

# تغییرات ضخامت پوسته در زیر زاگرس مرکزی (استان فارس) با استفاده از امواج دورلرز

عاطفه هفتهخانک<sup>۱</sup>، فتانه تقیزادهفرهمند<sup>۲\*</sup>و نرگس افسری<sup>۳</sup>

۱ - کارشناسیارشد ژئوفیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد قم،قم، ایران ۲- دانشیارگروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد قم، قم، ایران ۳- استادیار گروه عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نوشهر، نوشهر، ایران

## دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۳/۱۱؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۶/۲۴

f\_farahmand@qom-iau.ac.ir \* نویسنده مسئول مکاتبات

چکیدہ	واژگان کلیدی
امواج دورلرز بهطور گسترده برای بهتصویر درآوردن ساختار لرزهای در پوسته و گوشته مورد استفاده قرار می گیرند. در	
این پژوهش برای استخراج تغییرات ضخامت پوسته در زیر شبکه شیراز که در زاگرس مرکزی قرار دارد، از روش تابع گیرنده	
دورلرز P استفاده شده است. به همین منظور از داده زمینلرزههایی که به وسیله ایستگاههای لرزهای کوتاه دوره و باندپهن	
سه مولفهای در فاصله رومرکزی°۹۵ >۵>°۳۰ از مرکز شبکه لرزهنگاری شیراز وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و	
همچنین ایستگاه باندپهن شبکه ملی لرزهنگاری دائمی وابسته به پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله ب	امواج تبديل يافنه ۲۶
بزرگای ۵/۵ ≥Mb از اواخر سال۲۰۰۲ تا ۲۰۱۶ میلادی ثبت شدهاند؛ استفاده شده است. ضخامت پوسته در منطقه، به کمک	توابع تیرنده
تحلیل تابع گیرنده P و با استفاده از تأخیر زمانی فاز تبدیلی Ps نسبت به زمان رسید مستقیم P محاسبه شد. متوسط	را لرس مرکزی دادیدستگی موقو
ضخامت پوسته در منطقه فارس حدود ۳±۴۹/۵ کیلومتر محاسبه شد؛ که حدود تغییرات عمق موهو از ۳±۴۲/۰ کیلومتر در	ەپيۈسىدى شوشو
زیر ایستگاهLMD1 تا ۲۳±۵۸/۰ کیلومتر در زیر ایستگاه QIR1 و KAZ1 است. نتایج بدست آمده نشان میدهد که	
ناپیوستگی موهو در زیر شبکه شیراز، توپوگرافی هموار و تختی ندارد. نتایج حاصل با مطالعات قبلی در منطقه همخوانی	
داشته و با توجه به تعداد ایستگاههای افزوده شده در منطقه، کاملتر است.	

۱– مقدمه

سرزمين ايران به دليل موقعيت ويژه آن در كمربند كوهزايي آلپ-هيماليا یکی از وسیعترین مناطق زلزلهخیز جهان است؛ که در گذشته و همچنین در سالهای اخیر به دفعات متحمل زمینلرزههای مخرب شده است. منطقه مورد مطالعه (استان فارس) در زاگرس مرکزی و در عرض جغرافیایی °۲۴ تا °۳۲ و طول جغرافيايي ۴۸/۸° تا ۵۸/۵° واقع شده است (شکل۱). ازديدگاه ژئومورفولوژی نواحی واقع در شمال و شمالغرب استان متشکل از ارتفاعات به هم پیوسته و درههای عمیق است. در حالی که، در گسترههای جنوب و جنوب غربی استان، در حدفاصل کوهها دشتهای حاصل خیز شیراز، کازرون، نیریز، مرودشت و … قرار دارد. براساس تقسیمات حوضه ساختاری-رسوبی، استان فارس در برگیرنده منطقه سنندج-سیرجان و زاگرس رانده شده، زاگرس مرتفع و زاگرس چینخورده است و بیشتر ساختارها روند شمالغربی-جنوب شرقی دارند. از نگاه ساختاری، حاشیه شمال شرقی استان محل برخورد دو قاره ورقهی قارهای است. به همین لحاظ در این گستره ورقههای رانده شده بسیار زیاد است؛ که حاصل آن شکل گیری ساختمان های دوبلکس با شیب راندگی به سمت شمال-شمالغربی است. سیستمهای راندگی که در هر رویداد زمینساختی به وجود آمدهاند در روی ساختمانهای قبلی قرارگرفته، آنها را قطع نموده و یا جابجا کرده و به این ترتیب، در شمال شرقی استان فارس، مجموعهای ازبرگههای تراستی را میتوان دید. نوار چینخورده راندگی زاگرس بخشی از کمربندکوهزایی آلپ-هیمالیا و یکی ازجوان ترین و فعال ترین پهنههای برخورد قاره-قاره در روى زمين است (Snyder and Barazangi, 1986)؛كه در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از کوههای تاروس در جنوب شرق ترکیه تا گسل میناب در شرق جزیره هرمز در جنوب ایران امتداد دارد و نتیجه برخورد صفحه قارهای عربستان در جنوبغرب با خرد قاره ایران مرکزی در شمال شرق میباشد .(Alavi, 1994; Berberian, 1995)



