مجلهٔ فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۸، شماره ۳، ۱۳۹۱، صفحهٔ ۱- ۱۳

تغییرات عمق موهو در زیر زاگرس مرکزی (منطقه شیراز) با استفاده از امواج تبدیل‌یافته Ps

نرگس افسری[۱*]، فتانه تقی‌زاده فرهمند[۲]، محمدرضا قیطانچی[۳] و اعظم سلیمانی[۴]

[۱] استادیار، گروه مهندسی عمران، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نوشهر، ایران
[۲] استادیار، گروه فیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد قم، ایران
[۳] استاد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
[۴] کارشناس ارشد زلزله‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، ایران

(دریافت: ۸۹/۲/۲۹، پذیرش نهایی: ۹۱/۴/۱۳)

چکیده

تابع‌های گیرنده امروزه به‌نحو گسترده برای به تصویر درآوردن ناپیوستگی‌های لرزه‌ای در پوسته و گوشته بالایی مورد استفاده قرار می‌گیرند. در این مقاله برای استخراج تغییرات عمق موهو و نسبت Vp/Vs پوسته در زیر شبکه لرزه‌نگاری شیراز که در زاگرس مرکزی قرار دارد، از روش تابع گیرنده دورلرز P استفاده کرده‌ایم. به‌همین‌منظور از داده‌های زمین‌لرزه‌هایی که در پنج ایستگاه لرزه‌ای کوتاه‌دوره سه‌مولفه‌ای در فاصله رومرکز $30^\circ < \Delta < 95^\circ$ از مرکز شبکه و بزرگای $M_b \geq 5/5$ که از اواخر سال۲۰۰۲ تا ۲۰۰۹ ثبت شده، استفاده شده است. در این تحقیق به کمک تحلیل تابع گیرنده P و با استفاده از تأخیر زمانی فاز تبدیلی Ps از موهو نسبت به رسید مستقیم P، متوسط عمق موهو برای منطقه برآورد شد. سپس با استفاده از روش برآورد هم‌زمان عمق و نسبت Vp/Vs پوسته و به کمک بازتاب‌های چندگانه پوسته (PpPs ,PpSs + PsPs) مقدار متوسط ضخامت و نسبت Vp/Vs پوسته محاسبه شد. عمق موهو برای منطقه شیراز به‌طور متوسط ۴۹/۵ کیلومتر به‌دست آمد. کمترین ضخامت پوسته را ۴۶/۰ کیلومتر در زیر ایستگاه MOK و بیشترین ضخامت پوسته را ۵۶/۵ کیلومتر در زیر ایستگاه PAR به‌دست آوردیم. نسبت Vp/Vs به‌طور متوسط برای منطقه ۱/۷۳ به‌دست آمد و حدود تغییرات Vp/Vs بین ۱/۷۰ تا ۱/۷۴ است. نتایج به‌دست آمده در این تحقیق با نتایج مطالعات قبلی در این منطقه همخوانی قابل قبولی داشته است.

واژه‌های کلیدی: ناپیوستگی موهو، تابع‌های گیرنده، دورلرز، امواج تبدیل‌یافته Ps، زاگرس

Moho depth variations in the Central Zagros (Shiraz region) using Ps converted phases

Afsari, N.[1], Taghizadeh-Farahmand, F.[2], Gheitanchi, M. R.[3] and Solaimani, A.[4]

[1]*Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Noshahr Branch, Islamic Azad University, Noshahr, Iran*
[2]*Assistant Professor, Department of Physics, Qom Branch, Islamic Azad University, Qom, Iran*
[3]*Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*
[4]*M.Sc. in Seismology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran*

(Received: 19 May 2010, Accepted: 03 Jul 2012)

Abstract

Study crust and upper mantle structure below the surface of Earth is one of the important objectives of geophysics. Teleseismic body waveforms have been used to infer crust and upper mantel structure. The Iranian plateau is part of the Alpine-Himalayan orogenic belt.

*نگارنده رابط: تلفن: ۰۲۱-۸۸۲۶۳۹۳۹ دورنگار: ۰۱۹۱-۳۲۷۴۵۱۴ E-mail: ng_afsari@yahoo.com

The Zagros mountain belt in southwestern Iran has resulted from the collision of Arabian Plate with the continental crust of Central Iran after the closure of the Neotethys Ocean. The region referred as central Zagros of Iran in this study includes the area located between 50.9°-54° longitude and 28.1°-30.8° latitude. In this study we use teleseismic receiver function method to determine the Moho depth variations and Vp/Vs ratio beneath Shiraz Telemetry Seismic Network, located in the central Zagros using teleseismic data ($30° < \Delta < 95°$, $M_b \geq 5.5$) which have been recorded in five 3C stations short period from 2002-2009. Teleseismic events with relatively high signal-to-noise ratio (>4) have been carefully selected at each station. We considered a time window of 110s, starting 10 s before the P-onset arrival time. Firstly, to broaden the response of short-period instruments into a more useful teleseismic frequency band, the instrument response is denconvolved from the original records.

ZNE components are then rotated into the local LQT ray-based coordinate system (using theoretical back azimuth and incidence angle), in which L shows the direction of P wave incident to the surface; Q is perpendicular to L and T is perpendicular to both L and Q forming the third axis of the right-hand LQT system. To isolate the P-to-S conversions on the Q component, the L component is deconvolved from the Q component. A band-pass filter of 2-10s is applied to the P receiver functions (PRFs). They are stacked after move out correction for reference slowness of 6.4 s/°. P-RFs are sorted by increasing back azimuth. A notable feature, which can be observed underneath all stations, is the presence of a significant sedimentary layer at about 0.2-1.2s delay time. The middle crustal layer at about 2.3-4.0s delay time can be also seen beneath all stations. The most coherent conversion is however the conversion at the Moho boundary arriving between 5.6-6.6 s delay time.

