

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

عاطفه هفته‌خانک^۱، فتنه تقی‌زاده‌فرهمند^{۲*} و نرگس افسری^۳

۱- کارشناسی‌ارشد ژئوفیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد قم، قم، ایران

۲- دانشیار گروه 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

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

چکیده

امواج دورلرز به‌طور گسترده برای به‌تصویر درآوردن ساختار لرزه‌ای در پوسته و گوشته مورد استفاده قرار می‌گیرند. 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 $95^\circ < \Delta < 30^\circ$ 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 با بزرگای $M_b \geq 5/5$ از اواخر سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۶ میلادی ثبت شده‌اند؛ استفاده شده است. ضخامت پوسته در منطقه، به کمک تحلیل تابع گیرنده P و با استفاده از تأخیر زمانی فاز تبدیلی Ps نسبت به زمان رسید مستقیم P محاسبه شد. متوسط ضخامت پوسته در منطقه فارس حدود $49/5 \pm 3$ کیلومتر محاسبه شد؛ که حدود تغییرات عمق موهو از $42/0 \pm 3$ کیلومتر در زیر ایستگاه LMD1 تا $58/0 \pm 3$ 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.

واژگان کلیدی

امواج تبدیل‌یافته Ps
توابع گیرنده
زاگرس مرکزی
ناپیوستگی موهو

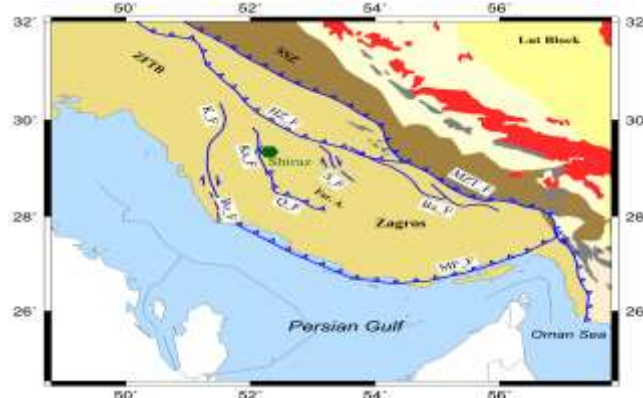
۱- مقدمه

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 شمال‌شرقی است. گسل‌های موجود در این زیرپهنه بیشتر روراندگی و گاه نرمال هستند. شیب گسل‌های راندگی به سوی شمال‌شرق است. ریخت‌شناسی برجسته و هم‌چنین افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای در زاگرس مرتفع پیامد عملکرد راندگی‌ها است (آقائباتی، ۱۳۸۳). زاگرس چین‌خورده که به آن کمربند چین‌خورده (Stocklin, 1968) و زون ساده چین‌خورده (Faclon, 1974) نیز گفته می‌شود. از نظر نو زمین‌ساختی زاگرس چین‌خورده در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران در شمال‌شرقی-جنوب‌غربی فشرده می‌شود. به همین دلیل در حال حاضر زاگرس تحت تاثیر دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند شمال شمال‌شرقی-جنوب‌غربی، فرجام همگرایی و برخورد قاره‌ای صفحه عربستان به زیر ایران مرکزی است (Tatar et al., 2004; Kaviani et al., 2007; Ajirlu et al., 2016).

زاگرس از نظر لرزه‌خیزی فعال و لرزه‌خیزترین منطقه در ایران است. بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس در گسل‌های راندگی با شیب زیاد (۴۰-۵۰ درجه) روی می‌دهند و امتداد این گسل‌ها با امتداد محور چین‌های منطقه موازی است (Jackson and McKenzie, 1984). مرز شمالی لرزه‌خیزی در زاگرس، توسط گسل اصلی معکوس زاگرس، مشخص می‌شود. این گسل در واقع زون بخیه‌ای بین دو صفحه برخوردی عربستان و ایران مرکزی است؛ که با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی 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 زمین‌لرزه‌ها بیش از ۲۰ کیلومتر نیست و عمدتاً بین گسل تراس اصلی زاگرس و خلیج فارس محصور است (Jackson and McKenzie, 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 لرزه‌خیزی منطقه شیراز در مقایسه با دیگر نقاط ایران بوده، که قابل توجه است. از زمین‌لرزه‌های مهم منطقه می‌توان به زمین‌لرزه دهم اسفند ۱۳۷۲ هجری شمسی با بزرگای $M_s=6.1$ در منطقه دشت موک استان فارس، و زمین‌لرزه ۱۷ اردیبهشت ۱۳۷۸ با بزرگای $M_w=6.2$ منطقه کهمره استان فارس اشاره نمود.

