

تأثیر آنومالی دمایی بر ضخامت منطقه انتقالی گوشته بالایی در شمال غرب زاگرس با استفاده از امواج دور لرز

آمنه کهریزی^۱ و فثانه تقی زاده فرهمند^{۲*}

۱- کارشناسی ارشد، گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد قم

۲- استادیار، گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد قم

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۲/۱۶؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۰۵/۱۳

* نویسنده مسئول مکاتبات: f_farahmand@qom-iau.ac.ir

واژگان کلیدی

چکیده

مطالعه ساختار پوسته و گوشته بالایی برای به دست آوردن مدلی دقیق از ساختار زیرسطحی زمین یکی از اهداف ژئوفیزیکدانان است. در این مطالعه به کمک تحلیل تابع گیرنده P و با استفاده از زمان رسید فاز تبدیلی Ps در ناپیوستگی های گوشته بالایی (۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری)، ضخامت منطقه انتقالی گوشته در شمال غرب زاگرس مورد مطالعه قرار گرفت تا وجود احتمالی آنومالی دمایی در منطقه بررسی شود. برای این منظور داده های بیش از ۱۱۰۰ زمین لرزه دور لرز ثبت شده توسط ایستگاه های کوتاه دوره و باند پهن شبکه های لرزه نگاری کرمانشاه و خرم آباد و ایستگاه باند پهن سنج از بدو تأسیس تا ۲۰۱۶ میلادی با بزرگای $M_b \geq 5/5$ و در فاصله رومرکزی $95^\circ < \Delta < 30^\circ$ مورد پردازش قرار گرفت. نتایج حاصل از این پژوهش توسط داده های ثبت شده در ایستگاه های لرزه نگاری در شمال غرب زاگرس که فازهای تبدیلی آنها در لایه های زیرسطحی واقع در منطقه سنج - سیرجان و ارومیه - دختر قرار گرفتند؛ نشان دادند که مرز ناپیوستگی های منطقه انتقالی گوشته (۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری) نسبت به مدل مرجع (IASP91) انحراف نشان می دهند. در زمان رسید فازهای تبدیلی از مرز دو ناپیوستگی نسبت به مدل مرجع (IASP91) به ترتیب حدود ۱ و ۲ ثانیه تقدم در رسید مشاهده شد؛ که اختلاف رسید بدست آمده از فازهای تبدیلی منطقه انتقالی گوشته حدود ۲۳ ثانیه است؛ که این اختلاف نسبت به متوسط جهانی (۲۴s)، ۱ ثانیه کمتر است. نبود تأخیر یکسان در رسید می تواند بیانگر ضخامت کمتر منطقه انتقالی در مکان قرارگیری نقاط تبدیل باشد؛ که احتمالاً ناشی از بی هنجاری دمایی است که موجب کاهش سرعت های لرزه ای امواج حجمی می شود. نتایج این تحقیق با آنچه که توسط سازمان انرژی های نو ایران (سانا) در زون سنج - سیرجان از نظر مستعد بودن انرژی زمین گرمایی ارائه شده، همخوانی دارد.

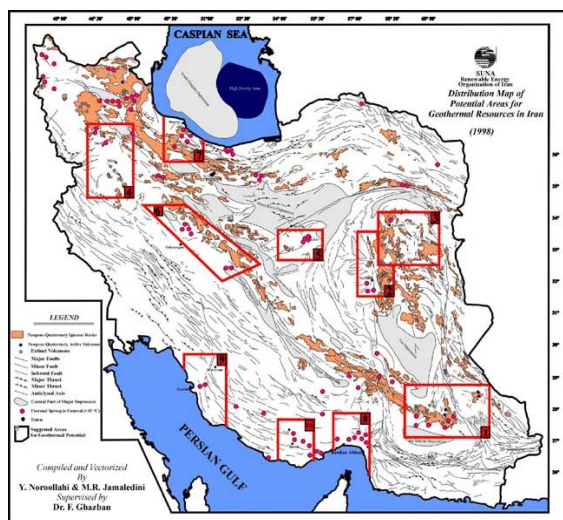
توابع گیرنده P
دور لرز
گوشته بالایی
ناپیوستگی
شمال غرب زاگرس
انرژی زمین گرمایی

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ایران بخشی از ساختار تکتونیکی زاگرس را در برمی‌گیرد. از آنجا که امروزه تأمین انرژی مشکل بزرگی در زندگی بشر به شمار می‌رود و با توجه به این که ذخایر سوخت‌های فسیلی محدود بوده و مصرف آنها آلودگی محیط‌زیست را به همراه دارد؛ بشر به دنبال تهیه انرژی از روش‌های دیگری است. انرژی زمین‌گرمایی نوع جدیدی از انرژی بوده که مصرف آن در طول سه دهه اخیر به سرعت افزایش یافته و مورد توجه بیشتر کشورها قرار گرفته است. ایران یکی از کشورهایی است که بر روی کمربند جهانی لرزه‌ای به منظور مطالعات انرژی زمین‌گرمایی واقع شده و مستعد انرژی زمین‌گرمایی است (Gupta and Roy, 2007). منطقه مورد مطالعه در این پژوهش نیز در سال ۱۹۹۸ به گزارش سانا از مناطق مستعد انرژی زمین‌گرمایی شناخته شده است (شکل ۱)؛ که موجب شده که

به منظور درک بهتر فرایندهای تکتونیکی حاکم، بررسی ساختار زیرسطحی زمین (گوشته بالایی) در منطقه مورد مطالعه با کمک روش لرزه‌ای انجام گیرد.

گوشته بالایی شامل چندین ناپیوستگی است؛ که شواهد لرزه‌نگاری غیرقابل انکاری در مورد این حد فاصل‌ها وجود دارد؛ از جمله آنها دو ناپیوستگی لرزه‌ای ۴۱۰ کیلومتری (Jeffreys, 1936) و ۶۶۰ کیلومتری (Niazi and Anderson, 1965) است؛ که به حدفاصل این دو ناپیوستگی منطقه انتقالی گوشته گفته می‌شود. شناسایی ناپیوستگی ۴۱۰ کیلومتری به دلیل تباین سرعتی کوچک‌تر و توپوگرافی منطقه‌ای پیچیده‌تر، مشکل‌تر از ناپیوستگی ۶۶۰ کیلومتری است (Bina and Helffrich, 1994; Rost and Weber, 2002).



شکل ۱: مکان‌های مستعد پتانسیل مناسب انرژی زمین‌گرمایی در ایران که با چندضلعی‌های قرمز رنگ مشخص شده‌اند (برگرفته از پایگاه سانا، تابستان ۱۳۹۵).