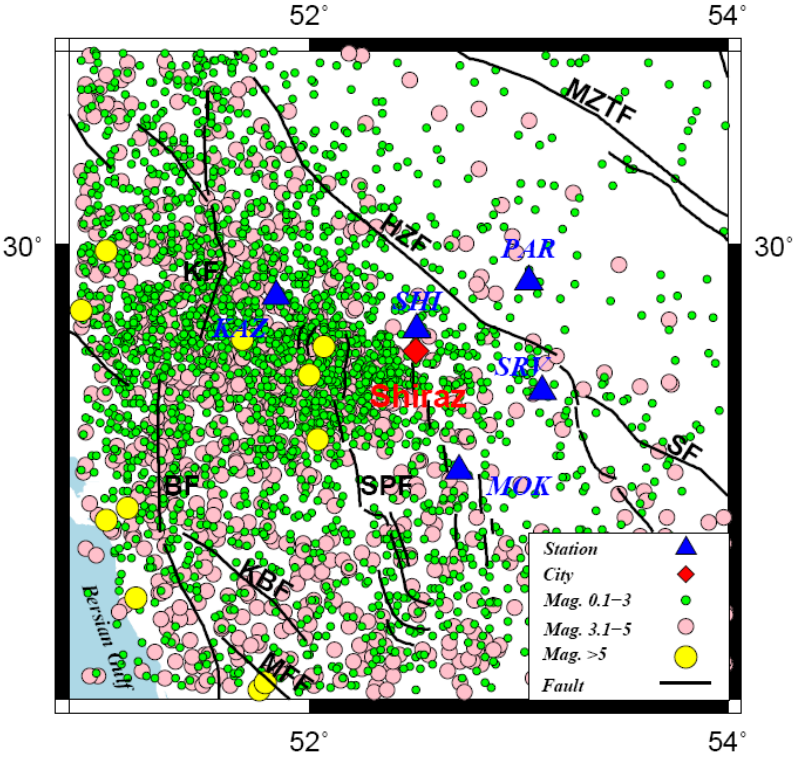
This conversion can be clearly followed in the individual traces as well as in the stacked traces. The minimum arrival time of the Moho converted phase (5.6s) is observed beneath the station MOK located in the northeastern part of the area. Even though, the largest arrival time (6.6 s) is seen beneath the station PAR located in the northwestern part of the region. Moho depths are obtained by using an average crustal P wave velocity of 6.3 km/s and a Vp/Vs ratio of 1.73. This keeps our depth values independent from possible errors of preliminary shear wave velocity models. However, we estimate the deviation to this model to be less than 5%. Therefore, this procedure results in a ±2 km error in the Moho depth determination. For station KAZ, we couldn't obtain P-RF because of low signal-to-noise ratio. We have used the arrival times of crustal multiples for determination of crustal thickness (H) and Vp/Vs ratio. This was done using Zhu and Kanamori method, which performs a grid search through the H and Vp/Vs space and searches for the largest amplitudes at the predicted times of direct conversions and multiples. We used weight factors of 0.5, 0.25, 0.25 for the Moho conversion and multiples, respectively.

The average Moho depth is 49.5 km and varies between 46.0 km and 56.5km. We observed that Moho depth decrease from north to south. The thinnest crust was found beneath MOK station whereas the deepest crust was observed beneath PAR station. The Shiraz region crust has an average Vp/Vs ratio of 1.73, with higher ratio of 1.74 in MOK station and lower ratio of 1.70 in SHI station. 2D migrated PRF section depth-distance obtained from a profile perpendicular to the strike of Zagros (NE-SW), shows the Moho boundary varies from ۴5 km to more than 50 km.

Key words: Moho discontinuity, Teleseismic receiver functions, Ps converted waves, Zagros

۱ مقدمه

سرزمین ایران به‌دلیل موقعیت ویژه آن در کمربند کوه‌زایی آلپ-هیمالیا از وسیع ترین مناطق زلزله‌خیز جهان است که به دفعات متحمل زمین‌لرزه‌های مخرب شده است. منطقه مورد بررسی (شیراز) نیز در زاگرس مرکزی و در °۵۰/۹ تا °۵۴ طول شرقی و °۲۸/۱ تا °۳۰/۸ عرض شمالی قرار دارد. نوار چین خورده راندگی زاگرس بخشی از کمربند کوه‌زایی آلپ هیمالیا و یکی از جوان‌ترین و فعال‌ترین پهنه‌های برخورد قاره - قاره در روی زمین است (اشنایدر و برزنجی، ۱۹۸۶) که حدود ۱۵۰۰ کیلومتر ازکوه‌های تاروس در جنوب شرق ترکیه تا گسل میناب در شرق جزیره هرمز در جنوب ایران امتداد دارد و نتیجه برخورد صفحه قاره‌ای عربستان در جنوب غرب با خُرد قاره ایران مرکزی درشمال شرق است (علوی، ۱۹۹۴؛ بربریان، ۱۹۹۵). الگوی ساختاری زاگرس در همه‌جا یکسان نیست. بررسی‌های ساختاری نشانگر آن است که شمال خاور به جنوب باختر پوشش رسوبی روی پی‌سنگ در برابر تنش‌های فشاری واکنش‌های متفاوتی داشته‌اند. به‌گونه‌ای که از نظر ساختاری می‌توان دو زیرپهنه راندگی‌ها و زیرپهنه چین‌خورده را در زاگرس شناسایی کرد. زیرپهنه راندگی‌ها با پهنای ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر، به‌صورت نواری کم‌پهنا است که بلندترین قسمت کوه‌های‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد و از همین‌رو گاهی به آن زاگرس مرتفع (High Zagros) گفته می‌شود. مرز شمال خاوری این زیرپهنه به راندگی اصلی زاگرس (Main Zagros Thrust Fault) و مرزجنوب باختری با یک راندگی مهم (High Zagros Fault) بسته می‌شود. یکی از ویژگی‌های زاگرس مرتفع، راندگی‌های فراوان است. شیب راندگی‌ها به‌سمت شمال خاوری است. گسل‌های موجود در این زیرپهنه بیشتر روراندگی وگاه نرمال هستند. ریخت‌شناسی برجسته و همچنین افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای در زاگرس مرتفع پیامد عملکرد راندگی‌ها است (آقانباتی، ۱۳۸۳). از نظر نوزمین ساختی، زاگرس چین‌خورده در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران در شمال خاوری- جنوب باختری فشرده می‌شود. به‌همین دلیل در حال حاضر زاگرس تحت‌تاثیر دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین شناختی با روند NNE- SSW، فرجام همگرایی و برخورد قاره‌ای قرار دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳). زاگرس از نظر لرزه‌خیزی فعال و لرزه‌خیزترین منطقه در ایران است. اکثر زمین‌لرزه‌های زاگرس در گسل‌های راندگی با شیب زیاد روی می‌دهند. امتداد این گسل‌ها با امتداد محور چین‌های منطقه موازی ودر جهت SE تا ESE است (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). گسل اصلی معکوس زاگرس، مرز شمالی لرزه‌خیزی در زاگرس را مشخص می‌کند. این گسل در واقع زون بخیه‌ای بین دو صفحه برخوردی عربستان و ایران مرکزی است، که با روند NWSE (N ۱۳۰°E) از غرب (ناحیه ی مریوان) تا شمال بندرعباس ادامه می‌یابد و از این مکان به سمت جنوب دارای روند NWSE (N ۱۷۰°E) می‌شود. اکثر زمین‌لرزهای زاگرس در عمق ۱۲-۸ کیلومتر و در قسمت بالایی پی‌سنگ دگرگونی روی می‌دهند (مکنزی، ۱۹۷۲؛ جکسون، ۱۹۸۰؛ جکسون و فیچ، ۱۹۸۱؛ کادینسکی کد و برزنجی، ۱۹۸۲؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ نی و برزنجی، ۱۹۸۶) همچنین مدل‌سازی امواج حجمی زمین‌لرزه‌های بزرگ در زاگرس، عمق این زمین‌لرزه‌ها را حدود ۲۰-۱۰ کیلومتر نشان می‌دهد (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). شکل ۱ لرزه‌خیزی منطقه شیراز را نمایش می‌دهد. از زمین‌لرزه مهم منطقه می‌توان به زمین‌لرزه دهم اسفندماه ۱۳۷۲ هجری شمسی (اول مارس ۱۹۹۴) با بزرگای Ms = ۶/۱ در منطقه دشت موک استان فارس، و زمین‌لرزه ۱۷ اردیبهشت ماه ۱۳۷۸ (۶ مه ۱۹۹۹) با بزرگای Mw = ۶/۲ منطقه کهمره استان فارس اشاره کرد.