شکل۱: گسلهای فعال عمده در منطقه زاگرس مرکزی. گسل کازرون: K\_F، گسل بختگان: Ba\_F، گسل کَرهبس: Ka\_F، گسل قیر:Q\_F، گسل زاگرس مرتفع: HZ\_F،گسل اصلی زاگرس: MZT\_F، گسل سروستان: S\_6، گسل برازجان: Bo\_F، گسل پیشانی کوهستان: MF\_F، منطقه سنندج سیرجان: SSZ ، کمان فارس:.۱۳۸۲ (فایل گسلها برگرفته از حسامی و همکاران، ۱۳۸۲)

زیرپهنه راندگیها با پهنای ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر، به صورت نواری کم پهنا است؛ که بلندترین قسمت کوههای زاگرس را تشکیل میدهد و به همین رو گاهی به آن زاگرس مرتفع گفته می شود. مرز شمال شرقی این زیرپهنه به راندگی اصلی زاگرس (MZT) و مرز جنوبغربی با یک راندگی مهم راندگی زاگرس مرتفع (HZF) بسته میشود. یکی از ویژگیهای زاگرس مرتفع، راندگیهای فراوان است. شیب راندگیها به سمت شمال شرقی است. گسل های موجود در این زیرپهنه بیشتر روراندگی و گاه نرمال هستند. شیب گسلهای راندگی به سوی شمال شرق است. ريخت شناسي برجسته و همچنين افزايش ضخامت پوسته قارهای در زاگرس مرتفع پیامد عملکرد راندگیها است (آقانباتی، ۱۳۸۳). زاگرس چین خورده که به آن کمربند چین خورده ( Stocklin, ). 1968) و زون ساده چینخورده (Faclon, 1974) نیز گفته می شود. از نظر نو زمینساختی زاگرس چینخورده در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران در شمال شرقی-جنوب غربی فشرده می شود. به همین دلیل در حال حاضر زاگرس تحت تاثیر دگر شکلی ناشی از فشارهای زمین شناختی با روند شمال شمال شرقی-جنوب جنوبغربی، فرجام همگرایی و برخورد قارهای صفحه عربستان به زیر ایران مرکزی Tatar et al., 2004; Kaviani et al., 2007; Ajirlu er al., ) است .(2016

زاگرس از نظر لرزه خیزی فعال و لرزه خیزترین منطقه در ایران است. بیشتر زمینلرزههای زاگرس در گسلهای راندگی با شیب زیاد (۵۰-۴۰ درجه) روی میدهند و امتداد این گسلها با امتداد محور چینهای منطقه موازی است (Jackson and McKenzi, 1984). مرز شمالی لرزه خیزی در زاگرس، توسط گسل اصلی معکوس زاگرس، مشخص می شود. این گسل در واقع زون بخیه ای بین دو صفحه برخوردی عربستان و ایران مرکزی است؛ که با روند شمال غربی-جنوب شرقی از غرب ایران تا شمال بندرعباس ادامه مییابد. سپس به صورت شرقی-غربی تغییر روند میدهد. بیشتر زمینلرزههای زاگرس در عمق ۸ تا ۱۲ کیلومتر و در قسمت بالایی پیسنگ دگرگونی روی میدهند. مطالعات انجام شده در این منطقه نشان میدهد که لرزهخیزی در زاگرس کمعمق بوده و عمق کانونی زمین لرزهها بیش از ۲۰ کیلومتر نیست و عمدتا بین گسل تراست اصلی زاگرس و خلیج فارس محصور است ( Jackson and McKenzi, 1984; Tabebian and Jackson, 2004; Nissen et al., 2010; Hatzfeld et al., 2010; Roustaei et al., 2010; Tatar and Naerabadi et al., 2013). در مطالعات اخیر نیز با تعیین مجدد کانون زمینلرزهها، عمق کانونی در منطقه زاگرس بین ۴ تا ۲۵ کیلومتر برآورد شده است (Karasözen et al., 2019).

شکل ۱ گسلهای فعال مهم ( حسامی و همکاران، ۱۳۸۲) در منطقه زاگرس مرکزی را نشان میدهد. شکل ۲ نیز نشان دهنده لرزه خیزی منطقه شیراز در مقایسه با دیگر نقاط ایران بوده، که قابل توجه است. از زمین لرزه های مهم منطقه می توان به زمین لرزه دهم اسفند ۱۳۷۲ هجری شمسی با بزرگای Ms=۶/۱ در منطقه دشت موک استان

فارس، و زمینلرزه ۱۷ اردیبهشت ۱۳۷۸ با بزرگای Mw=۶/۲ منطقه کهمره استان فارس اشاره نمود.



شکل۲: لرزهخیزی زاگرس مرکزی (دوایر توپر نارنجی رنگ) در مقایسه با لرزهخیزی کل ایران (دوایر توپر سبز رنگ) از ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۶میلادی، با استفاده از دادههای ثبت شده در شبکه لرزهنگاری وابسته به موسسه ژئوفیزیک نشان داده شده است.

