Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Summer 2025, Vol. 15(2): 1 - 19

Research Article

Estimation of crustal depth using P-wave receiver functions in South Khorasan province

Maryam Adibian[1], Majid Nemati[2]*, Raziyeh Sadat Hosseini[1]

1- Department of Geophysics, Islamic Azad University of Kerman Branch, Kerman, Iran
2- Department of Geophysics, Islamic Azad University of Kerman Branch, Kerman, Iran

Keywords: *Moho Depth, Simultaneous Transfer, Receiver Functions, Teleseismic Waves, Southern Khorasan.*

1-Introduction

Moho depth is a crucial parameter for describing the crustal structure and can often be linked to the geology and tectonic evolution of the region. The Moho discontinuity, the boundary between the Earth's crust and mantle, has different depths in different regions, indicating significant changes in seismic wave velocities. Moho depth could be determined using various geophysical methods, and seismic data is mostly used for this purpose. The depth of the Moho discontinuity can be estimated from the arrival time difference of P waves and the conversion of Ps to the seismic station (Ammon et al., 1990).

This study investigates the velocity structure of the crust in the eastern part of Iran, focusing on South Khorasan Province. South Khorasan province is a part of the seismotectonic province of Central Iran. This province is an intra-plate area that has been affected by several phases of orogeny. For this purpose, data from teleseismically recorded earthquakes by the broadband stations of the Iranian Seismological Center (IRSC), located in the eastern region of Iran, as well as the Afriz, Nehbandan, and Koohdasht stations in central Iran, were used. Then, the Moho depth under these stations was determined using the method of simultaneous inversion of the receiver function and velocity dispersion curves of the group Rayleigh waves. The method of simultaneously inverting the receiver function and scattering of surface waves is one of the accurate methods for determining the Moho depth (Ammon et al., 1990).

2-Materials and methods

This research investigates the determination of the crustal velocity structure using the simultaneous inversion of teleseismic event receiver functions and the velocity dispersion of the Rayleigh wave group. Teleseismic earthquakes, with epicentral distances from the station exceeding 25 degrees, are utilized for studying the Earth's velocity structure. A low-pass Gaussian filter is applied to the receiver functions to reduce high-frequency noise. When an initial waveform W propagates through the ground, different layers could change seismic velocities, therefore forming a time series of reflectance R. This series changes the initial waveform, and the seismic instruments record the resulting waveform S, which is the convolution of the primary wave and the layers' effects (S=R*W). The unknown parameter R, representing the medium effect, characterizes the time series of reflection horizons and is derived by deconvolution of the seismic station response from the primary wave. This method minimizes the difference between the observed and predicted signal, a combination of reconstructed waveforms and an unperturbed response, reflecting the wave propagation environment.

In this study, the first part of the data consists of earthquakes recorded at the Koohdasht (TKDS), Nehbandan (NHDN), and AFRZ (AFRZ) stations of the National Seismological Center over a six-year

* Corresponding author: nematimajid_1974@uk.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2024.47311.2461
Received: 2024-07-06
Accepted: 2024-12-07

ISSN: 2717-0764
CC BY

period (from July 10, 2010, to November 13, 2016). For the second part of the data, the velocity dispersion curves of Rayleigh waves were adapted from Rahimi's (2011) study on the crust and upper mantle structure of the Iranian plateau. After estimating the receiver functions, these functions are combined with Rayleigh wave group velocity data to determine the velocity structure beneath the stations.

Initially, data recorded by the National Seismological Center was extracted from the IRSC website, and the data format was changed using Seisan software to make it compatible with SAC software. Geographic coordinates and the time interval between earthquake occurrence and detection are recorded, and the first direct P phase onset on waveforms is calculated using Taup software. Data with a high signal-to-noise ratio concerning back azimuth and epicentral distance is selected and classified.

Earthquakes with magnitudes greater than 5.5 and source-receiver distances between 25° and 90° are selected to determine the receiver functions. These earthquakes' geographic coordinates and focal depths are recorded, and significant data are separated using a pass filter to locate the P phases accurately. A total of 153 teleseismic events were chosen, and a 135-second time window was applied for further processing. High-frequency noise is removed using Gaussian filters, and iterative hybridization methods are used to calculate receiver functions.

The velocity dispersion curve was calculated by focusing on low-frequency surface waves, which are sensitive to variations in depth structure that involves using velocity dispersion data of Rayleigh waves to study shear wave structures and obtain velocity models. For simultaneous inversion, receiver function data are combined with surface wave velocity scattering using Herman and Amon (2002) software.

In the data analysis, selected waveforms are processed using the SAC software to determine receiver functions. Velocity dispersion information is combined to present models for each back-azimuth range, and events are classified by back azimuth and epicenter distance. The Moho boundary is detected using past studies and observed data, considering an error margin of ±2 km. The study investigates 188 earthquakes recorded by stations. This comprehensive process aims to provide accurate insights into the crustal structure and the Moho boundary.

3-Results and discussions

This research can be classified into two categories: uncertainty due to operator error in phase reading and phase detection, and uncertainty resulting from offset errors in determining the crustal velocity pattern. Regarding the crustal velocity, Rahimi et al. (2011) were used, which applies to most of the Iranian territory. Due to the software's accuracy in displaying the seismic waves, the operator can accurately detect the combined phases on the time axis up to 0.2 seconds. Considering the maximum speed of waves at the boundary of the crust and mantle (~ 8 km/s), if this time is converted into distance, the distance error can be obtained from this approximate method of nearly 1600 meters, which is within the 2 km error range of the Moho boundary obtained from the other methods, which is acceptable.

The number of errors associated with the method used in this research is estimated to be within ±2 km, based on the similarity between this method and the research of Tatar and Nasrabadi (2013). In Geophysics and this research, the minimization of the standard error between real and predicted data is a reliable criterion for achieving a desired model that is close to the real model of the Earth. Based on the results of this investigation, the Moho discontinuity is located under Kohdasht station, TKDS, at a depth of 43±2 km, under Afriz station, AFRZ, at a depth of 43±2 km, and under Nehbandan station, NHDN, at a depth of 41±2 km. Regarding the sensitivity of the results to the considered error, it could be concluded that according to the average depth of the Moho in central and eastern Iran, which is based on the results of the work of others (e.g. Nasrabadi et al. (2011) and Afsari (2015), Rajab-Beigi et al. (2011), Taghizade and Afsari (2015) as well as Faramarzi et al., 1392 obtained by the boundary refracted method, the Moho depth is more than 39 km which this error size (±2 km) cannot change the results.Results and discussions

In Koohdasht station (TKDS), the Moho depth was determined as 43 ± 2, and the incident time difference of two transformation (Ps) and direct (P) phases was observed as 5 seconds, which is in agreement with the result of Paul et al. colleagues (2006) for the Moho depth. It is close to the result of their work, about 40 km, and the time difference between the P and Ps phases was estimated to be 5 seconds.

Taghizadeh Farahmand and Afsari (2015) worked on the waveforms of the broadband stations at the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering. They determined the Moho depth at the

ISSN: 2717-0764
CC BY

TABS station to be 44 km. He used the receiver function modeling method. The result differs slightly from the obtained depth, which can be attributed to the initial model. Because the receiver function method and the dataset require initial model selection, which affects the results, this is important.

In the Nehbandan (NHDN) station, the Moho depth was estimated at 41±2 km, and the time difference between the two phases of (Ps) and direct (P) was 5 seconds. At the Afriz station (AFRZ), the Moho depth was achieved at 43±2 km, and the time difference between the two phases was 5 seconds. Nasrabadi et al. (2011) obtained the Moho depth of 40 km at the ZHSF station in Zahedan by simultaneous inversion of the receiver function and scattering of surface waves. Taghizadeh Farahmand and Afsari (2015) determined the Moho depth to be 42 km in the station (SHRT), which is close to the Afriz station (AFRZ) in the present study. Rajab-Beigi et al. (2011) investigated the crustal depth of the geographical area of Birjand with the receiver function method and determined an average depth of Moho ~44 km. The difference between the current research results and their work could be attributed to the method used. The method used in the present study is certain due to the use of two data sets. Also, in Taghizadeh and Afsari's (2015) research, the Moho depth at the SHRT station (near these two stations) was determined to be 42 km, which is in good agreement with the results of this research. According to previous articles, the initial model selection is important, indicating that they were very careful in using the initial model at this station. It demonstrates that the initial model in the receiver function modeling method is crucial.

4-Conclusion

In this study, the optimal receiver functions were calculated using the waveforms and velocity dispersion curves of the Rayleigh wave group. The Moho depth and the time difference between the two phases (Ps) and (P) were determined at the Broadband station areas in South Khorasan, Iran. Based on this processing, at Koohdasht station (TKDS), the Moho depth was determined to be 43 ± 2 km, and the time difference between the two phases of transformation (Ps) and direct (P) was observed to be 5 seconds. At the Nahbandan (NHDN) station, the Moho depth was estimated to be 41±2 km, and the time difference between the two conversion phases (Ps) and the direct (P) phase is 5 seconds. In the Afriz station (AFRZ), the Moho depth is calculated as 43±2 km, and the time difference between the two phases of (Ps) and direct (P) was also obtained as about 5 seconds.

5-References

Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 95(B10), 15303-15318. https://doi.org/10.1029/jb095ib10p15303

Ammon, C.J, 2006. Isolating the Receiver Function Response Longston's Source Equalization Procedure Modified by Charles J. Amoon (Penn State University) http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon /HTML /RftnDocs /seq01.html

Nasrabadi, A., Tatar, M. Kaviani, A., 2012. Crustal structure of Iran from joint inversion of receiver function and phase velocity dispersion of Rayleigh waves, Journal of Earth Sciences 82, 83–94.

Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., Mokhtari, M., 2006. Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). Geophysical Journal International 166(1), pp.227–237. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2006.02920.x

Rahimi. H, 2011. Regional elastic and inelastic structures for Iran's crust and upper mantle, doctoral dissertation, Iran International Seismological Research Institute.

