تعیین مدل سهبعدی سرعت امواج لرزهای در زون برخوردی زاگرس

امير طالبي'، حبيب رحيمي مله و على مرادى ا

۱. دانش آموخته دکتری، گروه زلزله شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران ۲. دانشیار، گروه زلزله شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۷/۴، پذیرش نهایی: ۱۴۰۰/۷/۴)

چکیدہ

هدف اصلی این مطالعه، استخراج یک مدل سرعتی پوستهای جدید در کل منطقه زاگرس بر اساس روش توموگرافی محلی (الگوریتم (LOTOS) با استفاده از دادههای موجود در این منطقه میباشد. در این پژوهش مدل سهبعدی سرعت امواج حجمی با استفاده از اطلاعات زمان رسید ۷۸۳۳ زمین لرزه در بازه زمانی سال ۲۰۰۶ تا سال ۲۰۱۸، ثبت شده در مرکز لرزهنگاری کشوری و شبکه رازهنگاری باندپهن ایران ارائه شده است. توزیع مدلهای سهبعدی سرعتی تخمین دهشده، همبستگی خوبی را با شرایط تکتونیکی و رازهنگاری باندپهن ایران ارائه شده است. توزیع مدلهای سهبعدی سرعت مشاهدهشده، همبستگی خوبی را با شرایط تکتونیکی و زمین شناسی برخوردار میباشد. با توجه به نتایج به دست آمده، آنومالی کمسرعت مشاهدهشده در مدلهای خروجی در پوسته بالایی را می توان با توجه به نتایج به دست آمده، آنومالی کمسرعت مشاهدهشده در مدلهای خروجی در پوسته بالایی را میتوان با توجه به وجود رسوبات کامبرین –میوسن با ضخامت حداقل ۱۰ کیلومتری که در کل پهنه زاگرس گسترده شده اند تفسیر زمین شران اوائه شده است. اوزیش میوسن با ضخامت حداقل ۱۰ کیلومتری که در کل پهنه زاگرس گسترده شده اند تفسیر میتوان با توجه به وجود رسوبات کامبرین –میوسن با ضخامت حداقل ۱۰ کیلومتری که در کل پهنه زاگرس گسترده شده اند تفسیر کرد. طبق مدلهای سرعتی مدادهای مورانش صفحه عربی به زیر خرد قاره ایران مرکزی که باعث افزایش منطقه زاگرس افزایش می یابد. این افزایش عمق موهو به دلیل فرورانش صفحه عربی به زیر خرد قاره ایران مرکزی که باعث افزایش ضخامت پوسته برای کل ناحیه برخوردی زاگرس شامل لایه رسوبی به ضخامت ۱۰ کیلومتر ($V_p \sim 4.90 \, {\rm km \, s}^{-1}$) پوسته بالایی تا عمق ۲۰ کیلومتری ($V_p \sim 6.30 \, {\rm km \, s}^{-1}$) استخراج شده است.

واژههای کلیدی: توموگرافی امواج لرزهای، الگوریتم LOTOS، مدل سرعتی یک بعدی، زاگرس.

۱. مقدمه

ساختارهای عمیق را با آنها شناسایی کرد. هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳) با روش تابع گیرنده، عمق موهو را در زاگرس مرکزی را مورد بررسی قرار دادند و با استفاده از تعیین مکان زمین لرزههای محلی و محاسبه مدل سرعتی یک بعدی ساختار پوسته فوقانی را مورد ارزیابی قرار دادند. تاتار و همکاران (۲۰۰۴)، با مطالعه میکرولرزه خیزی دادههای شبکه موقتی که در کار هاتزفلد و همکاران فوقانی منطقه قیر در استان فارس پرداختند. آنها مدل پوسته پیشنهادی هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳) را بهبود دادند. یمینیفرد و همکاران (۲۰۰۴)، با بررسی یوسته بالایی در منطقه مورد مطالعه ارائه دادند. نیسن و همکاران (۲۰۱۰)، با مطالعه پس لرزههای زمین لرزه سال پوسته بالایی در منطقه مورد مطالعه ارائه دادند. نیسن و همکاران (۲۰۱۰)، با مطالعه پس لرزههای زمین لرزه سال با استفاده از اطلاعات زمانرسید امواج، ساختارهای سرعت و همسانگرد بودن زمین مورد مطالعه قرار می گیرد. ساختار سرعت جهت تعیین مکان زلزله، درک لایه بندی زمین، شناخت فرایندهای تکتونیکی زمین، تفکیک انفجار از زمین لرزه، تخمین تابع گرین، شبیه سازی و در نهایت تخمین واقع گرایانه خطر زلزله مورد استفاده قرار می گیرد. از جمله موارد اساسی در هر مطالعه زمین شناسی، مکان یابی چشمه ها و تعیین سازو کار زمین لرزه ها است. هر نزدیک تر باشد مکان یابی زمین لرزه ها از دقت بالاتری برخوردار خواهد بود. تاکنون مطالعاتی متعددی در زاگرس برای دستیابی به ساختار پوسته انجام شده است. بعضی از این مطالعات در راستای یک خط و به صورت یک پروفیل انجام شدهاند که برای مطالعات توابع گیرنده و تومو گرافی امواج سطحی مناسب اند و می توان

rahimih@ut.ac.ir

این داده ها گزارش کردند. از دیگر مطالعات انجام شده در این ناحیه می توان به مطالعات (کاویانی و همکاران، ۲۰۰۷؛ ال–الزکی و همکاران، ۲۰۱۴؛ پائول و همکاران، ۲۰۱۰؛ نیسن و همکاران، ۲۰۱۱؛ یمینیفرد و همکاران، ۲۰۱۲؛ متقی و همکاران، ۲۰۱۵؛ ۲۰۱۷) اشاره کرد. علی رغم تمام تلاش های انجام شده، عدموجود یک مدل سرعتی همگن و یکپارچه برای کل ناحیه زاگرس همچنان احساس می شود.