شکل ۱. لرزه‌خیزی زاگرس مرکزی (منطقه مورد بررسی) از ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۰، با استفاده از داده‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری شیراز وابسته به موسسه ژئوفیزیک نشان داده شده است.

با توجه به لرزه‌خیزی بالای منطقه، بررسی جزئیات ساختار پوسته منطقه که ما را در تعیین عمق زون لرزه‌زا، سازوکار زمین‌لرزه‌ها، روابط کاهندگی ومانند آن یاری می‌دهد، ضروری به‌نظر می‌رسد. شناخت جزئیات ساختار پوسته و گوشته بالایی یکی از اهداف مهم تحقیقات ژئوفیزیکی است. عمق موهو و نسبت Vp/ Vs نیز از پارامترهای مهم برای مشخص کردن ساختار پوسته هستند که با زمین‌شناسی و زمین‌ساخت هر منطقه نیز در ارتباط هستند. از روش‌های معمول برای به‌دست آوردن جزئیات ساختار پوسته وسنگ کره روش‌های بازتابی لرزه‌ای و شکست مرزی هستند. روش تحلیل تابع گیرنده یکی از روش‌های مفید و دقیق برای تعیین جزئیات ساختار پوسته وگوشته بالایی زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری است که نسبت به روش‌های دیگر مزیت هایی دارد که از جمله آنها، کم بودن فاصله جانبی (تقریباً ۱۰km) بین نقطه تبدیل موج P به S در ناپیوستگی‌های زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری است (زو و کاناموری، ۲۰۰۰). لذا این روش برخلاف روش‌های قبلی بیشتر به جزئیات ساختار عمودی سرعت حساس است تا به تغییرات جانبی آن و دیگر این که امواج دورلرز دارای عمق نفوذ زیادی است. همچنین این روش از نظر هزینه نیز گران نیست.

دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) با استفاده از داده‌های گرانی ضخامت پوسته را در زیر راندگی اصلی زاگرس ۵۵ کیلومتر به‌دست آوردند. اشنایدر و برزنجی (۱۹۸۶) از روشی مشابه دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) استفاده کرده و دریافتند که عمق موهو از ۴۰ کیلومتر در زیر خلیج فارس به ۶۵ کیلومتر در زیر تراست اصلی زاگرس افزایش می‌یابد. لاسکی (۲۰۰۴) در مطالعات روی پوسته اوراسیا ضخامت پوسته در منطقه زاگرس مرکزی را بین ۴۵ تا ۵۱ کیلومتر برآورد کرده است. ما در این مقاله با توجه به داشتن توزیع

مناسب ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و داده کافی، برای بهبود دانش خود از ساختار پوسته وعمق موهو در منطقه شیراز واقع در زاگرس مرکزی از روش تحلیل تابع گیرنده P که روش دقیقی برای محاسبه عمق موهو و نسبت Vp/Vs است، استفاده کرده‌ایم.

۲ روش تابع گیرنده P

شکل موج امواج حجمی دورلرز ثبت شده در ایستگاه‌های های لرزه نگاری سه‌مولفه‌ای (E-W، N-S و Z) شامل اطلاعات مفیدی در مورد چشمه زمین‌لرزه (تابع زمانی چشمه و ساختار نزدیک آن) مسیر انتشار در گوشته و ناحیه گیرنده هستند که می‌توان از آنها برای استخراج ساختار پوسته زیر یک ایستگاه لرزه نگاری استفاده کرد. تابع گیرنده در واقع پاسخ ساختار زیرسطحی گیرنده به امواج حجمی دورلرز است. با جدا کردن انرژی فازهای تبدیل‌یافته Ps از موج P مستقیم لرزه نگاشت ثبت شده در ایستگاه قادر به استخراج ناپیوستگی‌هایی زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری که در آنجا تبدیلات P به S صورت گرفته است، خواهیم بود. برای به‌دست آوردن تابع گیرنده P پردازش‌های زیر را عملی می‌سازیم که در زیر به‌اختصار شرح داده می‌شود (برای توضیح بیشتر به صدودی و همکاران (۲۰۰۶b)، تقی‌زاده فرهمند و همکاران (۱۳۸۸)، افسری و همکاران (۱۳۸۸) مراجعه شود).

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

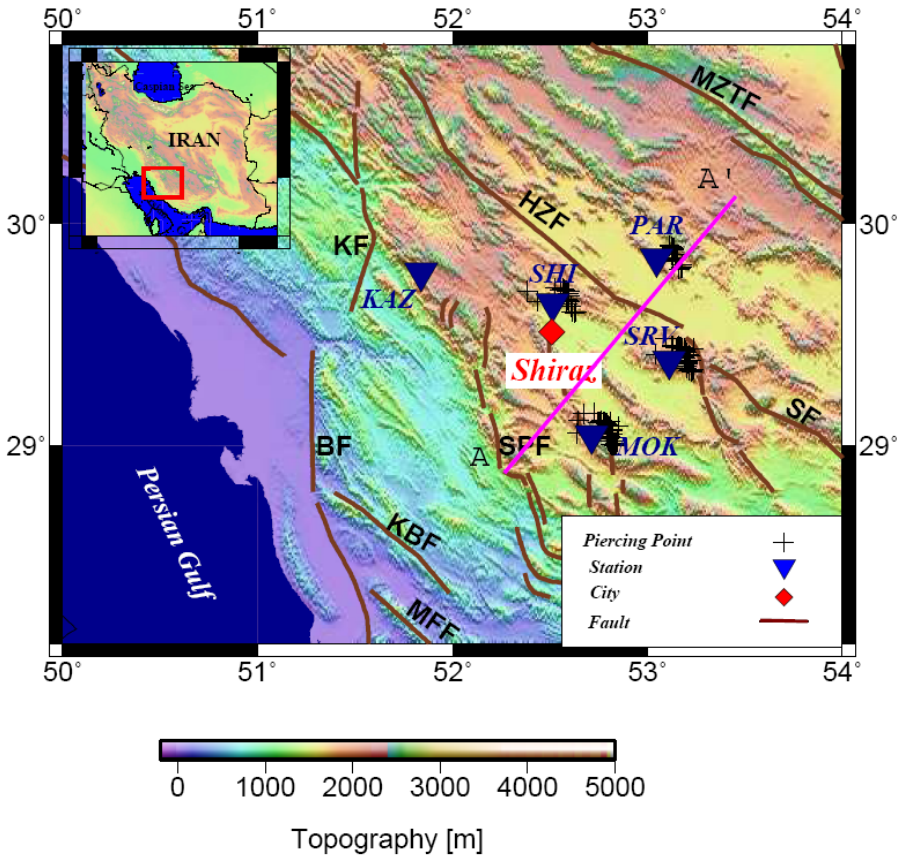
۲) الف- چرخش از دستگاه مختصات ZNE به ZRT تحت زاویه Back Azimuth.