Rajab-Beigi, F., Afsari, N., Taghi-zadeh Farhamand, F., Qeetanchi, M. R., 2011. Studying the crustal structure of eastern Iran (Birjand) using P receiver function, Iran Geophysics Journal 1, 124–138.

Taghizadeh Farhamand, F., Afsari, N., 2015. Determination of crustal thickness under broadband stations in Iranian plateau using P receiver function modeling, Journal of New Earthquake Research 65-76.

Tatar, M., Nasrabadi, A., 2013. Crustal thickness variations in the Zagros continental collision zone (Iran) from joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. Journal of Seismology 17, pp.1321–1337. https://doi.org/10.1007/s10950-013-9394-z

ISSN: 2717-0764

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Adibian, M., Nemati, M., Hosseini, R., 2025. Estimation of crustal depth using P-wave receiver functions in South Khorasan province. Adv. Appl. Geol. 15 (2), 1-19.
DOI: 10.22055/aag.2024.47311.2461
https://aag.scu.ac.ir/article_20007.html

©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

برآورد ژرفای پوسته زمین با به کارگیری توابع انتقال گیرنده موج P در استان خراسان جنوبی

مریم ادیبیان

کارشناسی ارشد، گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد کرمان، ایران

مجید نعمتی

استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم و گروه پژوهشی زمین‌لرزه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

راضیه سادات حسینی

کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

nematimajid_1974@uk.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۱۷

چکیده

مشخص کردن ساختار دقیق پوسته و گوشته بالایی یکی از اهداف مهم بررسی‌های زمین‌فیزیکی است. در این پژوهش، شکل موج زمین‌لرزه‌های دورلرز (دارای بزرگای بیش از ۵/۵ و در فاصله روکانونی ۲۵ تا ۹۰ درجه در بازه‌ی زمانی شش سال برای بدست آوردن توابع گیرنده در زیر ایستگاه‌های شبکه‌ی لرزه‌نگاری خراسان جنوبی (موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) گزینش شدند. پس از بررسی هم‌خوانی شکل موج‌ها با مشخصات موجود در فهرست IRIS، پنجره زمانی روی شکل موج‌ها اعمال گردیده و سپس مؤلفه‌های افقی در راستای زاویه سمتی چرخانده شده تا مؤلفه‌های شعاعی و مماسی به‌دست آید. با بهره‌گیری از روش واهمامیخت تکراری لیگوریا و آمون در حوزه زمان، مؤلفه قائم از مؤلفه شعاعی واهمامیخت شده، سپس فیلتر گوسی با پهنای یک اعمال شد. پس از برآورد توابع گیرنده و دسته‌بندی آنها در بازه‌های بک‌آزیموتی و فاصله روکانونی ۱۰ درجه‌ای، برانبارش برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه انجام گرفت. برگردان همزمان دو مجموعه داده‌ای مستقل با در نظر گرفتن پارامتر وزنی متناسب با ترکیب آن‌ها برای یافتن یک الگوی سرعتی با به‌کارگیری نرم‌افزار هرمن و آمون اجرا شد. کمینه‌سازی خطای استاندارد میان داده‌های واقعی و پیش‌بینی شده، معیار رسیدن به الگوی خواسته شده و نزدیک به الگوی واقعی زمین است. نتایج این بررسی نشان می‌دهد که مرز ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه کوهدشت، TKDS، در ژرفای ۲±۴۳ کیلومتری، در زیر ایستگاه آفریز، AFRZ، در ژرفای ۲±۴۳ کیلومتری و در زیر ایستگاه نهبندان، NHDN، در ژرفای ۲±۴۱ کیلومتری جای دارد. در این پژوهش، با توجه به داده‌ها و روش‌های به‌کار رفته، آنالیز خطا در محدوده قابل قبول قرار دارد.

واژه‌های کلیدی: ژرفای موهو، برگردان همزمان، توابع گیرنده، امواج دورلرز، خراسان جنوبی

۱-مقدمه

یکی از موارد اساسی در بررسی‌های ژئودینامیکی، آگاهی از ستبرای پوسته و ژرفای ناپیوستگی موهو می‌باشد. ناپیوستگی موهو، که مرز پوسته و گوشته زمین است، در مناطق گوناگون ژرفایی متفاوت دارد که نشان‌دهنده تغییری چشمگیر در سرعت امواج لرزه‌ای است. این تغییر سرعت ناشی از تغییر در ترکیبات شیمیایی و تغییرات زمین‌شناسی و زمین‌ساختی پوسته است. می‌توان گفت ژرفای موهو یک پارامتر مهم برای توصیف ساختار پوسته است و اغلب می‌تواند به زمین‌شناسی و تکامل زمین‌ساختی گستره وابسته باشد. ژرفای موهو را با به‌کارگیری روش‌های گوناگون زمین‌فیزیکی می‌توان برآورد کرده و بیشتر، داده‌های لرزه‌ای برای این کار به‌کار گرفته می‌شود.

با به‌کارگیری توابع گیرنده امواج حجمی P، که وابستگی شدیدی به وجود ناپیوستگی‌ها و سرعت امواج P و S دارد، می‌توان مرز ناپیوستگی موهو و تغییرات ژرفایی سرعت را در پوسته زمین بدست آورد. از اختلاف زمانی ناشی از تفاوت سرعت رسیدن امواج P و تبدیل شده Ps به ایستگاه لرزه‌نگاری می‌توان سرعت و ژرفای مرز ناپیوستگی موهو را برآورد نمود (Ammon et al., 1990).

با دانستن ژرفای موهو می‌توان مدل‌های سرعت لرزه‌ای بهتری برای پوسته و گوشته بالایی برآورد نمود. همچنین ژرفای

موهو کاربردهای ژئودینامیکی بسیاری در بررسی‌های زمین‌ساختی و کوهزایی مناطق زمین‌شناسی خواهد داشت. برای برآورد هرچه دقیق‌تر زمان رسید و تخمین کانون زمین‌لرزه به وسیله رخدادهای ثبت شده نیز نیاز به دانستن ژرفای موهو است. ستبرای پوسته یا ژرفای موهو برای بسیاری از روش‌های زمین‌فیزیکی به عنوان یکی از پارامترهای مدل سرعتی به‌کار می‌رود. با توجه به کم بودن ژرفای زمین‌لرزه‌ها در گستره دردست بررسی، استفاده از داده‌های محلی با روش شکست مرزی می‌تواند یکی از روش‌های برآورد کننده برای برآورد ساختار پوسته در ژرفاهای بیش از ژرفای زمین لرزه‌ها باشد. Nemati و همکاران (۲۰۱۳) با زمین‌لرزه‌های محلی و با به‌کارگیری روش شکست‌مرزی ستبرای پوسته را در البرز خاوری به‌دست آورده است.

توابع انتقال گیرنده لرزه‌ای سری‌های زمانی هستند که از برآورد یک مؤلفه شاقولی و دو مؤلفه افقی (شمال- جنوب و خاوری- باختری) لرزه‌نگاشت دورلرز به‌دست می‌آیند که بیانگر پاسخ نسبی ساختار زمین در محل گیرنده لرزه‌ای می‌باشند.

لایه‌های زمین با امپدانس لرزه‌ای متفاوت، شکل موجی اولیه را فیلتر کرده و سری‌های زمانی بازتابندگی ایجاد می‌کنند. این بازتاب‌ها باعث تغییر فرم موج اولیه می‌شوند. در ایستگاه لرزه‌نگاری همامیخت امواج و تاثیر لایه‌ها روی آن یعنی ترکیب موج اولیه و تأثیر لایه‌های زمین ثبت می‌شود. در روش لرزه‌نگاری، پارامتر مجهول، اثر زمین روی موج است که مشخصات سری‌های زمانی افق‌های بازتابی را نمایش داده و از همامیخت پاسخ لرزه‌نگاشت با موج اولیه به‌دست می‌آید.

در سال ۱۹۱۰ یک محقق کروات به نام اندریا موهوروویچ[1]، برای نخستین بار افزایش ناگهانی سرعت موج لرزه‌ای را در زیر گستره‌های کم ژرفای اروپا تشخیص داد. که بعدا به افتخار ایشان مرز جدایی سنگ‌های پوسته و گوشته، موهو نامیده شد. این بررسی، نخستین تلاش برای برآورد ستبرای پوسته به شمار می‌رود.

هدف پژوهش حاضر، بررسی ساختار سرعتی پوسته زمین در خاور ایران در استان خراسان جنوبی است. استان خراسان جنوبی بخشی از ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی و کوه‌های خاور ایران است. این ایالت، پهنه‌ای درون ورقی است که تحت تاثیر چند فاز کوهزایی بوده است. ایران مرکزی به طور عمده زون‌های گسلی لرزه‌زا، خرد قاره‌های نسبتا پایدار را دربر گرفته‌اند.

از این رو، داده‌های دورلرز که در ایستگاه‌های باند پهن وابسته به شبکه لرزه‌نگاری کشوری (IRSC2[2]) مستقر در محدوده خاور ایران به نام ایستگاه‌های آفریز، نهبندان و کوهدشت در استان خراسان ثبت شده‌اند، به‌کارگرفته شده و با بهره‌گیری از روش برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی، ژرفای موهو در زیر این ایستگاه‌ها برآورد می‌شود.

۲-مواد و روش ها

در این پژوهش، ساختار سرعتی پوسته با بهره‌گیری از برگردان همزمان توابع دورلرز و پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی بررسی شده است. با وجود این که امواج زمین‌لرزه در صفحه گسل تولید می‌شوند، ولی برای سادگی بررسی، خاستگاه امواج زمین‌لرزه را یک نقطه پنداشته و آن را کانون می‌نامند. به تصویر این نقطه در روی سطح زمین، روکانون گفته می‌شود. بَک‌آزیموت عبارت است از زاویه‌ی میان دو بردار، که یکی در راستای ایستگاه و محل زمین‌لرزه بوده و بردار دیگر که در راستای ایستگاه و راستای شمال هستند (Jansson, 2008).