سرزمین ایران به دلیل موقعیت ویژه آن در کمربند کوهزایی آلپ-همالیا 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 24° تا 32° و طول جغرافیایی $48/8^{\circ}$ تا $58/5^{\circ}$ واقع شده است (شکل ۱). از دیدگاه 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 جنوب‌غربی استان، در حدفاصل کوه‌ها دشت‌های حاصل‌خیز شیراز، کازرون، نیریز، مرودشت و ... قرار دارد. براساس تقسیمات حوضه ساختاری-رسوبی، استان فارس در برگیرنده منطقه سندانج-سیرجان و زاگرس رانده شده، زاگرس مرتفع و زاگرس چین‌خورده است و بیشتر ساختارها روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی دارند. از نگاه ساختاری، حاشیه شمال‌شرقی استان محل برخورد دو قاره ورقه‌ای قاره‌ای است. به همین لحاظ در این گستره ورقه‌های رانده شده بسیار زیاد است؛ که حاصل آن شکل‌گیری ساختمان‌های دابلکس با شیب راندگی به سمت شمال-شمال‌غربی است. سیستم‌های راندگی که در هر رویداد زمین‌ساختی به وجود آمده‌اند در روی ساختمان‌های قبلی قرار گرفته، آنها را قطع نموده و یا جابجا کرده و به این ترتیب، در شمال‌شرقی استان فارس، مجموعه‌ای از برگه‌های تراستی را می‌توان دید. نوار چین‌خورده راندگی زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیا و یکی از جوان‌ترین و فعال‌ترین پهنه‌های برخورد قاره-قاره در روی زمین است (Snyder and Barazangi, 1986)؛ که در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از کوه‌های تاروس در جنوب‌شرق 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 شمال‌شرق می‌باشد (Alavi, 1994; Berberian, 1995).



شکل ۱: گسل‌های فعال عمده در منطقه زاگرس مرکزی. گسل

کازرون: K_F، گسل بختگان: Ba_F، گسل کره‌بس: Ka_F، گسل قیر: Q_F، گسل زاگرس مرتفع: HZ_F، گسل اصلی زاگرس: MZT_F، گسل سروستان: S_F، گسل برازجان: Bo_F، گسل پیشانی کوهستان: MF_F، منطقه سندانج سیرجان: SSZ، کمان فارس: Far.A. (فایل گسل‌ها برگرفته از حسامی و همکاران، ۱۳۸۲)

زیرپهنه راندگی‌ها با پهنای ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر، به صورت نواری کم پهن است؛ که بلندترین قسمت کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد و به همین رو گاهی به آن زاگرس مرتفع گفته می‌شود. مرز شمال‌شرقی این

گیرنده، عمق موهو را در زیر زاگرس به طور متوسط ۴۵ کیلومتر بدست آوردند. همچنین 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 ۴ ایستگاه کوتاه دوره شبکه لرزه‌نگاری شیراز تغییرات ضخامت پوسته را با استفاده از روش تابع گیرنده بدست آوردند. نتایج آنها عمق متوسط 49.5 ± 2 کیلومتری را برای منطقه شیراز نشان می‌دهد.

در این پژوهش با توجه به افزایش تعداد بیشتر ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در گستره 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 گیرنده P که روش دقیقی برای محاسبه عمق موهو است؛ استفاده شده است.