با توجه به لرزهخیزی بالای منطقه، مطالعه جزئیات ساختار پوسته آن که در تعیین عمق زون لرزهزا، ساز و کار زمین لرزهها، روابط کاهندگی و ... موثر است؛ ضروری به نظر می رسد. شناخت جزئیات ساختار پوسته و گوشته بالایی یکی از اهداف مهم مطالعات ژئوفیزیکی می باشد. عمق موهو از پارامترهای مهم برای مشخص کردن ساختار پوسته هستند؛ که با گیرنده یکی از روشهای مفید و دقیق برای تعیین جزئیات ساختار پوسته وگوشته بالایی زیر یک ایستگاه لرزه نگاری می باشد؛ که نسبت به روشهای دیگر (روشهای بازتابی لرزهای و شکست مرزی) مزیتهایی وروشهای دیگر (روشهای بازتابی لرزهای و شکست مرزی) مزیتهایی تبدیل موج P به s در ناپیوستگیهای زیر یک ایستگاه لرزه نگاری و ایستگاه می باشد (2000, عمون ساختار عمودی سرعت حساس است؛ تا می روشهای قبلی بیشتر به جزئیات ساختار عمودی سرعت حساس است؛ تا به تغییرات جانبی آن. دیگر این که امواج دورلرز دارای عمق نفوذ زیادی می باشد.

لا استفاده از دادههای گرانی Dehgani and Makris (1984) با استفاده از دادههای گرانی ضخامت پوسته را در زیر گسل رانده اصلی زاگرس ۵۵ کیلومتر بدست آوردند. (Snyder and Barazangi (1986) نیز از داده گرانی استفاده کرده و عمق موهو را از ۴۰ کیلومتر در زیر خلیجفارس تا ۶۵ کیلومتر در زیر گسل رانده اصلی زاگرس بدست آوردند. (2004) Laske در مطالعات روی پوسته اوراسیا ضخامت پوسته در منطقه زاگرس مرکزی را بین ۴۵

## نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره7، شماره ۱، ۱۴۰۰.

تا ۵۱ کیلومتر تخمین زده است. (2003) Hatzfeld et al, (2003) با استفاده از روش تابع گیرنده عمق موهو را در زیر زاگرس مرکزی ۲ ±۴۶ کیلومتر محاسبه کردند. (2006) Paul et al., (2006 با استفاده از روش کوچ توابع گیرنده، عمق موهو را در زیر زاگرس به طور متوسط ۴۵ کیلومتر بدست آوردند. همچنین(2006) Yamini-Fard et al, 2006 عمق موهو را در منطقه کازرون را با استفاده از روش تابع گیرنده با دادههای باندپهن حدود ۶۰-۵۵ کیلومتر بدست آوردند. افسری و همکاران (۱۳۹۱) به کمک دادههای با استفاده از روش تابع گیرنده بدست آوردند. نتایج آنها عمق متوسط ۲±۵/۹ کیلومتری را برای منطقه شیراز نشان میدهد.

در این پژوهش با توجه به افزایش تعداد بیشتر ایستگاههای لرزهنگاری درگستره استان فارس و توزیع مناسب آنها در منطقه مورد مطالعه نسبت به مطالعات قبلی و همچنین با داشتن داده کافی، برای بهبود دانش خود از ساختار پوسته و عمق موهو در زاگرس مرکزی از روش تحلیل تابع گیرندهP که روش دقیقی برای محاسبه عمق موهو است؛ استفاده شده است.

# ۲- روششناسی

شکل موج امواج حجمی دورلرز ثبت شده توسط ایستگاههای لرزهای سه مولفهای قائم، شمالی-جنوبی و شرقی-غربی(N-S. E-W و Z) شامل اطلاعات مفیدی در مورد چشمه زمین لرزه (تابع زمانی چشمه و ساختار نزدیک آن) مسیر انتشار درگوشته و ناحیه گیرنده میباشند؛ که می توان از آنها برای استخراج ساختار پوسته زیر یک ایستگاه لرزه نگاری استفاده نمود. تابع گیرنده در واقع پاسخ ساختار زیرسطحی گیرنده به امواج حجمی دورلرز می باشد. با جدا کردن انرژی فازهای تبدیل یافته s از موج P مستقیم لرزه نگاشت ثبت شده در ایستگاه، امکان استخراج ناپیوستگیهای زیر یک ایستگاه لرزه نگاری که در آن جا تبدیلات P به مورت گرفته؛ وجود دارد. برای بدست آوردن تابع گیرنده P پردازشهای زیر انجام می شود:

۱) در صورت متفاوت بودن پاسخ فرکانسی لرزهسنجها، باید اثر دستگاهی از روی آنها حذف گردد. ۲) الف، چرخش از سیستم مختصات ZNE به ZRT تحت زاویه سمت وارون (Back Azimuth). ب) چرخش سیستم مختصات LQT به ZRT تحت زاویه تابش موج P فرودی به زیر ایستگاه (Vinnik, 1977). ۳) واهمامیختگی، با این کار اثرات ناحیه چشمه و مسیر انتشارگوشته حذف میشود. به مولفه Q و T واهمامیخت و شده به ترتیب توابع گیرنده شعاعی و مماسی گویند؛ که شامل فازهای تبدیل یافته sr

#### ۲–۱– دادهها

در این مطالعه از شکل موجهای مربوط به بیش از ۶۰۰ حادثه

#### هفتهخانک و همکاران و غلامی تغییرات ضخامت پوسته در زیر زاگرس مرکزی (استان فارس) با استفاده از امواج دورلرز، صفحات ۳۹-۴۹.

