malayer, Iran

²Frankfurt University, Frankfurt, Germany

(Received: 15 February 2014, accepted: 9 December 2014)

Summary

In this study we used seismic data available from the permanent stations in the NW Iran to study seismic activities and crustal structure beneath the Tabriz region. The region of study is situated in the seismically active NW tectonic province of Iran, where detailed seismic information on the crustal structure and seismicity is lacking. The availability of seismic data collected since 1996 by Tabriz permanent short-period seismological network provided us with an unprecedented opportunity to study the seismicity and

*Corresponding author:

samira.hosseini85@gmail.com

* نگارنده رابط:

crustal seismic structure of this region. Our seismic data consisted of waveforms of local events collected by Tabriz seismological network operated by the Institute of Geophysics of Tehran University (IGTU) and two broad-band permanent seismic stations from the Iranian National Seismic Network operated by the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES). We manually picked the P and S arrival times on all collected waveforms. The events were initially located using a 1-D model used by the Tabriz network for routine daily event location. Of a total number of 728 events of local magnitudes greater than 2 recorded between 1996 and 2006 by the seismic stations, 361 events of azimuthal gaps of less than 180 degrees and time residual of less than 1.0 second were selected for the subsequent analyses.

We then simultaneously inverted the arrival times of the local events for one dimensional velocity-depth models and event relocation. By considering the non-uniqueness of the inversion process, we inverted the data using a sufficient number of initial models. Finally, the models showing consistency with each other were selected. Some standard tests were performed to make sure that the final models were in agreement with the observed data. These tests revealed that the results of inversion were stable.

The final best 1-D model is a 5-layer model to a depth of 35 km. Since we used local shallow events recorded at a small-aperture local network, the models are not valid for the depths deeper than 35 km.

The final 1-D model gave P and S velocities smaller than the global average values for the orogens. This was because the study area was an active orogenic belt. On the other hand, the V_p/V_s ratio (which was found to be equal to 1.745 using the Wadati Method) of our 1-D models showed values comparable to the average values for a typical continental crust. This presumably indicates that sources of partial melts, if exist beneath the region, are most likely residing in the lower crust.

We also examined the event distribution in depth in order to delineate the geometry of the active faults. The majority of events occurred at the north of the North Tabriz fault. Therefore, it seems to be a vertical fault with a gentle northward dip and the events frequently occur in a depth range of 10 to 25 km (within the crystalline basement). And also some hidden faults seem to exist, which are not traced on the surface geological maps.

Keywords: NW tectonic province of Iran, crustal structure, local seismic data, one dimensional velocity-depth models, hidden fault

۱ مقدمه

می‌رسد. برای به‌دست آوردن مدل یک‌بُعدی سرعت از روش وارون‌سازی زمین‌لرزه‌های محلی استفاده می‌شود. در این روش داده‌های زمانی زمین‌لرزه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به‌کار می‌رود. کیفیت و تعداد داده‌های به‌کار رفته، بر کارایی این روش اثر مستقیم دارد (کیسلینگ، ۱۹۸۸). در این تحقیق با به‌کارگیری روش وارون‌سازی یک‌بُعدی، مدل سرعت مناسب برای ساختار پوسته در منطقه تبریز که شامل گسل شمال تبریز و

یکی از مناطق با لرزه‌خیزی تاریخی و دستگاهی شناخته‌شده ایران، شمال غرب و به‌طور خاص اطراف گسل شناخته‌شده شمال تبریز است. روی گسل شمال تبریز زمین‌لرزه‌های تاریخی فراوانی مشاهده شده است که در طی آنها بارها شهر تبریز به‌طور کامل ویران شده است (بربریان و یتس، ۱۹۹۹). بنابراین برآورد یک مدل سرعت پوسته زمین برای به‌دست آوردن مکان دقیق‌تر زمین‌لرزه‌ها و در نتیجه ساختار پوسته در منطقه، ضروری به‌نظر

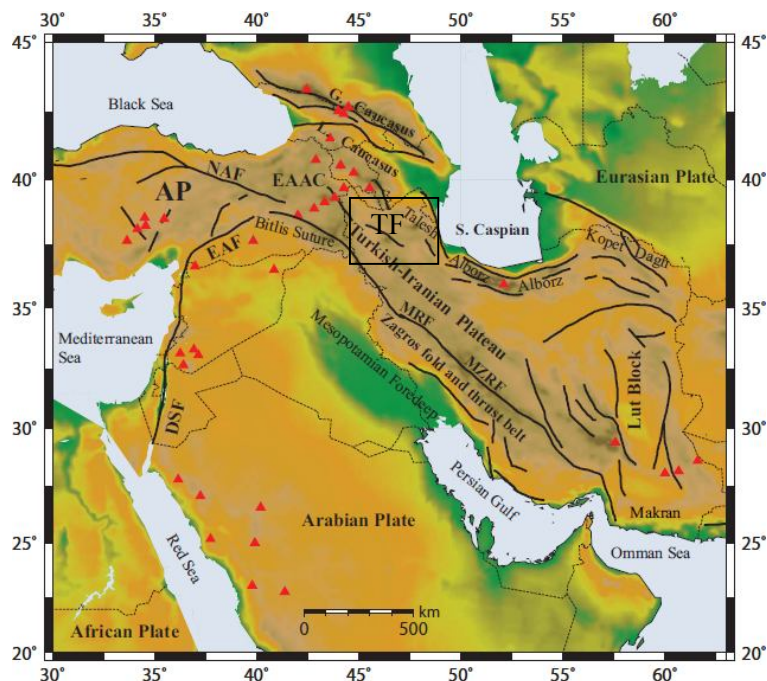
بارها و بارها برای یک منطقه صورت می‌گیرد که علاوه بر اینکه منجر به تعیین مدل‌های بهتر و دقیق‌تر می‌شود، ضمن آن اعتبار و درستی نتایج پیشین مورد بررسی قرار می‌گیرد. در مقایسه با این گونه تحقیقات که در سایر نواحی فعال زمین‌ساختی صورت گرفته است، تحقیقات مربوط به ایران به نسبت اندک است. علت انتخاب شمال غرب ایران برای این تحقیق نیز برخورداری از شبکه لرزه‌نگاری نوار کوتاه تبریز، در دسترس بودن داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی در منطقه، لرزه‌خیزی زیاد و ویژگی زمین‌ساختی آن است.

۲ ساختگاه زمین‌ساختی

در این تحقیق منطقه اطراف گسل شمال تبریز در شمال غرب ایران مورد بررسی قرار می‌گیرد. این منطقه در

شاخه‌های آن است، مورد بررسی قرار می‌گیرد. گسل شمال تبریز از گسل‌های فعال شناخته شده است. در این تحقیق با بررسی فعالیت این گسل (زمین‌لرزه‌های روی‌داده روی آن) و بررسی تحقیقات قبلی، در نظر داریم به ساختار پوسته در این منطقه پی ببریم. در این کار نرم‌افزار ساین (Seisan) (هاوسکف و اتمولر، ۲۰۰۵) برای برداشت فازها و نرم‌افزار هایپوسنتر (Hypocentre) (لاینت، ۱۹۹۴) برای مکان‌یابی دوباره زمین‌لرزه‌ها به کار گرفته شد و از برنامه ولست (Velest) (کیسلینگ، ۱۹۸۸) در وارون‌سازی و پیدا کردن بهترین مدل بهره بردیم. در ادامه خلاصه‌ای از ساختگاه زمین‌ساختی منطقه و روش به کار برده شده آورده شده است.

با توجه به اهمیت تعیین ساختار پوسته در دانش زلزله‌شناسی، در بسیاری از مناطق جهان چنین تحقیقاتی



شکل ۱. نقشه زمین‌ساخت خاورمیانه. منطقه مورد بررسی، منطقه مشخص شده با مستطیل است. مثلث‌های سرخ‌رنگ آتشفشان‌های کواترنری را نشان می‌دهند.

AP: Anatolian Plateau, DSF: Dead Sea Fault, EAAC: East Anatolian Accretionary Complex, EAF = East Anatolian Fault, LC = Lesser Caucasus, NAF = North Anatolian Fault, TF = Tabriz Fault.

این گسل از نظر تاریخی یک گسل فعال شناخته شده است و بارها سبب به‌وجود آمدن زمین‌لرزه با بزرگای گوناگون در منطقه تبریز شده است. در بعضی موارد این زمین‌لرزه‌ها (۱۰۴۲) (Ms~۷/۳)، (۱۷۲۱) (Ms~۷/۳)، (۱۷۴۰) (Ms~۷/۴) و (۱۷۸۶) (Ms~۶/۳) سبب ویرانی شهر تبریز شده‌اند (بربریان و یتس، ۱۹۹۹). با توجه به محاسبات دوره بازگشت زمین‌لرزه، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ روی این گسل ۲۵۰ تا ۳۰۰ سال برآورد شده است. از آنجاکه این گسل در طی دو قرن اخیر زمین‌لرزه بزرگی ایجاد نکرده است، انتظار می‌رود در طول قرن حاضر یک زمین‌لرزه با بزرگای حدود ۷/۳ روی آن رخ دهد (ماسون و همکاران، ۲۰۰۶).

گسل شمال تبریز یک گسل امتدادلغز با روند شمال شمال غرب- جنوب جنوب شرق است که بیش از ۱۰۰ کیلومتر بین دریاچه ارومیه و کوه‌های تالش قرار دارد. این طور به نظر می‌رسد که پایانه جنوب شرقی سامانه گسلی گایلاتو-سیاه‌چشمه-خوی (کارخانیان و همکاران، ۲۰۰۴) در این منطقه به گسل‌های امتدادلغز راست گرد ماکو و نخچوان وصل می‌شود و به سمت شرق ادامه پیدا می‌کند. از طرف غرب گسل شمال تبریز به گسل امتدادلغز راست گرد تسوج و گسل معکوس صوفیان می‌رسد که دریاچه ارومیه را به شمال پیوند می‌دهد. در شرق به گسل معکوس بزغوش شمالی و گسل معکوس بزغوش جنوبی که در دو طرف منطقه بزغوش قرار دارند می‌رسد. گسل شمال تبریز از چندین تکه گسلی مربوط به حوضچه‌های کشتی تشکیل شده است. مهم‌ترین حوضچه آن، حوضچه تبریز است که شهر تبریز در آن قرار دارد.