و H ، V ، T و P به ترتیب معرف گرما، حجم، دما و فشار هستند. شیب کلایپرون برای ناپیوستگی ۴۱۰ کیلومتری مثبت است، زیرا تبدیل فاز از الیوین فاز α به فاز β موجب کاهش حجم شده و یک واکنش گرمازا است. در نتیجه شیب کلایپرون مثبت و در حدود 1 MPaK^{-1} خواهد بود. در ناپیوستگی ۶۶۰ کیلومتری شیب کلایپرون منفی است. زیرا در تبدیل فاز، فاز چگال‌تر ایجاد شده و واکنش گرماگیر بوده، در نتیجه شیب کلایپرون منفی و برابر 1 MPaK^{-1} خواهد شد. مقادیر شیب‌های کلایپرون توسط هلفریچ (Helffrich, 2000) گزارش شده است. اگر تغییرات دمایی در منطقه‌ای رخ دهد، عمق تعادل در ناپیوستگی‌ها نسبت به مدل مرجع در آن منطقه تغییر خواهد کرد و ضخامت منطقه انتقالی گوشته افزایش یا کاهش خواهد یافت. به عنوان مثال هرگاه زبانه گوشته (Plume) در حال بالا آمدن باشد، به دلیل گرم‌تر بودن زبانه گوشته

وجود ناپیوستگی‌های لرزه‌ای ۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری بیانگر تغییر شکل‌های فازی به دلیل افزایش فشار (Li et al., 2003; Helffrich, 2000) است. در ناپیوستگی ۴۱۰ کیلومتری مؤلفه الیوین (Olivine) فاز α تحت فشار ۱۴-۱۳ گیگا پاسکال به فاز β با ساختار اسپینل (Spinel) و در ناپیوستگی ۶۶۰ کیلومتری فاز γ با ساختار اسپینل تحت فشار ۲۳ گیگا پاسکال به پروسکیت به علاوه مگنزیوستیت (Perovskite+Magnesiowustite) تغییر شکل خواهند داد (Helffrich, 2000; Bina and Helffrich, 1994). اعماق تعادل ناپیوستگی‌های منطقه انتقالی به شرایط فشار و دمای گوشته در آن محیط بستگی دارد؛ که با معادله شناخته شده ترمودینامیکی کلایپرون (Clapeyron) تعریف می‌شود. رابطه کلایپرون $\lambda = \frac{dH}{dT} \Delta V = \frac{dP}{dT}$ است که در آن λ شیب کلایپرون

۲- روش تحقیق و داده‌ها

تحلیل تابع گیرنده P امواج دورلرز روش مفیدی برای مطالعه ناپیوستگی‌های سرعتی گوشته بالایی در زیر ایستگاه‌های لرزه‌ای است (Vinnik, 1977). تابع گیرنده در واقع پاسخ ساختاری نزدیک به یک ایستگاه لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای از یک موج حجمی دورلرز ورودی است، که از حذف اثرات چشمه و مسیر انتشار گوشته بدست می‌آید. در اثر برخورد موج حجمی P دورلرز در فاصله رومرکزی 30° تا 95° به ناپیوستگی‌های پوسته و گوشته بالایی زیر ایستگاه بخشی از انرژی موج تابشی به Sv تبدیل خواهد شد.

به منظور تحلیل تابع گیرنده باید سه مرحله پردازش شامل حذف اثر دستگاهی، چرخش و واهمامیخت (Deconvolve) روی داده‌ها صورت گیرد (Yuan, 1999).

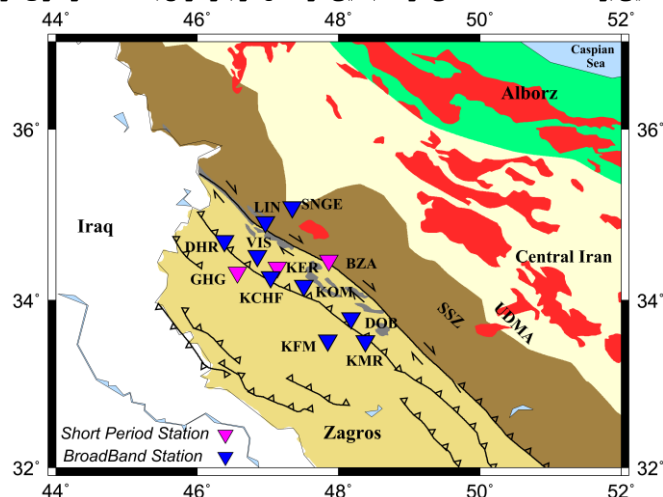
با استفاده از اختلاف زمان رسید فازهای تبدیلی Ps از ناپیوستگی‌های گوشته بالایی نسبت به رسید مستقیم P در روش تابع گیرنده P می‌توان عمق ناپیوستگی‌ها را در گوشته محاسبه نمود. اختلاف زمانی بین زمان رسید تبدیلات از ناپیوستگی‌های منطقه انتقالی مستقل از ساختار گوشته کم‌عمق بوده و بیانگر ضخامت منطقه انتقالی است؛ که نشان‌دهنده تغییرات (بی‌هنجاری) دمایی در عمق است (Li et al., 2003). به دلیل پراکندگی و تضعیف و عبور از گوشته بالایی و پوسته ناهمگن، فازهای تبدیلی از ناپیوستگی‌های گوشته ضعیف‌تر از فازهای تبدیلی از ناپیوستگی موهو بوده و برانبارش توابع گیرنده به مشاهده واضح‌تر آنها کمک می‌کند. با استفاده از مقاطع دوبعدی عمق - مسافت، توابع گیرنده P می‌توان ناپیوستگی‌های منطقه انتقالی گوشته بالایی را به تصویر کشید و انحراف‌های احتمالی نسبت به مدل مرجع جهانی را به دلیل حضور بی‌هنجاری دمایی مورد مطالعه قرار داد.

برای این مطالعه، از زمین‌لرزه‌های دورلرز که طی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۶ میلادی توسط ۱۱ ایستگاه سه مؤلفه‌ای کوتاه دوره و باند پهن شبکه‌های لرزه‌نگاری کرمانشاه و خرم‌آباد، مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و ۱ ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن سنندج وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در فاصله رومرکزی 30° تا 95° و با بزرگای بیش از ۵/۵ در مقیاس امواج حجمی برداشت شده، استفاده شد. موقعیت ایستگاه‌ها (مختصات مکانی آنها در پایگاه الکترونیکی مرکز لرزه‌نگاری (ISC) و شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن (INSN) موجود است) و مناطق تکتونیکی منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ نمایش داده شده است.

