

تغییرات عمق موهو در برخی از زون‌های زمین‌ساختی ایران با استفاده از روش

تابع انتقال گیرنده P

نجمیه محمدی^۱، احمد سدیدخوی^{۲*}، فروغ صدودی^۳ و فتانه تقی‌زاده فرهمند^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ استادیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ پژوهشگر، مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام، آلمان

^۴ استادیار، گروه فیزیک دانشکده علوم دانشگاه آزاد اسلامی واحد قم، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۲/۲۶، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۷/۱۶، دسترسی برخط: ۱۳۹۰/۱۲/۲۵)

چکیده

روش تابع انتقال گیرنده قابلیت زیادی در شناسایی و تعیین عمق ناپیوستگی‌های درون زمین دارد. به همین منظور بررسی تغییرات عمق موهو از ایستگاه دماوند در زون لرزه‌زمین‌ساختی البرز تا ایستگاه شوشتر در زون لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس، با استفاده از روش پیش‌گفته صورت گرفت. با چرخش مؤلفه‌های زلزله‌های دورلرز حول زاویه آزیموت پستی و زاویه برخورد و به‌دست آوردن توابع انتقال گیرنده P برای هر ایستگاه، با توجه به گستردگی طول نیم‌رخ، منطقه به چهار زون زمین‌شناسی البرز، ارومیه دختر، سنندج- سیرجان و زاگرس تقسیم شد. توابع انتقال گیرنده به‌دست آمده در گروه البرز، افزایش عمق موهو که ناشی از کوتاه‌شدگی پوسته در اثر فرورانش صفحه عربستان به زیر صفحه اوراسیا است را نشان می‌دهند. همچنین، بیشترین عمق موهو در زیر ایستگاه DAMV، حدود ۶۷/۵ کیلومتر به‌دست آمد. ضخامت پوسته در کمان ماگمایی ارومیه- دختر تا ۴۲ کیلومتر در زیر ایستگاه GHVR کاهش می‌یابد و در زون سنندج- سیرجان، در زیر ایستگاه KHMZ تا ۶۷ کیلومتر افزایش می‌یابد که گواهِ بر افزایش ناگهانی عمق موهو در زیر زون سنندج- سیرجان است. عمق موهو محاسبه شده در زیر تک ایستگاه موجود در زون کمر بند چین‌خورده و راندگی زاگرس، SHGR، به ۵۰ کیلومتر کاهش می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: تابع انتقال گیرنده P، عمق موهو، زون البرز، زون سنندج- سیرجان

Variation of the Moho depth in some Iranian seismotectonic zones using P receiver functions

Najmieh Mohammadi¹, Ahmad Sadidkhouy^{1*}, Forough Sodoudi² and Fataneh Taghizadeh Farahmand³

¹Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Helmholtz Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences, Telegrafenberg, Germany

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

(Received: 16 May 2011, accepted: 28 September 2011, available online: 15 March 2012)

Summary

The convergence between the Arabian and Eurasian Plates has resulted in the extension of the Alborz mountains belt in the north and the Zagros mountains belt in the west-

*Corresponding author:

asadid@ut.ac.ir

* نگارنده رابط:

southwest of Iran, and in the different deformation zones with various distributions of seismicity and local topography which make geological structure interpretations difficult for the Iranian plateau. Detecting Moho depth and crustal thickness could be of great help in understanding the dynamics of the predominate tectonics which is the main objective of this study. The P- receiver function technique was selected for this work because it is a popular method for estimating crustal thickness and detecting Moho depth variations under a seismic station. We computed receiver functions for 9 permanent broadband seismic stations of the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), which are installed between the Damavand station and the Shoshtar station in the limited region between 32.10° - 35.63° N and 48.801° - 51.97° E. All stations were equipped with Guralp CMG3T seismometers. The teleseismic events in epicentral distances between 30° - 90° with magnitudes larger than 5.5 (mb) and a clear P onset with high signal-to-noise ratio recorded between 2006 and 2010 were selected. We applied observed backazimuth and incident angles derived from the eigenvalues of the covariance matrix for calculating P -receiver functions. Seismograms were then rotated into the ray coordinate system (L, Q, T) such that the components were oriented in the directions of the P-, SV- and SH-waves, respectively. By deconvolving the P-waveforms on the L-component from the corresponding Q- and T-components, the source and path effects were removed. We obtained approximately 110 P receiver functions for the study region. We increased the signal-to-noise ratio by stacking after the moveout correction for a reference slowness of 6.4 s/deg, which corresponds to an epicentral distance of 67° . PRFs for all stations were calculated and the distribution of the P to S piercing points at 40 Km plotted, which is the expected depth of Moho. To improve the spatial resolution, PRFs of all stations were stacked in bins of 0.04° . Due to the different deformation zones that exist along the profile, our results reveal the significant variations of the Moho depths beneath the Iranian plateau. The depth of the crustal discontinuities as well as the Moho was estimated by calculating the time difference in the arrival of the converted Ps phase relative to the direct P wave. For depth estimation, we used the IASP91 reference model.

The estimated Moho depth beneath the Shoshtar station in the Zagros Fold and Thrust Belt (ZFTB) is estimated to be 50.5 km, which increases to a depth of about 67 km in the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone (SSZ). Furthermore, the Moho depth decreases to approximately 42 km beneath the GHVR station located in the Uroumieh Dokhtar metamorphic zone (UDMA). A local crustal thickening of approximately 67 km is observed beneath the DAMV station located near the Damavand volcano in the Alborz zone. The Zhu & Kanamori method was also employed to determine the crustal thickness (H) and V_p/V_s ratio by using the arrival times of the crustal multiples.

Key Words: P-Receiver function, Moho depth, Alborz zone, Sanandaj-Sirjan metamorphic zone

۱ مقدمه

افغانستان محدود می‌شود (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). فلات ایران در یک ناحیه فشارشی حاصل از همگرایی دو صفحه عربی در جنوب غرب و اوراسیا در شمال شرق که در حال حاضر با سرعت حدود ۲۴ میلی متر در سال (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) به سمت یکدیگر در حرکت هستند، واقع شده است. این تنش فشاری، محیط

فلات ایران، به منزله بخشی از زون فعال زمین‌ساختی آلپ- هیمالیا، از شمال به زون‌های تغییر شکل یافته البرز و کپه‌داغ در نزدیکی صفحه توران، در جنوب به نوار چین خورده- راندگی زاگرس و گوه برافزایشی مکران در نزدیکی صفحه عربستان و در شرق به جنوب غربی بلوک

ایران مرکزی نسبت به اوراسیا و نیز حرکت رو به غرب حوضه جنوبی دریای خزر نسبت به اوراسیا است. ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از بررسی سامانه‌های موقعیت یاب جهانی (GPS) روشن ساختند که کوتاه شدگی در عرض البرز با نرخ 2 ± 5 میلی‌متر در سال رخ می‌دهد.

با توجه به گسترده‌گی زمین‌ساختی در فلات ایران، بررسی ساختار پوسته‌ای و برآورد عمق موهو نقش مهمی در شناسایی تکامل زمین‌ساختی فلات ایران دارد. برای مثال، هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳) ضخامت پوسته را برای زاگرس مرکزی حدود ۴۴-۴۸ کیلومتر به‌دست آوردند. پاوول و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از توابع انتقال‌گیرنده و در نظر گرفتن نسبت $V_p/V_s = 1/8$ ، راندگی زاگرس را برای نیم‌رخ مورد بررسی در حدود 2 ± 42 کیلومتر برآورد کرده‌اند. شادمنان (۱۳۸۹) ضخامت پوسته را در زیر ZFTB در حدود ۴۵ کیلومتر برآورد شده است به‌طوری‌که در زیر زون سنندج-سیرجان تا ۶۵ کیلومتر افزایش می‌یابد. بررسی توابع انتقال‌گیرنده (پاوول و همکاران، ۲۰۰۶) و بررسی‌های توموگرافی لرزه‌ای (کاویانی و همکاران، ۲۰۰۷) بیشترین ضخیم‌شدگی پوسته را در زیر زون سنندج-سیرجان نشان می‌دهد. در زیر زون ارومیه-دختر و ایران مرکزی، ضخامت پوسته تا ۴۲ کیلومتر کاهش می‌یابد. مطالعات گرانی که دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) برای کل ایران عملی ساخته‌اند، تغییرات بی‌هنجاری گرانی بوگه را در طول کوه‌های البرز بین ۱۰۰- تا ۱۲۰- میلی‌گال نشان می‌دهد که در واقع بیان‌کننده ضخامت پوسته‌ای کمتر از ۳۵ کیلومتر است که در زیر آتشفشان دماوند به ۵۰- ۶۰ کیلومتر می‌رسد (شادمنان، ۱۳۸۹). تحقیقات اخیر توابع انتقال‌گیرنده در این منطقه ضخامت پوسته را در زیر البرز مرکزی ۵۱- ۵۴ کیلومتر نشان می‌دهد که در زیر آتشفشان دماوند در اثر اضافه شدن ماگما به قاعده پوسته،

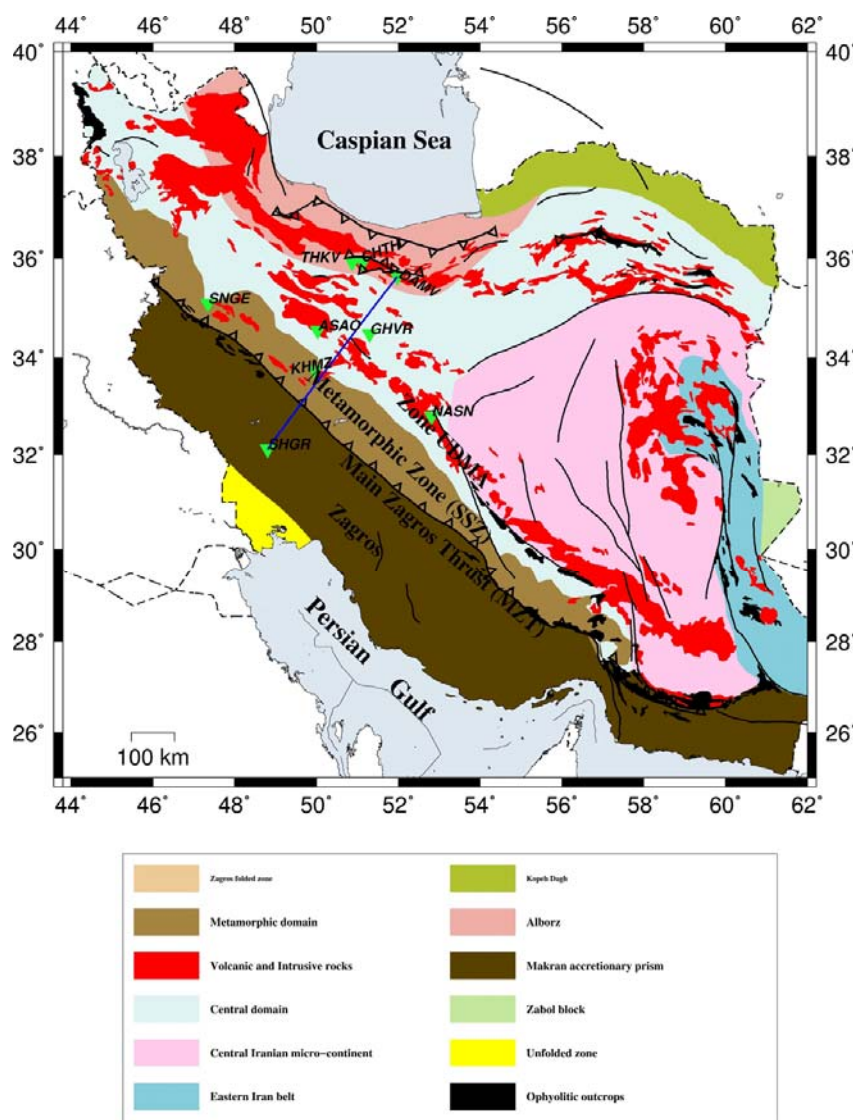
زمین‌شناسی و زمین‌ساختی کنونی ایران را کنترل می‌کند که منجر به کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی در بیشتر بخش‌های پوسته ایران، فرورانش صفحه اقیانوسی عربستان به زیر مکران و گسلش امتداد لغز و معکوس در فلات ایران شده است (بربریان و بیتس، ۱۹۹۹).

همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا، زمین‌ساخت و زون‌های زمین‌ساختی متفاوتی را در ایران بوجود آورده است. کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس (ZFTB) حاصل همگرایی این دو صفحه پس از بسته شدن اقیانوس تتیس جوان می‌باشد. سن آغازین برخورد بین صفحات قاره‌ای عربستان و اوراسیا از کرتاسه پسین (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) تا پلیوسن تخمین زده شده است. پس از زون زاگرس می‌توان به زون سنندج-سیرجان (SSZ) اشاره کرد که کناره جنوب غربی ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد و با راندگی اصلی زاگرس (MZT) از کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس جدا شده است. بسیاری از زمین‌شناسان (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ بربریان، ۱۹۸۳) کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) را مرز شمال شرقی زون سنندج-سیرجان می‌دانند که دارای فعالیت‌های آتشفشانی پیوسته از ائوسن تا کنون و کمان نوع آند مربوط به فرورانش نتوتیس است. ایران مرکزی بین دو زمین‌درز تتیس کهن (کپه‌داغ در شمال ایران) و تتیس جوان (زاگرس در جنوب غربی) قرار گرفته است (آقا‌نباتی، ۱۳۸۵) که براساس بررسی‌های دیرینه مغناطیس در زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی بخشی از صفحه عربستان بوده است. گمان می‌رود جدایی این دو صفحه از هم در اثر پدیده کافتن و به‌وجود آمدن اقیانوس تتیس جوان، در محل کنونی راندگی اصلی زاگرس در اواخر پالئوزوئیک باشد که پس از بسته شدن تتیس کهن و برخورد با ابرقاره اوراسیا، بخشی از صفحه اوراسیا به شمار می‌آید (بربریان، ۱۹۸۳). زون البرز به‌منزله منطقه‌ای با فعالیت لرزه‌خیزی زیاد، ناشی از همگرایی رو به شمال

عربستان، در این تحقیق در امتداد نیم‌رخ شوشتر- دماوند (شکل ۱) با استفاده از روش توابع انتقال گیرنده P، به بررسی تغییرات عمق موهو پرداخته شده است. همچنین، با استفاده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) ضخامت پوسته و نسبت میانگین V_p/V_s براساس بازتاب‌های چندگانه‌ها محاسبه شد.

تا ۶۷/۵ کیلومتر افزایش می‌یابد (صدودی و همکاران، ۲۰۰۹).

با توجه به این موضوع که توابع انتقال گیرنده توانایی زیادی در آشکارسازی عمق ناپیوستگی‌های پوسته‌ای و موهو دارند و همچنین، با توجه به اهمیت شناخت زمین‌ساخت حاکم بر ایران، در راستای برخورد با صفحه



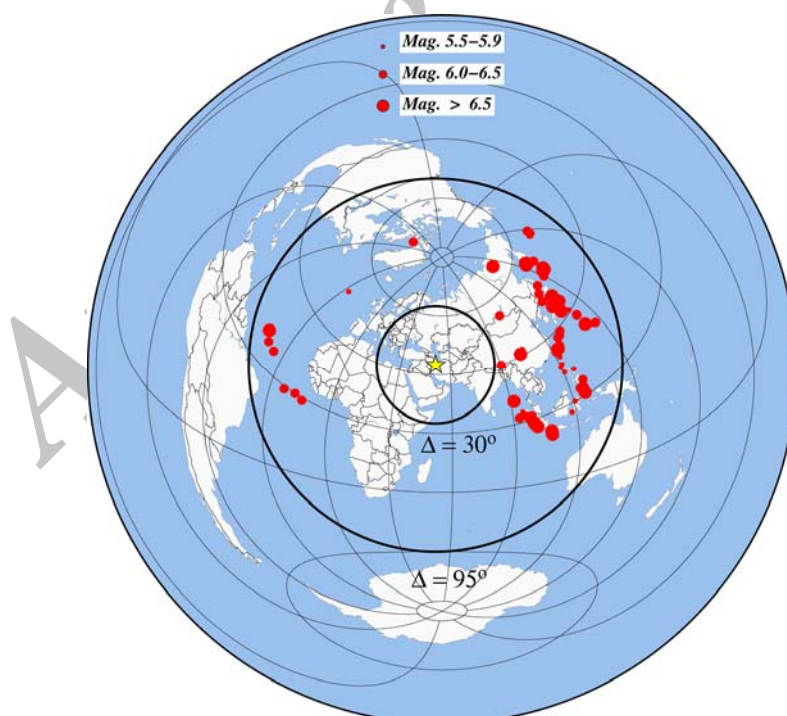
شکل ۱. موقعیت زمین‌شناسی نیم‌رخ مورد بررسی. این نیم‌رخ با خط آبی و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله مورد استفاده در این تحقیق با مثلث وارون سبز در شکل نشان داده شده‌اند. زون‌ها و ساختارهای متفاوت زمین‌شناسی با رنگ‌های متفاوت نشان داده شده است.

۱ داده‌ها و روش بررسی

در این تحقیق از داده‌های دورلرز ۹ ایستگاه دائمی باند پهن پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله که در زون‌های متفاوت زمین‌شناسی قرار گرفته‌اند (شکل ۱)، از ایستگاه شوشتر تا ایستگاه دماوند استفاده شد. مشخصات ایستگاه‌ها در جدول ۱ آورده شده است. ایستگاه‌های مورد بررسی مجهز به دستگاه‌های لرزه‌نگاری Güralp CMG3 هستند. در مجموع تعداد ۱۰۶ رویداد دورلرز از ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۰ با بزرگی بیشتر از ۵/۵ در فواصل رومرکزی بین 30° تا 90° با نسبت سیگنال به نوفه زیاد برای استفاده در این تحقیق انتخاب شد که موقعیت زمین‌لرزه‌ها و مرکز نیم‌رخ مورد بررسی در شکل ۲ نشان داده شده است.

از آن‌جا که شکل موج امواج درونی حاوی اطلاعات مهمی در مورد تابع چشمه، مسیر انتشار در گوشته و ناحیه

زیرایستگاهی است می‌توان با اجرای مجموعه‌ای از پردازش‌های معین، پاسخ موج را به ناپیوستگی‌های زیرایستگاهی به دست آورد. تابع انتقال گیرنده ابزار مفیدی برای رسیدن به این مقصود است. اساس این روش بر این مبنا است که بخشی از انرژی موج P حاصل از رویدادهای دورلرز در اثر برخورد به ناپیوستگی‌هایی با تباین سرعتی زیاد به موج S تبدیل می‌شود که زمان رسید، قطبیت و دامنه فاز تبدیلی به ساختار سرعتی محیط برخورد وابسته است. می‌توان با بررسی تغییرات حاصل شده به شناسایی ساختارهای درونی زمین پرداخت. روش تابع انتقال گیرنده با در نظر گرفتن اختلاف زمان رسید موج مستقیم دریافتی P و فاز تبدیلی P_s وابسته به عمق ناپیوستگی، به شرط وجود مدل سرعتی مناسب، به خصوص مدل سرعتی مناسب موج S تغییرات عمقی ناپیوستگی‌های مهمی چون موهو را بررسی می‌کند.



شکل ۲. رومرکز زمین‌لرزه‌های دورلرز استفاده شده در این تحقیق. زمین‌لرزه‌های دورلرز با بزرگی بیشتر از ۵/۵ در فواصل رومرکزی بین 30° تا 90° که با دایره‌های سرخ‌رنگ در ابعاد متفاوت، متناسب با بزرگی زلزله نشان داده شده است. دایره‌های سیاه‌رنگ فواصل رومرکزی بین 30° تا 90° را نشان می‌دهد. ستاره زردرنگ مرکز نیم‌رخ مورد بررسی را نشان می‌دهد.