از تحقیقات دیرینه‌لرزه‌شناسی که در چندین ترانشه در قسمت‌های گوناگون گسل صورت گرفته است، حسامی و همکاران (۲۰۰۳) دریافتند که گسل شمال تبریز حداقل ۳ زمین‌لرزه بزرگ را از ۳۳/۵ka تجربه کرده است.

عرض جغرافیایی ۳۷/۳ تا ۳۸/۷ و طول جغرافیایی ۴۵/۵ تا ۴۷/۵ واقع شده است و قسمتی از فلات آناتولی-ایران را در برمی‌گیرد (شکل ۱). فلات آناتولی-ایران یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های توپوگرافیکی منطقه خاورمیانه است که در نتیجه برخورد قاره‌ای صفحه عربی و صفحه اوراسیا شکل گرفته است (شنگور و کید، ۱۹۷۹؛ دیوی و همکاران، ۱۹۸۶) (شکل ۲).

این فلات یکی از دو فلات اصلی سامانه چین‌خورده آلپ-همیالیا به‌شمار می‌رود. بالارفتگی (uplift) در شمال ایران و شرق آناتولی (حدود ۲ کیلومتر) متشکل از تکه‌های قاره‌ای برافزوده شده (accreted) به لبه‌های اوراسیا است که در اواخر کرتاسه یا اوایل تریاسی اتفاق افتاده و از ملائژها (Melanges) و افیولیت‌ها (Ophiolites) و پوششی از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات سنوزوئیکی تشکیل شده است (شنگور، ۱۹۹۰).

برخورد قاره‌ای بین صفحه عربی و صفحه اوراسیا به‌نسبت جوان است (شنگور و کید، ۱۹۷۹)، اما زمان دقیق آن مشخص نیست. مک کوئری و همکاران (۲۰۰۳) با استفاده از حاشیه‌های صفحات عربی و اوراسیا، حرکت صفحه عربی و اوراسیا، بی‌هنجاری مغناطیسی و مناطق خرد شده در کف دریای سرخ زمان این برخورد را بیش از ۱۰ میلیون سال پیش برآورد کردند. به عقیده برخی این برخورد طی دوره میوسن میانی (استوکلین، ۱۹۸۶؛ دیوی، ۱۹۸۶) یا احتمالاً در اوایل دوران سنوزوئیک شروع شده است. زمین‌درز بیتلیس (Bitlis)، چین‌خوردگی زاگرس و گسل امتدادلغز چپ‌گرد شرق آناتولی نشان‌دهنده یک برخورد جوان و غیرمعمول است (شنگور و کید، ۱۹۷۹).

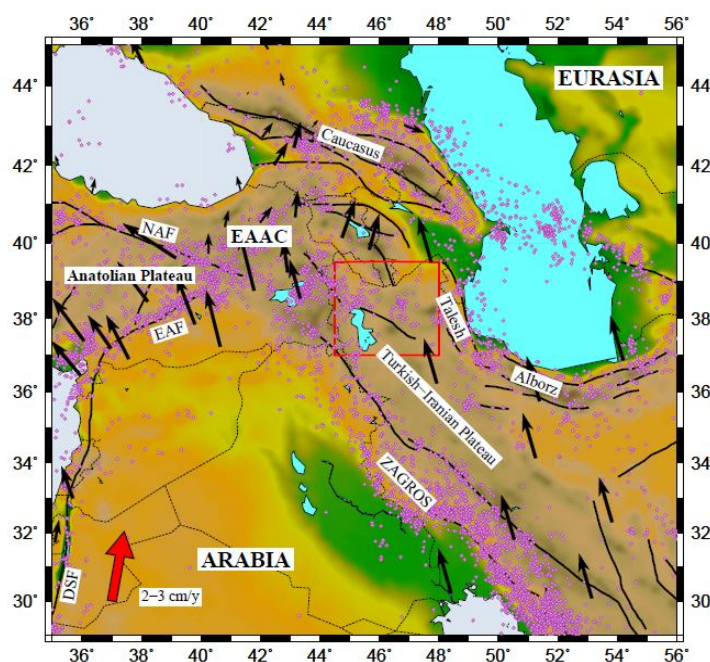
همگرایی عربستان-اوراسیا در حال حاضر در ایران عمدتاً با کوتاه‌شدگی در کمربندهای کوهزایی زاگرس، البرز و کپه‌داغ، همچنین امتدادلغز در مرکز و شرق و شمال غرب ایران جای داده می‌شود.

و احتمالاً به خاطر فرورانش به سمت شمال حوضچه جنوبی خزر زیر شمال دریای خزر است.

۳ نتایج تحقیقات قبلی روی منطقه شمال غرب ایران مگی و پریستلی (۲۰۰۵) با توموگرافی امواج سطحی ساختار سرعتی موج S در گوشته بالایی را مورد بررسی قرار دادند. این تحقیق در یک محدوده وسیع که شمال غرب ایران منطقه کوچکی از آن است، صورت گرفت. ایشان نشان دادند که شمال غرب ایران یک ناحیه کم سرعت برای موج S است.

این پژوهشگران براساس دانسته‌های زمین‌شناسی و بی‌هنجاری گرانشی و زمین‌لرزه، استنباط کردند که در این منطقه، گوشته بالایی گرم‌تر از مناطق اطراف و ضخامت سنگ‌گِره کم است. نتایج به‌دست آمده از این تحقیق با بی‌هنجاری گرانشی هوای آزاد طول موج بلند

اندازه‌گیری‌های GPS به شناخت جنبش در این منطقه کمک می‌کند. اصلی‌ترین جنبش که به کمک شبکه محلی قرار داده شده در ایران به‌دست آمده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) آهنگ 8mm/yr را بین دو ایستگاه مرجع قرار داده شده در شمال و جنوب گسل شمال‌تبریز پیشنهاد می‌کند. سه اندازه‌گیری یک شبکه مترکم قرار داده شده اطراف تبریز بین سال‌های ۲۰۰۲ و ۲۰۰۴ (ماسون و همکاران، ۲۰۰۷) نشان می‌دهد که بیشتر این حرکت روی گسل شمال‌تبریز با آهنگ 8mm/yr رخ می‌دهد. این سرعت شامل سرعت جغرافیایی بلندمدت به‌دست آمده در مشاهدات زمین‌ریخت‌شناسی است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳؛ کارخانیان و همکاران، ۲۰۰۴). همچنین این حرکت با یک قسمت مهم کشش (با جهت 30°N)، شمال تبریز، در هر دو طرف صفحه تالش با سرعت 8mm/yr مرتبط است (ماسون و همکاران، ۲۰۰۷)



شکل ۲. نقشه بخش مرکزی منطقه برخورد عربستان- اوراسیا. پیکان‌های سیاه سرعت‌های GPS محاسبه شده در قاب مرجع اوراسیا ثابت ورنانت و همکارانش و مک‌کلاسی و همکارانش را نشان می‌دهد. زمین‌لرزه‌ها از فهرست‌نامه لرزه‌خیزی دستگاهی (Instrumental seismicity catalogue) (۱۹۶۴-۲۰۱۴) به‌دست آمده‌اند.

تحقیقاتی که روی انتشار موج لرزه‌ای منطقه‌ای (کادینسکی-کید و همکاران، ۱۹۸۱؛ راجرز و همکاران، ۱۹۹۷؛ سندول و همکاران، ۲۰۰۱) صورت گرفت، نشان می‌دهد در این مناطق کم‌سرعت فاز لرزه‌ای Sn به شدت میرا می‌شود. مدل‌سازی انتشار Sn (استیون و ایساک، ۱۹۷۷) نشان می‌دهد که انتشار موج Sn نیاز به یک گرادیان سرعت موج برشی مثبت در گوشته فوقانی دارد و همچنین انتشار Sn در مناطق با گرادیان سرعت موج برشی منفی در گوشته فوقانی ضعیف است یا اصلاً در این مناطق منتشر نمی‌شود. انتشار Sn یکی از نشانه‌های سنگ‌گُره به نسبت ضخیم و سرد است و یک نشر ضعیف Sn نشان‌دهنده یک سنگ‌گُره به نسبت نازک و گرم است (مولنار و اولیور، ۱۹۶۹). سرعت‌های کم در گوشته فوقانی و گرادیان سرعت منفی زیاد یک گوشته فوقانی گرم (جکسون، ۲۰۰۰) و کم‌چگال اما نه لزوماً با ذوب بخشی (پرستلی و مک کنزی، ۲۰۰۲)، را معرفی می‌کند. لرزه‌شناسی، گرانی‌سنجی و فعالیت‌های آتشفشانی همگی بیانگر وجود یک سنگ‌گُره نازک و گوشته فوقانی گرم و کم‌چگال در زیر فلات آاناتولی-ایران است. از آنجاکه شمال غرب ایران قسمتی از این فلات است این نتیجه را می‌توان به آن تعمیم داد.

تقی‌زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۰) در یک تحقیق ساختار سنگ‌گُره در زیر منطقه شمال غرب ایران را به کمک تابع‌های گیرنده P و S مورد بررسی قرار دادند و نسبت V_p/V_s را در پوسته این منطقه فعال لرزه‌ای محاسبه کردند. نتایج ایشان عمق موهو را به‌طور میانگین ۴۸ کیلومتر نشان می‌دهد که بین ۳۸/۵ تا ۵۳ کیلومتر متغیر است. براساس این تحقیق سمت شمال و شرق عمق موهو بیشترین مقدار را دارد که این امر می‌تواند ناشی از برخورد ایران مرکزی و صفحه جنوب دریای خزر باشد. نسبت V_p/V_s میانگین به‌دست آمده در این تحقیق تقریباً ۱/۷۶ است که بین ۱/۷۳ تا ۱/۸۲ متغیر است. ایشان به

(لموین و همکاران، ۱۹۹۶) و فعالیت‌های آتشفشانی این منطقه هم‌خوانی دارد. بی‌هنجاری‌های گرانشی هوای آزاد مثبت طول موج بلند همپوشانی خوبی با نواحی کم‌سرعت مشاهده شده مگی و پرستلی (۲۰۰۵) دارد که به عقیده ایشان نشان‌دهنده تفاوت چگالی در گوشته و احتمالاً ناشی از تفاوت دما است. به عقیده ایشان گوشته کم‌چگال تمایل به بالا آمدن دارد و در نتیجه سبب بالا آمدن و خمش سطح می‌شود. خمش سطح بی‌هنجاری گرانی مثبت ایجاد می‌کند و از طرفی چگالی کم گوشته بی‌هنجاری منفی ایجاد می‌کند؛ اما مقدار آن از بی‌هنجاری مثبتی که خمش به وجود می‌آورد، کمتر است. بنابراین در این مناطق بی‌هنجاری گرانی مثبت دیده می‌شود.

