

تخمین ساختار سرعتی پوسته در ناحیه زاگرس مرکزی

با استفاده از امواج شکست مرزی

نوشته: آزاده فاطمی زاده* و دکتر محمد تاتار*

Estimation of Crustal Velocity Structure of the Central Zagros Using Refracted Waves

By: A. Fatemizadeh* & Dr. M. Tatar*

چکیده

ساختار سرعتی پوسته، نقش مهمی در تعیین محل دقیق زمین لرزه ها دارد. در این مطالعه تلاش شد مدل سرعتی پوسته در منطقه قیر-کارزین در زون زاگرس مرکزی، به کمک زمین لرزه های محلی ثبت شده در یک شبکه لرزه نگاری موقت، مورد تحقیق قرار گیرد. بررسی هندسه ناپیوستگی موهو از دیگر اهداف این تحقیق است. لذا ابتدا براساس قرائت زمانهای رسید امواج Pg شکست مرزی از سطح مشترک لایه های مختلف، تلاش شد سرعت این امواج در لایه های مختلف پوسته و گوشته بالایی در منطقه قیر-کارزین تعیین گردد. نتیجه تحلیل نشان می دهد که سرعت امواج P در لایه های دوم و سوم به ترتیب ۵/۹ و ۶/۴۵ کیلومتر بر ثانیه است. سپس با رسم منحنی زمان-مسافت نسبی برای امواج Pn حاصل از سه زمین لرزه ای که در فاصله کانونی مناسب از شبکه لرزه نگاری واقع می شوند، سرعت میانگین ظاهری ۸/۰ کیلومتر بر ثانیه برای این امواج و به عبارتی برای گوشته بالایی به دست آمد. کاربرد روش نسبی در رسم و تحلیل منحنیهای زمان-مسافت با استفاده از زمانهای رسید امواج Pn برای یکی از زمین لرزه های دور نشان می دهد که ضخامت پوسته در جهت جنوب باختر-شمال خاور افزایش می یابد.

کلید واژه ها: زاگرس مرکزی، امواج شکست مرزی، منحنی زمان-مسافت نسبی، ناپیوستگی موهو، گوشته فوقانی

Abstract

Crustal velocity structure has a very important role in precise locating of seismic events. In this study attempt has been made to investigate the velocity structure of the crust and the upper mantle in the Ghir-Karzin region of the central Zagros using local earthquakes recorded by a temporary network of 30 seismological stations operated for two months. The geometry of the Moho discontinuity is planned to be investigated using all readings of Pn phases and applying relative time-distance method. Therefore, first using arrival times of refracted Pg from different layer interfaces, a P-wave velocity of 5.9 and 6.45 km/s was obtained for second and third layer respectively.

Relative time-distance curves of Pn arrival time for 3 regional earthquakes located enough away from our network reveal an apparent velocity of 8.0 km/s for the upper mantle beneath the seismic network. Using same method, we demonstrated that the crustal thickness increases toward NE. A dip of (2 ± 1) degree was estimated for the Moho beneath our seismological network.

Keywords: Central Zagros, Refracted wave, Relative time-distance curve, Moho, Upper Mantle

مقدمه

این رشته کوه شامل توالی ضخیم و پیوسته ای از رسوبات قاره ای است که به روی سازند نمکی هرمز به ضخامت ۲-۱ کیلومتر نهشته شده اند. باور براین است که رسوبات پالئوزویک تا اواخر ترشیری به وسیله لایه های نمکی هرمز از سنگ بستر دگرگونی پرکامبرین جدا می شوند (علوی، ۱۹۹۴).

رشته کوه زاگرس به عنوان یک کمربند چین خورده - روراند ساده، یکی از فعال ترین کمربندهای کوهزایی جهان به لحاظ لرزه خیزی به شمار می آید که حاصل برخورد قاره ای صفحه عربی و پوسته قاره ای ایران مرکزی می باشد. زاگرس از چینهای موازی و نامتقارنی تشکیل شده است که با ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر پهنا، طولی در حدود ۱۲۰۰ کیلومتر از خاور ترکیه تا تنگه هرمز را شامل می شود (بربریان، ۱۹۹۵).

پردازش داده‌های جمع آوری شده در قالب مطالعه امواج Pn و Pg به‌طور جداگانه انجام گرفت که در ادامه به آن اشاره خواهد شد.

مطالعه امواج شکست مرزی Pg

توزیع ژرفای کانونی و رویدادهای انتخابی (۱۸۹ زمین لرزه با خطای RMS کمتر از ۰/۱ ثانیه و خطای مکانی و ژرفایی کمتر از ۱ کیلومتر که دست کم توسط ۱۰ ایستگاه لرزه نگاری ثبت شده‌اند) نشان می‌دهد که بیشتر زمین‌لرزه‌ها در ژرفای ۸ تا ۱۶ کیلومتر قرار می‌گیرند (شکل ۲). با توجه به توزیع ژرفای کانونی زمین لرزه‌ها و اطلاعات دقیق موجود درباره ژرفای سطوح مشترک مختلف (جدول ۱) و به عبارتی ساختار سرعتی پوسته در منطقه مورد مطالعه (هاتسفلد و همکاران، ۲۰۰۳) به‌منظور مطالعه امواج شکست مرزی Pg، زمین‌لرزه‌های محلی برحسب ژرفا به دو گروه تقسیم شدند: زمین لرزه‌های با ژرفای کانونی کمتر از ۱۱ کیلومتر و زمین لرزه‌های با ژرفای کانونی بیشتر از ۱۱ کیلومتر.

منظور اصلی از جدا کردن رویدادهای واقع در ژرفای کمتر از ۱۱ کیلومتر، مطالعه سرعت امواج شکست مرزی از سطح مشترک لایه اول و دوم یعنی از سطح مشترک جدا کننده لایه رسوبی و پوسته بلورین بالایی است. همان‌طور که می‌دانیم و براساس قوانین اسنل، امواج تابشی از چنین زمین لرزه‌هایی، در صورتی که با زاویه تابشی بیشتر از زاویه حد ($\sin\theta = V_1/V_2$) به مرز مشترک دو لایه اول و دوم بتابند، شکست یافته و با سرعت لایه دوم در مرز مشترک دو لایه منتشر می‌شوند.