دورلرز از سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۶ میلادی که توسط ایستگاههای لرزهنگاری کوتاه دوره و باندپهن، سه مولفهای شبکه شیراز، ثبت شده؛ مورد استفاده قرار گرفت. شکل ۳ نقشه توزیع ایستگاههای لرزهنگاری منطقه مورد مطالعه را نشان میدهد. در شکل ۴ نیز توزیع رومرکز زلزلههای دورلرز مورد استفاده در این مطالعه را که بیشتر آنها در شرق منطقه قرار دارند؛ نشان داده شده است.



شکل۳: موقعیت منطقه مورد مطالعه و توزیع ایستگاههای شبکههای لرزهنگاری. مثلثهای توپر آبی و قرمز رنگ به ترتیب ایستگاههای باندپهن و کوتاه دوره را نشان داده و گسلهای اصلی به رنگ آبی نمایش داده شده است.



شکل۴: توزیع رومرکز زمینلرزههای دورلرز استفاده شده برای محاسبه توابع گیرنده. دوایر توپر زرد رنگ نماینده رومرکز زمینلرزههای دورلرز و ستاره قرمز رنگ موقعیت شیراز را نشان میدهد. دوایر سیاه رنگ بزرگ فواصل رومرکزی زمینلرزههای دورلرز را نشان میدهد (۵=95°, Δ=30°).

## ۲-۲- مشاهدهها

برای بدست آوردن توابع گیرنده، نخست یک پنجره زمانی به طول ۱۲۰ ثانیه از لرزهنگارهای سرعت (۲۰ ثانیه قبل و ۱۰۰ ثانیه بعد از شروع موج P) انتخاب شدند. برای حذف نوفه زمینه از فیلتر میان گذر ۳/۰ ثانیه تا ۱۰ ثانیه استفاده شد. در مرحله بعد چرخش مولفهها از سیستم مختصات ZNE به LQT تحت زوایای سمت پشتی و تابش تئوریک انجام گرفت. بعد از چرخش، مولفههای Q وT با سیگنال P بر روی مولفه L به ازای سطح ایستآبی (water Level)، ۰/۰۱ واهمامیخت شدند. سپس برای هموار کردن توابع گیرنده بدست آمده، فیلتر میان گذر ۲ ثانیه تا ۱۰ ثانیه بکار گرفته شد. به دلیل کوچک بودن دامنه فاز تبدیل یافته Ps و همین طور بالا بردن نسبت سیگنال به نوفه بهتر است توابع گیرنده بدست آمده از فواصل رومرکزی و توزیع سمتی متفاوت به ردیف شده و برانبارش شوند. بنابراین توابع گیرنده با استفاده از تصحیح دینامیکی برونراند ٔ برحسب کندی مرجع ۶/۴s/° و با استفاده از مدل مرجع جهانی (Kennett and Engdahl, 1991) صورت گرفت. از بین توابع گیرنده بدست آمده برای هر ایستگاه، بهترین توابع گیرنده که فاز تبدیلی Ps واضحى از موهو را نشان مىدادند، انتخاب شدند. شكل۵ بهترين توابع گیرنده بدست آمده برای ایستگاه لرزهنگاری را در پنجره زمانی ۵- تا ۳۰ ثانیه که برحسب زاویه سمت پشتی مرتب شدهاند؛ را پس از تصحیح مسافت نشان میدهند. دامنههای با پلاریته مثبت (سیاه رنگ) نشان دهنده افزایش سرعت با عمق و دامنههای با پلاریته منفی (خاکستری رنگ) نشاندهنده کاهش سرعت با عمق است. شروع موج P نیز بر روی صفر ثابت شده است. در پنجره بالایی هر شکل برانبارش توابع گیرنده نیز نشان داده شدهاند. دامنههای با پلاریته مثبت (منفی) به رنگ آبی (قرمز) ، نشاندهنده افزایش (کاهش) سرعت با عمق هستند. یک فاز تبدیلی Ps واضحی از موهو که با پیکان قرمز رنگ (M) در تک تک توابع گیرنده همه ایستگاهها و در برانبارش آنها که در پنجره بالایی هر کدام آورده شده، قابل مشاهده است. در صورت وجود فاز تبدیلی ناشی از رسوبات نزدیک سطح زمین (B) و لایه میان پوستهای (C) نشان داده شدهاند. برای گستره مورد مطالعه، فاز تبدیلی از موهو تاخیر زمانی بین ۵/۱ تا ۷/۰ ثانیه نسبت به موج P مستقیم، دارد (جدول ۱).