همچنین در این منطقه تحقیقات گوناگونی روی سرعت گروه در مقیاس قاره‌ای (ریتزولرو لوشین، ۱۹۹۸؛ پاسیانوس و همکاران، ۲۰۰۱) و سرعت فاز موج سطحی (کورتیس و همکاران، ۱۹۹۸) صورت گرفته است که همگی سرعت‌های کم در دوره تناوب‌های ۵۰-۱۰۰ ثانیه را در طول فلات ترکیه-ایران نشان می‌دهند. تغییر در سرعت موج برشی به واسطه تغییر در دما و ترکیبات به‌وجود می‌آید. بر این اساس پژوهشگران پیش‌گفته، وجود یک سنگ‌گُره با ضخامت کم و گوشته فوقانی گرم و کم‌چگال را در زیر این فلات پیشنهاد داده‌اند.

الزکی و همکاران (۲۰۰۴) نیز روی یک محدوده وسیع که شمال غرب ایران یک منطقه کوچک از آن است، توموگرافی موج Pn را عملی ساختند. در تحقیق پیش‌گفته نیز کم بودن سرعت موج Pn در قسمت وسیعی از منطقه شمال غرب ایران مشهود است. ایشان این مشاهده را با ناپایدار و گرم بودن گوشته فوقانی (سنگ‌گُره‌ای) و احتمالاً وجود ذوب بخشی در این قسمت از گوشته تفسیر کردند. ایشان این مناطق را به آخرین مرحله فعالیت شدید آتشفشانی در اواخر میوسن مرتبط می‌دانند.

جدول ۱. لایه‌بندی و سرعت موج P در هر لایه (سیاهکالی مرادی و همکاران، ۲۰۱۱).

لایه	عمق بالای لایه (km)	سرعت موج P (km/s)
۱	۰/۰	۵/۲۶
۲	۴/۰	۶/۰۸
۳	۲۰/۰	۶/۵۲
۴	۴۶/۰	۸/۱۰

۴ داده‌ها و نتایج مکان‌یابی اولیه

در این تحقیق از لرزه‌نگاشت‌های ناشی از زمین‌لرزه‌های محلی ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری تبریز وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و دو ایستگاه از شبکه لرزه‌نگاری نواریهن (Broad band) پژوهشگاه بین‌المللی زلزله استفاده شد. شبکه لرزه‌نگاری تبریز شامل ۸ ایستگاه نوار کوتاه (Short period) است. فهرست مورد استفاده از ۷۲۸ رویداد تشکیل شده است که در طی سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۶ به ثبت رسیده‌اند. منطقه مورد بررسی طول جغرافیایی ۴۵/۵ تا ۴۷/۵ درجه و عرض جغرافیایی ۳۷/۳ تا ۳۸/۷ درجه را در برمی‌گیرد.

در ابتدا زمان‌رسیدهای موج P و S روی لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده از رویدادهای مختلف را به کمک نرم‌افزار ساین تعیین و پس از آن رویدادها را دوباره مکان‌یابی کردیم. تعداد فازهای P که با وزن کامل در مکان‌یابی مورد استفاده قرار گرفتند ۳۹۵۱ و تعداد فازهای S با وزن کامل ۲۴۱۵ است. برای مکان‌یابی از یک مدل سرعت اولیه که با توجه به تحقیقات قبلی زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی در این منطقه، در نظر گرفته شده بود، استفاده شد (جدول ۲). انتخاب داده‌های نهایی با توجه به دو شرط گاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه و rms کمتر از ۱/۰ ثانیه صورت گرفت. با اعمال این شرایط ۳۶۱ رویداد باقی‌ماند که در مرحله بعد به منظور تعیین مدل یک‌بُعدی سرعت پوسته از آنها استفاده شد. در شکل

کمک تابع گیرنده P یک مدل یک‌بُعدی سه لایه‌ای برای موج P به دست آوردند. میانگین موج برشی ۳/۴ km/s در پوسته برآورد شد که به ۴/۳ km/s در زیر عمق موهو می‌رسد. ایشان یک سنگ‌گُره نازک با ضخامت حدود ۸۵ کیلومتر را تشخیص دادند و علت ضخامت کم سنگ‌گُره را عوامل ژئودینامیکی در گذشته معرفی کردند.

سیاهکالی مرادی و همکاران (۲۰۱۱) به بررسی لرزه‌خیزی منطقه شمال غرب ایران در اطراف گسل شمال تبریز پرداختند. ایشان در ۲۰۰۴، ۳۱ ایستگاه موقت اطراف شهر تبریز نصب کردند. از ۲۴ آوریل تا ۲۴ ژوئیه، ۸۰ زمین‌لرزه با بیش از ۴ ایستگاه ثبت شد. این داده‌ها با زمین‌لرزه‌های ثبت شده به کمک ۸ ایستگاه دائمی شبکه تبریز متعلق به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از آگوست ۱۹۹۵ تا مارس ۲۰۰۸ کامل گردید. از بین ۶۳۷۷ رویداد فقط ۳۹۴ زمین‌لرزه با بیش از ۵ ایستگاه، با خطای کم‌تر از ۵ کیلومتر در کانون زمین‌لرزه گاف آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه ثبت شده بود. بیشتر این زمین‌لرزه‌ها روی گسل شمال‌تبریز از سطح تا عمق ۲۰ کیلومتری واقع شده بودند. در این تحقیق ایشان ۲۲ سازوکار کانون را محاسبه کردند که بیشتر آنها حرکت امتدادلغز راست‌گرد را روی صفحه شرق-جنوب شرق نشان می‌دهند. در این تحقیق همچنین نسبت V_p/V_s را $0/07 \pm 1/748$ به کمک ۲۹۶ زمان رسید به دست آوردند و پس از آن با وارون‌سازی هم‌زمان ساختار یک‌بُعدی سرعت و کانون زمین‌لرزه با استفاده از ۴۸ رویداد با گاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه، باقی‌مانده زمان رسید کمتر از ۰/۵، خطای مکان‌یابی کمتر از ۳ کیلومتر و ثبت به وسیله حداقل ۷ ایستگاه یک مدل یک‌بُعدی سه‌لایه‌ای به دست آوردند (جدول ۱).

۳ توزیع زمین‌لرزه‌های منتخب نسبت به کل زمین‌لرزه‌ها نشان داده شده است.

آن‌که فایل‌های ورودی با قالب موردنظر ولست آماده شد، نوبت به اجرای برنامه برای رسیدن به مناسب‌ترین مدل رسید. شکل ۴ پراکندگی زمین‌لرزه‌ها را قبل از اجرای برنامه ولست نشان می‌دهد.

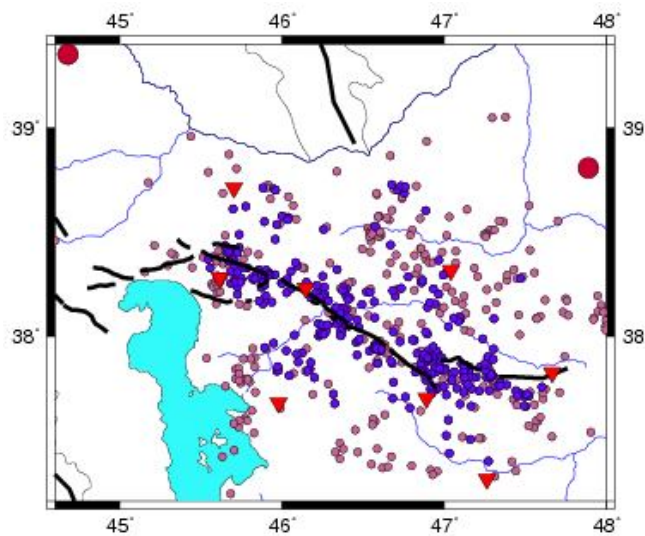
جدول ۲. لایه‌بندی و مدل سرعتی موج P به کار رفته در مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها.

لایه	عمق بالای لایه (km)	سرعت موج P (km/s)
۱	۱۵/۰	۵/۴
۲	۲۰/۰	۶/۳
۳	۴۵/۰	۶/۵

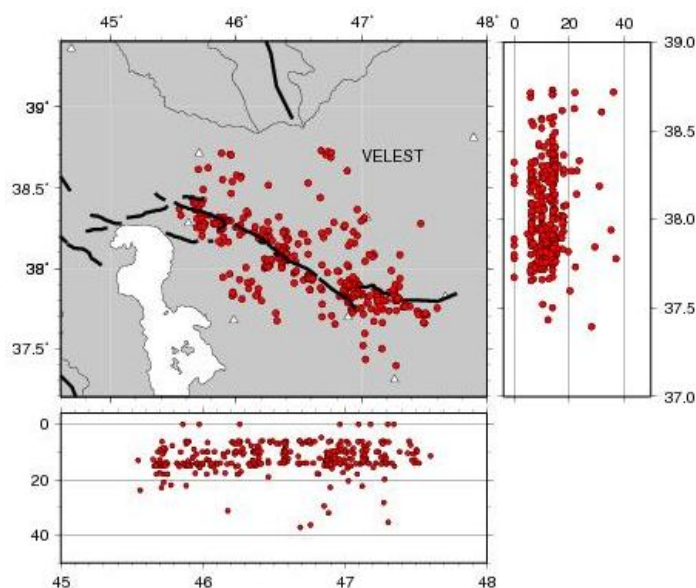
همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، تجمع رویدادها روی گسل‌ها بیشتر است. در جاهایی که گسل نیست، در بعضی مناطق تجمع رویدادها دیده می‌شود که علت آن باید بررسی شود. همچنین در پراکندگی عمقی دیده می‌شود که بیشتر رویدادها تا عمق ۲۰ کیلومتری پراکنده شده‌اند. تعدادی نیز در ژرفای بیش از ۲۰ کیلومتر قرار گرفته‌اند که صحت آنها مورد بررسی قرار گرفت.

