

تغییرات عمق موهو و نسبت Vp/Vs زیر شرق ایران (بیرجند) با استفاده از روش تابع گیرنده P

فاطمه رجب بیگی^۱، نرگس افسری^۲، فتانه تقی زاده فرهمند^{۳*} و محمدرضا قیطانچی^۴

^۱ کارشناس ارشد ژئوفیزیک، گروه ژئوفیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ استادیار، گروه عمران، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نوشهر، مازندران، ایران

^۳ استادیار، گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد قم، ایران

^۴ استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۳/۱۹، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۰/۷، دسترسی برخط: ۱۳۸۹/۱۲/۲۵)

چکیده

مشخص کردن جزئیات پوسته و گوشته بالایی، یکی از اهداف مهم تحقیقات ژئوفیزیکی است. در این تحقیق به کمک تحلیل تابع گیرنده P، ضخامت پوسته و نسبت Vp/Vs از دو روش محاسبه شد. ابتدا با استفاده از تأخیر زمانی بین موج مستقیم P فرودی به زیر ایستگاه و امواج تبدیل یافته Ps از ناپیوستگی موهو و با استفاده از مدل سرعتی مرجع IASP91 ($Vp/Vs = 1/1.73$) و $Vp/Vs = 6/3 \text{ km/s}$ ، عمق موهو در زیر هر یک از ایستگاهها برآورد شد. سپس برای برآورد همزمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) استفاده شد. در این روش به دنبال H و Vp/Vs ای هستیم که به ازای آنها برانبارش دامنه‌های فاز تبدیل یافته و بازتاب‌های چندگانه در زمان رسیدهای پیش‌بینی شده، به بیشینه مقدار خود برسد. به‌همین منظور داده‌های بیش از ۳۰۰ زمین لرزه دورلرز ثبت شده توسط ۴ ایستگاه ثابت کوتاه‌دوره شبکه لرزه‌نگاری بیرجند واقع در شرق ایران از ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ با بزرگای $M_b \geq 5/5$ و در فاصله رومرکزی $95 < \Delta < 300$ مورد پردازش قرار گرفت. تعداد ۲۴۷ تابع گیرنده در زیر سه ایستگاه تجگ، کوه شاه و دهنه چاه محاسبه شد. با اعمال روش برآورد همزمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs ، ضخامت متوسط پوسته در منطقه حدود ۴۱ کیلومتر به دست آمد، کمترین ضخامت پوسته ۳۸/۵ کیلومتر در زیر ایستگاه دهنه چاه و بیشترین ضخامت پوسته ۴۴ کیلومتر زیر ایستگاه کوه شاه، که در جنوب غرب منطقه مورد بررسی واقع است به دست آمد، همچنین نسبت Vp/Vs به طور متوسط برای منطقه ۱/۷۹، که حدود تغییرات Vp/Vs بین ۱/۷۶ تا ۱/۸۴ است. به‌زیرراندگی پوسته اقیانوسی در منطقه بخیه‌ای سیستان، حاکی از کاهش ضخامت پوسته در منطقه شرق ایران است که با نتایج به دست آمده هم‌خوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: توابع گیرنده، دورلرز، پوسته، شرق ایران، نسبت Vp/Vs

*Corresponding author:

f_farahmand@qom-iau.ac.ir

*نگارنده رابط:

Variations of the Moho depth and Vp/Vs ratio beneath East Iran (Birjand) using P receiver function method

Fatemeh Rajab-Baiky¹, Narges Afsari², Fataneh Taghizadeh-Farahmand^{3*}, and Mohammad Reza Gheitanchi⁴

¹Science and Research Branch Islamic Azad University, Tehran, Iran

²Islamic Azad University, Noshahr Branch, Department of Engineering Faculty of Civil Engineering, Mazandaran, Iran

³Islamic Azad University, Qom Branch, Department of Physics, Qom, Iran

⁴Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 09 June 2010, accepted: 28 December 2010, available online: 16 March 2011)

Summary

Characterization of the detailed structure of the crust and upper mantle is an important continuing goal of geophysical studies. There are a variety of geophysical methods (seismic refraction, seismic vertical reflection and seismic tomography) to investigate subsurfaces. The teleseismic P Receiver Function (RF) method has become a popular technique to constrain crustal and upper mantle velocity under a seismic station. Teleseismic body waveforms recorded at a 3-component (Z, N-S, E-W) seismic station contain a wealth of information on the earthquake source, the earth structure in the vicinity of both the source and receiver, and mantle propagation effects. The resulting RF is obtained by removing the effects of the source and mantle path. The basic aspect of this method is that a small percentage of the incident P wave energy from teleseismic events with significant and relatively sharp velocity discontinuities in the crust and upper mantle will be converted to S wave (Ps), and arrive at the station within the P wave coda directly after the direct P wave. To obtain P-RF, the following steps are generally used: to utilize data recorded with different types of seismometers, the instrument responses have to be deconvolved from the original records. ZNE components are then rotated into the local LQT ray-based coordinate system (using the theoretical back azimuth and incidence angle). To eliminate the influence of the source and ray path, an equalization procedure is applied by deconvolving the Q component seismogram with the P signal on the L component. The resulting Q component data are named P-RF. An advantages of the RF method is that, because the P-to-S conversion point is close to the station (usually within 10 km laterally), the estimation is less affected by lateral velocity variations. The estimation provides a good point measurement at the station because of the steep incidence angle of the teleseismic P wave. Since the direct P arrival is used as a reference time, it can be shown that the result is not sensitive to crustal P velocity .

We compute P receiver functions to investigate the crustal thickness and Vp/Vs ratio beneath the East of Iran (Birjand) and map out the lateral variation of Moho depth under this region. We selected data from teleseismic events ($M_b \geq 5.5$, $30^\circ < \Delta < 95^\circ$), recorded from 2005 to 2009 at 4 three-component short period stations from Birjand Seismic Telemetry Network. These stations are equipped with SS-1 seismometers with a natural frequency of 1 HZ. The data is recorded at 50-samples-per-second. First of all, is calculated 247 P-RFs for TEG, KOO and DAH stations and then estimated the Moho depth solely from the delay time of the Moho P-to-S conversion phases. Then, we used an H-Vp/Vs stacking algorithm to estimate crustal thickness and the Vp/Vs ratio under each station. The best value for the H and Vp/Vs ratio are found when the three phases (Ps and crustal multiples) are stacked coherently. The results obtained from the P receiver

functions indicate clear conversions at the Moho boundary. A notable feature, which can be observed underneath all stations, is the presence of a significant sedimentary layer at about 0.7-1s delay time. The middle crustal layer at about 1.9-3.3s delay time can also be seen beneath all stations. The most coherent conversion, however, is the conversion at the Moho boundary arriving between 4.7-5.4s delay time. As a result of measurements using the Zhu and Kanamori (2000) method, the average Moho depth is found to be approximately 41 km and to vary from 38.5 to 44 km. The crust is relatively thin beneath the DAH station, whereas the thickest crust was observed beneath the KOO station, located southwest of the study area. The crust of Eastern Iran has an average Vp/Vs ratio of 1.76, with a higher ratio of 1.84 in the TEG station and lower ratio of 1.76 in the KOO station.