۲. لرزه زمین ساخت زاگرس کمربند چینخورده-رانده زاگرس در جنوبغرب ایران که یکی از فعالترین کمربندهای لرزهخیز جهان بهشمار می رود. کوههای زاگرس در جنوب غرب ایران کمربند چینخورده- رانده خطیای با طول تقریبی ۱۶۰۰ کیلومتر و عرض بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر با روند شمالغرب-جنوب شرق است که از کوههای تاروس در ترکیه تا تنگه هرمز در جنوب ایران امتداد دارد. این کمربند نتیجه برخورد سپر عربستان و بلوک ايران در ميوسن پاياني است (اشتوکلین، ۱۹۷۴) و در حال حاضر نزدیک به نیمی از نرخ همگرایی بین این دو صفحه (تاتار و همکاران، ۲۰۰۲؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) و نیز بیش از ۵۰ درصد زمین لرزه های ثبت شده در ایران را به خود اختصاص داده است. (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸) ضخامت پوشش رسوبی و عمق پیسنگ در منطقه بهترتیب بین ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر تخمین زده شده است (هاتز فلد و همکاران، ۲۰۰۳؛ پائول و همکاران، ۲۰۱۰). گسل اصلی معکوس زاگرس (MZT)، گسل اصلی عهد حاضر (MRF) و گسل جبهه کوهستان (MFF) چارچوب اصلی زاگرس را شکل دادەاند.

یکی از ویژگیهای مهم زاگرس وجود لایه نمکی هرمز به سن کامبرین زیرین و افقهای تبخیری جوانتر است که

وضعیت ساختاری و لرزهای این کمربند را بهشدت تحت تأثیر خود قرار داده است. سری نمکی هرمز در لرستان و فارس دیده می شود، در حالی که در فروافتادگی دزفول و زون ایذه این لایه ضعیف، ضخامت کمتری دارد یا وجود ندارد؛ البته در این مناطق افقهای تبخیری جوانتر جایگزین شده است (شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴؛ مک کواری، ۲۰۰۴؛ کاسلیو و همکاران، ۲۰۰۹). سرعت کوتاه شدگی در زاگرس بر اساس اندازه گیری های جی پی اس، به طور متوسط حدود ۷ میلی متر در سال برآورد شده است (تاتار و همکاران، ۲۰۰۲؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). کل میزان کوتاهشدگی در زاگرس را حدود ۵۰ کیلومتر (مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵) تا ۸۵ کیلومتر (مککواری، ۲۰۰۴) تخمین زدهاند. این كوتاەشدگى بەصورت گسلش معكوس پىسنگى (جکسون، ۱۹۸۰) و چینخوردگی فعال رسوبات سطحی که توسط سازند هرمز از همدیگر جدا شدهاند روی میدهد. همگرایی صفحه عربی با ایران مرکزی باعث شکل گیری ساختارهای تکتونیکی موازی بهترتیب از راستای جنوب غرب به سمت شمال شرق شامل ناحیه چین خورده رانده زاگرس (ZFTB)، زون سنندج –سیرجان (SSZ) و كمربند آتشفشانی ارومیه-دختر (UDMA) شده است (شكل 1).

۳. شيوه پژوهش

در این مطالعه سعی شده که با استفاده از توموگرافی سهبعدی زمان-سیر امواج لرزهای و بر اساس الگوریتم وارونسازی لوتوس (LOTOS) (کولاکوف، ۲۰۰۹)، توزیع سهبعدی سرعت امواج لرزهای (Vs (Vs) تعیین شود. علاوهبر این، با استفاده از الگوریتم اشاره شده برای نخستینبار یک مدل سرعتی همگن برای کل زاگرس تعیین شده است.



شکل ۱. ساختارهای تکتونیک با روند شمالغرب–جنوبشرق در پهنه زاگرس. این ساختارها بهترتیب شامل : زاگرس چینخورده –رانده (ZFTB)، زون سنندج–سیرجان (SSZ) و کمان آتشفشانی ارومیه – دختر (UDMA). گسلهای مهم و فعال در زون برخوردی زاگرس شامل: گسل معکوس اصلی (MZT)، گسل عهد حاضر (MRF) و گسل پیشانی کوهستان (MFF) که در نقشه نشان داده شده است. افیولیتها (ophiolite) در این ناحیه برخوردی که دارای رخنمون سطحی می باشند با چند ضلعیهای سبزرنگ نمایش داده شدهاند.

۳-۱. الگوريتم لوتوس (LOTOS)

الگوریتم لوتوس یکی از جدیدترین الگوریتمهای طراحی شده جهت انجام توموگرافی لرزهای محلی است که اولینبار در سال ۲۰۰۹ توسط ایوان کولاکوف طراحی و ارائه شد و تاکنون نیز چندین نسخه بهبود یافته از آن ارائه شده است. این الگوریتم برای وارونسازی همزمان مدل سرعتی امواج P و S و مختصات چشمه طراحی شده است. مکانیابی چشمه در این الگوریتم به صورت احتمالاتی و بر اساس محاسبه تابع هدف (Goal function) بوده و جهت ردیابی پرتو از اصل فرما استفاده می شود. ورودی الگوریتم شامل مختصات ایستگاهها و زمانهای رسید امواج P و S حاصل از زمین لرزههای محلی که در این ایستگاهها ثبت شدهاند می باشند.

بهطور خلاصه می توان فرایند اصلی این الگوریتم را در شش مرحله بیان کرد:

بهینهسازی هم زمان برای یافتن بهترین مدل سرعت

یک بعدی و مکانیابی اولیه چشمه ۲) مکانیابی چشمهها در مدل سهبعدی سرعت ۳) پارامتربندی (Parameterization) ۴) محاسبه ماتریس وارونسازی ۵) وارونسازی ۶) بعد از انجام وارونسازی، آنومالیهای سرعتی در یک توزیع سهبعدی منظم از گرهها محاسبه شده به سرعت اولیه اضافه شده و بهعنوان ورودی برای تکراربعدی مورد استفاده قرار می گیرد (انجام دوباره مراحل ۲، ۴ و۵).

۳-۲. فرايند تعيين مكان اوليه چشمهها

تعیین مکان اولیه چشمهها و بهینهسازی مدل سرعتی یک بعدی در گام نخست به عنوان یک فاکتور کلیدی مهم در حین فرایند وارونسازی به شمار می آید. به طوری که اگر محل اولیه یک چشمه از موقعیت واقعی آن خیلی دور باشد، انجام تصحیحات بیشتر نیز نمی تواند منجر به یک نتیجه قابل اعتماد در پارامترهای چشمه و آنومالی های سرعتی شود. وجود داده های نامناسب یکی از عوامل