## ۳- بحث

در این مطالعه به کمک تحلیل تابع گیرنده P، ضخامت پوسته در زیر همه ایستگاههای شبکه لرزهنگاری شیراز که در زاگرس مرکزی و کمان فارس قرار دارند، بدست آمد. به همین منظور با استفاده از متوسط بلک اسرعتی ارائه شده در مطالعات قبلی (Hatzfeld et al, 2003؛ زاده و تاتار، ۱۳۸۵) و

<sup>1</sup> Move out correction

به کمک رابطهی تبدیل زمان رسید به عمق ( شکل۶). نتایج بهدست 2000) در منطقه ضخامت پوسته تعیین گردید (شکل۶). نتایج بهدست آمده برای ضخامت پوسته در گستره مورد مطالعه در جدول ۱ آمده است؛ که با نتایج مطالعات قبلی به کمک دادههای همان ایستگاهها قابل مقایسه میباشد. مقدار عدم قطعیت در تعیین ضخامت پوسته، به مدل سرعتی بستگی دارد و ۵٪ مدل سرعتی است؛ که با توجه به مدلهای سرعتی مورد استفاده در این پژوهش و با استفاده از روش تابع گیرنده P، خطای محاسبه عمق موهو در این پژوهش و ۲۰۰

با استفاده از تبدیل تأخیر زمان رسیدهای فاز تبدیلی Ps نسبت به رسید موج مستقیم P از ناپیوستگی موهو به عمق مقطع عمقی که بیانگر تصویری از متوسط ساختار زیر ایستگاههای لرزهنگاری در منطقه است، بدست آمد؛ که در شکل ۶ نشان داده شده است. توابع گیرنده در هر ایستگاه از حیطه زمان به حیطه مکان برده شدند و پردازشی مشابه کوچ HI M

## نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره7، شماره ۱، ۱۴۰۰.

SRV

در عملیات لرزه ای انجام گرفت. امتداد مقطع عمقی زده شده (AB) در شکل ۳ نشان داده شده است. در شکل ۶ قسمتهای قرمز رنگ مربوط به فازهای با پلاریته مثبت در توابع گیرنده میباشند که نشان دهنده افزایش سرعت با عمق است و قسمتهای آبی رنگ مربوط به فازهای با پلاریته منفی بوده و نشان دهنده کاهش سرعت با عمق هستند.

شکل ۶ نشان می دهد از نقطه A در ابتدای خطبرداشت عمق موهو از حدود ۴۵ کیلومتر به حدود ۵۰ کیلومتر به سمت نقطه B در انتهای خطبرداشت تغییر می کند و تقریبا در راستای خطبرداشت عمق حدود ۴۵-۵۰ کیلومتر در تغییر است. (2003) Hatzfeld et al., به کمک دادههای باندپهن و با استفاده از روش تابع گیرنده عمق موهو را در زیر زاگرس مرکزی (ایستگاه قیر) که در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه واقع شده است؛ ۲±۴۶ بدست آوردند.





هفتهخانک و همکاران و غلامی تغییرات ضخامت پوسته در زیر زاگرس مرکزی (استان فارس) با استفاده از امواج دورلرز، صفحات ۳۹-۴9.

شکل ۵: توابع گیرنده P محاسبه شده در گستره مورد مطالعه. توابع گیرنده پس از تصحیح مسافت و مرتب شدن برحسب زاویه سمت پشتی رسم شدهاند. در پنجره بالایی نیز برروی برانبارش توابع گیرنده، فازهای تبدیل یافته Ps از موهو (M) و فاز تبدیلی ناشی از رسوبات نزدیک سطح زمین (B) و لایه میان پوستهای (C) نشان داده شدهاند.

#### هفتهخانک و همکاران و غلامی تغییرات ضخامت پوسته در زیر زاگرس مرکزی (استان فارس) با استفاده از امواج دورلرز، صفحات ۳۹-۴9.

همچنین (2005) Molinaro et al., (2005) در مطالعه سنگ کره در منطقه زاگرس مرکزی ضخامت پوسته را از حدود ۴۵ تا ۵۰ کیلومتر تخمین زدند. (2006) Paul et al., (2006) باندپهن و با استفاده از روش کوچ تابعهای گیرنده، عمق موهو را در زیر زاگرس مرکزی در نزدیک گسل کازرون و شیراز را به طور متوسط ۴۵ کیلومتر بدست آوردند؛ که با نتایج حاصل شده در این تحقیق با استفاده از دادههای کوتاه دوره و باندپهن همخوانی دارند. در مطالعات یک دهه اخیر Shad کوتاه دوره و باندپهن همخوانی دارند. در مطالعات یک دهه اخیر محاسبه شده، ضخامت پوسته در زاگرس مرکزی بین ۴۰ تا ۶۰ کیلومتر محاسبه شده و تطابق خوبی با این پژوهش دارد.

گسل کازرون شمال زاگرس را از قسمت مرکزی زاگرس (منطقه فارس) جدا می کند (BPS is and Jackson, ; Berberian, 1995). اندازه گیریهای GPS نشان میدهند؛ که نرخ کوتاه شدگی افزایش اندکی از شمال زاگرس به میزان <sup>1-</sup> mm yr ۶ +۶ به سمت زاگرس مرکزی (فارس) به میزان <sup>1-</sup> Mm yr دارد (Hatzfeld et al., 2010).

