

مطالعه مرزهای ناپیوستگی پوسته با استفاده از فاز انعکاسی PpPp

علی مهرداد^۱، سید خلیل متقی^۲

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران، a.mehrdar@iasbs.ac.ir
^۲ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران، kmotaghi@iasbs.ac.ir

چکیده

در این مطالعه ساختار پوسته با استفاده از امواج بازتابی در زیر ۴۶ ایستگاه لرزه‌نگاری مابین ایلام و رشت، ارائه شده است. با توجه به محدودیت‌ها در انتخاب رخداد، ۷ دورلرز با رومرکزی ۳۰° تا ۷۰° و عمق بیشتر از ۷۰ کیلومتر به منظور بررسی مرز موهو و ۴۶ دورلرز با رومرکزی ۳۰° تا ۸۰° و عمق بیشتر از ۳۰ کیلومتر برای بررسی ساختارهای سطحی انتخاب شد. رخدادها، توسط کد پیاده‌سازی شده از روش خودهمبستگی متقابل پردازش و نتایج به صورت سری زمانی برآورد گردید. سپس با مدل-سازی مستقیم، عمق ساختارها بدست آمد. متوسط ضخامت رسوبات زاگرس شمالی و البرز، به ترتیب ۹ و ۷ کیلومتر اندازه-گیری شد، در ایران مرکزی یک گودی به ضخامت ۸ کیلومتر مشاهده گردید. تضاد سرعتی از محل راندگی اصلی زاگرس دیده می‌شود که تا عمق ۲۵ کیلومتری کشیده شده است. ضخیم‌شدگی پوسته در ناحیه سندانج- سیرجان دیده شد و بیشترین ضخامت پوسته ۵۴ کیلومتر برآورد گردید.

واژه‌های کلیدی: امواج بازتابی، رومرکزی، خودهمبستگی متقابل، مدل‌سازی مستقیم، تضاد سرعتی، راندگی اصلی

Study Crustal structures using teleseismic PpPp phase

Ali Mehrdar¹ Khalil motaghi²

¹ PHD Student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran
a.mehrdar@iasbs.ac.ir

² Assistant Professor, Earth science faculty, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS) (kmotaghi@iasbs.ac.ir)

Abstract

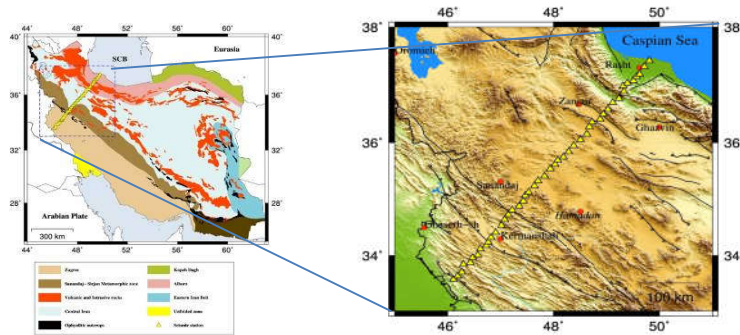
In this study we used teleseismic virtual source reflection method to image crustal layers beneath the profile (These stations have been installed that fell on a line from Rasht City to Ilam City, include 46 station). We applied event selection criteria According to two separate aims. First, to investigate Moho boundary, we chose 7 teleseismic events with epicentral 30°- 70° and depth greater than 70 km. Second goal is investigating thickness of near surface features, we select 46 teleseismic events with epicentral 30°- 80° and depth greater than 30 km. selected events were analyzed by our code programmed based on Autocorrelation Averaging method. The times series converted to depth by using forward modeling. We showed the average sediment thickness beneath the Zagros and Alborz is ~ 9 km and ~ 7 km. We discovered a thick sediment basin in the Central Iran with depth of 8 km. A contrast velocity boundary was identified in Main Recent Fault. The maximum crustal thickness was estimated ~54 km beneath Sanandaj-Sirjan zone.