Key words: P receiver functions, teleseismic, crust, Eastern Iran, Vp/Vs ratio

کوچکی پدید آمد. تا اواخر کرتاسه (ماستریشین) دگرگونی ضعیفی در فلیش‌های منطقه پدید آمد. این امر ممکن است به زیرراندگی پوسته اقیانوسی به زیر قطعه افغان مربوط باشد (کمپ و همکاران، ۱۹۸۲). به هم رسیدن و تصادم بلوک لوت با زون فلیش که احتمالاً در ائوسن میانی اتفاق افتاد به زیرراندگی مورد بحث خاتمه داد (آقانباتی، ۱۳۸۳). نزدیک شدن تدریجی بلوک لوت و افغان، طی اولیگوسن پایانی - میوسن، باعث چین‌خوردگی و شکستگی‌ها و بالاآمدگی‌ها (خروج از آب) در منطقه شد. ماگماتیسم قبل از برخورد و تصادم با ترکیب کالکوآلکالن، احتمالاً با زمین‌ساخت زیرراندگی ارتباط دارند (کمپ و همکاران، ۱۹۸۲). محیط زمین‌ساختی غالب در شرق ایالت ایران مرکزی- شرق ایران ترکیبی از ساختارهای هورست و گرابن (شجاع طاهری و نیازی، ۱۹۸۱؛ بربریان، ۱۹۸۳) است. الگوی ساختاری حوضه فلیشی خاور ایران، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره‌ای لوت و هیلمند (افغان) و نشانگر یک کوهزایی درون‌قاره‌ای است. با این حال به نظر می‌رسد که در این ناحیه راندگی‌ها نقش اساسی دارند، به گونه‌ای که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عملکرد راندگی‌ها است. در بخش میانی حوضه، گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد روند تقریبی شمالی - جنوبی و به سمت شرق شیب زیادی دارند. ولی در پایانه‌های شمالی و جنوبی به دلیل

۱ مقدمه

منطقه مورد بررسی در شرق ایران در موقعیت ۵۷/۵ تا ۶۱/۵ درجه طول شرقی و ۳۱ تا ۳۴/۵ درجه عرض شمالی واقع شده است. ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی- شرق ایران، پهنه‌ای درون‌صفحه‌ای است که از شمال و شمال شرق به مناطق برخوردی البرز- آذربایجان و کپه‌داغ، از غرب و جنوب غرب به منطقه برخورد قاره‌ای زاگرس، از جنوب شرق به منطقه فرورانش اقیانوسی- قاره‌ای مکران و از شرق به بلوک هلمند محدود است. این ایالت لرزه‌زمین‌ساختی تحت تاثیر چندین فاز کوه‌زایی قرار گرفته است. برخلاف ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس و البرز- آذربایجان، لرزه‌خیزی در ایران مرکزی - شرق ایران، به طور عمده به زون‌های گسلی لرزه‌زا که خردقاره‌های نسبتاً پایدار را احاطه کرده‌اند، محدود است. در شرق ایران زون جوش خورده‌ای به نام زون بخیه‌ای سیستان است که دو بلوک لوت و افغان را به هم پیوند داده (تیرو و همکاران، ۱۹۸۳) و در دوره کوتاه تکوین خود حوادث متعددی را پشت سر گذاشته است (کمپ و همکاران، ۱۹۸۲). در کرتاسه میانی قطعه قاره‌ای پیش‌گفته (حدود سیستان- زاهدان) بر اثر پیدایش شکاف‌های طولی (Rift) به بخش شرقی، بلوک یا قطعه افغان و به بخش غربی، بلوک لوت تقسیم شد. این دو قطعه به تدریج از هم دور شد و در محل جدایی آنها اقیانوس باریک و

نشان می‌دهد. از جمله زلزله‌های مهم این منطقه می‌توان به زلزله ۹ شهریور ۱۳۴۷، (۳۱ اوت ۱۹۶۸) دشت بیاض با بزرگای $M_s = 7/4$ و زمین‌لرزه ۱۰ مه ۱۹۹۷ با بزرگی $7/3$ $M_w =$ در منطقه قائن - بیرجند اشاره کرد.

با توجه به لرزه‌خیز بودن منطقه، بررسی پوسته آن ضروری به نظر می‌رسد. به جز در امتداد حاشیه فعال جنوبی ایران مرکزی (نوار سندانج - سیرجان) که پوسته ضخامتی حدود ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر دارد، در نواحی دیگر این ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ضخامت پوسته بین ۳۶ تا ۵۰ کیلومتر است (آقائباتی، ۱۳۸۳).

روش‌های معمول برای بررسی ساختار پوسته و سنگ کره، روش‌های لرزه‌ای بازتابی و شکستی و توموگرافی لرزه‌ای‌اند. در روش بازتاب لرزه‌ای، از امواج PmP و در روش‌های شکست لرزه‌ای و توموگرافی از امواج Pn استفاده می‌شود. در همه روش‌ها تعیین عمق موهو به کمک داده‌های لرزه‌ای، محدودیت‌هایی با درجات متفاوت وجود دارد. علاوه بر آن بین سرعت پوسته‌ای و ضخامت پوسته، تأثیر متقابل (Trade Off) وجود دارد که در روش‌های لرزه‌ای بازتابی و شکستی مشهودتر است، زیرا امواج PmP و Pn فاصله جانبی بیش از ۱۰۰ کیلومتر را در پوسته طی می‌کنند و به تغییرات جانبی سرعت، نسبت به تغییرات عمق، حساسیت بیشتری دارند. همچنین عمق نفوذ کمی دارند (زو و کاناموری، ۲۰۰۰). با توجه به اینکه هزینه تحقیقات بازتابی زیاد است، همگرایی فضایی محدودی دارد و عمق نفوذ امواج اغلب محدود است (زو و کاناموری، ۲۰۰۰؛ زو، ۲۰۰۰) و در توموگرافی لرزه‌ای نیز به شبکه متراکم از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری نیاز است، یک روش جایگزین و مؤثرتر برای تعیین عمق موهو و دیگر ناپیوستگی‌های زیرسطحی، استفاده از تابع گیرنده دورلرزا است.

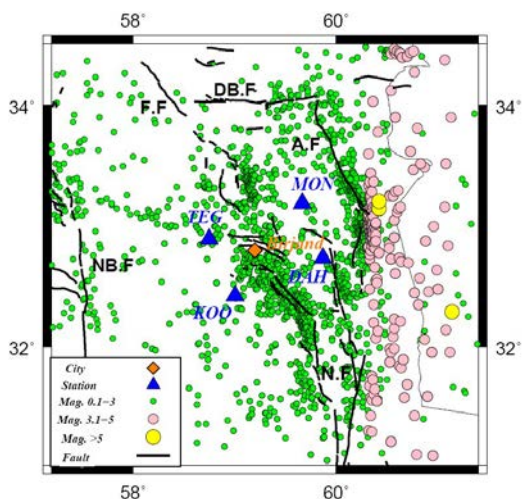
در این روش به دلیل هندسه مسیر امواج دورلرزا که به صورت قائم در ایستگاه دریافت می‌شوند و فاصله جانبی

چرخش‌های راست‌گرد بلوک لوت و بلوک هیلمند، ضمن تغییر در روند ساختارها، سرشت گسل‌ها به‌طور عمده از نوع راندگی هم‌پوشان است. از گسل‌های مهم منطقه می‌توان به گسل‌های دشت بیاض، آیز، نایبند، نهندان و گسل فردوس اشاره کرد. ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری بیرجند روی سامانه گسلی نهندان واقع شده‌اند. سامانه گسلی فردوس از چندین گسل معکوس و رانده تشکیل شده است. حرکت گسل رانده فردوس به سمت غرب، در رشد پهنه گسلی راستالغز دشت بیاض نقش دارد (واکر و همکاران، ۲۰۰۴). گسل دشت بیاض، گسلی به‌نسبت جوان است (واکر و همکاران، ۲۰۰۴). این گسل در شمال گسل‌های فعال امتدادلغز راست‌گرد واقع در زون بخیه‌ای سیستان (گسل‌های نهندان و آیز) قرار دارد (بربریان و همکاران، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۰) که احتمالاً باعث سهم بزرگی از برش راست‌گرد ۲۰ میلی‌متر در سال بین ایران و افغانستان می‌شود (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳؛ واکر و جکسون، ۲۰۰۲).