زمین‌لرزه‌هایی را که فاصله‌ی روکانونی آن‌ها با ایستگاه بیش از ۲۵ درجه است، زمین‌لرزه‌های دورلرز می‌نامند. به علت فاصله‌ی زیادی که میان کانون زمین‌لرزه‌های دورلرز و ایستگاه لرزه‌نگاری وجود دارد می‌توان جبهه‌ی موج این زمین‌لرزه‌ها را در محل ایستگاه، مانند یک موج تخت در نظر گرفت. داده‌های دورلرز، بیشتر برای بررسی ساختمان سرعتی ژرف در زمین به‌کارگرفته می‌شوند.

در برآورد تابع گیرنده، شکل کل موج نیاز نیست. لازم است، اندازه‌ای از شکل موج جدا شده و بقیه آن حذف شود. برای این کار بر روی مؤلفه‌های افقی و قائم لرزه‌نگاشت‌ها یک پنجره‌ی زمانی به مرکزیت رسید فاز مستقیم موج P زده شده و اندازه مورد نیاز از داده جدا می‌شود. روش بررسی، در گزینش اندازه

[1] Mohorovich

[2] Iranian Seismological Center

مدت زمان لازم از شکل موج مؤثر است (Herrmann and Ammon, 2002).

برای ایجاد شکل مطلوبی از لرزه نگاشت و تضعیف نوفه‌های با بسامد بالا (این نوفه‌ها دارای دامنه بزرگ بوده و سبب تار شدن شکل سیگنال ثبت شده می‌شوند) (Bodin et al., 2012)، در توابع گیرنده، یک فیلتر گوسی پایین گذر به‌کارگرفته می‌شود که به‌گونه $G(\omega)=\exp(-\omega 2/4\alpha 2)$ بیان شده و در آن، محتوای بسامدی در تابع گیرنده با پارامتر پهنای فیلتر (α) برآورد می‌شود (Ammon, 2006). پارامتر α، پهنای گوسی است، که محتوای بسامدی را در تابع گیرنده کنترل می‌کند. هر چه α بیشتر کاهش پیدا کند به دلیل حذف نوفه بیشتر، شکل موج خروجی هموارتر خواهد بود. از آنجایی که امواج دورلرز مناسب برای بررسی‌های توابع گیرنده، بسامدهای کمتر از یک هرتز دارند، به‌کارگیری یک فیلتر پایین‌گذر منجر به افزایش نسبت سیگنال به نوفه، بدون از دست دادن اطلاعات مفید خواهد شد.

هنگامی که موج اولیه W در زمین گسترش می‌یابد، لایه‌های زمین که امپدانس صوتی متفاوتی دارند آن را فیلتر می‌کنند. این لایه‌ها سری‌های زمانی بازتابندگی R را تشکیل می‌دهند که عبور از آن‌ها باعث تغییر فرم موج نخستین می‌شود. آنچه روی لرزه‌نگاشت ثبت می‌شود، نتیجه‌ی شکل موج اولیه و اثر لایه‌هاست. بدین گونه شکل موج دریافت شده S حاصل همامیخت موج اولیه و عمل لایه‌هاست (S=R*W). در روش لرزه‌نگاری، پارامتر مجهول اثر زمین R است که بیانگر ویژگی‌های سری‌های زمانی افق‌های بازتابی بوده و از واهمامیخت پاسخ لرزه‌نگاشت و موج اولیه به دست می‌آید. واهم‌امیخت، فرآیندی تحلیلی برای حذف اثرهای قبلی از جمله آن‌هایی است که از هم‌آمیخت حاصل شده است. واهم‌امیخت به روش‌های گوناگونی انجام می‌شود. در این پژوهش روش واهم‌امیخت تکراری در حوزه زمان به‌کارگرفته شده است.

Ligorria و Ammon (۱۹۹۹) بر پایه الگوی برآورد تابع زمانی چشمه برای زمین‌لرزه‌های بزرگ که توسط Kikuchi و Kanamori (۱۹۸۲) معرفی شد، روش واهمامیخت تکراری را در سال ۱۹۹۹ معرفی کردند، که اساس آن کمینه‌سازی کمترین مربعات (کمینه‌سازی به روش کمترین مربعات) اختلاف میان یک لرزه‌نگار مشاهده‌ای (افقی) (فیلتر گوسی بر روی آن اعمال شده است) و یک سیگنال پیش‌بینی شده است. این سیگنال به وسیله‌ی همامیخت یک قطار ضربه (این قطار ضربه در هر بار تکرار از نو ساخته می‌شود) با مؤلفه‌ی قائم لرزه‌نگار تولید می‌شود. هدف این روش، کمینه نمودن تفاوت میان سیگنال مشاهده‌ای و سیگنال پیش‌بینی شده است که این سیگنال همامیخت قطاری از ضربه‌ها (این قطار ضربه در هر بار تکرار از نو ساخته می‌شود) با پاسخ آشفته نشده‌ی محیطی است که امواج در آن منتشر شده است (Fnais, 2004).

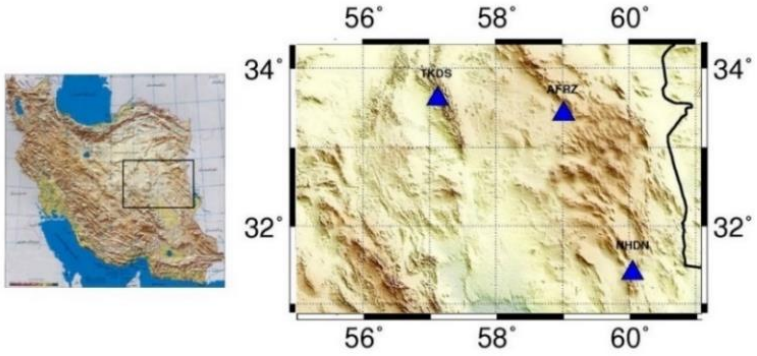
۲-۱- رخدادهای لرزه‌ای به‌کار گرفته شده

در این بررسی، گزیده‌ای از رویدادهای دورلرز گزینش شده که توسط ایستگاه‌های کوهدشت (TKDS) ، نهبندان (NHDN) و آفریز (AFRZ) مربوط به مرکز لرزه‌نگاری کشوری به مدت ۶ سال (از تاریخ ۲۰۱۰/۱۰/07 تا ۲۰۱۶/۱۱/۱۳) به ثبت رسیده‌اند، به‌کار برده شده است. رویدادهای دورلرز با فاصله روکانونی ۲۵ تا ۹۰ درجه از هر ایستگاه با توجه به کاتالوگ زمین‌لرزه موسسه ژئوفیزیک و (IRIS3)، برای هر ایستگاه گزینش شده و برای برآورد توابع گیرنده پردازش شدند (شکل ۱). برای بخش دوم، داده‌های وابسته به پاشندگی سرعت امواج سطحی، از منحنی‌های پاشندگی سرعت امواج رایلی حاصل از بررسی Rahimi (۲۰۱۱) بر روی ساختار پوسته و گوشته بالایی فلات ایران به‌کارگرفته شده است. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های بررسی شده روی نقشه ایران نشان داده شده (شکل ۲) و مشخصات آنها در جدول 1 آورده شده است. پس از برآورد توابع گیرنده، این توابع با داده‌های وابسته به پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی برای برآورد ساختار سرعتی در زیر ایستگاه همزمان برگردان شده‌اند.

[3] Incorporated Research Institutions for Seismology



شکل ۱- رویدادهای دورلرز (نشان‌گرهای کرم رنگ) به‌کارگرفته شده در برآورد توابع گیرنده
Fig. 1. The location of the teleseismic events used in the calculation of the receiver functions



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های برداشت کننده زمین‌لرزه‌ها در استان خراسان جنوبی
Fig. 2. Geographical location of the studied stations in South Khorasan Province

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های بررسی شده در خراسان جنوبی
Table 1. Characteristics of studied stations in South Khorasan

شماره	نام ایستگاه	نام اختصاری	طول جغرافیایی (درجه شرقی)	عرض جغرافیایی (درجه شمالی)	ارتفاع از سطح آزاد دریا(متر)
۱	کوهدشت	TKDS	57.1221	33.6134	۱۲۰۶
۲	نهبندان	NHDN	60.0502	31.3928	۱۳۰۷
۳	آفریز	AFRZ	59.0150	33.4252	۱۴۹۷

۲-۲- آماده‌سازی و پردازش داده‌ها

پس از دریافت داده‌ها از مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پردازش داده‌ها (تبدیل فرمت و استخراج رخدادهای مورد نیاز) به کمک نرم‌افزار تخصصی Seisan انجام شده تا این داده‌ها به فرمت مناسب در نرم‌افزار SAC تبدیل گردند. برای تکمیل اطلاعات در سربرگ هر رخداد، مختصات جغرافیایی کانون هر زمین‌لرزه و هر ایستگاه در محیط نرم‌افزار SAC (نسخه ۱۰۱.۳، ۲۰۰۹/۰۷/۰۴)، وارد شد. همچنین، فاصله زمانی میان دریافت زمین‌لرزه در ایستگاه و زمان رخداد آن نیز برآورد شده و در سربرگ وارد شدند. سپس زمان تقریبی اولین رسید فاز P مستقیم با کمک نرم‌افزار Taup (نسخه ۲.۱) برآورد شده و در سربرگ وارد شد. سپس، داده‌هایی که نسبت سیگنال به نوفه‌ی بالایی داشتند، گزینش شدند. با به‌کارگیری برنامه Iterdecon (نسخه ۱.۰۴، ۹۸-۱۹۹۷) آمون،

و روش لیگوریا و آمون توابع گیرنده برآورد شدند. پس از برآورد توابع گیرنده، آن‌ها را با توجه به بک‌آزیموت و فاصله روکانونی در دسته‌هایی با اختلاف ۱۰ درجه برای بک‌آزیموت و همچنین فاصله‌ی روکانونی جای داده و فرآیند برانبارش برای افزایش سیگنال به نوفه انجام شد. برونداد این عملیات، یک تابع گیرنده برانبارش یافته است که با نرم‌افزار Herrmann و Ammon (۲۰۰۲) عملیات برگردان هم‌زمان توابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی به دست آمده و سپس الگوهای نهایی برای برآورد نهایی ساختار پوسته و ژرفای موهو بدست آمد.