ب- چرخش دستگاه مختصات ZRT به LQT تحت زاویه تابش موج P فرودی به زیر ایستگاه (وینیک، ۱۹۷۷).

۳) واهمامیختگی، با این کار اثرات ناحیه چشمه و مسیر انتشار گوشته حذف می‌شود. به مولفه Q و T واهمامیخت شده، به‌ترتیب تابع‌های گیرنده شعاعی و مماسی گویند که شامل فازهای تبدیل‌یافته Ps و بازتاب‌هایی چندگانه از هر ناپیوستگی سرعتی و بازتاب‌های بین سطح زمین و این ناپیوستگی‌ها هستند. برای محاسبه دقیق‌تر ضخامت پوسته و نسبت Vp/Vs در پوسته می‌توان از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) استفاده کرد. در این روش دامنه‌های تابع‌های 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) می‌کنند. به‌ازای h و Vp/Vs که دامنه برانبارش شده به مقدار بیشینه برسد، مقدار بهینه ضخامت پوسته و نسبت Vp/Vs به‌دست خواهد آمد. نبود بازتاب‌های چندگانه واضح روی برانبارش تابع‌های گیرنده موجب محاسبه غیرواقعی عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته خواهد شد.

۳ داده‌ها

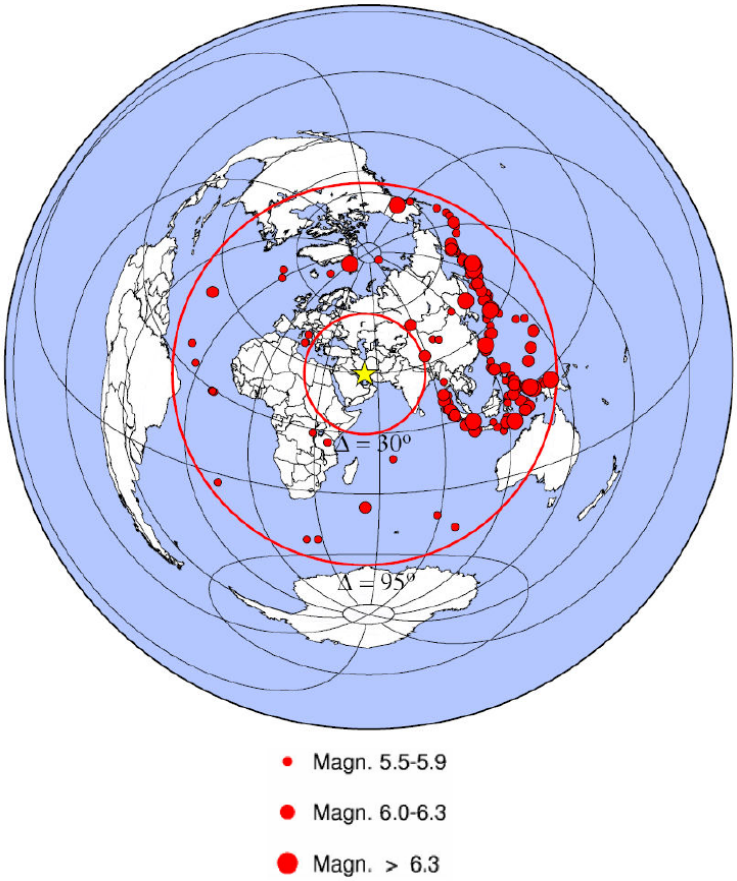
در این تحقیق از ثبت‌های مربوط به ۲۴۰ حادثه دورلرز که در پنج ایستگاه لرزه‌نگاری کوتاه‌دوره، سه‌مولفه‌ای و رقومی (شیراز، سروستان، موک، پارس و کازرون) از ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۹ درشبکه شیراز ثبت شده‌اند، استفاده کرده‌ایم. شکل ۲ نقشه توپوگرافی و توزیع ایستگاه‌های لرزه‌نگاری منطقه مورد بررسی را که مختصات آنها در جدول ۱ تنظیم شده است، نشان می‌دهد. این دستگاه‌ها مجهز به لرزه‌نگار SS-1 ساخت شرکت کنیمتریکس (Kinemetrics) با بسامد طبیعی ۱ هرتز، آنتن VHF، فرستنده Tx مبدل ۲۴ بیتی هستند و داده‌های لرزه‌ای با سرعت ۵۰ نمونه در ثانیه ثبت می‌شوند. شکل ۳ توزیع رومرکز زلزله‌های دورلرز مورد استفاده در این تحقیق را نشان می‌دهد.



شکل ۲. موقعیت و توپوگرافی منطقه مورد بررسی و توزیع ایستگاه‌های شبکه شیراز (مثلث وارونه). خطوط سیاه‌رنگ نمایش گسل‌های اصلی در منطقه است.KF: گسل کازرون، MZTF: گسل تراست اصلی زاگرس،HZF:گسل زاگرس مرتفع، SF: گسل سروستان، SPF: گسل سبزپوشان، BF: گسل برازجان، KBF: گسل کاره‌باس، MFF: گسل پیشانی کوهستان (بربریان، ۱۹۹۵).