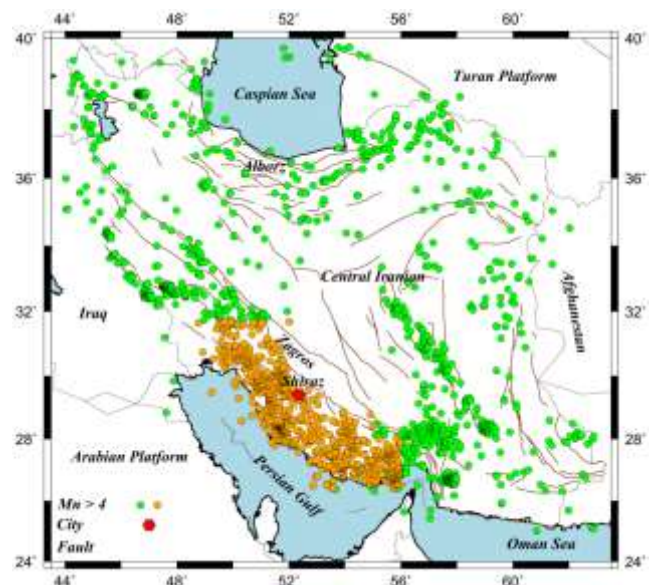
۲- روش‌شناسی

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 زمین‌لرزه (تابع زمانی چشمه و ساختار نزدیک آن) مسیر انتشار درگوشته و ناحیه گیرنده می‌باشند؛ که می‌توان از آنها برای استخراج ساختار پوسته زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری استفاده نمود. تابع گیرنده در واقع پاسخ ساختار زیرسطحی گیرنده به امواج حجمی دورلرز می‌باشد. با جدا کردن انرژی فازهای تبدیل‌یافته Ps از موج P مستقیم لرزه‌نگاشت ثبت شده در ایستگاه، امکان استخراج ناپیوستگی‌های زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری که در آنجا تبدیلات P به S صورت گرفته؛ وجود دارد. برای بدست آوردن تابع گیرنده P پردازش‌های زیر انجام می‌شود:

(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 ZRT به LQT 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 شده به ترتیب توابع گیرنده شعاعی و مماسی گویند؛ که شامل فازهای تبدیل یافته Ps و بازتاب‌های چندگانه از هر ناپیوستگی سرعتی و بازتاب‌های بین سطح زمین و این ناپیوستگی‌ها می‌باشند.

۲-۱- داده‌ها

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



شکل ۲: لرزه‌خیزی زاگرس مرکزی (دوایر توپر نارنجی رنگ) در مقایسه با لرزه‌خیزی کل ایران (دوایر توپر سبز رنگ) از ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۶ میلادی، 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 زمین‌لرزه‌ها، روابط کاهندگی و ... موثر است؛ ضروری به نظر می‌رسد. شناخت جزئیات ساختار پوسته و گوشته بالایی یکی از اهداف مهم مطالعات ژئوفیزیکی می‌باشد. عمق موهو از پارامترهای مهم برای مشخص کردن ساختار پوسته هستند؛ که با زمین‌شناسی و تکتونیک هر منطقه نیز در ارتباط است. روش تحلیل تابع گیرنده یکی از روش‌های مفید و دقیق برای تعیین جزئیات ساختار پوسته و گوشته بالایی زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری می‌باشد؛ که نسبت به روش‌های دیگر (روش‌های بازتابی لرزه‌ای و شکست مرزی) مزیت‌هایی دارد؛ از جمله آنها، کم بودن فاصله جانبی (تقریباً ۱۰ km) بین نقطه تبدیل موج P به S در ناپیوستگی‌های زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری و ایستگاه می‌باشد (Zhu and Kanamori, 2000). لذا این روش برخلاف روش‌های قبلی بیشتر به جزئیات ساختار عمودی سرعت حساس است؛ تا به تغییرات جانبی آن. دیگر این که امواج دورلرز دارای عمق نفوذ زیادی می‌باشند.

(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 خلیج فارس تا ۶۵ کیلومتر در زیر گسل رانده اصلی زاگرس بدست آوردند. (Laske, 2004) در مطالعات روی پوسته اوراسیا ضخامت پوسته در منطقه زاگرس مرکزی را بین ۴۵ تا ۵۱ کیلومتر تخمین زده است. (Hatzfeld et al., 2003) با استفاده از روش تابع گیرنده عمق موهو را در زیر زاگرس مرکزی 46 ± 2 کیلومتر محاسبه کردند. (Paul et al., 2006) با استفاده از روش کوچ توابع