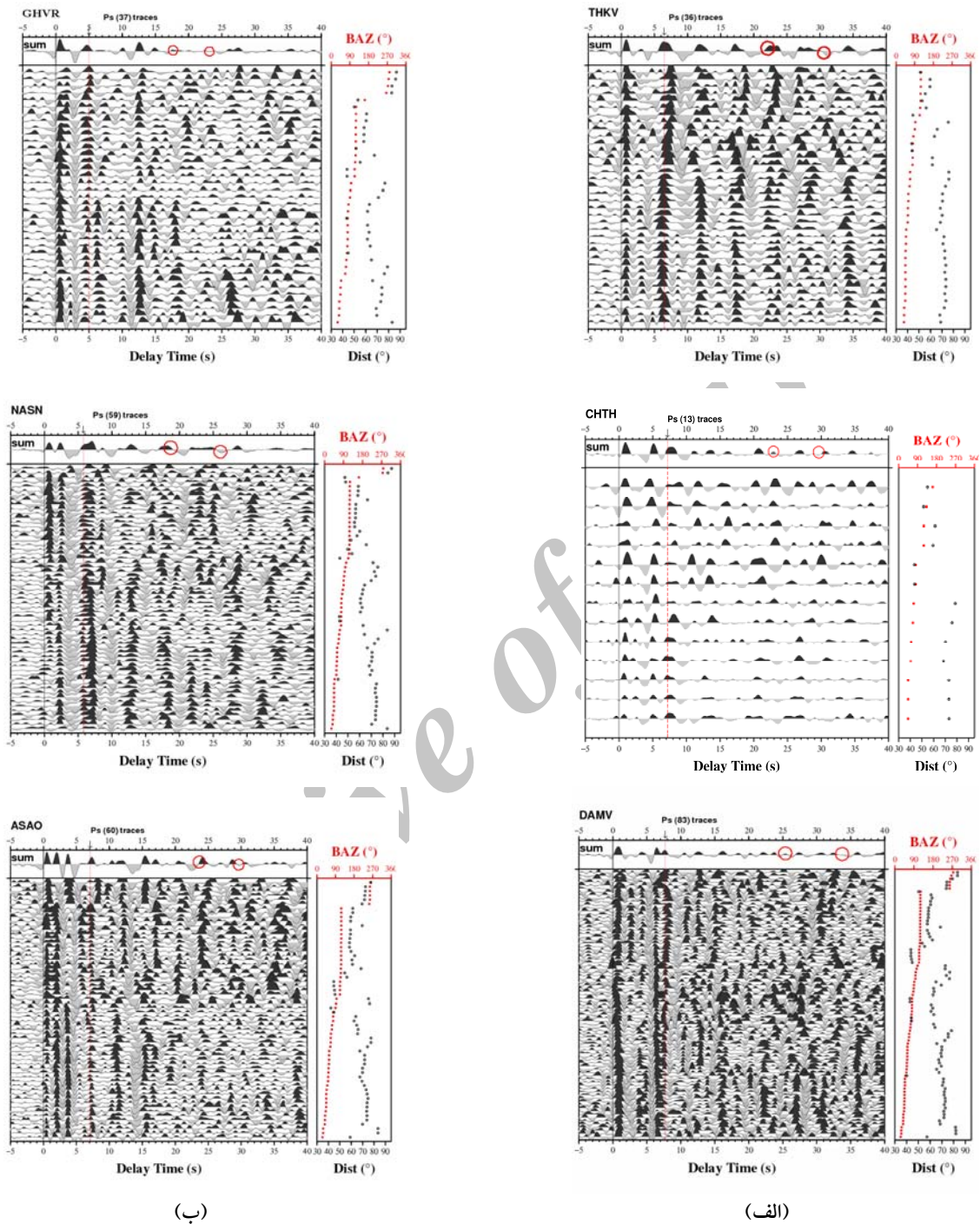
ثانیه پس از آن) محاسبه و براساس زاویه آزیموت پشتی، پشت سر هم مطابق با آنچه که در شکل ۳ دیده می‌شود، به تصویر در آمد. سپس توابع انتقال گیرنده با نوفه زیاد حذف شدند. شروع فاز P روی صفر است و فاز تبدیلی حاصل از موهو در نگاشت‌ها و نگاشت برهم‌انبارش شده با خط چین سرخ نشان داده شده است. برای مشاهده بهتر بازتاب‌های چندگانه، توابع انتقال گیرنده برحسب فواصل رومرکزی مرتب و تصحیح دورآفت برحسب کندی افقی مرجع ۶/۴ ثانیه بر درجه و با استفاده از مدل سرعتی مرجع IASP91 برای بازتاب‌های چندگانه اعمال شد. که در شکل ۴ بازتاب‌های ایستگاه سنندج (SNGE) برای نمونه نشان داده شده است. زمان رسیدهای بازتاب‌های چندگانه با استفاده از روابط هندسی مسیر پرتو و مدل سرعتی پیش‌گفته محاسبه شد. شکل ۴-الف توابع انتقال گیرنده به‌دست آمده برای ایستگاه سنندج قبل از اعمال تصحیح دینامیکی بازتاب‌های چندگانه را نشان می‌دهد درحالی‌که شکل ۴-ب بیانگر موقعیت بازتاب‌های چندگانه پس از اعمال تصحیح دینامیکی است. در هر دو شکل موقعیت بازتاب‌های چندگانه با خط چین سرخ روی نگاشت‌ها نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل ۴-ب مشاهده می‌شود با اعمال این تصحیح دینامیکی روی توابع گیرنده، دامنه بازتاب‌های چندگانه افزایش یافته و به‌خط‌شدگی آنها نیز مشهودتر است. درحالی‌که به‌خط‌شدگی تبدیلات مستقیم تضعیف شده است. زمان رسیدهای بازتاب‌های چندگانه، PpPs حدود ۱۶ ثانیه تا ۱۷ ثانیه و برای PpPs + PpPs حدود ۲۲ ثانیه تا ۲۳ ثانیه در ایستگاه سنندج قابل مشاهده است. برای بیشتر ایستگاه‌ها که در گروه‌های زمین‌شناسی گوناگون قرار گرفته‌اند، زمان رسیدهای بازتاب‌های چندگانه مشاهده‌ای و محاسبه شده تقریباً یکسان بود.

توابع انتقال گیرنده وابستگی زیادی نسبت به مدل سرعتی نشان می‌دهند که در ادامه بیشتر در مورد آن بحث خواهد شد. برای به‌دست آوردن توابع انتقال گیرنده پردازش‌های اولیه ای لازم است که روش محاسبه تابع انتقال گیرنده در این مقاله مطابق با روش توصیف شده صدودی و همکاران (۲۰۰۶a,b) است.

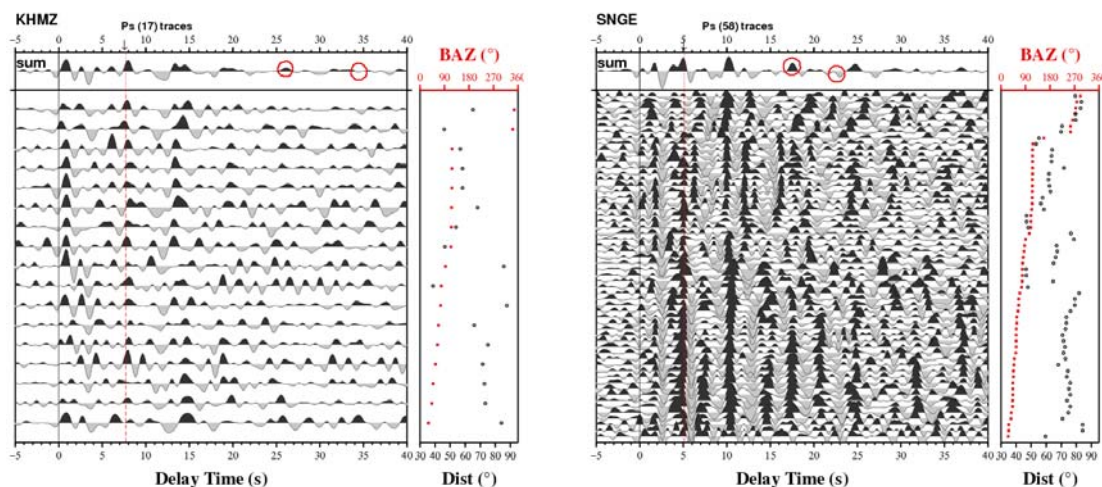
۱-۲ توابع انتقال گیرنده

در ابتدا برای حذف اثر دستگاهی، پاسخ‌های دستگاهی از رکوردهای اصلی واهمامیخت شدند و پس از اعمال یک فیلتر میان‌گذر ۱ - ۱۰ ثانیه برای بهبود نسبت سیگنال به نوفه، مؤلفه‌های ZNE براساس زاویه آزیموت پشتی و زاویه برخورد به دستگاه مختصات محلی پرتو LQT چرخیده شدند (کیند و همکاران، ۱۹۹۵). با انتخاب صحیح زوایای چرخش انتظار می‌رود که مؤلفه L حاوی انرژی موج P و مؤلفه Q عمود بر مؤلفه L، حاوی انرژی موج SV و مؤلفه T عمود بر هر دو مؤلفه ذکر شده با فرض شیب کم و همسانگردی لایه‌ها، فاقد انرژی قابل ملاحظه‌ای باشد (صدودی، ۲۰۰۵). برای مجزا کردن فازهای تبدیلی Ps موجود در مؤلفه Q و حذف اثر چشمه و اثر مسیر، مؤلفه L از مؤلفه Q واهمامیخت شد (یووان و همکاران، ۲۰۰۲). از آنجا که فازهای تبدیلی Ps معمولاً روی مؤلفه‌های لرزه‌نگار دامنه‌های ضعیفی دارند، لذا، برای افزایش سیگنال به نوفه لازم است اثر دورآفت و فواصل ایستگاهی از چشمه‌های زلزله تصحیح شود. در این تحقیق تصحیح دورآفت با به‌کارگیری یک کندی افقی مرجع ۶/۴ ثانیه بر درجه، منطبق با فاصله رومرکزی 67° برای فاز تبدیلی Ps اعمال و سپس توابع انتقال گیرنده برهم‌انبارش شد.

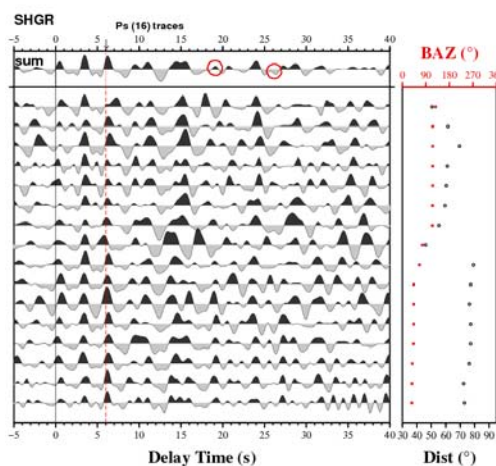
توابع انتقال گیرنده برای همه ایستگاه‌ها در یک پنجره زمانی به طول ۴۵ ثانیه (۵ ثانیه قبل از شروع موج P و ۴۰



شکل ۳. توابع انتقال گیرنده به همراه برهم‌انبارش نگاشت‌ها برای همه ایستگاه‌های نیم‌رخ دماوند- شوشتر. نگاشت‌ها براساس افزایش زاویه آزیموت پشتی مرتب شدند که در پنجره سمت راست هر شکل با مستطیل سرخ‌رنگ نشان داده شده است. نقاط سیاه رنگ بیانگر فاصله رومرکزی هستند. تعداد نگاشت‌های هر ایستگاه داخل کمانک در بالای هر شکل ذکر شده است. شروع فاز P روی صفر است و فاز تبدیلی حاصل از موهو در نگاشت‌ها و نگاشت هم‌انبارش شده با خط چین سرخ‌رنگ نشان داده شده است. دایره‌های سرخ‌رنگ، زمان رسید فازهای چندگانه را روی نگاشت برهم‌انبارش شده نشان می‌دهند. (الف) توابع انتقال گیرنده به‌دست آمده برای گروه اول در زون البرز را نشان می‌دهد. (ب) توابع انتقال گیرنده به‌دست آمده برای ایستگاه‌های قرار گرفته در زون ارومیه دختر، گروه دوم، را نشان می‌دهد.