باتوجه به این که در اینجا هدف استفاده از امواج شکست مرزی در تعیین سرعت لایه‌های مختلف است، سعی شد منحنیهای زمان رسید- مسافت به‌طور نظری برای فازهای مختلف در یک مدل ساده دو لایه و یا مدل سه لایه مشابه آنچه که در منطقه مورد مطالعه داریم (جدول ۱)، رسم شود. ابتدا منحنی زمان رسید- مسافت برای زمین لرزه‌های با ژرفای کانونی ۹ و ۱۰ کیلومتر رسم شد. نتیجه نشان می‌دهد که چه در مدل ساده یک لایه‌ای بر روی نیم فضا و چه در مدل سه لایه‌ای، برای فواصل کانونی بیشتر از ۳۰ کیلومتر، اولین فاز دریافتی، امواج Pg شکست مرزی از سطح مشترک لایه اول و دوم می‌باشند.

بنابراین، امواج رسیده با فاصله کانونی بیشتر از ۳۰ کیلومتر برای ما مهم هستند. لذا سعی شد از میان رویدادهای دورتر که دارای توزیع آزمونتی بیشتر از ۱۸۰ درجه هستند، برای مطالعه امواج شکست مرزی استفاده شود.

برای نمونه، منحنی زمان - مسافت نظری برای فازهای مختلف یک زمین لرزه واقع در ژرفای ۱۰ کیلومتر در یک مدل سه لایه مشابه جدول ۱ در شکل ۳ نشان داده شده است.

لرزه‌خیزی زاگرس بیشتر محدود به عرضهای پایین‌تر، بین خلیج فارس و گسل روراندی اصلی زاگرس بوده و بیشتر زمین لرزه‌های بزرگ بر روی گسلهای معکوس بزرگ زاویه، موازی باروند کلی محور چینهای این زون روی می‌دهند (نی و برازنجی، ۱۹۸۶).

چنین به‌نظر می‌رسد که زمین لرزه‌های بزرگ بر روی گسلهای روراندی پنهان که به سطح زمین نمی‌رسند، روی می‌دهند (بربریان، ۱۹۹۵). مطالعات اخیر در منطقه قیر - کارزین از زاگرس مرکزی (تاتار و همکاران، ۲۰۰۴) دلالت بر این دارد که کانون خرد زمین لرزه‌ها، اساساً در بخش بالایی سنگ بستر بلورین و در زیر لایه‌های رسوبی واقع می‌شوند. هدف از پژوهش حاضر، بررسی و تعیین ساختار سرعتی پوسته در منطقه قیر - کارزین به‌روش شکست مرزی و با استفاده از امواج Pn و Pg است.

در این تحقیق، با توجه به نوع داده‌های موجود، ابتدا سعی می‌شود با استفاده از زمانهای رسید امواج Pg شکست مرزی از سطوح مشترک لایه‌های اول و دوم و لایه‌های دوم و سوم، سرعت این امواج در لایه‌های دوم و سوم تعیین شود. سپس سعی خواهد شد به کمک سه زمین لرزه دور که در فاصله کانونی مناسب (بیشتر از ۱۸۰ کیلومتر) روی داده‌اند، و با استفاده از روش نسبی زمان - مسافت سرعت امواج Pn در گوشته بالایی مطالعه و تعیین گردد.

پردازش داده‌ها

در زمستان ۱۳۷۶ و به منظور مطالعه لرزه خیزی، لرزه زمین ساخت و ساختار سرعتی پوسته در بخشی از زون زاگرس مرکزی، یک شبکه لرزه نگاری شامل ۳۰ ایستگاه در منطقه قیر - کارزین که خود شاهد یکی از بزرگ‌ترین زمین لرزه‌های زاگرس ($M_s = 6/9$ ، ۱۹۷۲) بوده است، نصب شد.

این شبکه لرزه نگاری از ۲۵ دستگاه TAD متصل به لرزه سنجهای کوتاه دوره تک مؤلفه‌ای (با بسامد طبیعی ۲ هرتز) و ۵ دستگاه ثابت REFTEK متصل به چهار لرزه سنج کوتاه دوره سه مؤلفه‌ای (Lennartz) و یک لرزه‌سنج باند پهن GMG-40T تشکیل شده بود. در اولین مرحله، زمانهای اولین رسید امواج P (شامل Pn و Pg) برای بیش از ۴۰۰ خردزمین لرزه ثبت شده در شبکه لرزه نگاری موقت نصب شده تعیین شد و در پرونده‌های متناظر با نام رویداد مربوطه ذخیره گردید.

به‌منظور قرائت زمان رسید اولین موج، شامل فازهای Pn و Pg از نرم‌افزار Pickev (<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/ftp-sismalp/msdos>) استفاده شد. موقعیت مکانی زمین لرزه‌های تعیین محل شده به همراه ایستگاههای لرزه نگاری نصب شده در منطقه در شکل ۱ نشان داده شده است. با توجه به وجود زمین لرزه‌های با فواصل کانونی متفاوت و فازهای مختلف قرائت شده،

کیلومتر دلالت دارد، ولی برای فواصل کمتر (تا حد ۲۰ کیلومتر) نیز عملاً مطابق منحنیهای زمان-مسافت ترسیمی، هر دو فاز مستقیم و شکست مرزی تقریباً همزمان به ایستگاهها می‌رسند و سرعت ظاهری مشابهی دارند.

در اینجا نیز مشابه حالت قبل، از رویدادهای انتخابی که در خارج شبکه لرزه‌نگاری (توزیع آزیموتی بیشتر از ۱۸۰ درجه) واقع شده‌اند، استفاده شد. منحنی زمان-مسافت برای ۸ زمین لرزه مختلف که توسط تعداد قابل قبولی از ایستگاههای لرزه‌نگاری دریافت شده‌اند در شکل ۶ نشان داده شده است.

صرفظراً از رویدادهای استفاده شده، منحنیهای زمان-مسافت ترسیمی، شیب کم و بیش یکسانی را نشان می‌دهند و بر سرعتهای ۶/۴۱ و ۶/۴۹ کیلومتر بر ثانیه برای موج P شکست مرزی در سطح مشترک دو لایه دوم و سوم دلالت دارند. بنابراین یک سرعت میانگین $V_p=6/45$ کیلومتر بر ثانیه برای سرعت موج P در لایه بلورین زیرین تخمین زده می‌شود.

