



Determining shallow subsurface geological structure using geophysical methods; case study of Abasabad site

Mehran Esfahanizadeh Sakhi Langeroodi¹, Mohamad Davoodi^{2✉}, Ebrahim Haghshenas³, Mohamad Kazem Jafari⁴

1. Ph.D Student of Department of Civil Engineering, Science and Research Branch Islamic Azad University, Tehran, Iran. E-mail: mehesf@yahoo.com

2. Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran. E-mail: Davoodi.iiees@gmail.com

3. Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran. E-mail: haghshen@iiees.ac.ir

4. Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran. E-mail: jafari@iiees.ac.ir

Article Info

Article type:

Research Article

Article history:

Received 11 July 2024

Received in revised form 16

September 2024

Accepted 20 September 2024

Keywords:

Geology, seismic geophysics, downhole test, microtremor waves.

ABSTRACT

The determination of geological subsurface strata and shear wave velocity profiles is one of the most important engineering measures for seismic design and site effects studies. Recently, the use of seismic geophysical methods in engineering geological studies for this purpose has become widespread. In this paper, the accuracy and efficiency of seismic geophysical methods with active and passive seismic source in determining the subsurface geological structure of a selected site in the city of Abasabad in northern Iran have been studied. To this end, first, by conducting several exploratory boreholes, the subsurface geological structure of the study site up to a depth of 70 meters was carefully determined using engineering geological experiments. The results of this section showed that the shallow sediments of Abasabad site are mainly composed of sandy soils with four separate geological layers. In the next step, in two other separate boreholes, seismic geophysical experiments with active source of down-hole test were performed in order to accurately determine the shear wave velocity profile in different layers. In addition, in the next phase, using the array microtremor recording method, which is a new seismic geophysical method of passive-source type, to determine the subsurface geological structure of the study site in the form of shear wave velocity profiles. It should be noted that the array microtremor recording was performed using fifteen different arrangements of receptors (with different numbers and distances of receptors) and by two analyzing methods including F-K and SPAC. The results of these studies showed that both active and passive seismic geophysical methods had acceptable performance in determining the subsurface geological stratification of the site. It also could be inferred that the down-hole test with high accuracy determines the shear wave velocity in each layer compared to the array microtremor method but requires artificial production of seismic waves and borehole drilling. Array microtremor method without the need for drilling and production of artificial seismic waves has high efficiency in determining the subsurface layering and estimating the shear wave velocity of each layer and in general the results of this paper showed that in estimating the shear wave velocity compared to down-hole method shows up to 10% error.

Introduction

The city of Abasabad is located in the north of Iran and on the southern shores of the Caspian Sea. Increasing migration of people to the

northern cities of Iran which is due to climatic conditions and droughts of the country, caused a rapid development and construction of many civil structures in the northern cities and

Cite this article: Esfahanizadeh Sakhi Langeroodi, M., Davoodi, M., Haghshenas, E., & Jafari, M.K. (2024). Determining shallow subsurface geological structure using geophysical methods; case study of Abasabad site. *Journal of Engineering Geology*, 18 (2), 186-213. <https://doi.org/10.22034/JEG.2024.18.2.1019911>



specially the city of Abasabad. The design and construction of these structures depends on geological condition, geotechnical conditions and hydrology of the subsurface strata. Currently Geophysical methods are widely used to determine the state of shallow geological structures due to problems of geotechnical drilling. Seismic geophysics is one of the geophysical methods which is used to evaluate the subsurface geology.

Meanwhile, in recent decades, the use of microtremors has been considered by engineers due to its advantages (Subramaniam et al., 2019; Zhang et al., 2019). Microtremors are short amplitude seismic waves that caused by natural phenomena (such as collision of ocean or sea waves to the coast, atmospheric disturbances, etc.) and humanmade noises (such as traffics and industrial activities, etc.) (Mukhopadhyay et al., 2002; Hardesty, 2008; Gupta et al., 2019; Singh et al., 2020).

Geology

The study area is located on the northern edge of the Central Alborz. The most important tectonic structure in this region is the Caspian (Khazar) Fault with a length of about 600 km. Central Alborz shows a variety of lithologies and tectonic structures due to its complex geological history. The area has a lot of morphological diversity and the geological features have caused a large difference in altitude in the area. The southern part of the region, which is located in the central Alborz highlands, includes shallow carbonate rocks (Bayndor Formation), alkaline and ultra-alkaline volcanic rocks (Soltanieh Formation), Zagun and Lalon detrital formations and Jurassic carbonates. Instead of southern part of the region, the northern part is completely covered by Neogene and Quaternary sediments of Caspian age.

Materials and methods

In this article we reviewed the efficiency of the Geophysical methods in determining the shallow subsurface structures of the Abasabad city.

Therefore, several geotechnical boreholes were drilled to obtain an accurate determination of shallow subsurface structures in a direct manner. Afterwards, using seismic geophysical methods of active and passive sources, we compared the results of geophysical and geotechnical studies.

Geotechnical method

In order to geotechnical studies, four boreholes were drilled with depths of 70, 60, 40 and 30 meters in different places and sampling process was made according to ASTM:D1587 standard. During the drilling operation, standard penetration test (SPT) was performed at an interval of 2 meters. Afterwards determination of features Physics and mechanics were performed in the laboratory.

Geophysical methods

Geophysical exploration is a cheap and fast way to get reliable information about subsurface structures. Two seismic methods with active source (down-hole test method) and passive source (array microtremor recording method) were used to determine the characteristics of shallow subsurface structures. The acquisition of seismic data was operated for 5 days (21 hours of recording from 13:00 every day until 10:00 next morning for each array). In order to run the Down-hole test method and acquisition of seismic data, several 3-component geophones have placed in different depths of two boreholes with depth of 45 and 50 meters. Furthermore, acquisition of microtremors was operated simultaneously. After recording the microtremor data, these data were analyzed by F-K and SPAC methods.

Data analysis

F-K method

To determine the resolution of array used in this research the method of Array Transfer Function was performed. This method was introduced by (Wood and Lintz, 1973) and (Asten and Henstridge, 1984). For this purpose, we use build-array tool of SESARRAY open-source

software to calculate the theoretical transfer function. The SESARRAY software was developed by (Wathelet et al., 2004) during the SESAME research project.

SPAC Method

In order to analyze the data by SPAC method, first different mode of pairs of stations determined in the software. Considering varieties in the situations of pairs of stations, different rings were designated to calculate the Spatial autocorrelation coefficient. Afterwards, using the “Geosphy” section of the software, the curve of the Spatial autocorrelation coefficient was calculated for frequency range of 0.14 to 20 Hz for all arrays. Finally, we used back-analysis to estimate the values of Shear Wave Velocities.

Conclusions

In this research, we evaluate the efficiency of several seismic geophysical methods of active and passive sources in the city of Abasabad on the southern shores of the Caspian Sea. Geotechnical tests Indicates the subsurface condition of the soil in the area. The soils layers in the study area mainly includes sandy soil with fine grains of clay, and four distinct soil layers can be identified in these boreholes. Subsequent shear wave velocity measurements using the Down-hole test method showed that the four soil layers were identifiable from the shear wave velocity profiles.

However, due to the limitations of the Down-hole test method (drilling boreholes and

generation of seismic waves), geophysical survey of shallow subsurface structures of the site were done by Array microtremor recording method. Results of the Array microtremor recording method and data analysis showed that both F-K and SPAC analytical methods have an acceptable ability to detect the shallow subsurface structures of the soil, and 4 layers observed in geotechnical studies, recognized by both analytical methods. The results also showed that all the profiles obtained by the F-K and SPAC analytical methods, overestimated the average values of the shear wave velocity at different depths.

The average values of the shear wave velocity were estimated to be 3% to 10% higher than the shear wave velocities in the base profile, especially at the depths between 15m to 40m. In addition, detailed examination of results obtained by analyzing the Array microtremor recording method Showed that this method doesn't need to a large array nor a lot of geophones. We find that if geophones installed at appropriate intervals, 4-component arrays give us acceptable results. Finally, it should be noted that this research revealed that modern seismic geophysical methods have an acceptable efficiency in indirect estimation of shallow subsurface geology. It should also be noted that these methods are complementary and that the results of these different methods should be combined in order to obtain a comprehensive and accurate knowledge of subsurface geology.



تعیین ساختار زیرسطحی کم عمق زمین شناسی با استفاده از روش های ژئوفیزیکی؛ مطالعه موردی ساختگاه عباس آباد

مهران اصفهانی زاده سخی لنگرودی^۱، محمد داودی^۲، ابراهیم حق شناس^۳، محمد کاظم جعفری^۴

۱. دانشجوی دکتری دانشکده فنی و مهندسی، واحد علوم تحقیقات تهران، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران. رایانامه: mehesf@yahoo.com

۲. دانشیار پژوهشکده مهندسی ژئوتکنیک، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران. رایانامه: davoodi.iiees@gmail.com

۳. دانشیار پژوهشکده مهندسی ژئوتکنیک، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران. رایانامه: haghshen@iiees.ac.ir

۴. استاد پژوهشکده مدیریت خطرپذیری و بحران پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران. رایانامه: jafari@iiees.ac.ir

اطلاعات مقاله

چکیده

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۲۱

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۶/۲۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۳۰

کلیدواژه‌ها:

زمین شناسی، ژئوفیزیک لرزه ای، آزمایش پایین چاهی، امواج خردلرزه.

در این مقاله دقت و کارایی روش های ژئوفیزیکی لرزه ای با منبع فعال و غیرفعال در تعیین ساختار زمین شناسی زیر سطحی یک ساختگاه منتخب در شهر عباس آباد واقع در شمال ایران مورد مطالعه قرار گرفته است. در این راستا ابتدا با حفر چندین گمانه اکتشافی ساختار زمین شناسی زیرسطحی ساختگاه مورد مطالعه با استفاده از آزمایشات زمین شناسی مهندسی تعیین گردید. نتایج نشان داد که رسوبات سطحی ساختگاه عباس آباد از چهار لایه زمین شناسی مجزا با جنس غالب ماسه ای تشکیل یافته است. سپس با حفر دو گمانه مجزای دیگر آزمایش ژئوفیزیک لرزه ای با منبع فعال از نوع پایین چاهی به منظور تعیین دقیق پروفیل سرعت موج برشی در لایه های مختلف صورت پذیرفت. در بخش بعدی با استفاده از روش ثبت آرایه ای امواج خردلرزه یا میکروتیرمور که یک روش ژئوفیزیک لرزه ای نوین و از نوع منبع غیرفعال می باشد، برای تعیین ساختار زمین شناسی زیرسطحی ساختگاه مورد مطالعه در قالب پروفیل سرعت موج برشی مورد استفاده قرار گرفت. برداشت آرایه ای خردلرزه ها با پانزده آرایش گوناگون گیرنده ها (با تعداد و فواصل مختلف گیرنده ها) و با دو روش F-K و SPAC مورد تحلیل قرار گرفتند. نتایج نشان داد که هر دو روش ژئوفیزیک لرزه ای با منبع فعال و غیرفعال کارایی قابل قبولی در تعیین لایه بندی زمین شناسی زیرسطحی ساختگاه داشته اند. همچنین نتایج نشان داد روش پایین چاهی با دقت بالا سرعت موج برشی در هر لایه را نسبت به برداشت آرایه ای میکروتیرمور تعیین می کند اما نیاز به تولید مصنوعی امواج لرزه ای و حفر گمانه دارد. روش برداشت آرایه ای خردلرزه ها بدون نیاز به حفاری و تولید امواج لرزه ای مصنوعی کارایی بالایی هم در تعیین لایه بندی زمین و هم تخمین سرعت موج برشی هر لایه داشته و به طور کلی نتایج این مقاله نشان داد که در تخمین سرعت موج برشی نسبت به روش پایین چاهی تا حداکثر ۱۰ درصد خطا نشان می دهد.

مقدمه

این نواحی که تقریباً بیش از ۴ برابر متوسط میزان بارش کشور ایران می باشد این نواحی دارای منابع پایدار آب شیرین هستند. علاوه بر این با توجه به وقوع خشکسالی شدید طی دهه اخیر در کشور ایران، شهرهای شمالی ایران شاهد مهاجرت گسترده درون سرزمینی بودند. مجموعه دلایل ذکر

شهر عباس آباد در شمال ایران و در سواحل جنوبی دریای خزر قرار گرفته است. شهرهای شمالی ایران به دلیل طبیعت زیبا و همچنین نزدیکی به دریا جزو مناطق هدف گردشگری برای اغلب مردم می باشد. همچنین به دلیل بارش فراوان در

استناد: اصفهانی زاده سخی لنگرودی، م.، داودی، م.، حق شناس، ا.، جعفری، م.، ک. (۱۴۰۳). تعیین ساختار زیرسطحی کم عمق زمین شناسی با استفاده از روش های

ژئوفیزیکی؛ مطالعه موردی ساختگاه عباس آباد. مجله زمین شناسی مهندسی، ۱۸ (۲)، ۲۱۳-۱۸۶-۱۸۱. <https://doi.org/10.22034/JEG.2024.18.2.1019911.186-213>



ژئوفیزیکی صورت می‌پذیرد. طی عملیات حفاری ژئوتکنیکی با استفاده از مغزه‌های بازیابی شده از عملیات حفاری، نه تنها می‌توان پروفیل زمین‌شناسی زیرسطحی دقیق سازندهای زمین‌شناسی را ترسیم کرد بلکه با انجام آزمایشات مختلف ژئوتکنیکی می‌توان پارامترهای مهندسی هر لایه را نیز محاسبه کرد. از همین رو حفاری گمانه‌های ژئوتکنیکی به دلیل ایجاد دسترسی مستقیم به لایه‌های زیرسطحی زمین، دقیق‌ترین روش برای تعیین وضعیت زیرسطحی خاک شناخته می‌شود. با این حال باید در نظر گرفت که انجام عملیات حفاری در مناطق شهری همراه با محدودیت‌هایی از جمله دسترسی به ساختگاه، ایجاد ترافیک شهری و همچنین امکان آسیب زدن به تاسیسات زیرسطحی شهری می‌باشد. علاوه بر این باید در نظر گرفت که حفاری ژئوتکنیکی تنها در برخی نقاط محدود انجام شده و نمی‌تواند اطلاعات پیوسته‌ای از وضعیت زیرسطحی ساختگاه در اختیار قرار دهد. همچنین ذکر این نکته حائز اهمیت است که حفاری-های ژئوتکنیکی نسبت به دیگر روش‌ها پرهزینه‌تر بوده و با توجه به تخریب زمین و ایجاد سر و صدای زیاد برای همسایگان با شرایط زیست‌محیطی نیز سازگار نمی‌باشد. در نهایت و با توجه به نکات ذکر شده می‌توان دید که اجرای حفاری‌های ژئوتکنیکی به منظور تعیین وضعیت زیرسطحی زمین‌شناسی در برخی از ساختگاه‌های موجود در مناطق شهری امکان‌پذیر نمی‌باشد.