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

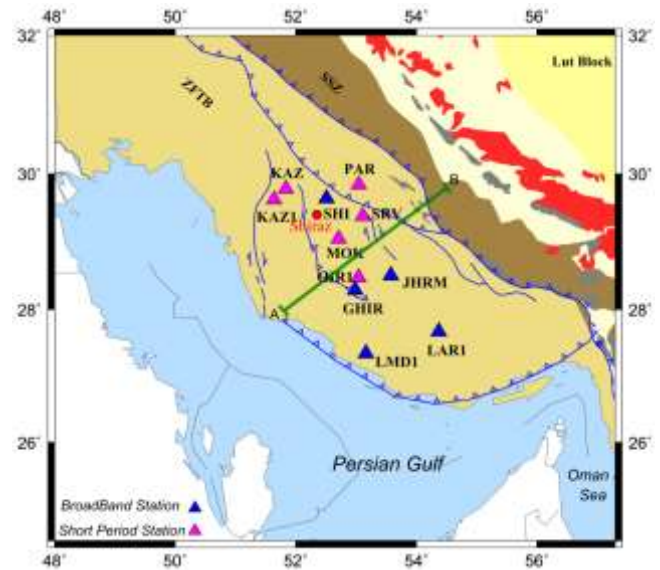
مولفه L به ازای سطح ایستایی (water Level)، 0.1 واهمامیخت شدند. سپس برای هموار کردن توابع گیرنده بدست آمده، فیلتر میان‌گذر ۲ ثانیه تا ۱۰ ثانیه بکار گرفته شد. به دلیل کوچک بودن دامنه فاز تبدیل یافته Ps و همین‌طور بالا بردن نسبت سیگنال به نوفه بهتر است توابع گیرنده بدست آمده از فواصل رومرکزی و توزیع سمتی متفاوت به ردیف شده و برانبارش شوند. بنابراین توابع گیرنده با استفاده از تصحیح دینامیکی برونراند^۱ برحسب کندی مرجع $6/4S/0$ 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 واضحی از موهو را نشان می‌دادند، انتخاب شدند. شکل ۵ بهترین 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 مدل سرعتی ارائه شده در مطالعات قبلی (Hatzfeld et al., 2003; Taghizadeh-Farahmand et al., 2015; فاطمی‌زاده و تاتار، ۱۳۸۵) و به کمک رابطه‌ی تبدیل زمان رسید به عمق (Zhu and Kanamori, 2000) در منطقه ضخامت پوسته تعیین گردید (شکل ۶). 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 $\pm 3/0$ کیلومتر می‌باشد.

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

مورد استفاده در این مطالعه را که بیشتر آنها در شرق منطقه قرار دارند؛ نشان داده شده است.



شکل ۳: 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.