۲-۳- برآورد توابع انتقال گیرنده

برای برآورد توابع انتقال گیرنده، زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیشتر از ۵/۵ و فاصله روکانونی بزرگتر از °۲۵ و کوچکتر از °۹۰ به‌کارگرفته شد. با توجه به این دو شرط، داده‌هایی که با به‌کارگیری فهرست‌نامه‌ی زمین‌لرزه IRIS که برای هر ایستگاه تهیه شده بود، جدا گردید. مختصات جغرافیایی و ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های گزینش شده و ایستگاه ثبت کننده در سربرگ هر زمین‌لرزه ثبت شد و سپس جداسازی داده‌هایی که نوفه زیادی داشتند از راه مشاهده شکل لرزه‌نگاشت انجام شد. با توجه به وجود نوفه در بیشتر داده‌ها، برای برآورد دقیق محل آغاز موج P مستقیم، اقدام به اعمال یک فیلتر میان‌گذر نموده و از این راه، امکان برآورد محل دقیق فاز P فراهم شد. داده‌هایی که از دیدگاه نسبت سیگنال به نوفه مناسب بودند، به عنوان داده‌های مناسب برای برآورد توابع انتقال گیرنده گزینش شدند. در نهایت، شمار ۱۵۳ رویداد دورلرز برای برآورد توابع گیرنده گزینش شد. در مراحل بعدی پردازش بر روی رویدادهای گزینش شده، یک پنجره‌بندی زمانی ۱۳۵ ثانیه‌ای اعمال گردید که این پنجره زمانی از ۴۵ ثانیه پیش از اولین رسید فاز P آغاز شده و در ۹۰ ثانیه پس از این فاز پایان می‌یابد. همچنین، برای حذف نوفه‌های با بسامد بالا فیلتر گوسی به کارگیری شد که پارامتر پهنای آن (α) برابر ۱ بوده و کران بالای بسامد قابل‌گذر از این فیلتر نزدیک به 0.5 هرتز است. در پایان، با بهره‌گیری از روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان Ligorria و Ammon (۱۹۹۹) توابع انتقال گیرنده برای هر رویداد برآورد گردید.

۲-۴- برآورد منحنی پاشندگی سرعت گروه امواج سطحی

برای ایجاد پاشندگی، امواج باید در پایین‌ترین سطح بسامدی قرار داشته باشند که معمولا در امواج سطحی دورلرز دیده می‌شوند. اهمیت پاشندگی امواج سطحی به این علت است که می‌توان از آنها برای بررسی ساختار موج برشی در نزدیک سطح زمین بهره برد و مدل سرعتی برای امواج برشی به دست آورد. معمولا، سرعت گروه برای امواج سطحی در دوره‌های گوناگون به ساختارهای ژرفی متفاوت حساس است. سرعت امواج با دوره کمتر از ۱۰ ثانیه به ساختارهای پوسته‌ای کم‌ژرف و حوضه‌ی رسوبی، امواج با دوره میان ۴۰ تا ۵۰ ثانیه به تمام پوسته و از ۵۰ تا ۱۰۰ ثانیه به ساختار بالاترین قسمت گوشته حساس هستند (Pasyanos, 2005). در این پژوهش، داده‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی که توسط Rahimi (۲۰۱۱) بدست آمده، به کار گرفته شده است. ایشان نخست با بهره‌گیری از داده‌های مناسب ثبت شده در ۲۹ ایستگاه باند پهن شبکه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و ایستگاه‌های دانشگاه فردوسی مشهد، منحنی‌های پراکندگی و جذب محلی را برآورد کردند. سپس با بهره‌گیری از روش آنالیز فرکانس-زمان، مدهای اساسی امواج ریلی را که در طول ۱۵۸۶ مسیر که شرایط دو ایستگاهی را دارا بودند، از لرزه‌نگاشت‌های مورد نظر جدا کردند. در پایان، به روش واهمامیخت واینر، مقادیر سرعت‌های فاز و گروه و ضرایب جذب میان دو ایستگاه در پریودهای مورد نظر برآورد گردیدند. از این راه، ۲۴۰ منحنی پراکندگی سرعت گروه و فاز در بازه ۱۰۰-۱۰ ثانیه برآورد شدند که بیشتر ایران را پوشش می‌دهند.

۲-۵- برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی

برای برهم‌نهی دو داده تابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی یعنی اجرای برنامه برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی، نیاز به یک مدل ساده می‌باشد که به کمک برنامه Herrmann و Ammon (۲۰۰۲) این برگردان انجام شد. همچنین یک فیلتر گوسی با پهنای یک، برای حذف نوفه با بسامد بالا اعمال شد.

در این پژوهش برای تمام ایستگاه‌ها با توجه به کارهای انجام شده، یک الگوی اولیه ساده به‌کارگرفته شد (Nasrabadi et al., 2008). این مدل‌ها در برگردان همزمان شرکت داده شده، نتایج باهم سنجیده شده و درپایان، یک الگوی مناسب برای گستره خاور ایران برگزیده شد. در اجرای برنامه، برای داشتن خروجی خواسته شده، ضریب نفوذی P که اندازه‌اش از صفر تا یک متغیر است، به‌کارگرفته شد. با تغییر P، بالاترین

برهم‌نهی که با هر دو گروه داده به دست آورده شد، گزینش گردید. در آغاز، اندازه 0.1 را بر می‌گزینیم که در آن نقش تابع گیرنده بیشتر است. اگر همپوشانی منحنی پاشندگی پایین باشد، این اندازه به 1.5، ۲ و نهایتا به 2.5 تغییر پیدا می‌کند.

با افزایش اندازه P، سهم داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی نیز در فرآیند برگردان افزایش می‌یابد. در هر مرحله از برگردان همزمان، اندازه درصد همپوشانی با داده‌ها که اندازه همپوشانی دامنه‌های داده‌های واقعی با داده‌های ساختگی را نشان می‌دهد به‌دست می‌آید. زمانی که این همخوانی بیشتر از ٪۹۰ باشد، همخوانی داده‌های پاشندگی و تابع گیرنده بسیارخوب است (Nasrabadi et al., 2011; Taghizade and Afsari, 2015).

۲-۶- تجزیه و تحلیل داده‌ها

پس از مراحل گفته شده، شکل موج‌های گزینش شده در هر ایستگاه، با به‌کارگیری نرم‌افزار تخصصی SAC پردازش شده و با به‌کارگیری روش‌های بالا، توابع گیرنده برانبارش یافته برای ایستگاه‌ها برای محدوده بک‌آزیموتی گوناگون برآورد گردید. با هم‌آمیخت اطلاعات پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی، با به‌کارگیری نرم‌افزار Herrmann و Ammon (۲۰۰۲) برای هر محدوده بک‌آزیموتی، یک الگو از ساختار زیر ایستگاه ارائه شد. در این گام، همپوشانی خواسته شده میان توابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده و همچنین برازش مناسب منحنی عبوری از نقاط پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی برآورد می‌شود.

برای گروه‌بندی و سازمان دادن رویدادها دو معیار بک‌آزیموت و فاصله روکانونی به‌کار گرفته شده است. در بیشتر دسته‌ها در هر فاصله ۱۰ درجه‌ای بک‌آزیموتی یک یا دو دسته دیگر هم ایجاد می‌شود، چون در این محدوده رویدادها اگرچه، در فاصله بک‌آزیموتی مورد نظر (۱۰ درجه) جای دارند، فاصله روکانونی برخی از رویدادها از ۱۰ درجه بیشتر می‌شود، که باید آن‌ها را در یک دسته جداگانه جای داد. در گستره قاره‌ای که ستبرای پوسته در آنجا نزدیک به ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر است، دیرکرد زمانی میان فاز تبدیلی و رسید P مستقیم، نزدیک به ۵ تا ۷ ثانیه می‌باشد (Zhu and Kanamori, 2000). برای تشخیص مرز موهو، نخست، نتایج بررسی‌های گذشته برای تعیین مرز موهو در منطقه‌ای که ایستگاه در آن جای دارد، ملاک قرار داده شد و سپس در یک محدوده ژرفایی خاص افزایش شدید در اندازه سرعت موج برشی، به عنوان مرز موهو در آن ژرفا در نظر گرفته شد. لازم به یادآوری است که اندازه خطای این روش با توجه به بررسی‌های Tatar و Nasrabadi (۲۰۱۳)، نزدیک به ±۲ کیلومتر است.

در این پژوهش، در ایستگاه‌ها ۳۵۶ زمین‌لرزه بررسی شده، شوربختانه به دلیل نامناسب بودن برداشت زمین‌لرزه‌ها، برخی از آنها را نمی‌توان به‌کارگرفت.

