

## توموگرافی سه‌بعدی منطقه‌های اصفهان و شهرکرد با استفاده از زمین‌لرزه‌های محلی

کوروش امامی<sup>۱</sup>، اسماعیل بایرام‌نژاد<sup>۲\*</sup> و محمدرضا قیطانچی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۲/۴/۲۳، پذیرش نهایی: ۹۲/۱۱/۱۵)

### چکیده

یکی از هدف‌های مهم زلزله‌شناسی به‌دست آوردن مدل سرعتی مناسب برای هر منطقه است. هر چه این فرایند دقیق‌تر صورت گیرد می‌توان در پژوهش‌های دیگر در منطقه به نتایج بهتری دست یافت. برای این منظور از روش‌های توموگرافی لرزه‌ای استفاده می‌شود. استفاده از زلزله‌ها به‌منزله چشمه‌های طبیعی در توموگرافی بسیار مفید است. در این پژوهش یک مدل سرعت سه‌بعدی برای دو منطقه اصفهان و شهرکرد واقع در محدوده ۳۱° تا ۳۴° شمالی و ۵۰° تا ۵۳° شرقی ارائه می‌شود. برای این منظور از زمین‌لرزه‌های رخ داده در این ناحیه بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۲ که در ۸ ایستگاه لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ثبت شده‌اند استفاده شده است. ابتدا لازم است یک مدل یک‌بعدی متوسط بهینه برای منطقه به‌دست آورده شود. نتایج حاصل از وارون‌سازی هم‌زمان داده‌ها یک مدل ۴ لایه‌ای پیشنهاد می‌دهد که در آن سرعت امواج P تا عمق ۵ کیلومتری برابر با ۵/۴ کیلومتر بر ثانیه، ۵ تا ۲۰ کیلومتر، ۶/۰ کیلومتر بر ثانیه، ۲۰ تا ۳۳ کیلومتر، ۶/۲ کیلومتر بر ثانیه، ۳۳ تا ۴۷ کیلومتر، ۶/۹ کیلومتر بر ثانیه است. عمق موهو ۴۷ کیلومتر و سرعت  $P_n$  ۷/۹ کیلومتر بر ثانیه برآورد شده است. زمین‌لرزه‌های منطقه با استفاده از مدل بدست آمده تعیین محل مجدد شدند و نتایج حاصل از وارون‌سازی سه‌بعدی مورد استفاده قرار گرفت. بعد از تعیین مدل سه‌بعدی اولیه، زمان سیر اولین فازهای رسیده وارون‌سازی شدند که براساس نتایج آن، مقاطع افقی از ساختار زیرین ناحیه موردنظر رسم شد. بی‌هنجاری‌های سرعتی مدل نهایی به‌دست آمده در عمق‌های گوناگون مطابقت خوبی با روندگسل‌های منطقه دارد. نتایج آزمایش مدل نهایی با بوردهای شطرنجی، بیانگر وضوح خوبی برای عمق‌های گوناگون است.

واژه‌های کلیدی: بی‌هنجاری، اصفهان، توموگرافی، زمان سیر

## 3D Tomography of Isfahan and Sharekord regions using local earthquakes

Emami, K.<sup>1</sup>, Bayramnejad, E.<sup>2</sup> and Gheitanchi, M. R.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>M.Sc. Student, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

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

<sup>3</sup>Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 14 Jul 2013, Accepted: 04 Feb 2014)

### Summary

One of the most important purposes in seismology is determination of crustal velocity using earthquakes data that have been recorded by regional and local seismic stations. The more precise the process is carried out, the better shall be the results reached in various studies in the area including earthquake locating, seismicity of area, seismic zone mapping or the determination of the plane of faults causing earthquakes. Imaging velocity structure of Earth's interior using travel times inversion commonly called seismic tomography which is usually done two or three-dimensionally. This method has extensively been used in recent decades by researchers. Since the seismic waves are

associated with valuable information about direction of propagation and environmental properties, using earthquakes as natural seismic sources are very useful in seismic tomography as well as the artificial sources such as limited and controlled explosions, air guns and bore-hole sources.. The seismic tomography characterizes the size, geometry and extent of velocity anomalies. In this method subsurface structure is modeled initially by several parameters and improved by the inversion of seismic travel times data.

In this study the crustal velocity structure was determined using three-dimensional inversion of local earthquakes travel times recorded by seismic networks of Institute of Geophysics University of Tehran (IGUT) occurred within the period from 2000 and 2012 in the study area. The study area is bounded within  $31^{\circ}\text{E}$  to  $34^{\circ}\text{E}$  and  $50^{\circ}\text{N}$  to  $53^{\circ}\text{N}$ . We used the VELEST software in one-dimensional modeling section. The procedure of study is minimizing the differences between observed and calculated travel time by applying the initial obtained model. This software simultaneously optimizes the earthquake locations, crustal velocity model and station corrections using the Joint-Hypocenter-Determination (JHD) method.

The initial estimates for P waves velocity and crust thickness of the region are achieved using the travel-time curve of primary phases of all earthquakes occurred in the area. Then the larger relative earthquakes are selected and the best crustal one-dimensional model was derived by simultaneously inverse modeling method using this data set and VELEST algorithm. This method can be considered as one of the useful methods in study of 1D crust structure. The results proposed a 4 layers model of crust in which the P wave velocity is equal to 5.4 km/s for depths less than 5 km, 6.0 km/s for depths from 5 km to 20 km, 6.2 km/s for depths of 20 km to 32 km and finally 6.9 km/s for depths of 32 km to 47 km. The thickness of crust and  $P_n$  velocity are respectively obtained 47 km and 7.9 km/s. The aim of this work is obtaining an optimal crust model that can aid to improve seismic data and can be used to determine the next earthquake locating. Then the obtained crustal model is used as an initial model to study of three-dimensional inverse modeling of crust in the region by using FAST algorithm. All the earthquakes relocated using new obtained model. In this study a data set recorded by the 8 seismic stations of Isfahan and Shahrekord networks were used. The resolution of final solution of 3D model was investigated using synthetic dataset (checkerboard model) that shows fair resolution for various depths. The lateral variations of the main resolved structures in the model obtained are highly correlated with the faulting systems in the region.