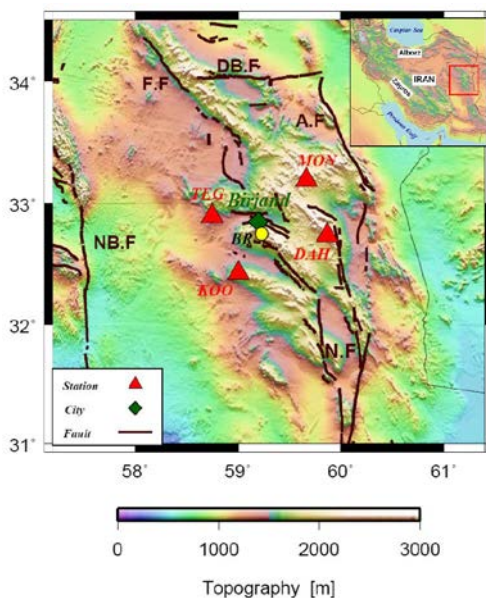
از نگاه لرزه‌خیزی، بخش میانی حوضه فلیشی شرق ایران، اطراف زاهدان، در سده گذشته به‌طور کامل آرام بوده، اما بخش‌های شمالی و جنوبی آن لرزه‌زا است. در ناحیه نهندان زمین‌لرزه‌ها از نوع کم‌ژرفا (۰-۳۵ کیلومتر) و بزرگی متوسط $3/5$ تا 6 هستند (آقائباتی، ۱۳۸۳). پاره‌ای از کانون‌های زمین‌لرزه منطبق بر زون‌های تلاقی بلوک لوت در غرب است (بربریان، ۱۹۷۶). براساس تحقیقات قبلی، بخش شرقی ایران مرکزی - شرق ایران (منطقه بیرجند) لرزه‌خیزی بسیار شدیدتری را نشان می‌دهد. نتایج مدل‌سازی شکل امواج و تحقیقات خردزمین لرزه‌ها نشان می‌دهد که بیشتر کانون زمین‌لرزه‌ها در ایران مرکزی - شرق ایران در عمق ۸ تا ۲۰ کیلومتر واقع‌اند. بیشتر زمین‌لرزه‌های ایران مرکزی - شرق ایران کم‌عمق‌اند و به‌ندرت عمق کانونی بیش از ۳۰ کیلومتر دارند (شجاع طاهری و نیازی، ۱۹۸۱). شکل ۱ لرزه‌خیزی شرق ایران را

دورلرزیک ایستگاه برای تعیین ساختار زیرسطحی (پوسته و گوشته بالایی) کافی است، همچنین این روش برای بررسی مناطقی که لرزه‌خیزی کمی دارند (مانند ایران مرکزی و شرق ایران) بسیار سودمند است.

کمی از نقطه تبدیل تا گیرنده را طی می‌کنند، (فاصله جانبی کمتر از ۱۰ کیلومتر (زو و کاناموری، ۲۰۰۰)) اثر تغییرات جانبی سرعت امواج لرزه‌ای روی نتایج کاهش می‌یابد. از مزایای دیگر آن این است که امواج دورلرز، عمق نفوذ زیادی دارند و در اختیار داشتن داده‌های



شکل ۱. لرزه‌خیزی منطقه مورد بررسی واقع در شرق ایران از ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۰، با استفاده از داده‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری وابسته به موسسه ژئوفیزیک نشان داده شده است.



شکل ۲. موقعیت و توپوگرافی منطقه مورد بررسی و توزیع ایستگاه‌های شبکه بیرجند (مثلث). خطوط قهوه‌ای رنگ نمایش گسل‌های اصلی در منطقه است و ایستگاه‌ها در محدوده گسل نهندان واقع شده‌اند. DB.F: گسل دشت بیاض، A.F: گسل آبیز، NB.F: گسل ناینند، N.F: گسل شرق و غرب نهندان، F.F: گسل فردوس و BR: ایستگاه باند پهن شبکه لرزه‌نگاری خراسان.

۲ روش تحقیق

تحلیل تابع گیرنده P امواج دورلرز روش مفیدی برای بررسی ناپیوستگی‌های سرعتی پوسته و گوشته بالایی در زیر ایستگاه‌های لرزه‌ای است (وینیک، ۱۹۷۷؛ لی و همکاران، ۲۰۰۳). تابع گیرنده در واقع پاسخ ساختاری نزدیک به یک ایستگاه لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای از یک موج حجمی دورلرز ورودی است. شکل امواج حجمی دورلرز ثبت شده در یک ایستگاه سه مؤلفه‌ای، N-S، Z و E-W شامل اطلاعات مفیدی از چشمه زمین‌لرزه (تابع زمانی چشمه)، ساختار نزدیک چشمه و ایستگاه رکوردگیری و اثرات مسیر انتشار است. به کمک حذف همه اثرات چشمه، مسیر گوشته و پاسخ دستگاه، اطلاعات ساختاری زیر ایستگاه (تابع گیرنده) استخراج می‌شود که تحلیل تابع گیرنده ابزار مفیدی برای این منظور است. اساس تحلیل تابع گیرنده بر تباین زیاد سرعتی در دو طرف ناپیوستگی‌های داخل زمین استوار است. بخش کوچکی از انرژی امواج حجمی P دورلرز در اثر تابش به ناپیوستگی‌های سرعتی پوسته و گوشته بالایی به امواج برشی S (Ps) تبدیل خواهد شد. امواج S تبدیل یافته (Ps) در دنباله امواج P و مستقیماً بعد از رسید مستقیم P در ایستگاه دریافت می‌شوند. با جداسازی انرژی تبدیلات از موج P مستقیم، اطلاعاتی از ناپیوستگی‌های زیر ایستگاه که تبدیلات P به S در آنجا اتفاق افتاده است، استخراج می‌شود. برای محاسبه تابع گیرنده باید پردازش‌های زیر روی داده‌ها صورت گیرد. برای شرح بیشتر به صدودی و همکاران (۲۰۰۶ و ۲۰۰۹)، یوان (۱۹۹۹ و ۲۰۰۲) رجوع شود.

۱- در صورت متفاوت بودن پاسخ بسامدی سه لرزه‌نگار در راستای E-W، N-S، Z، باید اثر دستگامی از روی آنها حذف شود.