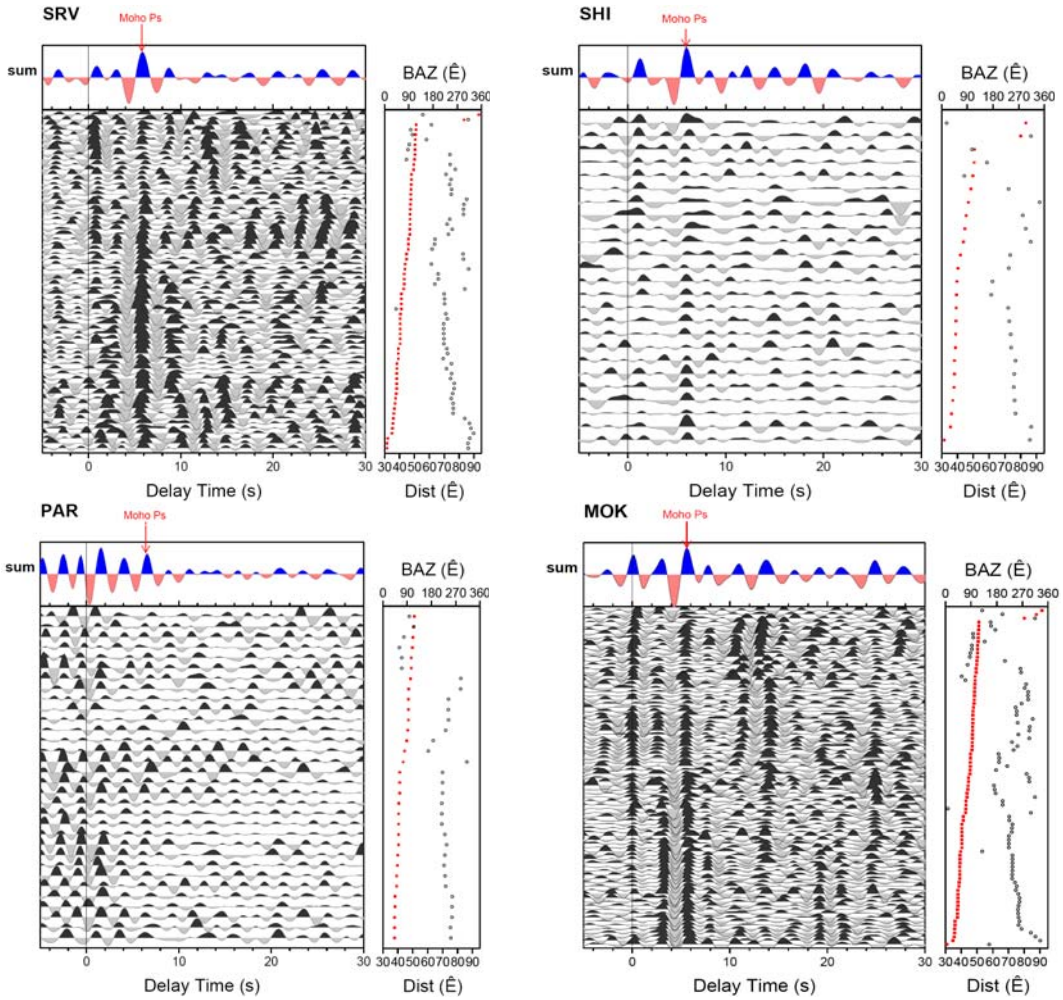
۴ بحث

برای به‌دست آوردن تابع‌های گیرنده بیش از ۲۴۰ حادثه دورلرز که بیشتر در Back Azimuth صفر تا ۱۲۰ درجه (شکل ۳) قرار داشتند ابتدا یک پنجره زمانی به طول ۱۲۰ ثانیه از لرزه نگاشت‌های سرعت را (۲۰ ثانیه قبل و ۱۰۰ ثانیه بعد از شروع موج P) انتخاب کردیم. با توجه به کوتاه‌دوره بودن داده‌ها و پاسخ بسامدی لرزه‌نگارها و حذف نوفه‌های بلنددوره از فیلتر میان‌گذر ۱۰-۰/۳ ثانیه استفاده کردیم. در مرحله بعد چرخش مولفه‌ها از دستگاه مختصات ZNE به LQT را تحت زوایای Back Azimuth و زاویه تابش نظری به انجام رساندیم. بعد از چرخش، مولفه‌ها Q و T با سیگنال P روی مولفه L به ازای water Level، ۰/۰۱ واهمامیخت می‌شوند. بعد از واهمامیخت برای هموار کردن تابع‌های گیرنده به‌دست آمده، فیلتر میان‌گذر ۱۰-۲ ثانیه به کار گرفته شد. به دلیل کوچک بودن دامنه فاز تبدیل‌یافته Ps و همین‌طور بالا بردن نسبت سیگنال به نوفه، بهتر است تابع‌های گیرنده به‌دست آمده از فواصل رومرکزی متفاوت پس از تصحیح دینامیکی برون‌راند (Moveout correction)و با در نظر گرفتن کُندی مرجع ۶/۴ s/° و مدل مرجع جهانی IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱)، برحسب توزیع سمتی (آزیموتی) مرتب و برانبارش شوند. از بین تابع‌های گیرنده به‌دست آمده برای هر ایستگاه، بهترین آنها که فاز تبدیلی Ps واضحی را نشان می‌دهند انتخاب کردیم.

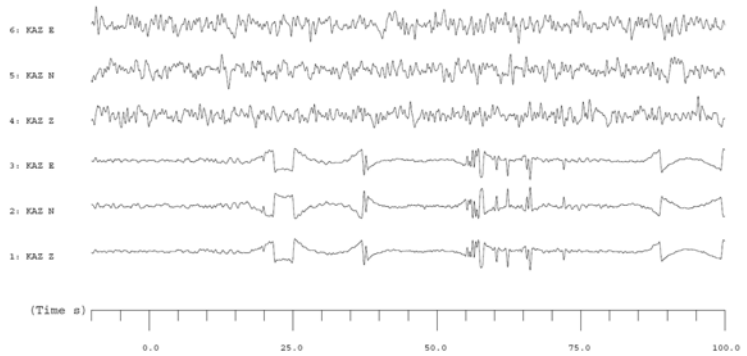


شکل ۳. توزیع رومرکز زمین لرزه های دورلرز استفاده شده برای محاسبه تابع‌های گیرنده P. دایره‌ها نماینده رومرکز زمین لرزه‌های دورلرز و مثلث زردرنگ مرکز شبکه لرزه‌نگاری شیراز است. دو دایره سرخ‌رنگ در فواصل °۳۰ و °۹۵، فواصل رومرکزی را از مرکز شبکه مشخص می‌کنند.

