

# بررسی ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه کاکلی (استان بوشهر، زاگرس مرکزی) با استفاده از واون سازی یک‌بعدی زمان‌سیر

حسین کیانی‌مهر<sup>۱</sup>، فرزام یمینی‌فرد<sup>۲</sup>، محمد تانار<sup>۲</sup> و ادی کیسلینگ<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

<sup>۳</sup>استاد، دانشگاه پلی‌تکنیک زوریخ، زوریخ، سوئیس

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۱/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۴/۰۲

## چکیده

رسوبات بخش فوقانی پوسته در کمربند چین و روراندۀ زاگرس بر روی ساختار نمکی کامبرین هرمز با ضخامت کم قرار دارد که اطلاعات مربوط به این ساختار صرفاً به مطالعه برون‌زدگی‌ها به عنوان گنبد نمکی در سطح، محدود می‌شود. با توجه به چگالی نسبتاً کم نمک نسبت به چگالی محیط اطراف خود، انتظار بر این است که وجود این ساختار در عمق باعث کاهش میانگین سرعت موج فشارشی در آن لایه نسبت به سرعت در لایه‌های بالاتر شود. از آنجا که زمین‌لرزه ۲۰ فروردین ۱۳۹۲ کاکلی بوشهر، با بزرگای گشتاوری ۶/۲، در ناحیه‌ای به وقوع پیوست که برون‌زدگی سری هرمز در سطح کاملاً مشهود است، لذا به منظور یافتن شواهدی از این ساختار نمکی به عنوان زون کم‌سرعت در عمق با استفاده از اطلاعات مربوط به پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه، ثبت شده توسط یک شبکه لرزه‌نگاری متراکم محلی و موقت با کیفیت و دقت بالا، مدل یک‌بعدی سرعت با استفاده از ۱۰۴۵۹ زمان‌رسید موج P حاصل از ۹۷۸ پس‌لرزه وارون‌سازی شد. بر اساس نتایج این مطالعه لایه‌ای به ضخامت ۴ کیلومتر در سطح، دارای سرعت پایین موج فشارشی مشاهده می‌شود که بر اساس ستون چینه‌شناسی می‌توان آن را مرتبط با گروه نامقاوم و متحرک بالایی دانست. در عمق ۴ کیلومتر افزایش ناگهانی سرعت از ۳/۹ کیلومتر بر ثانیه به ۵/۴۵ کیلومتر بر ثانیه دال بر گذر از ساختار متحرک بالایی به گروه مقاوم است. بر اساس نتایج حاصل شده، در عمق ۸ کیلومتر کاهش سرعت مشاهده شده تا عمق ۱۲ کیلومتر وجود سری هرمز در عمق را تأیید می‌کند.