در حال حاضر روش‌های ژئوفیزیکی به طور گسترده‌ای به منظور تعیین وضعیت زمین‌شناسی زیرسطحی سازندهای زمین‌شناسی به ویژه برای لایه‌های کم‌عمق استفاده می‌شود. به طور کلی معمول‌ترین تکنیک‌های ژئوفیزیکی مورد استفاده در پروژه‌های عمرانی شهری به دو دسته روش‌های لرزه‌ای و روش‌های ژئوالکتریکی تقسیم می‌شوند. همچنین روش‌های لرزه‌ای را می‌توان به دو نوع، روش‌های لرزه‌ای با منبع فعال (active-source) و منبع غیرفعال (passive-

شده در بالا سبب شده که در حال حاضر شاهد توسعه بیش از پیش زیرساخت‌ها و ساخت سازه‌های عمرانی در محدوده شهر عباس‌آباد باشیم.

طراحی مهندسی و ساخت‌وساز چنین سازه‌های بزرگی بستگی به عوامل مختلفی نظیر وضعیت زمین‌شناسی، ژئوتکنیکی و هیدرولوژیکی لایه‌های زیرسطحی زمین به ویژه در عمق کم که تحت تنش بیشتری قرار می‌گیرند، دارد. معمولاً در چنین پروژه‌هایی مطالعات زمین‌شناسی دقیق به منظور تهیه داده‌های لازم برای حصول اطمینان از ایمنی و کارایی طراحی مهندسی و اجرا صورت می‌پذیرد (Fookes et al., 2000). لازم به ذکر است در بیشتر مناطق شهری به دلیل اجرای پروژه‌های نوسازی و دیگر پروژه‌های اصلاح زمین، وضعیت زمین‌شناسی زیرسطحی می‌تواند بسیار پیچیده بوده و در فواصل کم دارای تغییرات عمده‌ای باشد. برای مثال در شهرهای واقع شده در شمال شرق ایران وجود لایه‌های ضخیم از خاک ریزدانه (خاک لس) به همراه وجود جریان آب زیرزمینی سبب توسعه کانال‌های زیرسطحی شده که می‌تواند نشست‌های ناخواسته را در آن مناطق به وجود آورد. در عین حال در قسمت‌های مرکزی ایران وجود لایه‌های آهکی انحلال‌پذیر در زیر خاک‌های سطحی باعث توسعه پدیده کارست شده که می‌تواند سبب فرونشست ناگهانی سازه‌های واقع بر روی آن‌ها گردد. همچنین برای شهرها و روستاهای واقع در قسمت کوهستانی غرب کشور، در دامنه‌های رشته کوه زاگرس وجود سازندهای سنگی به شدت درزه‌دار سبب شده که مخاطره اصلی پدیده حرکات دامنه‌ای و سقوط سنگ می‌باشد. با ذکر این مثال‌ها می‌توان دید که هر مخاطره زمین‌شناسی پیش‌بینی نشده می‌تواند منجر به صدمات جانی و مالی گسترده در نواحی شهری و روستایی گردد.

مطالعات زمین‌شناسی در پروژه‌های عمرانی شهری معمولاً با استفاده از حفاری‌های مهندسی و همچنین روش‌های

آن می‌تواند داده‌های سودمندی در زمینه خواص دینامیکی لایه‌های زمین نظیر فرکانس غالب ساختگاه، بزرگنمایی و پتانسیل روانگرایی ارائه دهد (Parolai et al., 2002; Singh et al., 2017, 2019, 2020). مجموعه این داده‌ها که به آن اثرات ساختگاهی گفته می‌شود می‌تواند با تحلیل نسبت طیفی امواج میکروترومور تعیین شده که این روش پس از زلزله مکزیکو در ۱۹۸۵ توسعه یافت. اثر حرکت شدید زمین طی یک زلزله می‌تواند در فواصل کم تفاوت چشمگیری داشته باشد که بستگی به خواص دینامیکی زمین محل خواهد داشت که به این پدیده اثرات ساختگاهی گفته می‌شود (Mukhopadhyay et al., 2002; Parolai, 2002). برای مثال چنانچه زمین ساختگاه از خاک نرم تشکیل شده باشد انرژی لرزه‌ای درون خاک بدام افتاده و زمان بیشتری طول خواهد کشید که از این محیط عبور نماید. در نتیجه این اتفاق امواج لرزه‌ای در چنین ساختگاهی دچار بزرگنمایی شده و بنابراین می‌توان انتظار صدمات بیشتری بر سازه‌های موجود بر روی آن داشت. در ادامه و با توسعه هرچه بیشتر روش‌های لرزه‌ای مبتنی بر امواج میکروترومور، استفاده از برداشت آرایه‌ای میکروترومورها برای تعیین ساختار زمین‌شناسی زیرسطحی مناطق شهری به طور گسترده مورد استفاده محققان قرار گرفت (Mukhopadhyay et al., 2002; Nath et al., 2003; Mukhopadhyay and Bormann, 2004; Anbazhagan et al., 2013; Mandal et al., 2005; Parvez and Madhukar, 2006; Walling et al., 2009; Surve and Mohan 2010; Rastogi et al., 2011; Sukumaran et al., 2011; Singh and Annam, 2014; Singh et al., 2014; Nath et al., 2015; Singh et al., 2019, 2020; Pandey et al., 2020).

علی‌رغم مزایای قابل توجه روش‌های ژئوفیزیکی، از آنجا که این روش‌ها به طور غیرمستقیم مشخصات گوناگون لایه‌های زیرسطحی را تعیین می‌کنند، دقت و کارایی آن‌ها تحت سوال بوده است. لازم به ذکر است مطالعات محدودی در

رده‌بندی نمود. همانطور که از نام این روش‌ها می‌توان دریافت، در روش‌های با منبع فعال، منبع ایجاد امواج لرزه‌ای به‌طور مصنوعی (انفجار، ضربه پتک به الوار چوبی و غیره) تولید می‌شود اما در روش‌های با منبع غیرفعال، از امواج لرزه‌ای موجود در زمین استفاده می‌شود.

یکی از روش‌های ژئوفیزیکی لرزه‌ای با منبع غیرفعال استفاده از امواج خردلرزه یا میکروترومورها (Microtremor) می‌باشد که امروزه به دلیل مقرون‌به‌صرفه بودن، غیرتخریبی بودن و همچنین دقت و سرعت بالا در انجام آن، به شدت مورد توجه مهندسان و زمین‌شناسان به منظور تعیین ساختار زمین‌شناسی زیرسطحی قرار گرفته است. خردلرزه یا میکروترومور، نوسانات یا امواج لرزه‌ای با دامنه بسیار کوتاه بوده که بر اثر پدیده‌های طبیعی نظیر برخورد امواج اقیانوس-ها به ساحل، اغتشاشات اتمسفری و نویزهای بشرزاد نظیر ترافیک یا فعالیت‌های صنعتی بوجود می‌آیند (Mukhopadhyay et al., 2002; Hardesty, 2008; Gupta et al., 2019; Singh et al., 2020).

لازم به ذکر است که در دهه اخیر استفاده از روش‌های لرزه‌ای مبتنی بر امواج میکروترومور به طور گسترده‌ای در مطالعات زمین‌شناسی ساختگاه‌های شهری مورد استفاده قرار گرفته (Zhang et al., 2019) که هدف اولیه آن‌ها تعیین لایه‌بندی سازندهای سطحی زمین و تعیین عمق سنگ بستر بوده است (Subramaniam et al., 2019). اگرچه که تعیین عمق سنگ بستر در بیشتر پروژه‌های زیرساختی شهری نظیر ساخت مترو و تونل بسیار مهم و حیاتی می‌باشد اما تعیین دقیق و نقشه‌برداری لایه‌های مسئله‌دار زمین‌شناسی نظیر لایه‌های کارستی، گسل‌ها و همچنین حفرات زیرزمینی می‌تواند منافع چشمگیری در اجرای پروژه‌های عمرانی داشته باشد.

مطالعه امواج خردلرزه یا میکروترومور در یک ساختگاه علاوه بر ارائه اطلاعات دقیق از وضعیت زمین‌شناسی زیرسطحی

خود، راستای شمال شرقی-جنوب غربی دارد. در این پهنه زمین شناسی راستای ساختارها در هر دو پایانه رشته کوهها تغییر یافته و به ترتیب در غرب به کمرندهای چین خورده و رانده تالش و در شرق به حوضه کپه داغ تبدیل می شود (Jackson et al., 2002). از نظر زمین شناسی عمومی حوضه البرز مرکزی بیش از ۲۰ کیلومتر از رسوبات آواری سنوزوئیک را در خود جای داده است (Zonenshain and LePichon, 1986).

البرز مرکزی در طی تاریخ زمین شناسی ایران فرآیندهای زیاد و پیچیده ای را به خود دیده است که تنوع تکتونیکی و لیتولوژی آن را توجیه می کند. در فاصله زمانی پرکامبرین پیشین و پالئوزوئیک زیرین در البرز مرکزی دو رخساره متفاوت دیده می شود و رخساره های کم عمق تبخیری، دولومیتی و آهکی کم عمق و رخساره رسوبات درازگودال است که رسوبات آواری و تخریبی شدید، رسوباتی از نوع فلیش و آتشفان های قلیایی و فوق قلیایی و حتی افیولیت را شامل می شود. واحدهای سنگی در پرکامبرین پسین البرز مرکزی بیشتر کربنات های قاره ای مانند سازندهای بایندور و دولومیت سلطانیه هستند ولی در حد بالایی کامبرین پیشین و کامبرین زیرین در البرز واحدهای آواری قرمز رنگ سازند زاگون و ماسه سنگ های لالون مشاهده می شوند که هر دو نهشته ی قاره ای بوده و از تخریب توده های گرانیتی و دگرگونی به وجود آمده اند (Allen et al., 2003).

از نظر مورفولوژیکی بیشترین تراز منطقه مربوط به رشته ارتفاعات جنوب شرقی عباس آباد متشکل از صخره های آهکی ژوراسیک با ارتفاع ۱۸۰۰ متر از سطح دریا بوده که در جنوب ساختگاه انتخابی قرار گرفته است. این ارتفاعات همواره پوشیده از برف بوده و منبع تغذیه هیدروژئولوژی مناسبی برای منطقه می باشد. کمترین میزان تراز نیز مربوط به منطقه ساحلی رندان با تراز حدود ۱۵- متر از سطح دریا است. تنوع تکتونیکی و سنگ شناسی منطقه نیز دلیل دیگری بر تنوع

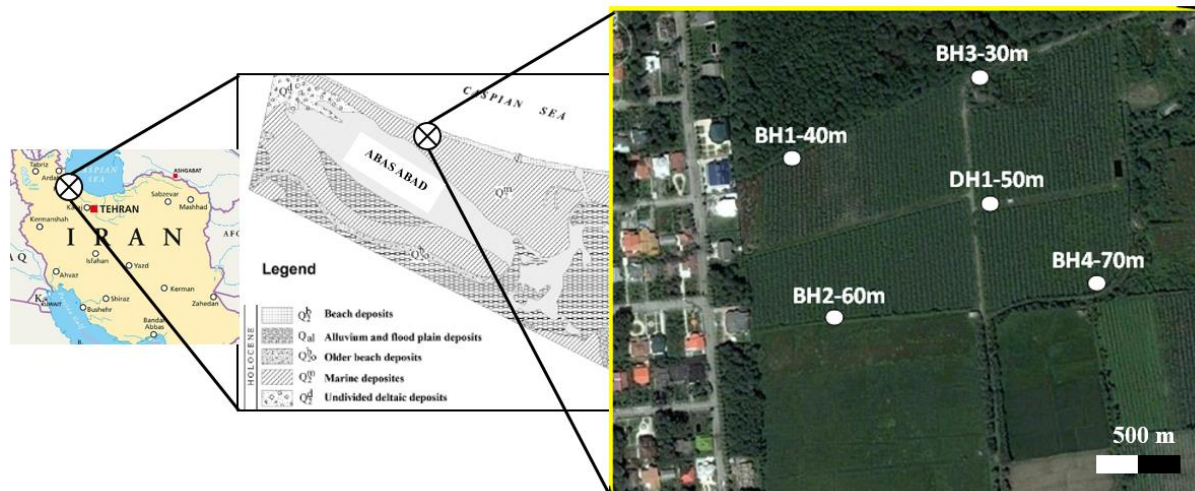
زمینه تعیین کارایی روش های ژئوفیزیکی در تخمین مشخصات لایه های سطحی زمین به ویژه برای روش های بر پایه روش های لرزه ای با منبع غیرفعال صورت گرفته است. در همین راستا در این مقاله به بررسی کارایی روش های ژئوفیزیکی در تعیین ساختار زیرسطحی کم عمق زمین در یک ساختگاه منتخب در شمال ایران پرداخته شده است. به این منظور در یک ساختگاه در شهر عباس آباد اقدام به حفر چندین گمانه ژئوتکنیکی گردید و توسط آن ها زمین شناسی زیرسطحی کم عمق زمین بطور دقیق و به روش مستقیم تعیین گردید. در مرحله بعد با انجام مطالعات ژئوفیزیکی لرزه ای با منبع فعال و غیر فعال، نتایج این بررسی ها با نتایج مطالعات ژئوتکنیکی مستقیم مقایسه شد که در ادامه این مقاله بطور مفصل بدان پرداخته خواهد شد.