**Keywords:** Anomaly, Isfahan, Tomography, Travel time

## ۱ مقدمه

وارون سازی امواج لرزه‌ای، استفاده می‌شود. استان اصفهان بین  $30^{\circ}$  درجه و  $42^{\circ}$  دقیقه تا  $34^{\circ}$  درجه و  $30^{\circ}$  دقیقه عرض شمالی و  $49^{\circ}$  درجه و  $36^{\circ}$  دقیقه تا  $55^{\circ}$  درجه و  $32^{\circ}$  دقیقه طول شرقی در ایران مرکزی قرار دارد. این محدوده دارای پتانسیل‌های متفاوتی از خطرزایی است. در غرب استان، زون زاگرس مرتفع قرار گرفته است. این قسمت از ایران حاصل عملکرد صفحه عربی به طرف

یکی از هدف‌های مهم دانش زلزله‌شناسی به دست آوردن یک مدل سرعت مناسب برای هر منطقه است. هرچه این فرایند دقیق‌تر صورت گیرد می‌توان از آن در تعیین محل دقیق‌تر زلزله‌ها، بررسی لرزه‌خیزی منطقه، تعیین سازوکار زلزله‌ها و بررسی چشمه به نتایج بهتری دست یافت. برای این منظور از روش‌های توموگرافی لرزه‌ای که عبارت است از به تصویر کشیدن ساختار پوسته با استفاده از

کاشمر ادامه می‌یابد و از دورونه، بایک روند شرقی- غربی، با خمیدگی به سمت جنوب، تا مرز افغانستان امتداد پیدا می‌کند. گسل کاشان: گسل کاشان از جنوب فین در راستای شمال غربی - جنوب شرقی کشیده شده است. اولین بار بربریان (۱۹۷۶) آن را به نام گسل فین معرفی کرد (حیدری و همکاران، ۱۳۷۶). گسل ایران‌کوه: زون سنندج - سیرجان دارای گسل‌های متعدد است که روند شمال غرب - جنوب شرقی دارند و در گذشته زلزله‌های زیادی در این ناحیه رخ داده است. از جمله گسل‌های این ناحیه، گسل رخ و گسل ایران‌کوه را می‌توان نام برد. در سال‌های اخیر تعداد زیادی از زلزله‌های حاصل لرزش این گسل‌ها به ثبت رسیده است که بیشترین لرزه‌ها مربوط به گسل ایران‌کوه است. نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ آباده، انارک، بروجن، اصفهان، کاشان، نائین، گلپایگان، شهرکرد و رام‌هرمز (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۹۷۸).

به علت کمبود داده‌های لرزه‌ای، نمی‌توان در مورد لرزه‌زایی گسل‌ها اظهار نظر قطعی کرد، باین حال درازای زیاد و سن جوان از جمله عواملی است که سبب می‌شود آنها را جزء گسل‌های جنبا و لرزه‌زا طبقه‌بندی کنند (جدول ۱) (کریمی و همکاران، ۱۳۸۶).

### ۳ زمین‌لرزه‌های تاریخی منطقه مورد بررسی

از زمین‌لرزه‌های تاریخی رخ داده در منطقه می‌توان به زمین‌لرزه‌های ۱۰۵۸ (۸ دسامبر) زاگرس غربی - حمزین، ۱۳۴۴ اصفهان، ۱۴۵۹ زاگرس، ۱۶۶۶ زاگرس، ۱۷۵۵ (۷ ژوئن) کاشان، ۱۷۷۸ (۱۵ دسامبر) کاشان و ۱۸۴۴ (۱۲ می) قهرود - کاشان اشاره کرد (آمراسیز و ملویل، ۱۹۸۲).

### ۴ توموگرافی لرزه‌ای و روش پژوهش

همان‌طور که در بخش قبل گفته شد، به مدل‌سازی وارون با استفاده از زمان رسید زمین‌لرزه‌ها توموگرافی

ایران مرکزی است و به همین علت ضخامت این قسمت از پوسته زمین از بقیه نقاط بیشتر و از مجموعه‌ای از گسل‌های گوناگون تشکیل شده است که از نظر سنی تفاوت‌های زیادی با هم دارند. ناحیه میانی استان اصفهان، از نظر ساختار زمین‌شناسی از دو زون تشکیل یافته است که زون بلافاصله بعد از زون زاگرس، زون سنندج - سیرجان است و یک کمربند و محور دگرگونی محسوب می‌شود. در استان، دو ناحیه از رانش زمین وجود دارد، یکی از این دو، که از دیدگاه زمین‌شناسی جوان محسوب می‌شود، در بلندی‌های پشتکوه و پیشکوه، شهرستان فریدون‌شهر قرار دارد و ناحیه دیگر در شهرستان سمیرم، به‌ویژه در منطقه پادانا و رود ماربر قرار دارد. زمین‌لرزه در استان به ندرت رخ می‌دهد، لیکن در گستره شمال، شمال شرقی و شرق استان به علت وجود گسل‌های بی‌شمار زمین‌لرزه‌هایی در گذشته روی داده، که گاه شدید گزارش شده است.

### ۲ معرفی گسل‌های شناخته شده منطقه مورد بررسی

گسل زاگرس: این گسل شامل راندگی اصلی (Main Zagros Thrust) است و از گسل‌های، دورود، نهاوند، گارون، صحنه، مروارید، پیرانشهر، کازرون، دنا (دینار)، میناب (گسل زندان)، اردل، زردکوه، آغاچاری و مارون تشکیل یافته است. گسل قم-زفره: این گسل را عمیدی (۱۹۷۵) شناسایی کرده است، (حیدری و همکاران، ۱۳۷۶). گسل دهشیر(نائین-بافت): این گسل ۳۵۰ کیلومتری، روند شمال، شمال غربی-جنوب، جنوب شرقی و شیب نزدیک به قائم دارد که از جنوب غربی شهرستان نائین شروع می‌شود و تا نزدیکی سیرجان ادامه می‌یابد. گسل دورونه: گسل دورونه (بربریان و همکاران، ۲۰۰۱) یا گسل کویر بزرگ (اشتوکلین، ۱۹۶۱) حدود ۷۰۰ کیلومتر طول دارد که از نائین، در یک راستای شمال شرقی- جنوب غربی تا ناحیه دورونه در جنوب غربی

ضروری به نظر می‌رسد که در این تحقیق به آن پرداخته می‌شود.

#### ۴-۱ داده‌های مورد استفاده

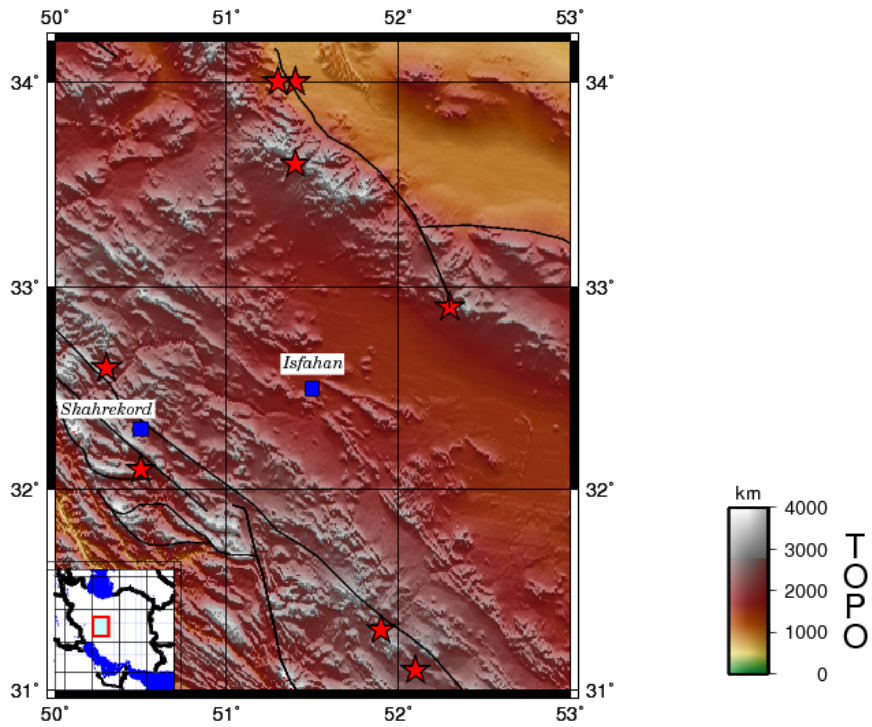
در این پژوهش از زمین‌لرزه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری اصفهان و شهرکرد وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شده است. در شکل ۲ پراکندگی زمین‌لرزه‌های رخ داده طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۲ با بزرگی امواج درونی بیشتر از ۲ در منطقه مورد بررسی، آورده شده است.