**کلیدواژه‌ها:** کمربند چین خورده ساده، زاگرس، کاکلی، سری هرمز، پس‌لرزه، مدل سرعتی.

\*نویسنده مسئول: فرزام یمینی‌فرد

E-mail: faryam@iiees.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

کمربند چین‌خورده و روراندۀ زاگرس شامل بخش پیوسته‌ای از رسوبات بوده که توسط یک ساختار نمکی به نام سری هرمز، از پی‌سنگ تفکیک شده است (O'Brien, 1957; Colman-Sadd, 1978; Kent, 1979; Jahani et al., 2007). از آنجا که نمک دارای چگالی کمتری نسبت به بقیه رسوبات بوده، این ویژگی باعث شده است تا ساختارهای نمکی به صورت برون‌زدگی‌های سطحی به عنوان گنبد‌های نمکی در سطح قابل مشاهده باشند (Colman-Sadd, 1978; Bahroudi and Koyi, 2003). بیشتر اطلاعات مربوط به این ساختارها به بررسی و مطالعه این گنبد‌ها محدود می‌شود. ردیف‌های رسوبی زاگرس در بخش چین‌خورده ساده از سنگ بستر تا سطح، به ۵ گروه تقسیم‌بندی می‌شوند. این گروه‌بندی از عمق تا سطح شامل گروه‌های پی‌سنگی (Basement Group)، متحرک زیرین (Lower Mobile Group) (شامل سری هرمز)، مقاوم (Competent Group)، متحرک بالایی (Upper Mobile Group) (شامل سازند گچساران) و در نهایت گروه نامقاوم (Incompetent Group) (شامل سازندهای میشان، آغاچاری و بختیاری) است (O'Brien, 1957; Colman-Sadd, 1978). بنابراین دو گروه شامل تبخیری‌ها می‌شود که با افزایش دما نسبت به عمق از حالت جامد خارج می‌شوند که در این تقسیم‌بندی از آنها به عنوان متحرک یاد می‌شود. به‌طور کلی تبخیری‌های با هالیت خالص دارای سرعت موج فشارشی در حدود ۴/۵ کیلومتر بر ثانیه هستند (Jones and Davison, 2014). عموماً تمامی حجم‌های نمکی متشکل از ژپس (سرعت موج فشارشی در حدود ۵/۷ کیلومتر بر ثانیه) یا انیدریت (با سرعت موج فشارشی تقریبی ۶/۵ کیلومتر بر ثانیه) و بعضی هم دارای مقدار قابل توجهی نمک غنی شده K-Mg با سرعت موج فشارشی کمتر از ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه هستند (Jones and Davison, 2014). ضمناً چگالی این گونه ترکیبات با عمق تغییر نمی‌کند و در مقایسه با سایر رسوبات چگالی کمتری دارند (Gussow, 1968). بنابراین بر اساس ویژگی‌های یاد شده و برخلاف سایر رسوبات، تغییرات عمق‌تأثیری بر سرعت تبخیری‌ها ندارد و انتظار بر این است که وجود آنها باعث کاهش میانگین سرعت موج فشارشی در یک لایه مشخص نسبت به لایه‌های در اعماق کمتر شود.

محاسبه مدل یک‌بعدی بهینه با انجام وارون‌سازی همزمان پارامترهای مدل سرعتی به صورت یک فرآیند تکرار شونده و با استفاده از یک بانک داده با کیفیت بالا انجام می‌گیرد که شامل زمان‌رسید زمین‌لرزه‌هاست (Kissling, 1988). بدین منظور در این تحقیق برنامه ولست مورد استفاده قرار گرفت (Kissling et al., 1994). این برنامه این قابلیت را دارد که با تنظیم فایل کنترل، می‌تواند وجود لایه‌های کم‌سرعت را در فرآیند وارون‌سازی جستجو کند. بنابراین با وجود شواهد سطحی مبنی بر وجود لایه‌های کم‌سرعت در عمق و استفاده از ویژگی این برنامه جهت بررسی وجود لایه‌های کم‌سرعت، در این مطالعه با وارون‌سازی یک‌بعدی زمان‌رسیدهای حاصل از پس‌لرزه‌های ثبت شده توسط یک شبکه لرزه‌نگاری متراکم محلی موقت، تأثیر وجود سری هرمز بر میانگین سرعت موج فشارشی در عمق به عنوان زون کم‌سرعت در بخش چین‌خورده ساده زاگرس، مورد بررسی قرار گرفته است.

## ۲- زمین‌شناسی و لرزه زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

فلات ایران میان دو صفحه سنگ‌سپری اوراسیا و عربستان قرار گرفته است که با آهنگی در حدود ۲۵ mm/yr همگرا می‌شوند (Vernant et al., 2004). به‌طوری که مسبب تغییر شکل و لرزه‌خیزی بالای این منطقه می‌باشد. کوتاه‌شدگی ناشی از این همگرایی باعث به وجود آمدن ساختارهای لرزه‌زمین‌ساختی متفاوتی همچون فورانش مکران، چین‌خوردگی و گسلش زون زمین‌ساختی زاگرس در جنوب، البرز و کپه‌داغ در شمال و همچنین لغزش در گسل‌های امتدادلغز، اغلب با روند شمال- جنوب در ایران مرکزی شده است.