مقادیر به دست آمده به عنوان سرعت موج P در لایه‌های بالایی و زیرین پوسته بلورین منطقه مورد مطالعه، اگرچه با روش کاملاً متفاوت از روش به کار برده شده توسط هاتسفلد و همکاران (۲۰۰۳) برآورد شده‌اند، اما در هر حال با مقادیر ارائه شده توسط ایشان (جدول ۱) کاملاً همخوانی و مطابقت دارند.

مطالعه امواج شکست مرزی Pn

سطح ناپیوستگی موهو، یکی از مهم‌ترین و معروف‌ترین سطوح مشترک هستند که پوسته را از گوشته بالایی جدا می‌کنند. امواج Pn در واقع امواج P هستند که در سطح مشترک موهو و با سرعت گوشته بالایی به صورت شکست مرزی حرکت می‌کنند. منحنیهای زمان-مسافت نظری رسم شده برای یک مدل سه لایه مشابه جدول ۱، که برای دو زمین لرزه با ژرفای متفاوت ۸ و ۱۷ کیلومتر (مرز زیرین و بالایی برای ژرفای کانونی بیشتر زمین لرزه‌های زاگرس مرکزی) رسم شده‌اند، نشان می‌دهد که امواج Pn بسته به ژرفای زمین لرزه برای فواصل کانونی بیشتر از ۱۲۰ کیلومتر (برای زمین لرزه‌های ژرف) و ۲۰۰ کیلومتر (برای زمین لرزه‌های کم ژرفا) اولین فازهای دریافتی توسط ایستگاههای لرزه‌نگاری می‌باشند.

به عنوان اولین قدم، تلاش شد تا زمین لرزه‌های با فاصله کانونی مطلوب (بیشتر از ۱۸۰ کیلومتر) در بانک اطلاعاتی موجود از کل زمین لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری موقت شناسایی شوند. نگاهی به فهرستگان زمین لرزه‌های جهانی NEIC (سازمان زمین‌شناسی آمریکا) نشان می‌دهد که در مدت نصب شبکه لرزه‌نگاری، دست کم سه رویداد در فاصله مناسب از این شبکه روی داده‌اند. مشخصات این سه زمین لرزه در جدول ۲ آورده شده است.

برای رویدادهای انتخابی، ابتدا فواصل کانونی و زمانهای رسید اولین فاز به ایستگاههای لرزه‌نگاری به کمک برنامه Hypo71 تعیین و سپس، منحنیهای زمان-مسافت مربوطه رسم شدند. منحنی زمان-مسافت برای ۲۵ زمین لرزه با ژرفای کانونی کمتر از ۱۱ کیلومتر در شکل ۴ نشان داده شده است. در رسم این منحنیها فقط ایستگاههایی مد نظر قرار گرفتند که دارای فاصله کانونی بیشتر از ۳۰ کیلومتر بوده و در یک راستا نسبت به کانون قرار گرفته‌اند.

منحنیهای زمان-مسافت ترسیمی در شکل ۴، به ترتیب از بالا به پایین بر سرعتهای ۵/۸۳، ۵/۹۶، ۵/۹۰ و ۵/۹۳ کیلومتر بر ثانیه دلالت دارند. بنابراین سرعت میانگین ۵/۹۰ کیلومتر بر ثانیه به عنوان سرعت موج Pg شکست مرزی و به عبارتی سرعت موج P در لایه دوم مد نظر گرفته می‌شود. البته باید به این نکته اشاره شود که سرعت به دست آمده در اینجا سرعت ظاهری بوده و فقط در صورت افقی بودن سطح مشترک میان دو لایه می‌تواند به عنوان سرعت واقعی لایه دوم منظور شود.

زمین لرزه‌های با ژرفای کانونی بیشتر از ۱۱ کیلومتر و بویژه آنهایی که دارای ژرفای کانونی بالای ۱۵ کیلومتر بودند، برای تعیین سرعت لایه سوم بر اساس مطالعه امواج شکست مرزی از حد فاصل دو لایه دوم و سوم مورد استفاده قرار گرفتند. در این حالت نیز مشابه مورد قبل، با توجه به اطلاعات دقیق موجود از ساختار سرعتی پوسته در منطقه، تلاش شد با اعمال روش متفاوت از هاتسفلد و همکاران (۲۰۰۳)، سرعت موج P در لایه سوم، یعنی لایه بلورین زیرین تعیین گردد.

ابتدا با رسم منحنیهای زمان-مسافت نظری برای یک مدل سه لایه مشابه جدول ۱، کمترین فاصله کانونی برای رسید امواج شکست مرزی به عنوان اولین فاز رسیده به ایستگاه لرزه‌نگاری تعیین شد. در اینجا نیز منحنی زمان-مسافت نظری برای زمین لرزه‌های واقع در اعماق مختلف رسم گردید. منحنی زمان رسید-مسافت نظری برای زمین لرزه‌های با ژرفای کانونی ۱۷ کیلومتر و برای یک مدل سه لایه در شکل ۵ نشان داده شده است.

بررسیها نشان می‌دهد که با افزایش ژرفای زمین لرزه، فاصله کانونی برای دریافت امواج شکست مرزی به عنوان اولین رسید به ایستگاه کاهش می‌یابد. مطابق منحنیهای رسم شده، کمترین فاصله کانونی برای دریافت امواج شکست مرزی از سطح مشترک دو لایه دوم و سوم برای زمین لرزه‌های با ژرفای کانونی ۱۳، ۱۵ و ۱۷ کیلومتر به ترتیب ۴۵، ۴۰ و ۳۵ کیلومتر است.

همان‌طور که در شکل ۵ به خوبی آشکار است، اگرچه دریافت موج شکست مرزی به عنوان اولین رسید از سطح مشترک دو لایه دوم و سوم برای زمین لرزه‌های کم ژرفای به وجود کمترین فاصله کانونی ۴۰-۳۵

برای تعیین شیب و امتداد موهو، باید سرعت پوسته و گوشته بالایی برآورد شود. به هرحال، تغییرات سرعت پوسته اگر موهو به صورت افقی باشد، هیچ تاثیری ندارد. ولی در صورت وجود شیب، تغییر در سرعت فرضی پوسته، مقدار شیب برآوردی را تغییر خواهد داد، اگرچه راستای شیب در اصل بی تغییر باقی خواهد ماند.

اولین رویدادی که مورد استفاده قرار گرفت، زمین لرزه‌ای است که در شمال باختر و به فاصله حدود ۵۰۰ کیلومتری از شبکه اتفاق افتاده است. برای تعیین سرعت موج Pn به روش نسبی، اختلاف زمان سیر و اختلاف فاصله کانونی میان هر یک از ایستگاهها نسبت به ایستگاه Seyf که به عنوان ایستگاه مرجع در نظر گرفته شد، محاسبه گردید.

سپس همان گونه که بیان شد ایستگاههایی که در یک امتداد قرار داشتند در سه گروه تقسیم شده و منحنی زمان-مسافت نسبی برای آنها رسم شد که نتیجه در شکل ۸ نشان داده شده است. همان طور که ملاحظه می شود برای رویداد اول سه سرعت ظاهری مختلف برابر به ترتیب $V_{Pn} = 7/7$ و $7/75$ کیلومتر بر ثانیه به دست آمد. بنابراین سرعت $V_{Pn} = 7/75$ کیلومتر بر ثانیه به عنوان سرعت ظاهری امواج P در گوشته بالایی در زیر شبکه لرزه‌نگاری نصب شده در نظر گرفته شد. باتوجه به اینکه روش نسبی برخلاف روش عادی زمان-مسافت چندان به بخط شدگی رویدادها حساس نیست، لذا برای رویداد فوق، یک بار هم تمام ایستگاهها در محاسبات و رسم منحنی زمان-مسافت مورد استفاده قرار گرفتند که سرعت به دست آمده مشابه حالت اول و بر میانگین $V_{Pn} = 7/8$ کیلومتر بر ثانیه دلالت دارد.

رویداد دوم، زمین لرزه‌ای است که در خاور شبکه و در فاصله کانونی حدود ۲۰۰ کیلومتری از شبکه رخ داده است که برای تعیین سرعت موج Pn رویداد دوم نیز مشابه زمین لرزه اول از روش نسبی زمان-مسافت استفاده شد. با این تفاوت که این بار، اختلاف زمان سیر فاز Pn هراستگاه نسبت به ایستگاه MAKO در نظر گرفته شد. در این حالت نیز بار دیگر و به طور مشابه با رویداد اول، منحنی زمان-مسافت نسبی برای سه گروه از ایستگاهها که بخط شدگی بهتری را نشان می دهند، رسم و محاسبه شده است. همان طور که در شکل ۹ دیده می شود منحنیهای زمان-مسافت ترسیمی بر سرعتهای ظاهری $7/3$ ، $7/8$ و $7/9$ کیلومتر بر ثانیه دلالت دارند. بنابراین برای رویداد مزبور سرعت ظاهری میانگین $V_{Pn} = 7/7$ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته می شود.

رویداد سوم، در باختر شبکه و به فاصله تقریبی ۲۰۰ کیلومتر از آن واقع می شود که همانند با دو رویداد قبل، برای آن سرعتهای $7/3$ ، $7/8$ و $7/9$ به عنوان سرعت موج Pn در منحنیهای زمان-مسافت نسبی رسم شده، محاسبه گردید. در اینجا، برای محاسبه زمان نسبی از اختلاف زمان رسید فاز Pn به

باتوجه به وجود لرزه نگاشت‌های مربوط به سه رویداد فوق در بانک اطلاعاتی موجود، مجدداً ابتدا زمانهای رسید اولین فاز که در اینجا قطعاً Pn می باشد برای تک تک لرزه نگاشت‌ها تعیین گردید. در مرحله بعد اطلاعات لازم چون زمان رسید و فاصله کانونی هر سه رویداد مزبور تا هر یک از ایستگاههای لرزه‌نگاری محاسبه شد. برای این که بتوان برآورد بهتری از سرعت ظاهری موج Pn داشت، برای هر رویداد خاص، ایستگاههایی که در یک امتداد خاص نسبت به محل وقوع قرار می گیرند جداگانه باهم در نظر گرفته شدند.

از آنجا که هدف، برآورد سرعت موج Pn در زیر شبکه لرزه نگاری است، به جای استفاده از روش متداول زمان-مسافت که سرعت ظاهری امواج Pn در حد فاصل کانون زمین لرزه و ایستگاههای لرزه نگاری را می دهد، از روش نسبی زمان-مسافت استفاده شد.

وجود شیب زیاد و یا ضخیم شدگی پوسته، منجر به خطای زیاد در برآورد ضخامت و سرعت به روش قدیمی زمان-مسافت می گردد. به علاوه روش استاندارد زمان-مسافت اطلاعاتی راجع به سرعت بازتابنده در کل طول مسیر چشمه-گیرنده می دهد. برای کاهش اثرات ناشی از وجود شیب زیاد و نیز پرهیز از مشکل فوق و تعیین اطلاعات سرعت فاز Pn در زیر شبکه مورد نظر، روش نسبی زمان سیر (Relative travel time) (Shearer and Openheimer 1982) مورد استفاده قرار گرفت.

در روش پیشنهادی ایشان، اختلاف زمانهای سیر نسبت به یک ایستگاه مرجع برای یک لایه ساده واقع بر روی نیم فضا به عنوان پوسته و گوشته با سرعتهای همگن، اندازه گیری می شوند (شکل ۷). تفاوتهای زمانی برای هر رسید، به فواصل تا موهو تبدیل می شوند که برای تعیین جهت و مقدار شیب صفحه موهو مورد استفاده قرار می گیرند.

در واقع، در روش پیشنهادی (Shearer and Openheimer 1982)، تفاوت در زمانهای رسید، Δt ، بین یک ایستگاه و ایستگاه مرجع در نهایت به صورت اختلاف در مسافت قائم تا موهو میان هر ایستگاه و ایستگاه مرجع، ΔD به شکل زیر بیان می شوند:

$$\Delta D = \frac{\Delta t V_m - E_s + E_r}{\text{tg } \alpha} \quad (1)$$

که در آن E_s و E_r به ترتیب فاصله رومرکز چشمه تا ایستگاه و ایستگاه مرجع، V_m سرعت گوشته و α زاویه بحرانی هستند. برای شیبهای کم، فرض بر این است که فاصله عمودی تا سطح موهو، تقریباً برابر با مسافت قائم تا سطح موهو است. برای شیبهای کمتر از ۵ درجه خطا بسیار ناچیز و کمتر از ۰/۵ درصد است.

گرانی سنجی (دهقانی وهمکاران، ۱۹۸۴، اشنایدر وبرازنجی، ۱۹۸۶) و چه براساس اطلاعات زلزله نگاری (کاویانی، ۲۰۰۴)، بر وجود شیب ملایمی درحد فاصل حاشیه خلیج فارس تا گسل راندگی اصلی زاگرس به سمت شمال خاور دارند.

نتیجه گیری

در این تحقیق تلاش شد با استفاده از زمانهای رسید امواج P_g شکست مرزی، سرعت این امواج در لایه‌های مختلف منطقه در زون زاگرس مرکزی تعیین شوند. سپس به کمک سه زمین لرزه دور با فاصله کانونی مناسب و با اعمال روش نسبی زمان-مسافت، سرعت امواج P در گوشته بالایی بررسی شود.

رسم نمودارهای زمان-مسافت برای ۲۵ زمین لرزه با ژرفای کانونی کمتر از ۱۱ کیلومتر بر سرعت ظاهری میانگین برابر با ۵/۹۰ کیلومتر بر ثانیه دلالت دارد که می‌تواند به سرعت ظاهری موج P در لایه دوم یعنی بخش بالایی پوسته بلورین نسبت داده شود. به همین ترتیب و با رسم منحنیهای زمان-مسافت برای ۸ زمین لرزه با ژرفای کانونی بیشتر از ۱۱ کیلومتر، سرعت میانگین برابر با ۶/۴۵ کیلومتر بر ثانیه به عنوان سرعت ظاهری امواج P در بخش زیرین پوسته بلورین به دست آمد. تحلیل اطلاعات موجود از سه زمین لرزه با فاصله کانونی مناسب به روش زمان-مسافت نسبی، سرعت ظاهری میانگین ۸ کیلومتر بر ثانیه، به عنوان سرعت امواج P_n در گوشته بالایی و در زیر شبکه لرزه نگاری برآورد. مقدار فوق در واقع اولین تخمین دقیق در خصوص سرعت امواج P در گوشته بالایی زاگرس مرکزی است که برپایه داده‌های زمین لرزه‌های منطقه‌ای ثبت شده در یک شبکه لرزه‌نگاری محلی به دست آمده است. تعیین مقدار ضخامت نسبی پوسته در زیر هر یک از ایستگاههای لرزه نگاری نسبت به یک ایستگاه مرجع، حکایت از وجود یک شیب حدود ۲ درجه به سمت شمال خاور در زیر شبکه لرزه‌نگاری نصب شده دارد. مقادیر به دست آمده در این تحقیق، چه برای سرعت امواج P در لایه‌های مختلف پوسته و گوشته بالایی و چه برای برآورد ضخامت پوسته و تعیین هندسه ناپیوستگی موهو، ضمن انطباق خوب با نتایج حاصل شده از دیگر روشها و مطالعات به عمل آمده در منطقه، نشان می‌دهد که روش نسبی زمان-مسافت در تحلیل امواج شکست مرزی، روشی قوی و قابل اعتماد در مطالعه ساختار سرعتی پوسته و گوشته بالایی است.

تشکر و قدردانی

داده‌های استفاده شده در این تحقیق در چهارچوب یک پروژه مشترک میان پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و دانشگاه ژوزف

هریک از ایستگاهها نسبت به ایستگاه BAGH استفاده شد. بنابراین سرعت ظاهری میانگین $V_{P_n} = 8/15$ کیلومتر بر ثانیه برای امواج P_n حاصل از رویداد سوم منظور شد. باتوجه به مقادیر به دست آمده برای سرعت امواج P_n در سه رویداد فوق، سرعت میانگین ۸/۰ کیلومتر بر ثانیه به عنوان سرعت ظاهری موج P در گوشته بالایی برآورد می‌شود.

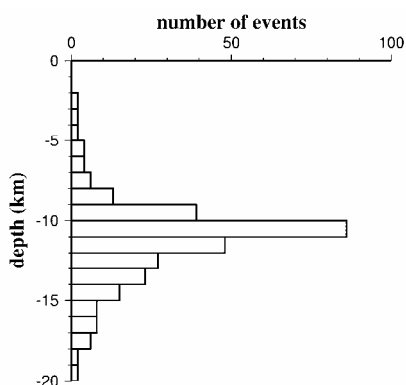
در ادامه و به عنوان آخرین تلاش برای استفاده بهینه از داده‌های موجود، سعی گردید با استفاده از اطلاعات دقیقی که در خصوص ساختار سرعتی پوسته در منطقه قیر - کارزین موجود است (هاتسفلد وهمکاران، ۲۰۰۳) و با کمک گرفتن از روش نسبی زمان-مسافت، تغییرات ژرفای ناپیوستگی موهو و به عبارتی تغییرات ضخامت پوسته در زیر شبکه لرزه‌نگاری، ارزیابی گردد. باتوجه به اینکه ساختار سرعتی پوسته به طور دقیق در زیر ایستگاه MAKO (تنها ایستگاه باندپهن نصب شده در منطقه) موجود است (هاتسفلد و همکاران، ۲۰۰۳)، لذا تلاش گردید تا اختلاف ضخامت پوسته نسبت به ایستگاه MAKO مورد بررسی و ارزیابی قرارگیرد. برای این کار بار دیگر مشابه بخش قبل، و براساس رابطه ۱ مقادیر اختلاف ضخامت تک تک ایستگاهها نسبت به ایستگاه مرجع (MAKO)، یعنی Δt_{ij} ، براساس محاسبه اختلاف زمان سیر موج P_n رسیده به هر ایستگاه نسبت به ایستگاه MAKO یعنی Δt ، و اختلاف فاصله کانونی هر ایستگاه نسبت به ایستگاه MAKO یعنی ΔE محاسبه شد. نتیجه در جدول ۳ ارائه شده است. همان‌طور که در این جدول به خوبی مشهود است و با توجه به شکل ۱، ضخامت پوسته و به عبارتی ژرفای ناپیوستگی موهو با حرکت به سمت شمال خاور، به تدریج افزایش می‌یابد.

این افزایش ژرفا تا حدود 2 ± 8 کیلومتر نسبت به محلی که ایستگاه MAKO قرار گرفته است، تخمین زده می‌شود. با حرکت به سمت جنوب باختر نیز افزایش ضخامت در حدود 2 ± 4 کیلومتر مشاهده می‌شود. بنابراین با در نظر گرفتن طولی حدود ۱۰۰ کیلومتر در امتداد جنوب باختر - شمال خاور برای کل شبکه، وجود یک اختلاف ضخامت ۴ کیلومتر دلالت بر شیبی معادل ۲/۲ درجه به سمت شمال خاور دارد. البته به نظر می‌رسد که سطح ناپیوستگی موهو در بخشهای میانی شبکه لرزه نگاری نصب شده کمی بالا آمدگی از خود نشان می‌دهد که مقدار آن در زیر ایستگاههای MAKO و TAKH به بیشینه خود می‌رسد.

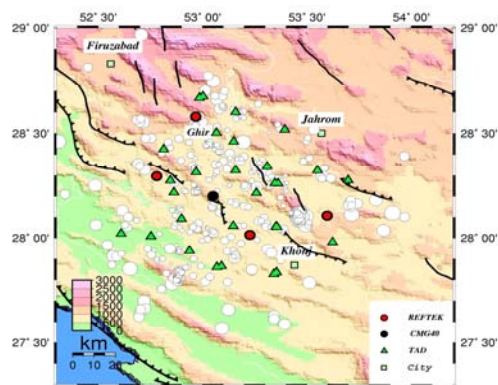
اگرچه تعیین هندسه و توپوگرافی سطح ناپیوستگی موهو نیازمند ارزیابی تعداد بیشتری زمین لرزه با فاصله کانونی مناسب نسبت به شبکه و میانگین گیری میان آنهاست، ولی باتوجه به کمبود داده‌های لرزه نگاری و نتیجه کم و بیش مطلوب به دست آمده، به نظر می‌رسد اطلاعات ارائه شده برآورد خوبی از تغییرات سطح موهو و میزان شیب آن در زیر شبکه باشد. شایان ذکر است که تمامی مطالعات پیشین در زون زاگرس، چه براساس اطلاعات

یاری نمودند به‌ویژه آقای دکتر فرزاد یمنی‌فرد، صمیمانه سپاسگزاری می‌گردد. از داوران محترم این مقاله نیز به خاطر نظرات و پیشنهادهای سازنده تشکر می‌شود.

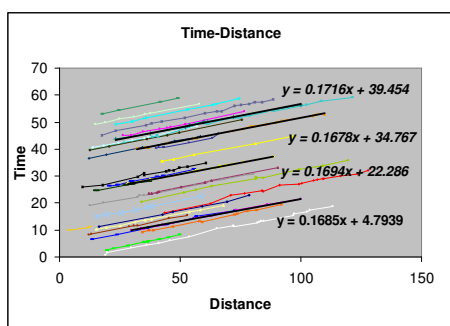
فوریه فرانسه جمع آوری شده است. بدین وسیله از ریاست محترم پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و کاردار فرهنگی سفارت فرانسه به خاطر حمایت پروژه تشکر و قدردانی می‌شود. از تمامی کسانی که در مرحله نصب و راه اندازی شبکه لرزه‌نگاری و جمع‌آوری اطلاعات ما را



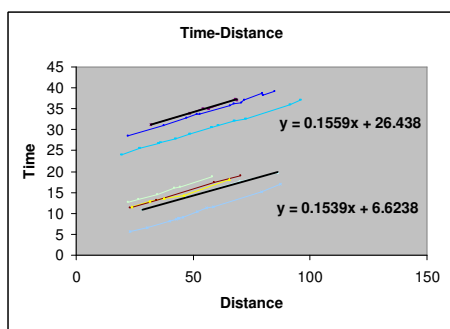
شکل ۲- هیستوگرام توزیع ژرفای کانونی زمین لرزه‌های انتخابی ثبت شده در شبکه لرزه نگاری موقت در منطقه قیر- کارزین.



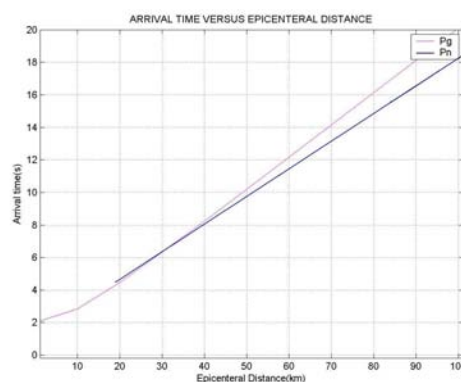
شکل ۱- توزیع مکانی زمین لرزه‌های رویداده در فاصله زمانی آبان لغایت آذر ۱۳۷۷ در منطقه قیر - کارزین



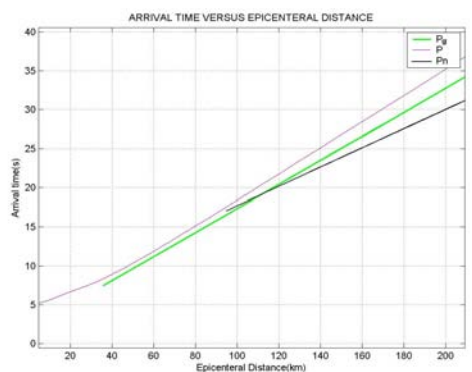
شکل ۴- منحنیهای زمان - مسافت برای ۲۵ زمین لرزه محلی با ژرفای کانونی کمتر از ۱۱ کیلومتر. معادله خطوطی که بهترین انطباق با نقاط معرف زمان رسیدامواج P را دارند در کنار خط مربوطه نشان داده شده است.