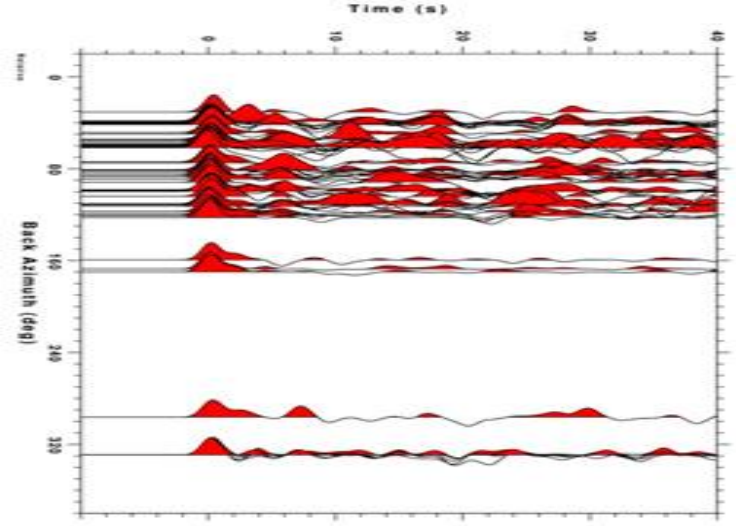
۳- بحث و نتایج

برونداد اجرای برگردان همزمان تابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه موج رایلی در یک فاصله بک‌آزیموتی مشخص در هر ایستگاه، نموداری است که از سه بخش درست شده است (نگاره ۴). در بخش بالا راست، منحنی مربوط به تابع گیرنده مشاهده‌ای (پررنگ) و پیش‌بینی شده (کم رنگ) دیده می‌شود که در بخش چپ آن از بالا به پائین نام اختصاری ایستگاه، اندازه پارامتر فیلتر گوسی (α)، درصد همپوشانی دو منحنی مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده و اندازه پارامتر پرتو به شماره، نشان داده شده است. در این منحنی‌ها نخستین برجستگی یا بالا آمدگی که دارای دامنه‌ی بزرگتری است و مرکز آن در زمان صفر است، وابسته به فاز P مستقیم است. برجستگی وابسته به فاز Ps تبدیلی در مرز موهو که دارای دامنه‌ی کوچکتری نسبت به فاز P مستقیم است با پیکان نشان داده شده است. برجستگی‌های بعدی نیز وابسته به انعکاس‌های چندگانه است. در بخش پائین (راست) منحنی وابسته به داده‌های پاشندگی سرعت گروه موج رایلی دیده می‌شود که از روی نقاط داده‌های پاشندگی عبور می‌کند. از روی این منحنی می‌توان افزایش سرعت گروه (محور قائم) را با افزایش دوره تناوب (محور افقی) دید که بیان کننده افزایش ژرفی و پدیده‌ی پاشندگی سرعت گروه موج رایلی با ژرفا است. در بخش چپ شکل، نتیجه‌ی برگردان همزمان تابع گیرنده و پاشندگی گروه موج رایلی نشان داده شده است. در اینجا سرعت موج برشی بر روی محور افقی و ژرفا بر روی محور عمودی نشان داده شده است. در نگاره ۴، الگوی نخستین با خط‌چین و الگوی پایانی برگردان همزمان با خطوط ممتد نشان داده می‌شود.

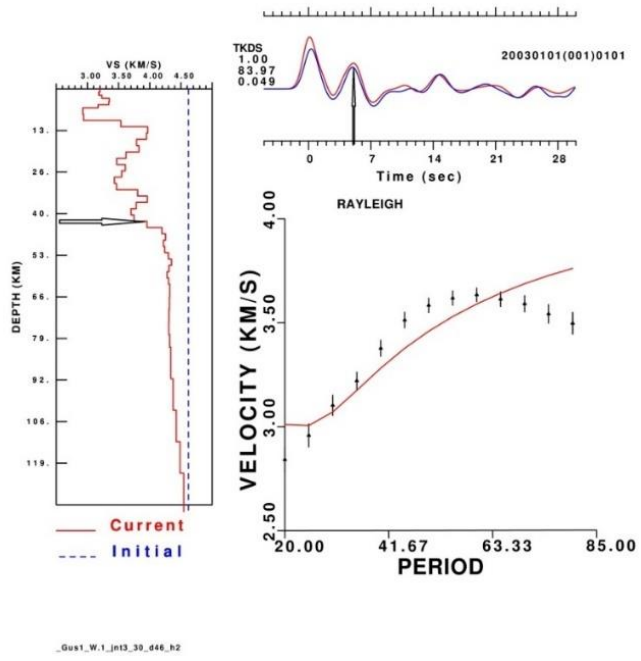
۳-۱- ایستگاه کوهدشت (TKDS)

ایستگاه کوهدشت یکی از ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری خراسان جنوبی می‌باشد که از سال ۱۳۹۰ آغاز به کار نمود. این ایستگاه با عرض جغرافیایی ۳۳.۶۱ درجه شمالی و طول جغرافیایی

57.12 درجه شرقی در شهرستان طبس واقع شده است. در این ایستگاه از رویدادهای دورلرز ثبت شده، ۱۶۳ رویداد با توجه به مشخص بودن فازها در آن و دارا بودن کیفیت خوب گزینش شده و توابع گیرنده آن‌ها برآورد گردید. پس از دسته‌بندی این توابع گیرنده به‌کمک آزیموت و فاصله، ۱۷ دسته در بک-آزیموت‌های مختلف تشکیل شده و برانبارش شدند (شکل ۳)، که برای برگردان همزمان با منحنی سرعت گروه امواج رایلی به‌کارگرفته شدند. در مرحله بعد شمار ۹ دسته بک‌آزیموتی با داده‌های سرعت گروه امواج ریلی وابسته به این ایستگاه همزمان برگردان شدند. برای نمونه یکی از این نمودارها در نگاره ۴ آورده شده، همچنین نتایج بدست آمده برای ایستگاه کوهدشت در جدول ۲ نوشته شده است.



شکل ۳- توابع گیرنده به‌کارگیری شده در دسته‌بندی برای ایستگاه کوهدشت (TKDS).
Fig. 3. Receiver functions used in classification for Koohdasht station (TKDS).



شکل ۴- برونداد برگردان همزمان تابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه موج رایلی در فاصله بک‌آزیموتی ۴۵°-۳۵°، ایستگاه کوهدشت (TKDS). در این جا اختلاف زمانی دو فاز P و Ps ۵ ثانیه و ژرفای موهو ۲±۴۲ کیلومتر بدست آمد.
Fig. 4. The result of the simultaneous inversion of the receiver function and Rayleigh wave group velocity scattering, back-azimuth range 35°-45°, Koohdasht station (TKDS). According to the figure, the time difference between the P and Ps phases was 5 seconds and the Moho depth was 42±2 km.

جدول ۲- نتایج به دست آمده برای ایستگاه کوهدشت (TKDS).
Table 2. The results obtained for Koohdasht station (TKDS).

محدوده بک‌آزیموتی(درجه)	سرعت موج برشی در موهو (کیلومتر برثانیه)	اختلاف زمانی فاز P و Ps (ثانیه)	ژرفای مرز موهو (کیلومتر)
۴۵-۳۵	4.3	۵	۴۲±۲
۶۵-۵۵	4.3	۵	۴۴±۲
۷۵-۶۵	4.3	۵	۴۴±۲
۸۵-۷۵	4.4	۵	۴۴±۲
۹۵-۸۵	4.2	5.5	۴۲±۲
۱۱۵-۱۰۵	4.2	۶	۴۲±۲
۱۲۵-۱۱۵	4.4	۵	۴۶±۲
۱۷۵-۱۶۵	4.4	۵	۴۴±۲
۲۹۵-۲۸۵	4.4	۵	۴۴±۲
میانگین	4.3	۵	۴۳±۲

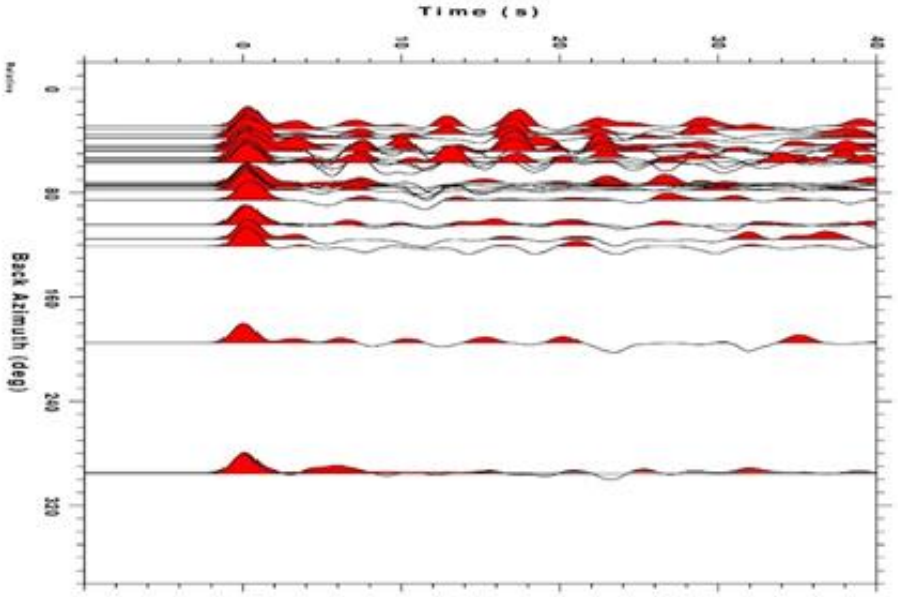
۳-۲- ایستگاه نه‌بندان (NHDN)

ایستگاه نه‌بندان در شبکه لرزه‌نگاری استان خراسان جنوبی است. که وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری (موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) می‌باشد. این ایستگاه با عرض 31.39 درجه شمالی و طول 60.05 درجه شرقی در شهر نه‌بندان جای داشته، شمار ۱۷۹ رویداد از رویدادهای گزینش شده در ایستگاه نه‌بندان (NHDN) برداشت شده و ۱۰۴ رویداد با کیفیت خوب و نوفه کمتر گزینش شده و در ۲۷ گروه دسته‌بندی و برانبارش شدند (نگاره ۵). سپس، تابع گیرنده برآورد شده و در مرحله بعد شمار ۹ دسته بک‌آزیموتی با داده‌های سرعت گروه امواج ریلی وابسته به این ایستگاه، همزمان برگردان شدند. برای نمونه یک نمودار در نگاره ۶ آورده شده و برونداد آن برای ایستگاه نه‌بندان در جدول ۳ نوشته شد.