۲- مؤلفه‌های (E-W و N-S) را تحت زاویه

منطقه مورد مطالعه توسط افراد متعددی با استفاده از روش‌های گوناگون و داده‌های متفاوت مورد بررسی قرار داده‌اند. آسوده (۱۹۸۲) با بررسی پاشندگی امواج سطحی ضخامت پوسته در این منطقه را ۴۳ کیلومتر برآورد کرده است. دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) با استفاده از داده‌گرانی ضخامت پوسته در شرق ایران را حدود ۴۰ تا ۴۸ کیلومتر محاسبه کرده‌اند. در تحقیقات مونی و همکاران (۱۹۹۸) که پوسته زمین را به‌طور کامل در شبکه‌های $5^\circ \times 5^\circ$ مورد بررسی قرار دادند، ضخامت پوسته در شرق ایران حدود ۴۵ کیلومتر برآورد شده است. در تحقیقات سبر و همکاران (۱۹۹۷) روی منطقه خاورمیانه با استفاده از داده‌های GIS، ضخامت پوسته در شرق به‌طور متوسط حدود ۴۵ کیلومتر برآورد شده است. باسین و همکاران (۲۰۰۰) نقشه پوسته کل زمین را در شبکه‌های $2^\circ \times 2^\circ$ تهیه و ضخامت پوسته در شرق ایران را به‌طور متوسط ۴۵ کیلومتر برآورد کردند. در بررسی پوسته اوراسیا در شبکه‌های $1^\circ \times 1^\circ$ از سوی لاسکی (۲۰۰۴)، ضخامت پوسته در شرق ایران بین ۴۲ تا ۴۵ کیلومتر برآورد شده است. در تحقیقات تازه‌ای که مقصودی و همکاران (۱۳۸۹) برای بررسی ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال شرق ایران با استفاده از وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی انجام دادند، ضخامت پوسته در منطقه مورد بررسی (بیرجند) ۴۲ تا ۴۴ کیلومتر و نسبت Vp/Vs را $1/75$ به دست آورده‌اند. با توجه به جایگاه ایستگاه‌های شبکه دورلرز بیرجند در شرق ایران و ثبت تعداد زیاد داده دورلرز در ایستگاه‌های این شبکه، بررسی ساختار پوسته با دقتی بیش از سایر روش‌های ذکر شده، فراهم آمده است. هدف اصلی در این مقاله تعیین ضخامت و نسبت Vp/Vs پوسته به کمک روش تابع گیرنده با استفاده از داده‌های دورلرز شبکه لرزه‌نگاری بیرجند است.

می‌کند. پس از در نظر گرفتن مقادیر متفاوت برای H و Vp/Vs یک مقدار بیشینه به دست می‌آید که مقدار بهینه ضخامت پوسته و نسبت Vp/Vs خواهد بود. نبود بازتاب‌های چندگانه واضح روی برانبارش توابع گیرنده موجب محاسبه غیرواقعی عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته خواهد شد.

۳ داده‌ها

برای این تحقیق، از زمین‌لرزه‌های دورلرز که از ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ میلادی ثبت شده با ۴ ایستگاه سه مؤلفه‌ای کوتاه‌دوره (منند، کوه شاه، تجگ و دهنه چاه) شبکه لرزه‌نگاری بیرجند استفاده شده است که مختصات ایستگاه‌ها در جدول ۱ آورده شده است. در شکل ۲ توزیع ایستگاه‌ها، موقعیت و توپوگرافی منطقه نشان داده شده است. این ایستگاه‌ها مجهز به لرزه‌نگار SS-1 با بسامد طبیعی یک هرتز، آنتن VHF، فرستنده رادیویی Tx، مبدل ۲۴ بیتی هستند و داده‌های لرزه‌ای با سرعت ۵۰ نمونه در ثانیه ثبت می‌شوند. داده‌های ثبت شده در ایستگاه منند بعد از اعمال پردازش‌های اولیه برای محاسبه تابع گیرنده، مناسب نبودند و فقط از داده‌های سه ایستگاه برای محاسبه تغییرات پوسته منطقه به روش توابع گیرنده استفاده شد.

Back Azimuth چرخانده می‌شود تا دستگاه مختصات ZNE به دستگاه مختصات ZRT تبدیل شود. سپس دستگاه مختصات ZRT را حول زاویه تابش موج فرودی به زیر ایستگاه می‌چرخانیم تا به دستگاه مختصات محلی پرتو LQT تبدیل شود (وینیک، ۱۹۷۷).

۳- به منظور حذف اثرات چشمه و مسیر انتشار، مؤلفه Q با سیگنال P روی مؤلفه L واهمامیخت (Deconvolve) می‌شود. نتیجه به دست آمده روی مؤلفه Q، تابع گیرنده P نامیده می‌شود (یوان، ۱۹۹۹؛ یوان و همکاران، ۲۰۰۲).

با استفاده از اختلاف زمان رسید فازهای تبدیلی Ps از ناپیوستگی موهو نسبت به رسید مستقیم P و یک مدل سرعتی مرجع، می‌توان عمق ناپیوستگی را در پوسته محاسبه کرد. برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه توابع گیرنده را برانبارش می‌کنیم، که این به مشاهده واضح‌تر فازهای تبدیلی کمک می‌کند.

برای محاسبه دقیق‌تر ضخامت پوسته و نسبت Vp/Vs در پوسته می‌توان از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) استفاده کرد. در این روش دامنه‌های توابع گیرنده را در زمان رسیدهای پیش‌بینی شده فاز تبدیلی Ps و بازتاب‌های چندگانه ($PpPs$, $PpSs$ + $PsPs$) با وزن‌های متفاوت در حوزه ($h, Vp/Vs$) برانبارش (Stacking)

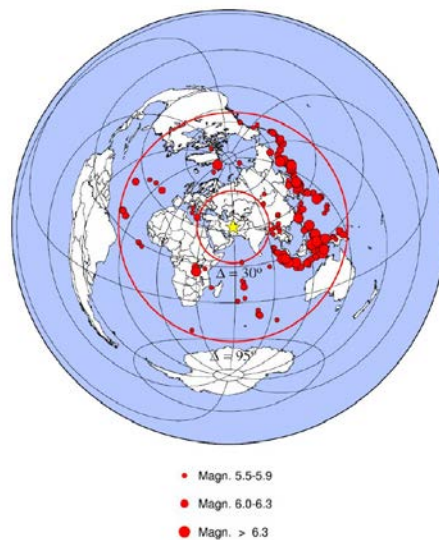
جدول ۱. زمان‌های تأخیر فاز تبدیلی از موهو و مقادیر متوسط عمق و نسبت Vp/Vs پوسته و تعداد توابع گیرنده در هر ایستگاه.

نام ایستگاه	علامت اختصاری	تعداد توابع گیرنده P	زمان رسید فاز Ps (s)	عمق موهو (Km)	عمق موهو (Km)	نسبت Vp/Vs *Z&K
تجگ	TEG	۸۸	۵/۴	۴۵	۴۰ ± ۱/۵	۱/۸۴ ± ۰/۰۵
دهانه چاه	DAH	۶۸	۴/۷	۳۸	۳۸/۵ ± ۱/۳	۱/۷۷ ± ۰/۰۵
کوه شاه	KOO	۹۳	۵/۴	۴۵	۴۴ ± ۱/۳	۱/۷۶ ± ۰/۰۳
منند	MON		-----	-----	-----	-----

*اشاره به روش (Zhu and Kanamori 2000) دارد.

۴ مشاهدات توابع گیرنده

تعداد ۳۰۰ زمین لرزه دورلرز با گستره آزیموتی مناسب که در ایستگاه‌های شبکه بیرجند ثبت شده است، برای محاسبه توابع گیرنده P مورد پردازش قرار گرفتند. توزیع رومرکز این زمین لرزه‌ها که مشخصات آنها از فهرست‌نامه USGS استخراج شده، در شکل ۳ نمایش داده شده است که بیشتر در شمال شرق و شرق منطقه مورد بررسی واقع شده‌اند.