مشخصات زمین شناسی و زمین شناسی مهندسی ساختگاه

ساختگاه مورد مطالعه در شهر عباس آباد در شمال ایران و در مجاورت سواحل جنوبی دریای خزر واقع شده است. بطور دقیق تر ساختگاه انتخابی در مختصات جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۱ دقیقه و ۵۵ ثانیه شمالی و ۵۱ درجه و ۱۵ دقیقه و ۴۵ ثانیه شرقی قرار گرفته که در شکل (۱) تصویر هوایی آن نمایش داده شده است. از نظر تکتونیکی ناحیه مورد مطالعه در پهنه البرز مرکزی واقع شده که مهمترین عارضه زمین شناسی آن گسل خزر می باشد. گسل خزر با طولی تقریبی ۶۰۰ کیلومتر مابین حاشیه شمالی رشته کوه البرز و حوضه جنوبی دریای خزر قرار گرفته است. از نظر مورفولوژیکی این گسل موجب شکل گیری بلندی های البرز در بخش جنوبی این حوضه تکتونیکی نظیر ارتفاعات جنوب عباس-آباد شده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1996; Nazari et al., 2005). رشته کوه البرز در بخش های غربی راستای شمال غرب-جنوب شرقی و در بخش های شرقی

فرسایش بستر خود را داشته و معمولا دره های ۷ شکل تشکیل می دهند.

الگوهای مختلف آبراهه های موجود در منطقه می باشد. دره ی ۷ شکل نسبتا بسته نیز دلیل دیگری بر تکتونیک فعال منطقه و رود جوان می باشد. چرا که رودخانه های جوان توان



شکل ۱. تصویر هوایی و نقشه زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه به همراه جانمایی گمانه های ژئوتکنیکی (BH) و ژئوفیزیکی (DH) در ساختگاه مورد مطالعه

Fig.1. Aerial image and geological map of the study area along with the location of geotechnical (BH) and geophysical (DH) boreholes in the study site

گردشگی و جورشنگی کمتری در بافت آن ها دیده می شود (Tatar et al., 2007). لازم بذکر است ساختگاه مورد

مطالعه بر روی رسوبات کواترنری جوان واقع شده است. به علت عدم وجود داده های معتبر مهندسی در ساختگاه عباس آباد، مجموعه کاملی از آزمایشات زمین شناسی مهندسی پایه در این محل انجام پذیرفت. به منظور شناسایی و مطالعات مهندسی در این محل چهار گمانه ماشینی به اعماق بترتیب ۷۰ و ۶۰ و ۴۰ و ۳۰ متر در نقاط مختلف محدوده مورد بررسی (شکل ۱) به روش دورانی-شستشویی (Wash Boring) حفر شد. لازم بذکر است در بعضی از اعماق بدلیل برخورد با سنگ قلو، حفاری با استفاده از روش کربارل ادامه یافته است و نمونه گیری ها از خاک در اعماق مختلف بصورت دست خورده و دست نخورده (و عمدتا دست خورده)، توسط دستگاه نمونه گیر تک جداره (Single Core Barrel) بر طبق استاندارد ASTM:D1587 انجام

برخلاف قسمت جنوبی که به دلیل ماهیت کوهستانی خود از زمین شناسی پیچیده و تنوع چینه شناسی برخوردار است، ناحیه شمالی شهر عباس آباد بر روی دشت ساحلی خزر قرار گرفته که عمدتا از رسوبات کواترنری شکل گرفته است. بر اساس مطالعات انجام گرفته رسوبات سطحی این ناحیه مربوط به نئوژن و کواترنری بوده که در برخی نقاط تشخیص آن ها از یکدیگر مشکل است. همچنین رسوبات کواترنری در عباس آباد عمدتا به دو دسته قابل تقسیم است: اول رسوبات رودخانه ای بوده که عمدتا در دشت سیلابی و کانال رودخانه ها و آبراهه های موجود در طی کواترنر نهشته شده اند. این دسته از رسوبات عمدتا گردگوشه بوده و بسته به وضعیت توپوگرافی شامل محدوده وسیعی از اندازه دانه ها از رس گرفته تا قلوه سنگ می باشند. دسته دوم رسوبات کواترنری شامل رسوبات مخروط افکنه ای می باشند که مانند گروه قبلی از نظر اندازه ذرات بشدت متنوع و نامنظم بوده اما میزان

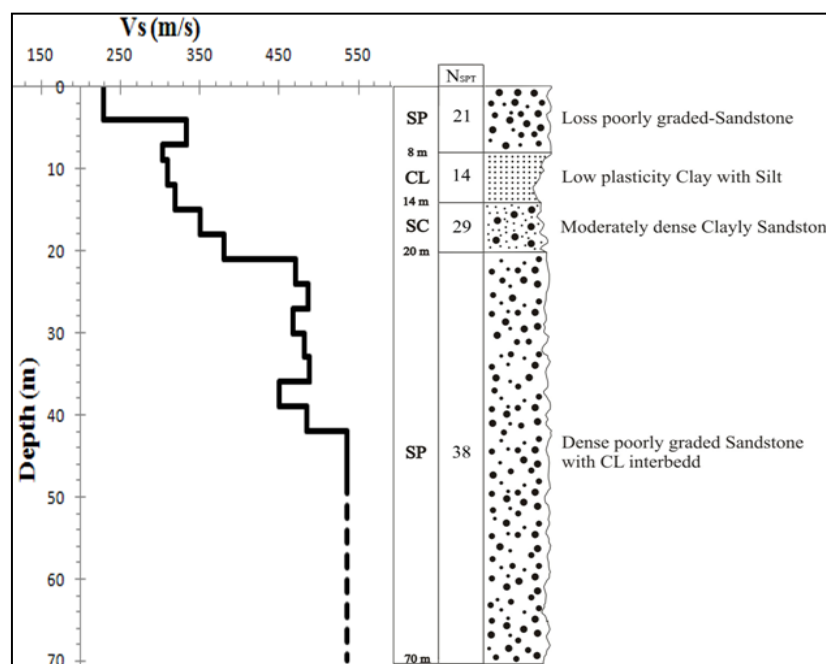
عمق ۸ متری مشاهده شد (SP)، از عمق ۸ متری تا عمق ۱۴ متری خاک ماسه‌ای بدانه‌بندی شده رس دار (SP-SC) و از عمق ۱۴ متری تا عمق ۳۰ متری خاک ماسه‌ای بدانه‌بندی شده به همراه ذرات رسی و شنی به میزان کمتر از پنج درصد بود (SP). در نهایت در گمانه BH-4 که به عمق ۷۰ متر حفر شد لایه‌های زیر مشاهده گردید: لایه سطحی خاک تا عمق ۱/۵۰ متری خاک نباتی، از عمق ۱/۵۰ متری تا عمق ۴ متری خاک ماسه‌ای همراه با کمی ذرات ریزدانه رسی (SP)، از عمق ۴ متری تا عمق ۱۴ متری خاک رسی (CL)، از عمق ۱۴ متری تا ۱۶ متری خاک ماسه‌ای بدانه‌بندی شده به همراه رس (SP)، از عمق ۱۶ متری تا عمق ۲۰ متری خاک ماسه‌ای رس دار (SC) و از عمق ۲۰ متری تا عمق نهایی گمانه (۷۰ متر) نوع خاک بر اساس طبقه‌بندی یونیفاید، SP تعیین شد. بر اساس اطلاعات بدست آمده از این گمانه‌ها پروفیل خاک ساختگاه که شامل ۴ لایه مختلف بوده و محل تقریبی مرز لایه‌بندی‌ها، ترسیم شد که در شکل (۲) نمایش داده شده است. در ادامه این بخش و پس از تعیین دقیق لایه‌بندی رسوبات سطحی ساختگاه مورد مطالعه، از هر یک از لایه‌ها نمونه‌های دست‌خورده و دست‌نخورده تهیه شده و بر روی آن‌ها آزمایشات پایه مهندسی صورت گرفت. این آزمایشات شامل آزمایش دانه‌بندی، تعیین رطوبت طبیعی، حدود اتربرگ، تعیین وزن مخصوص ذرات و همچنین آزمایشات تعیین پارامترهای مقاومت برشی می‌باشد. باید خاطر نشان نمود که از آنجا که تفاوت لایه‌های خاک مشاهده شده در ساختگاه عباس‌آباد از نظر زمین‌شناسی قابل توجه نمی‌باشد، این آزمایشات زمین‌شناسی مهندسی صورت پذیرفت تا بر اساس ویژگی‌های فیزیکی و مهندسی بتوان از مجزا بودن این لایه‌ها اطمینان حاصل نمود. در جدول شماره ۱ خواص فیزیکی و مهندسی هر لایه ارائه شده که متوسط مقادیر به‌دست آمده از نمونه‌ها می‌باشد.

شده و بر روی آن‌ها آزمایش‌های تعیین خصوصیات فیزیکی و مکانیکی، در آزمایشگاه صورت گرفته است. در حین عملیات حفاری آزمایش نفوذ استاندارد (SPT) در اعماق مختلف و فواصل دو متری انجام شده است. آزمایش ضربه و نفوذ استاندارد متداولترین آزمایش صحرایی در اکتشافات زمین‌شناسی مهندسی به‌ویژه جهت اندازه‌گیری دانسیته نسبی در خاک‌های دانه‌ای و ارزیابی قوام (Consistency) در خاک‌های ریز دانه چسبنده بوده و در نهایت بعنوان نشانه‌ای از مقاومت خاک مورد استفاده قرار می‌گیرد. وضعیت زیرسطحی خاک، به‌دست آمده براساس این چهار گمانه، بیانگر این است که لایه‌های خاک در محل مورد مطالعه عمدتاً شامل خاک‌های ماسه‌ای به همراه ذرات رس و لای و ذرات درشت دانه شنی می‌باشد. گمانه BH-1 که با عمق ۴۰ متر حفر گردیده نشان‌دهنده یک لایه خاک با بافت غالب ماسه‌ای (خاک ماسه‌ای به همراه ذرات رسی) از عمق ۵۰ سانتی‌متری تا عمق ۸ متری بود که بر اساس طبقه‌بندی یونیفاید جنس خاک این لایه در محدوده ماسه بدانه‌بندی شده (SP) قرار می‌گرفت. از عمق ۸ متری تا عمق ۱۴ متری از نوع ماسه بدانه‌بندی شده رس دار (SP-SC) و از عمق ۱۴ متری تا عمق ۴۰ متری ماسه بدانه‌بندی شده به همراه ذرات رسی و شنی (SP) بوده است. در گمانه BH-2 با عمق ۶۰ متر نیز لایه‌های خاک با بافت غالب ماسه‌ای بوده که از عمق ۵۰ سانتی‌متری تا عمق ۸ متری ماسه بدانه‌بندی شده به همراه ذرات رسی (SP)، از عمق ۸ متری تا عمق ۱۲ متری خاک ماسه‌ای بدانه‌بندی شده رس دار (SP-SC) و از عمق ۱۲ متری تا عمق ۶۰ متری نوع خاک ماسه‌ای بدانه‌بندی شده همراه با ذرات رسی و شنی بوده که براساس طبقه‌بندی یونیفاید جنس خاک این لایه در محدوده SP قرار می‌گیرد. در گمانه BH-3 با عمق ۳۰ متر، در سطح یک لایه خاک با بافت غالب ریز دانه، از عمق ۵۰ سانتی‌متری تا

جدول ۱. خصوصیات زمین‌شناسی مهندسی پایه لایه‌های خاک در ساختگاه مورد مطالعه

Table 1. Geological characteristics of basic engineering of soil layers in the study site

Soil parameters		Layer ID			
		SP-1	CL-2	SC-3	SP-4
Grain size distribution	Gravel (%)	8.0	0	2.1	4.1
	Sand (%)	87.6	0	51.6	93.1
	Silt and Clay (%)	4.4	100	46.3	2.8
Natural moisture content (%)		8.2	27.3	18.4	9.7
Liquid limit (%)		NA	57	33.2	NA
Plasticity index (%)		NA	22.6	7.4	NA
Specific gravity		2.12	2.68	2.54	2.49
Unit weight (KN/m ³)		16.8	15.9	17.4	18.8
SPT blow count		21	14	29	38
Strength parameters	Cohesion (KPa)	0.9	35	3.4	0.2
	Friction angle (degree)	26.5	20.5	31.2	33.6
	Unconfined shear strength (KPa)	NA	68.2	NA	NA



شکل ۲. ستون زمین‌شناسی ترسیم شده براساس نتایج حفاری‌های اکتشافی به همراه عدد متوسط نفوذ استاندارد در هر لایه و پروفیل سرعت موج برشی متوسط

Fig.2. Geological column drawn based on results of exploratory drilling with the average number of standard penetration in each layer and the average shear wave velocity profile