جدول ۱. نام و میزان فعالیت لرزه‌ای بعضی از گسل‌های اصلی منطقه (کریمی و همکاران، ۱۳۸۶).

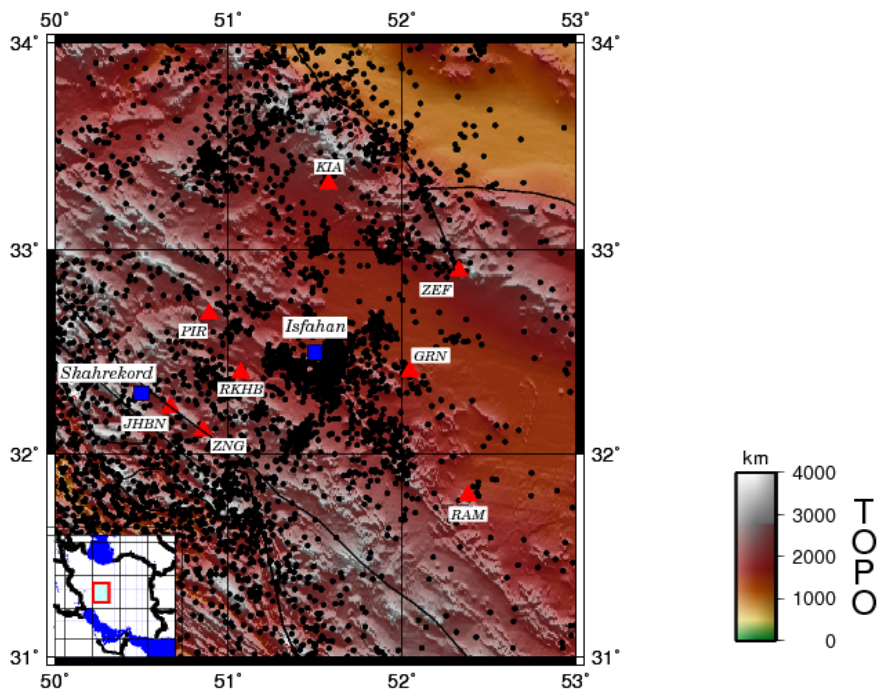
نام گسل	میزان فعالیت لرزه‌زایی	نام گسل	میزان فعالیت لرزه‌زایی
اردل	زیاد	زاگرس	کم
بازفت	کم	زردکوه	زیاد
چادگان	فاقد فعالیت	سولقان	کم
چرو	کم	قلعه قدم	فاقد فعالیت
چغاخور	فاقد فعالیت	کوه‌رنگ	زیاد
دارمه	فاقد فعالیت	گره	کم
دنا	زیاد	مسن	زیاد
دوپلان	زیاد	ناغان	کم
رخ جنوبی	فاقد فعالیت	ونک	فاقد فعالیت
رخ شمالی	فاقد فعالیت		

لرزه‌ای گفته می‌شود. اولین بار اکی و لی، (۱۹۷۶) از زمان سیر موج P حاصل از زمین‌لرزه‌های محلی برای تعیین ساختار سرعتی و کانون زمین‌لرزه‌ها در دره BEAR در وارون‌سازی استفاده کردند. در این روش چشمه زمین‌لرزه‌ها در زیر آرایه گیرنده‌ها و در درون حجم مدل قرار می‌گیرد. پس از انتشار مقاله این دو، این شاخه از توموگرافی لرزه‌ای کاربرد متداولی پیدا کرد و امروزه به نام توموگرافی زمین‌لرزه‌های محلی معروف شده است. اساس روش‌های توموگرافی رابطه  $d=g(m)$  است که در این رابطه ساختار زیرسطحی با مجموعه‌ای از پارامترهای مدل (m) مشخص می‌شوند و برای یک آرایه مشخص از چشمه و گیرنده می‌توان زمان سیرهایی را در حکم داده (d) برای مدل فوق پیش‌بینی کرد. برای یک سری داده مشاهده شده  $d_{obs}$  و یک مدل اولیه  $m_0$  اختلاف داده‌های مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده  $d_{obs}-g(m_0)$  که باقی‌مانده نیز خوانده می‌شود، بیانگر کیفیت مدل انتخابی برای پیش‌بینی داده‌ها است. روش وارون‌سازی داده‌ها، پارامتر مدل (m) را برای کمینه کردن این تفاوت‌ها، تغییر می‌دهد. نتیجه نهایی، عرضه مدلی ریاضی و جایگزین برای ساختار واقعی زیرسطحی است.

همه روش‌های توموگرافی احتیاج به برآورد اولیه از مقادیر پارامترهای مدل دارند. در توموگرافی لرزه‌ای، داده‌های مدل، زمان سیر فازهای گوناگون و پارامترهای مدل، تغییرات در سرعت امواج P و S و یا کُندی (عکس سرعت) خواهند بود. ابتدا ساختار سرعتی زیرسطحی منطقه مورد بررسی به صورت مجموعه‌ای از پارامترهای مدل مجهول تعریف می‌شوند. با توجه به افزایش تعداد زمین‌لرزه‌ها، تعیین مدل یک‌بُعدی بهینه با استفاده از زمین‌لرزه‌ها و تعیین موقعیت مجدد آنها با استفاده از مدل جدید



شکل ۱. نقشه زمین‌لرزه‌های تاریخی منطقه مورد بررسی، زمین‌لرزه‌ها با ستاره‌های سرخ مشخص شده‌اند (آمبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲).



شکل ۲. توزیع سطحی زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری اصفهان و شهرکرد وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۲ با بزرگی بیشتر از ۲ (زمین‌لرزه‌ها با دایره‌های سیاه‌رنگ مشخص شده‌اند).

جدول ۲. نام، کُد و مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های شبکه‌های اصفهان و شهرکرد.