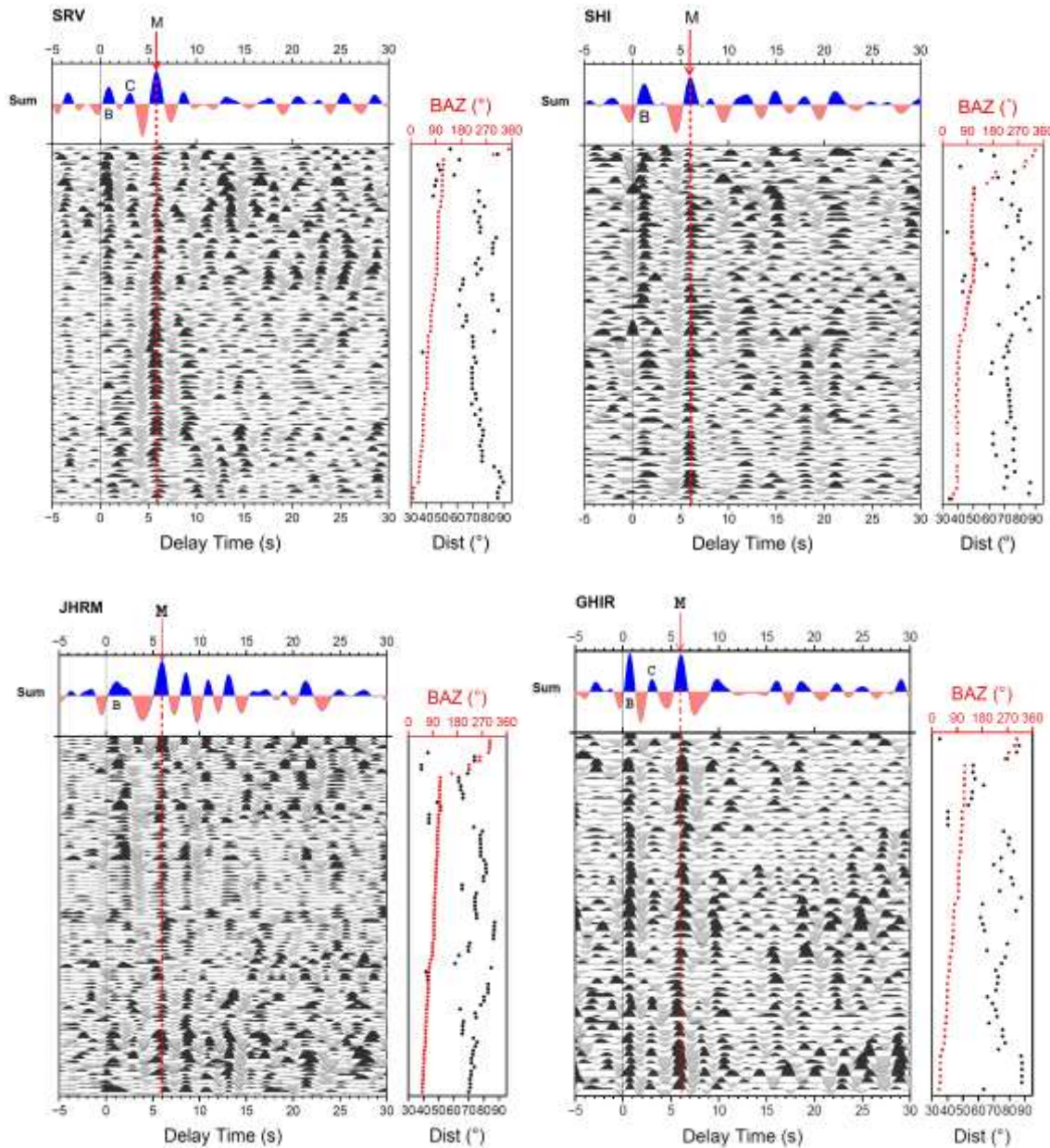
شکل ۴: توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌های دور لرز استفاده شده برای محاسبه توابع گیرنده. دواپر توپر زرد رنگ نماینده رومرکز زمین‌لرزه‌های دور لرز و ستاره قرمز رنگ موقعیت شیراز را نشان می‌دهد. دواپر سیاه رنگ بزرگ فواصل رومرکزی زمین‌لرزه‌های دور لرز را نشان می‌دهد ($\Delta=95^\circ$, $\Delta=30^\circ$).