در شکل ۴ بهترین تابع‌های گیرنده به‌دست آمده برای ایستگاه لرزه نگاری MOK، SHI، PAR و SRV را در پنجره زمانی ۵- تا ۳۰ ثانیه که برحسب Back Azimuth مرتب شده‌اند نشان می‌دهند. دامنه‌های با قطبیدگی مثبت (سیاه‌رنگ) نشان‌دهنده افزایش سرعت با عمق و دامنه‌های با قطبیدگی منفی (خاکستری‌رنگ) نشان‌دهنده کاهش سرعت با عمق هستند. شروع موج P نیز بر روی صفر ثابت شده است. در پنجره بالایی هر شکل برانبارش تابع‌های گیرنده نیز نشان داده شده است، دامنه‌های با قطبیدگی مثبت (منفی) به رنگ آبی (سرخ) هستند، نشان‌دهنده افزایش (کاهش) سرعت با عمق هستند. فاز تبدیلی P به S از ناپیوستگی موهو با پیکان سرخ‌رنگ مشخص شده است. مطابق شکل ۴ در برانبارش تابع‌های گیرنده، اولین فاز تبدیلی Ps بعد از رسید مستقیم P (زمان صفر ثانیه) که در حدود ۰/۲ تا ۱/۵ ثانیه دیده می‌شود، ناشی از رسوبات در نزدیک سطح زمین است. همچنین فاز تبدیلی دوم که در بازه زمانی بین ۲/۳ تا ۴/۰ ثانیه در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری شیراز دیده می‌شود، می‌تواند مربوط به یک ناپیوستگی میان پوسته‌ای باشد. فازهای مشاهده شده در تأخیر زمانی بین ۵/۵ ثانیه برای ایستگاه MOK تا ۶/۶ ثانیه برای ایستگاه PAR مربوط به فاز تبدیلی از موهو است که فازی پایدار و پیوسته در همهٔ ایستگاه‌ها است.



شکل ٤. تابع‌های گیرنده در ایستگاه‌های MOK، SHI، PAR و SRV. فاز تبدیلی ناشی از ناپیوستگی موهو با پیکان سرخ‌رنگ نشان داده شده است. تابع‌های گیرنده برحسب Back Azimuth مرتب شده‌اند. پنجره بالایی نشان‌دهنده برانبارش تابع‌های گیرنده است. در قسمت راست هر شکل فاصله رومرکزی وBack Azimuth تابع‌های گیرنده به‌ترتیب با دایره مشکی و مربع سرخ‌رنگی مشخص شده است.



شکل ۵. نگاشت‌های ثبت شده از دو حادثه در ایستگاه KAZ در پنجره زمانی ۲۰- تا ۱۰۰ ثانیه نشان داده شده است. با اِعمال فیلتر مناسب اثر دستگاهی حذف شده است. شروع موج P روی زمان صفر آورده شده است. به‌وضوح دیده می‌شود که این حوادث نمونه نسبت سیگنال به نوفه کوچکی دارند و برای محاسبه تابع گیرنده مناسب نیستند.

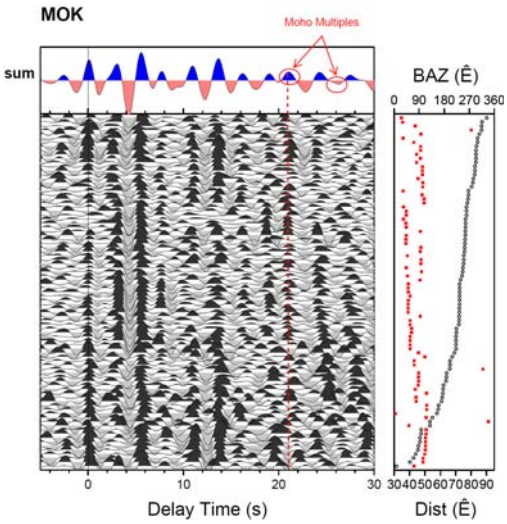
داده‌های ثبت شده در ایستگاه کازرون (KAZ) برای محاسبه تابع گیرنده مناسب نبودند. در شکل ۵ نگاشت‌های دوحادثه از کل حوادث ثبت‌شده در این ایستگاه بعد از حذف اثر دستگاهی نمایش داده شده است.

در این تحقیق به کمک تحلیل تابع گیرنده P، ابتدا با استفاده از تأخیر زمانی بین موج مستقیم P فرودی به زیر ایستگاه و امواج تبدیل‌یافته Ps از ناپیوستگی موهو، و به‌ترتیب مقادیر ۶/۳ km/s و ۱/۷۳ برای متوسط سرعت موج P پوسته‌ای و نسبت Vp/Vs، عمق موهو به‌دست آمد. نتایج در جدول ۱ آورده شده است. میزان خطای تعیین عمق موهو با استفاده از روش تابع گیرنده و براساس مدل مرجع IASP91، ±۲km است. سپس با استفاده از روش برآورد هم زمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته (زو و کاناموری (۲۰۰۰) استفاده شد. در این روش دامنه‌های تابع‌های گیرنده در زمان رسیدهای پیش‌بینی شده فاز تبدیلی Ps و بازتاب‌های چندگانه (PpPs ,PpSs + PsPs) به‌ترتیب با وزن‌های ۰/۲۵، ۰/۲۵ و ۰/۵ در حوزه (h, Vp/Vs) با در نظر گرفتن مقدار متوسط Vp = ۶/۳km/s در پوسته در بازه عمق ۱۰ کیلومتر تا ۶۰ کیلومتر و مقدار Vp/Vs در بازه ۱/۶ تا ۲/۰ برانبارش (Stacking) شدند. این روش برای ایستگاه‌های که بازتاب های واضحی داشتند اجرا شد.