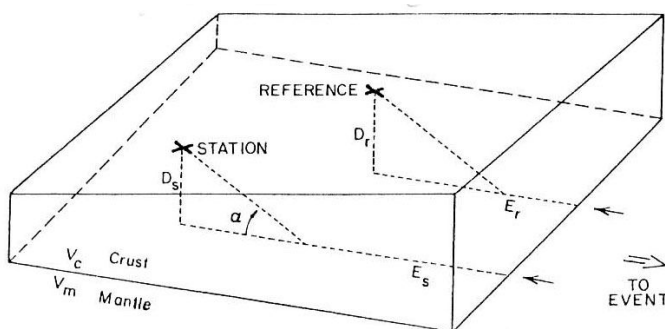
شکل ۶- منحنیهای زمان - مسافت برای ۸ زمین لرزه با ژرفای کانونی بیشتر از ۱۱ کیلومتر. معادله خطوطی که بهترین انطباق با نقاط معرف زمان رسید موج Pn را دارند، در کنار خط مربوطه نشان داده شده است



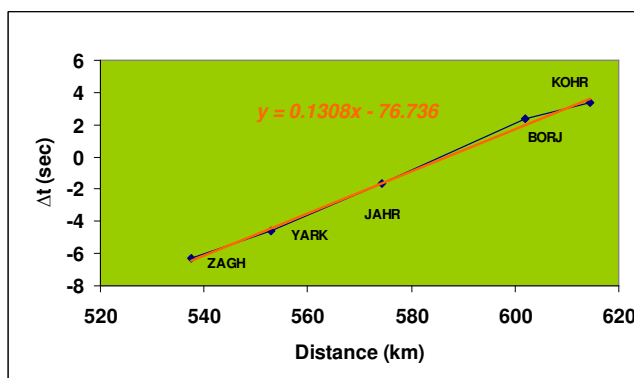
شکل ۳- منحنیهای زمان - مسافت نظری برای امواج مستقیم و شکست مرزی (Pg) یک زمین لرزه واقع در ژرفای ۱۰ کیلومتر در یک مدل دو لایه مشابه پارامترهای جدول ۱.



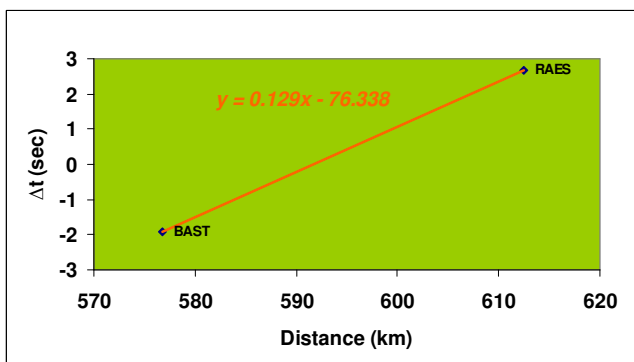
شکل ۵- منحنی زمان مسافت نظری برای فازهای مختلف یک زمین لرزه واقع در ژرفای ۱۷ کیلومتر در یک مدل سه لایه مشابه جدول ۱.



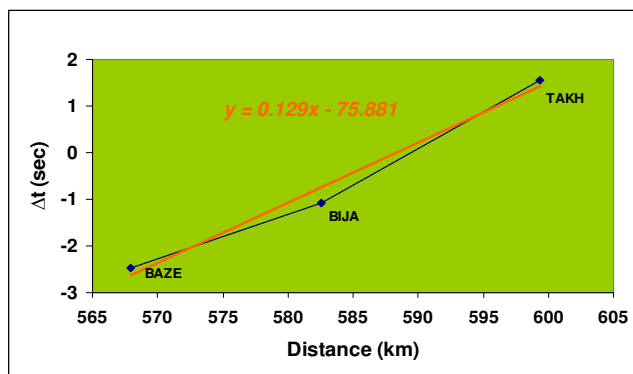
شکل ۷- مسیرهای پرتونسیبی فاز Pn برای مدل یک لایه بر روی نیم فضا (شیرر و اوپن هایمر، ۱۹۸۲)



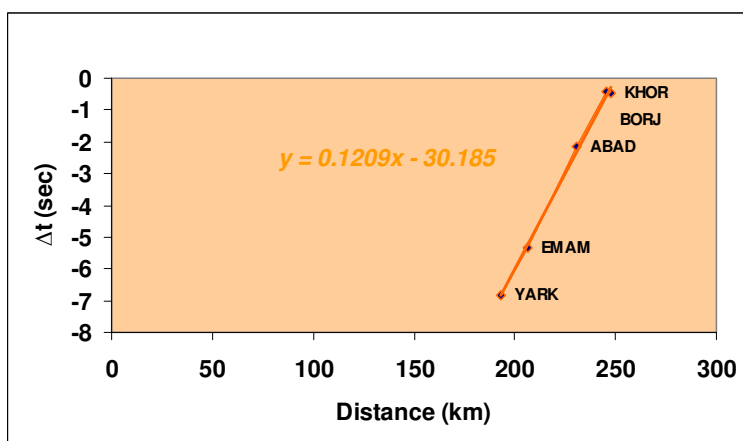
شکل ۸- الف) منحنی زمان - مسافت نسبی رسم شده برای ایستگاههای گروه اول نسبت به ایستگاه Seyf به عنوان ایستگاه مرجع.



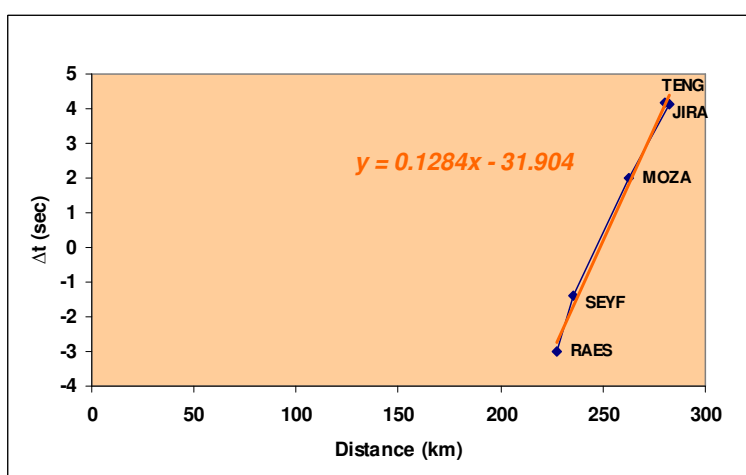
شکل ۸- ب) منحنی زمان - مسافت نسبی رسم شده برای ایستگاههای گروه دوم نسبت به ایستگاه Seyf به عنوان ایستگاه مرجع.