بعد از تعیین مکان زمین‌لرزه‌ها، برای هر ایستگاه تصحیح ایستگاهی با استفاده از مدل اولیه و به کمک برنامه ولست به دست آمد. تصحیح ایستگاهی بستگی زیادی به نتیجه برگردان سرعتی موج P دارد. در این مرحله، ایستگاهی که در مرکز شبکه قرار دارد و دارای بیشترین تعداد ثبت رویدادها است، می‌باید در حکم ایستگاه مرجع انتخاب شود. در تحقیق حاضر ایستگاه TBZ در حکم ایستگاه مرجع در نظر گرفته شد. بعد از

برای به دست آوردن مدل سرعت، باید به‌طور هم‌زمان مسئله را برای پیدا کردن بهترین مدل و مکان کانون زمین‌لرزه‌ها حل کرد. این دو مسئله کاملاً با هم جفت شده‌اند و نمی‌توان یکی را بدون دیگری محاسبه کرد. برای این کار از روش وارون‌سازی استفاده می‌شود. وارون‌سازی یک مسئله غیرخطی است و باید در یک فرایند تکرار حل شود. در زیر مختصری در مورد نظریه روش به کار رفته توضیح داده شده است.



شکل ۳. توزیع زمین‌لرزه‌های منتخب (دایره‌های آبی‌رنگ) نسبت به کل زمین‌لرزه‌ها (دایره‌های صورتی‌رنگ).



شکل ۴. پراکنندگی زمین‌لرزه‌ها قبل از اجرای برنامهٔ ولست. نمودارهای بالا سمت راست و پایین سمت چپ پراکنندگی زمین‌لرزه‌ها را برحسب عمق نشان می‌دهد (ایستگاه‌ها به صورت مثلث‌های سفیدرنگ و زمین‌لرزه‌ها به صورت دایره‌های سرخ‌رنگ دیده می‌شوند).

۵ روش وارون‌سازی داده‌ها

رویداد زمین‌لرزه‌ها (τ_i) و زمان سیر نظری (T_{ij}) محاسبه می‌شود.

از طرفی برای هر رویداد در هر ایستگاه یک زمان رسید ثبت می‌شود (t_{ij}^{obs}). تفاوت بین زمان‌رسیدهای مشاهده شده و محاسبه شده، مانده (residual) نام دارد:

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal}, \quad (3)$$

این اختلاف زمانی را می‌توان با رابطهٔ خطی زیر به

انحراف پارامترهای کانون زمین‌لرزه و مدل سرعت مربوط

دانست:

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \int_{source}^{receiver} u ds. \quad (4)$$

علاوه بر این اگر ساختار سرعت را به صورت پارامتری در

نظر بگیریم معادله (۴) به صورت زیر درمی‌آید:

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \sum_{n=1}^N \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_n} \Delta m_n, \quad (5)$$

که m_n پارامترهای مدل سرعت است. معادله فوق را

می‌توان به صورت زیر نوشت: (لینز و تریتل، ۱۹۸۴)

$$r = Hh + Mm + e = Am' + e, \quad (6)$$

در مسئلهٔ توموگرافی زمین‌لرزه‌های محلی تنها پارامترهای شناخته شده مکان ایستگاه‌ها و زمان‌های رسید است. مختصات چشمه (طول، عرض و عمق)، زمان رویداد زمین‌لرزه، مسیرهای پرتو و توزیع سرعت، پارامترهای نامعین مدل هستند. براساس نظریهٔ پرتو، زمان رسید را برای یک پرتو می‌توان از روابط زیر محاسبه کرد (تاربر، ۱۹۹۲):

$$T_{ij} = \int_{source}^{receiver} u ds, \quad (1)$$

$$t_{ij} = \tau_i + T_{ij} = t_{ij}^{cal}, \quad (2)$$

که T_{ij} زمان سیر پرتو، u مقدار کندی (عکس سرعت که از یک مدل سرعت اولیه به دست آمده براساس اطلاعات قبلی محاسبه می‌شود)، ds تکه مسافت طی شدهٔ پرتو، t_{ij} زمان رسید محاسبه شده رویداد اُم در ایستگاه اُم، با استفاده از مقادیر نسبت داده شده اولیه به کانون و زمان

محاسبه مدل یک‌بُعدی یک فرایند آزمون و خطا است که با یک محدوده وسیع از سرعت‌های واقعی و غیر واقعی ممکن به منزله حدس‌های اولیه شروع می‌شود. استفاده از یک محدوده وسیع سرعت، اطمینان مدل به دست آمده را بیشتر می‌کند. هر کدام از مدل‌های پاسخ با بررسی زمان باقی‌مانده ارزیابی می‌شود. در اغلب موارد از جذر میانگین مربعات (RMS) زمان‌های مانده به جای زمان‌های مانده استفاده می‌شود. در مسئله‌های وارون‌سازی، ترکیبات گوناگونی از مدل‌های سرعتی و مکان‌های زمین‌لرزه‌ها و تصحیحات ایستگاهی استفاده می‌شود و مدلی که بیشترین پایداری را داشته باشد و مقادیر RMS زمان‌های مانده آن کمتر و تصحیحات ایستگاهی معقول باشد، در حکم مدل برتر انتخاب می‌شود.

۶ نتایج وارون‌سازی داده‌ها

برای به دست آوردن مدل سرعت، به طور هم‌زمان بهترین مدل سرعتی و مکان کانون زمین‌لرزه‌ها محاسبه شد. مدل سرعتی و کانون زمین‌لرزه‌ها کاملاً با هم جفت شده‌اند و نمی‌توان یکی را بدون دیگری محاسبه کرد (کیسلینگ و همکاران، ۱۹۹۵؛ تاربر، ۱۹۹۲). از آنجا که مدل یک‌بُعدی دقیقی در این منطقه وجود ندارد و با توجه به امکان وابستگی مدل نهایی حاصل از وارون‌سازی به مدل اولیه داده شده و یکتا نبودن جواب در وارون‌سازی، برای رسیدن به مدل بهینه سعی شد برای به دست آوردن مرزهای تغییر سرعت، از مدل‌های تصادفی اولیه زیاد برای حالت‌های با ضریب میرایی سرعت و عمق متفاوت، استفاده شود. با روش آزمون و خطا ضخامت لایه‌بندی‌ها را کم و زیاد کردیم و سرعت‌های گوناگون را هم با افزایش نسبی سرعت در عمق و هم در نظر گرفتن لایه‌های کم‌سرعت در نظر گرفتیم. در نهایت ده مدل که بهترین همگرایی را داشتند و کمترین مقدار خطای مانده را پس از وارون‌سازی به دست دادند، در حکم مدل‌های اولیه برتر

که H ماتریس مشتق‌های جزئی زمان رسید نسبت به پارامترهای کانون زمین‌لرزه، M ماتریس مشتق‌های جزئی زمان رسید نسبت به پارامترهای مدل سرعت، h بردار اصلاحات پارامتر کانون زمین‌لرزه، m بردار اصلاحات پارامتر مدل سرعت، A ماتریس مشتق‌های جزئی کل e و خطاهای موجود در زمان رسید مبداء است. قسمتی از این خطاها سامانمند است و می‌توان آن را به صورت تصحیح ایستگاهی معرفی کرده، به شکل یک ماتریس وارد ماتریس A کرد. در این صورت رابطه (۶) را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

$$r = Am', \quad (7)$$

که m' بردار اصلاح پارامترهای مدل است. از آنجا که ماتریس A ممکن است یک ماتریس مربعی نباشد، فرایند وارون‌سازی را می‌توان به صورت زیر دنبال کرد:

$$A^T r = A^T A m', \quad (8)$$

$$m' = (A^T A)^{-1} A^T r. \quad (9)$$

به این ترتیب مقدار اصلاح مدل به دست می‌آید که با اعمال آن بر مدل اولیه می‌توان مدل نهایی را به دست آورد. این روش وارون‌سازی، روش کمترین مربعات نامیده می‌شود. اما از آنجا که ممکن است ماتریس $(A^T A)^{-1} A^T$ که ماتریس وارون تعمیم یافته نامیده می‌شود یک ماتریس تکین (Singular) باشد، برای وارون‌پذیری باید یک ضریب میرایی به آن اضافه کرد:

$$m' = (A^T A + \beta I)^{-1} A^T r, \quad (10)$$

β باید به گونه‌ای تعیین شود، که مسئله وارون‌سازی را پایدار کند و نباید بیش از حد بزرگ باشد که توان تفکیک خوبی را به دست ندهد. در این حالت این روش را روش وارون‌سازی کمترین مربعات میرا می‌نامند. در این تحقیق از برنامه ولست استفاده شده است که در محاسبات از روش اخیر بهره می‌گیرد (کیسلینگ، ۱۹۹۵).

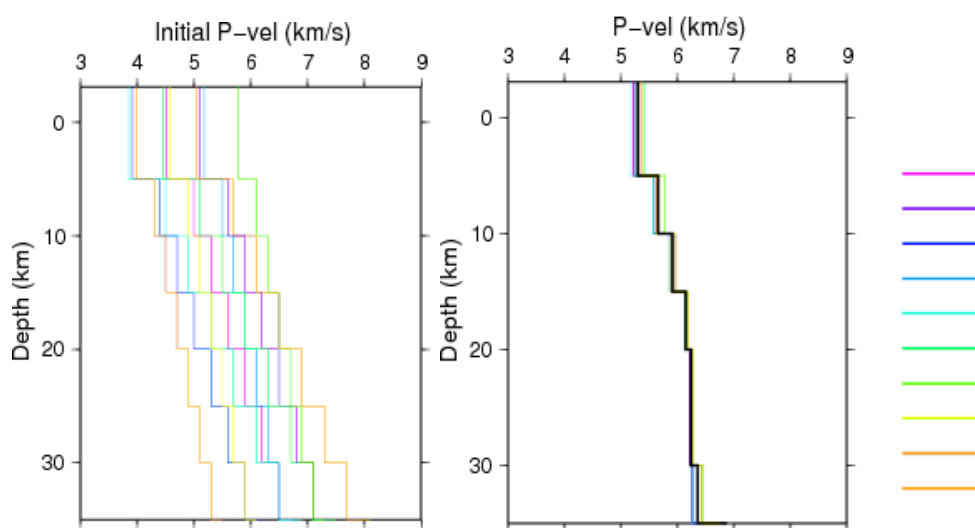
۳۰ کیلومتر نمی‌توان اظهار نظر کرد و نمی‌توان روی مرزی که در ۳۵ کیلومتری دیده می‌شود، نظری قطعی داد. یکی دیگر از مرزهایی که در این تحقیق مورد توجه است، مرزی است که در ۲۵ کیلومتری دیده می‌شود.