مطالعات ژئوفیزیک لرزه‌ای

برای اجرای ایمن هر پروژه زیرساختی که عمدتاً با مصالح طبیعی زمین مرتبط می‌شود، داشتن اطلاعات کافی سطحی و زیرسطحی همواره چالش مهندسی و پیمانکاران بوده است. روش‌های مختلفی در ارتباط با جمع‌آوری داده و شناخت شرایط زیرسطحی زمین در دسترس می‌باشد. قطعاً مشاهده مستقیم رسوبات و سنگ‌های زیرسطحی بهترین روش است، اما به دلایل مختلف منجمله مقیاس مطالعه، شرایط توپوگرافی سخت، تغییرات جانبی زمین‌شناسی زیرسطحی، هزینه بسیار بالای حفاری و شرایط سخت آن، امکان دستیابی و مشاهده مستقیم رسوبات و لایه‌های زیرسطحی را محدود و در برخی مواقع غیر ممکن می‌کند. در مقابل یکی از شیوه‌های کسب اطلاعات زمین‌شناسی زیرسطحی کاوش‌های ژئوفیزیکی در سطح زمین و تعیین شرایط زمین‌شناسی زیرسطحی است. کاوش‌های ژئوفیزیکی به منظور مطالعه و درک ویژگی‌های زمین‌شناسی زیر سطحی، ویژگی‌های تکتونیکی، لایه‌های زمین‌شناسی زیرسطحی، تعیین ضرایب الاستیسته و پارامترهای دینامیکی لایه‌های زیرسطحی، رفتار متقابل لایه‌های زیرسطحی در مقابل زمین لرزه، طراحی سازه‌های متنوع، اکتشاف و تعیین موقعیت ذخایر زیرزمینی و سفره‌های آب زیرزمینی و غیره کاربرد دارد. نتایج کاوش‌های ژئوفیزیکی با اینکه در معرض ابهام و عدم قطعیت در تفسیرهای انجام شده قرار دارد اما روشی ارزان قیمت و سریع برای کسب اطلاعات پیوسته زیرسطحی است. این مزیت موجب هدفمند شدن و سرعت بخشیدن به برنامه‌های مطالعاتی، اکتشافی و کاربرد روز افزون مطالعات ژئوفیزیکی شده است. در این مقاله برای تعیین ساختار زمین‌شناسی کم‌عمق از دو روش لرزه‌ای با منبع فعال (روش پایین چاهی) و منبع غیر فعال (روش

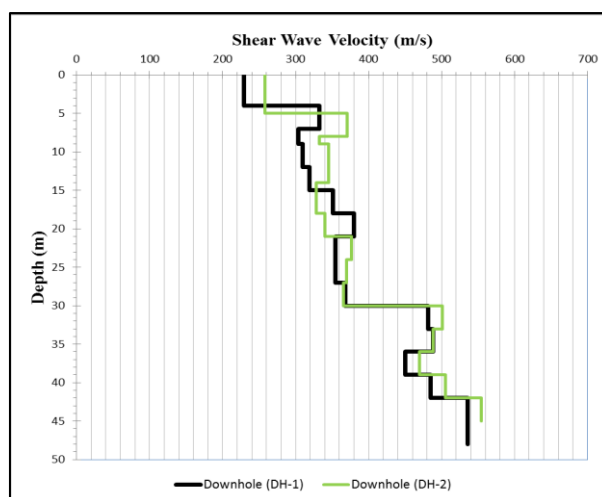
آرایه‌ای میکروترمور) استفاده شده است که در ادامه مبانی آن‌ها و نتایج به‌دست آمده شرح داده می‌شود.

روش پایین چاهی

آزمایشات لرزه‌ای درون گمانه‌ای به هدف شناسایی لایه‌بندی خاک و مقاومت آن‌ها استفاده می‌گردند. اساس این روش‌ها بر مبنای اندازه‌گیری سرعت انتشار امواج فشاری و برشی و استفاده از آن جهت تفکیک لایه‌ها و تخمین پارامترهای دینامیکی خاک می‌باشد. در آزمایش پایین چاهی (ASTM D7400) منبع ارتعاش در سطح زمین و ژئوفون‌ها درون گمانه قرار می‌گیرند و با ایجاد ارتعاش در سطح زمین و دریافت امواج در اعماق مختلف، با توجه به زمان و فاصله طی شده توسط موج‌های ارتعاشی، سرعت آن‌ها در اعماق مختلف قابل محاسبه خواهد بود و با توجه به تغییرات سرعت موج در خاک‌های با جنس مختلف، امکان شناسایی لایه‌بندی و جنس خاک و نیز تخمین پارامترهای خاک استفاده نمود. در این مقاله برای برداشت‌های لرزه‌شناسی پایین چاهی با قراردادن یک لرزه‌سنج ۳ مؤلفه‌ای درون گمانه در عمق‌های مختلف با تولید موج، توسط منبع تولید موج مکانیکی (توسط ضربه چکش برصفحه فلزی برای تولید موج P و ضربه چکش به الوار برای تولید موج S)، موج ایجاد شده به لرزه‌سنج رسیده و توسط دستگاه ثبت ثابت می‌گردد. در اینجا موج رسیده به لرزه‌سنج موج مستقیم بوده و سعی می‌گردد تا منبع تولید موج در نزدیکی دهانه گمانه قرار گیرد. پس از رسیدن موج به لرزه‌سنج و ثبت آن توسط لرزه‌نگار اولین زمان رسیده‌های موج در حد میلی‌ثانیه و دهم میلی‌ثانیه به‌دست می‌آید که می‌تواند توسط این ارقام به سرعت‌های امواج P و S در داخل گمانه از سطح تا عمق دست یافت. در ادامه با دارا بودن میزان چگالی خاک و همچنین سرعت‌های امواج P و S می‌توان به ضرایب دینامیکی خاک همچون نسبت پواسون، مدول یانگ، ضریب برشی و غیره دست یافت (Zhao et al.,

است می‌توان دید، موقعیت آنها به گونه‌ای است که نزدیک گمانه‌های اکتشافی بوده و در عین حال نماینده کل ساختگاه نیز باشد.

2020). به منظور تعیین ساختار زمین‌شناسی کم‌عمق در ساختگاه عباس‌آباد به روش لرزه‌ای پایین چاهی، این آزمایش در دو گمانه جداگانه با اعماق ۴۵ و ۵۰ متر انجام شد. همانطور که در شکل ۱ که محل این گمانه‌ها نشان داده شده



شکل ۳. پروفیل سرعت موج برشی به‌دست آمده از روش منبع فعال پایین چاهی در دو گمانه در ساختگاه مورد مطالعه

Fig.3. Shear wave velocity profiles obtained from down-hole active source method in two boreholes in the study site

روش پایین چاهی میزان سرعت موج برشی را برای لایه اول بین ۲۲۹-۲۵۵ متر بر ثانیه، لایه رسی دوم ۳۳۱-۳۷۰ متر بر ثانیه، لایه سوم در محدوده ۳۰۴-۳۸۰ متر بر ثانیه و نهایتاً برای لایه ماسه‌ای چهارم بین ۴۵۰-۵۵۴ متر بر ثانیه تخمین زده است.

برداشت آرایه‌ای خردلرزه‌ها

خردلرزه‌ها یا میکروترموورها، لرزش‌هایی طبیعی با دامنه کوتاه بوده که از اوایل قرن نوزدهم مشاهده و شناسایی شدند. تا اواسط قرن بیستم، مطالعات بیشتر به صورت کیفی بودند، لیکن، در این برهه برخی از مشخصات اصلی خردلرزه‌ها شناسایی شد. در طول سالیان ۱۹۷۰-۱۹۵۰ توسعه زیادی در زلزله‌شناسی صورت گرفت و پیشرفت‌های قابل توجهی در رابطه با شناخت خردلرزه‌ها حاصل شد.

منابع مولد امواج خردلرزه را می‌توان به دو دسته کلی طبیعی مانند باد، برخورد امواج دریا و اقیانوس‌ها با ساحل و مصنوعی

در شکل ۳ تغییرات سرعت موج برشی نسبت به عمق در دو گمانه اکتشافی در ساختگاه عباس‌آباد نمایش داده شده است. اولین نکته که با یک نگاه سطحی به این نمودارها می‌توان دریافت این است که الگوی تغییرات سرعت موج برشی در هر دو گمانه مشابه و نزدیک به هم می‌باشد. علاوه بر این می‌توان با کمی دقت مشاهده نمود که اختلاف نتایج به‌دست آمده در اعماق سطحی بیشتر از عمق است. با بررسی این نمودارها می‌توان دریافت که روش لرزه‌ای منبع فعال پایین چاهی توانسته لایه‌بندی زمین را با دقت قابل قبولی تشخیص داده و نشان دهد که در ساختگاه مورد مطالعه چهار لایه مجزا وجود دارد. باید خاطر نشان کرد که یکی از پارامترهای حیاتی در محاسبه پاسخ دینامیکی ساختگاه، سرعت موج برشی بوده و از آنجا که این روش بر مبنای اندازه‌گیری این پارامتر بنا شده است، می‌تواند در راستای طراحی لرزه‌ای ساختگاه بسیار سودمند باشد. در پایان این بخش باید افزود

همانگونه که شرح داده شد خردلرزه‌ها شامل امواج سطحی و حجمی بوده و بدلیل ساختار تصادفی چشمه‌ها از جنبه زمانی و مکانی و انتقال آن از میان لایه‌هایی با مشخصات گوناگون زمین‌شناسی، دارای رکوردهایی می‌باشد که در آن شکل امواج بسیار پیچیده بوده و معادلات ریاضی که آنرا توصیف می‌نماید، ساده نیستند. بنابراین، دامنه خردلرزه‌ها در یک بازه زمانی و مکانی، قابل پیش‌بینی نبوده و در واقع یک فرآیند تصادفی می‌باشند، به عبارت دیگر خردلرزه‌ها نامشخص و غیر قابل تکرار می‌باشند. چنانچه دامنه خردلرزه‌ها را بعنوان یک متغیر تصادفی در نظر بگیریم، می‌توان یک تابع احتمال برای آن تعریف نمود که این تابع، تابع توزیع احتمال یا تابع چگالی احتمال دامنه امواج خردلرزه نامیده می‌شود. در همین راستا مطالعات نظری متعدد در سراسر جهان بر روی خردلرزه‌ها نشان داد که ساختار زمین‌شناسی زیرسطحی کم‌عمق می‌تواند به شکل پروفیل سرعت موج برشی با تحلیل و محاسبه خردلرزه‌های ثبت شده توسط چند جفت گیرنده که در آرایش هندسی منظم قرار گرفته‌اند، تعیین گردد (Aki, 1957; Ling, 1994; Okada and Sakajiri, 1983). لازم بذکر است این مطالعات نظری برای تعیین ساختارهای زمین‌شناسی بزرگ مقیاس و همچنین تا اعماق بیشتر نیز توسعه داده شدند (Xu et al., 2012; Shapiro and Campillo, 2004; Poli et al., 2013).

بطور کلی در برداشت آرایه‌ای خردلرزه‌ها، این امواج که از نوع منبع غیرفعال می‌باشند توسط یک سری گیرنده که در اشکال منظم هندسی چیده شده‌اند ثبت شده و مشخصه پراکندگی امواج سطحی آن محاسبه می‌گردد. در قدم بعد با استفاده از این نتایج، پروفیل سرعت موج برشی لایه‌های زمین با استفاده از معکوس سازی منحنی پراکندگی تعیین می‌گردد.

مانند فعالیت‌های انسانی، ترافیک و ارتعاش ماشین‌های صنعتی اشاره نمود. خردلرزه‌ها توسط ابزار دقیق در سطح زمین قابل اندازه‌گیری بوده و از آنجا که دامنه آن‌ها در محدوده ۲-۱۰ و ۴-۱۰ میلی‌متر قرار دارند، توسط انسان قابل احساس نیستند. سئو (Seo, 1994) بیان نمود که خردلرزه‌ها را می‌توان به دو دسته کلی خردلرزه‌های بلند پریود و کوتاه پریود تقسیم کرد. خردلرزه‌های بلند پریود ($S_1 < T$) معمولا در اثر نیروهای طبیعی مانند امواج اقیانوسی و شرایط آب و هوایی تولید می‌شود و دامنه و پریود غالب خردلرزه‌ها به علت شرایط جوی تغییر می‌کند. دسته دوم خردلرزه‌های کوتاه پریود می‌باشد که اغلب در اثر فعالیت‌های انسانی (عبور و مرور انسان‌ها، ترافیک، ارتعاشات ماشین‌های صنعتی) تولید می‌شود و دامنه و پریود غالب آن‌ها نیز به صورت ساعتی و روزانه تغییر می‌کند. بررسی و مشاهدات فراوان بر روی ماهیت خردلرزه‌ها نشان می‌دهد که این امواج متشکل از امواج حجمی و سطحی می‌باشد ولی تا کنون تئوری مستحکمی در این زمینه وجود ندارد. هیچ یک از محققین در این زمینه قادر به متقاعد کردن همدیگر نبوده‌اند. البته باید بیان کرد دسته بزرگی از محققین در این باره معتقدند که خردلرزه‌ها متشکل از هر دو نوع موج حجمی و سطحی هستند. برای مثال لی و همکاران (Li et al., 1984) نشان دادند که خردلرزه‌ها در محدوده فرکانسی (۱-۲۰) هرتز، ترکیبی از مودهای بالاتر امواج رایلی و امواج P می‌باشند. لرمو و همکاران (Lermo et al., 1988) به این نتیجه رسیدند که امواج اصلی تشکیل دهنده خردلرزه‌ها در محدوده فرکانسی کمتر از ۱ هرتز اغلب از مود پایه امواج رایلی تشکیل شده است. توکسوز و لاکس (Toksoz and Lacoss, 1968) در پی مطالعاتی که در رابطه با خردلرزه‌ها در محدوده فرکانسی (۲-۱۰) هرتز انجام داد، تخمین زد ۶۰ درصد انرژی امواج رایلی و ۴۰ درصد باقیمانده توسط موج لاو حمل می‌شود.

با توجه به اینکه منابع خطا در اندازه‌گیری‌ها عمدتاً ناشی از خطاهای دستگاهی، تراز نبودن گیرنده‌ها و وقوع ارتعاشات مصنوعی مزاحم در نزدیکی گیرنده‌ها می‌باشد، سعی شد تا با کالیبراسیون نسبی دستگاه‌ها، بررسی کامل روش نصب لرزه‌نگارها و محافظت آن‌ها در برابر بارندگی پیش از ثبت رکوردهای اصلی، این خطاها به حداقل کاهش یابد. همچنین به دلیل نزدیکی سایت به جاده بین‌المللی شمال، میزان ترافیک و عبور و مرور افراد و خودروها نیز ثبت گردیده و علاوه بر آن به علت شرایط متغیر جوی در شمال ایران، وضعیت آب و هوایی نیز در زمان برداشت‌ها به دقت ثبت گردیده که در صورت لزوم تاثیر آن بر داده‌های میکروترمور قابل بررسی باشد. در شکل ۴ تصاویر مربوط به عملیات صحرائی برداشت آرایه‌ای خردلرزه‌ها در ساختگاه مورد مطالعه نمایش داده شده است.