اصلي در ايجاد خطا در مكان چشمهها محسوب مي شود. حدود ۵ تا ۱۰ درصد از دادهها شامل باقیماندههای (Residuals) بزرگتر یک مقدار منطقی هستند و نمی توان ارتباطی بین آنها و مدل سرعتی موجود برقرار کرد. اگر مدل سرعتی واقعی خیلی ناهمگن و دور از توزيع مدل اوليه باشد، مکان کلي در مدل يکبعدي منجر به تعيين محل اشتباه چشمهها مي شود؛ بنابراين، الگوريتم مکانیابی اولیه میبایستی قادر به حل یا کاهش مشکلات اشاره شده باشد. رویکرد مورد استفاده در مکانیابی چشمهها در الگوریتم لوتوس (LOTOS) بر اساس استفاده از یک تابع هدف برای تعیین نقطهای با بیشترین احتمال مکان رویداد زمینلرزه پایهریزی شده است. تابع هدف، که با رویکرد عددی بیانگر احتمال وجود یک چشمه در یک نقطه در یک فضای چهاربعدی میباشد (مختصات چشمه و زمان وقوع) نقش اساسی در الگوریتم مکانیابی ایفا می کند. در این مورد، تابع هدف که شامل سه فاکتور است بهصورت زیر تعریف می شود:

$$G = \sum_{i=1}^{N} A(\Delta t_i) B(d_i) / C_{PS}$$
(۱)
جایی که:

$$A(\Delta t_{i}) = \begin{cases} 1, \\ (\Delta t_{i} - \tau_{2})/(\tau_{2} - \tau_{1}), \\ 0, \\ if, |\Delta t_{i}|/C_{PS} < \tau_{1} \\ if, \tau_{1} < |\Delta t_{i}|/C_{PS} < \tau_{2} \\ if, |\Delta t_{i}|/C_{PS} > \tau_{2} \end{cases}$$

$$B(d_{i}) = \begin{cases} 1/d_{\min}, & \text{if }, d_{i} < d_{\min} \\ 1/d, & \text{if }, d_{i} > d_{\min} \\ 1/d, & \text{if }, d_{i} > d_{\min} \\ \end{cases}$$

$$C_{PS} = \begin{cases} 1, & P - wave \\ 1.7, & S - wave \end{cases}$$
(Y)

N تعداد کل رکوردها برای یک زلزله، A بازگوکننده مقادیر باقیماندهها، au_1, au_2 حد تعریف شده برای مقدار باقیماندهها میباشند. اگر باقیمانده بزرگتر از au_2 باشد، داده مذکور بهعنوان یک داده پرت در نظر گرفته میشود.

اگر یک باقیمانده بین au_1, au_2 باشد، مربوط به آنومالی های سرعتی است که ممکن است برای فرایند وارونسازی مفید باشند اما برای تعیین محل باید وزن کمتر برای آنها در نظر بگیریم. مقادیر au_1, au_2 با توجه با مقدار آنومالي هاي سرعتي مورد انتظار تعيين مي شوند. B فاکتور مربوط به فاصله میباشد. پرتوهای فاصلههای زیاد، حامل آنومالیهای زمانی بیشتری در طی مسیرشان میباشند و لذا معمولاً دارای مقدار باقیماندههای بزرگتری خواهند بود. بههمین دلیل در الگوریتم مکانیابی میبایستی دارای وزن کمتری نسبت به پرتوهای کوتاهتر باشند. d_{\min} اندازه یک ناحیه نزدیک است که در آن همه پرتوها دارای وزن یکسانی هستند. C فاکتور تشخیص فاز میباشد. از آنجایی که امواج P کمتر تحت تأثير انحرافات سرعتي قرار مي گيرند نسبت به موج S (کولاکوف، ۲۰۰۹)، لذا باقی مانده ها موج P وزن بزرگ تری دارند. باقیماندههای زمانی برای فرایند مكانيابي بهصورت زير محاسبه مي شود:

$$\Delta t_i = t_{obs}^p - t_{nef}^p - \Delta t_0 \tag{(7)}$$

تصحیح زمان وقوع Δt_0 از طریق شرایط زیر بهدست می آید:

$$\sum_{i=1}^{N_{p}} B(d_{i})(t_{obs}^{p} - t_{ref}^{p} - \Delta t_{0}) = 0$$
(F)

مرجع t_{ref}^{p} ، زمان سیر مشاهدهای و t_{ref}^{p} زمان سیر مرجع محاسبه شده با استفاده از یک جدول مرجع میباشد. علاوهبر شرایط ذکر شده، هریک از زمانهای مشاهدهای میبایست شرایط زیر را برآورده سازند:

$$\left| t_{obs}^{p} - t_{ref}^{p} - \Delta t_{0} \right| < \tau_{2} \tag{(b)}$$

بقیه رویدادها که این شرط را بر آورده نکنند به عنوان داده پرت در نظر گرفته شده و از فرایند وارونسازی کنار گذاشته می شوند. بیشترین احتمال برای موقعیت یک چشمه به نقطهای با بیشترین مقدار تابع هدف نسبت داده می شود. روش های متفاوتی برای محاسبه تابع هدف وجود

دارد از جمله روش کاهش شیب (gradient دارد از جمله روش کاهش شیب (descending خواهیم رسید. اما ضعف روشهایی از این دست، خواهیم رسید. اما ضعف روشهایی از این دست، تشخیص جوابهای محلی (local) بهجای جوابهای اصلی است. بههمین دلیل بهجای استفاده از این روش از یک روش قوی تر اما طولانی تر بهمنظور دستیابی به جوابهای درست استفاده می کنیم. در ابتدا، تابع هدف برای یک چشمه و در بازههای عمقی متفاوت و از طریق عمقهای تعیین شده (سه یا چهار سطح) انجام می گیرد. با تعیین عمق بهینه برای یک رویداد و تعیین یک شبکهبندی در عمق بهینه بهدنبال یافتن نقطهای با بیشترین تابع هدف یا بهعبارتی با بیشترین احتمال برای مکان زلزله خواهیم بود.

۴. دادهها

مجموعه دادههای مورد استفاده در این مطالعه شامل زمانرسیدهایی است که در بازه زمانی ۲۰۱۸–۲۰۰۶ توسط مرکز لرزهنگاری ایران (مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) و همچنین پژوهشگاه بین المللی مهندسی زلزله و زلزلهشناسی ثبت شده است. در این پژوهش دادههای بهدستآمده از این دو مرکز با یکدیگر ادغام شده و یک