جدول ۳. لایه‌بندی و سرعت موج P در هر لایه برای بهترین مدل سرعت موج P در مرحله اول.

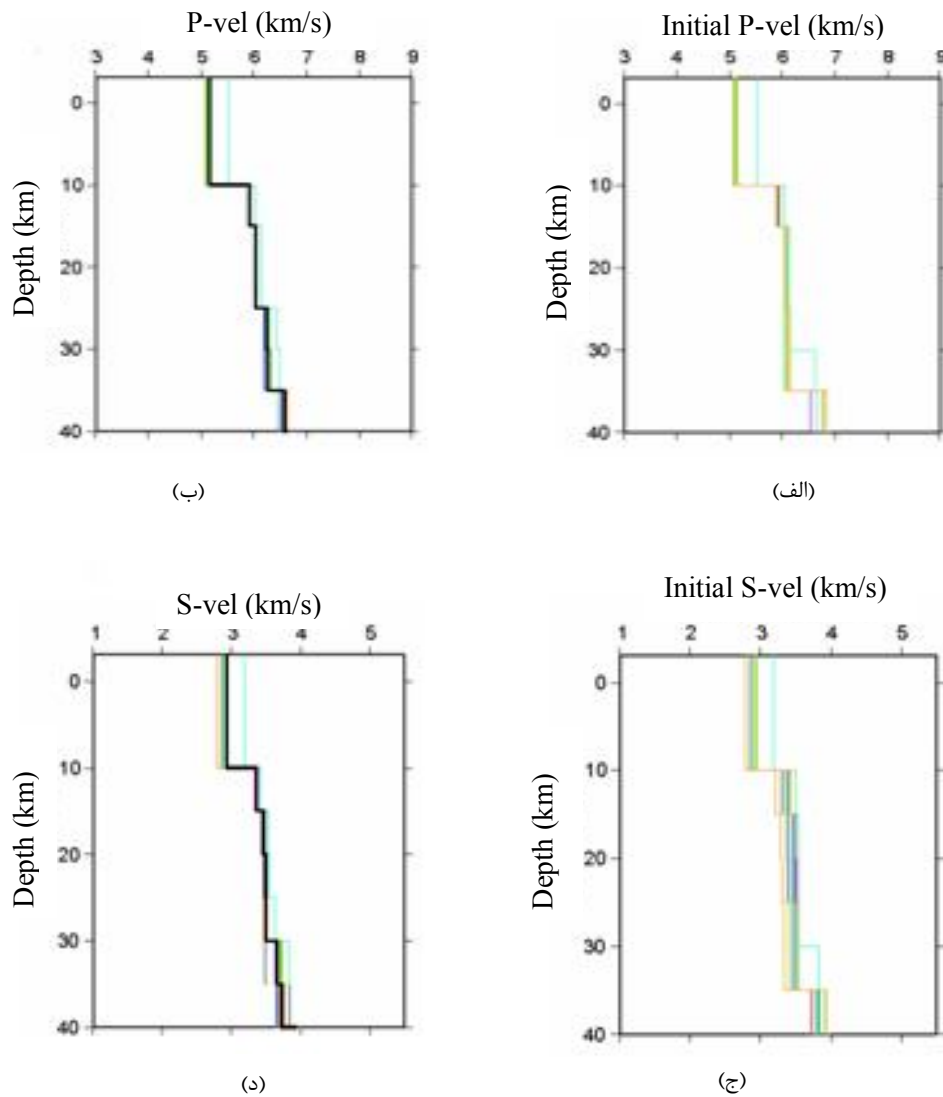
لایه	عمق بالای لایه (km)	سرعت موج P (km/s)
۱	-۳/۱	۴/۵۰
۲	۱۰	۵/۹۰
۳	۱۵	۶/۰۱
۴	۲۵	۶/۱۵
۵	۳۵	۶/۳۵
۶	۴۰	۶/۸۲

انتخاب کردیم. همان‌طور که در شکل ۵ دیده می‌شود، در لایه‌های بالایی تا عمق حدود ۴۰ کیلومتری مدل‌های سرعت تقریباً به یک مدل هم‌گرا می‌شوند. مدل میانگین به صورت یک خط پُررنگ مشکی دیده می‌شود. پس از بررسی مدل‌های گوناگون، بهترین مدل‌های سرعتی موج P به دست آمد (جدول ۳) و پس از آن با استفاده از ده مدل برتر به دست آمده برای موج P، مدل‌های سرعتی نهایی برای موج P و موج S به دست آمد (جدول ۴).

در شکل‌های ۶-ب و ۶-د میانگین ده مدل سرعتی نهایی برتر موج P و S نشان داده شده است. مدلی که در ابتدا برای موج P محاسبه شد، یک مدل شش‌لایه‌ای است که پس از محاسبه مجدد و اضافه شدن مدل سرعت موج S در محاسبات به یک مدل پنج‌لایه‌ای تا عمق ۳۵ کیلومتری تبدیل شد. در این مدل (شکل ۶-ب) در عمق ۱۰ کیلومتری یک مرز واضح دیده می‌شود. پس از آن یک تغییر سرعت اندک در عمق ۱۵ کیلومتری دیده می‌شود. از آنجا که این تحقیق روی زمین‌لرزه‌های محلی صورت گرفته است، عملاً در مورد عمق‌های پایین‌تر از



شکل ۵. ده مدل سرعت اولیه برتر و مدل نهایی موج P.



شکل ۶: ده مدل سرعت اولیه برتر (الف)، مدل نهایی (ب) برای موج P، ده مدل سرعت اولیه برتر (ج) و مدل نهایی (د) برای موج S.

برای مدل نهایی به دست آمده همان‌طور که در شکل ۷ نشان داده شده است، این اختلاف‌ها در طول و عرض کمتر از ۲ کیلومتر و در عمق کمتر از ۵ کیلومتر است که نتایج قابل قبولی است.

شکل ۸ رومرکز زمین‌لرزه‌ها را که ناشی از وارون‌سازی هم‌زمان ساختار یک‌بُعدی سرعت و مکان زمین‌لرزه‌ها است، نشان می‌دهد. پراکندگی اکثر زمین‌لرزه‌ها در امتداد روند شمال غرب-جنوب شرق

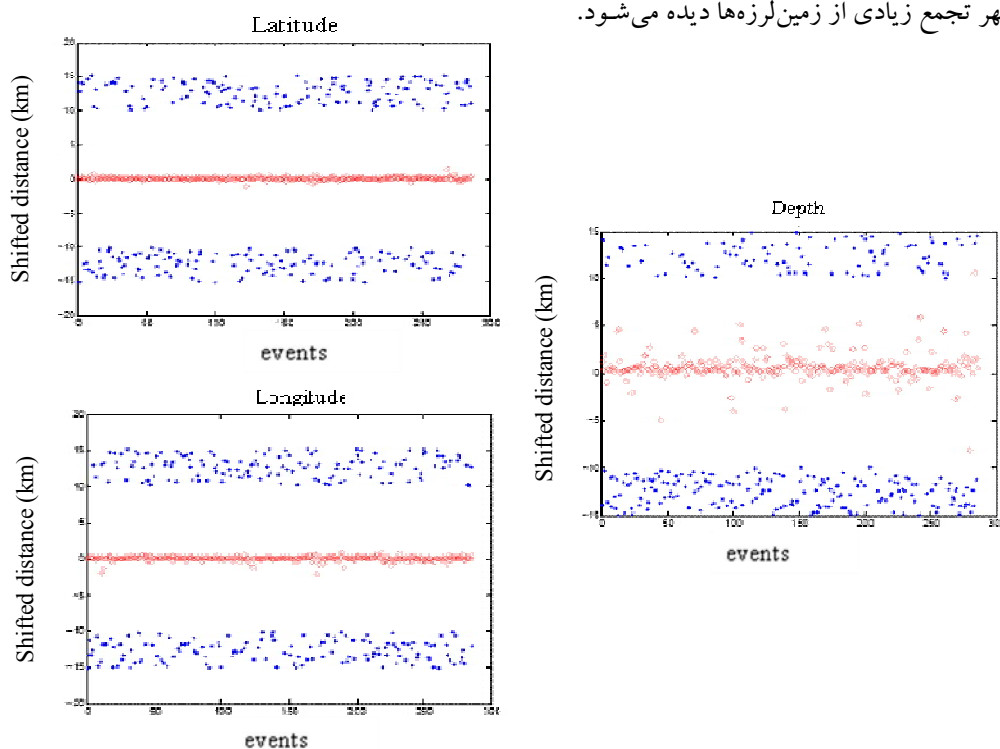
برای بررسی پایداری و همگرایی مدل‌ها و انتخاب نهایی از آزمایش جابه‌جایی تصادفی (Random Shifting Test) کانون زمین‌لرزه‌ها (کیسلینگ و همکاران، ۱۹۹۵؛ هاوسن و همکاران، ۱۹۹۹) استفاده شد. در این آزمایش عمق کانونی (یا موقعیت سطحی) بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر به‌طور تصادفی از محل اولیه خود جابه‌جا شده‌است و انتظار داریم پس از وارون‌سازی با بهترین مدل تا حد ممکن به محل اولیه خود برگردد.