در این مقاله به منظور برداشت امواج خردلرزه در ساختگاه انتخابی در شهر عباس‌آباد این عملیات در روزهای ۲۳ الی ۲۸ فروردین سال ۹۸ انجام پذیرفت و هر آرایه اصلی حداقل دارای ۲۱ ساعت رکورد پیوسته بوده که غالباً از ساعت ۱۳ هر روز آغاز و تا ساعت ۱۰ صبح روز بعد بطول انجامیده و رکورد سیگنال‌های خردلرزه بصورت یک ساعته با فرمت‌های GCF و CM6، برای هر آرایه استخراج گردید. لازم به ذکر است در این مقاله از دستگاه لرزه‌نگار گورآپ (GURLAP CMG-6TD) سه مولفه‌ای برای برداشت‌ها استفاده شده است. همچنین با استفاده از پایگاه داده شبکه‌های شتاب‌نگاری داخلی و بین‌المللی از عدم وقوع زمین‌لرزه در شعاع ۳۰۰ کیلومتری ناحیه مورد مطالعه در روزهای ثبت داده‌ها، اطمینان حاصل گردید. در تمامی برداشت‌ها فرکانس نمونه‌برداری ۱۰۰ نمونه بر ثانیه (SPS) بوده و به منظور تامین همزمانی برداشت‌ها با کمترین خطای ممکن، از GPS متصل به هر یک از گیرنده‌ها استفاده شده است.

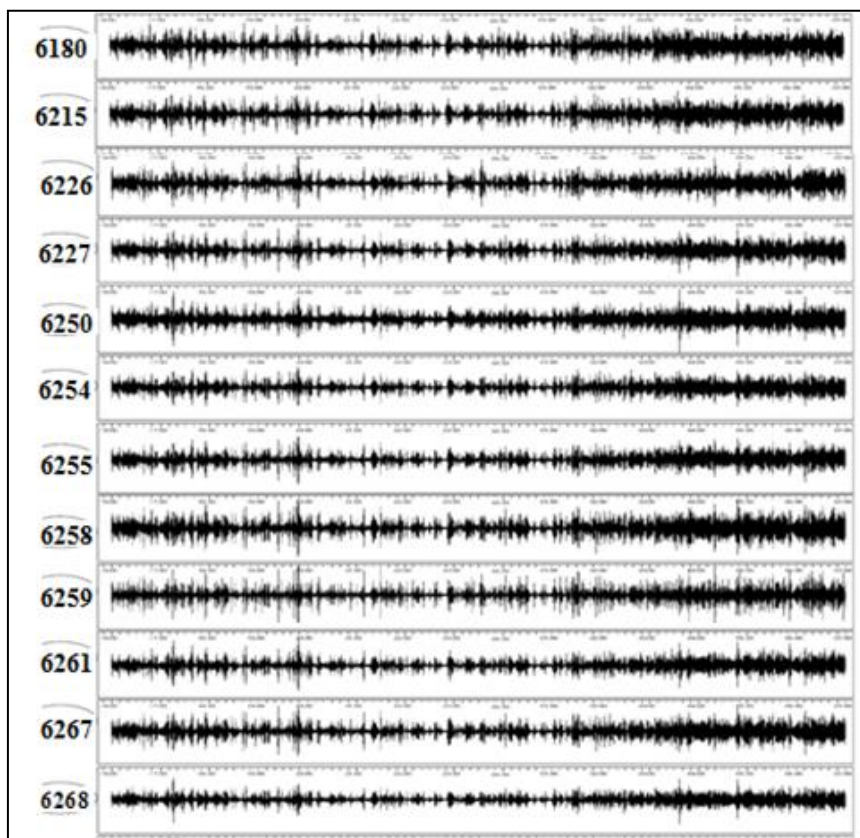


شکل ۴. (A) تصویری از استقرار و نحوه محافظت گیرنده در برابر بارندگی، (B) نحوه کالیبراسیون نسبی دستگاه‌های گیرنده در یک نقطه و (C) تصویری از گیرنده‌ها در حال ثبت امواج خردلرزه.

Fig.4. (A) illustration of the location and protection approach of receivers against rain, (B) relative calibration method of receiver devices at one point and (C) picture of the receivers recording the seismic microtremors.

مشخصات هندسی هر یک از آرایه‌های مورد استفاده در این مقاله ارائه شده است. همانگونه که در این جدول می‌توان مشاهده نمود، تمامی آرایه‌ها دارای شکل متعامد بوده که کمترین تعداد گیرنده هر آرایه ۳ و بیشترین تعداد آن ۱۲ گیرنده است. علاوه بر این حداقل و حداکثر فاصله گیرنده‌ها در هر آرایه در این جدول ارائه شده است.

در ادامه این بخش یکی از لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده در این ساختگاه بعنوان نمونه در شکل ۵ نمایش داده شده است. لازم بذکر است برداشت‌ها در پنجره‌های زمانی ۱۰ دقیقه‌ای انجام شده است که در شکل نیز مشاهده می‌شود. در شکل ۵ مولفه قائم امواج خردلرزه در ۱۲ گیرنده که در یک زمان ثبت شده، نمایش داده شده است. همچنین در جدول ۲



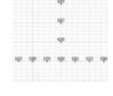



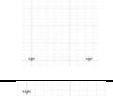



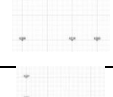
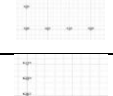





شکل ۵. لرزه‌نگاشت مربوط به مولفه قائم ثبت شده در ساختگاه شهر عباس‌آباد توسط ۱۲ گیرنده مختلف

Fig.5. Seismograph of the vertical component recorded in the site of Abbasabad city by 12 different receivers

جدول ۲. مشخصات هندسی آرایه‌های مورد استفاده در این مقاله

Table 2. Geometric characteristics of the arrays used in this paper

DMin (m)	DMax (m)	$\kappa_{\text{Min}/2}$	κ_{Max}	Sensor No.	Array Name	Array Shape
10	14.5	0.1111	0.6373	4	A	
5	25	0.1429	0.6439	7	B	
10	42.5	0.0853	0.6330	10	C	
10	14.5	0.1696	0.4585	3	D	
20	28.5	0.0848	0.3993	3	E	
30	42.5	0.0548	0.2650	3	F	
30	50	0.0418	0.2000	3	G	
30	58.5	0.0439	0.2317	3	H	
10	28.5	0.1020	0.6460	5	I	
10	42.5	0.0936	0.6228	5	J	
10	42.5	0.0766	0.6369	5	K	
10	42.5	0.0754	0.6354	7	L	
10	50	0.0774	0.6214	8	M	
10	58.5	0.0714	0.6377	9	N	
10	58.5	0.0547	0.6336	12	O	

$$W(k_x, k_y) = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i,j=1}^N \exp[-i k_x (x_i - x_j) - i k_y (y_i - y_j) + i \omega (\tau_i - \tau_j)] \quad (3)$$

$W(k_x, k_y)$ همواره یک ماکزیمم مرکزی در مقدار $k_x, k_y=0$ دارد که مقدار آن برابر واحد می‌باشد و در سایر پیکان‌های جانبی فرعی مقدار دامنه کمتر از یک به دست می‌آید. بیشتر از یک حد مشخص، که عدد موج آلیاس تئوری نامیده می‌شود، این الگو تکرار می‌شود که به پرید طبیعی e^{jx} بستگی دارد. کمتر از این حد تئوری، معادله ۲ نشان می‌دهد که موقعیت بیشترین پیک آرایه خروجی به طور مستقیم به سرعت ظاهری و راستای انتشار موج مرتبط می‌گردد.

در روش معمول F-K، با تنظیم بازشدگی و فواصل بین ایستگاه‌ها با محدوده طول موج مورد نظر، (از طول موج کوتاه به بلند) می‌توان یک منحنی پراکندگی با کیفیت به دست آورد (Ohrnberger et al., 2004). در این روش محدودیت در بازشدگی آرایه می‌تواند قدرت تفکیک را در فرکانس‌های پایین کاهش دهد. برای مثال عدم قدرت تفکیک مناسب می‌تواند موجب بروز اشکالاتی در برداشت عدد موج از حوضه F-K در فرکانس‌های پایین، بویژه زمانی که منبع موج چندگانه بوده و از جهات مختلف به ایستگاه برسد، گردد (Wood and Lintz, 1973). حدود تفکیک یک آرایه توسط حداقل عدد موج (K_{min}) کنترل می‌گردد که این خود وابسته به هندسه و حداکثر میزان بازشدگی آرایه است. در یک دید ساده انگارانه، کارایی یک آرایه در یک آرایش خطی می‌تواند توسط حداقل و حداکثر فاصله گیرنده‌ها (D_{min} , D_{max}) تعیین گردد (Tokimatsu et al., 1998). اما در یک آرایه دو بعدی از آنجایی که حداقل و حداکثر فواصل گیرنده-ها در جهات مختلف می‌تواند متفاوت باشد، تعیین کارایی آرایه پیچیده‌تر خواهد بود (Henstridge, 1979; Asten and Henstridge, 1984). با توجه به مطالب مذکور برای تعیین قدرت تفکیک آرایه‌های مورد استفاده در این تحقیق، از روش محاسبه تابع انتقال آرایه (Array Transfer

روش فرکانس-عدد موج (F-K)

اصل کلی در روش فرکانس-عدد موج یا F-K شناسایی یک موج نسبتاً قوی در میان ترکیب پیچیده‌ای از امواج خردلرزه می‌باشد. در روش فرکانس-عدد موج، داده‌های امواج خردلرزه با استفاده از یک آرایه که اندازه‌اش متناسب با عمق مورد بررسی می‌باشد برداشت شده، سپس تابع چگالی طیف توان F-K محاسبه می‌شود. در حالت کلی پدیده‌ای که در زمره فرآیندهای تصادفی تلقی شود، تابع چگالی طیف توان (Power Spectral Density Function) آن، قابل شناسایی می‌باشد. با توجه به اینکه پدیده تصادفی تابع زمان و مکان است، این تابع می‌تواند به صورت تابع چگالی طیف توان فرکانس-عدد موج بیان گردد. با این تابع می‌توان توصیفی از فرکانس و بردار سرعت انتشار امواج را به دست آورد. بطور کلی طیف F-K امواج خردلرزه می‌تواند توسط برآورد ضریب خود همبستگی امواج خردلرزه و اعمال تبدیل فوریه بر آن و اعمال مستقیم تبدیل فوریه بر روی رکوردهای امواج خردلرزه و محاسبه میانگین مربع مقادیر مطلق آن ارزیابی شود. در ادامه اجمالاً به اصول ریاضی این روش اشاره خواهد شد. چنانچه $R(\xi, \tau, \eta)$ تابع خود همبستگی (Autocorrelation function) خردلرزه‌های $X(x, y, t)$ باشد، خواهیم داشت:

$$R(\xi, \eta, \tau) = E[X(x, y, t) \cdot X(x + \xi, y + \eta, t + \tau)] \quad (1)$$

تابع چگالی طیف توان فرکانس-عدد موج مربوط به آن با $P(k_x, k_y, \omega)$ بیان می‌شود که بصورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$P(k_x, k_y, \omega) = \quad (2)$$

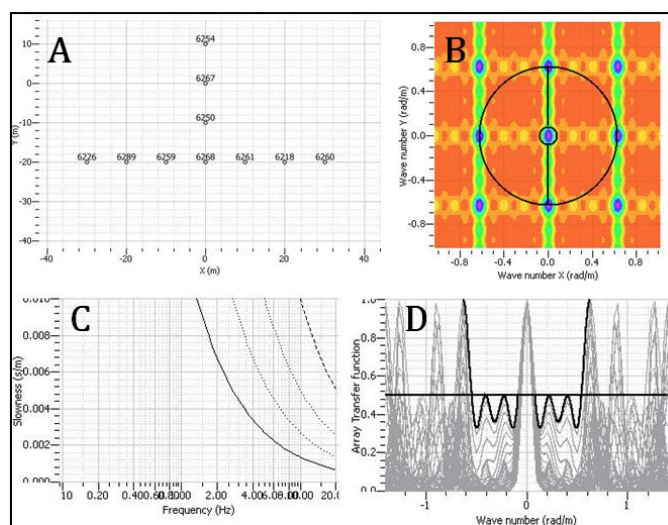
$$\iint_{-\infty}^{\infty} W(k_x - k_x, k_y - k_y) P(k_x, k_y, \omega) dk_x dk_y$$

در رابطه (۲) تابع وزنی $W(k_x, k_y)$ که پاسخ آرایه (Array Response) نامیده می‌شود مربوط و منحصر به موقعیت ایستگاه‌های (x_i, y_j) توزیع شده در آرایه است که توسط معادله (۳) محاسبه می‌گردد.

برجسته‌ای جهت تعیین محدوده‌های احتمال وقوع خطای الیاسی (k_{max}) از هندسه آرایه انتخاب شده برخوردار می‌باشد. به همین علت مقادیر k_{min} و $k_{max}/2$ تمام آرایه‌های استفاده شده در این مقاله با استفاده از فرمول (۳) محاسبه و در جدول (۲) آورده شده است.