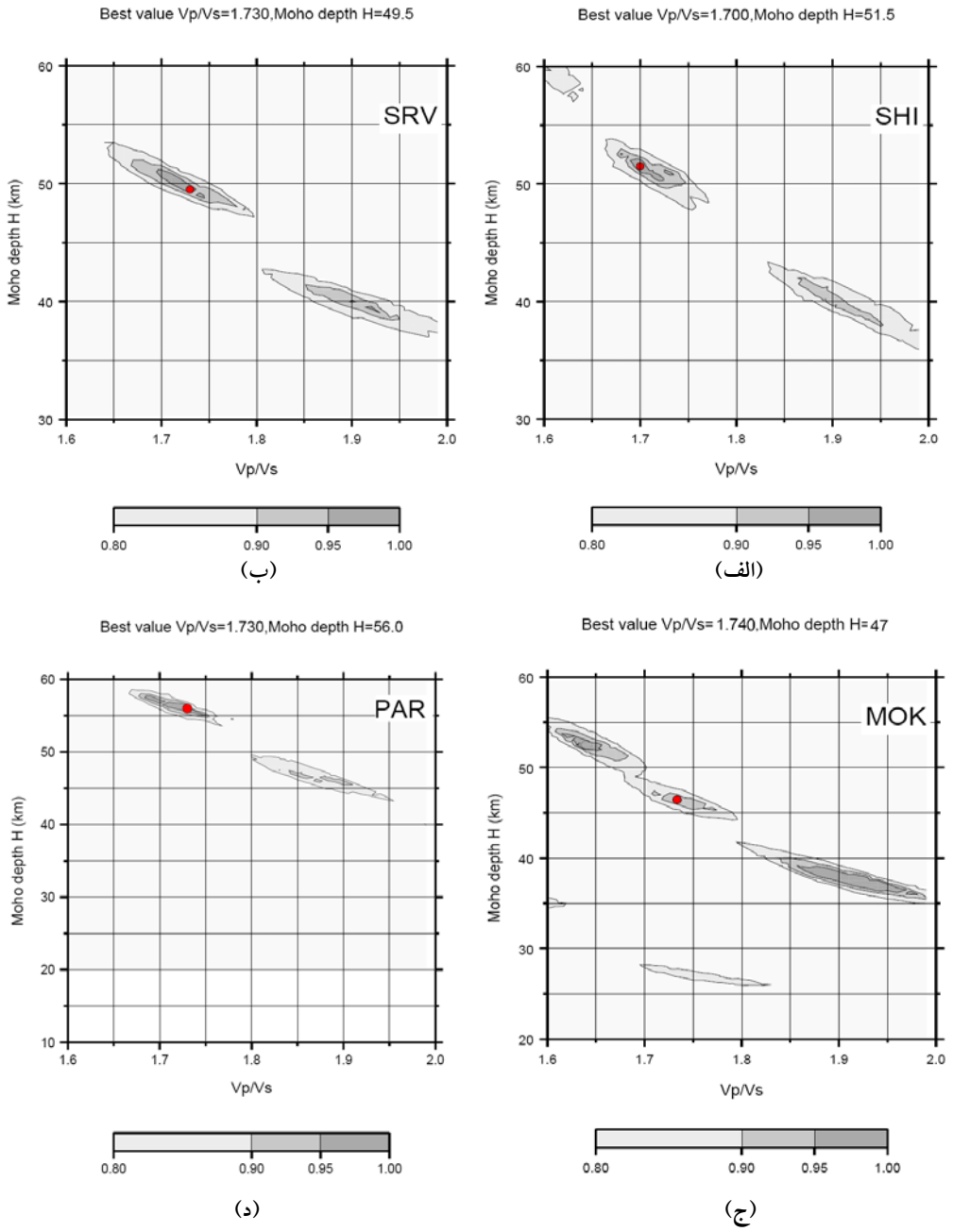
برای مشاهده بهتر بازتاب‌های چندگانه تابع‌های گیرنده برحسب فاصله رومرکزی مرتب شده‌اند، به‌همین منظور قبل از برانبارش، تصحیح دینامیکی روی بازتاب‌های چندگانه فاز تبدیلی از موهو (PpPs) صورت گرفت و به خط‌شدگی آن مشهودتر شده است. در شکل ۶ تابع‌های گیرنده برای ایستگاه MOK در پنجره زمانی ۵- تا ۳۰ ثانیه نمایش داده شده است که برحسب افزایش فاصله رومرکزی مرتب شده‌اند.

مقادیر به‌دست آمده متوسط برای برآورد هم‌زمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته برای ایستگاه‌های شبکه شیراز در شکل ۷ 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 توپُر سرخ‌رنگ نمایش داده شده است.

جدول ۱ نتایج نهایی عمق موهو و نسبت V_P/V_S را نشان می‌دهد که خطاهای برآورد شده برای مقادیر متوسط عمق موهو و نسبت V_P/V_S در هر ایستگاه برابر خطای روش به‌کار برده شده است.



شکل ٦. تابع‌های گیرنده ایستگاه MOK که پس از تصحیح دینامیکی بر روی بازتاب های چندگانه (PpPs) برحسب فاصله رومرکزی مرتب شده‌اند.

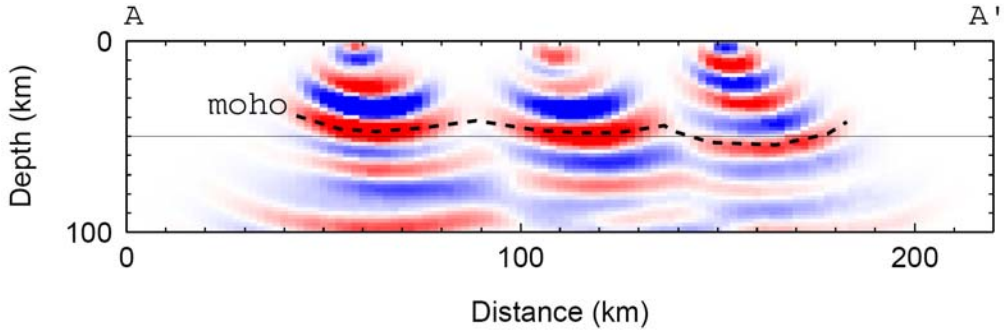


شکل ۷. (الف–د) نتایج روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) برای ایستگاه‌های شبکه شیراز.

در ادامه مقطع دوبُعدی عمق–مسافت برای تابع‌های گیرنده به‌دست آمده برای هر ایستگاه زلزله‌نگاری در امتداد نیم‌رخ ′AA، که در شکل ۲ نشان داده شده است، مانند روش مهاجرت لرزه‌ای (Migration) را با استفاده از مدل IASP91، به‌دست می آوردیم. شکل ۸ مقطع دوبُعدی مسافت–عمق را برای تابع‌های گیرنده مهاجرت داده شده در امتداد نیم‌رخ ′AA برای منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد. خط‌چین سیاه‌رنگ، متوسط عمق موهو را نشان می‌دهد. دامنه‌های مثبت تابع‌های گیرنده به رنگ سرخ‌اند که نشان‌دهنده افزایش سرعت با عمق هستند؛ درحالی‌که دامنه‌های منفی به رنگ آبی‌اند و کاهش سرعت با عمق را نشان می‌دهند.

جدول ۱. زمان‌های تأخیر فاز تبدیلی از موهو و مقادیر متوسط عمق و نسبت v_P/v_S پوسته.

نام ایستگاه	کد ایستگاه	Lat. (deg.)	Long. (deg.)	NO. PRF	زمان رسید فاز Ps (s)	عمق موهو (km)	عمق موهو Z&K (km)	نسبت Vp/Vs Z&K
موک	MOK	۲۹/۰۴۶۷	۵۲/۷۱۴۶	۸۷	۵/۵	۴۶/۰	۴۷/۰ ± ۱/۲	۱/۷۴ ± ۰/۰۳
پارس	PAR	۲۹/۸۴۱۹	۵۳/۰۴۸۵	۳۲	۶/۶	۵۶/۵	۵۶/۰ ± ۱/۳	۱/۷۳ ± ۰/۰۴
سروستان	SRV	۲۹/۳۸۱۷	۵۳/۱۱۳۳	۶۸	۵/۷	۴۷/۵	۴۹/۵ ± ۱/۳	۱/۷۳ ± ۰/۰۳
شیراز	SHI	۲۹/۶۴۱۸	۵۲/۵۱۳۳	۲۵	۵/۸	۴۸/۵	۵۱/۵ ± ۱/۱	۱/۷۰ ± ۰/۰۲



شکل ۸. مقطع دوبُعدی مسافت–عمق تابع‌های گیرنده مهاجرت داده شده برای زاگرس مرکزی (شیراز) در امتداد نیم‌رخ شمال شرقی–جنوب غربی.