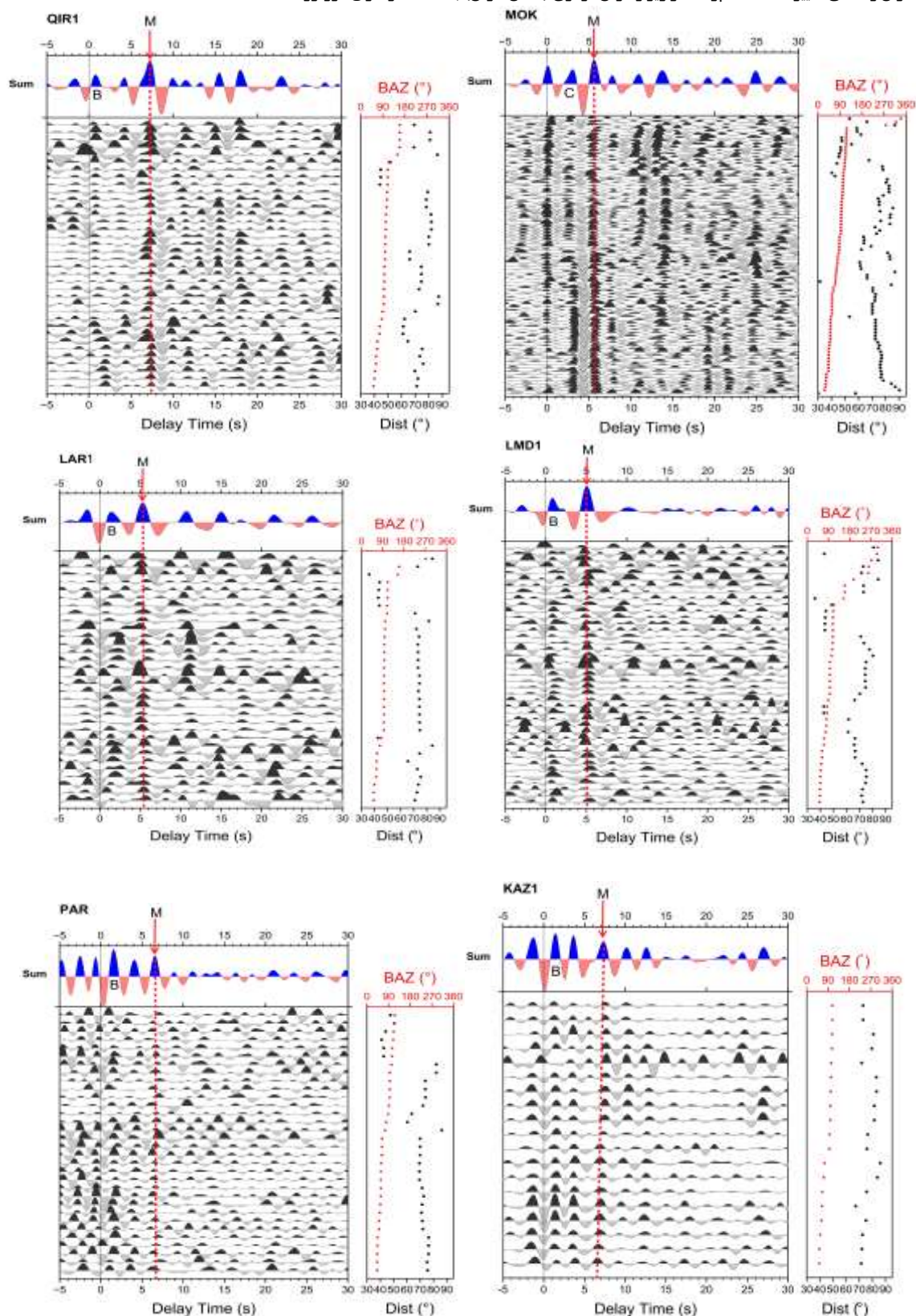
۲-۲- مشاهده‌ها

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 میان‌گذر ۰/۳ 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 و T با سیگنال P بر روی

شکل ۶ نشان می‌دهد از نقطه A در ابتدای خط‌برداشت عمق موهو از حدود ۴۵ کیلومتر به حدود ۵۰ کیلومتر به سمت نقطه B در انتهای خط‌برداشت تغییر می‌کند و تقریباً در راستای خط‌برداشت عمق حدود ۴۵-۵۰ کیلومتر در تغییر است. (Hatzfeld et al., 2003) 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؛ 46 ± 2 بدست آوردند.

ایستگاه از حیطة زمان به حیطة مکان برده شدند و پردازشی مشابه کوچ 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 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 برآیند توابع گیرنده، فازهای تبدیل یافته از P_s از موهو (M) و فاز تبدیلی ناشی از رسوبات نزدیک سطح زمین (B) و لایه میان پوسته‌ای (C) نشان داده شده‌اند.

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

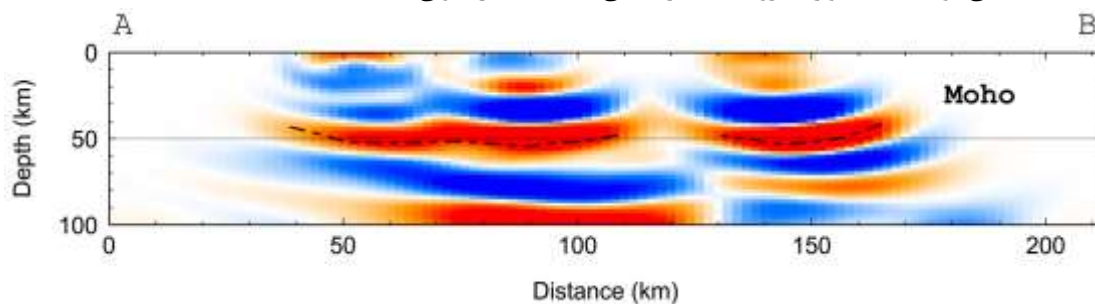
همچنین Molinaro et al., (2005) در مطالعه سنگ‌کره در منطقه زاگرس مرکزی ضخامت پوسته را از حدود ۴۵ تا ۵۰ کیلومتر تخمین زدند. Paul et al., (2006) نیز با داده‌های باندپهن و با استفاده