(ج)



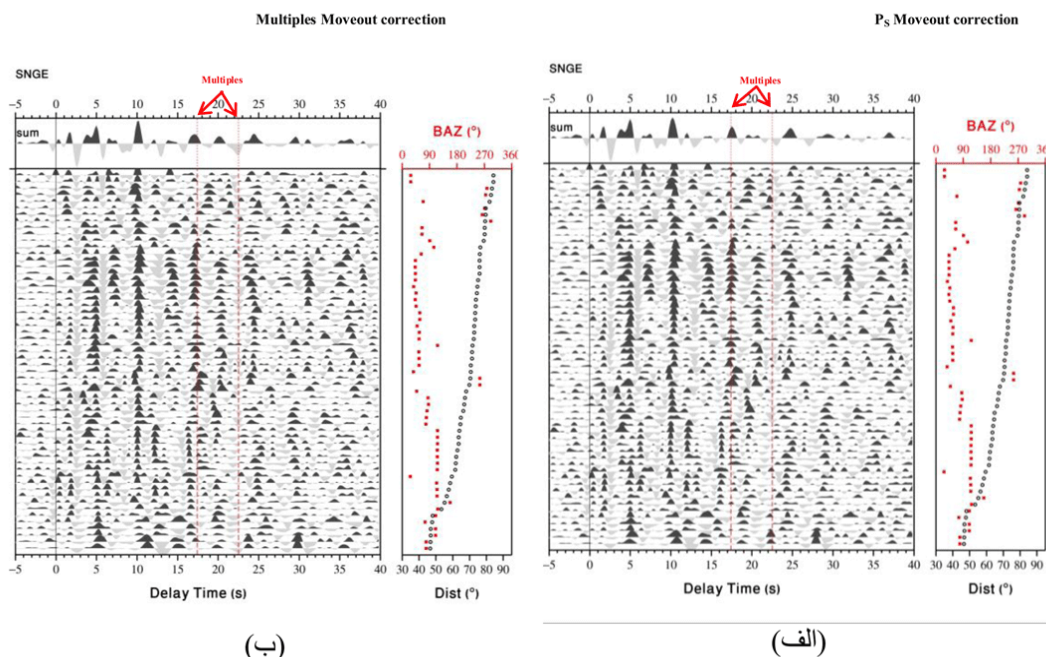
(د)

ادامه شکل ۳. (ج) توابع انتقال گیرنده گروه سوم در زون سنندج- سیرجان را نشان می‌دهد. (د) تابع انتقال گیرنده به‌دست آمده از تک ایستگاه قرار گرفته در گروه چهارم در زون کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس را نشان می‌دهد.

حاصل از ناپیوستگی‌ها و چندگانه‌ها در زمان رسیدگی‌های پیش‌بینی شده برای عمق و نسبت V_p/V_s ‌های متفاوت برهم‌انبارش و در نهایت بیشترین دامنه که گویای ضخامت پوسته و نسبت V_p/V_s مطلوب است انتخاب می‌شود. شرط عملی شدن این روش وجود بازتاب‌های چندگانه واضح روی تابع انتقال گیرنده است بنابراین، نمی‌توان انتظار داشت که روش پیش‌گفته برای همه ایستگاه‌ها پاسخ مطلوبی به همراه داشته باشد.

۲-۲ محاسبه عمق موهو و نسبت V_p/V_s

فاز تبدیلی Ps و چندگانه‌های PpPs، PpPs و PsPs حاوی اطلاعات ارزشمندی از میانگین ضخامت پوسته هستند، به طوری که می‌توان با استفاده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) ضخامت پوسته و نسبت V_p/V_s را در صورت وجود بازتاب‌های قوی روی لرزه‌نگاشت‌ها به‌دست آورد. در این روش دامنه‌های فازهای تبدیلی



(ب)

(الف)

شکل ۴. توابع انتقال گیرنده به همراه برهم‌انبارش نگاشت‌ها برای ایستگاه سنندج که براساس فواصل رومرکزی مرتب شده‌اند. خط چین‌های سرخ‌رنگ زمان رسید بازتاب‌های چندگانه (PpPs, PpSs+ PsPs) را نشان می‌دهد. روی نگاشت برهم‌انبارش شده این زمان رسیده‌ها با پیکان سرخ‌رنگ نشان داده شده است. (الف) دامنه بازتاب‌های چندگانه را پس از تصحیح دورآفت اعمال شده بر فاز تبدیلی Ps نشان می‌دهد. (ب) تصحیح دورآفت برای بازتاب‌های چندگانه اعمال شده است. دامنه بازتاب‌های چندگانه (PpPs, PpSs+ PsPs) افزایش یافته و به‌خط شده‌اند درحالی‌که به‌خط شدگی تبدیلات مستقیم فاز Ps کاهش یافته است.

۳ بحث

صدودی و همکاران، (۲۰۰۹) فاز مربوط به زمان تأخیر ۷/۸ به‌منزله فاز تبدیلی حاصل از موهو در نظر گرفته شد. صدودی و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از روش تابع انتقال گیرنده S که رها از اثر چندگانه‌ها است زمان رسید فاز تبدیلی Ps را برای ایستگاه دماوند در حدود ۷/۵ ثانیه یافتند که تطبیق مناسبی با نتایج حاصل از روش تابع انتقال گیرنده P داشت. در ادامه عمق موهو به دو روش متفاوت محاسبه شد. در روش اول با در نظر گرفتن یک مدل سرعتی مرجع (در این تحقیق از مدل سرعتی IASP91 استفاده شد) و V_p برابر با ۶/۳ کیلومتر بر ثانیه و نسبت V_p/V_s برابر با ۱/۷۳ و خوانش زمان رسید فاز تبدیلی Ps، عمق موهو محاسبه شد. با توجه به مدل سرعتی مورد استفاده در این تحقیق، میزان خطای محاسبه عمق موهو برابر با ۵ درصد عمق موهو محاسبه شده در مدل سرعتی

با توجه به پراکندگی ایستگاه‌ها در زون‌های زمین‌شناسی انتخابی، به‌منظور تفسیر بهتر داده‌ها، منطقه مورد بررسی به چهار گروه تقسیم شد. گروه اول که در زون البرز واقع شده است شامل ایستگاه‌های DAMV، CHTH و THKV است (شکل ۱). در هر سه ایستگاه موجود در این منطقه در ۰ تا ۱ ثانیه اول فاز تبدیلی ناشی از رسوبات به وضوح دیده می‌شود. به‌طوری‌که چندگانه‌های حاصل از آن، شکل را آشفته می‌کنند (شکل ۳-الف). علاوه‌براین، شناسایی فاز تبدیلی حاصل از موهو به دلیل حضور چندگانه‌های ناشی از رسوبات و لایه‌های پوسته بالایی دشوار است. در ایستگاه دماوند در زمان‌های ۶/۸ و ۷/۸ ثانیه دو فاز تبدیلی Ps واضحی مشاهده می‌شود که بر مبنای سایر بررسی‌های صورت گرفته در منطقه البرز

ابعاد 0.2° ، توابع انتقال گیرنده بر هم انباشش شدند (شکل ۶-ب). روند عمق موهو با خط ممتد سرخ رنگ نشان داده شده است. همان‌گونه که در شکل ۶-ب پیدا است عمق موهو به سمت ایستگاه دماوند، واقع شده در نزدیکی آتشفشان دماوند، افزایش می‌یابد. این افزایش را صدودی و همکاران (۲۰۰۹) به دلیل اضافه شدن ماگما به قاعده پوسته به منزله یک افزایش ضخامت پوسته ای محلی گزارش کردند. رجایی و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از روش وارون‌سازی هم‌زمان توابع انتقال گیرنده و پاشش امواج ریلی به بررسی تغییرات عمق موهو در البرز مرکزی پرداختند. نتایج به دست آمده حاکی از افزایش عمق موهو از حدود ۴۸ کیلومتر در ایران مرکزی به ۵۵-۵۸ کیلومتر در زیر البرز مرکزی است. رجایی و همکاران اختلاف موجود در برآورد عمق موهو با نتایج به دست آمده صدودی و همکاران (۲۰۰۹) را ناشی از تأثیر مدل سرعتی می‌دانند. عباسی و همکاران (۲۰۱۰) در تحقیقات خود روی ساختار سرعتی پوسته در زیر البرز مرکزی با استفاده از وارون‌سازی زمان رسید زلزله‌های محلی و برگردان هم‌زمان توابع انتقال گیرنده و پاشش امواج سطحی، بیان می‌دارند که دو فاز در زمان رسیدهای ۷ و $7/8$ ثانیه با در نظر گرفتن پارامترهای گاوسی به ترتیب ۱ و $2/5$ در توابع انتقال گیرنده مورد استفاده در زیر ایستگاه دماوند مشابه فازهای مشاهده شده در تحقیق صدودی و همکاران (۲۰۰۹) به دست آمد. ایشان عمق موهو را در نزدیکی دماوند تا ۹ کیلومتر کمتر از عمق به دست آمده در تحقیقات صدودی و همکاران (۲۰۰۹) و بررسی صورت گرفته در این مقاله به دست آورده‌اند که این اختلاف به مدل سرعتی استفاده شده مربوط است. در مدل IASP91 میانگین سرعت موج S بیشتر از میانگین سرعت موج S در مدل سرعتی محلی استفاده شده در تحقیق عباسی و همکاران (۲۰۱۰) است.