ارتفاع	مختصات عرضی	مختصات طولی	کُد ایستگاه	نام ایستگاه
۱۹۱۰	۵۲/۰۴۷۴	۳۲/۴۰۶۳	GAR	Gharneh
۲۱۵۷	۵۱/۵۷۸۷	۳۳/۳۱۹	KLH	Kalahrood
۲۳۲۱	۵۲/۳۲۹۱	۳۲/۸۹۵۶	ZEF	Zefreh
۲۵۵۰	۵۰/۸۹۱۷	۳۲/۶۸۴۱	PIR	Pirpir
۲۱۹۸	۵۲/۳۸۲۷	۳۱/۷۹۸۳	RAM	Ramesheh
۲۰۲۲	۵۱/۰۷۲۲	۳۲/۳۹۹۲	RKHB	Rokh bas
۲۶۵۷	۵۰/۶۶۵۷	۳۲/۲۳۱۲	JHBN	Jahan bin
۲۶۶۲	۵۰/۸۵۴۲	۳۲/۱۱۷۴	ZNGN	Zangian

#### ۲-۴ برآورد مدل اولیه

داشتن یک مدل اولیه خوب، لازمه حل مسائل وارون است و هرچه این مدل به واقعیت نزدیک‌تر باشد، امکان موفقیت آن بیشتر خواهد بود. برای این منظور از زمان سیرهای فازهای اولیه امواج طولی به دست آمده از حدود ۴۰۰۰ زمین‌لرزه با عمق متوسط حدود ۱۳ کیلومتر استفاده شد. با توجه به انتظار رسیدن فازهای مستقیم و سرجها در محدوده فواصل معین، برای سه بازه از فاصله رومرکزی (۵۰-۱۰۰)، (۱۲۰-۱۸۰) و (۲۰۰-۳۰۰) کیلومتری داده‌ها، با استفاده از کاربرد روش کمترین مربعات با سه خط برازش شدند. با توجه به فواصل انتخابی می‌توان عکس شیب خط حاصل را با تقریب خوبی به سرعت امواج طولی در لایه‌ها نسبت داد که به ترتیب ۶/۲، ۶/۵ و ۸/۲ کیلومتر بر ثانیه محاسبه شدند. اگر سرعت ۶/۵ کیلومتر بر ثانیه به سرعت موج P در پوسته و سرعت ۸/۲ کیلومتر بر ثانیه به گوشته فوقانی نسبت داده شود، با توجه به محل خمیدگی منحنی سوم در

#### ۱۹۵ کیلومتری و محاسبات لازم، عمق موهو حدود ۴۷

کیلومتر محاسبه می‌شود (شکل ۳).

در مرحله بعدی از برآوردهای اولیه فوق استفاده شد تا مدل یک‌بُعدی نهایی به دست آید. برای این منظور از یکی از نرم‌افزارهای شناخته شده برای مدل‌سازی وارون به نام ولست (VELEST) استفاده شد. این نرم‌افزار که براساس روش مکان‌یابی مشترک (Joint-Hypocenter-Determination) به طور هم‌زمان کانون‌های زلزله، مدل پوسته و تصحیحات زمانی ایستگاه‌ها را بهینه می‌سازد اولین بار در ۱۹۷۶ برای بررسی توموگرافی نوشته شد (راکر، ۱۹۷۷؛ السورت، ۱۹۷۷). بعد از آن، توربر (۱۹۸۱) آن را تکمیل کرد و در ۱۹۸۴ اصلاحاتی در ساختار برنامه برای به دست آوردن مدل سرعتی یک‌بُعدی برای استفاده در توموگرافی سه‌بُعدی صورت گرفت (کیسلینگ و السورت، ۱۹۸۴). در نهایت کیسلینگ و همکاران (۱۹۹۴) برنامه اصلاح شده را برای به دست آوردن مدل پوسته مرجع در توموگرافی زلزله‌های محلی مورد استفاده قرار

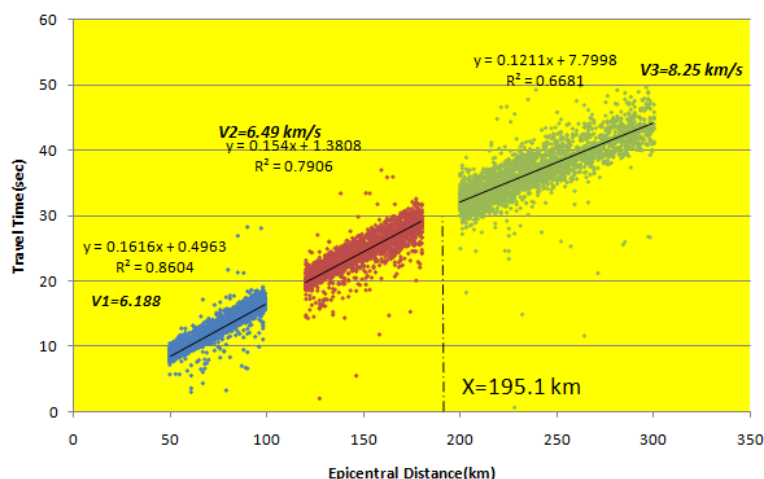
است. تفکیک لایه‌ها در ۵، ۲۰ و ۳۲ کیلومتر در این مدل به وضوح دیده می‌شود. با توجه به نتیجه نهایی (شکل ۴-ب، سمت راست) یک مدل ۴ لایه‌ای به شرح زیر پیشنهاد می‌شود. تا عمق ۵ کیلومتری سرعت موج P، ۵/۴ کیلومتر بر ثانیه، از عمق ۵ تا ۲۰ کیلومتری، ۶/۰ کیلومتر بر ثانیه و از عمق ۲۰ تا ۳۲ کیلومتر، ۶/۲ کیلومتر بر ثانیه و برای عمق ۳۲ تا ۴۷ کیلومتر سرعت ۶/۹ کیلومتر بر ثانیه و برای عمق ۴۷ کیلومتر به پایین که عمق موهو محاسبه شده است، سرعت امواج تراکمی ۷/۹ کیلومتر بر ثانیه محاسبه شد.

#### ۵ تعیین محل مجدد زمین‌لرزه‌های منطقه مورد بررسی با استفاده از مدل یک‌بُعدی نهایی

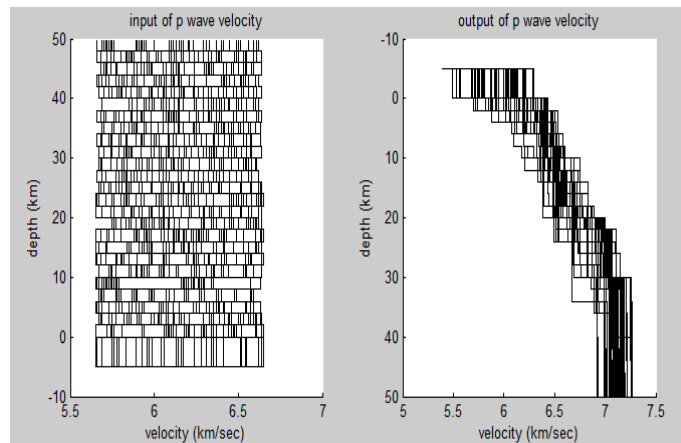
در این مرحله زمین‌لرزه‌های رویداده در منطقه‌های اصفهان و شهرکرد با استفاده از مدل یک‌بُعدی به دست آمده در بخش ۵-۱ تعیین محل مجدد می‌شوند. در شکل ۵ موقعیت زلزله‌ها نسبت به گسل‌ها و ایستگاه‌های منطقه بعد از تعیین محل مجدد نشان داده شده است. در جدول ۳ موقعیت تعدادی از زمین‌لرزه‌ها قبل و بعد از تعیین محل مجدد آنها آورده شده است.