پایگاه داده همگن ایجاد شده است. توزیع دادهها و ایستگاههای استفاده شده در این پژوهش در شکل ۲ نشان داده شده است. بهمنظور دستیابی به یک پایگاه داده مناسب، دو معیار اصلی انتخابی بر روی دادههای اولیه اعمال شد. این معیارها دربر گیرنده دادههایی می شد که ۱-تعداد زمانرسیدهای دردسترس برای هر رویداد زمینلرزه بیشتر از شش عدد باشد ۲- حد آستانه باقیمانده برای امواج P و S بهترتیب ۱ و ۱/۵ ثانیه انتخاب شد. این مقادیر بر اساس اندازه و دامنه مورد انتظار آنومالیهای سرعتی امواج لرزهای منطقه مورد مطالعه بر آورد شد. بعد از اعمال معیارهای اشاره شده، دادههای مورد استفاده برای تعیین همزمان مکانیابی زمینلرزهها و وارونسازی توموگرافی لرزهای شامل تعداد ۱۲۳۵۷۵ زمانرسید موج P و همچنین تعداد ۱۱۵۲۰ زمانرسید برای موج S حاصل از ۷۷۸۳ زمین لرزه با بزرگی بیشتر از ۲/۵ می باشد. بر این اساس میانگین تعداد زمانرسیدها برای هر رویداد زلزله عدد ۱۷/۳۵ می باشد. تعداد کل ایستگاههای استفاده شده برای تعیین ساختار سهبعدی سرعت ۶۷ ایستگاه لرزهای میباشد. توزیع مسیرهای پرتو امواج P و S در مقاطع افقی (شکل ۳) نشان داده شده است. نحوه چگونگی توزیع این پرتوها ديد اوليه درباره قدرت تفكيك مورد انتظار از نتايج تومو گرافي را ارائه مي دهد.





شکل۲. توزیع رومرکزی زمینلرزهها و رویدادهای استفاده شده در این مطالعه.

شکل۳. توزیع گرهها برای دو جهتبندی • و ٤٥ درجه.

۵. نتایج ۵–۱. تعیین مدل سرعتی یک بعدی بهینه شده برای پهنه زاگرس

در این مطالعه، توموگرافی لرزهای بر اساس الگوریتم لوتوس که توسط کولاکوف (۲۰۰۹) توسعه داده شده است انجام می گیرید. بهدلیل وسعت بسیار زیاد منطقه مورد مطالعه، از نمونه ارتقایافته الگوریتم لوتوس که در آن حالت انحنای زمین نیز در نظر گرفته میشود استفاده شده است. بهمنظور استخراج مدل سرعتي یکبعدی بهینه، مدلهای سرعتی اولیه مختلفی مورد ارزیابی قرار گرفتند (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳؛ نیسن و همکاران، ۲۰۱۱؛ یمینی فرد و همکاران، ۲۰۱۲؛ متقی و همکاران، ۲۰۱۷). بر این اساس، سه مدل سرعتی اولیه مورد استفاده در جدول ۱ نشان داده شده است. متقی و همکاران (۲۰۱۷)، مدل سرعتی دوبعدی پوسته را برای امواج برشی در امتداد یک پروفایلی که منطقه زاگرس را قطع می کند، تخمین زدهاند. سرعت برشی امواج از نتایج حاصل از متقی و همکاران (۲۰۱۷) استخراج شده است. برای عمق های بالاتر (در گوشته بالایی) مقادیر سرعت امواج P و S از نتایج مطالعه علی نقی و همکاران (۲۰۰۷)

که با استفاده از توموگرافی لرزهای، توزیع مدل سرعتی امواج حجمی را برای گوشته بالایی در پهنه ایران تخمین زدهاند. همان طور که از جدول ۲ مشخص است، مدل سرعتی اولیه (Ref_03) که ترکیبی از مدلهای بهدستآمده از نتایج یمینی فرد و همکاران (۲۰۱۲) و متقی و همکاران (۲۰۱۷) میباشد، بعد از مکانیابی تکرار اول منجر به مقادیر کمتری از باقیماندهها در مقایسه با دیگر مدلها میشود. تعداد داده انتخاب شده بعد از مکانیابی در این جدول نیز آورده شده است. در این حالت نیز تعداد رویدادهای انتخاب شده و همچنین فازهای مورد استفاده برای انجام فرایند وارونسازی برای مدل Ref_03 بیشتر از مدلهای دیگر است. با توجه به فاكتورهاى مورد نظر، مدل Ref_03 بهعنوان مدل اوليه مرجع برای انجام فرایند وارونسازی انتخاب شده است. ارزيابی بيشتر بهمنظور تعيين مدل سرعتی اوليه دقيق تر بر اساس اجرای مجموعهای از تکرارهای وارونسازی صورت می پذیرد. بدین منظور، در هربار از اجرای برنامه، مدل سرعتی اولیه (Ref_03) بر اساس میانگین سرعت بهدست آمده در اجرای قبلی دوباره بازیابی می شود. این کار تا زمانی انجام میشود که در نهایت یک توازن مناسب تر از مدل های سرعتی اشاره شده می باشد. مقادیر سرعت در سطوح عمقی مختلف مربوط به مدل سرعتی Ref_Zagros در جدول ۳ گزارش شده است. در بین این سطوحهای عمقی مختلف، سرعت به صورت درونیابی خطی تخمین زده شده است. منطقی بین آنومالیهای مثبت و آنومالیهای منفی در مدلهای توموگرافی نهایی ایجاد شود. در نتیجه، ما یک مدل سرعتی اولیه یک بعدی بهینه شده برای پوسته کل زاگرس را بهدست آوردهایم. این مدل سرعتی اولیه (Ref_Zagros) برای انجام فرایند توموگرافی بسیار

هاتزفلد و همکاران (Ref 01)		نیسن و همکاران (Ref 02)		یمینی فرد و همکاران (Ref 03)		متقی و همکاران	
 عمق (كيلومتر)	سرعت موج P	عمق (كيلومتر)	سرعت موج P	 عمق (كيلومتر)	سرعت موج P	عمق (كيلومتر)	سرعت موج S
٣_	0/1V	٨	٥/٣	0	٥/٦	0	۲/٥
0	٤/٦٦	١٤	٥/٩	١.	٥/٨	۲.	٣
11	٥/٨٤	۲.	٦/٢	١٨	٥/٩	۳.	٣/٣
١٩	٦/١٣	٤٥	٦/٥	77	٦/٧	٤٥	٤
٤٦	٨/٢					٦.	٤/٤

جدول ۱. مدلهای سرعتی اولیه برآورد شده از مطالعات دیگران برای منطقه زاگرس.

مدل سرعت یک بعدی	مدل (Ref_01)	مدل (Ref_02)	مدل (Ref_03)
باقيمانده موج P، ثانيه	• /٣٧	۰/۳٥	• /٣٢
باقيمانده موج S، ثانيه	•/0A	•/0٤	•/07
تعداد چشمه ها	V7VA	VVY •	۷۷۸۳
تعداد پرتوهای موج P	114.17	17.001	172010
تعداد پرتوهای موج S	9771	١٠٠٣١	1107.

جدول۲. میانگین باقیماندهها و همچنین دادهها بعد از مکانیابی برای مدلهای سرعتی اولیه مختلف.