کمربند چین‌خورده و روراندۀ زاگرس به عنوان بخشی از کمربند آلپ- هیمالایا با طول تقریبی ۱۵۰۰ کیلومتر در جنوب باختر ایران قرار دارد. روند کلی ساختارهای زمین‌ساختی این کمربند عموماً شمال باختر- جنوب خاور است که این روند در بخش خاوری کمربند خاوری- باختری و در انتهای بخش جنوب خاوری آن به شمال‌خاور- جنوب باختر متمایل می‌شود. زمین‌ساخت حال حاضر گستره زاگرس

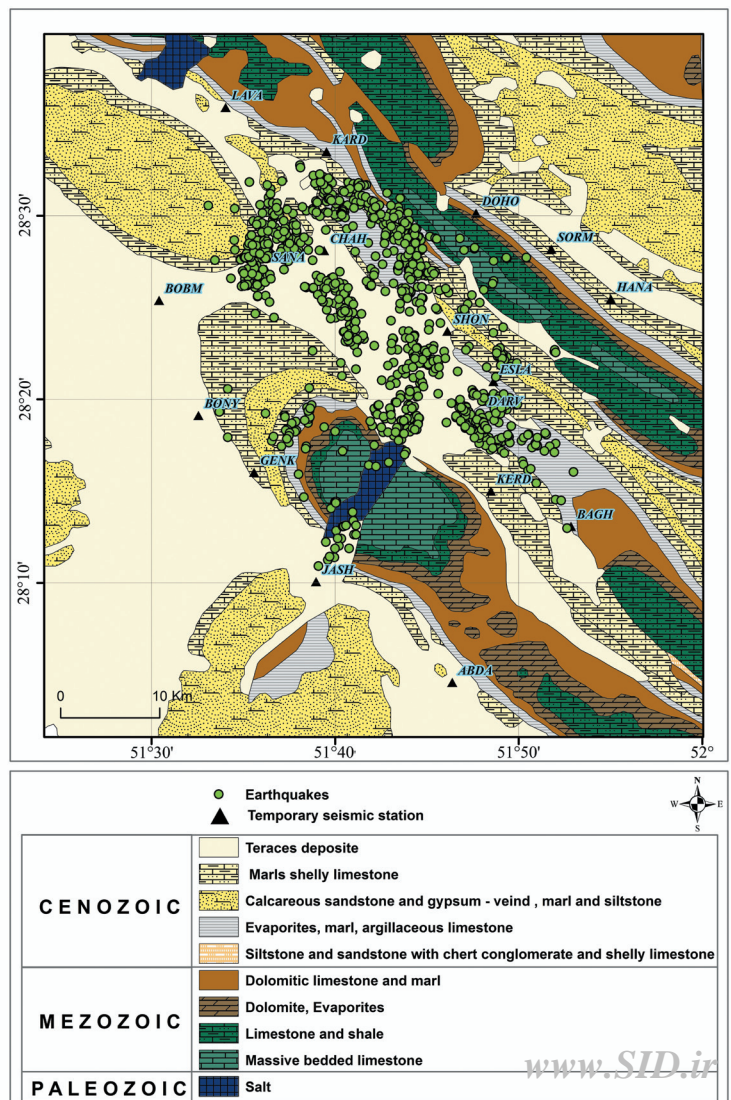
در نتیجه بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در عهد میوسن (McQuarrie et al., 2003) و شروع برخورد قاره‌ای بین ایران مرکزی و صفحه عربی است. در حدود یک سوم کوتاه‌شدگی بین صفحه عربستان و اوراسیا در زاگرس رخ می‌دهد (Tatar et al., 2002); چین‌خوردگی در سطح و گسلش در عمق همراه است (Walpersdorf et al., 2006; Vernant et al., 2004; Sella et al., 2002; Hatzfeld and Molnar, 2010). این کمربند مرز برخوردی بین صفحه عربی در جنوب باختر و سنگ‌های آذرین و دگرگونی ایران مرکزی در شمال‌خاور واقع است، ولی در حال حاضر بیشتر کوتاه‌شدگی و لرزه‌خیزی زاگرس مربوط به کمربند چین‌خورده ساده در جنوب باختر آن است (Talebian and Jackson, 2004; Walpersdorf et al., 2006; Elliott et al., 2015).