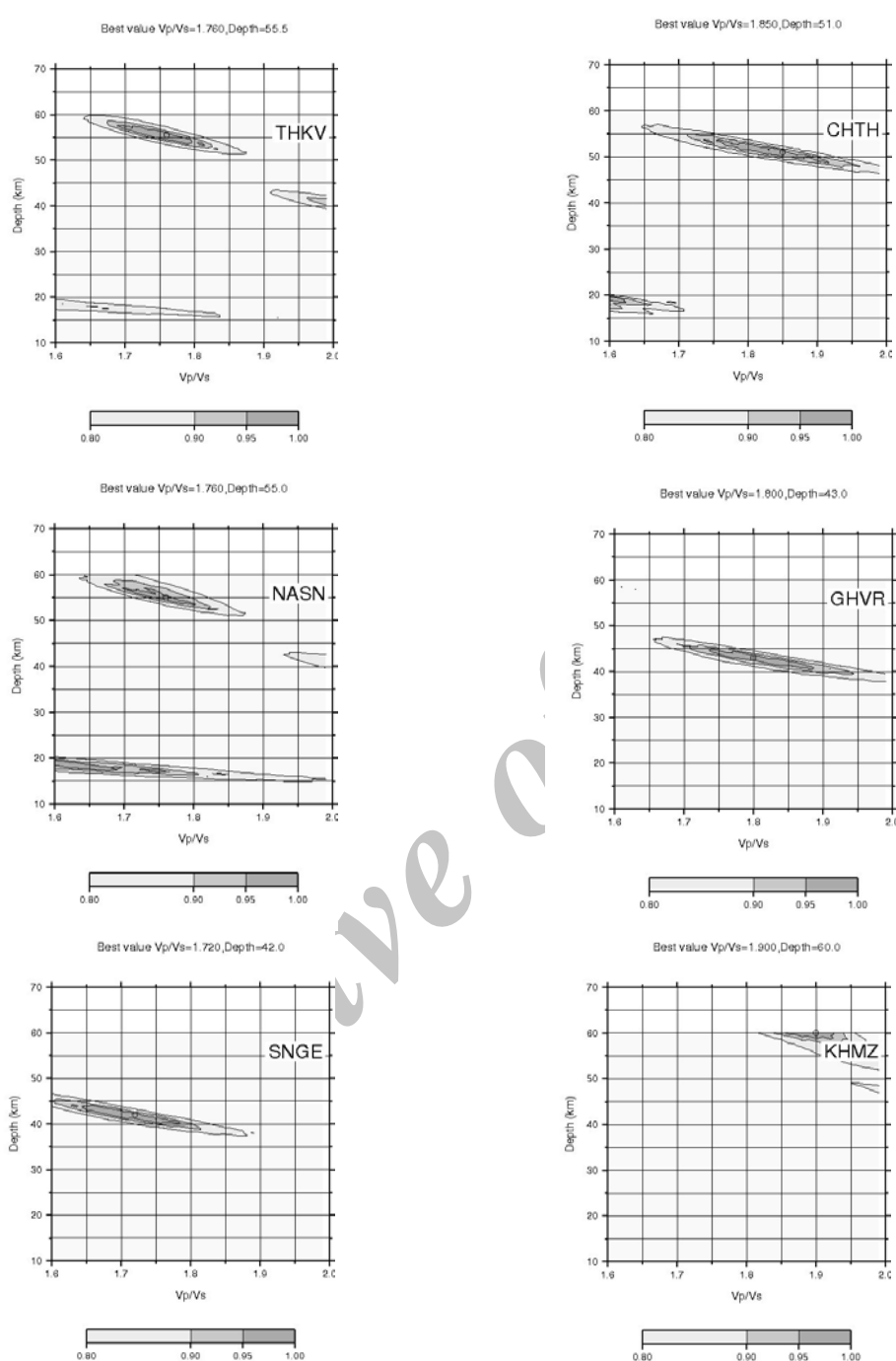
منتخب است که در این تحقیق خطا در حدود ± 2 کیلومتر در نظر گرفته شد. در مرحله دوم با استفاده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰)، عمق موهو و نسبت V_p/V_s به طور هم‌زمان برای هر ایستگاه به دست آمد که در جدول ۱ و شکل ۵ قابل مشاهده است. خطای محاسبه شده برای عمق موهو و نسبت V_p/V_s برابر با خطای روش مورد استفاده است. شناسایی مناسب عمق موهو به دست آمده از روش زو و کاناموری وابستگی زیادی به دامنه بازتاب‌های چندگانه‌های حاصل از موهو دارد اما، در ایستگاه‌های DAMV و CHTH، چندگانه‌های قوی ناشی از لایه‌های پوسته بالایی و بازتاب‌های چندگانه‌های حاصل از موهو با دامنه ضعیف، منجر شده است که روش زو و کاناموری پاسخگوی مناسبی برای عمق موهو برآورد شده در ایستگاه‌های دماوند و چاران نباشد. به طوری که به دلیل اختلاف زیاد عمق به دست آمده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) با عمق محاسبه شده از زمان تأخیر فاز تبدیلی P_s از آوردن عمق موهو به دست آمده در جدول ۱ و شکل ۵ خودداری شد. بیشترین عمق موهو محاسبه شده مربوط به ایستگاه دماوند به عمق $67/5$ کیلومتر و کمترین، مربوط به ایستگاه THKV به عمق ۵۷ کیلومتر است که برای ایستگاه پیش گفته تطابق مناسبی با عمق به دست آمده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) مشاهده می‌شود. ضخامت نسبتاً زیاد پوسته در زون مورد بررسی ممکن است حاصل کوتاه‌شدگی پوسته ناشی از برخورد بین صفحات عربستان و اوراسیا باشد. برای بررسی تغییرات عمق موهو در اطراف ایستگاه‌های گروه اول و افزودن بر وضوح مکانی، با استفاده از مدل سرعتی IASP91 و عمق میانگین ۴۰ کیلومتر نقاط تبدیل فاز P_s حاصل از موهو محاسبه و روی نقشه منطقه، شکل ۶-الف، نشان داده شده است، سپس توابع انتقال گیرنده براساس عرض جغرافیایی نقاط برخورد مرتب و در نهایت با در نظر گرفتن پنجره‌هایی به

جدول ۱. علامت اختصاری و نام ایستگاه‌ها، تعداد رویدادها، موقعیت جغرافیایی و عمق موهو به دست آمده همراه با نسبت V_p/V_s برای همه ایستگاه‌های نیم‌رخ دماوند- شوشتر.

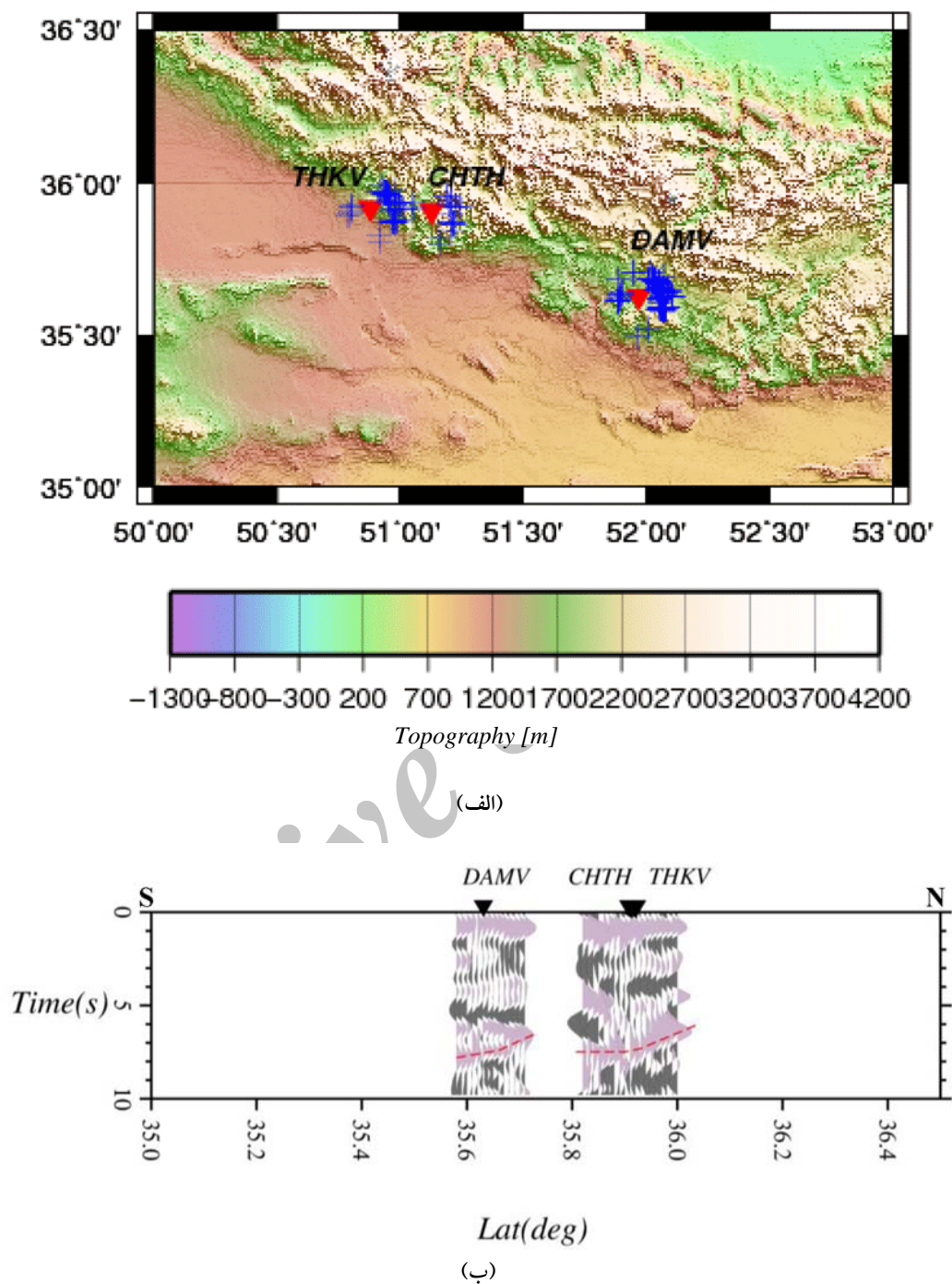
عمق موهو (km) (Z&K)	نسبت V_p/V_s (Z&K)	عمق موهو (km)	زمان تأخیر Ps (ثانیه)	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	تعداد رویداد	نام ایستگاه	علامت اختصاری
---	---	$2 \pm 67/5$	۷/۸	۵۱/۹۷۱	۳۵/۶۳۰	۱۰۶	دماوند	DAMV
$51/0 \pm 23$	$1/85 \pm 0/07$	61 ± 2	۷/۱	۵۱/۱۲۶	۳۵/۹۰۸	۲۶	چاران	CHTH
$55/5 \pm 2$	$1/76 \pm 0/05$	55 ± 2	۶/۵	۵۰/۸۷۹	۳۵/۹۱۶	۶۳	تهران	THKV
$42 \pm 2/5$	$1/80 \pm 0/07$	42 ± 2	۵/۱	۵۱/۲۹۵	۳۴/۴۸۰	۵۵	قم	GHVR
---	---	60 ± 2	۷/۰	۵۰/۰۲۵	۳۴/۵۴۸	۹۷	آشتیان	ASAO
$55 \pm 1/7$	$1/76 \pm 0/05$	$48/5 \pm 2$	۵/۸	۵۲/۸۰۸	۳۲/۷۹۹	۷۹	نائین	NASN
60 ± 2	$1/90 \pm 0/04$	67 ± 2	۷/۷	۴۹/۹۵۹	۳۲/۷۳۹	۲۷	خمین	KHMZ
42 ± 2	$1/72 \pm 0/06$	42 ± 2	۵/۱	۴۹/۸۰۹	۳۵/۰۹۳	۵۸	سنندج	SNGE
---	---	$50/5 \pm 2$	۶/۰	۴۸/۸۰۱	۳۲/۱۰۸	۲۴	شوشتر	SHGR

زمین‌شناسی ناشی از مجاورت زون آتشفشانی سنندج - سیرجان باشد. وجود فازهایی با دامنه قوی ناشی از ناپیوستگی‌های پوسته بالایی منجر شد که عمق به دست آمده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) نامعتبر باشد و در نتیجه از ذکر آن در جدول ۱ و شکل ۵ خودداری شد. در ایستگاه‌های قم و آشتیان فازهای منفی واضحی به ترتیب در زمان رسیدهای ۱۲ و ۱۳ ثانیه مشاهده می‌شود که می‌توان آن را در حکم فاز تبدیلی حاصل از مرز سنگ‌کره - سست کره در نظر گرفت. توابع انتقال گیرنده برهم‌انبارش شده حاصل از نقاط تبدیل برای ایستگاه نائین در شکل ۷-ب افزایش تدریجی زمان رسید فاز تبدیلی P_s موهو از ۵ تا ۶ ثانیه در فواصل عرض جغرافیایی بین $32/7^\circ$ و $32/9^\circ$ نشان می‌دهد. به طور میانگین کمترین ضخامت پوسته در طول نیم‌رخ مورد بررسی در زیر زون ارومیه دختر مشاهده می‌شود.

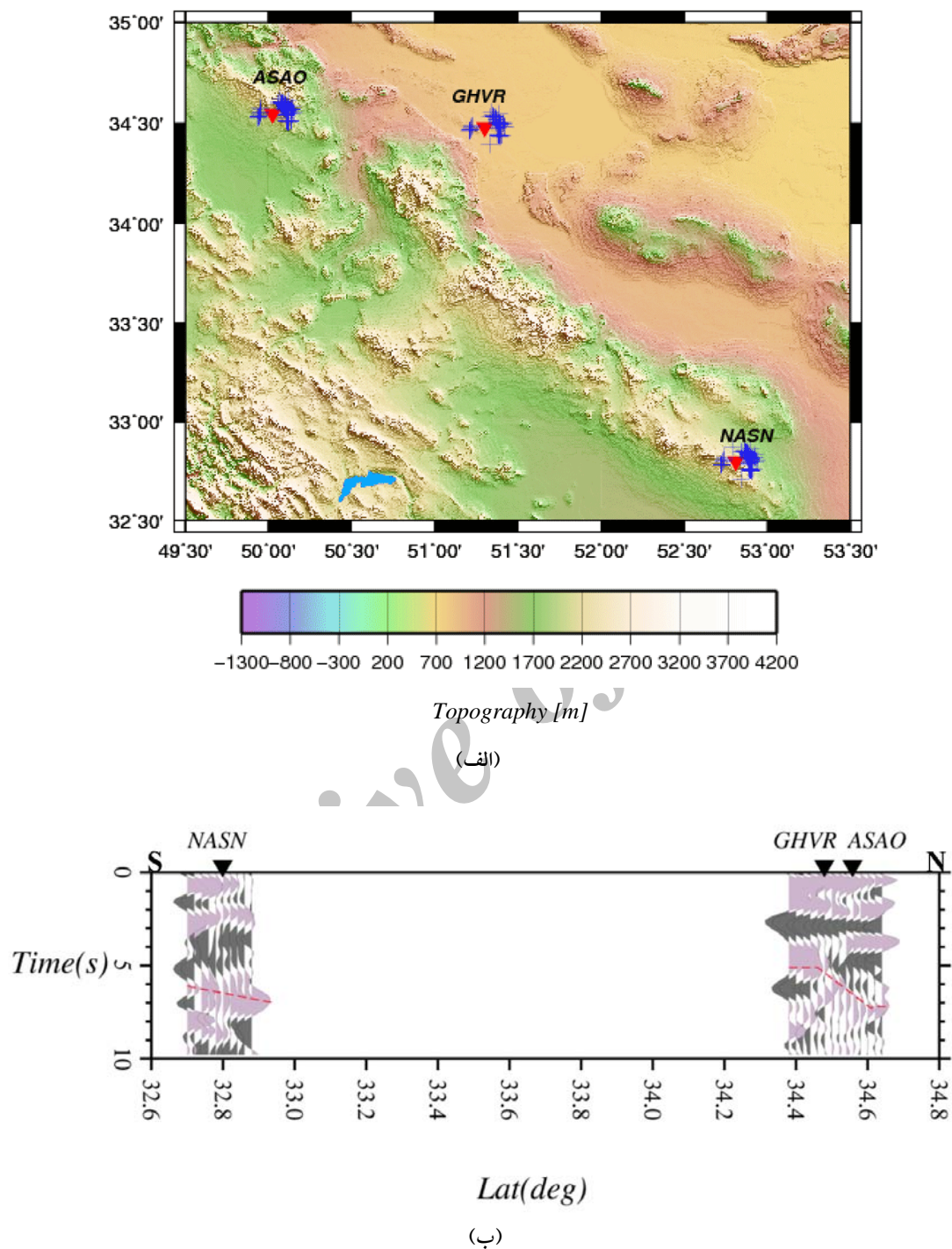
گروه دوم که در زون کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد شامل ایستگاه‌های GHVR، ASAO و NASN است که زمان تأخیر فاز تبدیلی موهو و عمق آن مطابق آنچه که پیش‌تر برای گروه زون البرز ذکر شد، برای ایستگاه‌های گروه دوم نیز به دست آمد (شکل ۳-ب و جدول ۱). در این زون انتظار ضخامت پوسته‌ای کمتر از زون البرز می‌رود. کمترین ضخامت پوسته در این گروه مربوط به ایستگاه GHVR در حدود ۴۲ کیلومتر است که تطبیق مناسبی با عمق به دست آمده از روش زو و کاناموری دارد. ایستگاه ASAO، با تأخیر زمان رسید فاز تبدیلی P_s موهو در ۷ ثانیه، با عمقی در حدود ۶۰ کیلومتر، بیشترین ضخامت پوسته را دارد (جدول ۱). با توجه به شکل ۳-ب در ایستگاه ASAO تا قبل از ۵ ثانیه اول، فازهای تبدیلی واضح ناشی از ناپیوستگی‌های پوسته بالایی مشاهده می‌شود که می‌تواند حاکی از آشفته‌گی‌های



شکل ۵. نتایج عمق موهو و نسبت V_p/V_s به‌دست آمده برای ایستگاه‌های منطقه مورد بررسی با استفاده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰). عمق موهو محاسبه شده در روش پیش‌گفته برای ایستگاه SHGR دور از واقعیت بود که از آوردن آن صرف‌نظر شد. مقیاس دامنه در پایین هر شکل داده شده است که بین ۰/۸ تا ۱/۰ است. بهینه جواب برای عمق و نسبت V_p/V_s در دامنه ۱ تعریف می‌شود که در هر شکل با علامت دایره مشخص شده است.



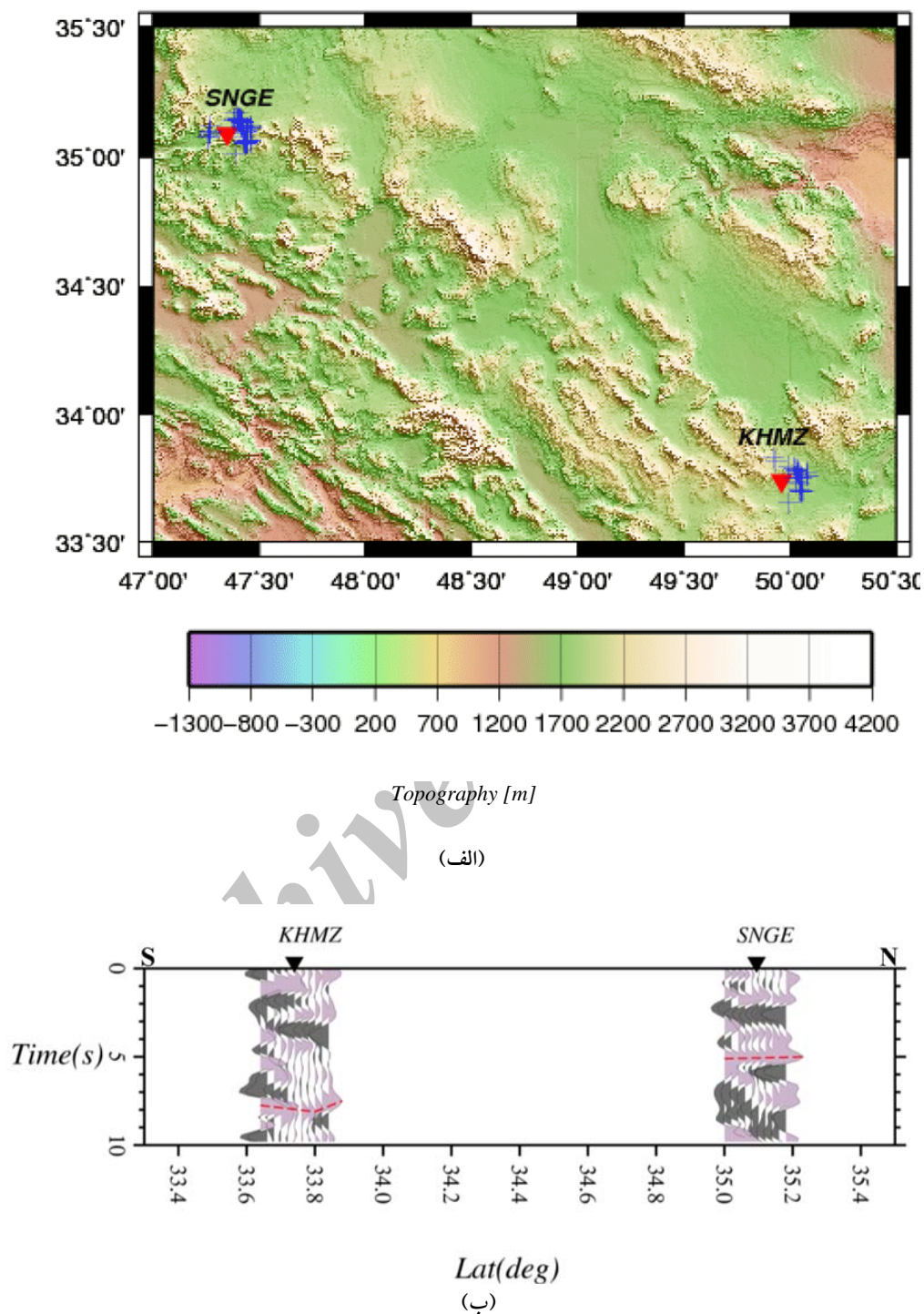
شکل ۶. بررسی تغییرات عمق موهو بر مبنای نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده در زون البرز. (الف) نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده P در عمق ۴۰ کیلومتر که با علامت به علاوه آبی رنگ مشخص شده‌اند. مثلث وارون سرخ رنگ، موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. (ب) داده‌ها در پنجره‌هایی به ابعاد 0.2° برهم‌انبارش و سپس براساس عرض جغرافیایی نقاط برخورد از جنوب به شمال مرتب شدند. فاز تبدیلی موهو با خط چین سرخ رنگ دنبال شده است.



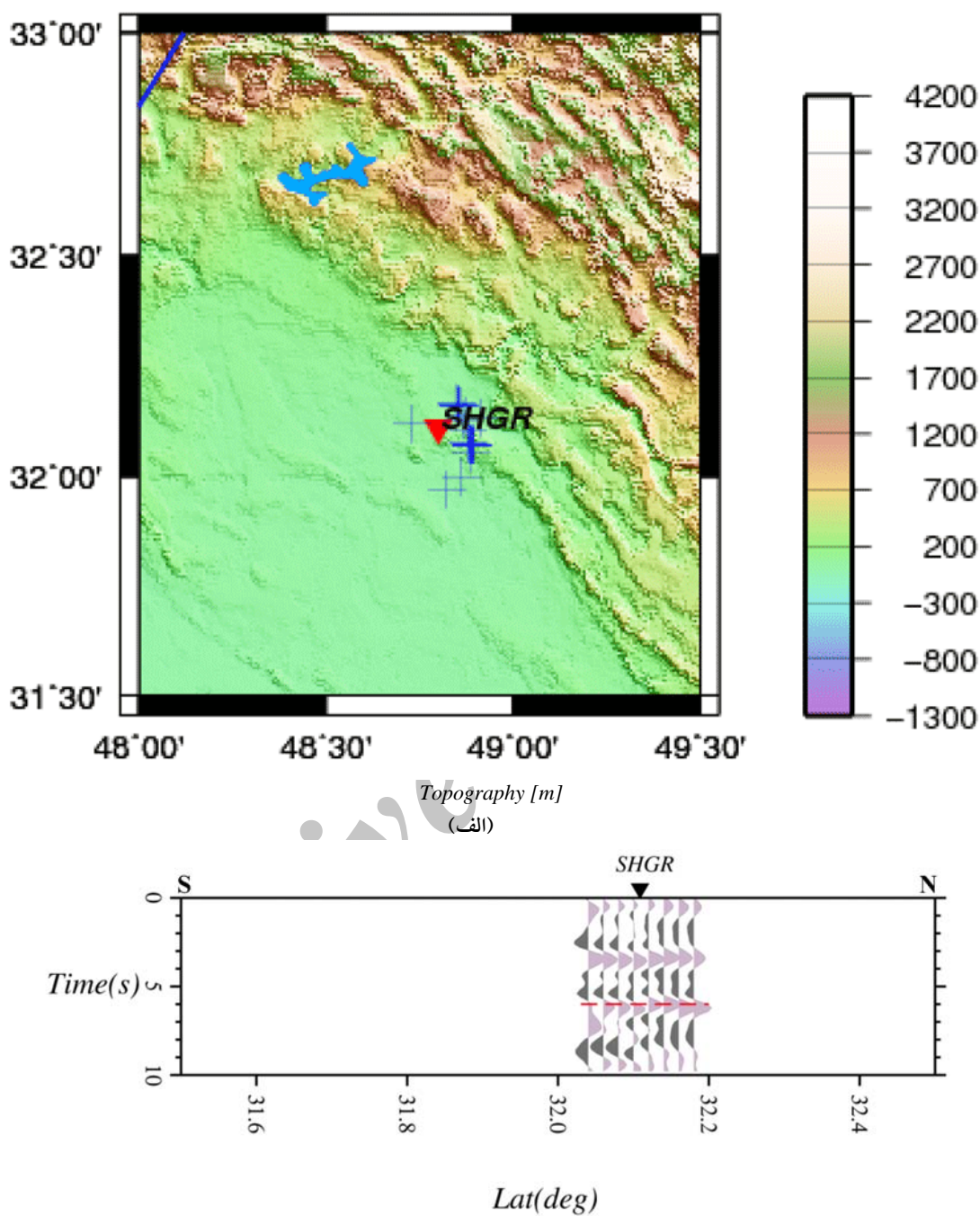
شکل ۷. بررسی تغییرات عمق موهو بر مبنای نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده در زون ارومیه دختر. (الف) نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده P در عمق ۴۰ کیلومتر که با علامت به علاوه آبی رنگ مشخص شده‌اند. مثلث وارون سرخ رنگ موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. (ب) داده‌ها در پنجره‌هایی به ابعاد 0.4° برهم‌انبارش و سپس براساس عرض جغرافیایی نقاط برخورد از جنوب به شمال مرتب شدند. تغییرات فاز تبدیلی موهو با خط چین سرخ رنگ دنبال شده است. مانند شکل ۶، برای زون ارومیه - دختر. داده‌ها در پنجره‌های 0.4° برهم‌انبارش شده‌اند.

رسید ۱۳ ثانیه مشاهده می‌شود که می‌توان آن را به مرز سنگ‌کره - سست کره در زیر این ایستگاه‌ها نسبت داد. نمی‌توان عدم قطعیت تعیین عمق موهو به دلیل فقدان مدل سرعتی مناسب و همچنین، وابستگی توابع انتقال گیرنده به مدل سرعتی را نادیده گرفت. برای توضیح بیشتر، از مدل سرعتی که پاوول و همکاران (۲۰۱۰) برای کوچ توابع انتقال گیرنده در طول نیم‌رخ زاگرس شمالی استفاده کردند، برای نشان دادن میزان تأثیر مدل سرعتی به‌جای مدل IASP91 استفاده شد و زمان تأخیر P_s-P حاصل از ایستگاه‌های موجود در زون‌های SSZ, ZFTB, با در نظر گرفتن نسبت V_p/V_s از $1/73$ به $1/8$ به عمق تبدیل شد. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد که برآورد عمق موهو در مقایسه با نتایج به‌دست آمده از مدل سرعتی IASP91 بین ۴ تا ۸ کیلومتر کاهش می‌یابد (جدول ۲). گروه چهارم شامل تک ایستگاه SHGR در زون کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس است که زمان تأخیر فاز تبدیلی موهو را در ۶ ثانیه، عمق موهو در حدود $50/5$ ، نشان می‌دهد (جدول ۱ و شکل ۹). به دلیل دور از واقعیت بودن عمق موهو به‌دست آمده از روش زو و کاناموری، از آوردن آن در جدول ۱ و شکل ۵ خودداری شد. به دلیل وجود یک ایستگاه بررسی شده در این زون نمی‌توان تغییرات موهو را به‌خوبی در این منطقه بررسی کرد. باوجوداین، تحقیقات قبلی صورت گرفته در زون کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس (پاوول و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۱۰؛ شادمنان و همکاران، ۲۰۱۰؛ افسری و همکاران ۲۰۱۱) میانگین ضخامت پوسته را حدود ۴۲ کیلومتر پیشنهاد می‌دهند که افزایش ضخامت پوسته محاسبه شده برای ایستگاه شوستر را با فرض انتخاب مدل سرعتی مناسب در این منطقه می‌توان ناشی از تأثیر روراندگی پوسته ایران مرکزی روی پوسته زاگرس حاصل از تصادم صفحه عربستان با صفحه ایران در زیر این ایستگاه دانست.

گروه سوم شامل ایستگاه‌های SNGE و KHMZ در زون سنندج - سیرجان است. عمق موهو به‌دست آمده در زیر ایستگاه سنندج با عمق محاسبه شده از روش زو و کاناموری تطبیق مناسبی در ۴۲ کیلومتر نشان می‌دهد (جدول ۱). با توجه به شکل ۳-ج و شکل ۸-ب در این زون افزایش زمان تأخیر فاز تبدیلی موهو تا $7/7$ ثانیه، ضخامت پوسته حدود ۶۷ کیلومتر، در زیر ایستگاه KHMZ مشاهده می‌شود که با تحقیقات قبلی صورت گرفته مبنی بر افزایش ضخامت پوسته در زیر زون سنندج - سیرجان مطابقت می‌کند (کاویانی و همکاران، ۲۰۰۷؛ شادمنان و همکاران، ۲۰۱۱). در تحقیقات شادمنان و همکاران (۲۰۱۱) روی ساختار سرعتی گوشته بالایی با استفاده از روش وارون‌سازی شکل موج افراز شده، نشان داده شد که عمق موهو در زیر گسل روراندگی اصلی زاگرس و زون سنندج-سیرجان به طور قابل ملاحظه‌ای تا حدود ۶۵ کیلومتر افزایش می‌یابد به طوری که این ضخیم‌شدگی پوسته در زیر زون سنندج - سیرجان ثابت نیست و از شمال غربی به جنوب شرقی افزایش می‌یابد. تحقیق روی توابع انتقال گیرنده پاوول و همکاران (۲۰۰۶) در طول یک نیم‌رخ در زاگرس مرکزی، ضخیم‌شدگی پوسته را در زیر زون سنندج - سیرجان تا حدود ۷۰ کیلومتر نشان می‌دهد. پاوول و همکاران (۲۰۱۰) بررسی توابع انتقال گیرنده را روی یک نیم‌رخ در زاگرس شمالی به انجام رساندند. نتایج به‌دست آمده حاکی از ضخیم‌شدگی پوسته در زیر زون سنندج - سیرجان در وسعت بیشتر ولی عمق کمتر (در حدود 2 ± 56) در مقایسه با عمق موهو در زیر زون سنندج - سیرجان در نیم‌رخ زاگرس مرکزی است. ایشان این ضخیم‌شدگی را ناشی از روراندگی پوسته ایران مرکزی روی پوسته زاگرس در طول گسل اصلی راندگی زاگرس می‌دانند. در هر دو ایستگاه پیش‌گفته فاز تبدیلی منفی واضحی در زمان



شکل ۸. بررسی تغییرات عمق موهو بر مبنای نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده در زون سنندج - سیرجان. (الف) نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده P در عمق ۴۰ کیلومتر که با علامت به علاوه آبی رنگ مشخص شده‌اند. مثلث وارون سرخ رنگ موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. (ب) داده‌ها در پنجره‌هایی به ابعاد 0.4° برهم‌انبارش و سپس براساس عرض جغرافیایی نقاط برخورد از جنوب به شمال مرتب شدند. فاز تبدیلی موهو با خط چین سرخ رنگ دنبال شده است.

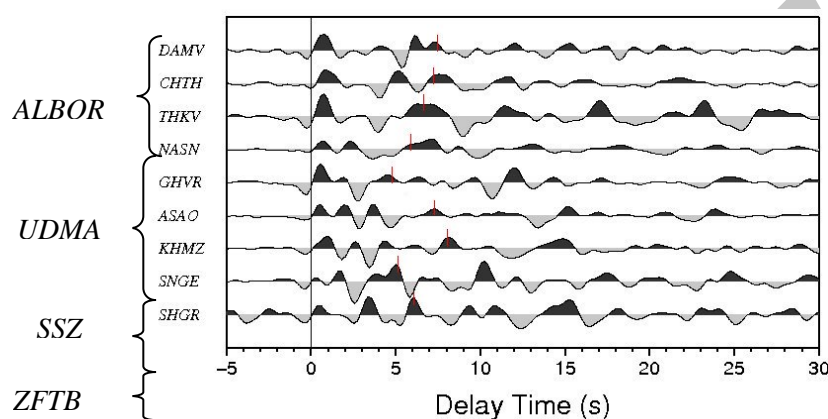


(ب)

شکل ۹. بررسی تغییرات عمق موهو بر مبنای نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده در زون کمربند چین خورده و راندگی زاگرس. (الف) نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده P در عمق ۴۰ کیلومتر که با علامت به علاوه آبی رنگ مشخص شده‌اند. مثلث وارون سرخ رنگ موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. (ب) داده‌ها در پنجره‌هایی به ابعاد 0.4° برهم‌انبارش و سپس بر اساس عرض جغرافیایی نقاط برخورد از جنوب به شمال مرتب شدند. فاز تبدیلی موهو با خط چین سرخ رنگ دنبال شده است.

تحقیق به صورت چندضلعی رنگی و در شکل ۱۱ به صورت گرافیکی نشان داده شده است. متأسفانه به دلیل تراکم ایستگاه‌ها و همچنین، در اختیار نداشتن عمق دقیق تعیین شده در زیر هر ایستگاه در طول نیم‌رخ زاگرس شمالی، از به تصویر در آوردن نتایج پاوول و همکاران (۲۰۱۰) در شکل ۱۱ صرف‌نظر شد. نتایج براساس طول جغرافیایی مرتب شده‌اند.

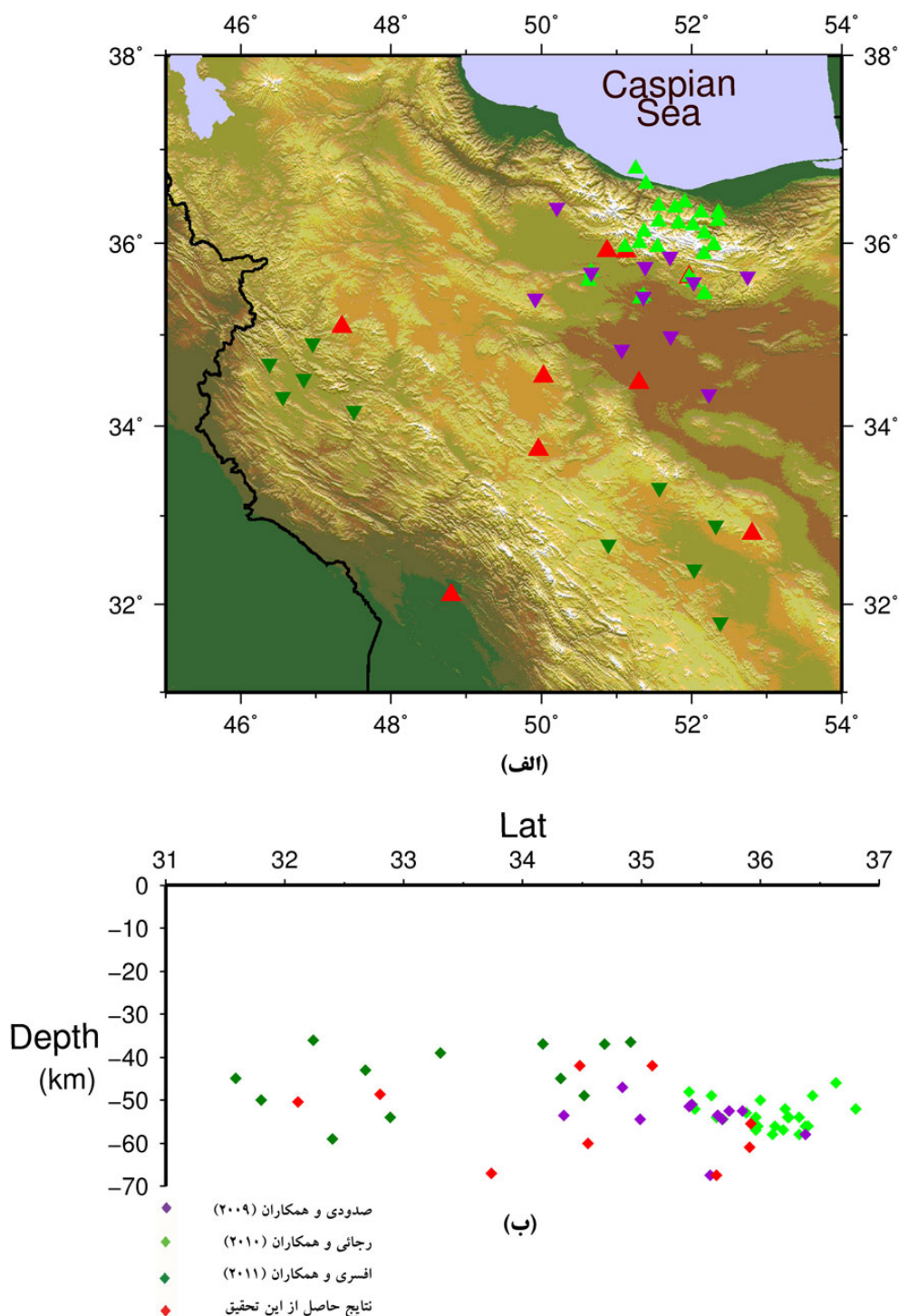
برای مقایسه راحت‌تر تغییرات عمق موهو در طول نیم‌رخ، در شکل ۱۰ تابع انتقال گیرنده برهم‌انبارش شده در هر ایستگاه براساس طول جغرافیایی مرتب شدند و پشت سر هم قرار گرفتند. خط سرخ‌رنگ فاز تبدیلی P_s حاصل از موهو رانشان می‌دهد. به‌منظور مقایسه نتایج به‌دست آمده در این تحقیق با سایر بررسی‌های توابع انتقال گیرنده صورت گرفته شده در منطقه موردنظر که در این مقاله ذکر شده است، عمق موهو برآورد شده در هر



شکل ۱۰. تابع انتقال گیرنده برهم‌انبارش شده در هر ایستگاه که براساس زون مورد بررسی در طول جغرافیایی نیم‌رخ مرتب شده‌اند. ستون سمت چپ نام ایستگاه‌ها به همراه زون زمین‌شناسی آن آورده شده است و خط سرخ‌رنگ فاز تبدیلی P_s حاصل از موهو رانشان می‌دهد. در زون البرز در ۰ تا ۱ ثانیه اول فازهای تبدیلی ناشی از رسوبات دیده می‌شود و حضور چندگانه‌های حاصل از رسوبات، شناسایی فاز P_s حاصل از موهو را مشکل می‌سازد. در زون ارومیه-دختر در ایستگاه ASAO تا قبل از ۵ ثانیه فازهای تبدیلی واضح ناشی از ناپیوستگی‌های پوسته بالایی مشاهده می‌شود که می‌تواند حاکی از آشفتنگی‌های زمین‌شناسی ناشی از مجاورت زون آتشفشانی سنج-سیرجان باشد. در زون سنج-سیرجان با افزایش زمان تأخیر در ایستگاه KHMZ تا زمان ۷/۷ ثانیه به افزایش ناگهانی عمق موهو در این زون پی‌برده می‌شود که در نهایت به زمان تأخیر ۶ ثانیه در زاگرس کاهش می‌یابد.

جدول ۲. مدل سرعتی استفاده شده در تحقیق پاوول و همکاران (۲۰۱۰) و عمق موهو محاسبه شده براساس آن برای ایستگاه‌های واقع شده در SSZ, ZFTB در این تحقیق.

مدل سرعتی پاوول و همکاران (۲۰۱۰)					
ZFTB			SSZ		
H (km)	V_p (km/s)	V_p/V_s	H (km)	V_p (km/s)	V_p/V_s
۱۱	۴/۷	۱/۸	۲۰	۵/۸	۱/۸
۹	۵/۸	۱/۸	۲۵	۶/۵	۱/۸
۲۵	۶/۵	۱/۸			
عمق موهو محاسبه شده با توجه به مدل سرعتی بالا (کیلومتر)					
SHGR ۴۲ کیلومتر		SNGE ۳۸ کیلومتر		KHMZ ۶۱ کیلومتر	



شکل ۱۱. نمایش گرافیکی بررسی توابع انتقال گیرنده صورت گرفته از سوی سایر محققان برای شناسایی عمق موهو در منطقه مورد تحقیق. (الف) موقعیت جغرافیایی نواحی بررسی شده در هر تحقیق با مثلث‌های رنگی نشان داده شده است. صدودی و همکاران (۲۰۰۹) و افسری و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از داده‌های کوتاه‌دوره شبکه لرزه‌نگاری کشوری به بررسی عمق موهو پرداخته‌اند که نتایج به صورت مثلث وارون به نمایش درآمده است. (ب) نتایج به‌دست آمده از عمق موهو در هر تحقیق که براساس عرض جغرافیایی مرتب و به صورت چهارضلعی رنگی نشان داده شده‌اند.

۴ نتیجه‌گیری

استفاده از روش وارون‌سازی افزایشی شکل موج

لرزه‌ای: پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران.

Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld, D., and Priestley, K., 2010, Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran): *Journal of Geodynamics.*, **49**, 68-78.

Afsari, N., Sodoudi, F., Taghizadeh Farahmand, F., and Ghassemi, M. R., 2011, Crustal structure of Northwest Zagros (Kermanshah) and Central Iran (Yazd and Isfahan) using teleseismic Ps converted phases: *J. Seismol.*, **15**, 341-355.

Berberian, M., and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 210-265.

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

Berberian, M., and Yeats, R. D., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**, 120-139.

Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran: *Neue Jahrbuch für Geologische und Paläontologische Abhandlungen*, **168**, 215-229.

Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., and Ghafory Ashtiani, M., 2003, Seismological Constraints on the Crustal Structure Beneath the Zagros Mountain Belt (Iran): *Geophys. J. Int.*, **155**, 1-8.

Jackson, J., and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan: *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **77**, 185-264.

Kaviani, A., Paul, A., Bourouva, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H., and Mokhtari, M., 2007, A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran): *Geophys. J. Int.*, **171**, 399-410.

Kind, R., Kosarev, G. L., and Petersen, N. V., 1995, Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN): *Geophys. J. Int.*, **121**, 191-202.

Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M., and Pequegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran): *Geol. Soc. London. Special Publications*, **330**, 5-18.

Paul, A., Kaviani, K., Hatzfeld, D., Vergne, J., and Mokhtari, M., 2006, Seismological

با توجه به اینکه روش تابع انتقال گیرنده در صورت وجود مدل سرعتی مناسب می‌تواند ابزار مفیدی در برآورد کردن عمق ناپوستگی‌ها باشد، در این تحقیق با استفاده از داده‌های دورلرز به بررسی تغییرات عمق موهو از ایستگاه دماوند در زون زمین‌ساخت البرز تا ایستگاه شوشتر در زون زمین‌ساخت زاگرس پرداخته شد که نتایج به دست آمده را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد.

افزایش ضخامت پوسته در زون البرز که ناشی از کوتاه‌شدگی پوسته در اثر برخورد صفحه عربستان با صفحه اوراسیا است، در نیم‌رخ پیش گفته مشاهده شد.

ضخامت پوسته ای از زون ارومیه دختر به زیر زون سنندج - سیرجان افزایش می‌یابد که این می‌تواند گویای روراندگی پوسته ایران مرکزی روی حاشیه صفحه عربستان و افزایش ضخامت پوسته در زون سنندج - سیرجان باشد. به طوری که، روند تغییرات عمق موهو به دست آمده با تحقیقات پیشین (پاوول و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۱۰؛ شادمنان و شمالی، ۲۰۱۰؛ شادمنان و همکاران، ۲۰۱۱) تطابق قابل قبولی را نشان می‌دهد.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به خاطر در اختیار دادن داده‌های موردنیاز و همچنین، جناب دکتر جوان دولویی برای کمک‌های ارزنده‌شان نهایت تشکر و سپاسگزاری می‌شود.

منابع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

شادمنان، ن.، ۱۳۸۹، بررسی ساختار سه‌بعدی موج برشی در گوشته بالایی و تغییرات عمق موهو در پهنه ایران با

- Sodoudi, F., Kind, R., Priestly, W., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Harjes, HP., and Bohnhoff M., 2006b, Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions: *J. geophys. Res.*, **11**, 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.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth planet: Sci. Lett.*, **223**, 177-185.
- Yuan, X., Sobolev, S. V., and Kind, R., 2002, Moho topography in the central Andes and its geodynamic implication, *Earth Planet: Sci. Let.*, **199**, 389-402.
- Zhu, H., and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern Clifornia from teleseismic receiver functions: *J. Geophys. Res.*, **105**, 2969-2980.
- Evidence for Crustal-Scale Thrusting in the Zagros Mountain Belt (Iran): *Geophys. J. Int.*, **166**, 227-237.
- Radjaee, A., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K., and Hatzfeld, D., 2010, Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran: *Geophys. J. Int.*, **181**, 173-184.
- Shad Manaman, N., and Shomali, H., 2010, Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian-Eurasian plate boundary: *Phys. Earth planet. Inter.*, **180**, 92-103.
- Shad Manaman, N., Shomali, H., and Hemin, K., 2011, New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion: *Geophys. J. Int.*, **184**, 247-267.
- Sodoudi, F., 2005, Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S: PhD thesis, FU Berlin.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Liu, Q., Kind, R., and Chen, J., 2006a, Lithospheric thickness beneath the Dabie Shan, central eastern from S-receiver functions: *Geophys. J. Int.*, **166**(3), 363-367.

Archive SID