جدول۳. مدل سرعتی یکبعدی بهینه برای کل منطقه زاگرس.

Ref_Zagros				
عمق (كيلومتر)	سرعت موج P (کیلومتر بر ثانیه)	سرعت موج S (کیلومتر بر ثانیه)		
-٣	٤/٧٠	۲/٦٨		
0	٤/٩٩	۲/۸٥		
۱.	٥/٥٤	٣/١٦		
۲.	০/৭٦	٣/٤٠		
۳.	٦/٣٠	٣/٦٠		
٤٥	٦/٩٨	٣/٩٩		
٦.	٧/٧٤	٤/٤٢		
٨.	٨/١٨	٤/٦٧		
۱	٨/٣٦	٤/٧٨		
۳	٩	0/12		

در جهت افقی به پوشش پرتوی بستگی دارد ولی در حالت کلی این فاصله نمی ایستی کمتر از ۵ کیلومتر شود. در شکل ۴، مسیر پرتوها در مقاطع عمودی در نظر گرفته نشان داده شده است. مدل سرعتی حاصل از توموگرافی موج P و S برای مقاطع افقی بهترتیب در شکلهای ۵ و ۶ نشان داده شده است. نتایج حاصل از توموگرافی در مقاطع عمودی در شکل ۷ نشان داده شده است. در شکل ۷، ناحیه با قدرت تفکیک پذیری بالا با یک مستطیل خطچین آبیرنگ نشان داده شده است. نتايج بهدستآمده بيانگر اين واقعيت مىباشند كه توزيع آنومالیهای سرعتی مربوط به موج P و S از یک پیکربندی یکسان تبعیت میکند، بهویژه برای عمقهای کمتر. این تشابه موجود در مدلهای استخراج شده خود بیانگر صحت بالای نتایج بهدست آمده در فرایند تومو گرافی میباشد. علاوهبر این، واحدهای زمینشناسی مختلف در زون برخوردی زاگرس مانند SSZ ،ZFTB و UDMA در هر دو مدل سرعتی امواج P و S به صورت مشابهای تخمین زده شدهاند.

۲-۵. مدل های سهبعدی سرعت (Vs ،Vp) در ناحیه زاگرس

الگوریتم لوتوس، پارامتربندی را بر اساس پیکربندی از گره یا سلول را تعیین می کند. آنومالی های سرعتی سهبعدی در هریک از گرههای توزیع شده در حجم مورد مطالعه، محاسبه میشوند. بهمنظور پرهیز از هرگونه پارامتربندی از پیش تعیین شده از گرهها، فرايند وارونسازي براي چهار جهتبندي مختلف از گرهها (۰، ۲۲، ۴۵ و ۶۰ درجه) صورت می گیرد. در شکل ۳ توزیع گرهها برای جهت بندی های ۰ و ۴۵ درجه نشان داده شده است. مطابق شکل ۳، گرهها بهصورت نقطههای قرمزرنگ نشان داده شدهاند. موقعیت پروفایل های استفاده شده برای تخمین مدلهای سرعتی در مقاطع عمودی با خطوط مشکیرنگ نشان داده شده است. نتایج حاصل از جهت بندی های مختلف در نهایت در یک مدل نهایی به صورت میانگین ارائه میشوند. فاصله گرهها در جهت افقی ۱۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است. این در حالی است که این فاصله





شکل ٤. پوشش پرتوها برای مقاطع عمودی در منطقه مورد مطالعه. نقطههای قرمزرنگ توزیع گرهها را در فرایند توموگرافی نشان میدهد.

شکل. توزیع مدل سرعتی موج p برای عمق،های ۱۰، ۳۰، ٤٥، ۸۰، ۸۰ و ۱۰۰ کیلومتری.



شکل7. توزیع مدل سرعتی موج S برای عمق،های ۱۰، ۳۰، ٤۵، ۲۰، ۸۰ و ۱۰۰ کیلومتری.



شکل۷. مدلهای سرعتی (Vp و Vs) در مقاطع عمودی و در امتداد پروفیلهای مختلف. تغییرات تقریبی عمق موهو حاصل از دیگر مطالعات با خطچین مشکیرنگ مشخص شده است. ناحیه با قدرت تفکیکپذیری بالا با مستطیل خطچین آبیرنگ مشخص شده است.

۶. بحث و نتیجه گیری

در این مطالعه، همان طور که اشاره شد مدل های سه بعدی تومو گرافی سرعت امواج حجمی برای کل ناحیه زاگرس و با استفاده ابرهارت فیا از تومو گرافی زمان سیر محلی (الگوریتم LOTOS) محاسبه پارا استخراج شد. در فرایندهای تومو گرافی تعیین پارامترهای منحنی است وارون سازی و همچنین ارزیابی صحت نتایج به دست آمده بازیابی شده (آزمون های مصنوعی) فاکتورهای اساسی به شمار می آیند. می شود. در پارامترهای آزاد وارون سازی مانند ضریب هموار سازی است که در (smoothing)، میرایی (damping) و تعداد تکرارها واریانس مد (iteration) بر دامنه و دقت آنومالی های بازیابی شده تأثیر در اینجا نتا

می گذارند. یافتن مقادیر مناسب این پارامترها در مسائل تومو گرافی دارای اهمیت بالایی میباشد. اولینبار ابرهارت-فیلیپس و همکاران در سال ۱۹۸۱ روشی را برای محاسبه پارامتر میرایی ارائه داد. این روش مبتنی بر تفسیر منحنی است که در آن، میزان انحراف داده به دامنه مدل بازیابی شده بهازای پارامترهای میرایی متفاوت نمایش داده میشود. در این روش مقدار میرایی بهینه مربوط به نقطهای است که در آن واریانس داده بهازای تغییر بسیار کوچک واریانس مدل، مقدار قابل ملاحظهای کاهش پیدا می کند. در اینجا نتایج فرایند وارونسازی برای تکرار اول و با مورد اساسی اشاره کرد. ۱) این منحنی برای اولین تکرار ترسیم میشود و مقدارضریب میرایی در اولین تکرار با ضریب میرایی محاسبه شده در تکرارهای بعدی متفاوت است. از آنجایی که تکرارهای بالاتر نسبت به تکرار اول جواب قابل قبول تری دارند، پس بهنظر میرسد که این منحنی در تکرارهای بالاتر به جواب بهتری برسد. ۲) بهترین مقدار میرایی از گوشه منحنی نسبت واریانس داده به واریانس مدل محاسبه میشود، اما در بعضی مواقع که منحنیها به شکل بهینه مورد نظر نباشد مقدار میرایی مشاهده شده قابل اعتماد نیست. بنابراین لازم است که این پارامتر توسط آزمونهای مصنوعی نیز کنترل شوند. استفاده از متوسط درصد آنومالی سرعت و باقیماندههای زمانی بهازای ضرایب میرایی مختلف رسم شده است (شکلهای ۸ و ۹). با توجه به نتایج بهدست آمده مشاهده میشود که مقدار میرایی ۱، بهازای تغییر بسیار کم آنومالی سرعتی، مقادیر باقیماندهها را بهطور قابلملاحظهای کاهش میدهد. در نتیجه این مقدار را بهعنوان بهترین مقدار جهت دستیابی به واقعیترین و هموارترین مدل سرعتی انتخاب میکنیم. با این حال، انتخاب ضریب میرایی صرفاً با تکیه بر این