Keywords teleseismic virtual source reflection, epicentral, Autocorrelation Averaging, forward modeling, contrast velocity, Main Recent Fault

۱ مقدمه

کوهزایی زاگرس در اثر برخورد قاره‌ای میان دو صفحه عربی و اوراسیا شکل گرفته است. سوالات مهم بسیاری در رابطه با کمر بند برخوردی زاگرس وجود دارد که به بسیاری از آنها پاسخ دقیقی داده نشده است. برخی از آنها عبارتند از، موقعیت مرز برخوردی میان ایران مرکزی و صفحه عربی، شناسایی مرز پی‌سنگ و رسوب و بررسی هندسه رسوبات. منطقه برخوردی زاگرس به عنوان یک حوضه عمیق رسوبی شناخته شده است و به این دلیل شناسایی مرز پی‌سنگ و رسوب کار دشوار و پرهزینه‌ای به شمار می‌رود و در مطالعاتی که در این منطقه انجام گرفته، هیچگونه اظهار نظر دقیقی در مورد ضخامت رسوبات مرز پی‌سنگ و رسوب نشده است. بهترین روش برای تعیین ساختار سطحی که توانایی شناسایی مرز پی‌سنگ و رسوبات عمیق را نیز داشته باشد، استفاده از امواج بازتابی است. امواج بازتابی سری‌های زمانی هستند که از تحلیل تنها مولفه قائم لرزه‌نگارشت‌ها حاصل می‌شوند. این امواج از واهمامیخت میانگین خودهمبستگی مولفه‌های قائم ثبت شده در یک پروفیل از

خودهمبستگی مولفه قائم هر یک از لرزه‌نگاشت‌ها حاصل می‌شوند (لی و نبلک ۱۹۹۹) و اثرات ساختار زیر گیرنده را در خود دارند. امواج بازتابی پاسخ ساختار زمین در مجاورت محل ایستگاه نصب شده را ارائه می‌دهند و ابزار مناسبی برای تشخیص مرزهای ناپیوستگی در عمق‌های مختلف به‌شمار می‌روند. در این مطالعه برای محاسبه امواج بازتابی از داده‌های مربوط به ۴۶ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت در حد فاصل شهرهای رشت تا ایلام استفاده گردیده است (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری (مثلث‌های زرد) بر روی نقشه زمین‌شناسی ایران

۲ روش تحقیق

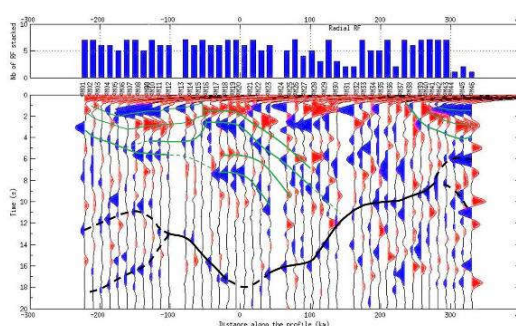
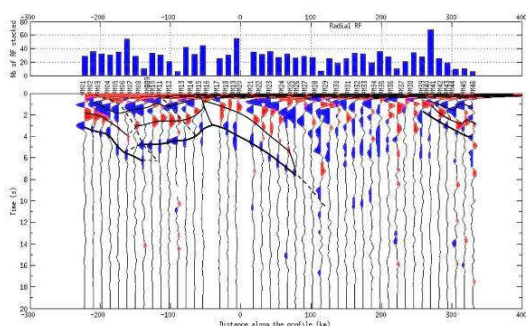
استفاده از روش امواج بازتابی برای شناسایی ساختار پوسته نسبت به سایر روش‌ها، که مهم‌ترین آن روش تابع گیرنده است، دارای مزایای قابل توجهی می‌باشد. یکی از بزرگترین مزیت‌ها این است که می‌توان ساختار نزدیک سطح را تنها از روی مؤلفه قائم شناسایی کرد و نیاز به سایر مؤلفه‌ها نیست. استفاده از تنها مؤلفه قائم این امکان را به این روش می‌دهد که در حالتی که انرژی روی سایر مؤلفه‌ها ضعیف یا نویزی باشد، بازهم می‌توان ساختار سطحی را شناسایی کرد. از دیگر ویژگی‌های قابل ذکر این روش، توانایی شناسایی ساختار سطحی با دقت بالا نسبت به تابع گیرنده است، به طوری که در نتایج بدست آمده از تابع گیرنده سطحی‌ترین لایه قابل شناسایی عمقی حدود ۸ کیلومتر باید داشته باشد و لایه‌های نازک‌تر و سطحی‌تر قابل شناسایی نیستند ولی در این روش به دلیل وجود دو بازتاب فاصله زمانی موج مستقیم ثبت شده نسبت به موج بازتابی افزایش می‌یابد به طوری که در این پژوهش ما توانستیم لایه‌بندی با ضخامت $2/5$ کیلومتر را نیز شناسایی کنیم. علاوه بر موارد ذکر شده در این روش برای حذف اثر چشمه از همبستگی استفاده می‌شود و شکل موج‌های بدست آمده به صورت خودکار در زمان صفر به خط می‌شوند و مانند روش تابع گیرنده نیاز به هم‌زمان کردن زمان رسید موج فشارشی مستقیم نیست.

امواج زلزله همواره اثرات چشمه و مسیر را هم‌زمان در خود دارد. وجود اثرات چشمه، پیدا کردن و تحلیل امواج بازتابی را پیچیده می‌کند. در این پژوهش برای حذف اثرات چشمه از روش میانگین خودهمبستگی (لی و نبلک، ۱۹۹۹) استفاده شد.

دو بانک داده برای بررسی جداگانه ساختار کم‌عمق و عمیق پوسته تهیه گردید. بانک داده اول برای بررسی مرز موهو که شامل ۷ دورلرز (۳۲۰ نگاشت) با روی مرکزی بیشتر از 30° و کمتر از 70° برای جلوگیری از تداخل فاز PpP (در فواصل رومرکزی بیشتر از 70° فاز مزاحم PpP به صورت واضح درون در محدوده زمانی ۱۶ ثانیه مورد نظر ما قرار می‌گیرد و نتایج را تحت تاثیر قرار می‌دهد) و عمق بیشتر از ۷۰ کیلومتر برای جلوگیری از تداخل فازهای عمقی pp و sp ایجاد شد. بانک داده دوم به منظور شناسایی ساختار سطحی شامل ۴۶ دورلرز (۱۲۹۲ نگاشت) با روی مرکزی $80^\circ - 30^\circ$ (باتوجه به اینکه، هدف ساختار سطحی است و محدوده زمانی مورد نظر ما به ۷ ثانیه کاهش یافته، برای عدم تداخل فاز PpP، رومرکزی کمتر از 80° انتخاب شد) و عمق بیشتر از ۳۰ کیلومتر تهیه گردید (در هر دو بانک داده شرط عمقی نیز برای جلوگیری از تداخل فازهای pp و sp با محدوده زمانی مورد نظر ما انتخاب شده است).

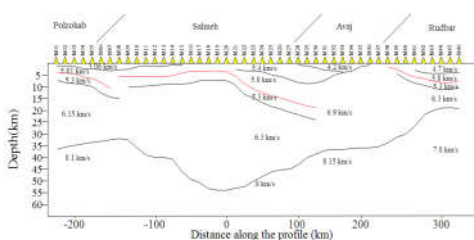
پنجره P بر روی مولفه قائم تمامی رخدادها اعمال شد (۱۵ ثانیه قبل و ۱۰۰ ثانیه بعد از زمان رسید تئوری موج P). با میانگین‌گیری از خودهمبستگی هر یک از نگاشت‌ها (برای هر رخداد)، خودهمبستگی موجک چشمه شناسایی و از خودهمبستگی هر یک از نگاشت‌ها به روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان (لیگوریا و آمون، ۱۹۹۹) واهمامیخت شد و سری زمانی خودهمبستگی پاسخ ساختار محاسبه گردید. با بکارگیری از جفت تبدیل هیلبرت (اپنهایم و شیفر، ۱۹۸۳) از روی

طیف دامنه بدست آمده از خودهمبستگی پاسخ ساختار، طیف فاز سری زمانی ساختار زیر گیرنده محاسبه شد. با مشخص بودن طیف دامنه و طیف فاز با تبدیل فوریه اثر ساختار زیر هر ایستگاه محاسبه شد که با عکس تبدیل فوریه به راحتی سری زمانی ساختار زیر گیرنده به دست آمد. برای به کارگیری این روش نیاز است که موج مورد نظر کمینه انرژی باشد، پس بدین منظور تمام نگاشت‌ها را در تابعی نمایی $\exp(-a)$ ضرب نموده تا موج کمینه انرژی شود (لی و نیلک، ۱۹۹۹). مقادیر a از 0.18 تا 0.99 در تابع نمایی جایگذاری شد و بهترین حالت برای نمایش پاسخ ساختار سطحی و عمیق (تا ناپیوستگی موهو) برای $a = 0.96$ انتخاب شد. سپس بر روی نتایج بدست آمده، تصحیح نقطه همگرایی مشترک (CCP) برای تصحیح اثر فاصله، تصحیح ارتفاعی محل برخورد موج با زمین و برانبارش جهت افزایش نسبت سیگنال به نوفه انجام شد. نتایج بدست آمده در شکل ۲ الف سری زمانی برانبارش شده بانک داده اول (شناسایی مرز موهو) و شکل ۲ ب سری زمانی برانبارش شده بانک داده دوم (شناسایی ساختار سطحی) به تصویر کشیده شده است.

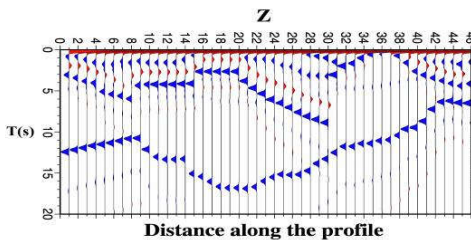


شکل ۲. الف) سری زمانی برانبارش شده بانک داده اول و بررسی مرز موهو، ب) سری زمانی برانبارش شده بانک داده دوم و بررسی ساختار سطحی

در مرحله بعد با استفاده از مدل سازی مستقیم (فردریکسن و بوستوک، ۲۰۰۰) سری‌های زمانی بدست آمده به عمق متناظر تبدیل شدند (شکل ۳ و ۴).



شکل ۴. نمایی شماتیک از ضخامت لایه‌بندی وارد شده به مدل سازی.

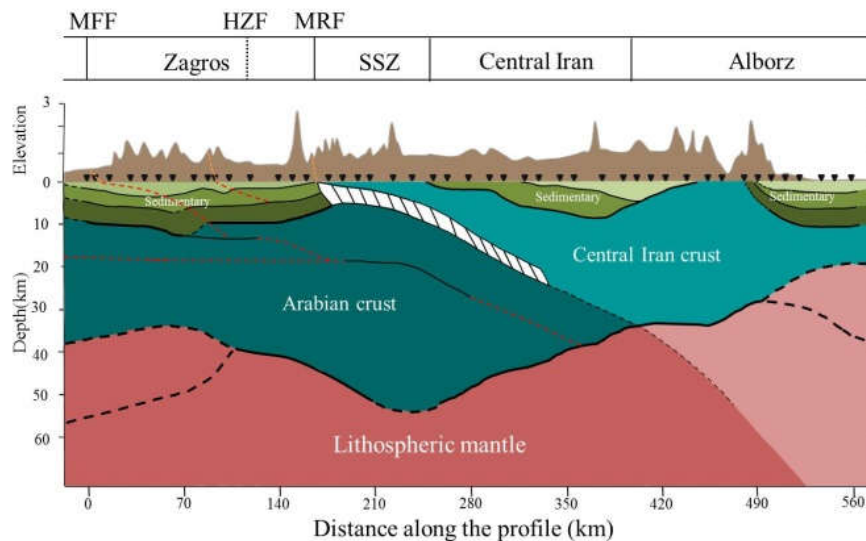


شکل ۳. مدل نهایی خروجی از مدل سازی مستقیم

مدل سازی مستقیم بدین صورت عمل می‌کند که، با قرار دادن یک لایه در یک عمق دلخواه و تولید یک موج مصنوعی، امواج بازتاب شده از آن لایه محاسبه می‌شوند. با تغییر ضخامت لایه‌بندی شکل موج‌های محاسبه شده از مدل سازی دچار تغییر می‌شوند. در نهایت انتخاب لایه‌ها با ضخامت‌های متفاوت به گونه‌ای در نظر گرفته شدند که نتایج بدست آمده از مدل سازی مستقیم، با نتایج بدست آمده از محاسبات امواج بازتابی، یکسان شوند. در نتیجه لایه‌بندی وارد شده در مدل سازی مستقیم به عنوان مرزهای شناسایی شده در نظر گرفته شد. مدل سازی مستقیم امواج بازتابی نیازمند اطلاعات اولیه از قبیل سرعت امواج فشارشی و برشی در هر لایه است. بدین منظور از نتایج مکان‌یابی چندرویداده برای بدست آوردن مدل سرعتی و لایه‌بندی در زیر منطقه مورد نظر استفاده شد. همچنین برای افزایش دقت در محاسبه عمق لایه فوقانی در زیر زاگرس، از سرعت بدست آمده از روش چک‌شات چاه تابناک در گزارش تابناک ۱۰ استفاده شد.

۳ نتیجه‌گیری

شکل ۵ تصویر شماتیک روشنی از تغییرات ضخامت پوسته و ساختار درون پوسته‌ای در زیر پروفیل را نمایش می‌دهد. در زیر پهنه زاگرس عمیق‌شدگی در رسوبات مشاهده می‌شود (شکل ۲ب و ۴) و عمق مرز رسوبات-پی‌سنگ به طور میانگین حدود ۹ کیلومتر تخمین زده شده که این نتیجه با نتایج بدست آمده از کارهای مالک‌زاده و همکاران (۲۰۱۶)، متقی و همکاران (۲۰۱۷) تطابق خوبی دارد. در این مطالعه در داخل لایه رسوبات نیز روندها و خطوارگی‌هایی مشاهده شد که رسوبات ناحیه زاگرس را به سه بخش تقسیم می‌کند. یک لایه پر سرعت در بین دو لایه کم سرعت قرار گرفته و باعث به وجود آمدن پلاریته منفی شده است (شکل ۲ب). همچنین یک لایه کم‌سرعت که از عمق ۲ کیلومتری در محدوده گسل عهد حاضر تا عمق حدود ۲۵ کیلومتری و فاصله‌ی ۱۸۰ کیلومتری از گسله (به سمت ایران مرکزی) ادامه دارد، مشاهده شد (شکل ۲)، که این لایه در توابع گیرنده متقی و همکاران (۲۰۱۷) به خوبی قابل رویت بوده است. ضخامت رسوبات در سواحل دریای خزر در بیشترین حالت ۹ کیلومتر برآورد گردید. در شکل ۲ الف تغییرات ضخامت پوسته به تصویر در آمده است و نتایج بدست آمده در این پژوهش نیز تأکیدی بر این است که، ضخیم‌شدگی پوسته در زیر ناحیه دگرگونی سنندج-سیرجان اتفاق افتاده است و به حدود ۵۴ کیلومتر رسیده است (۲الف و ۴).



شکل ۵. تفسیر انجام شده از مجموعه دو داده‌ی پردازش شده در این پژوهش. خطوارگی‌های مشاهده شده از نتایج با خطوط مشکی و خطوارگی‌های احتمالی با خط‌چین‌ها نمایش داده شده است.

منابع

- Frederiksen, A. W., and M. G. Bostock. "Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures." *Geophysical Journal International* 141.2 (2000): 401-412.
- Li, X. Q., & Nábělek, J. L. (1999). Deconvolution of teleseismic body waves for enhancing structure beneath a seismometer array. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 190-201.
- Nakamura, N., 1996, Two-dimensional mixing, edge formation, and permeability diagnosed in an area coordinate: *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1524-1537.
- Ligorria, J.P., Ammon, C.J. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.* 89(5), 1395-1400.
- Malekzade, Zaman, et al. "The effects of plate margin inhomogeneity on the deformation pattern within West-Central Zagros fold-and-Thrust Belt." *Tectonophysics* 693 (2016): 304-326.
- Motaghi, K., et al. "The south Zagros suture zone in teleseismic images." *Tectonophysics* 694 (2017): 292-301
- Oppenheim, Alan V., and Ronald W. Schaffer. "Digital signal processing. 1975." Englewood Cliffs, New York (1983).