جدول ۴. لایه‌بندی و سرعت موج P در هر لایه برای بهترین مدل نهایی سرعت موج P و سرعت موج S در هر لایه برای بهترین مدل نهایی سرعت موج S و نسبت آنها.

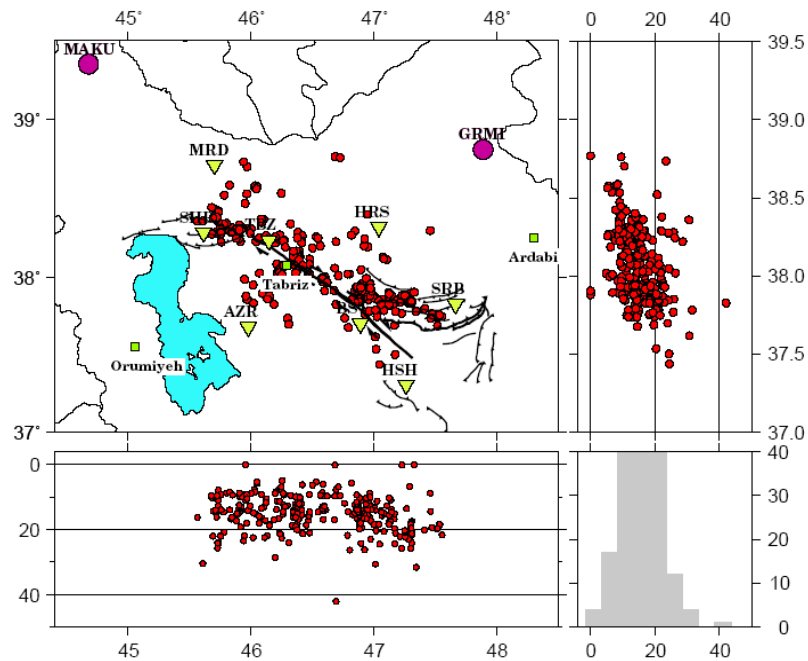
لایه	عمق بالای لایه (km)	سرعت موج P (km/s)	سرعت موج S (km/s)	نسبت Vp/Vs
۱	-۳/۱	۵/۰۹	۲/۹۴	۱/۷۳
۲	۱۰	۵/۸۹	۳/۳۴	۱/۷۶
۳	۱۵	۶/۰۳	۳/۴۶	۱/۷۴
۴	۲۵	۶/۲۷	۳/۴۶	۱/۷۹
	۳۰	۶/۲۷	-	-
۵	۳۵	۶/۵۸	-	-

در قسمت شرقی گسل بیشتر لرزه‌خیزی روی گسل‌های بزغوش شمالی و جنوبی متمرکز است. در جنوب گسل شمال تبریز نیز یک به خط‌شدگی با عمقی به نسبت زیاد

گسل شمال تبریز است. پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در امتداد گسل شمال تبریز و در بیشتر مناطق در شمال گسل است. این مشاهده می‌تواند معرف شیب گسل شمال تبریز به سمت شمال باشد. در اطراف شهر تبریز و به‌طور خاص در شمال این شهر تجمع زیادی از زمین‌لرزه‌ها دیده می‌شود.



شکل ۷. نتایج آزمایش جابه‌جایی تصادفی کانون زمین‌لرزه‌ها برای بهترین مدل. اختلاف موقعیت کانونی زمین‌لرزه‌ها پس از وارون‌سازی با مدل برتر با رنگ سرخ و به شکل دایره‌های توخالی و میزان جابه‌جایی اولیه موقعیت کانون‌ها با رنگ آبی نقطه‌های توپر نشان داده شده است.



شکل ۸. پراکندگی عمقی و رومرکز زمین‌لرزه‌ها و نمودار فراوانی عمق‌های آنها بعد از وارون‌سازی نهایی با بهترین مدل سرعتی موج P.

وارون‌سازی در شکل‌های ۴ و ۸ آورده شده و در متن به آنها اشاره شده است).

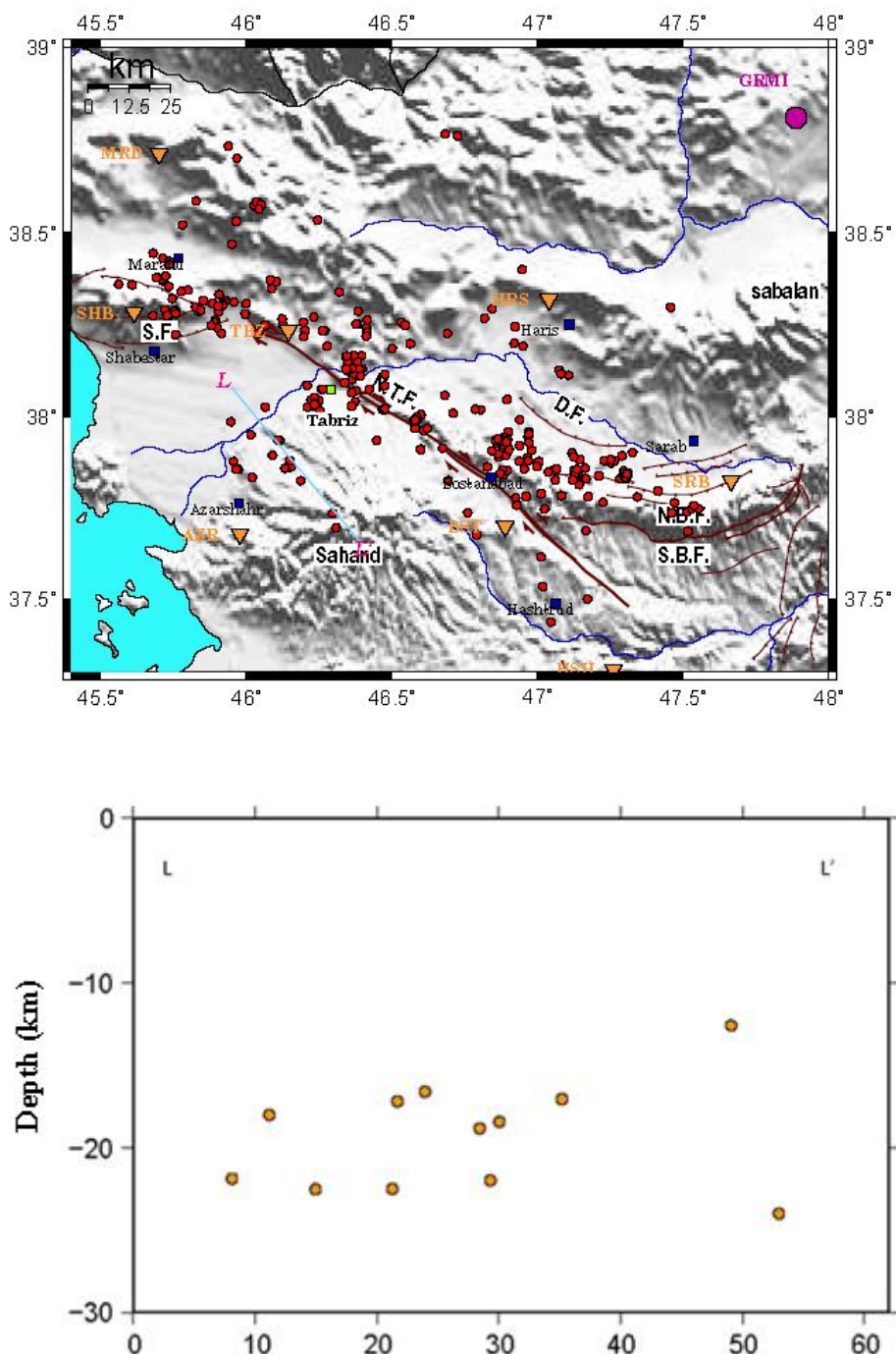
۷ بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق در مدل سرعتی موج P به‌دست آمده پنج لایه تا عمق ۳۵ کیلومتری دیده می‌شود. در این مدل در عمق ۱۰ کیلومتری یک مرز واضح دیده می‌شود. پس از آن یک تغییر سرعت اندک در عمق ۱۵ کیلومتری به چشم می‌رسد. مورد دیگر که در این مدل شایان توجه است مرزی است که در ۲۵ کیلومتری دیده می‌شود. سیاهکالی مرادی و همکاران (۲۰۱۱) یک مرز واضح در ۲۰ کیلومتری مشاهده کردند که با مرز به‌دست آمده در این تحقیق تقریباً هم‌خوانی دارد. البته این مرز با مدل سرعتی موج S دیده نمی‌شود. البته مدلی که سیاهکالی مرادی و همکاران (۲۰۱۱) برای کار بررسی لرزه‌خیزی منطقه تبریز محاسبه کردند شباهت زیادی به مدل داده