### ۳- داده و روش مطالعه

در تاریخ ۲۰ فروردین ماه ۱۳۹۲ زمین‌لرزه‌ای با بزرگای گشتاوری ۶/۲ در حوالی شهر کاکلی از توابع استان بوشهر، واقع در کمربند چین‌خورده ساده زاگرس در جنوب باختر ایران به وقوع پیوست. به منظور مطالعه چشمه این زمین‌لرزه، یک شبکه لرزه‌نگاری متراکم محلی موقت شامل ۱۷ لرزه‌نگار کوتاه‌دوره ۱۰ ثانیه‌ای، از تاریخ ۲۵ فروردین تا ۱۶ اردیبهشت ماه ۱۳۹۲ جهت ثبت پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه اصلی راه‌اندازی شد (شکل ۱). ثبت و ذخیره داده توسط همه ایستگاه‌های این شبکه محلی با ساماندهی ۱۰۰ هرتز و به صورت پیوسته انجام و زمان در همه ایستگاه‌ها با یک گیرنده GPS به‌طور پیوسته با دقت زمانی میکروثانیه کنترل شده است. پس از استخراج وقایع لرزه‌ای از داده‌های پیوسته، اطلاعات مربوط به پس‌لرزه‌های ثبت شده توسط شبکه محلی با استفاده از برنامه هایپوسنتر (Lienert and Havskov, 1995) و مدل سرعتی ارائه شده برای منطقه (Elliott et al., 2015)، تعیین محل انجام گرفت.

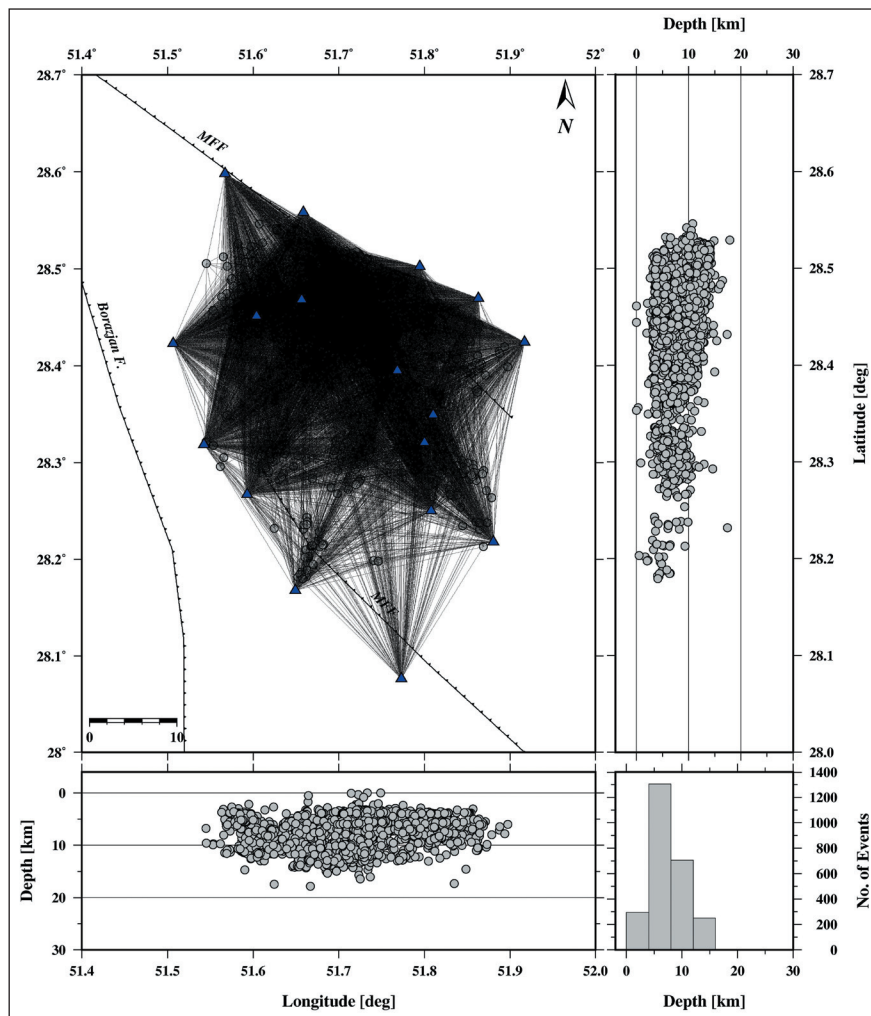
در نتیجه بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در عهد میوسن (McQuarrie et al., 2003) و شروع برخورد قاره‌ای بین ایران مرکزی و صفحه عربی است. در حدود یک سوم کوتاه‌شدگی بین صفحه عربستان و اوراسیا در زاگرس رخ می‌دهد (Tatar et al., 2002); چین‌خوردگی در سطح و گسلش در عمق همراه است (Walpersdorf et al., 2006; Vernant et al., 2004; Sella et al., 2002; Hatzfeld and Molnar, 2010). این کمربند مرز برخوردی بین صفحه عربی در جنوب باختر و سنگ‌های آذرین و دگرگونی ایران مرکزی در شمال‌خاور واقع است، ولی در حال حاضر بیشتر کوتاه‌شدگی و لرزه‌خیزی زاگرس مربوط به کمربند چین‌خورده ساده در جنوب باختر آن است (Talebian and Jackson, 2004; Walpersdorf et al., 2006; Elliott et al., 2015). لرزه‌خیزی این منطقه بیانگر این مطلب بوده که عمق لرزه‌زا در این منطقه کمتر از ۱۵ کیلومتر است (Tatar et al., 2004). ترکیب مشاهدات از منابع مختلف مانند داده‌های زمین‌لرزه‌های دور، شبکه محلی، InSAR و ژئومورفولوژی نشان می‌دهد که پوسته فوقانی زاگرس تا عمق‌های ۲۰ کیلومتر لرزه‌زاست اما بیشتر زمین‌لرزه‌های متوسط (با بزرگای گشتاوری بین ۵ و ۶) در پوشش رسوبی پایین‌تر (عمق‌های ۵ تا ۱۰ کیلومتر) رخ داده‌اند (Nissen et al., 2011). با وجود اینکه گسلش امتدادلغز در بخش مرکزی کمربند چین‌خورده ساده نقش قابل توجهی داشته (Baker et al., 1993); مرکزی کمربند چین‌خورده ساده نقش قابل توجهی داشته (Hessami et al., 2001) ولی لرزه‌خیزی غالباً ناشی از گسلش معکوس بوده (Jackson and Fitch, 1981; Talebian and Jackson, 2004) به طوری که گسیختگی ناشی از آنها به ندرت به سطح می‌رسد. این عدم گسیختگی سطحی می‌تواند ناشی از وجود یک پوشش رسوبی به ضخامت ۶ تا ۱۵ کیلومتر باشد (James and Wynd, 1965);

شکل ۱- آرایش شبکه لرزه‌نگاری موقت محلی نصب شده در منطقه کاکلی ۵ روز پس از زمین‌لرزه اصلی از تاریخ ۲۵ فروردین تا ۱۶ اردیبهشت ماه جهت ثبت پس‌لرزه‌ها. مثلث‌های مشکی نشان‌دهنده ایستگاه‌های موقت و دایره‌های سبز رومرکز زمین‌لرزه‌های انتخابی مورد استفاده در وارون‌سازی یک بعدی هستند.



به ناحیه‌ای با عرض جغرافیایی بیش از  $28/4$  درجه شمالی و تا طول جغرافیایی  $51/7$  درجه خاوری) شرط گپ آزیموتی کمتر از  $180$  درجه و حداقل  $8$  قرائت فاز، و در بخش شمال خاور منطقه مورد مطالعه به دلیل تعداد زیاد پس‌لرزه‌ها شرط حداقل  $12$  قرائت به جای  $8$  قرائت اعمال شد. با شرایط ذکر شده در مجموع  $978$  رویداد شامل  $10459$  زمان‌رسید موج P جهت انجام وارون‌سازی یک بعدی انتخاب شد (شکل‌های ۱ و ۲).

از آنجا که توزیع مکانی یکنواخت وقایع لرزه‌ای به منظور دست یافتن به حل پایدار در وارون‌سازی ضروری بوده (Chiarbba and Amato, 1994) و با توجه به چگالی به مراتب بیشتر پس‌لرزه‌ها در بخش شمال‌باختر منطقه تحت پوشش ایستگاهی، به منظور داشتن توزیعی نسبتاً یکنواخت دو شرط انتخاب داده در بخش‌های مختلف اعمال شد. بر این اساس در بخش جنوبی و شمال‌باختر ناحیه مورد مطالعه (بخش جنوبی شامل ناحیه‌ای تا عرض جغرافیایی  $28/4$  درجه شمالی و بخش شمال‌باختر محدود



شکل ۲- موقعیت رومرکزی داده‌های انتخابی مورد استفاده در فرایند وارون‌سازی یک‌بعدی در منطقه کاکلی. مثلث‌های آبی و دایره‌های خاکستری به ترتیب ایستگاه‌های موقت و زمین‌لرزه‌های انتخابی هستند.

از مطالعات قبلی به دست می‌آید (Kissling et al., 1994). در این راستا برنامه ولسنت جهت انجام وارون‌سازی مورد استفاده قرار گرفت (Kissling et al., 1994). به طوری که حین انجام فرایند ضخامت لایه‌ها ثابت نگه داشته می‌شود و صرفاً میزان سرعت در هر لایه تغییر می‌کند. در این برنامه پرتویابی زمان‌سیرها به روش پرتابی انجام می‌شود (Thurber, 1981). تغییرات جانبی اعماق کم در قالب تصحیحات ایستگاهی به عنوان بخشی از نتایج حاصل از وارون‌سازی است. از آنجا که مقدار سرعت در زیر هر ایستگاه همان مقدار میانگین سرعت لایه اول است که به صورت ریاضی به دست می‌آید، لذا به منظور تفسیر زمین‌شناسی از تغییرات سرعتی زیر ایستگاه، یک ایستگاه به عنوان مرجع انتخاب می‌شود جایی که مقدار تأخیر زمانی آن صفر در نظر گرفته می‌شود و تصحیحات سایر ایستگاه‌ها نسبت به این ایستگاه مرجع به دست

زمان‌سیر موج لرزه‌ای ایجاد شده توسط یک زمین‌لرزه و ثبت شده در یک ایستگاه لرزه‌نگاری، دارای وابستگی غیرخطی به مشخصات کانونی و سرعت‌های لرزه‌ای نمونه‌برداری شده در امتداد مسیر پرتو بین چشمه و گیرنده است که از آن به عنوان جفت‌شدگی کانون نسبت به مدل سرعتی نام برده می‌شود (Kissling, 1988; Thurber, 1992). این جفت‌شدگی با محاسبه مدل یک بعدی بهینه به همراه تصحیحات ایستگاهی، با انجام وارون‌سازی همزمان پارامترهای کانون و مدل سرعتی به صورت یک فرایند تکرارشونده و با استفاده از یک بانک داده دقیق قابل حل است (Kissling, 1988).