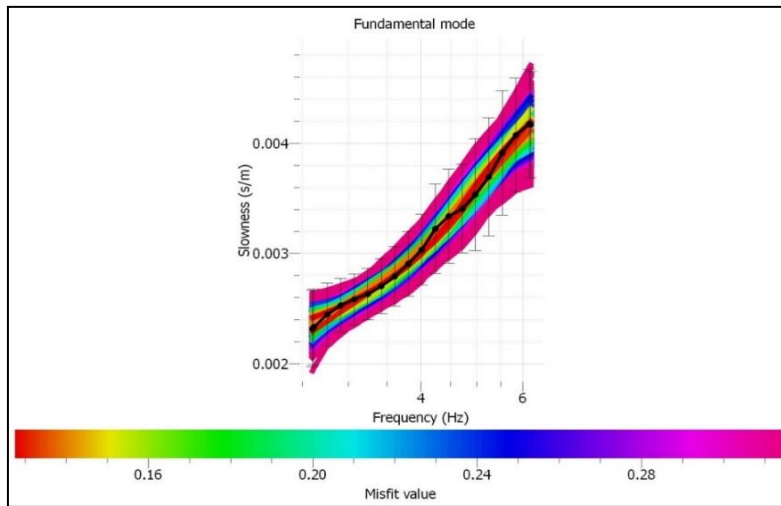
در ادامه این بخش پیش از ارائه خروجی‌های به‌دست آمده از هر یک از آرایه‌ها به روش F-K با پروفیل به‌دست آمده از آزمایش پایین چاهی، نتایج یکی از آرایه‌ها به عنوان مثال در شکل (۶) نشان داده شده است. همچنین در شکل (۷) منحنی پراکندگی در حوزه فرکانس-کندی حاصل از آنالیز برگشتی برای آرایه ده ایستگاهی C به همراه دامنه مقادیر خطای پردازشی نمایش داده شده است.

(Function Wood and Lintz,) که توسط وود و لینتز (Asten and Henstridge,) و آستن و هنستریج (1973) ارائه شده است، استفاده شده است. در این راستا از ابزار build-array نرم‌افزار منبع باز SESARRAY برای محاسبه تابع انتقال تئوریک آرایه استفاده شده است. شایان ذکر است نرم‌افزار یاد شده طی پروژه تحقیقاتی SESAME که توسط اتحادیه اروپا پشتیبانی می‌شده توسط واتلت و همکاران (Wathelet et al., 2004) تولید شده است. برای ارتعاشات محیطی که توسط معادله ۲ توصیف می‌شوند و با فرض اینکه همگی امواج سهمیم جهت برقراری تعادل، همفاز باشند، احتمال وقوع خطای الیاس برای عدد موج‌های کم که بستگی به جمع پیک‌های جانبی $W(K_x, K_y)$ دارد، وجود خواهد داشت. بنابراین تابع $W(K_x, K_y)$ از اهمیت



شکل ۶. شکل کلی آرایه و محل قرارگیری گیرنده‌ها (A). پاسخ تئوری برای آرایه C با هفت گیرنده در فضای (K_x, K_y) (B)، توابع انتقال برای جهات مختلف انتشار (C) و مقادیر K_{Max} و K_{Min} در حوزه فرکانس-کندی (D).

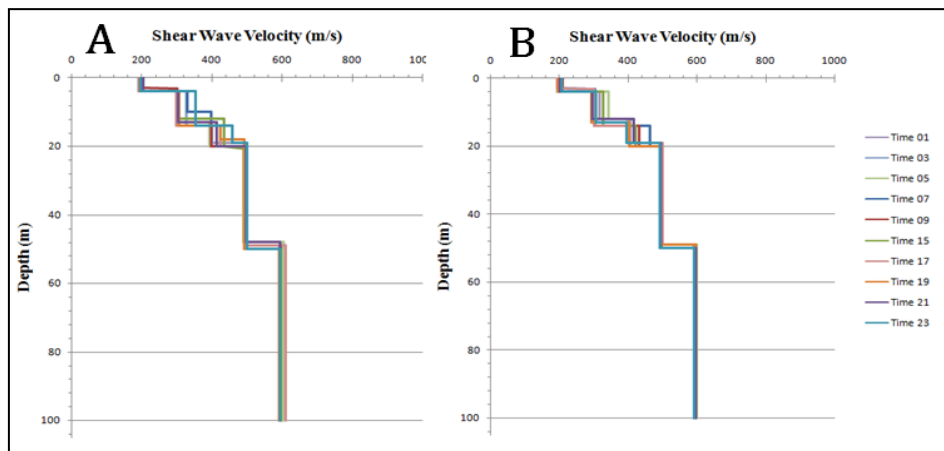
Fig.6. General shape of the array and location of the receivers (A). Theoretical response for array C with seven receivers in space (K_x, K_y) (B), transmission functions for different directions of propagation (C) and values of K_{Max} and K_{Min} in the domain of frequency-slowness (D)



شکل ۷. منحنی پراکندگی در حوزه فرکانس-کندی حاصل از آنالیز برگشتی برای آرایه C همراه دامنه مقادیر خطای پردازشی.
 Fig.7. Frequency-slowness scattering curve obtained from reverse analysis for array C with amplitude of processing error values

دارد. البته باید ذکر شود که اختلاف نتایج خروجی ساعت-های مختلف آنچنان قابل ملاحظه نبود که نشان از مانایی این نویزهای تصادفی در بازه‌های زمانی کوچک دارد. به منظور اثبات این ادعا در شکل (A-8) نتایج پردازش آرایه ۷ گیرنده‌ای L در تمام ۱۰ بازه زمانی تحلیل شده به روش F-K با هم مقایسه شده است.

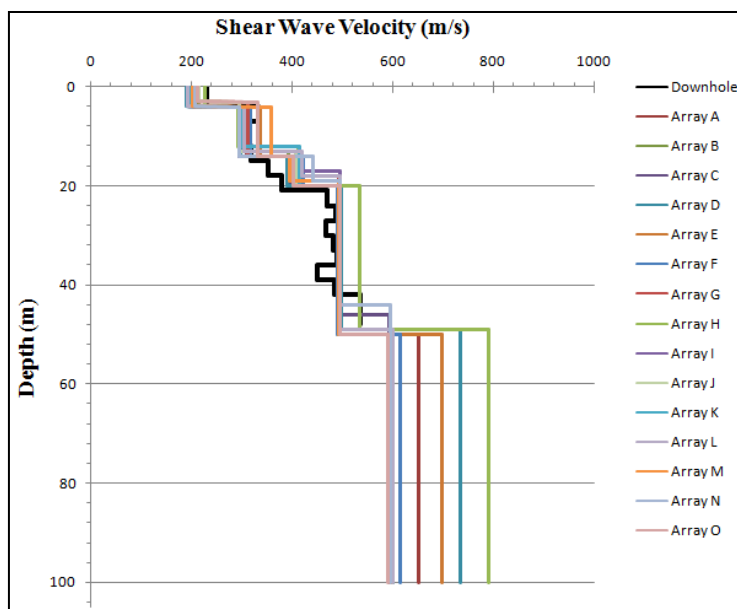
همانطور که قبلاً بیان شد، برداشت‌ها در ۱۰ بازه زمانی ۱ ساعته انجام شده است که در این بخش به منظور مقایسه و بررسی کارایی روش F-K در تعیین پروفیل سرعت موج برشی، بازه زمانی ساعت ۳ صبح استفاده شده است زیرا در این ساعت کمترین میزان نویزهای محیطی مزاحم وجود



شکل ۸. پروفیل سرعت موج برشی به دست آمده از آرایه ۷ گیرنده‌ای L در چهار بازه زمانی مختلف به روش F-K (شکل A) و به روش SPAC (شکل B)؛ همانطور که مشاهده می‌شود اختلاف نتایج قابل توجه نمی‌باشد.

Fig.8. Shear wave velocity profiles obtained from 7-receiver L-array in four different time intervals by FK method (A) and SPAC method (B); As showed in the figure, the difference in results is not significant

در شکل (۹) پروفیل سرعت موج برشی به دست آمده از روش میکروتیرمور نشان داده شده است که تمامی آن‌ها به شکل پایین چاهی و ۱۵ آرایش مختلف از گیرنده‌های امواج متعامد اما با تعداد و فواصل مختلف گیرنده‌ها چیده شده‌اند.



شکل ۹. پروفیل سرعت موج برشی به دست آمده از آزمایش پایین چاهی و روش F-K در ۱۵ آرایش مختلف از گیرنده‌های متعامد شکل. Fig.9. Shear wave velocity profiles obtained from down-hole test and the FK method in 15 different arrangements of orthogonal receivers.

به دست دهد. شایان ذکر است در این رده از گیرنده‌ها آرایه H بیشترین بازشدگی (aperture) را داشته است که با توجه به نتایج غیر دقیق آن می‌توان حدس زد که ایستگاه‌ها در این فاصله همبستگی خود را از دست داده‌اند و امواجی با ترکیب متفاوت را ثبت نموده‌اند.

افزایش تعداد گیرنده‌ها از ۴ به ۷ گیرنده (شامل آرایه‌های I, J, K, L, B) به میزان قابل توجهی دقت پروفیل‌های به دست آمده را بویژه در خصوص تخمین سرعت موج برشی افزایش داده است. نکته جالب توجه در این رده این است که در اعماق بیش از ۴۰ متر نیز این آرایه‌ها تخمین درستی داشته‌اند و به طرز جالبی نتایج آن‌ها در عمق بیش از ۴۰ متر کاملاً بر هم منطبق است.

افزایش تعداد گیرنده از ۷ به ۱۲ که شامل آرایه‌های C, M, N, O می‌شود تاثیر قابل توجهی بر نتایج نداشته و علاوه بر

با یک نگاه کلی به شکل (۹) می‌توان دریافت که نتایج به دست آمده از تحلیل امواج میکروتیرمور به روش F-K در آرایه‌های مختلف به جز چند مورد مختصر، تفاوت چندانی باهم ندارند. علاوه بر این بدون در نظر گرفتن سرباره موجود در سایت که حدود ۳ متر ضخامت دارد، در خروجی تمام تحلیل‌ها ۴ لایه مجزا قابل تشخیص می‌باشد که با نتایج مطالعات ژئوتکنیکی و حفاری‌های مستقیم تطابق کاملی دارد. سایر نتایج جزئی‌تر به شرح زیر می‌باشد:

آرایه‌های D, E, F, G, H هر یک با سه گیرنده و آرایه A با چهار گیرنده، هرچند در تعیین تعداد و محل تغییر لایه‌ها اطلاعات مناسبی به دست داده‌اند اما در تعیین سرعت موج برشی در عمق‌های بیش از حدود ۴۰ متر دارای خطای قابل توجهی بوده‌اند و تنها آرایه G با سه گیرنده بدلیل اینکه حداکثر فاصله گیرنده‌ها در آن ۵۰ متر بوده توانسته سرعت موج برشی در اعماق بیش از ۴۰ متر را با تقریب مناسبی

چنانچه آرایه‌ای متشکل از چند ایستگاه بر روی دایره‌ای به شعاع r در پیرامون نقطه مرکزی A در نظر گرفته شود، می‌توان متوسط تابع خود همبستگی مکانی و ضریب خود همبستگی مکانی مربوط به خردلرزه‌های ثبت شده را، بصورت تک مولفه‌ای و در یک فرکانس بخصوص (ω) بوسیله این آرایه دایره‌ای با دقت مناسبی محاسبه کرد.

ضریب خود همبستگی مکانی را در فرکانس f را نیز می‌توان با استفاده از تابع بسل نوع اول مرتبه صفر توسط رابطه زیر با سرعت فاز $c(f)$ مرتبط نمود:

$$p(f, r) = J_0(2\pi fr/c(f)) \quad (4)$$

که در رابطه (۴) شعاع آرایه با علامت r نشان داده شده است. در کل استفاده از روش SPAC با توجه به مشکلات ناشی از توپوگرافی محلی، مکان گیرنده‌ها و شکل آرایه در اکتساب داده‌های میدانی و تحلیل آن‌ها، ساده‌تر از روش F-K می‌باشد (Asten, 1978).

بعلاوه با بکارگیری آرایه‌ای متشکل از گیرنده‌های سه مولفه‌ای، روش SPAC می‌تواند امواج لاو و رایلی را جداسازی نماید. با این حال هنگامی که امواج سطحی با مرتبه بالاتر (مدهای بالاتر) نیز در داده‌ها وجود داشته باشند، این روش قادر به جداسازی و تشخیص مد پایه موج سطحی نمی‌باشد. البته چنین شرایطی کمتر اتفاق می‌افتد؛ اما چنانچه وجود داشته باشد، روش F-K جهت استفاده، مناسب‌تر است. باید توجه داشت آرایه مشاهده‌ای مورد استفاده برای جمع‌آوری داده‌ها جهت تحلیل توسط روش SPAC، حداقل به چهار دستگاه گیرنده نیاز دارد (Okada, 2006). بطور تئوریک، روش SPAC قدرت تفکیک بهتری نسبت به روش F-K دارد. حد تفکیک طول موج این روش می‌تواند براساس نرخ تغییرات منحنی‌های خودهمبستگی مکانی تعیین گردد. برای مقادیر کوچک آرگومان (argument) تابع بسل $(2\pi fr/c(f) < 0.4)$ ، حساسیت منحنی خودهمبستگی مکانی نسبت به تغییرات سرعت فاز $c(f)$ در مقایسه با حساسیت

آن حتی دقت تخمین موج برشی را در اعماق کم کاهش نیز داده است.

بطور کلی مقادیر سرعت موج برشی برای اعماق بیش از پانزده متر حدوداً ۳٪ الی ۱۰٪ بیش از مقادیر حاصل از آزمایش پایین چاهی برآورد گردیده است. که می‌تواند منجر به تعیین مقادیر پارامترهای دینامیکی لایه‌های خاک بصورت غیر محافظه کارانه گردد.