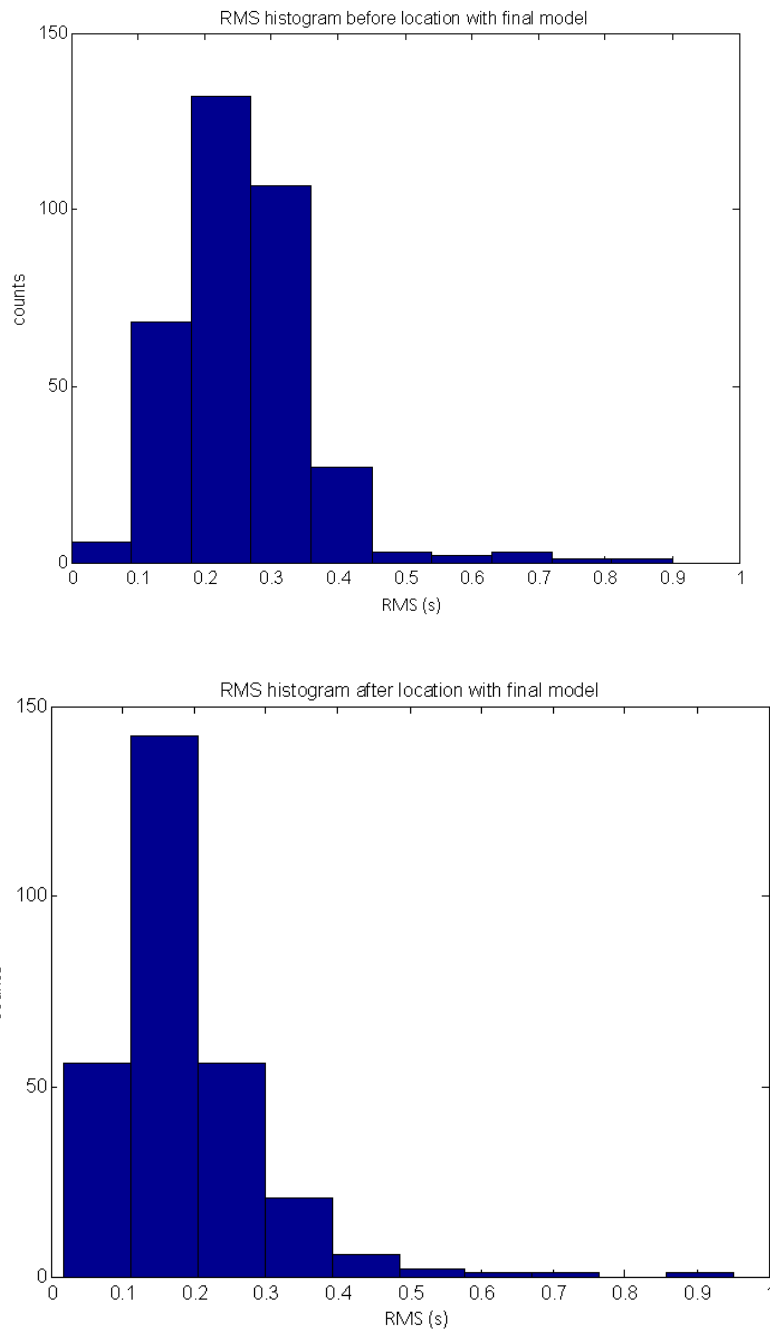
دیده شد که احتمال دارد یک گسل پنهان باشد (شکل ۹). از نظر پراکندگی عمقی زمین‌لرزه‌ها بین ۵ تا ۳۰ کیلومتر پخش شده است. یکی از کمیت‌هایی که برای بررسی دقت و صحت مدل سرعتی به‌دست آمده مورد استفاده قرار می‌گیرد، مقدار RMS زمان‌رسیدهای زمین‌لرزه‌ها است. هرچه این مقدار کمتر شده باشد، بدین معنا است که مکان زمین‌لرزه‌ها به مکان وقوع واقعی نزدیک‌ترند و در نتیجه مدل سرعتی به‌دست آمده به مدل واقعی زمین نزدیک‌تر است. به همین منظور نمودار فراوانی RMS زمان‌رسید زمین‌لرزه‌های مورد استفاده پیش و پس از مکان‌یابی دوباره با استفاده از مدل سرعتی نهایی رسم شد. همان‌گونه که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، پس از مکان‌یابی با مدل نهایی، مقدار RMS زمان‌رسید زمین‌لرزه‌ها کاهش یافته و نمودار فراوانی جمع‌تر شده است (تصاویر پخش زمین‌لرزه‌ها در عمق قبل و بعد از

است، به نظر می‌رسد، مدل تحقیق حاضر می‌تواند ارجحیت داشته باشد (جدول ۱). از طرفی مدل حاضر پس از اجرای آزمایش‌های متعدد و همچنین با مدل‌های اولیه

شده در تحقیق حاضر دارد. اما از آنجاکه مدل به‌دست آمده سیاهکالی مرادی و همکاران با استفاده از ۴۸ رویداد و تحقیق حاضر با استفاده از ۳۶۱ رویداد صورت گرفته



شکل ۹. پراکنندگی عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها در امتداد خط LL'.

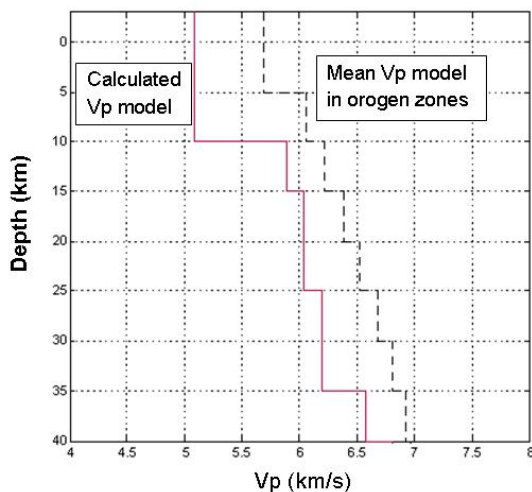


شکل ۱۰. نمودار فراوانی RMS زمان‌رسید زمین‌لرزه‌ها قبل و بعد از مکان‌یابی با مدل سرعتی نهایی.

مثال در عمق ۲۵ کیلومتری سرعت موج S ثابت است و افزایش سرعت موج P سبب افزایش در نسبت آنها می‌شود (شکل ۱۱). همچنین در عمق ۳۰ کیلومتری کاهش شدیدی در نسبت آنها می‌شود که به سبب ثابت

متفاوت به دست آمده، می‌توان آن را مدلی با کمترین خطا البته فقط تا عمق ۳۰ کیلومتری دانست. در شکل نسبت‌های امواج P و S نیز تغییراتی دیده می‌شود که با توجه به تغییرات سرعت هر دو موج قابل توجیه است. برای

کنونی است، در حالی که منطقه مورد تحقیق حاضر منطقه فعال جوانی است و سرعت کم موج P و S به زمین ساختی شدن سنگ‌های پوسته مربوط می‌شود.

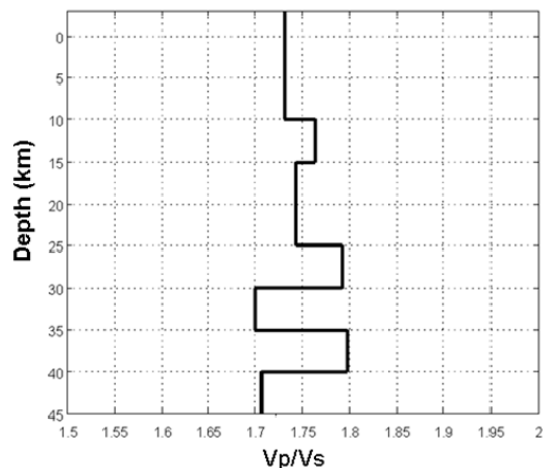


شکل ۱۲. مدل‌نهایی به‌دست آمده در این تحقیق که با خط‌های پُر مشخص شده است و مدل میانگین جهانی برای نواحی کوه‌زایی (کریستنسن و مونی، ۱۹۹۵) که به‌صورت خط‌چین نشان داده شده است.

تحقیق صورت گرفته کریستنسن و مونی (۱۹۹۵) نشان داده است که وجود سنگ‌های دگرگونی با رخساره آمفیبولیتی در پوسته، باعث افزایش سرعت موج P می‌شود و درصد بزرگ سنگ‌های این رخساره در اعماق حدود ۲۵ تا ۳۰ کیلومتری مرزی را در پوسته به وجود می‌آورد. نیم‌رُخ عمقی به‌دست آمده در تحقیق حاضر نشان از آن دارد که تا این اعماق درصد سنگ‌های این رخساره در پوسته بالایی کم است و سنگ‌های پوسته بالایی به نظر می‌رسد بیشتر از نوع گنایس (Gniess) باشد. نسبت سرعت‌ها که با روش واداتی (Wadati) محاسبه شده است (شکل ۱۳) نیز به‌گونه‌ای مؤید این امر است (کریستنسن، ۱۹۹۶).

از طرفی کریستنسن (۱۹۹۶) رابطه بین ساختار پوسته و نسبت پواسون را مورد بررسی قرار داد. وی روشن ساخت که دما و فشار تأثیر مستقیم روی سرعت امواج

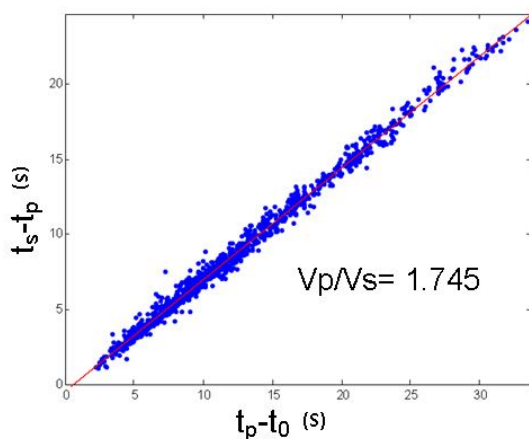
بودن سرعت موج P و افزایش سرعت موج S به‌وجود می‌آید. در مورد عمق‌های کمتر همان‌گونه که ذکر شد به‌علت فقدان داده قابل اطمینان، نمی‌توان نظر قطعی داد.



شکل ۱۱. نسبت ده سرعت برتر نهایی موج P به ده سرعت برتر نهایی موج S برای بهترین مدل به‌دست آمده.