به این می تواند منجر به نتایج غیرواقعی در مدل های ابزار می تواند منجر به نتایج غیرواقعی در مدل های خروجی شود. برای توضیح این موضوع می توان به دو



شکل۸ دامنه باقیماندهها برحسب آنومالیهای سرعتی بهازای پارامترهای میرایی متفاوت (موج P).



شکل ۹. دامنه باقیماندهها برحسب آنومالیهای سرعتی بهازای پارامترهای میرایی متفاوت (موج S).

مسئله دیگری که در حین فرایند وارونسازی می بایست مد نظر قرار گیرد تعداد تکرارها برای انجام الگوریتم تکراری وارونسازی میباشد. اگر تعداد تکرارها از مقدار مشخصی بیشتر شود، علاوهبر وقت گیر بودن برنامه بهازای هربار اجراى نرمافزار، افزايش تعداد تكرارها مدل سرعتى را بهبود نمی بخشد. شکل ۱۰، دامنه آنومالی ها را برای تكرارهاي مختلف نشان ميدهد، از تكرار پنجم بهبعد، با افزایش تکرارها دامنه بهطور خطی افزایش مییابد. در این شکل منحنیهای آبی مدل P و منحنیهای قرمز مدل S را نمایش میدهند. ستارههای قرمز بهترین پارامترهای هموارسازی به کار گرفته شده در مراحل قبلی را نمایش مىدهند. بەمنظور ارزيابى صحت نتايج بەدست آمده، ما در این مطالعه از آزمون مصنوعی صفحه شطرنجی (checkerboard test) استفاده کردیم. در کنار این مورد، آزمونهای مصنوعی به ما در انتخاب پارامترهای بهینه وارونسازی که میتواند در توموگرافی دادههای واقعی به کار رود، کمک می کند. در تمامی حالتها، ما مدل سرعت مصنوعي را بهعنوان يک جمعي از مدل سرعتي اولیه و آنومالیهای تعیین شده توسط الگوریتمهای مختلف توليد مي کنيم. زمان سير مصنوعي در يک مدل سەبعدى مصنوعى براى مسير بين ايستگاه-چشمە، مشابە داده واقعى ايجاد مي شود.

بهمنظور ایجاد شرایط واقع گرایانهتر، زمان سیرهای مصنوعی توسط نوفههای تصادفی با انحراف میانگین ۱/۰ ثانیه برای داده موج P و انحراف میانگین ۲/۰ ثانیه برای موج S آلوده مور e و انحراف میانگین ۲/۰ ثانیه مقدار واقعی خطای قرائت (picking error) در ارزیابی مقدار واقعی خطای قرائت (picking error) در ارزیابی لرزهنگاشتها کمتر میباشد (به طور مثال مقدار ۱۵/۰ برای زمان رسید موج P). با این وجود، این سطح نوفه انتخاب شده مقدار مشابهی از کاهش واریانس (۲۰٪–۳۰٪) را مشابه داده های واقعی فراهم می آورد. بعد از محاسبه داده های مصنوعی، ما تمام اطلاعات را درمورد مختصات چشمه ها و همچنین زمان وقوع رویدادها را کنار می گذاریم. بازیابی مدل های سرعت در حالت مدل سازی

مصنوعي دقيقاً مشابه گامهاي وارونسازي دادههاي واقعي میباشد و روش مشابهای را دنبال میکند. در شکل ۱۱، نتایج حاصل از آزمون صفحه شطرنجی بهمنظور ارزیابی قدرت تفکیک پذیری افقی نشان داده شده است. در شکل ۱۱، برای عمق،های ۲۰، ۴۵ و ۶۰ کیلومتری نتایج آرمون صفحه شطرنجی نشان داده شده است. ابعاد آنومالیها در عمقهای مختلف دارای اندازه ۱۰۰×۱۰۰ کیلومتری میباشند و همچنین دامنه و تغییرات سرعت در هریک از بلوكها ٪a± تعيين شده است كه با تغيير عمق ثابت میباشند. نتایج حاصل از آزمون صفحه شطرنجی نشان میدهد که در نواحی با مقدار کافی پرتو و همچنین پوشش مناسب ایستگاهی (قسمت مرکزی ناحیه مورد مطالعه) آنومالی های تعیین شده در هریک از بلوکها بهخوبي بازيابي شدهاند. خوشبختانه، اكثر نواحي با اهميت و موردتوجه ما مانند MZT و SSZ متقارن با نواحی با قدرت تفكيك بالا هستند.

بەنظر مىرسد كە نتايج بەدستآمدە براى موج S مشابە نتایج بهدست آمده برای موج P باشد (تا عمق ۴۵ کیلومتری). برای عمق های بیشتر برای مدل موج S شاهد نشر (Smearing) نتایج بهدست آمده در این مدل می باشیم که بیانگر عدم داده کافی برای عمقهای بیشتر برای موج S میباشد. مقادیر بهینه از پارامترهای وارونسازی استفاده شده برای فرایند توموگرافی که از طریق مدلسازیهای مصنوعی و منحنیهای استفاده شده تعیین شدهاند، در جدول ۵ نشان داده شده است. نتایج بهدست آمده از مدلهای سهبعدی سرعت همبستگی خوبی با ساختار تکتونیکی و زمین شناسی زاگرس نشان میدهد. در پوسته بالایی، بهطورکلی برای عمق،های کمتر از ۳۰ کیلومتری یک توزیع آنومالی کم سرعتی در سراسر ناحیه زاگرس مشاهده میشود. وجود چنین آنومالیهای کم سرعت محلي را مي توان به وجود لايه رسوبي با ضخامت حداقل ۱۰ کیلومتر متعلق به میوسن–کامبرین نسبت داد. در واقع، چینخوردگی و ضخیمشدگی این لایه رسوبی باعث ساختارهای موجود در زاگرس کنونی شده است. با

افزایش عمق، آنومالیهای کمسرعت بهسمت شمال شرقی پرسرعت (اعماق بیشتر از ۴۵ کیلومتر) در ناحیه سنندج-منطقه شیفت پیدا میکنند و در نهایت با آنومالیهای سیرجان جایگزین میشوند.

velocity anomalies, % 5 11 7 Iterations

شکل ۱۰. آنومالی های سرعتی بهازای پارامترهای هموارسازی مختلف و برای تکرارهای مختلف.