شکل ۳. توزیع رومرکز زمین لرزه‌های دورلرز استفاده شده در محاسبه توابع گیرنده P. مختصات زمین لرزه‌ها از فهرست‌نامه USGS استخراج شده است. دایره‌ها نماینده رومرکز زمین لرزه‌های دورلرز و مثلث زرد رنگ مرکز شبکه لرزه نگاری بیرجند است. دو دایره سرخ رنگ در فواصل 30° و 95° ، فواصل رومرکزی را از مرکز شبکه مشخص می‌کنند.

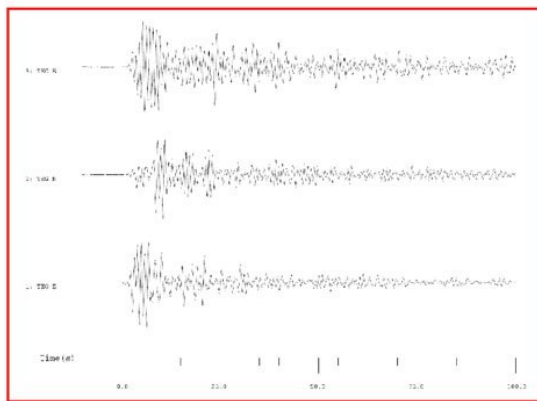
از ۳۰۰ زمین لرزه دورلرز ثبت شده، ۲۴۷ تابع گیرنده برای سه ایستگاه تجگک، دهنه چاه و کوه شاه به دست آمد. به منظور محاسبه توابع گیرنده حوادث ثبت شده در هر ایستگاه، ابتدا پنجره زمانی به طول ۱۱۰ ثانیه (۱۰ ثانیه قبل از شروع موج P) از نگاشت‌های خام سرعت با نسبت سیگنال به نوفه زیاد و شروع موج P واضح انتخاب شد. با توجه به کوتاه دوره بودن داده‌ها و دارا بودن پاسخ طبیعی

۱ هرتر لرزه سنج‌ها از فیلتر میان گذر 0.3 ثانیه تا 10 ثانیه استفاده شد. عمل چرخش روی داده‌ها با استفاده از زوایای تابش و Back Azimuth نظری صورت گرفت. واهمامیخت روی داده‌ها با مقادیر متفاوت برای Water Level (0.001 تا 1) عملی شد که با توجه به داده‌های موجود، مناسب‌ترین مقدار 0.01 انتخاب شد. برای هموار کردن توابع گیرنده فیلتر میان گذر 2 ثانیه تا 10 ثانیه به کار گرفته شد. قبل از عمل برانبارش، تصحیح دینامیکی (Moveout Correction) برحسب کندی مرجع 6.4 s° با استفاده از مدل مرجع جهانی IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) صورت گرفت تا زمین لرزه‌ها با فواصل رومرکزی متفاوت از گستره‌های سمتی گوناگون با هم جمع شوند.

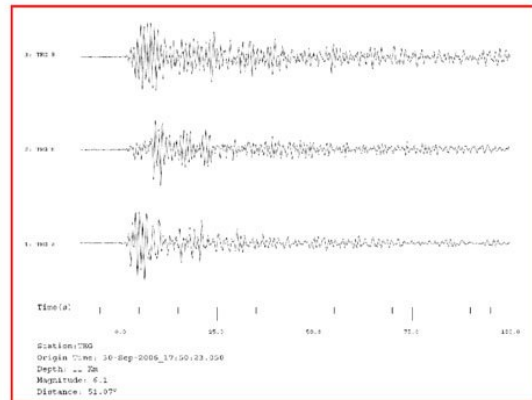
در شکل ۴ مراحل گوناگون پردازش روی داده‌های موجود برای محاسبه تابع گیرنده برای زمین لرزه ۳۰ سپتامبر ۲۰۰۶ که در فاصله رومرکزی 51.07° با بزرگای 6.1 و عمق کانونی 11 km در ایستگاه تجگک (TEG) به ثبت رسیده، نشان داده شده است. داده‌های ایستگاه منند (MON) نسبت سیگنال به نوفه کمی داشته و با اعمال پردازش‌های اولیه روی داده‌ها، هیچ‌یک از آنها برای محاسبه تابع گیرنده مناسب نبودند. یک نمونه از حدود ۲۰۰ داده ثبت شده نامناسب ایستگاه منند در شکل ۵ نشان داده شده است. از بین توابع گیرنده به دست آمده برای هر ایستگاه، بهترین توابع گیرنده که فاز تبدیلی Ps واضحی را نشان می‌دادند انتخاب شدند. در شکل ۶ (الف-ج) توابع گیرنده مربوط به ایستگاه‌های شبکه لرزه نگاری بیرجند در پنجره زمانی ۵- تا ۳۰ ثانیه نمایش داده شده است که برحسب افزایش Back Azimuth مرتب شده‌اند. دامنه‌های دارای قطبیت مثبت با رنگ سیاه، نشان دهنده افزایش سرعت با عمق هستند. درحالی که دامنه‌های دارای قطبیت منفی، نشان دهنده کاهش سرعت با عمق‌اند و به رنگ

مستقیم موج P مربوط به فاز تبدیلی Ps از ناپیوستگی موهو است که فازی پایدار و پیوسته در همه ایستگاه‌ها است. اولین فاز تبدیلی Ps بعد از رسید مستقیم P (زمان صفر ثانیه) که در حدود ۰/۷ ثانیه تا ۱ ثانیه قابل مشاهده در همه ایستگاه‌ها است، ممکن است ناشی از سنگ بستر باشد. فاز تبدیلی دوم که در همه ایستگاه‌های شبکه لرزه نگاری بیرجند مشاهده می شود، ممکن است مربوط به یک ناپیوستگی میان‌پوسته‌ای باشد که در زمان رسید بین ۱/۹ ثانیه تا ۳/۳ ثانیه به خوبی قابل مشاهده است.

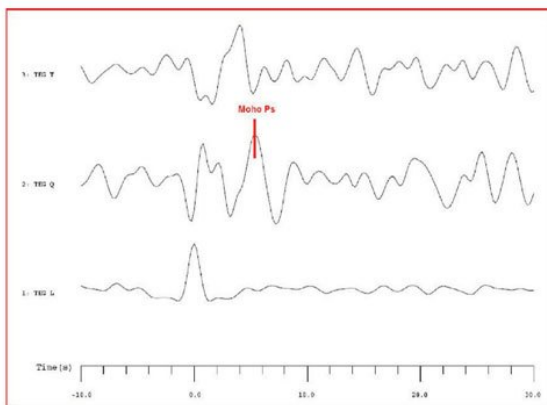
خاکستری نمایش داده شده‌اند. شروع موج P روی زمان صفر ثابت شده است. در پنجره بالایی هر شکل برانبارش توابع گیرنده (Sum) رسم شده است به نحوی که دامنه‌های با قطبیت مثبت (منفی) که به رنگ آبی (سرخ) هستند، نشان‌دهنده افزایش (کاهش) سرعت با عمق‌اند. فاز تبدیلی P به S ناشی از ناپیوستگی موهو (Moho Ps) و سنگ بستر (B) با پیکان سرخ رنگ نشان داده شده است. مطابق شکل ۶ در برانبارش توابع گیرنده، فازهای مشاهده شده در تأخیر زمانی بین ۴/۷ ثانیه تا ۵/۴ ثانیه نسبت به رسید