دادند. با توجه به اینکه در مسائل وارون همواره جواب منحصر به فرد وجود ندارد و همچنین در برنامه ولست ضخامت لایه‌ها تغییر نمی‌کند لذا با روش سعی و خطا و با به دست آوردن مدل اولیه می‌توان به مدل بهینه دست یافت. با توجه به برآوردهای اولیه به دست آمده از سرعت لایه‌ها و ضخامت پوسته در بخش پیشین، چندین مدل اولیه ساخته شد و با اجرای مکرر برنامه ولست و تغییر پارامترهای اولیه، بهترین مدل اولیه و بهینه شده متناظر به دست آمد. از آنجا که عمق موهو ۴۷ کیلومتر محاسبه شده است، تا عمق ۵۰ کیلومتر را به ۲۵ لایه با ضخامت ۲ کیلومتر تقسیم و برای هر لایه ۵۰ مدل سرعتی تصادفی برای موج P عرضه کردیم. (شکل ۴-الف، سمت چپ).

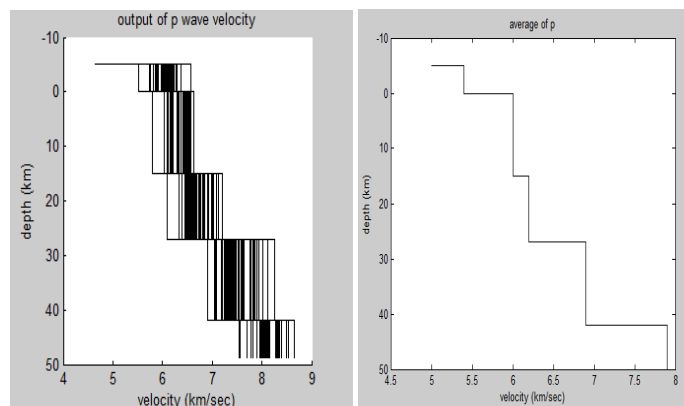
با توجه به مشاهده افزایش قابل توجه سرعت در عمق‌های ۵، ۲۰، ۳۲ کیلومتری در مدل‌های خروجی حاصل از وارون‌سازی هم‌زمان (شکل ۴-الف، سمت راست) در مرحله بعدی سعی در ساده‌سازی مدل سرعتی ۲۵ لایه شد و در این مرحله ۴ لایه با ضخامت‌های ۵، ۱۵، ۱۲ و ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته و دوباره برای این ۴ لایه با ضخامت‌های ذکر شده، ۵۰ مدل سرعتی تصادفی ساخته شد که در شکل ۴-ب، سمت چپ نمایش داده شده



شکل ۳. برازش داده‌ها در سه بازه ۵۰ تا ۱۰۰، ۱۲۰ تا ۱۸۰ و ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر.  $y$  معادلات خطوط برازش شده است و  $R^2$  ضریب همبستگی محاسبه شده برای هر خط است که عددی بین صفر و ۱ است.

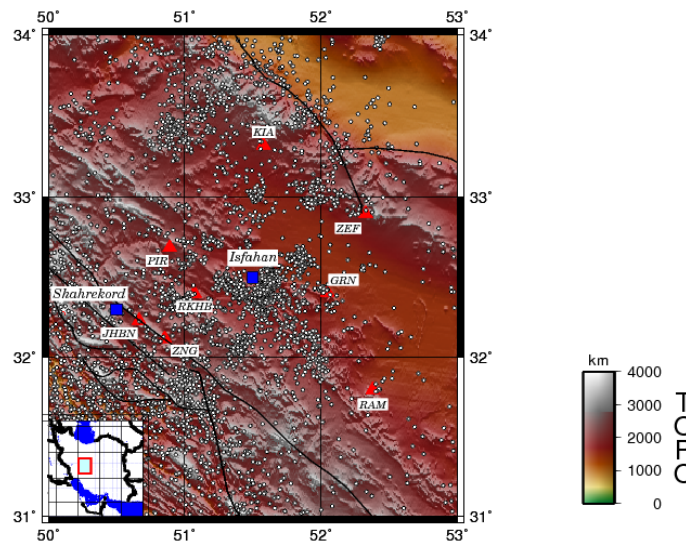


(الف)



(ب)

شکل ۴. (الف، سمت چپ) مدل‌های اولیه ۲۵ لایه (ضخامت هر لایه ۲ کیلومتر)، (الف، سمت راست) مدل‌های نهایی ۲۵ لایه‌ای، (ب، سمت راست) مدل یک‌بُعدی نهایی.



شکل ۵. توزیع سطحی زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری اصفهان و شهرکرد وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۲ پس از تعیین محل مجدد (زمین‌لرزه‌ها با دایره‌های سفیدرنگ) مشخص شده‌اند.



از وارون‌سازی، مقطع‌هایی در جهت عمق از صفر تا ۵۲ کیلومتر در بازه‌های ۴ کیلومتر در نظر گرفته شد و بی‌هنجاری‌های نسبی سرعت برای هر مقطع محاسبه شد. در شکل ۶ بعضی از مقاطع به همراه گسل‌های مهم منطقه، ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و تغییرات بی‌هنجاری‌های نسبی سرعت نشان داده شده است.

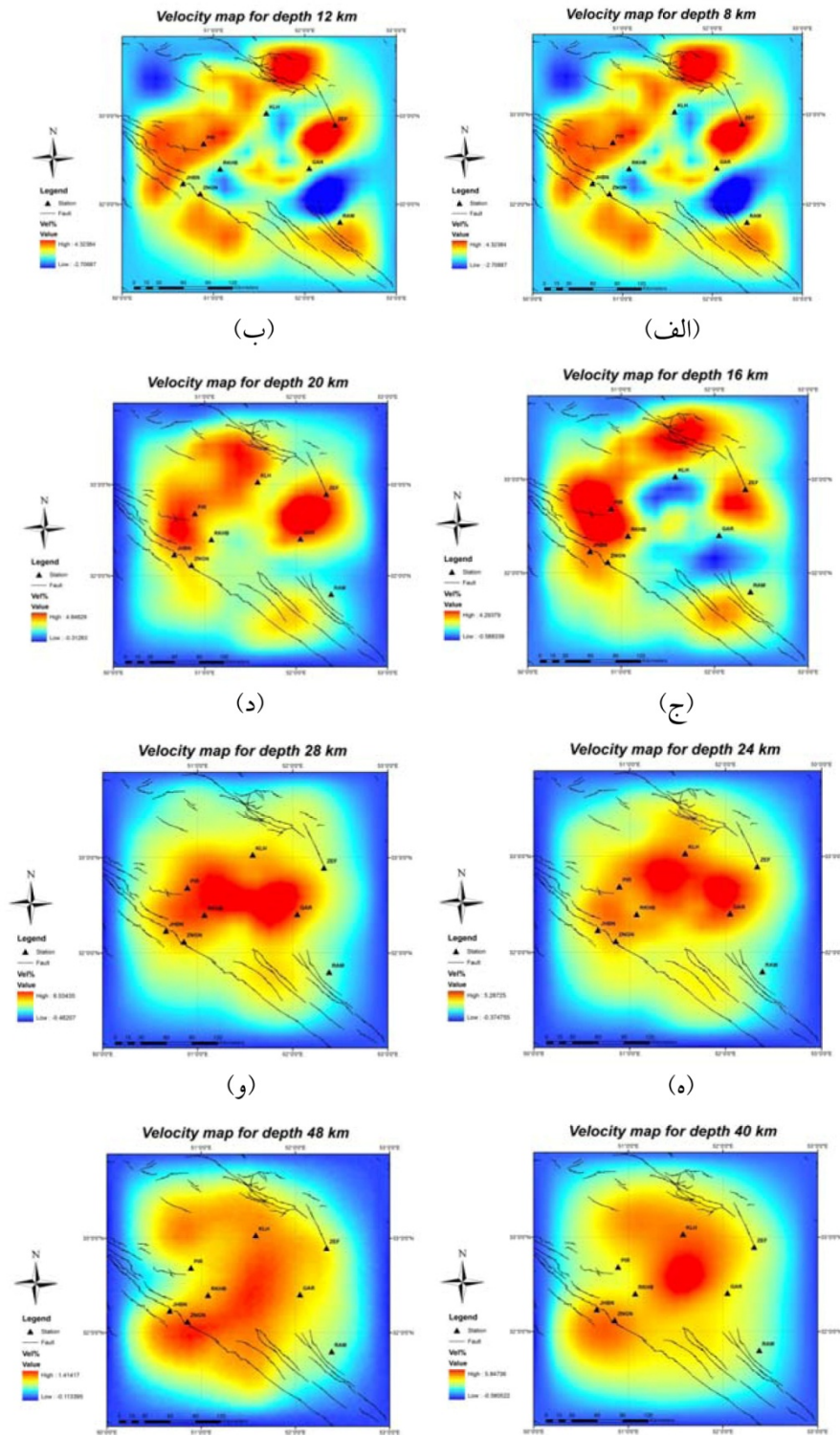
همان‌طور که در شکل ۶ ملاحظه می‌شود، به علت پوشش ایستگاهی، تعداد و عمق زمین‌لرزه‌ها، ساختارها و بی‌هنجاری‌های بزرگ قابل تفکیک و بررسی هستند. در عمق ۸ کیلومتر روند بی‌هنجاری‌های پُرسرعت در قسمت‌های شمالی و غربی منطقه با تقریب خوبی با گسل‌های این قسمت از منطقه مطابقت دارد. وجود بی‌هنجاری‌های پُرسرعت در زیر اکثر ایستگاه‌ها در این عمق از منطقه مشاهده می‌شود. وجود مناطق کم‌سرعت در زیر گسل‌ها می‌تواند به علت وجود ساختارهای خرد شده باشد (در زیر ایستگاه RAM و در قسمت شمالی غربی منطقه). در عمق ۱۲ کیلومتری تغییرات قابل ملاحظه‌ای در مقایسه با عمق ۸ کیلومتری مشاهده نمی‌شود. در عمق ۱۶ کیلومتری از وسعت منطقه کم‌سرعت بین ایستگاه‌های RAM و GAR کاسته شده است. افزایش قابل ملاحظه‌ای در وسعت ناحیه پُرسرعت در شمال غربی منطقه و افزایش مساحت ناحیه کم‌سرعت در زیر ایستگاه KLH در مقایسه با عمق ۱۲ کیلومتر دیده می‌شود. در عمق‌های ۲۰ و ۲۴ کیلومتر افزایش مناطق پُرسرعت در قسمت‌های مرکزی و به‌خصوص در زیر ایستگاه‌ها به‌وضوح دیده می‌شود. در عمق ۴۰ کیلومتری ناحیه پُرسرعت تقریباً در همه ناحیه‌های مربوط به زیر ایستگاه‌ها یکنواخت است. در عمق ۴۸ کیلومتر تقریباً روند ناحیه پُرسرعت حفظ شده است و این می‌تواند به علت نزدیک شدن به نا پیوستگی موهو باشد.

## ۶ مدل‌سازی ساختار سرعتی سه‌بُعدی پوسته بوسیله وارون‌سازی زمان سیر زمین‌لرزه‌های محلی

در این بخش، مدل سه‌بُعدی با استفاده از مدل یک‌بُعدی بهینه به‌دست آمده از بخش (۴-۱) و داده‌های زمین‌لرزه‌هایی که در داخل مدل بوده و مجدداً تعیین محل شده‌اند (بخش ۵) با نرم‌افزار FAST (زلت و بارتن ۱۹۹۸)، ساخته و بهینه می‌شود. این نرم‌افزار یکی از نرم‌افزارهای توانا برای توموگرافی لرزه‌ای است و مربوط به توموگرافی دو‌بُعدی و سه‌بُعدی زمان سیرهای اولین رسیدهاست.

در روش زلت برای هر چشمه یک فایل مجزا در نظر گرفته می‌شود. با توجه به زیاد بودن تعداد زمین‌لرزه‌ها در مقایسه با ایستگاه‌ها، در اینجا از ایستگاه‌ها در حکم چشمه استفاده و زمین‌لرزه‌ها به مثابه گیرنده در نظر گرفته می‌شود. این روش در موارد مشابه کاملاً متداول بوده و بنا بر اصل تقابل معتبر است. (بایرام‌نژاد، ۱۳۸۶).

مدل اولیه سه‌بُعدی دارای طولی معادل با ۲۸۸ کیلومتر و عرضی معادل با ۳۳۶ کیلومتر و عمق ۵۲ کیلومتر در نظر گرفته شد. جدایش گره‌های جست‌وجو با توجه به ابعاد مدل ۴ کیلومتر در نظر گرفته شده است. در نتیجه مدل اولیه با ۷۳ گره در طول و ۸۵ گره در عرض و ۱۴ گره در عمق و در کل با ۸۶۸۷۰ گره تعریف می‌شود. بی‌هنجاری‌های سرعتی به‌دست آمده حاصل از توموگرافی زمان‌سیرهای فاز P زمین‌لرزه‌های منطقه مورد بررسی، می‌تواند در بررسی و شناخت گسل‌های منطقه، مورد استفاده قرار گیرد. با مقایسه مدل نهایی به‌دست آمده از وارون‌سازی سه‌بُعدی و مدل اولیه، بی‌هنجاری‌های نسبی برای منطقه مورد بررسی به‌دست آمد. پس از به‌دست آوردن مدل نهایی، در مرحله بعد برای تشریح نتایج حاصل



شکل ۶. نقشه تغییرات بی‌هنجاری سرعت به همراه گسل‌های منطقه و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مربوط به شبکه لرزه‌نگاری ناحیه مورد بررسی (ایستگاه‌ها با مثلث سیاه‌رنگ مشخص شده‌اند)؛ (الف) در عمق ۸ کیلومتر، (ب) در عمق ۱۲ کیلومتر، (ج) در عمق ۱۶ کیلومتری، (د) در عمق ۲۰ کیلومتری، (ه) در عمق ۲۴ کیلومتر، (و) در عمق ۲۸ کیلومتر، (ز) در عمق ۴۰ کیلومتر و (ح) در عمق ۴۸ کیلومتر.

جدول ۳. موقعیت ۲۰ زمین‌لرزه رخ داده در گستره مورد بررسی؛ قبل و بعد از تعیین محل مجدد با مدل یک‌بُعدی نهایی.

	Name	Initial Location			Relocation by Modified Model			Difference	
		Lat	Lon	Dep (km)	Lat	Lon	Dep (km)	Horizontal (km)	Vertical (km)
1	20000206_0712	31.221	52.509	5.4	31.248	52.506	6.4	3	0.3
2	20010330_1323	33.616	51.175	6.3	33.608	51.182	4.2	0.9	0.8
3	20020718_2346	32.507	50.894	18	32.505	50.896	17.8	0.2	0.2
4	20030405_1434	31.628	50.223	2.3	31.625	50.23	2.1	0.3	0.7
5	20040105_1324	33.847	51.779	12.9	33.826	51.775	18.5	2.2	0.4
6	20050617_0117	31.926	50.286	10	31.924	50.296	10.2	0.2	1.1
7	20060705_0651	32.629	51.829	13.5	32.62	51.865	13.2	1	4
8	20061009_1752	31.182	50.334	18	31.184	50.334	18.2	0.2	0
9	20070808_2111	31.93	52	27	31.983	51.945	22	5.5	6.1
10	20071209_0541	31.036	51.375	1.3	31.038	51.395	9.3	0.2	2.2
11	20080303_1935	33.025	52.263	20	33.088	52.327	2.8	7	7.1
12	20080829_0630	33.788	50.97	10.9	32.782	50.952	11.9	0.6	2
13	20090201_0258	31.34	51.531	2.8	31.335	51.551	5	0.5	2.2
14	20090404_1859	31.801	50.275	11.3	30.846	50.314	0.1	4.4	0.4
15	20100129_1048	33.709	51.503	3.3	33.7	51.517	3.9	1	1.5
16	20100827_1038	32.026	51.949	5.9	31.992	51.909	6.9	3.7	4.4
17	20110428_1129	32.488	51.638	12.3	32.494	51.626	11.9	0.6	1.4
18	20110614_0434	32.368	50.93	20.9	32.344	50.922	20.7	2.7	0.8
19	20120214_0744	31.395	51.467	14	31.393	51.463	13.7	0.2	0.4
20	20120924_2011	33.367	52.367	12	33.38	52.347	10.7	1.4	2.2

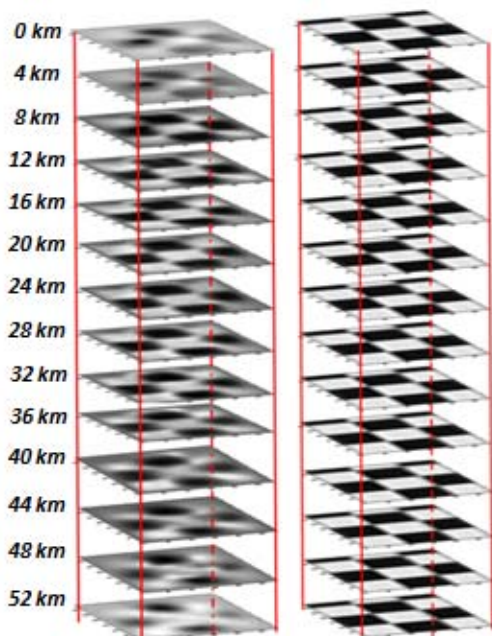
## ۷ تحلیل وضوح نهایی

برای مدل سرعتی اولیه با استفاده از زمان سیرهای به‌دست آمده از مرحله قبل صورت می‌گیرد. نتیجه این وارون‌سازی و مدل سرعتی حاصل از آن با مدل سرعتی مصنوعی مقایسه می‌شود. به این ترتیب می‌توان از قدرت تفکیک مدل و توانایی مدل در بازسازی ناهنجاری‌های سرعتی در نواحی و عمق‌های گوناگون آگاهی یافت. نتایج به‌دست آمده به عوامل متفاوتی از جمله پوشش مناسب ایستگاه‌ها، پوشش عمقی و سطحی مناسب داده‌ها بستگی دارد. در این آزمایش ۲۰٪ بی‌هنجاری ستونی به

آزمون‌های مصنوعی براساس یک مدل سرعتی، برآورد مناسبی از میزان بازسازی بی‌هنجاری‌های سرعتی و بازیابی مدل سرعتی بر مبنای پوشش پرتو داده‌ها در اختیار قرار می‌دهد. برای اجرای آزمایش مصنوعی ابتدا یک مدل سرعتی مصنوعی تولید می‌شود. با در اختیار داشتن این مدل سرعتی مصنوعی، زمان سیرهای مصنوعی با حفظ آرایش واقعی گیرنده و چشمه برای این مدل مصنوعی محاسبه می‌شود. در نهایت فرایند وارون‌سازی توموگرافی

دریافت این فاز در فواصل بیش از حدود ۱۸۰ کیلومتر به مثابه اولین رسید، لذا در این نواحی نیز با کمبود پرتوها و در نتیجه وضوح کم مدل نهایی روبه‌رو خواهیم بود. این انتظارات به‌خوبی در نتایج آزمایش‌های بورد شطرنجی (شکل ۷) بازتاب یافته است.

همان‌طور که نتایج نشان می‌دهد، مدل بازسازی شده در عمق‌های ۸ تا ۳۶ کیلومتر، وضوح نسبتاً خوبی دارند. ولی در عمق‌های نزدیک به سطح و همچنین در عمق‌های بیش از ۳۵ کیلومتر، همان‌گونه که انتظار می‌رود، با افزایش عمق به تدریج از وضوح مدل نهایی کاسته می‌شود. این امر به نوبه خود موجب از بین رفتن تیزی شکل بی‌هنجاری‌ها، تداخل بی‌هنجاری‌ها و کدر شدنشان می‌شود. این پدیده در مورد مدل واقعی نهایی نیز رخ خواهد داد.



شکل ۷. مقایسه مدل شطرنجی (مدل واقعی، سمت راست) با مدل بازسازی شده (سمت چپ) به‌منظور بررسی قدرت تفکیک مدل و توانایی مدل در بازسازی ناهنجاری سرعت.

شکل متناوب به‌صورت کم‌سرعت و پُرسرعت به عمق ۵۰ کیلومتر انتخاب شده است به‌گونه‌ای که این بی‌هنجاری‌ها با عمق تغییر نمی‌کند. در شکل ۷ مدل واقعی (سمت راست) و بازسازی شده (سمت چپ) در عمق‌های گوناگون برای این آزمایش نشان داده شده است. وضوح مدل نهایی متناسب با چگالی پرتوهای عبوری از سلول‌های وارون‌سازی است. با توجه به تعداد کم ایستگاه‌ها (۱۸ ایستگاه در منطقه مرکزی مدل) و محدودیت محل زمین‌لرزه‌ها (الگوی لرزه‌خیزی منطقه)، داشتن وضوح زیاد برای همه سطوح و همه عمق‌ها امکان‌پذیر نیست. با توجه به زون لرزه‌زا در منطقه، حدود ۵ تا ۳۵ کیلومتر (منتج از عمق زمین‌لرزه‌ها) می‌توان انتظارات از وضوح مدل نهایی در عمق‌های گوناگون را در سه ناحیه مورد بررسی قرار داد.

الف- عمق‌های نزدیک سطح، زیر ۵ کیلومتر که زمین‌لرزه در آنها به‌ندرت رخ می‌دهد. پرتوهایی که این ناحیه را می‌پیمایند عموماً امواج مستقیم هستند لذا به‌جز در محل ایستگاه‌های محدود و مجاورت آنها، هرگز از سلول‌های زیرسطحی عبور نمی‌کنند (دریافت نمی‌شوند) و به همین علت چگالی کم پرتوها در این نواحی و وضوح کم مدل نهایی را انتظار داریم.

ب- عمق‌های میان‌پوسته‌ای ۵ الی ۳۵ کیلومتر، اکثر زمین‌لرزه‌های منطقه در این عمق رخ داده‌اند. علاوه بر امواج مستقیم، سرموج‌های شکسته شده با ناپیوستگی میان‌پوسته‌ای و موهو نیز از این ناحیه عبور می‌کنند (دریافت می‌شوند) لذا تعداد زیاد پرتوها باعث ایجاد وضوح زیاد مدل نهایی در این اعماق می‌شود.

پ- عمق‌های زیر ۳۵ کیلومتر، تعداد بسیار کمی از زلزله‌ها در این عمق رخ داده است، لذا پرتوهایی که از این ناحیه اطلاعاتی را به‌دست می‌دهند، اغلب سرموج‌های شکسته شده با ناپیوستگی موهو هستند و به خاطر امکان

## ۸ نتیجه‌گیری

سه‌بُعدی داشته باشد، به‌خوبی به کار برد.

## مراجع

بايرام‌نژاد، ا.، ۱۳۸۶، تعیین ساختار سرعتی پوسته در شمال‌غرب ایران با استفاده از وارون‌سازی سه‌بُعدی داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی، رساله دکتری تخصصی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

حیدری، م.، شاهپسندزاده، م. و غفوری آشتیانی، م.، ۱۳۷۶، بررسی مقدماتی لرزه‌زمین‌ساخت و تاریخچه لرزه‌خیزی در استان اصفهان، پژوهشنامه زمستان، ۴۳-۴۶، (۴).

کریمی پریدری، س.، زارع، م. و معماریان، ح.، ۱۳۸۶، پهنه‌بندی خطر زلزله در منطقه شهرکرد، پنجمین کنفرانس بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله. ۱۱۹-۱۴۰.

Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982, A history of Persian earthquakes, Cambridge University Press, 219 P.

Amidi, S. M., 1975, Contribution a letude stratigraphique petrologique et petrocimique des roches magmatique.de la region Natanz-Nain-Surk (Iran Central), Thesis, Grenbole., 316 pp.

Aki, K. and Lee, W. H., 1976, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic Array using P arrival times from local earthquakes 1. 1-A homogenous initial model, J. Geophys. Res., **81**(23), 4381-4399.

Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran (part 2), Geological Surv. Iran, Rep **39**, 518 P.

Berberian, M., Jackson, J. A., Fielding, E., Parsons, B. E., Priestly, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T. J. and Baker, C., 2001, The 1998 March 14 Fandoqa earthquake ( $M_w=6.6$ ) in Kerman Province Southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonic of the Gowk fault zone, Geophys. J. Int., **146**, 371-398.

Ellsworth, W. L., 1977, Three-dimensional structure of the crust and mantel beneath the island of Hawaii, Ph.D. thesis, MIT, Massachussets, USA.

در این پژوهش سعی بر آن شد تا با استفاده از زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران یک مدل سرعتی سه‌بُعدی برای گستره اصفهان و شهرکرد به‌دست آید. در بخش اول یک مدل سرعتی یک‌بُعدی ۴ لایه‌ای پیشنهاد شد؛ به‌طوری‌که تا عمق ۵ کیلومتری سرعت موج P، ۵/۴ کیلومتر بر ثانیه، از عمق ۵ تا ۲۰ کیلومتری، ۶/۰ کیلومتر بر ثانیه و از عمق ۲۰ تا ۳۲ کیلومتر، ۶/۲ کیلومتر بر ثانیه و برای عمق ۳۲ تا ۴۷ کیلومتر سرعت ۶/۹ کیلومتر بر ثانیه و برای عمق ۴۷ کیلومتر به پایین که عمق موهو محاسبه شده است، سرعت امواج تراکمی ۷/۹ کیلومتر بر ثانیه محاسبه شد.

سپس با استفاده از این مدل زمین‌لرزه‌های ناحیه مورد بررسی تعیین محل مجدد شدند تا به همراه مدل یک‌بُعدی، مدل سه‌بُعدی نهایی به‌دست آید. در بخش سوم مقطع‌هایی در جهت عمق از صفر تا ۵۲ کیلومتر در بازه‌های ۴ کیلومتر زده شد. با تقریب خوبی مشاهده شد که بی‌هنجاری‌های سرعتی در این مقاطع با روند گسل‌های منطقه مطابقت دارد. در بخش پایانی این پژوهش به‌منظور بررسی قدرت تفکیک مدل و توانایی مدل در بازسازی ناهنجاری‌های سرعتی از مدل مصنوعی (مدل شطرنجی) استفاده شد. با در اختیار داشتن این مدل سرعتی مصنوعی، زمان سیرهای مصنوعی با حفظ آرایش واقعی گیرنده و چشمه برای این مدل مصنوعی محاسبه شد و فرایند وارون‌سازی توموگرافی مجددا صورت گرفت و نتیجه این وارون‌سازی و مدل سرعتی حاصل از آن با مدل سرعتی مصنوعی مقایسه شد. مشاهده شد که مدل بازسازی شده در عمق‌های بین ۸ تا ۳۶ کیلومتر وضوح خوبی دارد. این تحقیق را می‌توان برای هرگونه بررسی بعدی در این منطقه که نیاز به یک مدل سرعتی

- the Pamir-Hindu Kush region of central Asia, Ph.D. thesis, MIT, Massachusetts, USA.
- Stocklin, J. A., 1961, Logonal formations and salt domes in east of Iran, Tehran, Iran, Petroleum Inst., Bull., **3**, 29-46.
- Thurber, C. H., 1981, Earth structure and earthquake locations in the Coyoto Lake area, central California, Ph.D. thesis, Mass.Inst. Technol.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L. and Cockerham, R., 1984, Three- dimensional structure of the Long Valley Caldera, California, region by geotomography. U.S. Geol. Surv., Open File Rep. **84**(939), 188-220.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D. and Kradolfer, U., 1994, Initial reference model in local earthquake tomography, Journal of Geophysical Research, **99**(B10), 19 635-19 646.
- Zelt, C. A. and Barton, P. J., 1998, Three-dimensional seismic refraction tomography: a comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin, J. Geophys. Res., **103**, 7187-7210.
- Geological Survey of Iran.1978-Abadeh, Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250000.
- Geological Survey of Iran.1978-Anarak, Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250000.
- Geological Survey of Iran.1978-Golpayegan, Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250000.
- Geological Survey of Iran.1978-Isfahan, Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250000.
- Geological Survey of Iran.1978-Kashan, Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250000.
- Geological Survey of Iran, 1978-Nain.Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250000.
- Geological Survey of Iran, 1978-Ramhormoz, Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250000.
- Geological Survey of Iran, 1978-Shahrekord, Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250000.
- Roecker, S. W., 1977, Seismicity and tectonics of