نسبت به محیط اطرافش در منطقه انتقالی، دمای بالاتر خواهد داشت و تغییر فاز در فشار بالاتری اتفاق می‌افتد؛ که مطابق با عمق بیشتر برای ناپیوستگی 410 کیلومتری و عمق کمتر برای ناپیوستگی 660 کیلومتری خواهد بود؛ که موجب کاهش ضخامت منطقه انتقالی نسبت به مدل مرجع متوسط جهانی، (Kennett and IASP91, Engdahl, 1991) می‌شود. به کمک شیب کلاپیرون و با تبدیل تغییر فشار به عمق، جابجایی قائم محاسبه می‌شود. همچنین با استفاده از شیب کلاپیرون می‌توان به میزان جابجایی عمق تغییر فاز با تغییر دما پی برد. از آنجا که فشار با عمق $(\frac{dP}{dZ} = \rho g)$ تغییر می‌کند، می‌توان تغییرات عمقی به دلیل تغییر فاز را در مرزهای منطقه انتقالی، بر اساس رابطه $\frac{dZ}{dT} = \frac{\frac{dP}{dT}}{\frac{dP}{dZ}} = \frac{\lambda}{\rho g}$ محاسبه نمود. با در نظر گرفتن مقادیر چگالی، شتاب گرانش و شیب کلاپیرون (Helffrich, 2000) در اعماق 410 و 660 کیلومتری میزان تغییرات دما به ازای تغییر عمق با استفاده از روابط در عمق 410 و 660 کیلومتر به ترتیب برابر 18 و -14 کلین بر کیلومتر محاسبه شد؛ بنابراین مطالعه‌ی عمق این ناپیوستگی‌ها در این ناحیه درک روشن‌تری از بی‌هنجاری دمایی که بر روی سرعت امواج لرزه‌ای در گوشته بالایی نسبت به مدل جهانی تأثیر می‌گذارد، به ما خواهد داد.

بیش از سه دهه است که روش تابع گیرنده برای بررسی ساختار زمین و به تصویر کشیدن ناپیوستگی‌های پوسته و گوشته بالایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. روش تابع گیرنده P، روشی برای تشخیص، جداسازی و افزایش دامنه تبدیلات P به S است؛ که از تابش موج P به یک ناپیوستگی لرزه‌ای تولید می‌گردد. تحلیل تابع گیرنده P توسط افراد متعدد بهبود بخشیده و برای مطالعه گوشته بالایی نیز به کار گرفته شد (Vinnik and Kosarev, 1981; Owens et al., 1984; Kind and Vinnik, 1988; Stammer et al., 1992). روش تابع گیرنده P برای مطالعه پوسته ایران توسط افراد متعددی با داده‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفته؛ هرچند تنها در چند مورد محدود منطقه انتقالی گوشته بالایی در ایران مطالعه شده است (راکی و کاویانی، ۱۳۸۹ و Taghizadeh-Farahmand et al., 2012).

هدف از این مطالعه بررسی توپوگرافی مرز ناپیوستگی‌های منطقه انتقالی گوشته بالایی به کمک داده‌های دورلرز ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌ای واقع در شمال غرب زاگرس و مقایسه ضخامت منطقه انتقالی گوشته در این مناطق با مدل مرجع جهانی IASP91 است؛ که می‌تواند استدلال مناسبی دال بر وجود آنومالی دمای و تأیید مستعد بودن منطقه از نظر انرژی زمین‌گرمایی باشد.



شکل ۲: موقعیت منطقه مورد مطالعه و توزیع ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری. مثلث‌های توپر آبی و بنفش رنگ به ترتیب ایستگاه‌های باند پهن و کوتاه دوره را نشان داده و گسل‌های اصلی به رنگ مشکی نمایش داده شده است. SSZ: منطقه ساندج - سیرجان و UDMA: منطقه ارومیه - دختر.

ثانیه بر روی توابع گیرنده P محاسبه شده در تمام ایستگاه‌های دوره کوتاه و باند پهن به کار گرفته شد.

۳- مشاهدات

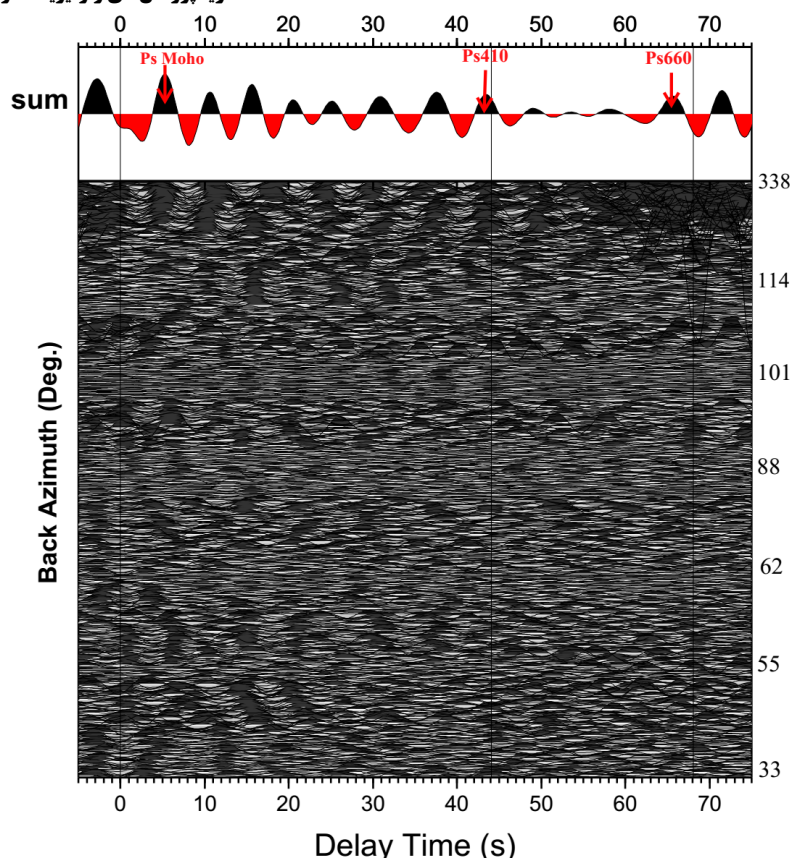
بیش از ۱۱۰۰ زمین‌لرزه دور لرز برای محاسبه توابع گیرنده P مورد پردازش قرار گرفتند. توزیع رومرکز این زمین‌لرزه‌ها در شکل ۳ نمایش داده شده است.