۳-۳- ایستگاه آفریز (AFRZ)

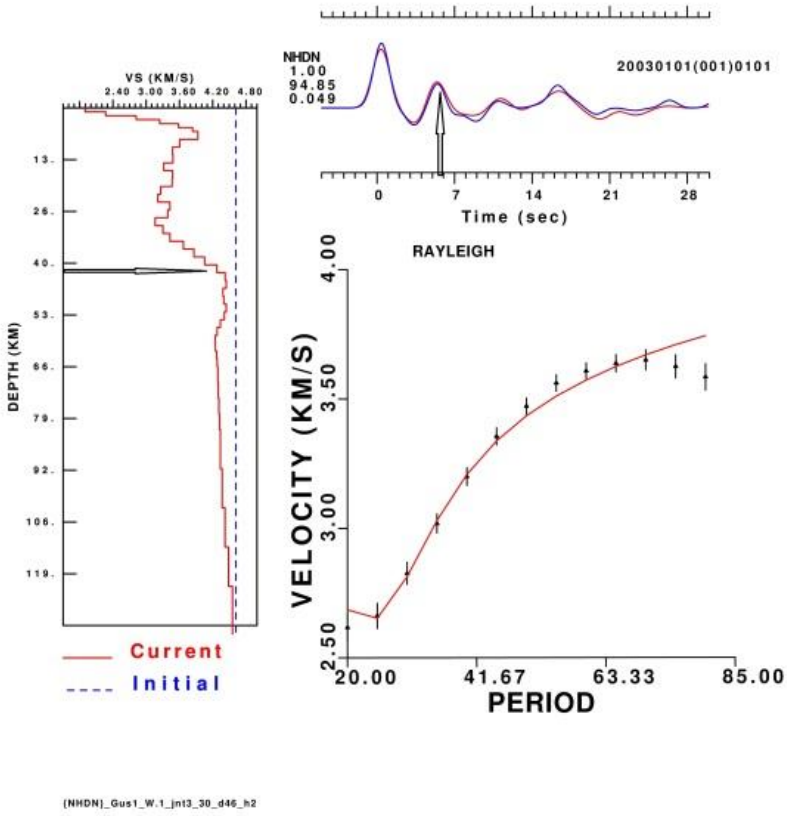
ایستگاه آفریز یکی دیگر از ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری خراسان جنوبی بوده که وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری است. این ایستگاه با مختصات جغرافیایی ۳۳.۴۲ عرض شمالی و ۵۹.۱ طول شرقی در دهستان آفریز از توابع شهرستان قائنات در شمال استان خراسان جنوبی جای دارد. از ۱۴۵ رویداد که در ایستگاه آفریز (AFRZ) گزینش شده است، ۸۹ رویداد با کیفیت خوب و با نوفه کمتر گزینش شده و در ۷ گروه دسته‌بندی شده و برانبارش شدند (نگاره ۷). سپس، داده‌های سرعت گروه امواج ریلی این ایستگاه همزمان برگردان شدند. یک نمونه از این نمودارها در نگاره ۸ به نمایش درآمده و برونداد آن در جدول ۴ آورده شده است.

در ایستگاه کوهدشت (TKDS)، ژرفای موهو ۲±۴۳ برآورد شده و اختلاف زمانی دو فاز تبدیلی (Ps) و مستقیم (P) ۵ ثانیه مشاهده شد که با نتیجه Paul و همکاران (۲۰۰۶) در ایستگاه M8 هم‌خوانی نسبی دارد. پاول نیز ژرفای موهو را نزدیک ۴۰ کیلومتر و اختلاف زمانی دو فاز P و Ps را ۵ ثانیه برآورد نمود (شکل ۹).



شکل ۵- توابع گیرنده به‌کارگیری شده در دسته‌بندی برای ایستگاه نه‌بندان (NHDN).

Fig. 5. Receiver functions used in classification for Nehbandan station (NHDN).



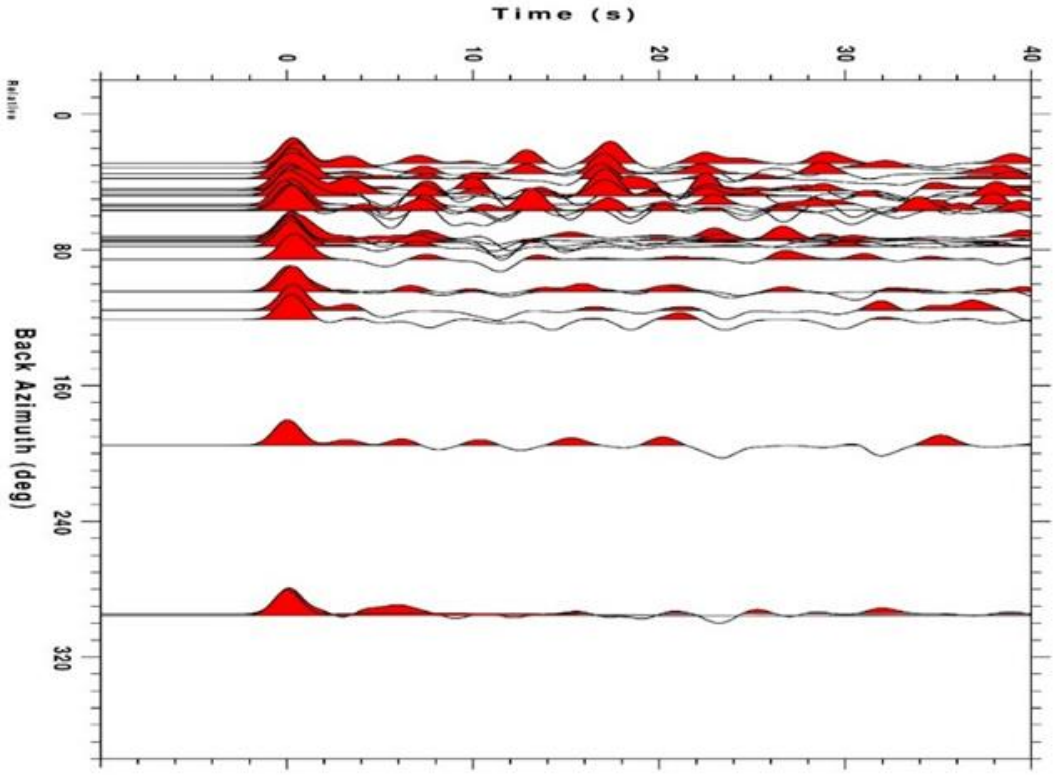
شکل ۶- برونداد برگردان همزمان تابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه موج رایلی، فاصله بک‌آزیموتی ۶۵°-۷۵° ایستگاه نه‌بندان (NHDN). برپایه این نمودار، اختلاف زمانی دو فاز P و Ps ۵.۵ ثانیه و ژرفای موهو ۴۲±۲ کیلومتر بدست آمد.

Fig. 6. The result of the simultaneous inversion of the receiver function and Rayleigh wave group velocity scattering, back-azimuth range ۶5°-۷5° of, Nehbandan station (NHDN). According to the figure, the time difference between the P and Ps phases was 5.5 seconds and the Moho depth was 42±2 km.

جدول ۳- داده‌های به‌دست آمده برای ایستگاه نه‌بندان (NHDN)

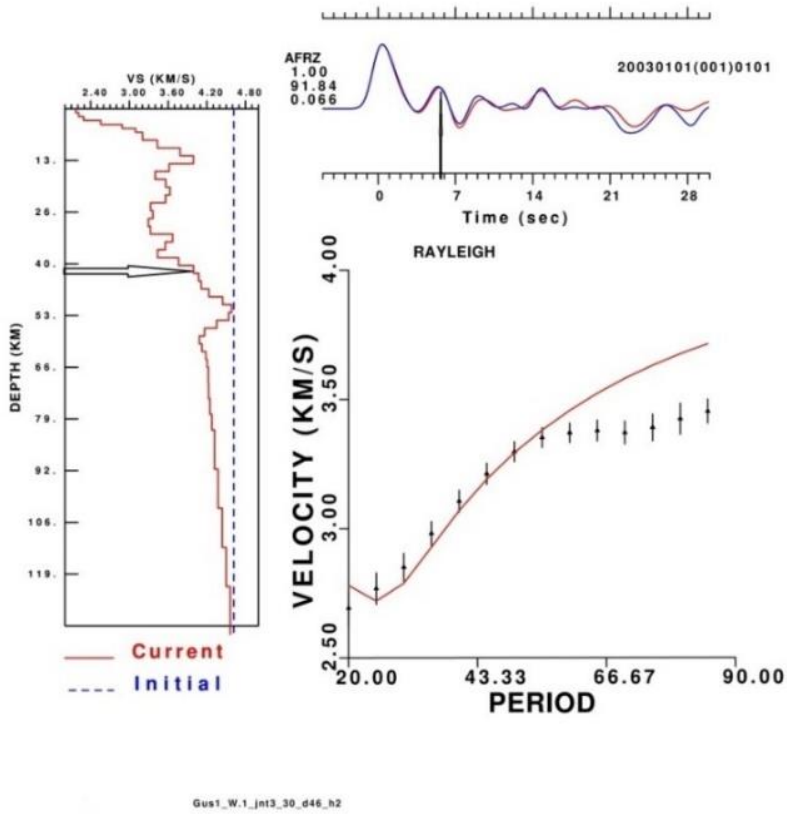
Table ۳. The results obtained for Nehbandan station (NHDN)

ژرفای مرز موهو (کیلومتر)	اختلاف زمانی فاز P وPs (ثانیه)	سرعت موج برشی در موهو(کیلومتر بر ثانیه)	محدوده بک‌آزیموتی (درجه)
۴۲±۲	۵	**4.5**	۴۵-۳۵
۴۲±۲	**5.5**	**4.3**	۷۵-۶۵
۴۴±۲	۵	**4.3**	۸۵-۷۵
۴۲±۲	**5.5**	**4.2**	۹۵-۸۵
۴۰±۲	**5.5**	**4.1**	۱۰۵-۹۵
۴۲±۲	۵	**4.3**	۱۱۵-۱۰۵
۴۰±۲	۵	**4.2**	۱۲۵-۱۱۵
۴۰±۲	۵	**4.2**	۱۷۵-۱۶۵
۴۰±۲	۵	**4.4**	۳۲۵-۳۱۵
۴۱±۲	۵	**4.3**	میانگین



شکل ۷- توابع گیرنده به‌کارگیری شده در دسته‌بندی برای ایستگاه آفریز (AFRZ).