تحلیل به روش SPAC

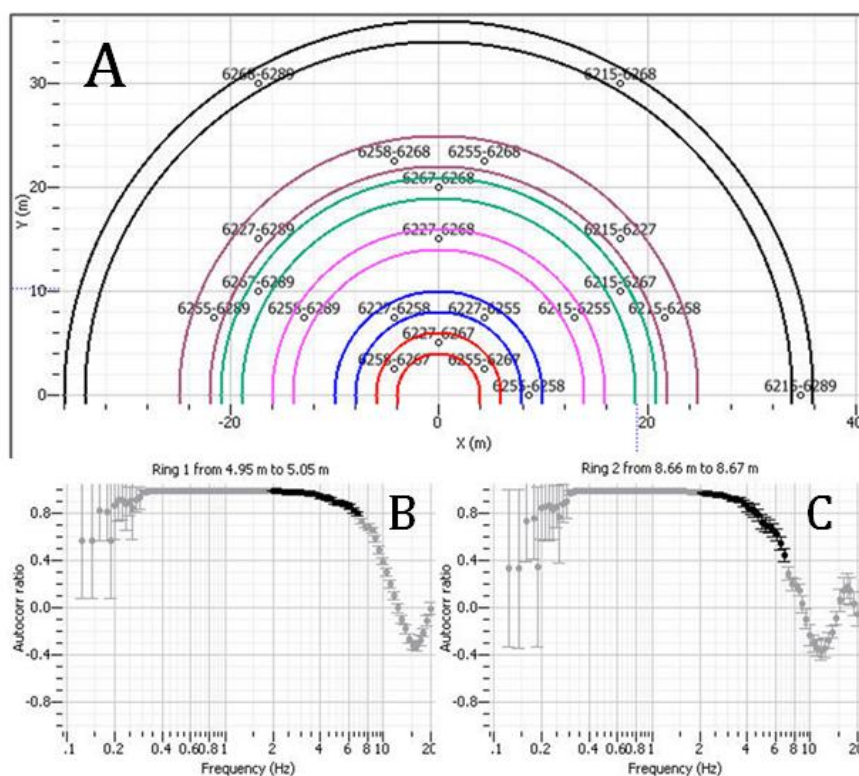
روش SPAC با بکارگیری داده‌های حاصل از مشاهده و برداشت یک آرایه دایره‌ای و با این فرض که خردلرزه‌ها، امواج ایزوتروپیک هستند و از تمامی راستاها دریافت می‌شوند، منحنی ضریب خود همبستگی مکانی را از رکوردهای امواج خردلرزه برآورد می‌نماید. روش SPAC بر اساس فرضیات اصلی ذیل بنا نهاده شده است: (۱) امواج خردلرزه، ترکیبی از ارتعاشاتی می‌باشد که به صورت یک فرآیند تصادفی در زمان و مکان در نظر گرفته می‌شود. (۲) امواج خردلرزه، حاوی مقدار زیادی امواج سطحی بوده که پدیده پراکندگی در آن اتفاق می‌افتد و ضریب خود همبستگی مکانی برای داده‌های خردلرزه، از یک آرایه دایره‌ای برداشت می‌شود. (۳) ضریب خود همبستگی مکانی تابعی از سرعت فاز و فرکانس می‌باشد.

تکنیک‌های خود همبستگی مکانی به ما این مزیت را می‌دهد که با توزیع تصادفی منابع در زمان و فضا نسبت‌های خود همبستگی با سرعت فاز امواج رایلی مرتبط شود. در موارد بررسی سرعت فاز یک سیگنال ارزیابی شده در برابر باند فرکانسی، آکی در سال ۱۹۵۷ (Aki, 1957) نشان داد که نسبت آن‌ها مشابه شکل توابع بسل (Bessel function) درجه اول با مرتبه صفر می‌باشد که آرگومان آن به مقادیر منحنی پراکندگی و حداکثر فاصله در آرایه وابسته می‌باشد.

شود. به منظور تحلیل داده‌ها به روش SPAC ابتدا حالت-های مختلف جفت ایستگاه‌ها برای هر آرایه در محیط نرم‌افزار تعیین می‌گردد که در اینجا تصویر این رینگ‌ها برای آرایه H بطور مثال در شکل (10-A) نشان داده شده است. با توجه به حالات مختلف فاصله جفت ایستگاه‌ها، حلقه‌های مختلفی برای انجام محاسبات ضریب خودهمبستگی مکانی در نظر گرفته شد. پس از این مرحله با استفاده از قسمت Geosphy نرم‌افزار مربوطه، منحنی ضریب خود همبستگی مکانی در محدوده فرکانسی ۰/۱۴-۲۰ هرتز برای تمام آرایه‌ها محاسبه گردید که در شکل (10-B و 10-C) برای آرایه H نتایج این محاسبات به صورت نمونه برای دو حلقه مختلف شماره ۱ و ۲ آورده شده است.

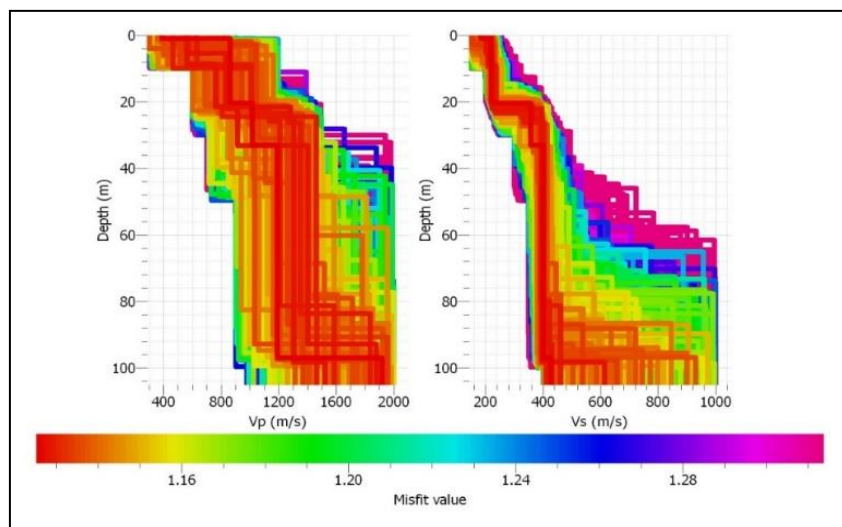
آن نسبت به تغییرات عدم قطعیت‌های مشاهده شده، کوچک می‌باشد. با در نظر گرفتن 0.4 بعنوان کمترین حد ممکن برای آرگومان تابع بسل، بزرگترین طول موج قابل تفکیک توسط روش SPAC در مرتبه $\lambda_{Max} \approx 15-16 \times r$ خواهد بود. علاوه بر این با فرض نمونه‌گیری آزمایشی مترکم از میدان موج، طول موج الیاسی تقریباً $\lambda_{Min} \approx 1.8 \times r$ به دست خواهد آمد.

در این بخش نیز همانند بخش قبل از نتایج استخراج شده از تاریخچه زمانی مربوط به ساعت ۳ صبح استفاده شده است. به مانند روش F-K در اینجا نیز اختلاف نتایج ساعات مختلف قابل توجه نبود که در شکل B-8 نیز مشاهده می



شکل ۱۰. حلقه‌های انتخابی برای آرایه H و حالات مختلف فاصله و زاویه جفت ایستگاه‌ها (A)؛ منحنی ضریب SPAC برای آرایه مذکور در محدوده فرکانسی ۰/۱۴-۲۰ برای حلقه ۱ (B) و حلقه ۲ (C).

Fig.10. Selective loops for the H array and the different distance and angle pairs of stations (A); The SPAC coefficient curve for the mentioned array is in the frequency range 0.14-20 for loop 1 (B) and loop 2 (C).

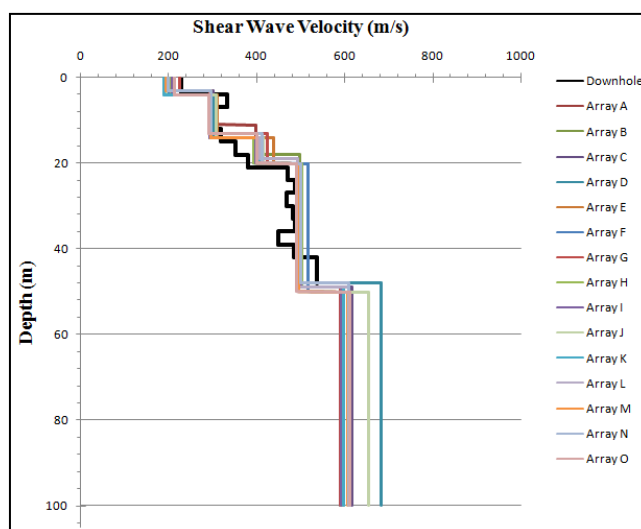


شکل ۱۱. طیف تغییرات پروفیل سرعت موج طولی و برشی برای آرایه H برحسب محدوده مقادیر خطای عدم برازش misfit حاصل از آنالیز برگشتی.

Fig.11. Range of changes in longitudinal and shear wave velocity profiles for the H array in terms of the range of non-fit misfit error values obtained from the back analysis.

از آنجایی که در شروع مطالعات، تشخیص تعداد لایه‌های ساختگاه و محدوده سرعت به طور معمول با ابهام همراه است، معمولاً در گام اول مدلی با دو لایه و محدوده سرعتی گسترده در نظر گرفته می‌شود. اما با توجه به احتمال وجود لایه‌های دیگر، در مراحل بعدی مدلی با لایه‌بندی بیشتر در نظر گرفته شده و همچنین از محدوده سرعت‌های متنوع‌تری استفاده می‌گردد. در نهایت پروفیل سرعت موج برشی به دست آمده از مدلی که کمترین میزان خطا را داراست به عنوان نتیجه نهایی ارائه می‌گردد. پروفیل‌های سرعت موج برشی به دست آمده از آرایه‌های مختلف به روش SPAC و آزمایش پایین چاهی در شکل (۱۲) به منظور مقایسه داده‌های نهایی حاصل از پردازش‌ها نشان داده شده است.

مرحله پس از محاسبه منحنی‌های خودهمبستگی مکانی، انجام تحلیل برگشتی برای برآورد مقادیر سرعت موج برشی می‌باشد. برای انجام تحلیل برگشتی و به منظور بررسی حساسیت منحنی ضریب خودهمبستگی مکانی به نحوه پارامتری کردن ساختار خاک، مشخصات لایه‌های زیرسطحی بر اساس فرضیات مختلف برای هر آرایه پارامتری می‌شود. برای این منظور چندین مدل مختلف با ترکیبات متفاوتی از تعداد لایه‌ها و سرعت‌های متفاوت پیشنهاد می‌شود. در همین راستا طیف تغییرات پروفیل سرعت موج برشی و طولی برحسب محدوده مقادیر خطای عدم برازش misfit مربوط به این آرایه (آرایه H) در شکل (۱۱) نشان داده شده است.



شکل ۱۲. پروفیل سرعت موج برشی به دست آمده از آزمایش پایین چاهی و روش SPAC در ۱۵ آرایش مختلف از گیرنده‌های متعامد شکل. Fig.12. Shear wave velocity profiles obtained from down-hole test and SPAC method in 15 different arrangements of orthogonal receivers.

جدول ۲ می‌توان دید که این آرایه کمترین میزان بازشدگی را دارد که این موضوع سبب کاهش عمق نفوذ آن شده است. افزایش تعداد گیرنده‌ها از ۴ به ۷ گیرنده (شامل آرایه‌های I, J, K, L, B) به میزان اندکی دقت پروفیل‌های به دست آمده را بویژه در خصوص تخمین سرعت موج برشی افزایش داده است. در این رده نیز در اعماق بیش از ۴۰ متر این آرایه‌ها تخمین درستی داشته‌اند و بطرز جالبی نتایج آنها در عمق بیش از ۴۰ متر کاملاً بر هم منطبق است. افزایش تعداد گیرنده از ۷ به ۱۲ که شامل آرایه‌های C, M, N, O می‌شود مانند آنچه در روش F-K نیز مشاهده شد، تاثیر قابل توجهی بر نتایج نداشته است. بطور کلی نتایج به دست آمده از تمام آرایه‌ها بسیار نزدیک به هم بوده و همچنین مقادیر سرعت موج برشی برای اعماق بیش از پانزده متر حدوداً ۳٪ الی ۱۰٪ بیش از مقادیر حاصل از آزمایش پایین چاهی برآورد گردیده است.

نتیجه گیری

با توجه به قرارگیری ایران بر روی کمربند لرزه‌خیز جهان، تمرکز بر طراحی لرزه‌ای سازه‌ها از اهمیت حیاتی برخوردار

اولین نکته بارز در این شکل این می‌باشد که اختلاف در پروفیل‌های سرعت موج برشی به دست آمده از آرایه‌های مختلف در این روش کمتر از روش F-K می‌باشد و در واقع محدوده پراکندگی داده‌ها کوچکتر است. نکته دیگر آنکه، بدون در نظر گرفتن سربار، در تمام تحلیل‌ها ۴ لایه مجزا تشخیص داده شده است که با نتایج حفاری‌های مستقیم تطابق کاملی دارد. در اینجا نیز با افزایش عمق اختلاف در نتایج افزایش یافته است. بطور کلی با مقایسه این شکل با نتایج روش F-K درمی‌یابیم که روش SPAC سرعت موج برشی را دقیقتر و نزدیکتر به سرعت به دست آمده از روش پایین چاهی محاسبه می‌کند. سایر نتایج جزئی‌تر به شرح زیر می‌باشد: آرایه‌های D, E, F, G, H هر یک با سه گیرنده و آرایه A با چهار گیرنده، در تعیین تعداد و محل تغییر لایه‌ها اطلاعات مناسبی به دست داده‌اند و همچنین دقت خود را در اعماق بیش از ۴۰ متر نیز حفظ کرده‌اند. تنها آرایه D در اعماق بیش از ۴۰ متر دقت خود را در تخمین سرعت موج برشی از دست داده است. با توجه به مشخصات هندسی این آرایه می‌توان دلیل این موضوع را فهمید. با رجوع به

دارد. با توجه به این محدودیت‌ها در قدم بعدی ساختار زیرسطحی زمین‌شناسی ساختگاه عباس‌آباد با استفاده از روش برداشت آرایه‌ای میکروترمورها یا خردلرزه‌ها انجام گرفت. در این روش با نصب چندین گیرنده در آرایش هندسی منظم در سطح زمین، امواج خردلرزه که به طور طبیعی در پوسته زمین وجود دارد ثبت شده و با تحلیل این امواج، پروفیل سرعت موج برشی ساختگاه به دست می‌آید. در این مقاله امواج میکروترمور به دو روش F-K و SPAC مورد تحلیل قرار گرفت و از ۱۵ آرایش مختلف برای گیرنده‌ها استفاده شد. نتایج به دست آمده از این بخش نشان داد که هر دو روش F-K و SPAC توانایی قابل قبولی در تعیین لایه‌بندی زمین‌شناسی زیرسطحی ساختگاه داشته‌اند و چهار لایه مشاهده شده را به خوبی تشخیص داده‌اند. همچنین نتایج نشان داد که کلیه پروفیل‌های حاصل از پردازش‌های F-K و SPAC مقادیر متوسط سرعت موج برشی در اعماق مختلف و بخصوص بین ۱۵-۴۰ متر را حدوداً بین ۳٪ الی ۱۰٪ بزرگتر از مقادیر متوسط سرعت حاصل از پروفیل مبنا برآورد نموده‌اند. به علاوه بررسی دقیق‌تر نتایج به دست آمده از تحلیل خردلرزه‌ها نشان داد که در استفاده از این روش نیاز به چینش آرایه‌های بزرگ با تعداد زیاد گیرنده نبوده و چنانچه گیرنده‌ها با فواصل مناسب نصب شوند، آرایه‌های ۴ گیرنده‌ای خروجی قابل قبولی را به دست می‌دهند. در پایان باید اشاره نمود که تحقیق حاضر نشان می‌دهد که روش‌های نوین ژئوفیزیک لرزه‌ای کارایی قابل قبولی در تخمین غیر مستقیم وضعیت زمین‌شناسی زیرسطحی دارد. همچنین باید خاطر نشان کرد که این روش‌ها مکمل یکدیگر بوده و برای اطمینان از به دست آوردن یک دید جامع و دقیق از وضعیت زمین‌شناسی زیرسطحی باید داده‌های به دست آمده از روش‌های مختلف توسط متخصصین مجرب با یکدیگر تلفیق شوند.