نخست پنجره زمانی به طول ۱۱۰ ثانیه (۱۰ ثانیه قبل از شروع موج P) از نگاشت‌های اولیه با نسبت سیگنال به نوفه بیش از ۴ انتخاب شد. بعد از عمل چرخش روی داده‌ها با استفاده از زوایای تابش و سمت وارون تئوری، واهمامیخت روی داده‌ها صورت گرفت. فازهای تبدیلی از ناپیوستگی‌های گوشته به دلیل پراکندگی و تضعیف و عبور از گوشته بالایی ناهمگن و پوسته، ضعیف‌تر از فازهای تبدیلی از ناپیوستگی موهو بوده و برانبارش توابع گیرنده به مشاهده واضح‌تر آنها کمک می‌کند (Heuer, 2006). ابتدا فیلتر پائین گذر ۵

قبل از عمل برانبارش تصحیح دینامیکی (Move out Correction) برحسب کندی مرجع $6/4s/^\circ$ (IASP91) صورت گرفت تا زمین‌لرزه‌ها با فواصل رومرکزی متفاوت از گستره‌های سمتی مختلف را با هم جمع کنیم. در شکل ۴ برانبارش تمامی توابع گیرنده در منطقه نشان داده شده است. در پنجره بالایی فاز تبدیلی از ناپیوستگی‌های موهو و منطقه انتقالی گوشته بالایی مشخص شده‌اند؛ همان‌طور که مشاهده می‌شود، زمان رسید فازهای تبدیلی از ناپیوستگی ۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری نسبت به مدل مرجع که با خطوط مشکی مشخص شده، تقدم در رسید را نشان می‌دهند.



شکل ۳: توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌های دور لرز استفاده شده برای محاسبه توابع گیرنده P. دایره‌های زرد رنگ نماینده رومرکز زمین‌لرزه‌های دور لرز و مثلث قرمز رنگ مرکز منطقه‌ی کرمانشاه و خرم‌آباد است. دو دایره سیاه رنگ در فواصل 30° و 95° ، فواصل رومرکزی را از مرکز مشخص می‌کنند.



شکل ۴: برانبارش کلیه توابع گیرنده در منطقه مورد مطالعه. فازهای تبدیلی از ناپیوستگی موهو و ناپیوستگی‌های منطقه انتقالی در پنجره بالایی با پیکان قرمز رنگ و به ترتیب با Ps Moho، Ps410 و Ps660 نمایش داده شده است. زمان رسید فازهای تبدیل از ناپیوستگی ۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری نسبت به مدل مرجع با خطوط مشکی رنگ مشخص شده‌اند.

۴- بحث

محیط اطراف) بوده است. نتایج به دست آمده در جدول ۱ آمده است. با توجه به این‌که عدم قطعیت تعیین ضخامت و عمق ناپیوستگی‌ها ۵٪ مدل سرعتی است، در این مطالعه با توجه به مدل سرعتی مورد استفاده، حدود ± 12 کیلومتر در تخمین ضخامت منطقه انتقالی خطا وجود دارد.

با استفاده از مقاطع دوبعدی عمق - مسافت، توابع گیرنده P داده‌های دورلرز ثبت شده توسط ایستگاه‌های دوره کوتاه و باند پهن ناپیوستگی‌های منطقه انتقالی گوشته بالایی به کمک کوچ لرزه‌ای به تصویر کشیده شد. برای این منظور توابع گیرنده در هر ایستگاه از حیطه زمان به حیطه مکان برده شدند.

با توجه به برانبارش توابع گیرنده در منطقه انتقالی گوشته در شکل ۴، زمان رسید فازهای تبدیلی از ناپیوستگی‌های ۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری به ترتیب ۱ و ۲ ثانیه تقدم در رسید نسبت به مدل مرجع را نشان می‌دهند. اختلاف زمان‌های رسید بدست آمده از دامنه فازهای تبدیلی از دو ناپیوستگی منطقه انتقالی گوشته حدود ۲۳ ثانیه است؛ که نسبت به متوسط جهانی، IASP91 (۲۴ ثانیه)، بیش از ۱ ثانیه کمتر است. عدم تقدم یکسان در رسید می‌تواند بیانگر ضخامت کمتر منطقه انتقالی در محل نقاط تبدیل فازهای تبدیلی باشد؛ که احتمالاً ناشی از آنومالی دمایی (دمای بالاتر نسبت به

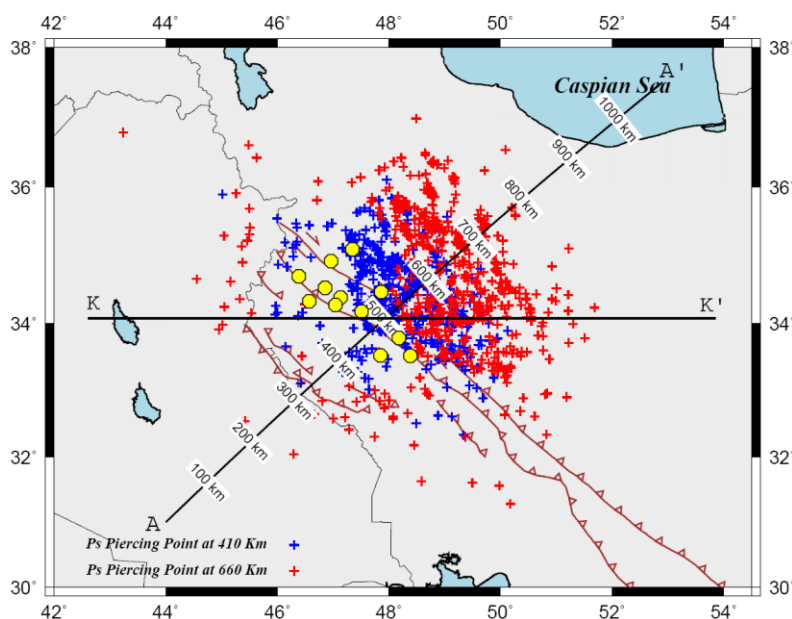
جدول ۱: نتایج به دست آمده در مرز ناپیوستگی‌های در گوشته بالایی.