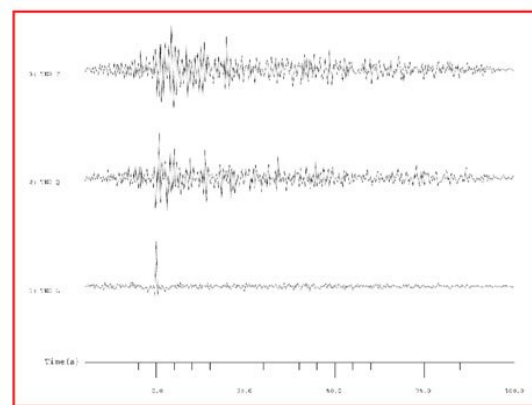
(ب)



(الف)

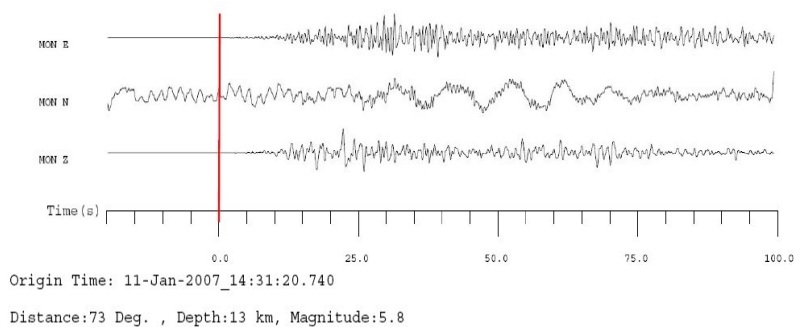


(د)

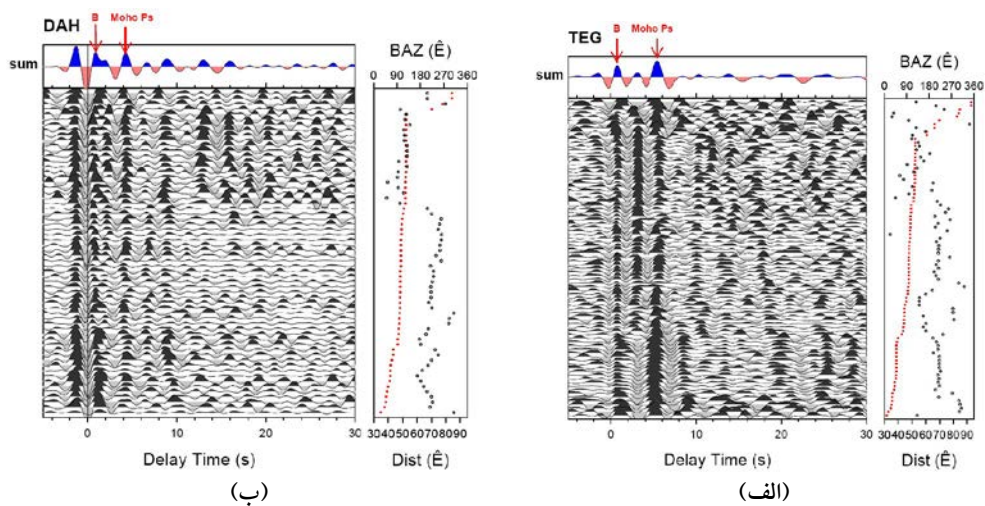


(ج)

شکل ۴. مراحل گوناگون پردازش برای محاسبه تابع گیرنده P بر روی یک داده زمین‌لرزه دورلرژ ثبت شده در ایستگاه تجگ (TEG) نشان داده شده است. محور افقی در تمامی قسمت‌ها بر حسب زمان (ثانیه) می باشد، (الف) نگاشت اولیه ثبت شده در ایستگاه تجگ در پنجره زمانی ۱۰- تا ۱۰۰ ثانیه، ویژگی‌های زمین‌لرزه در پایین نگاشت مشخص است، (ب) نگاشت ثبت شده قسمت الف بعد از حذف نوفه زمینه نمایش داده شده است، (ج) نگاشت ثبت شده قسمت ب بعد از چرخش و واهامیخت نشان داده شده است و (د) تابع گیرنده محاسبه شده در پنجره زمانی ۱۰- تا ۳۰ ثانیه و فاز تبدیلی از موهو مشخص شده است.

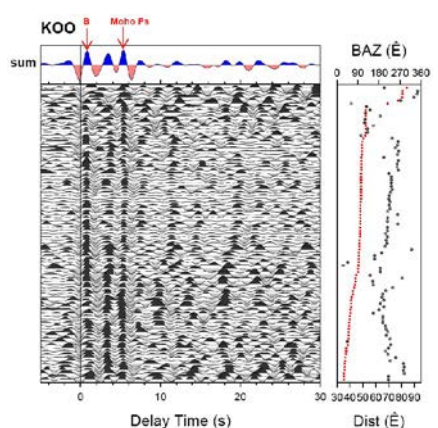


شکل ۵. سه مؤلفه از نگاشت‌های ثبت شده از حادثه ۱۱ ژانویه ۲۰۰۷ با فاصله رومرکزی 73° و عمق کانونی ۱۳ کیلومتر و بزرگای $5/8$ در مقیاس امواج حجمی در ایستگاه منند در پنجره زمانی ۲۰- تا ۱۰۰ ثانیه نشان داده شده است. با اعمال فیلتر مناسب، اثر دستگاهی حذف شده است. شروع موج P روی زمان صفر آورده شده است. خط سرخ‌رنگ زمان صفر را مشخص می‌کند. واضح است که روی مؤلفه Z، N شروع واضحی از موج در زمان صفر وجود ندارد و مؤلفه N کاملاً نوفه‌ای است و حادثه برای محاسبه تابع گیرنده مناسب نیست.



(ب)

(الف)



(ج)

شکل ۶. (الف-ج) توابع گیرنده برانبارش شده در ایستگاه TEG، KOO و DAH که برحسب Back Azimuth مرتب و، نشان داده شده است. فاز تبدیلی ناشی از ناپیوستگی موهو (Moho Ps) و سنگ بستر (B) با پیکان سرخ‌رنگ نشان داده شده است. در سمت راست مقدار فاصله رومرکزی هر حادثه با دوایر توخالی مشکی‌رنگ و زاویه Back Azimuth با مربع‌های توپر سرخ نمایش داده شده است.

زمان‌های رسید نظری و مشاهده‌ای بازتاب‌های چندگانه تقریباً یکسان بود.

برای برآورد هم‌زمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) استفاده شد. دامنه‌های توابع گیرنده در زمان رسیدهای پیش‌بینی شده فاز تبدیلی Ps و بازتاب‌های چندگانه ($PpPs$, $PpSs+$) به ترتیب با وزن‌های ۰/۲۵، ۰/۲۵ و ۰/۵ در حوزه ($H, Vp/Vs$) با در نظر گرفتن مقدار متوسط km/s $Vp=6/3$ در پوسته، در بازه عمق ۱۰ کیلومتر تا ۶۰ کیلومتر و مقدار Vp/Vs در بازه ۱/۶ تا ۲/۰ برانبارش ($Stacking$) شدند. نتایج به دست آمده روش برآورد هم‌زمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs ، برای مقادیر متوسط عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته برای ایستگاه‌های شبکه بیرجند در شکل ۸ تا ۱۰ نمایش داده شده است. مقیاس دامنه‌ها در پایین شکل رسم شده است. بهینه مقدار متوسط عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته با یک دایره توپ‌سرخ‌رنگ نمایش داده شده است. جدول ۱ نتایج نهایی عمق موهو و نسبت Vp/Vs را نشان می‌دهد که خطاهای برآورد شده برای مقادیر متوسط عمق موهو و نسبت Vp/Vs در هر ایستگاه برابر خطای روش به کاررفته است.

۵ بحث

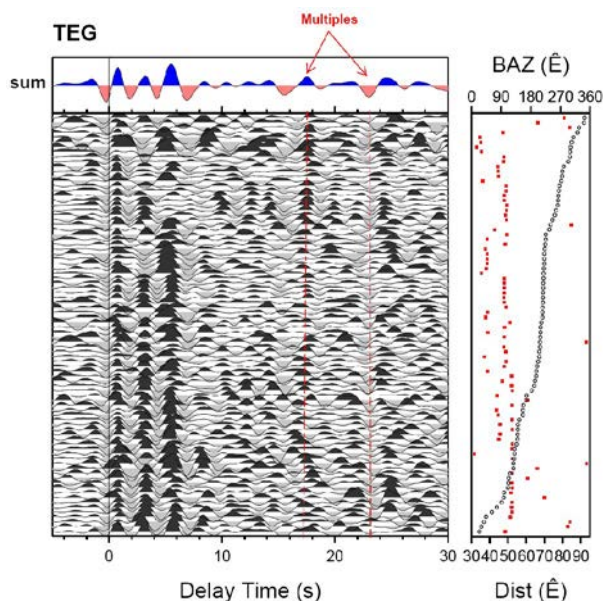
به کمک روش تابع گیرنده P ، فاز تبدیلی پایدار و واضحی ناشی از ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه‌های (TEG, KOO, DAH) مشاهده شد. تغییرات زمان رسید فاز تبدیلی بین ۴/۷ ثانیه تا ۵/۴ ثانیه بود. متوسط ضخامت پوسته در منطقه بیرجند به کمک تبدیل زمان رسید فاز تبدیلی از موهو به عمق با استفاده از مدل مرجع سرعتی IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱)، ۴۳ کیلومتر برآورد شد. در بخش شرقی بلوک لوت، به‌ویژه در مرز تماس با پهنه‌های فلیش‌های شرق ایران، گسلش، راندگی و خرد

در این تحقیق به کمک تحلیل تابع گیرنده P ، ضخامت پوسته و نسبت Vp/Vs را از دو روش محاسبه کرده‌ایم. ابتدا با استفاده از تأخیر زمانی بین موج مستقیم P فرودی به زیر ایستگاه و امواج تبدیل یافته Ps از ناپیوستگی موهو و با بهره‌گیری از مدل سرعتی IASP91 ($Vp/Vs = 1/73$ و $Vp=6/3 km/s$)، عمق موهو در زیر هر یک از ایستگاه‌ها به دست آمد. نتایج در جدول ۱ آورده شده است. عدم قطعیت به مدل سرعتی (مقدار سرعت موج طولی و نسبت Vp/Vs) بستگی دارد که با توجه به مدل مرجع مورد استفاده در این پژوهش (IASP91) و با استفاده از روش تابع گیرنده، خطا محاسبه عمق موهو ± 2 کیلومتر است.

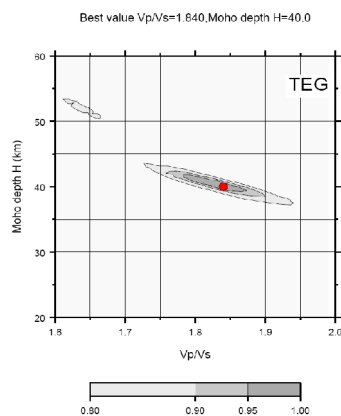
برای مشاهده بهتر بازتاب‌های چندگانه توابع گیرنده برحسب فاصله رومرکزی مرتب شده و قبل از عمل برانبارش تصحیح دینامیکی برحسب کندی مرجع $6/4 s^\circ$ با استفاده از مدل مرجع جهانی IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) برای بازتاب‌های چندگانه صورت گرفت. در شکل ۷ توابع گیرنده مربوط به ایستگاه تجگک در پنجره زمانی ۵ تا ۳۰ ثانیه نمایش داده شده است که برحسب افزایش فاصله رومرکزی مرتب شده‌اند. بازتاب‌های چندگانه پوسته ($Multiples$) و فاز تبدیلی P به S ناشی از ناپیوستگی موهو ($Moho Ps$) با پیکان سرخ‌رنگ نشان داده شده است. در پنجره بالایی شکل ۷ (Sum) در مقایسه با شکل ۶-الف واضح است که با اعمال این تصحیح دینامیکی روی توابع گیرنده، دامنه بازتاب‌های چندگانه افزایش یافته و به خط‌شدگی آنها نیز مشهودتر است. درحالی‌که به خط‌شدگی تبدیلات مستقیم Ps ، تضعیف شده است. زمان‌های رسید بازتاب‌های چندگانه، $PpPs$ حدود ۱۶ ثانیه تا ۱۸ ثانیه و برای $PpPs + PsPs$ حدود ۲۱ ثانیه تا ۲۴ ثانیه است. لازم به ذکر است که زمان‌های رسید بازتاب‌های چندگانه نظری نیز با استفاده از روابط هندسه مسیر و مدل مرجع IASP91 بررسی شد و

صورت گرفته، توافق خوبی دارد. آنها در تحقیقات خود، ضخامت پوسته را در منطقه بیرجند در زیر ایستگاه BR که در بین ایستگاه‌های کوتاه‌دوره شبکه بیرجند واقع شده است (موقعیت آن در شکل ۲ با دایره زرد رنگ نشان داده شده)، ۴۲ کیلومتر برآورد کرده‌اند. به زیراندگی پوسته اقیانوسی بخش غربی (بلوک لوت) به زیر بخش شرقی (بلوک افغان) (کمپ و همکاران، ۱۹۸۲) در شرق ایران در منطقه بخیه‌ای سیستان (واکر و همکاران، ۲۰۰۴؛ تیرو و همکاران، ۱۹۸۳) حاکی از کاهش ضخامت پوسته از غربی‌ترین قسمت ایران مرکزی به سمت غرب در منطقه شرق ایران است (آقائباتی، ۱۳۸۳) که با نتایج به‌دست آمده که حاکی از کاهش ضخامت پوسته از غرب به سمت شرق است هم‌خوانی دارد.

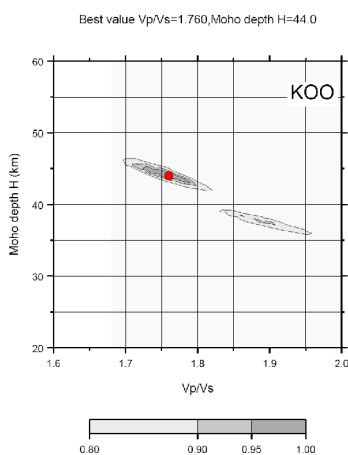
شدگی قابل توجهی وجود دارد (آقائباتی، ۱۳۸۳). ایستگاه DAH نیز که در مجاورت گسل نهبندان است، در این منطقه واقع است و می‌توان دامنه منفی روی زمان صفر را با وجود یک لایه کم‌سرعت در نزدیکی سطح زمین که ناشی از خردشدگی زون گسلی است، مرتبط دانست. نتایج حاصل از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) نیز تأیید می‌کند که بیشترین عمق در زیر ایستگاه KOO و کمترین عمق در زیر ایستگاه TEG محاسبه شده است. نسبت Vp/Vs به طور متوسط برای منطقه ۱/۷۹ به دست آمد. همچنین نتایج با تحقیقات اخیر مقصودی و همکاران (۱۳۸۹) برای بررسی ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال شرق و شرق ایران با استفاده از وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی



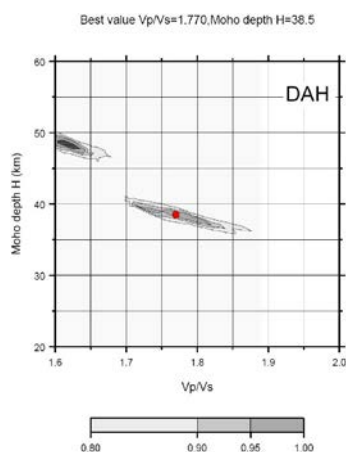
شکل ۷. توابع گیرنده برانبارش شده در ایستگاه TEG که برحسب فاصله رومرکزی مرتب شده‌اند، نشان داده شده است. تصحیح برون‌راند روی بازتاب‌های چندگانه اعمال شده است. دامنه بازتاب‌های پوسته‌ای (PpPs, PpSs+ PsPs) افزایش یافته و به خط شده‌اند درحالی‌که به‌خاطر شدگی تبدیلات مستقیم Ps، تضعیف شده است.