است. همچنین یکی از اصلی‌ترین موارد در این زمینه تعیین ساختار زمین‌شناسی زیرسطحی ساختگاه و برآورد پارامترهای مهندسی به ویژه پارامترهای دینامیکی لایه‌های خاک یا سنگ می‌باشد. در حال حاضر در اغلب پروژه‌های مهندسی به منظور تعیین ساختار زیرسطحی زمین‌شناسی از روش حفاری ژئوتکنیکی استفاده می‌شود که علاوه بر هزینه بالا و صرف وقت زیاد، در برخی از ساختگاه‌ها امکان نصب ماشین‌آلات آن وجود ندارد. با توجه به این محدودیت‌ها استفاده از روش‌های نوین ژئوفیزیک لرزه‌ای برای تخمین ساختار زیرسطحی زمین‌شناسی به طور روزافزون در پروژه‌های مهندسی افزایش یافته است. در همین راستا در این مقاله به ارزیابی کارایی چندین روش ژئوفیزیک لرزه‌ای با منبع فعال و غیرفعال در یک ساختگاه منتخب در شهر عباس‌آباد در سواحل جنوبی دریای خزر پرداخته شده است. به این منظور ابتدا با حفر چهار گمانه اکتشافی ژئوتکنیکی با عمق حداکثر ۷۰ متر، وضعیت زمین‌شناسی زیر سطحی ساختگاه مورد مطالعه با روش مستقیم و با دقت بالا تعیین گردید. سپس با انجام آزمایش صحرایی نفوذ استاندارد اقدام به نمونه‌برداری از لایه‌های مختلف خاک و انجام آزمایشات مختلف ژئوتکنیکی بر روی آن‌ها گردید. نتایج آزمایشات دانه‌بندی صورت گرفته بر روی نمونه‌ها نشان داد که جنس غالب زمین‌شناسی در ساختگاه مورد مطالعه ماسه بوده و چهار لایه مجزا قابل تشخیص است. در قدم بعد با استفاده از آزمایش ژئوفیزیک لرزه‌ای با منبع فعال از نوع پایین چاهی اقدام به اندازه‌گیری پروفیل سرعت موج برشی در محل مورد مطالعه شد. نتایج این روش ژئوفیزیک نشان داد که تشخیص لایه‌های مجزا بر روی پروفیل سرعت موج برشی به دست آمده از روش پایین چاهی قابل انجام می‌باشد. باید خاطر نشان کرد که با آنکه روش پایین چاهی دقت بالایی در تعیین سرعت موج برشی هر لایه زمین‌شناسی دارد اما نیاز به حفر گمانه و همچنین تولید منبع امواج لرزه‌ای به روش مصنوعی

References

- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 415-456.
- Alavi, M. (1996). Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. *Journal of Geodynamics*, 21-1, 1-33.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashib, M. (2003). Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.
- Anbazhagan, P., Kumar, A., Sitharam, T.G. (2013). Seismic site classification and correlation between standard penetration test N value and shear wave velocity for lucknow city in indo-gangetic basin. *Pure Applied Geophysics*, 170, 299-318.
- Asten M.W. (1978). Geological control of the three-component spectra of Raleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68-6, 1623-1636.
- Asten, M. W., Henstridge, J. D. (1984). Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49-11, 1828-1837.
- ASTM D7400 International. (2014). *Standard Test Methods for Downhole Seismic Testing*. Geneva. West Conshohocken: ASTM International.
- Berberian, M., King, G.C.P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18 (2), 210-265.
- Fookes, P. G., Baynes, F. J., Hutchinson, J. N. (2000). Total geological history: a model approach to the anticipation, observation and understanding of site conditions. In: *Proceedings of the International Conference on Geotechnical and Geological Engineering*, Melbourne, Australia. Technomic Publishing Co, Lancaster, Pennsylvania, USA. 1, 370-460.
- Gupta, R.K., Agrawal, M., Pal, S.K., Kumar, R., Srivastava, S. (2019). Site characterization through combined analysis of seismic and electrical resistivity data at a site of Dhanbad, Jharkhand, India. *Environmental Earth Sciences*, 78, 226.
- Hardesty, K.A. (2008). *Using Microtremor to Assess Site Characteristics in the Madrid Seismic Zone*. Master Thesis. Auburn University, Alabama, USA, p. 88.
- Henstridge, D.J. (1979). A signal processing method for circular arrays. *Geophysics*, 44, 179 – 184.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M. (2002). Active tectonics of the South Caspian Basin. *International journal of Geophysics*, 148(2), 214-245.
- Lermo, J., Rodriguez, M., and Singh, S.K. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985: Natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and from strong motion data *Earthquake Spectra*, 4(4), pp805-814.
- Li T.M.C., Ferguson, J.F., Herrin, E., Durham, H.B. (1984). High-frequency seismic noise at Lajitas, Texas. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74-5, 2015-2033.
- Ling, S. (1994). *Research on the estimation of phase velocity of surface wave in microtremors*: Ph.D. thesis. Hokkaido University.
- Mandal, P., Chadha, R.K., Satyamurty, C., Raju, I.P., Kumar, N. (2005). Estimation of site response in Kachchh, Gujarat, India, region using H/V spectral ratios of aftershocks of the 2001 Mw 7.7 Bhuj earthquake. *Pure and applied geophysics*, 162, 2479-2504.
- Mukhopadhyay, S., Pandey, Y., Dharmaraju, R., Chauhan, P.K.S., Siv, A. (2002). Seismic microzonation of Delhi for ground-shaking site effect. *Current Science*, 82 (7), 877-881.
- Mukhopadhyay, S., Bormann, P. (2004). Low cost seismic microzonation using microtremor data: an example from Delhi, India. *Journal of Asian Earth Science*, 24, 271-280.
- Nath, S.K., Sengupta, P., Srivastav, S.K., Bhattacharya, S.N., Dattatrayam, R.S., Prakash, R., Gupta, H.K. (2003). Estimation of S-wave site response in and around Delhi region from weak motion data. In: *Proceedings of Indian Academic Science (Earth Planet Sciences)*. *Journal of Earth System Science*, 112, 441-462.
- Nath, S.K., Adhikari, M.D., Devaraj, N., Maiti, S.K. (2015). Seismic vulnerability and risk assessment

- of Kolkata City, India. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15, 1103–1121.
- Nazari, H., Ritz, J.F., Talebian, M., Moosavi, A. (2005). Seismotectonic map of the Central Alborz. Geological Survey of Iran, Seismotectonic Department, Scale, 1, 250000.
- Ohrnberger M., Schissele, E., cornou, C., Bonnefoy-Claudet, S., Wathelet, M., Savvaidis, A., Scherbaum F., Jongmans, D. (2004). Frequency wavenumber and spatial autocorrelation methods for dispersion curve determination from ambient vibration recordings. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*. Vancouver, Canada. Vol 946.
- Okada, H., and Sakajiri, N. (1983). Estimates of an S-wave velocity distribution using long-period microtremors. *Geophysical Bulletin of Hokkaido University*, 42, 119-143.
- Okada, H. (2006). Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method. *Exploration Geophysics*, 37, 73–85.
- Pandey, A.P., Singh, A.P., Bansal, B.K., Suresh, G., Prajapati, S.K. (2020). Appraisal of seismic noise scenario at national seismological network of India in COVID-19 lockdown situation. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 11(1), 2095–2122.
<https://doi.org/10.1080/19475705.2020.1830187>.
- Parolai, S., Bormann, P., Milkereit, C. (2002). New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bulletin of the seismological society of America*, 92, 2521–2527.
- Parvez, I.A., Madhukar, K. (2006). Site Response in Ahmedabad City Using Microtremor Array Observation: A Preliminary Report, Report Number C-MMACS. Centre for Mathematical Modelling and Computer Simulation (CMMACS), Bangalore, India, p. 45.
- Poli, P., Pedersen, M. (2013). The Polenet/lapnet working group, Noise directivity and group velocity tomography in a region with small velocity contrasts: the northern Baltic shield. *Geophysical Journal International*, 192, 413–424.
- Rastogi, B.K., Singh, A.P., Sairam, B., Jain, S.K., Kaneko, F., Segawa, S., Matsuo, J. (2011). The possibility of site effects: the anjar case, following the past earthquakes in the Gujarat, India. *Seismological Research Letters*, 82 (1), 692–701.
- Seo, K. (1994). On the applicability of microtremors to engineering purpose: Preliminary report of the joint ESG research on microtremors after the Kushiro-oki (Hokkaido, Japan) earthquake. In *Process of 10th European Conferences on Earthquake*, 4, 2643-2648.
- Shapiro, N.M., Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31, L07614.
- Singh, A.P., Annam, N. (2014). Site effects beneath historically damaging site, Anjar, Kachchh region, Gujarat using microtremor array measurement. Abstract in Indian Geophysical Union conference, 8–12 January 2014.
- Singh, A.P., Annam, N., Kumar, S. (2014). Assessment of predominant frequencies using ambient vibration in the Kachchh region of western India: implications for earthquake hazards. *Natural hazards*, 73, 1291–1309.
- Singh, A.P., Shukla, A., Kumar, M.R. (2017). Characterizing surface geology, liquefaction potential and maximum intensity in the Kachchh seismic zone, Western India through Microtremor analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107 (3)
<https://doi.org/10.1785/01201602>.
- Singh, A.P., Kumar, M.R., Pandey, A., Roy, K. (2019). Investigation of spatial and temporal variability of site response in the Arunachal Himalaya using ambient seismic noise and earthquake waveforms. *Near Surface Geophysics*, 17 (4), 427–445.
- Singh, A.P., Sairam, B., Pancholi, V., Chopra, S., Kumar, M.R. (2020). Delineation of thickness of intraplatsic rocks beneath the Deccan Volcanic provide be of western Indian through microtremor analysis. *Soil Dynamic Earthquake Engineering*, 138, 106348.
- Subramaniam, P., Zhang, Y.H., Ku, T. (2019). Underground survey to locate weathered bedrock depth using noninvasive microtremor measurements in Jurong sedimentary formation, Singapore. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 86, 10–21.

- Sukumaran, P., Parvez, I.A., Sant, D.A., Rangarajan, G., Krishnan, K. (2011). Profiling of late tertiary–early Quaternary surface in the lower reaches of Narmada valley using microtremors. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 325–334.
- Surve, G., Mohan, G. (2010). Site response studies in Mumbai using (H/V) Nakamura technique. *Natural hazards*, 54, 783–795.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., Bergman, E. (2007). The 28 May 2004 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: implications for Tehran and the geology of the South Caspian Basin margin. *Geophysical Journal International*, 170, 249–261.
- Tokimatsu, K., Wakai, S., Arai, H. (1998). Three-dimensional stratification using surface waves in micro tremors. *Proceeding of the first Conference on Geotechnical Site Characterization*, 4, 537–542.
- Toksoz, M. N., Lacoss R. T. (1968). Microseisms: mode structure and sources. *Science*, 159, 872–873.
- Walling, M.Y., Mohanty, W.K., Nath, S.K., Mitra, S., John, A. (2009). Microtremor survey in Talchir, India to ascertain its basin characteristics in terms of predominant frequency by Nakamura's ratio technique. *Engineering Geology*, 106, 123–132.
- Wathelet, M., Jongmans, D., and Ohrnberger, M. (2004). Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, 2, 211–221.
- Woods, J.W., Lintz, P.L. (1973). Plane waves at small arrays, *Geophysics*, 38, 1023–1041.
- Xu, P.F., Ling, S.Q., Li, C.J., Du, J.G., Zhang, D.M., Xu, X.Q., Dai, K.M., Zhang, Z.H. (2012). Mapping deeply-buried geothermal faults using microtremor array analysis. *Geophysical Journal International*, 188, 115–122.
- Xu, P.F., Ling, S.Q., Ra, W.Y., Liu, Q.X., Liu, J.G. (2013). Estimating Cenozoic Thickness in the Beijing Plain Area Using Array Microtremor Data. *Seismological Research Letters*, 84, 1039–1047.
- Zhang, Y.H., Li, Y.E., Ku, T. (2019). Geotechnical site investigation for tunneling and underground works by advanced passive surface wave survey. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 90, 319–329.
- Zhao, Q.F., Yun, M.H., Li, X.B., Li, W.N., Dang, P.F. (2020). Estimation of near-surface Q factor under constraint of layered velocity based on up-hole survey data. *Near Surface Geophysics*, 18, 161–173. <https://doi.org/10.1002/nsg.12090>.
- Zonenshain, L.P., Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181–240.