نتایج بدست آمده در این تحقیق نیز تاکیدی بر این مطلب میباشد. شکل ۷ نقشه پربندهای عمق موهو در منطقه مورد مطالعه را نشان میدهد. با توجه به شکل ۷ مشاهده میشود، که به موازات روند ساختار گسلی منطقه (شمالغربی-جنوبشرقی)، از شمالغرب به سمت مرکز، ضخیم شدگی پوسته رخ میدهد. (2011) , Afsari et al. نشان دادند که در زاگرس شمالی (منطقه کرمانشاه) متوسط ضخامت پوسته تقریبا ۴۲ کیلومتر است و این در حالی است که در این تحقیق متوسط ضخامت پوسته در زاگرس مرکزی تقریبا ۴۹ کیلومتر بدست آمده؛ که با مطالعات (2010) , Arsari et al همخوانی دارد. Yamini-Fard et ایستگاههای لرزهنگاری مطالعات (2006) , ایه کمک دادههای ثبت شده توسط ایستگاههای لرزهنگاری موقت اطراف منطقه کازرون و با استفاده از روش تابع گیرنده، ضخامت پوسته را ۶۰ – ۵۵ کیلومتر محاسبه کردند. عمق ناپیوستگی موهو در زیر موقت اطراف منطقه کازرون و با استفاده از روش تابع گیرنده، ضخامت پوسته را ۶۰ – ۵۵ کیلومتر و در ایستگاه مجاورش ۲۸۸، کیلومتر ایستگاه ۲۰۸، نمکی دادههای با تنایج می داورش ۲۹۸، کرای کیلومتر بدست آمده؛ که با نتایج (2006) , Yamini-Fard et al. در ایستگاه مجاورش ۲۹۸، کاره



شکل۶: مقطع عمقی در امتداد پروفیل جنوبغربی۔شمالشرقی، AB که عمق موهو تقریباً از حدود ۴۰ تا بیش از ۵۰ کیلومتر تغییر میکند. در منابع



شکل۷: نمایش تغییرات ضخامت پوسته و پربندهای ضخامت پوسته در منطقه استان فارس واقع در زاگرس مرکزی

## هفتهخانک و همکاران و غلامی تغییرات ضخامت پوسته در زیر زاگرس مرکزی (استان فارس) با استفاده از امواج دورلرز، صفحات ۳۹-۴۹.

طبق نظر (HZF) فالكرس مرتفع (HZF) در زاگرس مرتفع بالاراندگی در امتداد قطعات گسلی زاگرس مرتفع (HZF) رخ می دهد؛ این امر می تواند موجب اختلاف ضخامت پوسته در زیر ایستگاه PAR نسبت به سایر ایستگاههای مجاورش درمنطقه مورد مطالعه باشد. کمربند فعال چینخورده راندگی زاگرس در حاشیه شمال شرقی صفحه عربستان با کوتاهشدگی زاکرس در حاشیه شمال شرقی صفحه عربستان آن ضخیم شدگی است، مواجه می باشد ( ;Berberian and King, 1981)، که نتیجه Berberian and King, 1981; 1982; Berberian, 1983 آن ضخیم شدگی است، مواجه می باشد ( ;Berberian et al., 1982; Berberian, 1983 ایستگاهها که در منطقه راندگی و زاگرس چین خورده قراردارند و همچنین طبق مطالعات (2004) در منطقه با توجه به تاریخچه مرکزی کوتاهشدگی (۲±۹ و ۲±۷ میلی متر در سال) اندازه گیری شده است، عمقهای بدست آمده برای منطقه با توجه به تاریخچه زمین ساختی، منطقی به نظرمی رسد.

۴- نتیجهگیری

در این مطالعه تغییرات عمق موهو با استفاده از دادههای ثبت شده توسط ایستگاههای کوتاه دوره و باندپهن شبکه شیراز بدست آمد. نتایج بدست آمده نشان میدهند که متوسط ضخامت پوسته در منطقه زاگرس مرکزی زیر شبکه لرزهنگاری شیراز حدود ۳±۹۸/۵ کیلومتراست؛ که بین ۳±۲۲ کیلومتر در زیر ایستگاه LMD1 تا ۳±۰/۸۰ کیلومتر در زیر ایستگاه IR10 و KAZ1 تغییر کرده است. در نتیجه ناپیوستگی موهو در زیر شبکه لرزهنگاری شیراز تخت نمیباشد و در قسمت مرکزی شبکه پوسته ضخیمتر از دو انتهای شمالغربی و جنوبشرقی است. با توجه به افزایش تعداد ایستگاههای در منطقه پژوهش انجام شده نسبت به مطالعات قبلی کاملتر است و با در نظر گرفتن تفکیک عمودی روش تابع گیرنده، نتایج بدست آمده از این روش دقت بالایی دارد.

نتايج مطالعه Tatar and	نتايج مطالعه مطالعه	عمق موهو (Km)	زمان تاخير	کد ایستگاه	نام ایستگاه
Nasrabadi, 2013	افسري و همکاران، ۲۰۱۱	±۳ Km	فاز Sec.) Ps)		
	۴۶/۰	۴۸/۰	$\Delta/\Lambda$	SHI	شيراز
	۴۷/۵	۴۷/۰	۵/۷	SRV	سروستان
	481.	48/.	۵/۵	MOK	موک
	۵۶/۵	۵۴/۰	۶/۵	PAR	پارس
		۵۸/۰	٧/٠	KAZ1	كازرون
		۵۱/۰	۶/۱	KAZ	كازرون
		۴۳/۰	۵/۲	LAR1	لار
		47/•	۵/۱	LMD1	لامرد
		4७/•	۵/۹	JHRM	جهرم
		۵۸/۰	٧/٠	QIR1	قير
48		۵۰/۰	۶/۰	GHIR	قير