ضخامت منطقه انتقالی (km)	اختلاف زمان رسیدها (Sec)	زمان رسید فاز Ps660 (Sec)	زمان رسید فاز Ps410 (Sec)	نتایج پژوهش
۲۳۸	۲۲/۸۴	۶۵/۹۸	۴۳/۱۴	مدل مرجع (IASP91)
۲۵۰	۲۴	۶۸/۰۸	۴۴/۰۸	

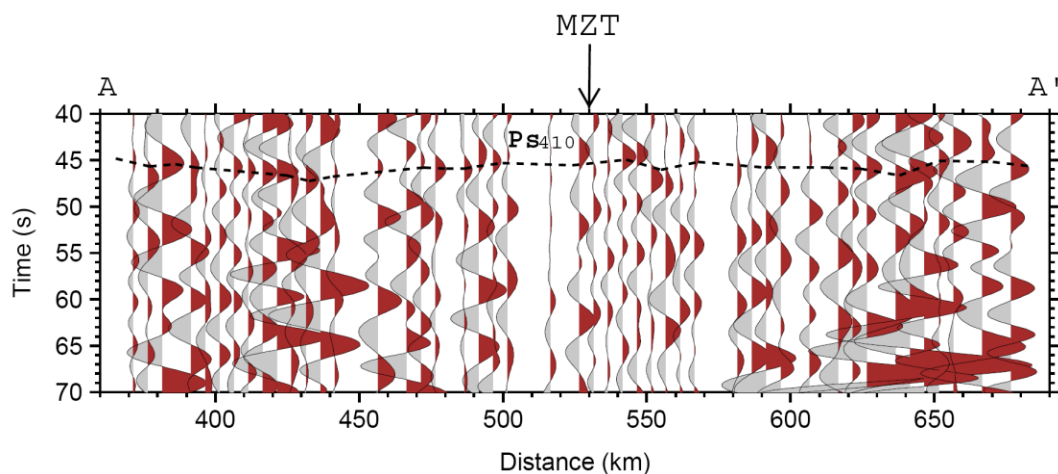
کهیزی و تقی زاده فرهمند، تأثیر آنومالی دمایی بر ضخامت منطقه انتقالی گوشه بالایی در شمال غرب زاگرس با استفاده از امواج دور لرز، صفحات ۵۴-۴۳.

دینامیکی صورت گرفت. در شکل ۶ توابع گیرنده P که برحسب عرض جغرافیایی نقاط تبدیل در عمق ۴۱۰ کیلومتری در راستای خط برداشت AA' مرتب شده‌اند، نشان داده شده است. فازهای تبدیلی از ناپیوستگی ۴۱۰ کیلومتری در شکل ۶ خط چین مشکی رنگ مشخص شده است. دامنه‌هایی با پلاریته مثبت (منفی) که با رنگ قهوه‌ای (خاکستری) نمایش داده شده‌اند، نشان‌دهنده افزایش (کاهش) سرعت با عمق است. همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، زمان رسید فازهای تبدیلی از ناپیوستگی ۴۱۰ کیلومتری تغییرات حکایت دارد که برای همه توابع یکسان نیست.

ابتدا هندسه مسیر پرتوها مورد بررسی قرار گرفت. مطابق شکل ۵، موقعیت نقاط تبدیل (Piercing Points) در عمق ۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری مشخص گردید که به ترتیب به صورت بعلاوه‌های قرمز و آبی در اطراف ایستگاه‌ها (شش ضلعی‌های زرد رنگ) نمایش داده شده است. با توجه به موقعیت نقاط تبدیل، امتداد خط برداشت‌های AA' و KK' در نظر گرفته شد؛ که در شکل ۵ نشان داده شده‌اند. برای وضوح بهتر تبدیلات، کلیه توابع گیرنده P محاسبه شده، ابتدا آنها را برحسب عرض جغرافیایی نقاط تبدیل در روی خط برداشت AA' مرتب و سپس در شبکه‌هایی به طول ۵ کیلومتر با همپوشانی ۵ کیلومتر دسته‌بندی شد. قبل از برانبارش تصحیح



شکل ۵: موقعیت نقاط تبدیل در عمق ۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری که با بعلاوه‌های رنگی نمایش داده شده است و امتداد خط برداشت‌ها برای بررسی مقاطع عرضی عمق-مسافت در منطقه مورد مطالعه.

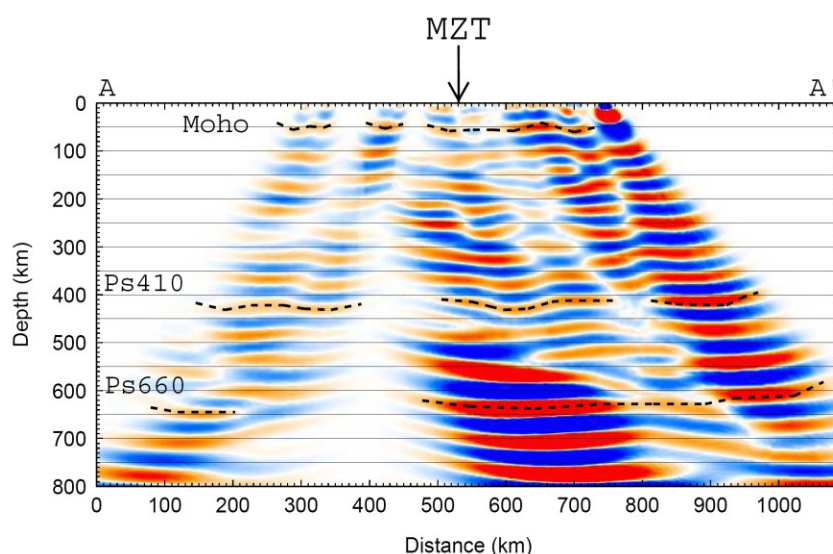


شکل ۶: توابع گیرنده شبکه‌بندی شده که برحسب عرض جغرافیایی نقاط تبدیل در عمق ۴۱۰ کیلومتری در راستای خط برداشت AA' مرتب شده‌اند. فاز تبدیلی واضح مثبت ناشی از ناپیوستگی ۴۱۰ کیلومتری با خط چین مشکی مشخص شده است.