Fig. 7. Receiver functions used in classification for AFRZ stations.



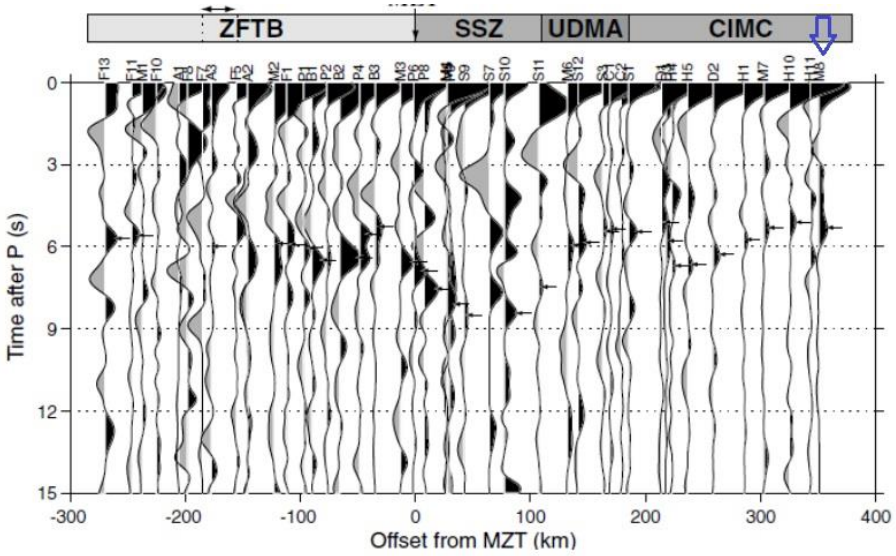
شکل ۸- برونداد برگردان همزمان تابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه موج رایلی، فاصله بک‌آزیموتی ۳۰°-۲۰°، ایستگاه آفریز (AFRZ). بر پایه این نمودارها، اختلاف زمانی دو فاز P و Ps ۵.۵ ثانیه و ژرفای موهو ۲±۴۲ کیلومتر بدست آمد.

Fig. 8. The result of the simultaneous inversion of the receiver function and Rayleigh wave group velocity scattering, back-azimuth range 20º-30º, Afreez station (AFRZ). According to the figure, the time difference between the P and Ps phases was 5.5 seconds and the Moho depth was 42±2 km.

جدول ۴- داده‌های به‌دست آمده برای ایستگاه آفریز (AFRZ).

Table ۴. The results obtained for the Afriz station (AFRZ).

ژرفای مرز موهو (کیلومتر)	اختلاف زمانی فاز P و Ps (ثانیه)	سرعت موج برشی در موهو (کیلومتر بر ثانیه)	محدوده بک‌آزیموتی (درجه)
۴۲±۲	۵.۵	۴.۲	۳۰-۲۰
۴۲±۲	۵	۴.۲	۴۰-۳۰
۴۲±۲	۵	۴.۲	۵۰-۴۰
۴۴±۲	۵.۵	۴.۴	۶۰-۵۰
۴۴±۲	۵	۴.۲	۹۰-۸۰
۴۴±۲	۵.۵	۴.۲	۱۱۰-۱۰۰
۴۲±۲	۵	۴.۲	۳۳۰-۳۲۰
۴۳±۲	۵	۴.۲	میانگین



شکل ۹- توابع گیرنده‌ی شعاعی برانبارش شده در طول آرایه N42 نمایش داده شده‌اند. پیکان‌ها محل فاز Ps را نشان می‌دهند. زون لرزه‌زمین‌ساختی در بالای تصویر نوشته شده است (ZFTB کمربند زاگرس، SSZ زون سنندج - سیرجان، UDMA مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر، CIMC ایران مرکزی). ایستگاه M8 با پیکان آبی رنگ نشان داده شده است (Paul et al., 2006).

Fig. 9. Displays the projected radial receiver functions along the N42 array. Arrows show the location of the Ps phase. The tectonic seismic zone is written at the top of the image (ZFTB Zagros belt, SSZ Sanandaj Sirjan zone, Urmia-Dakhtar magmatic complex UDMA, Central Iran CIMC). Station M8 is shown with a blue arrow (Paul et al., 2006).

Taghizade و Afsari (۲۰۱۵) پژوهشی روی ایستگاه‌های باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله انجام داده و ژرفای موهو را در ایستگاه TABS برابر ۴۴ کیلومتر برآورد نمودند. ایشان روش مدل‌سازی تابع گیرنده را به‌کارگرفته بودند. نتیجه با ژرفای به‌دست آمده اندکی تفاوت دارد، که این تفاوت را می‌توان به الگوی اولیه‌ای که به‌کارگرفته بودند نسبت داد. چون در روش تابع گیرنده، به‌کارگیری داده گزینش شده و الگوی اولیه مهم بوده و روی برونداد تاثیرگذار است.

در ایستگاه نهبندان (NHDN)، ژرفای موهو ۲±۴۱ کیلومتر و اختلاف زمانی دو فاز تبدیلی (Ps) و مستقیم (P) ۵ ثانیه و در ایستگاه آفریز (AFRZ) ژرفای موهو ۲±۴۳ و اختلاف زمانی آن دو فاز، ۵ ثانیه به‌دست آمد. Nasrabadi و همکاران (۲۰۱۱) با روش برگردان همزمان تابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی، ژرفای موهو در ایستگاه (ZHSF) را که در زاهدان واقع شده ۴۰ کیلومتر به‌دست آوردند.Taghizade و Afsari (۲۰۱۵) در ایستگاه (SHRT) که نزدیک به ایستگاه آفریز (AFRZ) در این پژوهش می‌باشد، ژرفای موهو را ۴۲ کیلومتر برآورد کردند. Rajab-Beigi و همکاران (۲۰۱۱) با روش تابع گیرنده، پوسته زمین را در گستره جغرافیایی بیرجند بررسی کرده و ژرفای میانگین ۴۴ کیلومتر را برای موهو در آن گستره برآورد نمودند. تفاوت بدست آمده در پژوهش کنونی با پژوهش آنان را می‌توان به نوع روش به کار گرفته شده نسبت داد. روش به کار برده شده در این پژوهش به دلیل به‌کارگیری دو گروه داده از قطعیت بیشتری برخوردار است. همچنین، در پژوهش Taghizade و Afsari (۲۰۱۵) ژرفای موهو در ایستگاه SHRT در نزدیکی این دو ایستگاه برابر ۴۲ کیلومتر برآورد شد که هم‌خوانی خوبی با نتیجه این پژوهش دارد. اگرچه، ژرفای موهو به‌دست آمده از روش توابع گیرنده با روش شکست مرزی تفاوت اندکی دارد. روش شکست مرزی، ژرفای کمتری (۳۹ کیلومتر برای گستره گسلی کوهبنان) برای مرز موهو به دست می‌دهد (فرامرزی، ۱۳۹۲).

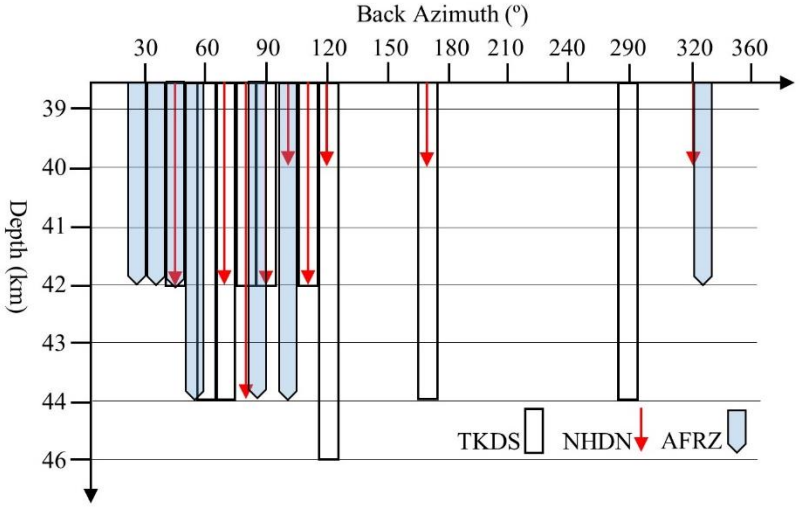
عدم قطعیت‌ها را در این بررسی بیشتر می‌توان به دو دسته عدم‌قطعیت به دلیل خطای اپراتور در فازخوانی و تشخیص فازها و عدم قطعیت به دلیل خطا در تعیین الگوی سرعتی پوسته دسته‌بندی کرد. درمورد الگوی سرعتی پوسته از کار Rahimi (۲۰۱۱) استفاده شد که بیشتر گستره ایران را پوشش داده است. با توجه به دقت نرم‌افزارها در نمایش موج لرزه‌ای ، اپراتور می‌تواند در تشخیص فازهای ترکیبی روی محور زمان تا ۰/۲

ثانیه نیز دقت داشته باشد. با توجه به بیشینه سرعت امواج در مرز پوسته و گوشته (۸ کیلومتر بر ثانیه)، اگر این زمان به مسافت تبدیل شود می‌توان خطای مسافت را از این روش نزدیک به ۱۶۰۰ متر به‌دست آورد که در محدوده خطای ۲ کیلومتری مرز موهو برگرفته از دیگر روش‌ها جای داشته و قابل قبول است.