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

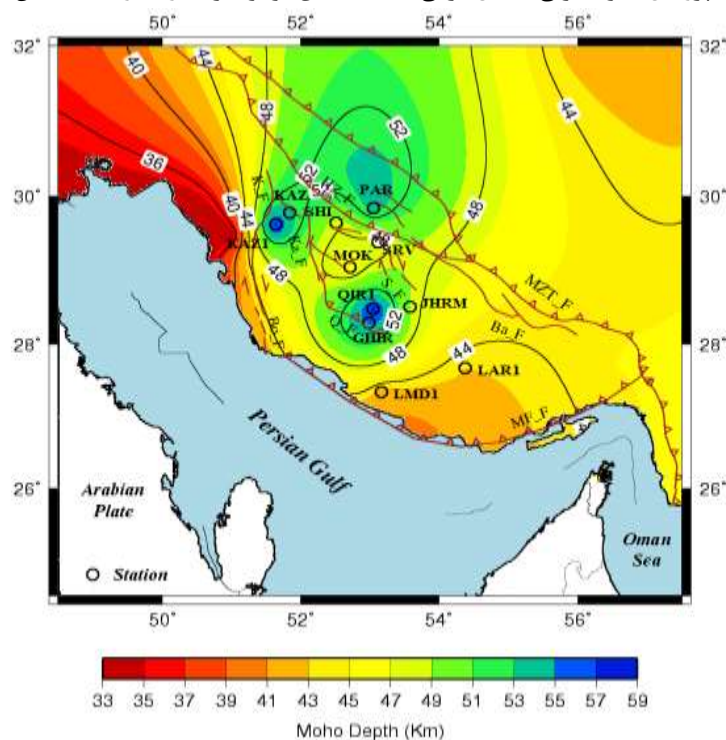
منطقه (شمال‌غربی-جنوب‌شرقی)، از شمال‌غرب به سمت مرکز، ضخیم شدگی پوسته رخ می‌دهد. Afsari et al., (2011) نشان دادند که در زاگرس شمالی (منطقه کرمانشاه) متوسط ضخامت پوسته تقریباً ۴۲ کیلومتر است و این در حالی است که در این تحقیق متوسط ضخامت پوسته در زاگرس مرکزی تقریباً ۴۹ کیلومتر بدست آمده؛ که با مطالعات Hatzfeld et al., (2010) همخوانی دارد. Yamini-Fard et al., (2006) به کمک داده‌های ثبت شده توسط ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقت اطراف منطقه کازرون و با استفاده از روش تابع گیرنده، ضخامت پوسته را ۵۵-۶۰ کیلومتر محاسبه کردند. عمق ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه KAZ1، ۵۸/۰ کیلومتر و در ایستگاه مجاورش KAZ، ۵۴/۰ کیلومتر بدست آمده؛ که با نتایج Yamini-Fard et al., (2006) تطابق خوبی است.

کوتاه دوره و باندپهن همخوانی دارند. در مطالعات یک دهه اخیر Shad Manaman et al., (2011) که با روش مدل‌سازی شکل موج انجام 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 می‌کند (Berberian, 1995 ; Talebian and Jackson, 2004). اندازه‌گیری‌های GPS نشان می‌دهند؛ که نرخ کوتاه‌شدگی افزایش اندکی از شمال زاگرس به میزان $4-6 \text{ mm yr}^{-1}$ به سمت زاگرس مرکزی (فارس) به میزان 8 mm yr^{-1} دارد (Hatzfeld et al., 2010). نتایج بدست آمده در این تحقیق نیز تأییدی 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



شکل ۶: مقطع عمقی در امتداد پروفیل جنوب‌غربی-شمال‌شرقی، AB که عمق موهو تقریباً از حدود ۴۰ تا بیش از ۵۰ کیلومتر تغییر می‌کند



شکل ۷: نمایش تغییرات ضخامت پوسته و پربندهای ضخامت پوسته در منطقه استان فارس واقع در زاگرس مرکزی

نسبت به سایر ایستگاه‌های مجاورش در منطقه مورد مطالعه باشد. کمربند فعال چین‌خورده راندگی زاگرس در حاشیه شمال‌شرقی صفحه عربستان با کوتاه‌شدگی 20 mm/y (Jackson and McKenzi, 1984)، که نتیجه

طبق نظر Berberian and Qorashi (1986) در زاگرس مرتفع بالاراندگی در امتداد قطعات گسلی زاگرس مرتفع (HZF) رخ می‌دهد؛ این امر می‌تواند موجب اختلاف ضخامت پوسته در زیر ایستگاه PAR

بدست آمده نشان می‌دهند که متوسط ضخامت پوسته در منطقه زاگرس مرکزی زیر شبکه لرزه‌نگاری شیراز حدود $49/5 \pm 3$ کیلومتر است؛ که بین 42 ± 3 کیلومتر در زیر ایستگاه LMD1 تا $58/0 \pm 3$ کیلومتر در زیر ایستگاه QIR1 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.

آن ضخیم‌شدگی است، مواجه می‌باشد (Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Berberian, 1983) و باتوجه به توزیع ایستگاه‌ها که در منطقه راندگی و زاگرس چین‌خورده قرار دارند و همچنین طبق مطالعات (Vernant et al., 2004) که در منطقه زاگرس مرکزی کوتاه‌شدگی (9 ± 2 و 7 ± 2 میلی‌متر در سال) اندازه‌گیری شده است، عمق‌های بدست آمده برای منطقه با توجه به تاریخچه زمین‌ساختی، منطقی به نظر می‌رسد.

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

جدول ۱: زمان رسید فاز تبدیلی از ناپیوستگی موهو (Sec.) و ضخامت متوسط پوسته (Km) در منطقه شیراز

نام ایستگاه	کد ایستگاه	زمان تاخیر فاز (Sec.) Ps	عمق موهو (Km) ± 3 Km	نتایج مطالعه افسری و همکاران، ۲۰۱۱	نتایج مطالعه Tatar and Nasrabadi, 2013
شیراز	SHI	۵/۸	۴۸/۰	۴۶/۰	----
سروستان	SRV	۵/۷	۴۷/۰	۴۷/۵	----
موک	MOK	۵/۵	۴۶/۰	۴۶/۰	----
پارس	PAR	۶/۵	۵۴/۰	۵۶/۵	----
کازرون	KAZ1	۷/۰	۵۸/۰	----	----
کازرون	KAZ	۶/۱	۵۱/۰	----	----
لار	LAR1	۵/۲	۴۳/۰	----	----
لامرد	LMD1	۵/۱	۴۲/۰	----	----
چهرم	JHRM	۵/۹	۴۹/۰	----	----
قیر	QIR1	۷/۰	۵۸/۰	----	----
قیر	GHIR	۶/۰	۵۰/۰	----	۴۶

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 راهنمایی‌های ارزنده‌شان در بهبود علمی مقاله سپاسگزاریم.

۶- منابع

آقاباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور. ۵۸۴ ص.

حسامی، خ.، جمالی، ف.، طبسی، ه.، ۱۳۸۲. نقشه گسل‌های فعال ایران: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله و مهندسی زلزله، گروه لرزه زمین ساخت، پژوهشکده زلزله‌شناسی.

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

افسری، ن.، تقی‌زاده فرهمند، ف.، قیطانچی، م. ر.، و سلیمانی، ا.، 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، جلد ۳، ص ۱۳-۱.

- 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 Arabian 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.
- 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 kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophys. J. Int.*, v. 157, p. 381-398.
- 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 Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran: *J. Geol. Soc. London*, v.139, p. 605-614.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984. The Gravity field and crustal structure of Iran: *N. Jb. GeoL. Palaont Abh.*, v.168, p. 215-229.
- Façon, 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., McKenzie, 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.
- 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 with $1 \times 1^\circ$ 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,

- 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.
- 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