منطقه شيراز	(Km) در	متوسط يوسته	.Sec) و ضخامت ه	ئی موهو (	از ناپيوستگ	تبديلي ا	جدول ۱: زمان رسید فاز
-------------	---------	-------------	-----------------	-----------	-------------	----------	-----------------------

## ۵- سپاسگزاری

برخود لازم میدانیم که از شبکه لرزهنگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و شبکه ملی لرزهنگاری باندپهن دائمی وابسته به پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله، که در تهیه دادههای مورد نیاز ما را یاری نمودند؛ قدردانی به عمل آوریم. همچنین از آقای دکتر خلیل متقی عضو هیات علمی دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان به خاطر نظرات و راهنمائیهای ارزندهشان در بهبود علمی مقاله سپاسگزاریم.

## 8- منابع

- افسری، ن.، تقیزاده فرهمند، ف.، قیطانچی، م. ر.، و سلیمانی، ۱.، ۱۳۹۱. تغییرات عمق موهو در زیر زاگرس مرکزی (منطقه شیراز) با استفاده از امواج تبدیل یافته Ps: مجله علمی پژوهشی فیزیک زمین و فضا، شماره ۳۸، جلد۳. ص ۱۳–۱.
- آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران: انتشارات سازمان زمینشناسی و اکتشاف معدنی کشور. ۵۸۴ ص.

#### هفتهخانک و همکاران و غلامی تغییرات ضخامت پوسته در زیر زاگرس مرکزی (استان فارس) با استفاده از امواج دورلرز، صفحات ۳۹-۴۹.

- Kaviani, A., Paul,, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pederson, Mokhtari, M. A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran): Geophys. J. Int., v. 171, p. 399–410
- Kennett, B. L. N., and Engdahl, E. R., 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification: Geophys. J. Int., v. 105, p. 429-465.
- Laske, G., 2004. Map of the crustal thickness for Eurasia with1×1°resolution: http://mahi.uscd.edu/Gabi/rem.html.
- http://www.irsc.ut.ac.ir
- http://www.iiees.ac.ir
- Molinaro, M., Zeyen, H., Laurencin, X., 2005. Lithospheric structure beneath the southeastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off: Terra Nova, v. 17, p.1-6.
- Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J.R., Jackson, J.A. & Parsons, B., 2010. The vertical separation of main shock rupture and Microseismicity at Qeshm Island in the Zagros Simply Folded Belt, Iran, Earth planet. Sci. Lett., 296, 181–194.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vegne, J., and Mokhtari, M., 2006. Seismological evidence for crustal- scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran): Geophys. v. 166, p. 227–237.
- Roustaei, M. et al., 2010. The 25 March 2006 Fin earthquakes (Iran) –insights into the vertical extents of faulting in the Zagros Simply Folded Belt, Geophys. J. Int., 181, 1275–1291.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review: AAPG Bulletin v. 52, p.1229-1258.
- Shad Manaman, N., Shomali, H., and Koyi, H., 2011. New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion: Geophys. J. Int., v. 184, p. 247–267.
- Snyder, D. B. and Barazangi, M., 1986. Deep crustal structure and flexure of the Arbian Plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations: Tectonics, v. 5, p. 361-373.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., and Afsari, N., 2015. Crustal thickness of Iran inferred from converted waves, 2014, Pure and Applied Geophysics journal, v. 172, p. 309–331.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, Geophys. J. Int., 156, 506–526.

حسامی، خ،، جمالی، ف.، طبسی، ه، ۱۳۸۲. نقشه گسل های فعال ایران: پژوهشگاه بین المللی زلزله و مهندسی زلزله، گروه لرزه زمین ساخت، پژوهشکده زلزله شناسی.

- فاطمیزاده، آ. و تاتار، م.، ۱۳۸۵. تخمین ساختار سرعتی پوسته در ناحیه زاگرس مرکزی با استفاده از امواج شکست مرزی: فصلنامه علومزمین، شماره ۶۰، ص ۱۱–۲.
- Ajirlu, M. S., Moazzen, M., Hajialioghli, R., 2016. Tectonic evolution of the Zagros Orogen in the realm of the Neotethys between the Central Iran and Arabian Plates: An ophiolite perspective: Central European Geology, v. 59/x, p.1–27
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: Tectonophysics, v229, p211-238.
- Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds. Active basement tectonics and surface morphotectonics: Tectonophysics, v. 241, p.193-224.
- Berberian, M. and Qorashi, M., 1986. General Geology and seismotectonics of the Chahar Mahal Bakhtiari Dam Site. Chahar Mahal Bakhtiari Dev. Proj., Plan and Budget Org. (in Persian).
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Can. J. Earth Sci., v.18, p. 210–265.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andeantype plutonic activity in northern Makran and Central Iran: J. Geol. Soc. London, v.139, p. 605-614.
- Dehgani, G. A., and Makris, J., 1984. The Gravity field and crustal structure of Iran: N. Jb. GeoL. Palaont Abh., v.168, p. 215-229.
- Faclon, N., 1974. Southern Iran: Zagros Mountain, in Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: ed. Spencer, A. M., Spc. Publ. Geol. Soc. London, v. 4, p. 199-211.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., and Ghafory-Ashtiany, M., 2003. Seismological constrains on the crustal structure beneath the Zagros mountain belt (Iran): Geophys. J. Int, v. 155, p. 403-410.
- Jackson, J. A., McKenzi, D. P., 1984, Active tectonic of the Alpine- Himalayan belt between Western Turkey: Geophys. J. R. astr. Soc., v. 57, p. 209-229.
- Karasözen, E., Nissen, E., Bergman E. A., Ghods, A., 2019, Seismotectonics of the Zagros (Iran) From Orogen-Wide, Calibrated Earthquake Relocations: gir Solid Earth, v.124,p. 9109-9129.