شکل۱۱. نتایج آزمون صفحه شطرنجی برای موج P و S.

پارامترها	Value		
وزن مدل P و S	١	١	
ضریب هموارسازی افقی موج P و S	٣/٥	0/0	
ضریب هموارسازی عمودی موج P و S	٣/٥	0/0	
میرایی دامنه موج P و S	١	١	
تصحیح ایستگاهی موج P و S	•/•••)	•/•••)	

جدول٤. مقادیر پارامترهای اصلی کنترل کننده وارونسازی.

تكرار	ج P	مو	موج S		
	میانگین dt، ثانیه	کاهش، ٪	میانگین dt، ثانیه	کاهش، ٪	
1	•/2211	0	·/VT10	0	
۲	•/٣٤09	١٥/٨٥	•/09/0	۱۷/•٤	
٣	• /٣٣٣•	١٩	•/0072	77/77	
٤	·/٣٢٧٤	۲۰/۳٦	•/08•8	22/29	
٥	•/٣٢٤•	71/1V	•/0178	24/22	

جدول٥. مقادير ميانگين باقىماندەھا و كاھش واريانس متناظر با گام مكانيابى در مدل سرعتى اوليه.

یکبعدی همگن برای کل ناحیه زاگرس با استفاده از توموگرافی زمان سیر امواج لرزهای تعیین شده است. در این مدل، ما می توانیم لایه رسوبی به ضخامت ۱۰ كيلومتر (V_p ~4.90 km s⁻¹)، پوسته بالايي تا عمق ۳۰ کیلومتری ($V_p \sim 5.54 \text{ km s}^{-1}$) و پوسته پایینی تا عمق ۴۵ کیلومتری (¹, Vp ~6.30 km s) را از هم متمایز کنیم. این مدل سرعتی به گونهای تعیین شده است که ما بتوانیم آنومالیهای سرعتی پیوسته را تخمین زده و این آنومالیها تحت تأثير گراديان هاي سرعتي بالا قرار نگيرد. بنابراين، موهو بهعنوان یک سطحی که در آن سرعت امواج بهصورت قابلملاحظهای دستخوش تغییر میشود، در نظر گرفته نشده است. همان طور که از شکل ۷ مشخص است تغييرات عمق موهو بهصورت يک خط چين نشان داده شده است. این خط فرضی تقریبا با مطالعات قبلی انجام شده در ناحیه زاگرس تطابق دارد (هاتزفلد وهمکاران، ۲۰۰۳؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۴؛ کاویانی و همکاران، ۲۰۰۷؛ ال-الزكي و همكاران، ۲۰۰۴؛ يائول و همكاران، ۲۰۱۰؛ نیسن و همکاران، ۲۰۱۱؛ یمینیفرد و همکاران، ۲۰۱۲؛ متقى و همكاران، ۲۰۱۵، ۲۰۱۷). در واقع مرز بين دو آنومالی (کمسرعت و پرسرعت) بهعنوان عمق تقریبی موهو در زون برخوردی زاگرس در نظر گرفته شده است. بر اساس این فرض، عمق موهو در ناحیه سنندج-سیرجان به طور ناگهانی افزایش می یابد که می توان آن را به فرورانش صفحه عربی به زیر خرد قاره ایران مرکزی نسبت داد. این فرورانش بهنوبه خود باعث ضخیمشدگی

تغييرات سرعت با افزايش عمق در ناحيه زاگرس و سنندج-سیرجان را میتوان بر اساس ساختار زمین شناسی موجود در این دو ناحیه تفسیر کرد. در ناحیه زاگرس علاوه بر وجود لایه رسوبی دو عامل اصلی دیگر را که بر سرعت امواج اثر گذارند را می توان در نظر گرفت. پوسته بالایی زاگرس بسیار ناهمگن میباشد که با شکستگیهای فراوانی همراه میباشد. این ناهمگنی بهنوبه خود باعث کاهش سرعت امواج لرزهای در این ناحیه می شود. علاوهبر این دلیل، زاگرس مکان شکل گیری بسیاری از میدانهای نفتی و گازی در ایران میباشد. این منابع هیدروکربنی در عمقهای خیلی کم می تواند بر سرعت امواج لرزهای تأثیر گذار باشد. ناحیه سنندج-سیرجان از نظر تکتونیکی یک منطقه پایدار به شمار می آید که دارای شکستگی و دگرشکلی کمی میباشد و همچنین نرخ لرزهخیزی در این ناحیه پایین میباشد. این ناحیه برای اعماق کمتر متناظر با آنومالیهای کمسرعت میباشد که با توجه به تکتونیک حاکم بر آن قابل انتظار است. این آنومالی های کم سرعت با افزایش عمق با آنومالی های پرسرعت جایگزین میشوند بهطوریکه یک مرز بسیار مشخص بین این ناحیه و منطقه زاگرس در اعماق بیشتر از ۴۵ کیلومتری شکل می گیرد. این مرز دقیقاً منطبق با گسل معکوس اصلی زاگرس میباشد بهطوری که تفاوتهای ساختاری موجود بین زون سنندج –سیرجان و ناحیه زاگرس را آشکار میسازد.

در این مطالعه برای نخستینبار یک مدل سرعتی

سرعتی یک بعدی و سهبعدی برای این عمق ها از اعتبار بالایی برخوردار نمی باشد. توزیع سرعتی به دست آمده برای گوشته بالایی ناشی از فرایند نشر (Smearing) در حین فرایند وارون سازی می باشد و نمی توان تفسیر درستی را برای نتایج به دست آمده در این بازه عمقی ارائه داد؛ بنابراین، در مدل های سه بعدی و در امتدا پروفیل های در نظر گرفته شده در ناحیه مورد مطالعه، منطقه با رزولوشن بالا توسط مستطیل خطچین آبی رنگ نشان داده شده است.