با توجه به سرعت‌های به‌دست آمده می‌توان ساختار زمین‌شناسی در اطراف گسل شمال تبریز را نیز مورد بررسی قرار داد. کریستنسن و مونی (۱۹۹۵) ساختار سرعتی امواج لرزه‌ای در پوسته برای رژیم‌های متفاوت زمین‌ساختی را مدل‌سازی کردند. از آنجا که منطقه مورد بررسی ما در مسیر کوه‌زایی آلپ-همالیا قرار دارد و منطقه کوه‌زایی جوانی است، مدل سرعتی به‌دست آمده کریستنسن و مونی برای نواحی کوه‌زایی را به همراه مدل‌نهایی به‌دست آمده در این تحقیق روی یک نمودار رسم و آنها را با هم مقایسه کردیم (شکل ۱۲). همان‌طور که در این نمودار دیده می‌شود، سرعت‌های به‌دست آمده در این تحقیق کمتر از مدل میانگینی است که کریستنسن و مونی در تحقیق خود به‌دست آوردند. یکی از دلایلی که می‌توان برای توجیه این اختلاف عرضه کرد، این است که ایشان در کار خود همه مناطق با سن متفاوت را در نظر گرفتند که شامل کوه‌زایی‌های قدیمی و مناطق فعال

را به دست آورد. باین حال می‌توان گفت که ضخامت شکننده پوسته ۳۰ کیلومتر است. با توجه به پراکندگی رومرکز زمین لرزه‌ها دیده می‌شود که فعالیت لرزه‌ای در این منطقه در غربی‌ترین قسمت روی گسل شمال تبریز و در شرقی‌ترین قسمت روی گسل بزغوش شمالی است. در قسمت مرکزی نیز در اطراف شهر تبریز در شمال شرق و جنوب غرب این شهر فعالیت شدید لرزه‌ای دیده می‌شود. در کل، فعالیت لرزه‌ای روی گسل شمال تبریز و گسل‌های اطراف آن در عمق‌های بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتری دیده می‌شود. از طرفی پخش یکنواخت زمین لرزه‌ها در عمق نشان از ضخامت یکنواخت پوسته در امتداد گسل شمال تبریز دارد. همچنین لرزه‌خیزی در بیشتر مناطق در شمال گسل رخ داده است که نشان از شیب گسل در بیشتر مناطق به سمت شمال دارد. همچنین در بررسی‌های صورت گرفته گسل‌های اطراف این گسل نیز با شیب‌های به سمت شمال (مثل گسل بزغوش جنوبی)، به سمت جنوب (مثل گسل بزغوش شمالی در برخی قسمت‌ها و گسل دوزدوزان) مشاهده شد. در جنوب گسل شمال تبریز نیز یک به خط‌شدگی با عمقی به نسبت زیاد دیده شد، که احتمال دارد یک گسل پنهان باشد.



شکل ۱۳. نمودار محاسبه نسبت V_p/V_s باروش واداتی.

لرزه‌ای و در نتیجه نسبت پواسون در سنگ‌های تشکیل دهنده پوسته زمین ندارند و کم یا زیاد بودن این نسبت در یک منطقه، نشان از گرم یا سرد بودن پوسته نیست بلکه به جنس سنگ‌های تشکیل دهنده پوسته و درصد دگرگونی آنها بستگی دارد. در پوسته بالایی به خاطر درصد بزرگ کانی‌های اسیدی (Felsic) (عمدتاً کوارتز) نسبت پواسون کم است و وارد شدن به رخساره گرانولیتی با کانی‌های عمدتاً بازی (Mafic) در پوسته پایینی با افزایش ضریب پواسون همراه است.

نتایج پژوهش کریستنسن (۱۹۹۶) نشان داد که گرمای زیاد اگر موجب ذوب بخشی (Partial melting) شود، می‌تواند باعث افزایش نسبت پواسون شود. گرچه این پدیده در گوشته و پوسته پایینی روی می‌دهد، وجود منابع ماگمایی در پوسته بالایی نیز می‌تواند باعث افزایش نسبت پواسون شود. با توجه به آنکه نسبت پواسون محاسبه شده در پوسته بالایی در منطقه مورد بررسی، از حد معمول پوسته قاره‌ای مناطق فعال زمین‌ساختی بیشتر نیست (کریستنسن، ۱۹۹۶)، این امر می‌تواند مؤید آن باشد که در پوسته بالایی منابع ماگمایی فعال که نشان دهنده ذوب بخشی است، وجود ندارد. از طرفی ذوب بخشی در منطقه‌ای رخ می‌دهد که سرعت امواج P و S خیلی کمتر از حد معمول قاره‌ای و نسبت پواسون برای آنها زیاد باشد (برای مثال اونس و زانت، ۱۹۹۷) که در تحقیق حاضر چنین چیزی مشاهده نمی‌شود. با توجه به مطالب گفته شده می‌توان بیان داشت که بزرگ بودن گرادیان گرمایی در پوسته که از فعالیت‌های آتشفشانی ترشیاری در منطقه و وجود چشمه‌های آب‌گرم استنباط می‌شود، تأثیر مشخصی روی سرعت امواج P و S و نسبت آنها در پوسته بالایی و میانی نداشته است.

در این تحقیق همان‌گونه که ذکر شد، فقط تا عمق ۳۰ کیلومتری که بیشترین مقدار زمین لرزه‌ها دیده می‌شود، می‌توان اظهار نظر کرد و از آنجا نمی‌توان ضخامت پوسته

- slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: Preliminary Results: *Annals of Geophysics*, **46**, 903–915.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., and Asch, G., 1999, Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on offshore network: *Geophys. J. Int.*, **138**, 687–701.
- Jackson, J., 2000, Laboratory measurements of seismic wave dispersion and attenuation: Recent progress: *Am. Geophys. Un. Monogr.*, **117**, 265–289.
- Kadinsky-Cade, K., Barazangi, M., Oliver, J., and Isacks, B., 1981, Lateral variations in high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus: *J. Geophys. Res.*, **86**, 9377–9396.
- Karakhanian, A., Jrbashyan, R., Trifonov, V., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtyan, V., and Adilkhanyan, A., 2004, Active faulting and natural hazards in Armenia, Eastern Turkey and Northern Iran: *Tectonophysics*, **380**, 189–219.
- Kissling, E., 1998, Geotomography with local earthquake data: *Rev. of Geophys.*, **26**, 659–698.
- Kissling, E., 1995, Program VELEST USERS GUIDE – Short Introduction: Second draft version 5th October 1995.
- Kissling, E., Kradolfer, U., and Maurer, H., 1995a, VELEST User's Guide Short Introduction, Institute of Geophysics and Swiss seismological service, ETH, Zurich.
- Kissling, E., Solarino, S., and Cattaneo, M., 1995b, Improved seismic velocity reference model from local earthquake data in Northwestern Italy: *Terra Nova*, **7**, 528–534.
- Lemoine, F. G., Pavlis, E. C., Klosko, S. M., Pavlis, N. K., Chan, J. C., Kenyon, J. C., Trimmer, R., Salman, R., Rapp, R. H., and Nerem, R. S., 1996, Latest Results from the Joint NASA GSFC and DMA Gravity Model Project: *Eos Transactions*, **77**(17), S41.
- Lines, L. R., and Treitel, S., 1984, Tutorial a review of least squares inversion and its application to geophysical problems: *Geophysical Prospecting*, **32**, 159–186.
- Maggi, A., and Priestly, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau: *Geophys. J. Int.*, **160**, 1068–1080.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Grop, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., and تشکر و قدردانی
- از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله که داده‌های لازم را برای این تحقیق در اختیار نگارندگان قرار دادند تشکر می‌شود. نگارنده اول خود را موظف به تقدیر و تشکر صمیمانه از استادان محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان که با رهنمودهای ارزنده خود موجب پربار تر شدن این پژوهش شدند، می‌داند.
- منابع
- حسینی، س.، ۱۳۸۷، بررسی لرزه‌خیزی و ساختار یک‌بعدی پوسته در منطقه تبریز. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان.
- Al-lazki, A. I., Seber, D., Sandvol, E., 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: *Geophys. J. Int.*, **158**, 1024–1040.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 120–139.
- Christensen, N. I., 1996, Poisson's ratio and crustal seismology: *J. Geophys. Res.*, **101**, 3139–3156.
- Christensen, N. I., and Mooney, D. W., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view: *J. Geophys. Res.*, **100**, 9761–9788.
- Curtis, A., Trampert, J., Snieder, R., and Dost, B., 1998, Eurasian fundamental mode surface wave phase velocities and their relationship with tectonic structures: *J. Geophys. Res.*, **103**, 26919–26947.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. and Sengor, A. M. C., 1986, Shortening of continental lithosphere: The tectonics of eastern Anatolian—A young collision zone: *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 3–36.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M. R., Feghhi, K., and Solaymani, S., 2003, Paleoequakes and

- Sengor, A. M. C. and Kidd, W. S. F., 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet: *Tectonophysics*, **55**, 361-376.
- Siahkali Moradi, A., Hatzfeld, D., and Tatar, M., 2011, Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran): *Tectonophysics*, **506**, 22-30.
- Stephens, C., and Isacks, B., 1977, Towards an understanding of Sn: Normal mode Love waves in an oceanic structure: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 69-78.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **52**, 1229-1258.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N., and Ghasemi, M. R., 2010, Lithospheric Structure of NW Iran from P and S receiver functions: *J. Seismology*, **14**, 823-836.
- Thurber, C. H., 1992, Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography: *Phys. Earth planet. Inter.*, **75**, 55-62.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2004, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman: *Geophys. J. Int.*, **157**, 381-398.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M. and Veis, G., 2000, Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus: *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695-5719.
- Vernant, P., 2007, Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin: *Earth and Planetary science letters*, **252**, 180-188.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C., and Wernicke, B. P., 2003, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions: *Geophys. Res. Lett.* **30**(20), 2036.
- Molnar, P., and Oliver, J., 1969, Lateral variations of attenuation in the uppermost mantle and discontinuities in the lithosphere: *J. Geophys. Res.*, **74**, 2648-2683.
- Owens T. J. and Zandt, G., 1997, Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution: *Nature*, **387**, 37-43.
- Pasyanos, M., Walter, S., 2001, A surface wave dispersion study of the Middle East and North Africa for monitoring the comprehensive nuclear-test-ban treaty: *Pure appl. Geophys.*, **158**, 1445-1474.
- Priestley, K., and Mckenzie, D., 2002, The structure of the upper mantle beneath southern Africa, in, *The Early Earth: Physical, Chemical and Biological Development*, **199**, 45-64.
- Ritzwoller, M., and Levshin, A., 1998, Eurasian surface wave tomography: Group velocities: *J. Geophys. Res.*, **103**, 4839-4878.
- Rodgers, A., Ni, J., and Hearn, T., 1997, Propagation characteristics of short-period Sn and Lg in the Middle East: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 396-413.
- Sandvol, E., Al-Damegh, Kh., Calvert, A., Seber, D., Barzangi, M., Mohamad, R., Gok, R., Turkelli, N., and Gurbuz, K., 2001, Tomographic imaging of Lg and Sn propagation in the Middle East: *Pure appl. Geophys.*, **158**, 1121-1163.
- Sengor, A. M. C., 1990, A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for the Oman Region, in *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, edited by Robertson, A. H. F., Searle, M. P. and Ries, A. C.: *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **49**, 797-831.