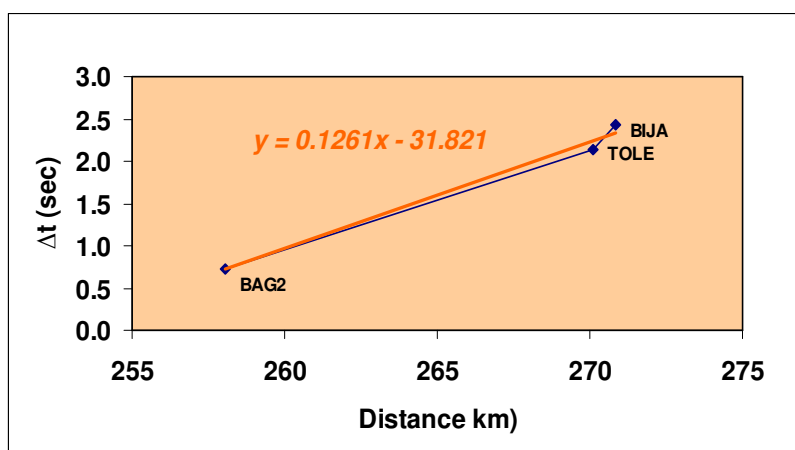
شکل ۸- ج) منحنی زمان - مسافت نسبی رسم شده برای ایستگاههای گروه سوم نسبت به ایستگاه Seyf به عنوان ایستگاه مرجع.



شکل ۹- الف) منحنی زمان - مسافت نسبی رسم شده برای ایستگاههای انتخابی گروه اول نسبت به ایستگاه MAKO به عنوان ایستگاه مرجع



شکل ۹- ب) منحنی زمان - مسافت نسبی رسم شده برای ایستگاههای انتخابی گروه دوم نسبت به ایستگاه MAKO به عنوان ایستگاه مرجع



شکل ۹- ج) منحنی زمان - مسافت نسبی رسم شده برای ایستگاههای انتخابی گروه سوم نسبت به ایستگاه MAKO به عنوان ایستگاه مرجع

جدول ۱- مدل سرعتی استفاده شده در تعیین محل رویدادهای ثبت شده در شبکه موقت (برگرفته از هاتسفلد و همکاران، ۲۰۰۳).

عمق (کیلومتر)	سرعت (کیلومتر بر ثانیه)
0	5.0
11	5.9
19	6.5
46	8.1

جدول ۲- پارامترهای سه زمین لرزه رویداده در فاصله مناسب از شبکه لرزه‌نگاری برای مطالعه امواج Pn.

Date	Time	Lat	Lon	Mag	Ref
19971209	37:26.4	32.34	49.34	4.5	USGS
19971209	07:54.5	28.28	55.65	4.6	USGS
19971215	07:34.2	29.17	51.17	4.5	USGS

جدول ۳- مقادیر اختلاف ضخامت، اختلاف زمان سیر و اختلاف فاصله کانونی هر ایستگاه نسبت به ایستگاه MAKO.

Sta	Δt (sec)	E(km)	ΔE (km)	ΔDij (km)
KOHR	-6.85	193.28	-62.042	8.8191
BORJ	-5.33	206.031	-49.291	8.2286
RAES	-2.98	227.317	-28.005	5.2011
Jahr	-3.24	224.033	-31.289	6.7855
HAR2	-2.65	227.66	-27.662	8.3349
ABAD	-2.16	230.56	-24.762	9.7727
SEYF	-1.86	235.612	-19.71	6.2461
TAKH	-0.72	248.799	-6.523	0.9294
YARK	-0.16	247.449	-7.873	8.8460
MAKO	0.00	255.322	0	0.0000
BAG2	0.73	258.054	2.732	4.2784
REKA	1.83	264.523	9.201	7.5615
TOLE	2.23	270.079	14.757	4.4465
BIJA	2.44	270.846	1	5.7028
BAZE	3.05	274.85	19.528	6.9630
JIRA	3.92	282.541	27.219	6.0968
GARM	4.18	286.559	31.237	3.5252
KORD	5.93	300.962	45.64	3.2186
EMAM	-0.40	245.791	-9.531	8.4613
MOZA	1.59	262.909	7.587	7.1177
ZAGH	2.04	264	8.678	10.5528

کتابنگاری

فاطمی زاده، آ.، ۱۳۸۴- تعیین ساختار سرعتی پوسته در ناحیه زاگرس مرکزی با استفاده از امواج شکست مرزی پایان نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی - واحد تهران شمال.

Referances

- Alavi, M., 1994 -Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Berberian, M. & King, G.C.P., 1981-Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can J. Earth Sci.*, 18, 210-265.
- Berberian, M., 1995- Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Shearer, D., and Oppenheimer, H., 1982- A dipping Moho and crustal low-velocity zone from Pn arrivals at the Geysers-Clear Lake, California. *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol 72, No.5. pp.1551 -1566.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984 -The gravity field and crustal structure of Iran, *N. Jb. Geol. Palaont. Agh.*, 168, 215-229.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtiany, M., 2003 – Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 155, 403- 410.
- Kaviani, A., 2004 - La chaine de collision continentale du zagros (Iran) : Structure lithospherique par Analyse de donnees sismologiques. These de l'Universite de Grenoble, France.
- Ni, J., and Barazangi, M., 1986- Seismotectonics of the Zagros Continental Collision Zone and a Comparison with the Himalayas, *J. Geophys. Res.*, 91, 8205- 8218.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., and Ghafory-Ashtiany, M., 2004 - Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from micro earthquake seismicity, *Geophys. J. Int.*, 156, 255- 266.

* پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

* International Institute of Earthquake Engineering and Seismology