مراجع

- Al-Lazki, A. I., 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. Geophysical Journal International, 158(3), 1024-1040.
- Alinaghi, A., Koulakov, I. and Thybo, H., 2007, Seismic tomographic imaging of P-and Swaves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran. Geophysical Journal International, 169(3), 1089-1102.
- Casciello, E., Verges, J., Saura, E., Casini, G., Ferna Ndez, N., Blanc, E., Homke, S. and Hunt, D. W., 2009, Fold patterns and multilayer rheology of the Lurestan Province, Zagros Simply Folded Belt (Iran), Journal of the Geological Society, London, 166, 947-959.
- Eberhart-Phillips, D., Richardson, R. M., Sbar, M.
 L. and Herrmann, R. B. 1981, Analysis of the
 4 February 1976 Chino Valley, Arizona, earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 71(3), 787-801.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtiany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran). Geophysical Journal International, 155(2), 403-410.
- Jackson, J. A., 1980, Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. Nature, 283(5745), 343-346.
- Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H. and Mokhtari, M., 2007, A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran). Geophysical Journal International, 171(1), 399-410.
- Koulakov, I., 2009, LOTOS code for local earthquake tomographic inversion:

پوسته در ناحیه سنندج-سیرجان شده است. نتایج بهدست آمده برای عمق های کمتر از ۱۰۰ کیلومتر با توجه به پوشش پرتوها (شکل ۴) از رزولوشن بالایی برخوردار میباشد. این موضوع توسط آزمون صفحه شطرنجی نیز تأیید می شود (بهویژه برای نواحی مرکزی ناحیه، جایی که بیشترین پوشش پرتو در دسترس میباشد). برای عمق های بالاتر، مقادیر P و Vs (گوشته بالایی) در مدل یک بعدی، از نتایج علی نقی و همکاران (۲۰۰۷) استفاده شده است. این مقادیر در حین فرایند وارونسازی در هر تکرار دچار تغییر می شوند. با توجه به نبود پوشش پرتوی مناسب برای گوشته بالایی مقادیر بهدست آمده در مدل های

Benchmarks for testing tomographic algorithms. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(1), 194-214.

- McQuarrie, N., 2004, Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran, Journal of Structural Geology, 26, 519-535.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces, Journal of Earthquake Prediction Research, 7, 465-495.
- Motaghi, K., Shabanian, E. and Kalvandi, F., 2017, Underplating along the northern portion of the Zagros suture zone, Iran. Geophysical Journal International, 210(1), 375-389.
- Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C. and Panza, G. F., 2015, The deep structure of the Iranian Plateau. Gondwana Research, 28(1), 407-418.
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J. A. and Allen, M. B., 2011, New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran. Geophysical Journal International, 186(3), 928-944.
- Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J. R., Jackson, A. J. and Parsons, B., 2010, The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. Earth and Planetary Science Letters, 296(3-4), 181-194.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Péquegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). Geological Society, London, Special Publications, 330(1), 5-18.
- Sherkati, S. and Letouzey, J., 2004, Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful

embayment), Iran, Mar. Pet. Geol., 21(5), 535-554.

- Stöcklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran. In The geology of continental margins, 873-887. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory-Ashtiany, M., 2004, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. Geophysical Journal International, 156(2), 255-266.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M. and Chéry, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. Geophysical research letters, 29(19), 33-1.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F.,

Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R. and Tavakoli, F., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 157(1), 381-398.

- 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). Geophysical Journal International, 166(1), 186-196.
- Yaminifard, F., Sedghi, M. H., Gholamzadeh, A., Tatar, M. and Hessami, K., 2012, Active faulting of the southeastern-most Zagros (Iran): Microearthquake seismicity and crustal structure. Journal of Geodynamics, 55, 56-65.

Determination of 3D seismic wave velocity in Zagros collision zone

Talebi, A.¹, Rahimi, H.^{2*} and Moradi, A.²

1. Ph.D. Graduated, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran 2. Associate Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 26 Sep 2021, Accepted: 19 April 2022)

Summary

The Zagros orogenic belt was formed approximately 12 million years ago due to the convergence between the Arabian and Eurasian plates upon the closing of the Neo-Tethys Ocean. The Zagros is categorized as one of the youngest such settings on Earth, at an early stage of this collision. Many geophysical multiscale studies have been performed in the Zagros region based on different seismic and non-seismic data. Based on these studies, it can be concluded that the Zagros thrust belt has a crustal thickness of 45 ± 3 km, whereas beneath the Sanandaj-Sirjan zone, the Moho depth significantly increases up to 65 3 \pm km. Among the many geophysical studies of Zagros and surrounding areas, local earthquake tomography (LET), which uses travel time data of both stations and earthquakes located in the study area, has never been performed for the entire Zagros. In this research, a 3D velocity model of body waves has been extracted using the information of the arrival time of 7783 earthquakes in the period of 2006 to 2018, recorded in the National Seismological Center and the broadband seismic network of Iran. The dataset used for tomography consists of 123,575 P- and 11,520 S-picks from 7783 events with magnitude greater than 2.5. We used the LOTOS code (Koulakov, 2009a) developed for simultaneous inversion for the 3D distributions of the P and S wave velocity anomalies and source locations. In the first step, LOTOS determines initial source locations using tabulated values of travel times previously calculated in a 1-D velocity model. The iterative algorithm of tomographic inversion includes the following steps: (1) Source relocations in the updated 3-D velocity structure based on the ray tracing bending method, (2) calculation of the first derivative matrix and (3) simultaneous inversion for P and S wave velocity anomalies, earthquake source parameters (4 parameters for each source), and station corrections. The inversion uses the LSQR method39. The distribution of estimated 3D velocity models correlates well with tectonic and geological conditions. The Vp and Vs anomalies, which are obtained independently, appear to be almost identical in the crust (depths smaller than 45 km). According to the results, the low velocity anomaly observed in the obtained models in the upper crust can be interpreted due to the presence of Cambrian-Miocene sediments with a thickness of at least 10 km that are spread throughout the Zagros. According to the obtained velocity models in the vertical sections, the Moho depth in the Sanandaj-Sirjan area increases significantly compared to the Zagros region. This increase in Moho depth is related to the subduction of the Arabic plate below the micro-continent of Central Iran, which increases the thickness of the crust (double crust) in the Sanandaj-Sirjan region. Using LOTOS code, the optimal one-dimensional velocity model for the whole Zagros collision zone is also presented. In this model, we can distinguish a ~ 10 km thick sedimentary (V_p ~ 4.90 km s⁻¹), the upper crust down to ~30 km ($V_p \sim 5.54$ km s⁻¹) and the lower crust down to ~45 km ($V_p \sim 6.30$ km s⁻¹).

Keywords: Seismic wave tomography, LOTOS code, 1D velocity model, Zagros.

^{*} Corresponding author: