

برآورد توموگرافی دو بُعدی سرعت‌های فاز، گروه و ساختار سرعت امواج بُرشی در

پهنه البرز

حبیب رحیمی^{*۱}^۱ مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۴/۹، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۲۲)

چکیده

در این تحقیق نقشه‌های توموگرافی دو بُعدی سرعت‌های فاز و گروه، اولین بار به روش معکوس‌سازی خطی تهیه شده و ساختار سرعت امواج بُرشی میانگین برای پوسته و گوشته بالایی در پهنه البرز به روش معکوس‌سازی غیرخطی به‌دست آمده است. برای دستیابی به هدف‌های پیش‌گفته، تحقیق حاضر در دو بخش اساسی صورت گرفت. در اولین بخش، منحنی‌های پراکندگی محلی با استفاده از داده‌های مناسب ثبت شده در ایستگاه‌های نوار پهن لرزه نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله برآورد شد. از این منحنی‌ها با استفاده از روش معکوس‌سازی خطی برای برآورد نقشه‌های توموگرافی دو بُعدی سرعت‌های فاز و گروه استفاده شد. نقشه‌های توموگرافی دو بُعدی به‌دست آمده در این تحقیق، همخوانی خوبی با ناهمگنی‌های جانبی در پهنه البرز نشان داد. تناوب‌های کم با رسوبات و ساختارهای پوسته بالایی و تناوب‌های متوسط و زیاد با ساختارهای پوسته پایینی و گوشته بالایی همخوانی خوبی دارند. در مرحله دوم، منحنی‌های میانگین مشاهده‌ای به‌دست آمده در مرحله قبل با استفاده از روش معکوس‌سازی غیرخطی هجهاگ برای برآورد ساختار سرعت امواج بُرشی به‌کار برده شدند. ساختار سرعتی به‌دست آمده در این تحقیق علاوه بر اینکه در تحقیقات زلزله‌شناسی و برآورد پارامترهای جنبش نیرومند زمین و برآورد واقع‌گرایانه خطر زلزله دارای اهمیت ویژه‌ای است، با فرایندهای زمین‌ساختی و ژئودینامیکی مطرح شده در ناحیه البرز، سازگاری خوبی نشان می‌دهد. عمق موهو در ناحیه البرز، با استفاده از معکوس‌سازی هم‌زمان منحنی‌های سرعت گروه و فاز ۴۶ کیلومتر برآورد شد. در این ناحیه، دو لایه به‌دست آمده برای پوسته دارای ضخامت‌های ۱۵ و ۲۵ کیلومتری زیر یک لایه رسوبی ۶ کیلومتری به‌دست آمدند که دارای سرعت‌های موج بُرشی ۳/۱ و ۳/۷ کیلومتر بر ثانیه هستند. در این پهنه سه لایه گوشته بالایی با ضخامت‌های ۲۰، ۶۰ و ۸۰ کیلومتر دارای سرعت‌های ۴/۳، ۴/۶ و ۴/۵ کیلومتر بر ثانیه به‌دست آمدند که لایه به‌نسبت کم‌سرعت با ضخامت ۸۰ کیلومتر در عمق ۱۲۶ تا ۲۰۶ کیلومتری واقع شده است.

واژه‌های کلیدی: ساختارهای کشسان پوسته و گوشته بالایی، امواج سطحی، البرز

Estimation of the two-dimensional tomography of phase and group velocities and shear wave structure for Alborz region

Habib Rahimi^{*۱}^۱Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 30 June 2011, accepted: 12 March 2013)

^{*}Corresponding author:

rahimih@ut.ac.ir

^{*}نگارنده رابط:

Summary

The delineation of the elastic, or velocity, structure of the Earth has long been a goal of the world's seismologists. For the first few decades of seismological research, the investigation on velocity structure was restricted to the determination of one-dimensional models of the solid Earth and of various regions within it. Seismologists are currently obtaining three dimensional velocity models and are working to resolve finer and finer features in the Earth. The knowledge of seismic velocity structure of the crust and the upper mantle is important for several reasons: these include accurate location of earthquakes, determination of the composition and origin of the outer layers of the Earth, improvement of our ability to discriminate nuclear explosions from earthquakes, interpretation of large-scale tectonics and reliable assessment of earthquake hazard. In this study, we first prepared the two-dimensional phase, group velocity images and also the shear wave velocity structure of the lithosphere and asthenosphere of the Alborz region. To achieve these goals, in the first step, we conducted a tomographic inversion of Rayleigh wave dispersion to obtain the two-dimensional (2-D) phase and group velocity tomographic images in a period range from 10 s to 100 s for the Alborz region. For this purpose, the fundamental mode of Rayleigh waves, recorded along paths by broad-band stations, has been identified by applying the frequency time analysis (FTAN) to each epicenter–station path which, at the same time, satisfies the two-station method conditions. The fundamental modes, identified by FTAN, are used to determine the inter-station path average phase and group velocities at selected periods. With this procedure, group and phase velocity dispersion curves have been processed to obtain tomographic maps by applying the Yanovskaya–Ditmar formulation, for periods in the range between 10 and 100 s. Each tomographic map has been discretized with a grid of 0.5° of latitude per 0.5° of longitude.

Our results demonstrated that the Alborz region is characterized by low crustal and uppermost-mantle group and phase velocities. Tomographic maps at high frequencies are well correlated with the upper crust structure and especially with sediment layer thicknesses. In the second step, we used fully non-linear inversion procedure, commonly known as hedgehog (Valyus et al., 1969; Valyus, 1972; Knopoff, 1972; Panza, 1981; Panza et al., 2007) to derive tomographic images of the elastic structure of the lithosphere and asthenosphere of the Alborz region. An estimated shear wave structure can be useful to estimate the strong ground motion as well as the realistic seismic hazard assessment. On the other hand, the derived tomographic phase, group images and the shear wave velocity structure are well correlated with major tectonic and geological features of the Alborz region. The Moho depth in this region is derived around 46 km in which the shear wave velocity varies between 3.7 and 4.3 km/sec when passing from the crust to the mantle. The thickness of the two resolved crustal layers are 15 and 25 km located beneath of a sediment layer with 6 km. In this region, three upper mantle layers are resolved with thicknesses of 20, 60 and 80 km having velocities of 4.3, 4.6 and 4.5 km/sec, respectively.

Keywords: Crust and upper mantle shear wave velocity structure, surface wave, Alborz

مدل‌های یک‌بُعدی زمین صلب و تغییرات داخل آن
متمرکز بوده است و در حال حاضر بررسی مدل‌های
سه‌بُعدی گسترش یافته و پهنه‌های مورد بررسی به سمت
ریزتر شدن متمرکز شده است. با توجه به چندین دلیل

۱ مقدمه

در طول سال‌های گذشته، شناسایی ساختارهای کشسان یا
سرعتی زمین یکی از هدف‌های مهم زلزله‌شناسان بوده
است. طی چندین دهه، تحقیقات زلزله‌شناسی به برآورد

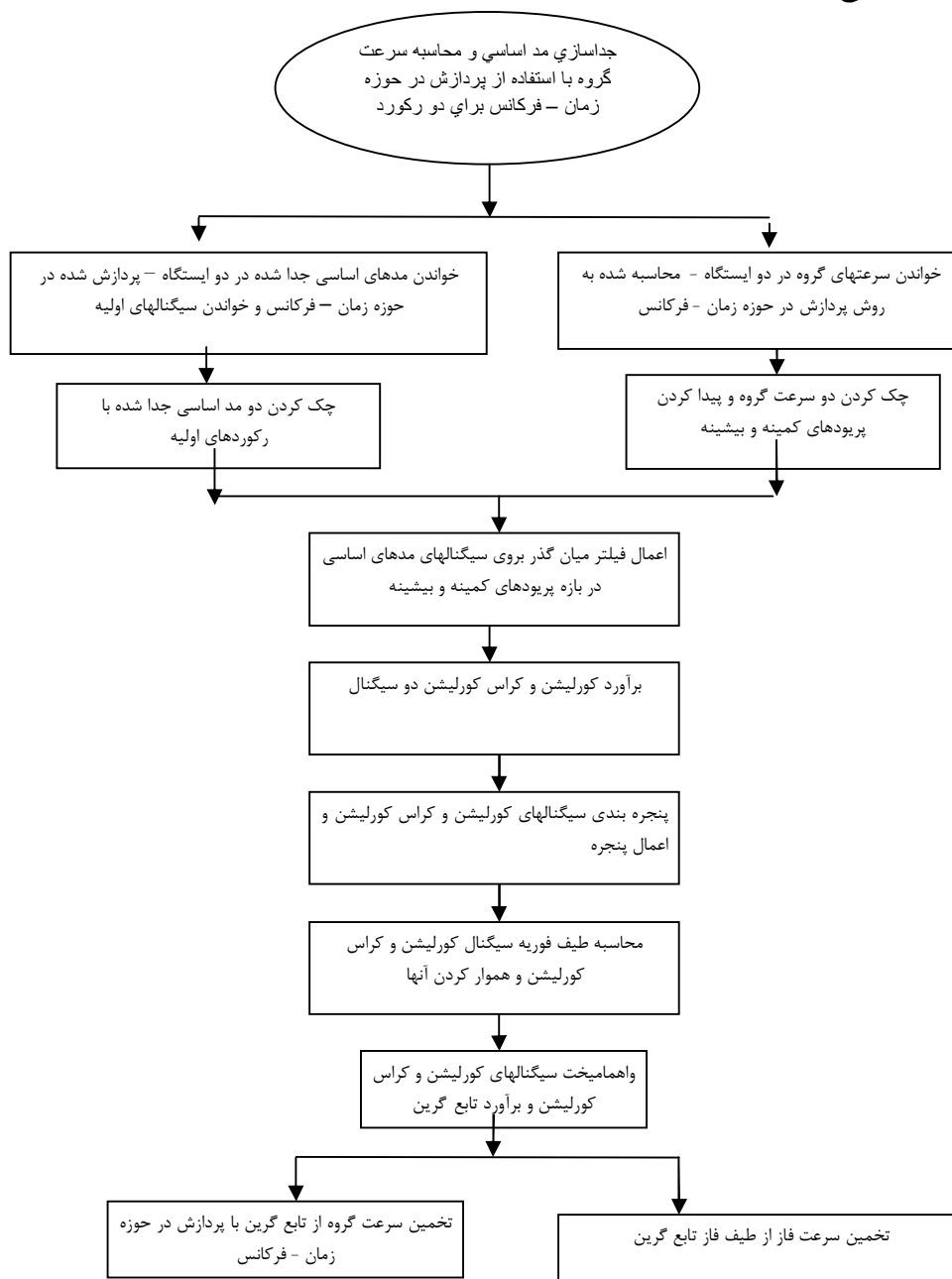
غیرکشسان، امکان برآورد واقعی‌تر مقادیر بیشینه شتاب، سرعت و جابه‌جایی (PGA، PGV و PGD)، طیف پاسخ و یا هر پارامتر مورد نیاز در مهندسی زلزله فراهم می‌شود. یعنی سیگنال‌های محاسبه شده به صورت نظری که از پشتوانه فیزیکی قوی برخوردار است فراهم می‌آید (پانزا و همکاران، ۲۰۰۱). آنچنان‌که به منزلهٔ روند روش جدید تحلیل خطر زلزله NDSHA مطرح شده، ساختار سرعت و جذب بخش مهمی از رابطه‌های ریاضی و مدل‌سازی فیزیکی برای روش تجمعی مدها در زمین همگن جانبی و ناهمگن عمودی به صورت مدل‌سازی یک بُعدی هستند که محاسبه لرزه‌نگاشت مصنوعی را به منزلهٔ اساس نقشه‌های خطر لرزه‌ای در روش جدید تحلیل خطر زلزله NDSHA مجاز می‌سازند. این اطلاعات تاکنون برای فلات ایران و به خصوص منطقه البرز با تراکم زیاد جمعیتی، به صورت بخشی ناشناخته بوده است و هدف اصلی از این تحقیق برآورد ساختار سرعت امواج بُرشی برای پهنه البرز است. از طرفی، تغییرات جانبی سرعت گروه و فاز امواج سطحی و همچنین در مرحله‌ای بالاتر آگاهی از ساختارهای عمقی سرعت در زمین در گستره بسیار گسترده‌ای مورد استفاده زلزله‌شناسان و مهندسان زلزله قرار می‌گیرد. این پارامترها نقشی اساسی در (۱) فهم چارچوب زمین‌ساختی و دینامیک گوشته (۲) برآورد واقعی بزرگای امواج سطحی (۳) برآورد واقع‌گرایانه خطر لرزه‌ای (۴) شبیه‌سازی واقع‌بینانه حرکت زمین (۵) تعیین مکان دقیق‌تر زلزله و بنابراین دیدبانی جامع فعالیت‌های هسته‌ای بازی می‌کنند. در حال حاضر، بخش کمتر شناخته شده در این ناحیه به لحاظ زمین‌ساختی، رابطه بین البرز و حوضه جنوب خزر است. سرعت‌های جابه‌جایی به دست آمده با GPS و همچنین تأییدهای گرانی‌سنجی و تحقیقات دیگر مؤید این است که البرز روی پوسته خزر رانده می‌شود. در کوه‌های تالش در شمال-غرب البرز و در البرز مرکزی (تاتار و همکاران، ۲۰۰۷) این روراندگی با زمین‌لرزه‌های

اولیه، بررسی و برآورد ساختارهای سرعتی، مهم و ضروری است و شامل تعیین دقیق محل زلزله‌ها، تعیین و تشخیص لایه‌بندهای زمین، ارتقا توانایی برای تشخیص انفجارها از زلزله‌ها، تعبیر و تفسیر زمین‌ساخت بزرگ مقیاس و در نهایت تعیین واقع‌گرایانه خطر زلزله می‌شود.

وقوع زلزله‌های نیرومند تا بزرگ در فلات ایران باعث وارد آمدن خسارات جانی و مالی زیادی شده است (زلزله طبس ۱۹۷۸؛ زلزله منجیل- رودبار ۱۹۹۰ و زلزله بم ۲۰۰۳) که ضرورت برآورد خطر لرزه‌ای واقع‌بینانه و شبیه‌سازی سناریوهای لرزه‌ای واقع‌گرایانه و تحقیقات پایه‌ای به منظور کاهش خسارات جانی و مالی را آشکار می‌سازد. یکی از روش‌های معتبر برای برآورد خطر واقع‌گرایانه، استفاده از شیوه‌های تحلیلی با مدل‌سازی فیزیکی اثرات چشمه، مسیر و جایگاه به جای استفاده از روش‌های احتمالاتی است. روش جدید تحلیل خطر زلزله NDSHA که اولین بار از سوی پانزا و همکاران (۲۰۰۱) عرضه شد، با مدل‌سازی فیزیکی بخش‌های مهم اثرگذار در حرکت نیرومند زمین داده شده است. فرایندهای صورت گرفته در روش پیش‌گفته شامل بخش‌های مهمی است که در روش احتمالاتی، PSA، به سادگی از آن صرف‌نظر می‌شود، در حالی‌که اثرات مهمی در روند تحلیل خطر لرزه‌ای دارند. در روش احتمالاتی، پارامترهای حرکت زمین با یک تابع ساده به نام رابطه کاهندگی بیان می‌شود، در حالی‌که در روش جدید تحلیل خطر زلزله NDSHA، پارامترهای حرکت زمین با یک سری زمانی شبیه‌سازی شده، مدل‌سازی می‌شود. در این روش به جای استفاده از روابط کاهندگی، با استفاده از اطلاعات ساختاری سرعت و جذب زمین، تاریخچه زمانی حرکت زمین در جایگاه مورد نظر شبیه‌سازی می‌شود. در حقیقت در این روش، با استفاده از اطلاعات فیزیکی چشمه زمین‌لرزه‌ها و مسیر عبوری موج در زمین

ایران و به خصوص پهنه البرز فراهم شده است. با توجه به اینکه در پهنه البرز تاکنون بررسی محدودی برای برآورد ساختار سرعت در پوسته و به خصوص گوشته بالایی صورت گرفته است، این بررسی ضروری به نظر می‌رسید. در این تحقیق با استفاده از روش دوایستگاهی سرعت‌های

عمیق با عمق بزرگ‌تر از ۳۰ کیلومتر که دارای سازوکارهای معکوس با شیب به نسبت کم هستند، قابل شناسایی است. اکنون با توجه به موجود بودن شکل موج‌های ثبت شده در ایستگاه‌های نوار پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله امکان برآورد ساختارهای سرعت امواج بُرشی در اکثر پهنه‌های فلات



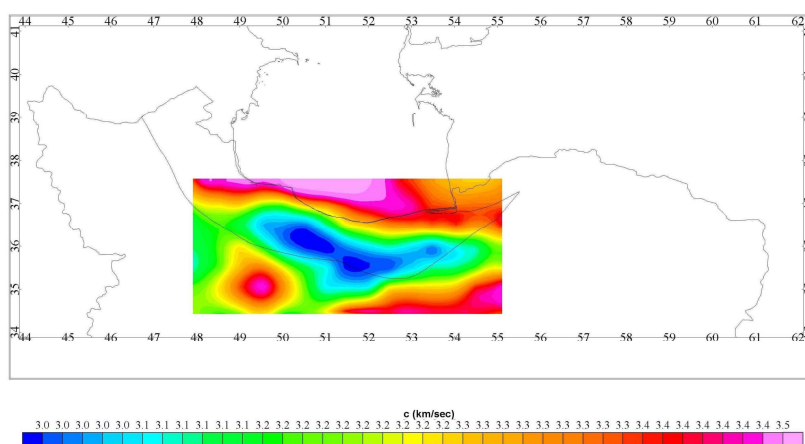
شکل ۱. الگوی پردازش دو ایستگاهی و برآورد پارامترهای پراکندگی.

در خود هضم می‌کنند. منطقه مورد بحث در این تحقیق، پهنه البرز، یک سلسله کمانی از کوه‌ها است که در بخش شمالی ایران و در اطراف بخش جنوبی دریاچه خزر شکل گرفته است. این ناحیه به صورت کاملاً فعالی با گسل‌های معکوس و امتدادلغز چپ‌گرد تغییر شکل یافته است. شیب گسل‌های معکوس در بخش‌های شمالی و جنوبی به سمت داخل است و میزان کوتاه‌شدگی در این ناحیه از بررسی‌های GPS، حدود 2 ± 5 میلی‌متر در سال و در عرض جغرافیایی تهران گزارش شده است (وارنات و همکاران ۲۰۰۴). ژئودینامیک حال حاضر کوه‌های البرز به علت حرکت مورب ایران مرکزی به سمت اوراسیا شکل گرفته است که این کوتاه‌شدگی به شکل زیر و در سه سامانه گسلی تقسیم تقسیم می‌شوند. ۱- گسل‌های معکوس شمال البرز و خزر که در شمال واقع شده و به سمت جنوب شیب دارند. ۲- گسل‌های شمال تهران، گرمسار و پارچین که در جنوب تهران واقع شده‌اند و به سمت شمال شیب دارند و ۳- گسل‌های امتدادلغز فیروزکوه، مشاء و طالقان که در میانه البرز واقع شده‌اند (آلن و همکاران ۲۰۰۳؛ جکسون و همکاران ۲۰۰۲؛ ریتز و نیازی ۲۰۰۶ و تاتار و همکاران ۲۰۱۲). این حرکت مورب به دلیل حرکت همگرایی بین ایران مرکزی به اوراسیا است که به همراه حرکت به سمت غرب حوضه

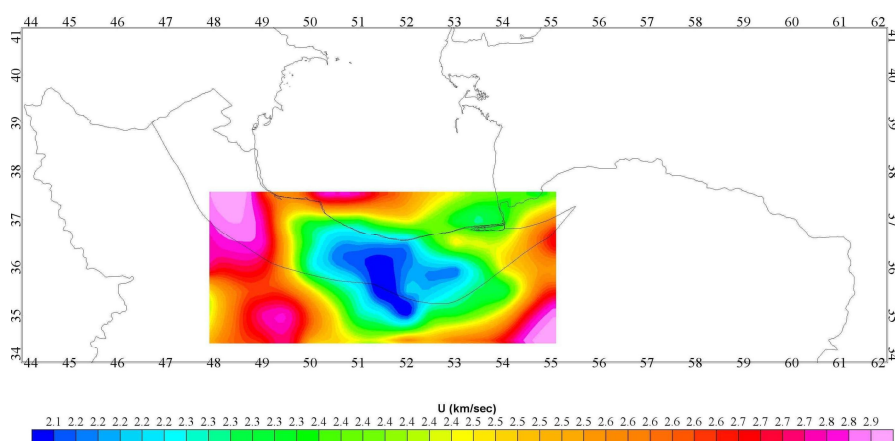
فاز و گروه مد اساسی امواج ریلی محاسبه و در مراحل بعدی، نقشه‌های توموگرافی دوبعدی سرعت گروه و فاز و ساختار سرعت امواج بُرشی در پوسته و گوشته بالایی برآورد شد.

۲ لرزه‌زمین ساخت منطقه مورد بررسی

کمر بند لرزه‌ای آلپ- هیمالیا به منزله یک منطقه فعال لرزه‌ای در جهان شناخته شده و فلات ایران در این ناحیه لرزه‌خیز قرار گرفته است. زمین ساخت فعلی ایران نتیجه همگرایی شمال شرقی- جنوب غربی، بین صفحات عربی در جنوب غرب و اوراسیا در شمال شرق آن است (جکسون و مکنزی ۱۹۸۴؛ جکسون و همکاران ۲۰۰۲). برآوردهای GPS (ورنات و همکاران ۲۰۰۴؛ ماسون و همکاران ۲۰۰۷)، میزان جابه‌جایی 23 mm/ye را برای حرکت صفحه عربستان نسبت به اوراسیا گزارش داده‌اند. در کل، فلات ایران یک ناحیه پیچیده زمین ساختی با انواع گوناگون شکل‌های زمین ساختی و شکل‌های پوسته‌ای است. با آنکه فلات ایران منطقه‌ای با لرزه‌خیزی زیاد است، زلزله‌ها در چندین ناحیه متمرکز شده‌اند. پهنه‌های زاگرس، البرز، مکران، ایران مرکزی و کپه‌داغ نواحی با لرزه‌خیزی متفاوت در پهنه فلات ایران هستند که تغییر شکل به صورت کوتاه‌شدگی 23 میلی‌متر در سال را



شکل ۲. نقشه توموگرافی سرعت فاز در تناوب ۲۰ ثانیه.



شکل ۳. نقشه توموگرافی سرعت گروه در تناوب ۲۰ ثانیه.

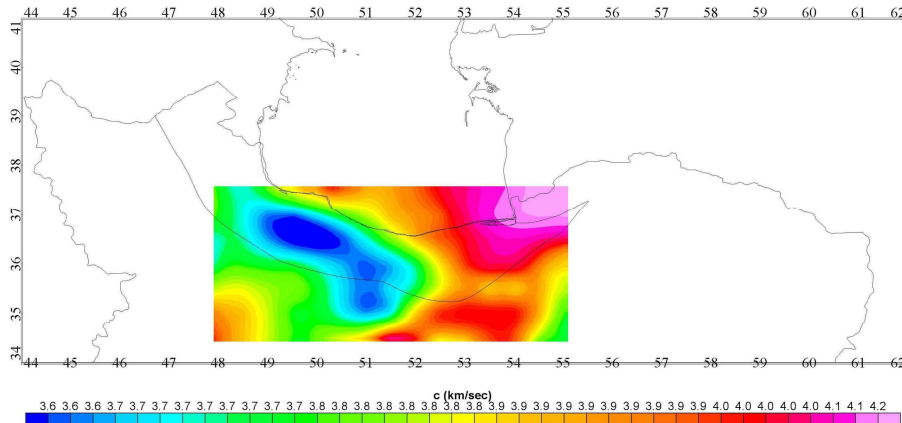
استفاده از روش معکوس‌سازی شکل موج جزءبندی شده (PWI)؛ عرضه شده از سوی نولت و همکاران (۱۹۸۶) و نولت (۱۹۹۰)؛ مقادیر ساختار سرعتی گوشته بالایی و تغییرات عمق موهو را برای کل پهنه فلات ایران و همچنین البرز گزارش کرده‌اند. چونگ و میچل (۱۹۹۸) با استفاده از زلزله‌های ثبت شده در ۱۰ ایستگاه لرزه‌نگاری از شبکه‌های لرزه‌نگاری IRIS، Geophone و شبکه لرزه‌نگاری عربستان سعودی و با استفاده از ۲۷ زلزله ثبت شده با شرایط دوايستگاهی و با استفاده از مُد اساسی امواج ریلی ثبت شده در تناوب‌های ۷ تا ۸۲ ثانیه، ساختار سرعتی را به دست آورده‌اند. اشتری و همکاران (۲۰۰۵) زلزله‌های کوچک اطراف تهران را که در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ثبت شده بود، پردازش و ساختار سرعتی امواج P در پوسته را عرضه کردند. برای برآورد ساختار سرعتی پوسته تحقیقات متعددی با استفاده از پردازش‌های زمان سیر امواج حجمی و روش‌های تابع گیرنده، در پهنه البرز صورت گرفته است که به ترتیب عبارت‌اند از جوان و همکاران (۲۰۰۳)، عباسی و همکاران (۲۰۱۰) و رجایی و همکاران (۲۰۰۹). اخیراً رام (۲۰۰۷) با استفاده از

جنوب خزر نسبت به ایران مرکزی نیز هست (جکسون و همکاران ۲۰۰۲).

واحدهای زمین‌شناسی ناحیه البرز، گستره وسیعی را پوشش می‌دهند و در طول زمان به محدوده سنی حال حاضر ارتقا یافته‌اند (علوی ۱۹۹۶). قدیمی‌ترین این واحدها به دوره پرکامبرین تا اوردویسن پایین مربوط هستند که در مرکز البرز (ناحیه مرکزی رشته‌کوه‌های البرز) و تعدادی از چین‌ها مشاهده شده‌اند. به نظر می‌رسد که ارتقا بریدگی، (کافته شدن rifting)، سنگ‌های آتشفشانی بیرونی و درونی مشاهده شده را که برای دوران‌های اواسط اوردویسن تا دونین سن‌یابی شده‌اند، ایجاد کرده باشد.

۳ مروری بر تحقیقات صورت گرفته

برای برآورد ساختار سرعتی پوسته و لایه بالایی سنگ‌کره (لیتوسفر) تاکنون کارهای متعددی در پهنه‌های گوناگون فلات ایران صورت گرفته است که در اکثر آنها از روش تابع گیرنده امواج فشاری و بُرشی استفاده شده است. از طرفی فقط تعداد معدودی تحقیق برای برآورد ساختار سرعتی در گوشته بالایی مطرح شده است. مگی و پرستلی (۲۰۰۵) و اخیراً شادمنان و شمالی (۲۰۱۰) با



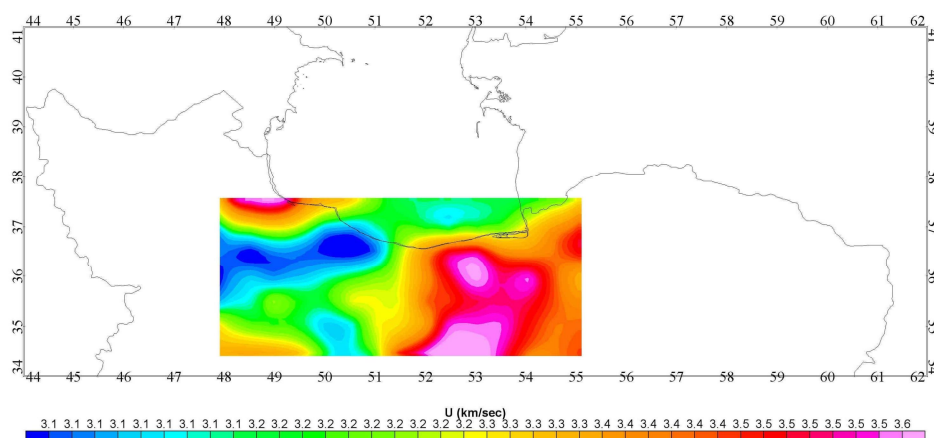
شکل ۴. نقشه توموگرافی سرعت فاز در تناوب ۵۰ ثانیه.

بزرگ با حداکثر ۲ درجه اختلاف آزیموت قرار گرفته است. با محدود کردن انتخاب داده‌ها با شرط بالا، امیدواریم اثرات نامطلوبی را که ممکن است به علت رسیدن انرژی لرزه‌ای غیر از اثرات مسیر دایره بزرگ بین دو ایستگاه باشد، به حداقل برسانیم (نویوف و همکاران ۱۹۶۶؛ بلوچ و هال ۱۹۶۸؛ میچل ۱۹۹۵؛ مارتینز ۲۰۱۰). پیدا کردن چنین زلزله‌هایی تا حدودی سخت است و بدین منظور از فهرست‌نامه زلزله‌شناسی سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) در تناوب زمانی ۲۰۰۹-۲۰۰۴ استفاده شده است. بزرگای زمین‌لرزه‌ها در محدوده $5 \leq M_s \leq 7/8$ انتخاب شده است. در این تحقیق از زلزله‌های با بزرگای بالاتر از $7/8$ استفاده نشد تا از هرگونه اثرات چشمه محدود زلزله پرهیز شود. در واقع با در نظر گرفتن فواصل کانونی به اندازه کافی بزرگ، (حدوداً 40°)، ابعاد چشمه لرزه‌ای معمولی ($\leq 300 \text{ km}$) که می‌تواند زلزله با بزرگای $M \leq 7/8$ ایجاد کند، قابل اغماض است (چان-چان ۱۹۸۶؛ والز و کویراسمیت ۱۹۹۴). زمین‌لرزه‌ها در فواصل کانونی کمتر از ۱۰۰ درجه انتخاب شدند تا جبهه موج، امواج سطحی با پراکندگی خوب داشته باشند. برای هر لرزه‌نگاشت انتخاب شده، با استفاده از صفحه واسنجی (Calibration sheet) دستگاه، پاسخ دستگاهی لرزه‌نگاشت‌ها تصحیح و خط زمینه مرجع

سرعت‌های گروه امواج ریلی و مد اساسی آن در محدوده تناوبی ۱۰ الی ۷۰ ثانیه ناهمگنی‌های جانبی و ساختارهای پوسته و گوشته بالایی در فلات ایران و مناطق اطراف را بررسی کرده است. در این تحقیق با استفاده از داده‌های ثبت شده در بیش از ۱۸۱ ایستگاه در خارج ایران و ۱۱۶ ایستگاه در داخل ایران مقادیر سرعت‌های گروه و نقشه‌های توموگرافی سرعت گروه برآورد شده است. چنان‌که ذکر شد در اکثر تحقیقات پیش‌گفته، ساختار سرعتی در پوسته برآورد شده است و تنها تحقیق قابل مقایسه با تحقیق حاضر را، رام (۲۰۰۹) عملی ساخته است که آن نیز دارای قدرت تفکیک کمتری نسبت به تحقیق حاضر است که در بخش مقایسه بدان اشاره می‌شود.

۴ داده‌ها

در این مطالعه چنانچه ذکر شد از روش دواستگاهی برای محاسبه سرعت‌های فاز و گروه استفاده شده است (پانزا ۱۹۷۶؛ میچل ۱۹۹۵؛ مارتینز ۲۰۱۰). برای این منظور از زلزله‌های ثبت شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (INSN) استفاده شده است. زلزله‌های موردنظر شرایط دواستگاهی دارند و رومرکز آنها با دو ایستگاه مورد توجه روی یک کمان

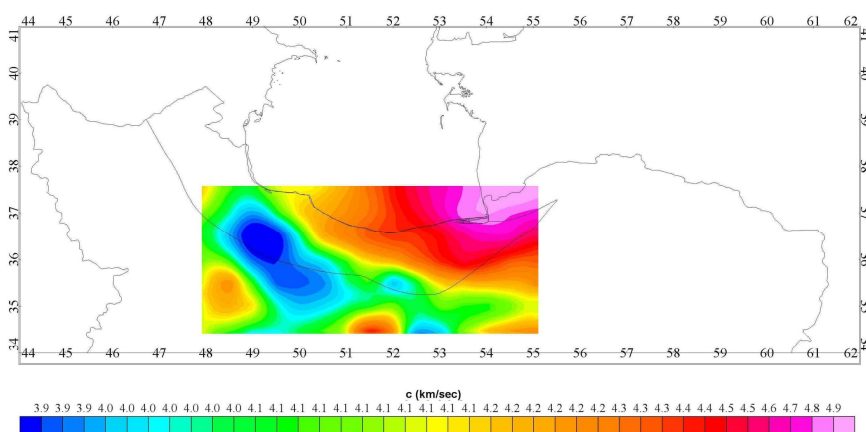


شکل ۵. نقشه توموگرافی سرعت گروه در تناوب ۵۰ ثانیه

فاز اولیه زلزله معلوم و یا اینکه خطای ناشی از نبود آگاهی از آن روی فاز اولیه به حد کافی ناچیز است و می‌توان از آن صرف‌نظر کرد. در (۱۹۶۸) نوپوف و شواب گزارش دادند که برای برآورد این کمیت‌ها به روش تک‌ایستگاهی، اگر چشمه زلزله به صورت کاملاً افقی یا به صورت کاملاً قائم جهت‌گیری نشده باشد، به خصوص در فواصل نزدیک به چشمه، تصحیحات چشمه ضرورت بیشتری پیدا می‌کند. در همه روش‌های تک‌ایستگاهی نیاز به اطلاعات چشمه زلزله امری ضروری است ولی در بعضی موارد، از این اثر در فواصل دور، در بررسی ساختار سرعتی صرف‌نظر می‌شود. در روش‌های دواستگاهی، لزوم دانستن سازوکار چشمه زلزله عملاً حذف می‌شود ولی در این روش‌ها به داشتن دو ایستگاه لرزه‌ای که به همراه رومرکز زمین‌لرزه در یک کمان بزرگ قرار گرفته باشند، نیاز است. پراکندگی سرعت فاز بین ایستگاه‌ها را می‌توان از برآورد تفاوت زمان‌های سیر فاز داده شده و همچنین سرعت‌های گروه بین دواستگاهی را از تفاوت زمان گروهی بین دو ایستگاه محاسبه کرد. همچنین منحنی‌های پراکندگی سرعت فاز و گروه از تابع گرین مسیر بین دو ایستگاه قابل محاسبه است که در این تحقیق از همین روش استفاده شد.

برای ثبت‌های با خط مبنای منحرف، تصحیح شد. روند کلی پردازش داده‌ها به صورت خلاصه در نمودار گردشی شکل ۱ آورده شده است. داده‌های استفاده شده در این تحقیق، در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی واقع در منطقه مورد بررسی، ثبت شده‌اند. دستگاه‌های استفاده شده در این شبکه از نوع CGM-3T است که پاسخ دستگاهی مسطح در محدوده ۱۰۰ ثانیه تا ۵۰ هرتز دارند.

۵ روش کار برای برآورد سرعت‌های گروه و فاز اطلاعات مفیدی درباره مشخصه‌های دینامیکی پوسته و گوشته بالایی از پراکندگی امواج سطحی قابل استخراج است. این کمیت‌ها پارامترهای باارزشی برای برآورد ساختار پوسته و گوشته بالایی، سازوکار زلزله و مشخصه‌های غیرکشسان زمین هستند و بدین دلیل در بررسی امواج سطحی، زلزله‌شناسان به برآورد پارامترهای زمان سیر گروه امواج و زاویه فاز علاقه‌مند هستند. این پارامترها را براساس روش‌های گوناگونی به صورت تابعی از تناوب تعیین می‌کنند. برآورد پراکندگی امواج سطحی معمولاً به روش‌های تک‌ایستگاهی و دواستگاهی صورت می‌گیرد. در روش‌های تک‌ایستگاهی فرض می‌شود که



شکل ۶. نقشه توموگرافی سرعت فاز در تناوب ۱۰۰ ثانیه.

برای برآورد سرعت‌های گروه و فاز و به‌منظور برآورد این پارامترها تابع‌های گرین بین جفت‌ایستگاه‌ها برآورد شد. رویکردهای گوناگونی برای برآورد تابع گرین بین ایستگاهی از سوی تیلور و تکسوز (۱۹۸۲) و هوانگ و میچل (۱۹۸۶) عرضه شده است که براساس روش‌های زمان-بسامد عمل می‌کنند. در این جا از روش فیلتر وینر در حوزه بسامد برای برآورد تابع گرین بین دو ایستگاه استفاده شده است. در تحقیق حاضر، برای هر جفت لرزه‌نگاشت چشمه-ایستگاه، سرعت گروه و مُد اساسی موج ریلی از راه پردازش مؤلفه قائم ثبت شده در ایستگاه‌ها و با استفاده از روش FTAN به‌دست آمده است. روش FTAN مبتنی بر عرضه و بیان لرزه‌نگاشت در حوزه زمان-بسامد است. در این روش با عبور سیگنال لرزه‌ای از روی یک سامانهٔ بسامدی با نوار بسامدی باریک (گاوسی فیلتری) و عرضه دامنه پوش‌های فازهای مربوط از خروجی فرایند فیلتر کردن که به‌صورت تابع مختلط دوبعدی در حوزه زمان و تناوب است، صورت می‌گیرد. بعد از جداسازی مُد اساسی امواج ریلی برای داده‌های ثبت شده در دو ایستگاه، روش واهمامیخت وینر در حوزه بسامد برای برآورد تابع گرین بین دو ایستگاهی مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۱). در این تحقیق از روش

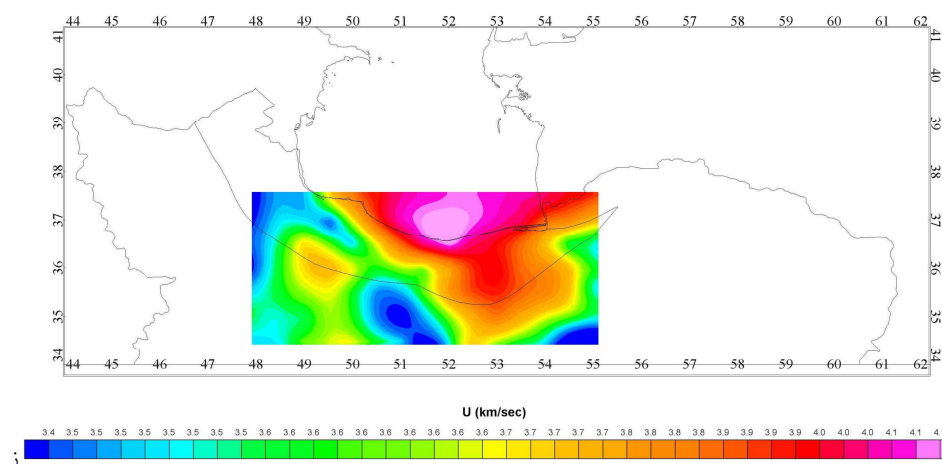
FTAN در محاسبه سرعت گروه از تابع گرین برآورد شده در طول مسیر استفاده شد. سرعت فاز برای مسیر بین دو ایستگاه از رابطه زیر برآورد شد

$$c(f) = \frac{f \Delta X}{f t_0 + (\phi(f) \pm N)} \quad (1)$$

به‌دست آورده آمد که ΔX فاصله بین ایستگاهی، t_0 زمان اولین نقطه تابع گرین، $\psi(t)$ فاز تابع گرین است. عدد N بیان‌کننده غیر یکتایی فاز برآورد شده است. اگر ایستگاه سومی در همان مسیر دایره بزرگ دو ایستگاه و رومرکز زمین لرزه قرار گرفته باشد و یا اینکه از اطلاعات محدودۀ سرعتی سرعت فاز و مسیرهای تکرار شده یکسان، مقدار N می‌تواند به‌صورت مستقیم برآورد شود (پانزا ۱۹۷۶).

چشمه‌های خطا برای برآورد پراکندگی سرعت امواج سطحی به روش دو ایستگاهی عبارت‌اند از:

- ۱- خطاهای تصادفی: برای مثال عدم قطعیت در زمان سیر امواج سطحی
- ۲- خطای سامان‌مند نظیر خطای دستگاهی، تداخل با دیگر فازها، جدایش ناقص مُدها، شکست جانبی.
- ۳- خطای ناشی از نوفه به همراه سیگنال لرزه‌ای مانند آنچه که به علت اثرات انتشار ایجاد می‌شود.



شکل ۷. نقشه توموگرافی سرعت گروه در تناوب ۱۰۰ ثانیه.

امکان وجود دارد که این اثرات را شناسایی و با استفاده از روش‌های فیلترینگ استاندارد رقمی حذف شوند. اثرات انحراف از دایره بزرگ با توجه به اینکه بیشینه زاویه تحمل خروج از آن را ۲ درجه در نظر گرفته‌ایم قابل بحث نیست و تا حد ممکن اثرات چندمسیری حذف شده است (پانزا ۱۹۷۶).

۶ روش کار برای برآورد توموگرافی دو بُعدی سرعت‌های فاز و گروه

سرعت‌های فاز و گروه امواج سطحی مشاهده شده در طول مسیرهای متفاوت به‌طور گسترده در تعیین ساختار سنگ‌کره و نایک‌روند (آئیزوتروپی) زمین به کار می‌روند. نتیجه نهایی اکثر این بررسی‌ها دیدبانی کردن ساختارهای افقی و قائم سنگ‌کره زمین با استفاده از مقادیر سرعت‌های فاز و گروه محلی در مجموعه‌ای از تناوب‌های مورد بررسی است. نمونه‌هایی از کاربردهای منطقه‌ای معکوس‌سازی امواج سطحی در تحقیقات صورت گرفته زلزله‌شناسان گوناگون همچون یانوسکایا و همکاران (۱۹۸۸)؛ بیروجوت و رمانویچ (۱۹۹۲)؛ مارتینز و همکاران (۲۰۰ و ۲۰۰۹) گزارش شده است. در تحقیق حاضر سرعت‌های فاز و گروه برآورد شده در