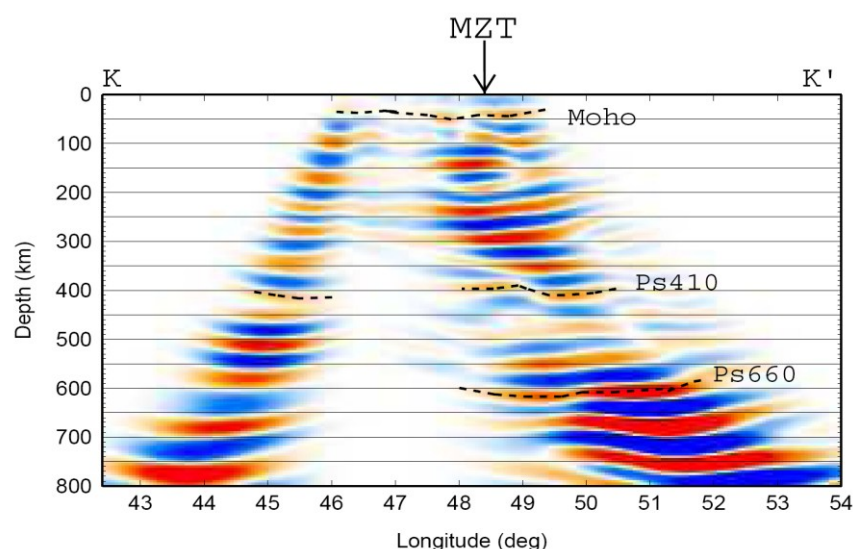
خط برداشت‌ها را نمی‌توان مربوط به ایستگاه‌های واقع در اطراف آن خط برداشت دانست؛ بلکه نتایج مقاطع عمقی، حاصل از توابع گیرنده محاسبه شده توسط حوادث دورلرز ثبت شده در هر ایستگاه است.

در شکل ۶ مشاهده می‌شود که نقاط تبدیل در عمق ۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری دورافت افقی نسبت به زیر ایستگاه دارند و دقیقاً مانند نقاط تبدیل در ناپیوستگی موهو به صورت خوشه‌ای و در زیر ایستگاه متمرکز نیستند. در نتیجه تصویر دوبعدی عمق - مسافت به دست آمده برای منطقه انتقالی در زیر خط برداشت در مکان مربوط به مناطقی هستند که نقاط تبدیل در آنجا واقع شده‌اند؛ نه در لایه-های زیرسطحی منطقه انتقالی گوشته که ایستگاه‌ها در آنجا قرار دارند.

در شکل‌های ۷ و ۸ مقاطع عمقی و تصویر دوبعدی عمق-مسافت در امتدادهای مشخص شده در شکل ۵ نمایش داده شده است؛ که بیانگر تصویری از متوسط ساختار زمین در منطقه انتقالی گوشته در لایه زیرسطحی در منطقه است؛ که نقاط تبدیل در آن محل واقع شده‌اند. این مقاطع با استفاده از تبدیل تأخیر زمان‌های رسید فاز تبدیلی Ps نسبت به رسید موج مستقیم P از ناپیوستگی‌ها به عمق بدست آمده‌اند. در شکل ۷ و ۸ قسمت‌های قرمز رنگ مربوط به فازهای با پلاریته مثبت در توابع گیرنده می‌باشند؛ که نشان‌دهنده افزایش سرعت با عمق است و قسمت‌های آبی رنگ مربوط به فازهای با پلاریته منفی بوده و نشان‌دهنده کاهش سرعت با عمق هستند. مقاطع عمقی و تصویر دوبعدی عمق - مسافت به دست آمده برای



شکل ۷: مقطع دوبعدی مسافت - عمق توابع گیرنده مهاجرت داده شده در امتداد جنوب غربی - شمال شرقی پروفیل AA'.



شکل ۸: مقطع دوبعدی مسافت - عمق توابع گیرنده مهاجرت داده شده در امتداد شرقی - غربی پروفیل KK'.

نشان‌دهنده وجود آنومالی دمایی در آن اعماق است. همچنین مطالعات توموگرافی الازکی و همکاران (Al-Lazki et al., 2004)، حداقل انحراف را برای سرعت امواج در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد؛ که می‌تواند نشان‌دهنده حداقل آنومالی در آن اعماق باشد. نتایج به دست آمده توسط مگی و پریستلی (Maggi and Priestly, 2005) نواحی با سرعت پایین را برای امواج برشی در زیر فلات ایران- ترکیه (منطقه مورد مطالعه این پژوهش را نیز در بردارد)، نشان می‌دهند. تغییرات در سرعت امواج برشی به علت تغییرات در دما و در ترکیب مواد و یا به علت وقوع ذوب بخشی است. نتایج آنها نشان می‌دهد که توزیع آتش‌فشان‌ها در طول فلات ایران- ترکیه نیز شاهی دیگر بر وجود گوشته گرم به عنوان منبعی برای سرعت‌های کم امواج برشی است. آنها در مطالعات خود به یک همبستگی میان موقعیت ناحیه‌ی سرعت پایین امواج برشی و آتش‌فشان‌های اخیر دست یافتند. مطالعات انجام شده با روش‌های متفاوت بر روی منطقه انتقالی گوشته بالایی با نتایج حاصل از این پژوهش همخوانی قابل قبولی دارد.

۵- نتیجه‌گیری

عمق تعادل در ناپیوستگی‌های ۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری گوشته بالایی توسط داده‌های دور لرز ثبت شده در ایستگاه‌های کوتاه دوره و باند پهن شبکه‌های لرزه‌نگاری کرمانشاه و خرم‌آباد و ایستگاه باند پهن سندانج به کمک تحلیل تابع گیرنده P مورد بررسی قرار گرفت.

۱- زمان رسید فازهای تبدیلی Ps از دو ناپیوستگی ۴۱۰ و ۶۶۰ کیلومتری نسبت به مدل مرجع IASP91 تقدم در رسید به ترتیب حدود ۱ و ۲ ثانیه را نشان دادند.

۲- ضخامت منطقه انتقالی در محل نقاط تبدیل فاز تبدیلی Ps در لایه‌های زیرسطحی در مناطق سندانج- سیرجان و ارومیه- دختر در همه جای منطقه یکسان نبوده و نسبت به مدل مرجع IASP91 انحراف دارد.

۳- حداکثر انحراف عمق تعادل ناپیوستگی ۴۱۰ کیلومتری حدود ۱۵ کیلومتر در فاصله ۶۰۰ کیلومتری از ابتدای خط برداشت AA' مشاهده شد؛ که معادل افزایش دمای حدود 270°C است.

۴- حداکثر انحراف عمق تعادل ناپیوستگی ۶۶۰ کیلومتری حدود ۳۰ کیلومتر در امتداد خط برداشت KK' بعد از گسل اصلی زاگرس مشاهده شد؛ که معادل افزایش دما حدود 540°C است.

نتایج مطالعات به دست آمده با نتایج پژوهش‌های قبلی انجام شده همخوانی دارد و منطقه‌ای که واقع در بالای نقاط تبدیل در بخشی از منطقه سندانج - سیرجان و ارومیه - دختر واقع شده است (و توسط سانا در شکل ۱ (منطقه ۶) مستعد زمین‌گرمایی تشخیص داده شده) در این تحقیق نیز مستعد اعلام می‌گردد.