شکل ۸. نتایج روش Z&K برای ایستگاه TEG. مقادیر به دست آمده برای عمق موهو و نسبت Vp/Vs برای ایستگاه TEG به ترتیب 40 ± 0.5 و $Vp/Vs = 1.84 \pm 0.05$ است.



شکل ۹. نتایج روش Z&K برای ایستگاه KOO. مقادیر به دست آمده برای عمق موهو و نسبت Vp/Vs برای ایستگاه KOO به ترتیب 44 ± 0.3 و $Vp/Vs = 1.76 \pm 0.03$ است.



شکل ۱۰. نتایج روش Z&K برای ایستگاه DAH. مقادیر به دست آمده برای عمق موهو و نسبت Vp/Vs برای ایستگاه DAH به ترتیب 38.5 ± 1.3 و $Vp/Vs = 1.77 \pm 0.05$ است.

وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی، عرضه شده در ۱۴ کنفرانس ژئوفیزیک ایران، دانشگاه تهران.

Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body wave data: *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **71**, 715-730.

Bassin, C., Laske, G., and Masters, G., 2000, The current limits of resolution for surface wave tomography in North America: *EOS Trans. Am. Geophys. U.*, **81**, F897.

Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonic map of Iran, scale 1: 2500000, *Geol. Surv. Iran, Rep.*, **39**.

Berberian, M., 1983, Continental deformation in the Iranian plateau: *Geol. Surv. Iran, Rep.*, **52**.

Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Khatib, M. M., Priestley, K., Talebian, M., and Ghafuri-Ashtiani, M., 1999, The 1997 May 10 Zirkuh (Qaenat) earthquake (Mw 7.2): faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran, *Geophys. J. Int.*, **136**, 671-694.

Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M. M., and Priestley, K., 2000, The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone: *Geophys. J. Int.*, **142**, 283-299.

Camp, V. E., and Griffis, R. J., 1982, Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran: *Lithos.*, **15**, 221-239.

Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran: *N. Jb. Geol. Palaont Abh.*, **168**, 215-229.

Kennett, B. L. N., and Engdahl, E. R., 1991, Travel times for global earthquake location and phase identification: *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.

Laske, G., 2004, Map of the crustal thickness for Eurasia with $1^\circ \times 1^\circ$ resolution: <http://mahi.uscd.edu/Gabi/rem.html>.

Li, X., Bock, G., Vafidis, A., Kind, R., Harjes, H. P., Hanka, W., Wylegalla, K., Meijde, M., and Yuan, X., 2003, Receiver function study of Hellenic subduction zone: Imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere: *Geophys. J. Int.*, **155**, 733-748.

Mooney, W. D., Laske, G., and Masters, G., 1998, A Global crustal model at 5×5 degree: *J. Geophys. Res.*, **103**, 727-747.

۶ نتیجه‌گیری

به کمک تحلیل توابع گیرنده P و با استفاده از داده‌های دورلر ثبت شده در ۳ ایستگاه لرزه‌نگاری کوتاه‌دوره سه مولفه‌ای بیرجند (TEG, KOO, DAH)، ساختار پوسته منطقه شرق ایران مورد بررسی قرار گرفت. متوسط ضخامت پوسته با استفاده از تاخیر زمانی فاز تبدیل یافته Ps نسبت به موج P مستقیم ۴۳ کیلومتر محاسبه شده که بین ۳۸ کیلومتر در زیر ایستگاه DAH تا ۴۵ کیلومتر در زیر بقیه ایستگاه‌ها، تغییر کرده است. با اعمال روش برآورد هم‌زمان عمق و نسبت Vp/Vs در منطقه بیرجند کمترین عمق در زیر ایستگاه DAH، $1/3 \pm 38/5$ کیلومتر و بیشترین عمق در زیر ایستگاه KOO، $1/3 \pm 44$ کیلومتر به دست آمد. نسبت Vp/Vs به طور متوسط برای منطقه $1/79$ به دست آمده و حدود تغییرات Vp/Vs بین $1/76 \pm 0/03$ تا $1/84 \pm 0/05$ است.

تشکر و قدردانی

بر خود لازم می‌دانیم که از شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که در تهیه داده‌های مورد نیاز ما را یاری کردند قدردانی به عمل آوریم. همچنین از سرکار خانم دکتر فروغ صدودی، پژوهشگر و عضو هیئت علمی مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین هلمهولتز پتسدام، آلمان به خاطر کمک‌های فراوانشان در تهیه برنامه‌های مورد نیاز به منظور پردازش داده‌ها، کمال سپاسگزاری را داریم.

منابع

آقائباتی، س. ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
مقصودی، س.، کاویانی، ا. و تاتار، م.، ۱۳۸۹، بررسی ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال شرق ایران با استفاده از

- Walker, R., Jackson, J., and Baker, C., 2004, Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran: *Geophys. J. Int.*, **157**, 265-282.
- Vinnik, L. P., 1977, Detection of waves converted from P to Sv in the mantle: *Phys. Earth planet. Intre.*, **15**, 39-45.
- Yuan, X., 1999, Telesismic receiver function study and its application in Tibet and the central Andes: Ph.D. thesis, Seismology, FU Berlin.
- Yuan, X., Sobolev, S. V., and Kind, R., 2002, Moho topography in the central Andes and its geodynamic implication: *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **199**, 389-402. doi: 10.1016/S0012-821X(02)00589-7.
- Zhu, L., and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from telesismic receiver functions: *J. Geophys. Res.*, **105**, 2969-2980.
- Zhu, L., 2000, Crustal structure across the San Andreas fault, southern California from teleseismic converted waves: *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **179**, 183-190.
- Seber, D., Vallve, M., Sandvol, E., and Steer, D., 1997, Middle East Tectonics: Applications of Geographic Information Systems (GIS), *GSA Today*, **7**, (2), 1-6.
- Shoja-Taheri, J., and Niazi, M., 1981, Seismicity of the Iranian plateau and boarding regions: *Seis. Soc. Am. Bull.*, **71**, 477-489.
- Sodoudi, F., Kind, R., Priestly, W., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Harjes, H. P., and Bohnhoff, M., 2006, Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions: *J. Geophys. Res.*, **111**, 12307-12330.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B., and Sadidkhoy, A., 2009, Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies: *Geophys. J. Int.*, **177**, (2), 733-742.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., and Camp, V. E., 1983, The Sistan suture zone of eastern Iran: *Geo. Soc. Am. Bull.*, **94**, 134-150.
- Walker, R., and Jackson, J., 2002, Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system, *J. Struct. Geol.*, **24**, 1677-1698.