با توجه به مقطع دوبُعدی مسافت–عمق، عمق موهو تقریباً از حدود بیش از ۴۰ تا بیش از ۵۰ کیلومتر تغییر می‌کند، که با نتایج به‌دست آمده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) همخوانی دارد. هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳) با داده‌های باند پهن و با استفاده از روش تابع گیرنده عمق موهو را در زیر زاگرس مرکزی، قیر (که در مجاورت ایستگاه MOK واقع است) ۲ ± ۴۶ کیلومتر محاسبه کردند. همچنین، پل و همکاران (۲۰۰۶) نیز با داده‌های باند پهن و با استفاده از روش کوچ تابع‌های گیرنده، عمق موهو را در زیر زاگرس به‌طور متوسط ۴۵ کیلومتر به‌دست آوردند که با نتایج حاصل شده در این تحقیق با استفاده از داده‌های کوتاه‌دوره همخوانی دارند. نظر به اینکه ایستگاه PAR در زون زاگرس مرتفع واقع است و در زاگرس مرتفع بالا راندگی در امتداد قطعات گسلی زاگرس مرتفع (HZF) رخ می‌دهد (بربریان و قرشی، ۱۹۸۶)، این امر می‌تواند موجب تفاوت ضخامت پوسته در زیر ایستگاه PAR نسبت به سایر ایستگاه‌ها در منطقه مورد بررسی باشد.

۵ نتیجه‌گیری

با توجه به نتایج مندرج در جدول ۱ متوسط عمق موهو و نسبت Vp/Vs برای منطقه شیراز به‌ترتیب ۴۹/۵ کیلومتر و ۱/۷۳ به‌دست آمد که با توجه به زمین‌شناسی منطقه (عمدتاً با ساختار رسوبی) نتایج قابل قبولی است. نتایج نشان می‌دهد که ناپیوستگی موهو در زیر شبکه لرزه‌نگاری شیراز تخت نیست. کمربند فعال چین‌خورده ـ

راندگی زاگرس در حاشیه شمال شرقی صفحه عربستان روی پی سنگ پرکامبرین قرار دارد و این کمربند چین خورده ـ راندگی (سن پلیوسن) با کوتاه‌شدگی ۲۰ mm/y (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ دیمیتس و همکاران، ۱۹۹۰) که نتیجه آن ضخیم‌شدگی در اثر برخورد صفحات عربستان و ایران مرکزی است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ بربریان و همکاران، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۱۹۸۳). با توجه به توزیع ایستگاه ها که در منطقه راندگی و زاگرس چین‌خوردگی قرار دارند، عمق‌های به‌دست آمده برای منطقه با توجه به تاریخچه زمین‌ساختی، منطقی به‌نظر می‌رسد.

تشکر و قدردانی

بر خود لازم می‌دانیم که از مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که در تهیه داده‌هایای موردنیاز ما را یاری کردند قدردانی به عمل آوریم، همچنین از سرکار خانم دکتر فروغ صدودی، پژوهشگر مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام آلمان به‌خاطر در اختیار گذاردن نرم‌افزارهای موردنیاز کمال سپاسگزاری را داریم.

منابع

افسری، ن.، صدودی، ف.، قیطانچی، م. ر. و کاویانی، ا.، ۱۳۸۸، تغییرات ژرفای موهو و نسبت Vp/Vs در شمال باختری زاگرس (منطقه کرمانشاه) با استفاده تابع‌های گیرنده دورلرز، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و معدنی کشور، **۱۹**(۷۴).

آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

تقی‌زاده فرهمند، ف.، صدودی، ف.، قیطانچی، م. ر. و کاویانی، ا.، ۱۳۸۸، مطالعه ساختار پوسته شمال غرب ایران با استفاده از امواج تبدیل‌یافته دورلرز، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و معدنی کشور، **۱۹**(۷۴).

Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, Tectonophysics, **229**, 211-238.

Berberian, M. and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Can. J. Earth Sci., **18**(2), 210-285.

Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M., 1982, Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran, J. Geol. Soc. London, **139**(5), 605-614.

Berberian, M., 1983, The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Can. J. Earth Sci., **20**(2), 163-183.

Berberian, M. and Qorashi, M., 1986, General Geology and seismotectonics of the Chahar Mahal Bakhtiari Dam Site. Chahar Mahal Bakhtiari Dev. Proj., Plan and Budget Org. (in Persian).

Berberian, M., 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds, active basement tectonics and surface morphotectonics, Tectonophysics, **241**, 193-224.

Dehgani, G. A., and Makris, J., 1984, The Gravity field and crustal structure of Iran, N. Jb. GeoL. Palaont Abh., **168**, 215-229.

De Mets, C., Gordon, D. F. and Stein, S., 1990, Current plate motions, Geophys. J. Int., **101**, 425-478.

Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., and Ghafory- Ashtiany, M., 2003, Seismological constrains on the crustal structure beneath the Zagros mountain belt (Iran), Geophys. J. Int, **155**, 403-410.

Jackson, J. A., 1980, Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts, Nature, **283**, 343-346.

Jackson, J. A. and Fitch, T., 1981, Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros mountains (Iran), Geophys. J. R. Astron. Soc., **64**, 561-586.

Jackson, J. A., McKenzi, D. P., 1984, Active tectonic of the Alpine- Himalayan belt between Western Turkey, Geophys. J. R. astr. Soc., **57**, 209-229.

Kadinsky-Cade, K. and Barazangi, M., 1982, Seismotectonics of southern Iran: The Oman Line, Tectonics, **1**, 389-412.

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, from: http//mahi.uscd.edu/Gabi/rem.html.

McKenzie, D. P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys. J. R. Astron. Soc., **30**, 109-158.

Ni, J. and Barazangi, M., 1986, Seismotectonics of Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas, J. Geophys. Res., **91**(B8), 8205-8218.

Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vegne, J. and Mokhtai, M., 2006, Seismological evidence for crustal- scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), Geophys. J. Int, doi: 10.1111/j.1365-24x.2006.02920x.

Snyder, D. B. and Barazangi, M., 1986, Deep crustal structure and flexure of the Arbian Plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, Tectonics, **5**, 361-373.

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.

Vinnik, L. P., 1977, Detection of waves converted from P to Sv in the mantle, Phys. Earth planet. Intre., **15**, 39-45.

Zhu, L., and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from telesiesmic receiver functions, J. Geophys. Res., **105**, 2969-2980.