در شکل‌های ۷ و ۸ ملاحظه می‌شود که عمق موهو بین ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر در تغییر است؛ که با توجه به مدل مرجع به کار گرفته شده در این پژوهش خطای محاسبه‌ی عمق ناپیوستگی موهو به میزان ± 2 کیلومتر است و به خوبی با نتایج مطالعات قبلی انجام شده در منطقه (Afsari et al., 2015; Taghizadeh-Farahmand et al., 2013; Paul et al., 2010 al., 2011) همخوانی قابل قبول دارد. با توجه به این همخوانی می‌توان مرز ناپیوستگی‌های مشخص شده در منطقه انتقالی گوشته بالایی در این مطالعه را قابل اعتماد دانست. در شکل‌های ۷ و ۸ مشاهده می‌شود که ضخامت منطقه انتقالی در قسمت‌هایی از خط برداشت که نسبت به مدل مرجع (IASP91) انحرافی را نشان می‌دهد؛ که حاکی از کاهش ضخامت منطقه انتقالی است. مطالعات شیرر (Shearer, 1992 & 2000) روی عمق و ضخامت متوسط منطقه انتقالی به صورت جهانی هم کاهش ضخامت منطقه انتقالی در منطقه مورد مطالعه را نشان داده است. در مطالعات اخیر هوسر و ویلیامز (Houser and Williams, 2010) روی الگوی سرعت موج برشی در منطقه انتقالی گوشته بالایی نیز کاهش حدود ۸ کیلومتری در عمق تعادل برای ناپیوستگی ۶۶۰ کیلومتری در منطقه مورد مطالعه نشان داده است. کاهش ضخامت می‌تواند به دلیل تغییرات اندک سرعت‌های امواج حجمی نسبت به مدل مرجع باشد. این تغییرات سرعت می‌تواند مبین ناهنجاری دمایی در منطقه انتقالی گوشته باشد. در امتداد خط برداشت AA' حداکثر افزایش عمق تعادل در ناپیوستگی ۴۱۰ کیلومتری حدود ۱۵ کیلومتر و در حدود ۶۰۰ کیلومتری از ابتدای خط برداشت مشاهده می‌شود؛ که معادل افزایش دمایی حدود 270°C است. درحالی‌که کاهش عمق تعادل در ناپیوستگی ۶۶۰ کیلومتری حدود ۱۰ کیلومتر بعد از گسل اصلی زاگرس دیده می‌شود؛ که معادل افزایش دمایی در حدود 540°C است. در امتداد خط برداشت KK' عمق تعادل در ناپیوستگی ۴۱۰ کیلومتری انحراف کمی نسبت به مدل مرجع دارد. در حالی‌که کاهش عمق تعادل در ناپیوستگی ۶۶۰ کیلومتری حدود ۳۰ کیلومتر بعد از گسل اصلی زاگرس مشاهده می‌شود؛ که معادل افزایش دما حدود 540°C است. جکسون (Jackson, 2000) در مطالعه خود بیان داشته است که سرعت‌های کم در گوشته فوقانی و گرادیان سرعتی منفی در قسمت‌های فوقانی در ایران مرکزی، نشان‌دهنده‌ی گوشته فوقانی گرم و کم چگالی است. همچنین افسری و همکارانش (Afsari et al., 2011) در مطالعاتشان برای مدل‌سازی پوسته شمال غرب زاگرس و ایران مرکزی به کمک تحلیل تابع گیرنده P نشان دادند که تغییرات سرعت در ایران مرکزی و زون سندانج- سیرجان تدریجی است؛ که حاکی از آنومالی دمایی در آن منطقه است. مطالعات توموگرافی تاکسوز و همکارانش (Toksöz et al., 2010) در ایران مرکزی انحراف را برای سرعت امواج در این منطقه در عمق ۴۰۰ و ۶۰۰ کیلومتر نشان می‌دهد؛ که

Jeffreys, H., 1936, The structure of the earth down to the 20° discontinuity, Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, Geophysical Supplement, 3 (9), 401-422.

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

Kind, R. and Vinnik, L.P., 1988, The upper mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S from converted phases, *J. Geophys.*, 62, 138-147.

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

Maggi, A. and Priestley, K., 2005, Surface Waveform Tomography of the Turkish Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, 160, 1068-1080.

Mohammadi, N., Sodoudi, F., Mohammadi, E. and Sadidkhoy, A., 2013, New constraints on lithospheric thickness of the Iranian plateau using converted waves, *Journal of seismology*, 17 (3), 883-895.

Niazi, M. and Anderson, D.L., 1965, Upper mantle structure of western North America from apparent velocities of P waves, *J. Geophys. Res.*, 70, 4633-4640.

Owens, T.J., Zandt, G. and Taylor, S.R., 1984, Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband tele seismic P waveform, *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795.

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.

Rost, S. and Weber, M., 2002, The upper mantle transition zone in the Pacific as determined by short-period array data, *Earth and Planetary Science Letters*, 204, 347-361.

Shearer, P.M. and Masters, T.G., 1992, Global mapping of topography on the 660-km discontinuity, *Nature*, 355, 791-796.

Shearer, P.M., 2000, Upper mantle seismic discontinuities, In: Karato S-I, Forte AM, Liebermann RC, Masters G, Stixrude L (eds) *Earth's Deep Interior, Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale. Geophysical Monograph*, 117, 115-131.

Stammler, K., Kind, R., Petersen, N., Korasev, G., Vinnik, L. and Qiyuan, L., 1992, The upper mantle

۶- سپاس‌گزاری

از شبکه لرزه‌نگاری کشوری (ISC) وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن (INSN) وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای در اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز قدردانی می‌شود.

۷- منابع

پایگاه سازمان انرژی‌های نو ایران (سانا)، ۱۳۹۵.

راکی، م. و کاویانی، ا.، ۱۳۸۹، بررسی ساختار گوشته‌ی فوقانی در زیر زاگرس و ایران مرکزی با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده‌ی امواج حجمی P: شواهدی بر جدایش ورقه‌ی اقیانوسی فرورانده شده، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، مؤسسه ژئوفیزیک، تهران.

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 tele seismic Ps converted phases, *J. Seismology*, 15, 341-353, DOI 10.1007/s10950-011-9227-x.

Al-Lazki, A.H., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N. and Mohamad, R., 2004, Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African plates, *Geophys. J. Int.*, 158, 1024-1040.

Bina, C.R. and Helffrich, G., 1994, Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99 (B8), 15853-15860.

Gupta, H. and Roy, S., 2007, *Geothermal Energy an alternative resource for the 21st century*, Elsevier B.V.