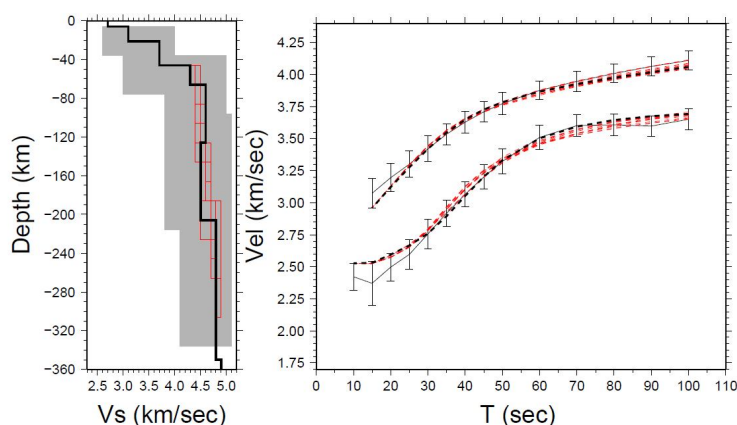
عدم قطعیت‌ها در زمان سیرهای امواج سطحی به‌طور کلی ناشی از عدم قطعیت در زمان وقوع و مکان زلزله است که این اثر در روش‌های دوايستگاهی مطرح نیست و این روش‌ها عملاً تحت تأثیر عدم قطعیت ناشی از چشمه قرار ندارند (بادال و همکاران ۱۹۹۳؛ میچل ۱۹۹۵). گستره و نسبت سیگنال به نوفه داده‌ها بین ۱۰ ثانیه و ۱۰۰ ثانیه مطلوب است و در این تحقیق از داده‌های با S/N کم صرف‌نظر شده است. لذا در این محدوده تناوبی خطاهای مربوط ممکن است بیشتر از اثرات انتشار باشد. این اثرها را محققان گوناگون مانند پانزا ۱۹۷۶؛ بادال و همکاران ۱۹۹۳؛ پایو و همکاران ۱۹۹۲ مورد بحث و بررسی قرار داده‌اند. اثرات و خطاهای وابسته به تداخل با مدهای بالاتر به‌طور قابل ملاحظه‌ای با استفاده از روش FTAN و با فیلترینگ زمان- بسامد حذف یا کاهش پیدا کرده‌اند. خطاها به‌علت چندمسیری بودن، تا حدود زیادی با استفاده از کنترل دقیق جهت‌ها و مسیرهای جبهه موج، قابل کنترل و کاهش دادن هستند (پایو و همکاران ۱۹۹۲؛ بادال و همکاران ۱۹۹۳؛ میچل ۱۹۹۵). همان‌طور که گفته شد، ناهمگنی‌های جانبی ممکن است عامل خطا باشند و از آنجا که اثر آنها باعث سوق به سمت چندمسیری و انحراف از مسیر دایره بزرگ می‌شود، به‌طور معمول این

غیر خطی « هجهاگ » برای به دست آوردن ساختار زمین در طول یک نیم‌رخ قائم برای محاسبه ساختار سرعتی موج بُرشی امواج برشی و ضخامت لایه‌بندی‌های زمین به کار برده شد. اصول اساس روش جست‌وجوی محاسباتی - تصادفی (Random-deterministic) « هجهاگ » (نوپوف ۱۹۷۲؛ پانزا ۱۹۸۱) که هسته اصلی برای معکوس‌سازی منحنی‌های پراکندگی در این تحقیق‌اند، به صورت زیر است.

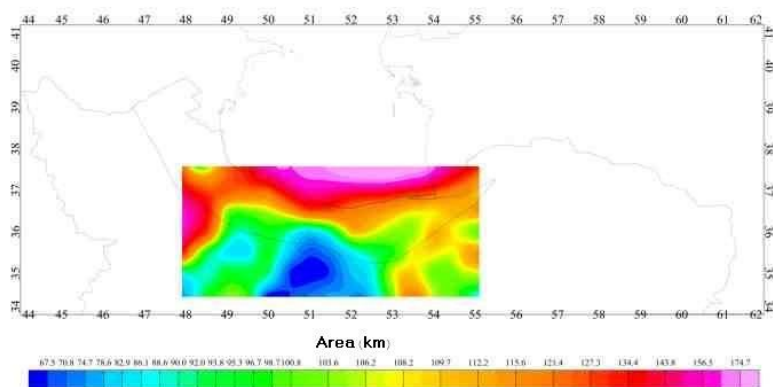
رویکرد معکوس‌سازی برای محاسبه مقطع قائم (Cross-section) سرعت امواج بُرشی از داده‌های پراکندگی که ترکیبی از روش‌های گوناگون سعی‌وخطا است، برای برازش داده‌های مشاهده‌ای با یک سری از مجموعه مدل‌های زمین برآورد شده، استفاده شد. در روش سعی‌وخطا، مدل ساختاری زمین مجهول با مجموعه‌ای از پارامترها جای‌گذاری می‌شود، به طوری که برآورد مدل به برآورد یک سری از مقادیر پارامترها تحویل می‌یابد. لذا برای هر مقطع قائم، مقادیر نظری از مقایسه با داده‌های واقعی محاسبه شده و تفاوت بین.

جفت‌ایستگاه‌های متفاوت مورد استفاده قرار گرفته است تا با به‌کارگیری روش دیتمار و یانوسکایا (۱۹۹۷) و یانوسکایا و دیتمار (۱۹۹۰)، نقشه‌های توموگرافی دو بُعدی سرعتی در محدوده تناوب‌های ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه به دست آید. برای به دست آوردن نقشه‌های توموگرافی سرعت‌های فاز و گروه از روش ارتقا یافته توموگرافی خطی دو بُعدی دیتمار و یانوسکایا (۱۹۹۷) و یانوسکایا و دیتمار (۱۹۹۰) استفاده شد. این روش در واقع گسترش یافته روش یک بُعدی معمول و مرسوم بکاس - گیلبرت (۱۹۶۸) است. نقشه‌های به دست آمده برای چند تناوب انتخابی در شکل‌های ۲ تا ۷ برای سرعت‌های فاز و گروه نشان داده شده است. قدرت تفکیک جانبی و خطای ناشی از روش توموگرافی دو بُعدی برای سرعت فاز در ۲۰ ثانیه به ترتیب در شکل‌های ۸ و ۹ آورده شده است.

۷ معکوس‌سازی غیرخطی هم‌زمان منحنی‌های پراکندگی امواج سطحی (سرعت‌های فاز و گروه) بعد از محاسبه منحنی‌های پراکندگی با استفاده از روش دوایستگاهی و توموگرافی دو بُعدی، روش معکوس‌سازی



شکل ۸ نتایج معکوس‌سازی کشتان غیرخطی برای ناحیه البرز، در قسمت سمت راست منحنی‌های پراکندگی مشاهده‌ای و مقادیر خطای تک‌تک تناوب‌های استفاده شده (خطوط قائم) با استفاده از خطوط مشکی نشان داده شده‌اند. مدل‌های سرعت پذیرفته شده با رنگ سرخ نازک بریده بریده و منحنی‌های پراکندگی برای مدل پذیرفته شده نهایی (رنگ مشکی ضخیم)، ناحیه خاکستری در قسمت سمت چپ فضای پارامتری جست‌وجو شده با معکوس‌سازی غیر خطی هم‌زمان سرعت‌های فاز و گروه امواج ویلی آورده شده است.



شکل ۹. توزیع قدرت تفکیک (طول تفکیک) به کیلومتر - ۲۰ ثانیه.

در این روش، برای هر مدل ساختاری انتخاب شده در فضای مدل، منحنی‌های پراکندگی امواج سطحی محاسبه شده و تفاوت بین پراکندگی محاسباتی و مشاهده‌ای محاسبه شده است و اگر در هر تناوب، این تفاوت کمتر از خطای مشاهداتی و اگر ریشه میانگین خطاها در همه تناوب‌ها کمتر از مقدار انتخاب شده باشد (معمولاً ۶۰ الی ۷۰ درصد خطاهای مشاهداتی)، مدل مدنظر، پذیرفته می‌شود (پانزا ۱۹۸۱). از آنجاکه جواب مسئله یکتا نیست لذا مسئله معکوس چند جوابی است و تعدادی از مدل‌ها با احتمال یکسان در حکم جواب درست پذیرفته می‌شوند. با استفاده از روش معکوس‌سازی پیش‌گفته، ساختار سرعت امواج بُرشی برای ناحیه البرز و با استفاده از میانگین مقادیر سرعت‌های فاز و گروه محاسبه شد که نتایج آن در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

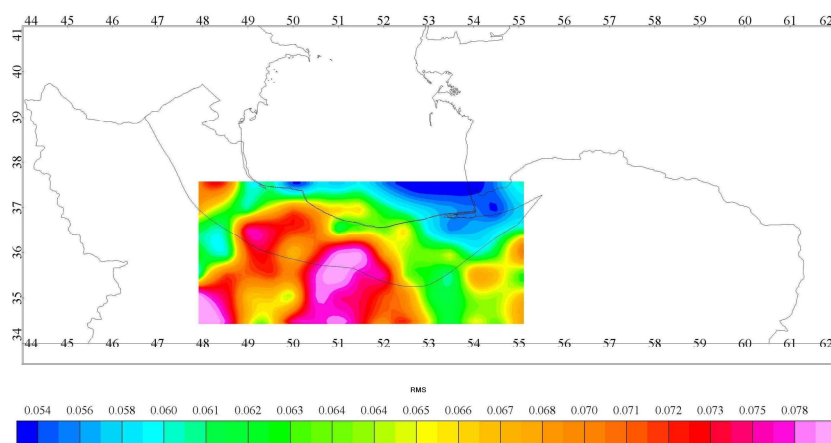
۸ بحث و نتیجه‌گیری

۱-۸ تغییرات جانبی سرعت‌های فاز و گروه و تغییرات قائم سرعت امواج بُرشی در پهنه البرز

داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای برآورد شد. مجموعه مقاطع‌های قائم با یک تفاوت (Discrepancy) به حد کافی کوچک، جواب‌های مسئله هستند. بنابراین مسئله به پیدا کردن یک کمینه از تابع‌های چندبُعدی (با استفاده از تفاوت بین داده‌ها و مشاهده‌ها) در فضای پارامترهای مجهول مقاطع قائم تحویل می‌یابد (پانزا ۱۹۸۱). روش جست‌وجوی محاسباتی - تصادفی به کار رفته که «هجهاگ» نامیده می‌شود (والیس ۱۹۷۲، والیس و همکاران ۱۹۶۹، نویوف ۱۹۷۲) و بیانی از یک روش جست‌وجوی بهینه مونت کارلو است، برای به دست آوردن توزیع سرعت - عمق امواج بُرشی با استفاده از داده‌های مشاهده‌ای پراکندگی به کار گرفته شد. ارجحیت روش هجهاگ نسبت به روش‌های غیر خطی دیگر، استفاده از روش‌های هدایت‌کننده برای رسیدن به جواب بهینه است. همچنین در این روش نتایج هر بار سعی، که برای یک مرحله حاضر به دست آمده است، در مرحله سعی بعدی در نظر گرفته نمی‌شود و لذا باعث هدایت به یک جواب مستقل از مدل شروع کننده می‌شود

تناوب‌های بلندتر، ساختارهای گوشته بالایی را کاوش می‌کنند. در تناوب‌های کوتاه، پهنه البرز با مجموعه‌ای از تغییرات سرعت‌های فاز و گروه که نتیجه‌ای از تغییر شکل‌های مداوم در حال پیشرفت و پیچیدگی‌های زمین‌ساختی و زمین‌شناسی موجود است، همراه است. در تناوب‌های ۱۰ و ۲۰ ثانیه سرعت‌های گروه و فاز به ترتیب از مقادیر ۲/۶ تا ۳/۳ و ۱/۸ تا ۳ پیروی می‌کنند. به‌طور کلی در این تناوب‌ها، منطقه پوشش داده شده در این تحقیق با مقادیر کم سرعت موج بُرشی همراه‌اند که به خوبی با حوزه‌های رسوبی فعال هماهنگ هستند. برای ناحیه جنوبی دریاچه خزر، لاسک و مسترز (۱۹۹۷) عمق رسوباتی که از ۳ تا ۱۶ کیلومتر از جنوب تا شمال متغیر هستند را گزارش کرده‌اند که با مشاهدات به‌دست آمده در این تحقیق که مقادیر سرعتی کم را برای این ناحیه به‌دست می‌دهد، سازگار است. نقشه‌های توموگرافی تناوب متوسط با سرعت‌های امواج حجمی در پوسته پایینی و گوشته بالایی کنترل می‌شوند. الگوی مشاهده شده در پهنه البرز تقریباً با تناوب‌های کوتاه ۱۰ و ۲۰ ثانیه، برای سرعت‌های فاز و گروه متفاوت‌اند. توزیع سرعت‌های گروه و فاز در ناحیه البرز از مقادیری در حدود ۲/۸ تا

تغییرات جانبی منحنی سرعت‌های فاز و گروه در شکل‌های ۲ تا ۷ برای تعدادی از تناوب‌های انتخاب شده کوتاه، متوسط و بلند آورده شده است که بهترین ابزار برای تشخیص سیمای زمین‌ساختی گوناگون و اساسی موجود در پهنه البرز است. این پارامترها به‌صورت واقعی از ساختارهای پوسته و گوشته بالایی به همراه افزایش تناوب از ۱۰ ثانیه تا ۱۰۰ ثانیه نمونه‌برداری می‌کنند. به‌طوری‌که تناوب‌های کمتر از ساختار سرعتی در قسمت‌های کم‌عمق‌تر و تناوب‌های بیشتر از نواحی با عمق زیاد و گوشته بالایی نمونه‌برداری می‌کنند. از شکل‌های مرتبط با سرعت‌های فاز و گروه (شکل ۲ و ۳؛ شکل ۴ و ۵ و شکل ۶ و ۷) می‌توان فهمید که الگوی تغییرات جانبی نقشه‌های سرعت گروه و سرعت فاز در تناوب‌های همسان، یکسان و هماهنگ است. در حالت کلی، برای یک خطای استاندارد داده شده، به نظر می‌رسد که سرعت‌های گروه نسبت به تغییرات ساختار سرعتی موجود در داخل زمین و به تغییرات سرعت‌های فاز بیشتر، حساس‌تر باشند که دلیل آن وابستگی سرعت گروه به تغییرات سرعت فاز در تناوب‌های متفاوت است. نقشه‌های توموگرافی دو بُعدی در تناوب‌های کوتاه (۱۰، ۲۰ ثانیه) به‌طور مقدماتی با پوسته بالایی کنترل می‌شوند. در حالی که



شکل ۱۰. نقشه میزان خطای سرعت فاز در تناوب ۲۰.

میانگین سرعت‌های گروه به‌دست آمده در این تحقیق می‌افتد اما سرعت‌های فاز دارای مقادیر متفاوتی هستند. مقادیر میانگین سرعت گروه در ۱۰ ثانیه حدود ۲/۵ کیلومتر بر ثانیه و در ۷۰ ثانیه به ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد که این نتایج با داده‌های مشاهده‌ای در این تحقیق قابل تایید است. مقدار میانگین سرعت فاز در ۱۰ ثانیه در حدود ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه است و به مقدار ۴/۶ کیلومتر بر ثانیه در ۷۰ ثانیه می‌رسد که این مقادیر از مشاهدات ما بیشتر است.

در پهنه البرز، عمق موهو را عباسی و همکاران (۲۰۰۹)، رجائی و همکاران (۲۰۰۹)، جوان و همکاران (۲۰۰۳) گزارش کرده‌اند که با ضخامت میانگین پوسته به‌دست آمده در این تحقیق (۴۶ کیلومتر) همخوانی خوبی نشان می‌دهد. مانینگو و پرستلی (۱۹۹۸) با استفاده از داده‌های دورلرز و در نواحی متفاوت دریای خزر و روش تابع گیرنده، عمق موهو را زیر ایستگاه‌های گوناگون گزارش دادند که نتایج آنان مؤید تغییر ضخامت پوسته از ۳۰ تا ۴۵ کیلومتر است. برای بخش جنوبی دریای خزر (بخش پوشش داده شده در این تحقیق) عمق موهو حدود ۳۵ کیلومتر برآورد شد که با نتایج گزارش شده مانینگو و پرستلی (۱۹۹۸) برای ایستگاه‌های قرار گرفته در جنوب دریای خزر سازگاری خوبی نشان می‌دهد.

رام (۲۰۰۹) نقشه‌های توموگرافی سرعت‌های گروه در محدوده تناوبی ۱۰ تا ۷۰ ثانیه را برای فلات ایران و مناطق اطراف گزارش داد. تطابق بسیار خوبی بین نتایج به‌دست آمده در این تحقیق با مقادیر سرعت گروه گزارش شده در پهنه البرز مشاهده شد، هرچند در تناوب‌های کوتاه‌تر تطابق بین نتایج کمتر دیده شد. این عدم تطابق ناشی از تفاوت در توانایی حل مسئله در دو تحقیق و دو بانک داده متفاوت است. قدرت تفکیک عرضه شده رام (۲۰۰۹) در ناحیه ایران مرکزی در حدود ۲ درجه است و به سمت لب‌های منطقه مورد بررسی زیادتر می‌شود؛ درحالی‌که

۳/۵~ کیلومتر بر ثانیه برای سرعت گروه و ۳/۵~ تا ۴~ برای سرعت فاز به‌ترتیب در تناوب‌های ۳۰ و ۴۰ ثانیه برآورد شد. سرعت‌های فاز و گروه برای تناوب‌های بیشتر (۶۰، ۸۰ و ۱۰۰ ثانیه) که در شکل‌های ۶ و ۷ آورده شده است از ساختارهای گوشته بالایی نمونه‌برداری می‌کنند. در این گستره تناوبی، روند سرعت گروه و فاز با مقادیر زیاد در جنوب دریای خزر نمایان شده است.

همان‌گونه که در شکل ۱۰ نشان داده شده است، عمق موهو در ناحیه البرز و با استفاده از معکوس‌سازی هم‌زمان منحنی‌های سرعت گروه و فاز ۴۶ کیلومتر برآورد شد که سرعت موج بُرشی از ۳/۷ به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه با گذر از پوسته به گوشته می‌رسد. در این ناحیه، دو لایه به‌دست آمده برای پوسته دارای ضخامت‌های ۱۵ و ۲۵ کیلومتری زیر یک لایه رسوبی ۶ کیلومتری به‌دست آمد که دارای سرعت‌های موج بُرشی ۳/۱ و ۳/۷ کیلومتر بر ثانیه هستند. در این پهنه سه لایه گوشته بالایی با ضخامت‌های ۲۰، ۶۰ و ۸۰ کیلومتر دارای سرعت‌های ۴/۳، ۴/۶ و ۴/۵ کیلومتر بر ثانیه به‌دست آمد که لایه به‌نسبت کم‌سرعت با ضخامت ۸۰ کیلومتر در عمق ۱۲۶ تا ۲۰۶ کیلومتری واقع شده است. با توجه به نتایج به‌دست آمده برای سرعت لایه زیر موهو، سرعت موج بُرشی در این ناحیه به‌نسبت کم است.

۸-۲ مقایسه با تحقیقات دیگر

این اولین تحقیقی است که به‌روش دوايستگاهی برای برآورد توموگرافی دو بُعدی سرعت‌های فاز و گروه در پهنه البرز صورت گرفته است. به‌دلیل تعداد زیاد مسیرهای دوايستگاهی قرار گرفته در فلات ایران در این تحقیق، نتایج سرعت‌های گروه محلی به‌دست آمده دارای قدرت تفکیک جانبی بهتر در مقایسه با کارهای صورت گرفته جهانی و منطقه‌ای در ناحیه پوشش داده شده در تحقیق حاضرند. در حالت کلی مقادیر میانگین سرعت‌های گروه گزارش شده چونگ و میچل (۱۹۹۸) در داخل بازه

- velocities: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1021–1034.
- Cheng, C. C., and Mitchell, J., 1981, Crustal Q Structure in the United States from Multi-mode Surface Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 161–181.
- Chen, P., and Chen, H., 1989, Scaling law and its applications to earthquake statistical relations: *Tectonophysics*, **166**, 53-72.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984, the gravity field and crustal structure of Iran: *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol.*, **168**, 215-229.
- Giese, P., Makris, J., Akashe, B., Röwer, P., Letz, H., and Mostaanpour, M., 1984. The crustal structure in Southern Iran derived from seismic explosion data: *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, **168**, 230-243.
- Hwang, H. J., and Mitchell, B. J., 1986, Interstation surface wave analysis by frequency-domain Wiener deconvolution and modal isolation: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 847-864.
- Javan, D. and Roberts, R., 2003. Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions: *Tectonophysics*, **364**, 115–133.
- Jackson, J. and McKenzie, D. P., 1984. Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **77**, 185- 264.
- Knopoff, L.; Müller, S.; Pilant, W. L., 1966, Structure of the crust and upper mantle in the Alps from the phase velocity of Rayleigh waves, *BSSA*, **56**, 1009-1044.
- Knopoff, L., and Schwab, F. A., 1968. Apparent initial phase of a source of Rayleigh waves: *J. Geophys. Res.*, **73**, 755-760.
- Knopoff, L., 1972, Observation and inversion of surface wave dispersion: *Tectonophysics*, **13**, 497–519.
- Maggi, A., and Priestley, K., 2005. Surface Waveform Tomography of the Turkish-Iranian Plateau: *Geophys. J. Int.*, **160**, 1068-1080.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H. and Van Gorp, S., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran: *Geophysical Journal International*, **170**, 436-440.
- Martínez, M. D., Lana, X., Guinto, E. R., 2010, Shear-wave attenuation tomography of the lithosphere–asthenosphere system beneath the
- در تحقیق حاضر، قدرت تفکیک از ۵۰ کیلومتر تا ۱۰۰ کیلومتر است (شکل ۸). با اینکه در کار رام (۲۰۰۹) تعداد پرتوها به مراتب زیادتر از تعداد مسیرها در تحقیق حاضر است اما قدرت تفکیک جانبی وابسته به طول مسیر پرتو و تعداد برخوردهای پرتوها در بلوک‌ها است. با توجه به اینکه در روش تک‌ایستگاهی، تعداد زلزله با بزرگای ۴/۵ به بالا در فواصل نزدیک محدود است، لذا اکثراً از داده‌های منطقه‌ای برای پوشش ناحیه مورد بررسی استفاده می‌شود و در نتیجه طول مسیر پرتو نسبت به روش دوايستگاهی زیادتر شده است و دارای قدرت تفکیک کمتری خواهد بود. از طرف دیگر، باز به علت استفاده از زلزله‌های منطقه‌ای در روش تک‌ایستگاهی، تعداد برخورد مسیرها کمتر از روش دوايستگاهی است که این باعث کاهش قدرت تفکیک جانبی می‌شود.

منابع

- Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M., Hatzfeld, D., and Priestley, K., 2010. Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran): *J. Geodyn.*, **49**, 68–78.
- Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations: *Tectonophysics*, **229**, 211–238.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran: *Tectonophysics*, **395**, 193–208.
- Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body wave data: *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **71**, 715-730.
- Backus G, and Gilbert, J. F., 1970, Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data: *Phil. Trans. Roy. Soc., A*, **266**, 123-192.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau: *Bull. seism. Soc. Am.*, **89**, 120–139.
- Bourjot, L., and Romanowicz, B., 1992, Crust and upper-mantle tomography in Tibet using surface waves: *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 881-884.
- Bloch, S., Hales, A. L., 1968, New technique for the determination of surface wave phase

- using Wiener filtering: *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 73-91.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., Bergman, E., 2007, The 2004 May 28 Baladeh earthquake (Mw = 6.2) in the Alborz, Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and seis-mic hazard of Tehran: *Geophys. J. Int.*, **170**, 249–261.
- Valyus, V. P., 1972, Determining seismic profiles from a set of observations. In: *Computational Seismology*. Keilis-Borok ed., Consult. Bureau, New-York, 114-118.
- Valyus, V. P., Keilis-Borok, V. I., and Levshin, A., 1969, Determination of the upper-mantle velocity cross-section for Europe: *Proc. Acad. Sci. USSR*, **185**, 3.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, **157**, 381–398.
- Wells, D. L., and Coppersmith, E. K. J., 1994, New empirical relationships among magnitude rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 974-1002.
- Yanovskaya, T. B., Maaz, R., Ditmar, P. G., and Neunhofer, H., 1988, A method for joint interpretation of the phase and group surface – wave velocities to estimate lateral variations of the Earth's structure: *Phys. Earth. Plan. Inter.*, **51**, 59-67.
- Yanovskaya, T. B., 1997, Resolution estimation in the problems of seismic ray tomography, *Izvestiya: Physics of the Solid Earth*, **33**(9), 762–765.
- Yanovskaya, T. B., and Ditmar, P. G., 1990, Smoothness criteria in surface wave tomography: *Geophys. J. Int.*, **102**, 63–72.
- Mediterranean region: *Tectonophysics*, **481**(1-4), 51-67.
- Mitchell, B. J., 1995, Anelastic structure and evolution of the continents from seismic surface wave attenuation: *Rev. Geophys.*, **33**, 441-462.
- Martínez, M. D., Lana, X., Caselles, O., Canas, J. A., and Pujades, L., 2005, Elastic–anelastic regional structures for the Iberian Peninsula obtained from a Rayleigh wave tomography and a causal uncoupled inversion: *Pure Appl. Geophys.* **162**, 2321–2353.
- Mangino, S., and Priestley, K., 1998, The crustal structure of the southern Caspian region: *Geophys. J. Int.*, **133**, 630–648.
- Nolet, G., Trier, J. V., and Huisman, R., 1986, A formalism for nonlinear inversion of surface waves: *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 26-29
- Nolet, G., 1990, Partitioned waveform inversion and two-dimensional structure under the network of autonomously recording seismographs: *J. geophys. Res.*, **95**, 8499-8512.
- Panza, G. F., Romanelli, F., and Vaccari, F., 2001, Seismic wave propagation in laterally heterogeneous anelastic media: theory and applications to seismic zonation: *Advances in Geophysics*, **43**, 1-95.
- Panza, G. F., 1976, Phase velocity determination of fundamental Love and Rayleigh waves. *Pageoph*, **114**, 753-764.
- Panza, G. F., 1981, The resolving power of seismic surface waves with respect to crust and upper mantle structural models. In: *The solution of the inverse problem in geophysical interpretation*. Cassinis R. ed.: Plenum Publ. Corp., 39-77.
- Panza, G. F., 1981, The resolving power of seismic surface waves with respect to crust and upper mantle structural models. In: *The solution of the inverse problem in geophysical interpretation*. Cassinis R. ed.: Plenum Publ. Corp., 39-77.
- Shad Manaman, N., and Shomali, H., 2010, Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian-Eurasian plate boundary, Submitted to *Physics of the Earth and Planetary Interiors*.
- Snyder, D. B., and Barazangi, M., 1986. Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations: *Tectonics*, **5**, 361–373.
- Taylor, S., and Toksuz, N., 1982, Measurement of interstation phase and group velocities and Q