اندازه خطای روش به کار برده شده در این پژوهش با توجه به تشابه این روش و بررسی‌های Tatar و Nasrabadi (۲۰۱۳)، نزدیک به ±۲ کیلومتر است. در زمین‌فیزیک و همچنین در این پژوهش، کمینه‌سازی خطای استاندارد میان داده‌های واقعی و پیش‌بینی شده، معیار رسیدن به الگوی خواسته شده و نزدیک به الگوی واقعی زمین است. برپایه نتایج این بررسی، مرز ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه کوهدشت، TKDS، در ژرفای ۴۳±۲ کیلومتری، در زیر ایستگاه آفریز، AFRZ، در ژرفای ۴۳±۲ کیلومتری و در زیر ایستگاه نهبندان، NHDN، در ژرفای ۴۱±۲ کیلومتری جای دارد. درباره حساسیت نتایج به خطای درنظر گرفته شده، می‌توان گفت که با توجه به ژرفای میانگین موهو در گستره ایران مرکزی و خاور ایران که از نتایج کار دیگران (مانند Nasrabadi و همکاران (۲۰۱۱) با روش برگردان همزمان تابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی، Taghizade و Afsari (۲۰۱۵)، Rajab-Beigi و همکاران (۲۰۱۱)، Taghizade و Afsari (۲۰۱۵) و همچنین فرامرزی، ۱۳۹۲ که با روش شکست مرزی به دست آمده، در سه ایستگاه بررسی شده، ژرفای موهو قطعا بیش از ۳۹ کیلومتر است که این اندازه خطا (±۲ کیلومتر) نمی‌تواند تغییری روی نتایج داشته باشد.

شکل ۱۰ نتایج حاصل از برآورد ژرفای موهو با بک‌آزیموت‌های مختلف را در سه ایستگاه TKDS, NHDN, AFRZ با یکدیگر مقایسه می‌کند. این نمودار ستونی نشان می‌دهد که این سه ایستگاه در بک‌آزیموت‌های ۴۰ تا ۱۱۰ درجه با یکدیگر بیشترین هم‌خوانی را دارند. در این بک‌آزیموت‌ها، ژرفای موهو بین ۴۲ تا ۴۴ کیلومتر برآورد شده است. در آزیموت‌های ۱۶۰ تا ۳۳۰ درجه نیز، نتایج بسیار متفاوت به‌دست آمده است. دلیل این تفاوت می‌تواند کمبود زمین‌لرزه به عنوان داده ورودی در این آزیموت‌ها باشد. همان‌گونه که شکل ۱ نشان می‌دهد، بیشتر زمین‌لرزه‌های دورلرز که در این پژوهش به‌کار برده شده‌اند، در کناره اقیانوس آرام و در یک محدوده بک‌آزیموتی خاصی روی داده‌اند.

نمودار برانبارش داده‌ها در زون سنندج – سیرجان ژرفای بیشتری را برای این گستره نشان می‌دهد. به‌گمان، به دلیل برخوردی بودن این زون، ژرفای موهو در این گستره افزایش چشم‌گیری دارد. زون سنندج - سیرجان دارای سنگ‌های دگرگونی بوده و مانند زون ارومیه - دختر ماگمایی نیست. ستبرشدگی این زون زمین‌شناسی هنگام برخورد زاگرس در گذشته با ایران مرکزی به دلیل نزدیک شدن پیوسته صفحه عربستان به ایران باعث افزایش ژرفای موهو در این گستره شده است.



شکل ۱۰- مقایسه نتایج با بک‌آزیموت‌های مختلف در سه ایستگاه TKDS, NHDN, AFRZ با یک‌دیگر در یک نمودار ستونی.

Fig. 10. Comparizson of results with different back azimuths in 3 stations TKDS, NHDN, AFRZ with each other in a single histogram.

۴- نتیجه‌گیری

در این بررسی با بهره‌گیری از توابع گیرنده برآورد شده از شکل موج‌های دورلرز و هم‌آمیخت آن با منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه موج رایلی، ژرفای موهو و اختلاف زمانی دو فاز تبدیلی (Ps) و مستقیم (P) در زیر ایستگاه‌های باند پهن خراسان جنوبی ایران برآورد شد.

بر این پایه، در ایستگاه کوهدشت (TKDS)، ژرفای موهو ۲±۴۳ برآورد شد و اختلاف زمانی دو فاز تبدیلی (Ps) و مستقیم (P) ۵ ثانیه مشاهده شد. در ایستگاه نهبندان (NHDN)، ژرفای موهو ۲±۴۱ کیلومتر و اختلاف زمانی دو فاز تبدیلی (Ps) و مستقیم (P) ۵ ثانیه و در ایستگاه آفریز (AFRZ) ژرفای موهو ۲±۴۳ و اختلاف زمانی دو فاز تبدیلی (Ps) و مستقیم (P) نیز ۵ ثانیه بدست آمد.

برای آگاهی از ساختار پوسته زمین در خراسان جنوبی، به‌کارگیری مدل‌سازی گرانشی و مغناطیسی پیشنهاد شده و پیشنهاد می‌شود که نتایج حاصل با نتایج برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشش موج ریلی سنجیده و بررسی گردد.

سپاسگزاری

از گروه پژوهشی زمین‌لرزه دانشگاه شهید باهنر کرمان، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زمین‌لرزه به دلیل در اختیار گذاردن داده‌های ایستگاه‌های لرزه‌ای خود سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 95(B10), 15303-15318. https://doi.org/10.1029/jb095ib10p15303

Ammon, C.J, 2006. Isolating the Receiver Function Response Longston's Source Equalization Procedure Modified by Charles J. Amoon (Penn State University). http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon /HTML /RftnDocs /seq01.html.

Bodin, T., Sambridge, M., Tkalčić, H., Arroucau, P., Gallagher, K. and Rawlinson, N., 2012. Transdimensional inversion of receiver functions and surface wave dispersion. Journal of geophysical research: solid earth 117(B2). https://doi.org/10.1029/2011jb008560

Faramarzi, J., Amiri Khamkani, H., Nemati, M., 2013. Estimation of VP/VS velocity ratio and Moho depth in the Kohbanan fault range. Comprehensive National Conference on Earthquake, Graduate University of Advanced Technology.

Fnais, M.S., 2004. The crustal and upper mantle shear velocity structure of eastern North America from the joint inversion of receiver function and surface-wave dispersion. PhD Thesis, Saint Louis University, p. 214.

Grobbe, N., 2010. Joint Inversion of Surface Waves and Ps-converted Waves, PhD thesis, Utrecht University, the Netherlands.

Herrmann, R. B., Ammon, C. J., 2002. Computer programs in seismology, version 3.30 surface waves In: Receiver Functions and Crustal Structure. St. Louis University, Missouri, p.110.

Jansson, R. N. T., 2008. Receiver function modeling local subsurface velocity structure using multiple diverse algorithms. Master of Science Thesis, University of Copenhagen, p. 67.

Kikuchi, M., Kanamori, H., 1982. Inversion of complex body waves. Bulletin of the Seismological Society of America 72(2), pp.491-506. https://doi.org/10.1785/BSSA0720020491

Ligorría, J. P., Ammon, C. J., 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. Bulletin of the Seismological Society of America 89(5), 1395-1400. https://doi.org/10.1785/bssa0890051395

Nasrabadi, A., Tatar, M., Priestley, K., Sepahvand, M. R., 2008, October. Continental lithosphere structure beneath the Iranian plateau, from analysis of receiver functions and surface waves dispersion. In 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, 12-17 October, (Vol. 17), p.8.

Nasrabadi, A., Tatar, M., Kaviani, A., 2012. Crustal structure of Iran from joint inversion of receiver function and phase velocity dispersion of Rayleigh waves, Journal of Earth Sciences 82, 83-94.

Nemati, M., Hollingsworth, J., Zhong, W., Bolourchi, M. J., Talebian, M., 2013, Micriseismicity and seismotectonics of the South Caspian Lowlands, northeast of Iran, Geophysical Journal International (GJI) 193, 1053-1070.

Özalaybey, S., Savage, M.K., Sheehan, A.F., Louie, J.N., Brune, J.N., 1997. Shear-wave velocity structure in the northern Basin and Range province from the combined analysis of receiver functions and surface waves. Bulletin of the Seismological Society of America 87(1), pp.183-199. https://doi.org/10.1785/bssa0870010183

Pasyanos, M.E., 2005. A variable resolution surface wave dispersion study of Eurasia, North Africa, and surrounding regions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 110(B12), 1-22. https://doi.org/10.1029/2005jb003749

Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., Mokhtari, M., 2006. Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). Geophysical Journal International 166(1), 227-237. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2006.02920.x

Rahimi. H, 2011. Regional elastic and inelastic structures for Iran's crust and upper mantle, doctoral dissertation, Iran International Seismological Research Institute.

Rajab-Beigi, F., Afsari, N., Taghi-zadeh Farhamand, F., Qeetanchi, M. R., 2016. Variations of the Moho depth and Vp/Vs ratio beneath East Iran (Birjand) using P receiver function method, Iran Geophysics Journal 1, 124-138.

Sodoudi, F., Kind, R., Kamalian, N., Sadidkhoy, A., 2004. The crustal and upper mantle structure of the central Alborz (Iran) using teleseismic receiver functions. In the 1st General Assembly European Geosciences Union (Nice, France, 2004).

Taghizadeh Farhamand, F., Afsari, N., 2015. Determination of crustal thickness under broadband stations in Iranian plateau using P receiver function modeling, Journal of New Earthquake Research 65-76.

Tatar, M., Nasrabadi, A., 2013. Crustal thickness variations in the Zagros continental collision zone (Iran) from joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. Journal of Seismology 17, pp.1321-1337. https://doi.org/10.1007/s10950-013-9394-z

Zhu, L., Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 105(B2), 2969-2980. https://doi.org/10.1029/1999jb900322