#### هفتهخانک و همکاران و غلامی تغییرات ضخامت پوسته در زیر زاگرس مرکزی (استان فارس) با استفاده از امواج دورلرز، صفحات ۳۹-۴9.

kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: Geophys. J. Int., v. 157, p. 381-398.

- Vinnik, L. P., 1977. Detection of waves converted from P to  $S_v$  in the mantle: Phys. Earth planet. Intre., v. 15, p. 39-45.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M. and Mokhtari, M., 2006. Microearthquake seismicity at the intersection between the Kazerun fault and the Main Recent Fault (Zagros, Iran): Geophys. J. Int., v. 166, p. 186-196.
- Zhu, L., and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, J. Geophys. Res., 105, 2969-2980.

- Tatar, M., Hatzfeld, D., Ghafory-Ashtiany, M., 2004. Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity: Geophys. J. Int., v.156, p. 255–266.
- Tatar, M., Nasrabadi et al., 2013. Crustal thickness variations in the Zagros continental collision zone (Iran) from joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: J. Seismol., v. 17, p. 1321– 1337.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny. C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate





(JRAG) 2021, VOL 7, No 1 (DOI): 10.22044/JRAG.2020.9744.1287



# Variation of crustal thickness in the Central Zagros (Fars Province) using teleseismic waves

Atefeh Haftekhanak<sup>1</sup>, Fataneh Taghizadeh-Farahmand<sup>2\*</sup> and Narges Afsari<sup>3</sup>

M.Sc. of Geophysics, Qom Branch, Islamic Azad University, Qom, Iran
2- Associate Professor, Department of Physics, Qom Branch, Islamic Azad University, Qom, Iran.
3- Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Nowshahr Branch, Islamic Azad University, Nowshahr, Iran.

#### Received: 31 May 2020; Accepted: 14 September 2020

Corresponding author: f\_farahmand@qom-iau.ac.ir

Keywords P receiver functions Teleseismic Moho discontinuity Central Zagros

#### **Extended Abstract**

Summary

We compute P receiver functions to investigate the Moho discontinuity beneath the Central Zagros (Fars Province) in Iran. We selected data from teleseismic events (Mb  $\geq$  5.5, 30 °< $\Delta$ < 95°) recorded since 2002 to 2016 at three-component short period and broadband stations from Shiraz Telemetry

Seismic Network and Ghir three-component broadband stations. The P to S converted phases from Moho discontinuity are observed. The results show that the Moho discontinuity under the Shiraz Network is not flat topography. The results are consistent with previous studies in the region and are obtained using the number of stations added in the region.

#### Introduction

The continental collision between the Arabian and Eurasian plates results in a complex deformation within Iran, and is controlled by the continuing convergence of the Arabian plate toward the Eurasian plate. It is assumed that most deformation is accommodated in the major mountain belts (Zagros and Alborz) with large reverse faults. The depth of Moho is an important parameter to characterize the structure of the crust. Furthermore, it provides significant constraints on tectonic evolution of the region. The high seismicity and complex tectonic structure in central Zagros provide an ideal study area for investigation of crustal thickness. The main goal of this paper is to resolve the Moho discontinuity and its lateral depth variation beneath central Zagros of Iran. We calculate the P receiver functions beneath each station.

#### **Methodology and Approaches**

Data selected from teleseismic events ( $M_b \ge 5.5$ , 30 °< $\triangle$ <95°) recorded between 2002 to 2016 at 11 short periods and broadband stations. Methodology of P receiver functions analysis is used in this paper. Receiver function (RF) method is now a well-known tool for studying crustal thickness when such a complete data set is available. As the P-to-S conversion points at the Moho is laterally close to the stations, the Moho depth estimation is less affected by lateral velocity variations, and thus, provides a good point measurement. A time window of 110 s is 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 2 s is applied to the P receiver functions (PRFs). They are stacked after move-out correction for a reference slowness of 6.4 s/°.

## **Results and Conclusions**

First of all, we calculated PRFs for each station, and then, the Moho depth was estimated only from the delay time of the Moho P-to-S conversion phases. Then, we used the model of velocity from previous study in the central Zagros to estimate crustal thickness under each station from P-to-S converted waves in receiver functions. The average Moho depth is approximately  $50.0\pm3$  Km and varies from  $32.0\pm3$  to  $60.0\pm3$  km. Shallower Moho is found under the KAZ1 station and deepest Moho is found under QIR1 station. Our results show that the Moho discontinuity is not flat under the Central Zagros region.