Helffrich, G.R. and Wood, B.J., 2001, The Earth's mantle, *Nature*, 412, 501-507.

Helffrich, G.R., 2000, The Earth's mantle, *Rev. Geophys.*, 38, 141-158.

Heuer, B., 2006, Lithospheric and mantle structure beneath the western Bohemian Massif obtained from teleseismic P and S receiver functions, *FU Berlin, Ph.D Thesis*, 146P.

Houser, C. and Williams, Q., 2010, Reconciling Pacific 410 and 660 km discontinuity topography, transition zone shear velocity patterns, and mantle phase transitions, *Earth and Planetary Science Letters*, pp. 255-266, doi:10.1016/j.epsl.2010.05.006.

Jackson, I., 2000, Laboratory measurement of seismic wave dispersion and attenuation: recent progress, *Am. geophys. UN. Monogram*, 117, 256-289.

- areas, AIR FORCE RESEARCH LABORATORY, Space Vehicles Directorate 29 Randolph Rd, AIR FORCE MATERIEL COMMAND HANSCOM AFB, MA 01731-3010.
- Vinnik, L.P. and Kosarev, G.L., 1981, Determination of crustal parameters from observations of tele seismic body waves, Proc. Acad. Sci. USSR, 261, 1091-1095.
- Vinnik, L.P., 1977, Detection of waves converted from P to S_v in the mantle, Phys. Earth planet. Intern, 15, 39-45.
- Yuan, X., 1999, Tele seismic receiver function study and its application in Tibet and the central Andes, FU Berlin, Ph.D Thesis, 149 P.
- discontinuities: correlated or anti correlated? Geophys. Res. Lett., 19 (15), 1563-1566.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N. and Sodoudi, F., 2015, Crustal thickness of Iran inferred from converted waves, Pure and Applied Geophysics, 172 (2), 309-331.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F. and Afsari, N., 2012, Seismic study of upper mantle beneath the NW Iran using P receiver function, Journal of the Earth & Space Physics, 38 (2), 17-28.
- Toksöz, M. N., Van der Hilst, R. D., Sun, Y., and Zhang, H., 2010, Seismic tomography of the Arabian-Eurasian collision zone and surrounding



The effect of temperature anomalies on the thickness of upper mantle transition zone in northwest of Zagros using teleseismic waves

Ameneh Kahrizi¹ and Fataneh Taghizadeh-Farahmand^{2*}

1- M.Sc., Department of Physics, Islamic Azad University, Qom Branch, Qom, Iran

2- Assistant Professor, Department of Physics, Islamic Azad University, Qom Branch, Qom, Iran

Received: 6 May 2017; Accepted: 4 August 2017

Corresponding author: f_farahmand@qom-iau.ac.ir

Keywords

P Receiver Functions
Teleseismic
Upper Mantle
Discontinuities
Northwest of Zagros
Geothermal Energy

Extended Abstract

Summary

We have computed P receiver functions to investigate the upper mantle discontinuity beneath northwest of Zagros in Iran. We have selected data from teleseismic events ($M_b \geq 5.5$, $30^\circ < \Delta < 95^\circ$) that have been recorded since 2004 to 2016 at three-component short period and broadband stations from Kermanshah and Khoramabad telemetry seismic network and three-component broadband stations in Sanandaj area. The P to S converted phases from 410 and 660 km discontinuities are observed. The results show that the

thickness of the upper mantle transition zone in the study area is not the same as that in the entire region, and it is shown a little deviation rather than IASP91 model and appears to be depressed under the Urumieh-Dokhtar zone having northwest-southeast direction. The maximum temperature anomaly is equal to 180°C and 450°C for 410 and 660 km discontinuities, respectively.

Introduction

Today, the energy supply is a significant problem in human life. Iran is one of the countries on the global seismic belt to study geothermal energy. Renewable Energy Organization of Iran, called SUNA, reported in 1998 that northwest of Zagros is a suitable area for geothermal energy, which has led to a better understanding of tectonic processing the structure of upper mantle in the study area via seismic methods of P receiver function. The equilibrium depths of 410 and 660 km seismic discontinuities depend on the ambient mantle temperature and pressure conditions, described by the Clayperon slope. Converting the pressure change to the depth, the vertical displacement is calculated. The time difference between the P-to-S conversions of the two discontinuities is independent of the shallow mantle structure, and therefore, indicates the thickness of the transition zone. By comparing this differential time with the global average value (24.0s for the IASP91 model), it is possible to estimate the variation in the thickness of the mantle transition zone and the temperature variation in the ambient mantle. The main goal of this paper is to investigate the transition zone discontinuities of upper mantle in northwest of Zagros using P receiver function and to verify whether areas, introduced by SUNA for geothermal energy in the whole study area, are suitable areas for this purpose or not.

Methodology and Approaches

Data have been selected from teleseismic events ($M_b \geq 5.5$, $30^\circ < \Delta < 95^\circ$) that have been recorded between 2004 to 2016 at 12 short period and broadband stations. Methodology of P receiver function analysis is used in this paper. A time window of 110 s has been considered, starting from 10 s before the P-onset arrival time. First, the instrument response is deconvolved from the original records. ZNE components are then rotated into the local LQT ray-based coordinate system. A low-pass filter of 5 s is applied to the P receiver functions. They are stacked after move out correction for a reference slowness of 6.4 s/°.

Results and Conclusions

The P receiver functions for all stations in the study area have been calculated. Theoretical differential time of converted phases of 410 and 660 km discontinuities for the IASP91 model is 24.0 s at 67° (or 6.4 °/s slowness) has been determined. The two global discontinuities at 410 and 660 km have been observed, which are, respectively, identified 1 s and 2.1 s sooner than predicted by the IASP91 reference model. The differential time between both

discontinuities is ~ 23 s and less than that of IASP91 model. The transition zone is still thinner, which is probably due to temperature anomaly and causes a reduction in seismic velocities (V_p , V_s). The P-to-S conversion points are located in Sanandaj-Sirjan and Uromieh-Dokhtar zones. Two dimensional (2D) migrated sections along two survey lines with directions of NE-SW and W-E have also been obtained. As the results show the transition zone discontinuities of upper mantle are visible. These discontinuities at the depths of 410 and 660 km are not flat as the temperature anomaly in these depth indicates, and can also be derived from the standard IASP91 global earth model. Both discontinuities appear to be depressed in the central portion of the survey lines. The maximum temperature anomaly is equal to 180°C and 450°C at 410 and 660 km discontinuities, respectively. As a result, this could mean that the upper mantle in these regions is still influenced by several geodynamical processes which makes these regions suitable for geothermal energy as SUNA has suggested.