محاسبه مدل یک بعدی بهینه فرایندی است که به صورت سعی و خطا انجام و شامل مدل‌های سرعتی اولیه مختلفی می‌شود که لایه‌بندی آنها بر اساس نتایج حاصل

انتخاب شد تا بررسی این نواحی به عنوان بخشی از فرایند مدنظر قرار گیرد. به منظور به دست آوردن تصحیحات ایستگاهی، ایستگاه SHON به دلیل قرارگیری در مرکز شبکه و همچنین تعداد مشاهده در یافتی به عنوان مرجع انتخاب شد. در ادامه مدل‌های سرعتی مختلف به عنوان مدل اولیه انتخاب شدند و جهت انتخاب بهترین حل در وارون‌سازی مورد استفاده قرار گرفته و نهایتاً مدلی به عنوان مدل بهینه انتخاب شد که دارای حداقل باقیمانده زمانی بوده و تصحیحات ایستگاهی حاصل از آن بر اساس اطلاعات زمین‌شناسی قابل تفسیر باشد (جدول ۱ و شکل ۳).

تصحیحات ایستگاهی به دست آمده در این مطالعه (جدول ۲) با ساختارهای زمین‌شناسی در سطح مطابقت خوبی به نمایش می‌گذارد به طوری که برای ایستگاه‌های واقع در بخش آبرفتی نظیر JASH، BONY، BOBM و SANA مقدار تأخیر زمانی مثبت بوده که بیانگر این است که سرعت زیر این ایستگاه‌ها کمتر از میزان پیش‌بینی شده است و ایستگاه بر روی ساختار با تراکم کمتر قرار دارد. به طور کلی مقادیر نزدیک تصحیحات ایستگاهی برای ایستگاه‌های واقع در یک ساختار زمین‌شناسی ضمن تأیید صحت محاسبات، ارتباط آنها با ساختار زمین‌شناسی زیرین را نمایش می‌دهد (جدول ۲ و شکل ۱).

می‌آید. به طور کلی، ایستگاهی به عنوان مرجع در نظر گرفته می‌شود که در مرکز شبکه بوده و بیشترین ثبت را داشته و ضمناً دارای ساختار زیرسطحی مشخص و سخت باشد.

#### ۴- وارون‌سازی یک بعدی زمان‌رسید موج P

در این مطالعه مدل یک‌بعدی بهینه موج P با استفاده از داده‌های انتخابی محاسبه شد. در این راستا لایه‌بندی مدل اولیه جهت آغاز عمل وارون‌سازی بر اساس مطالعات قبلی در منطقه صورت گرفت (Tatar et al., 2004; Elliott et al., 2015). لذا جهت اعماق کم، لایه‌بندی با ضخامت ۲ کیلومتر و با افزایش عمق تا موهو ضخامت به ۱۰ کیلومتر افزایش پیدا می‌نماید. در شروع هر وارون‌سازی تصحیحات ایستگاهی صفر می‌شود. شروع وارون‌سازی با در نظر گرفتن میرایی ۰/۰۱ برای موقعیت‌های کانونی و تأخیر زمانی و مقدار ۰/۱ برای سرعت‌های لرزه‌ای انجام پذیرفت (Kissling et al., 1994). تعداد تکرار هر وارون‌سازی بر اساس تغییرات مدل در هر تکرار انتخاب می‌شود. به عنوان مثال در صورتی که بعد از ۵ تا ۶ تکرار تغییرات مدل محسوس نباشد، فرایند متوقف می‌شود. به منظور بررسی وجود زون کم‌سرعت در عمق، پارامترهای وارون‌سازی طوری

جدول ۱- مدل سرعتی بهینه یک‌بعدی سرعتی در منطقه کاکلی.

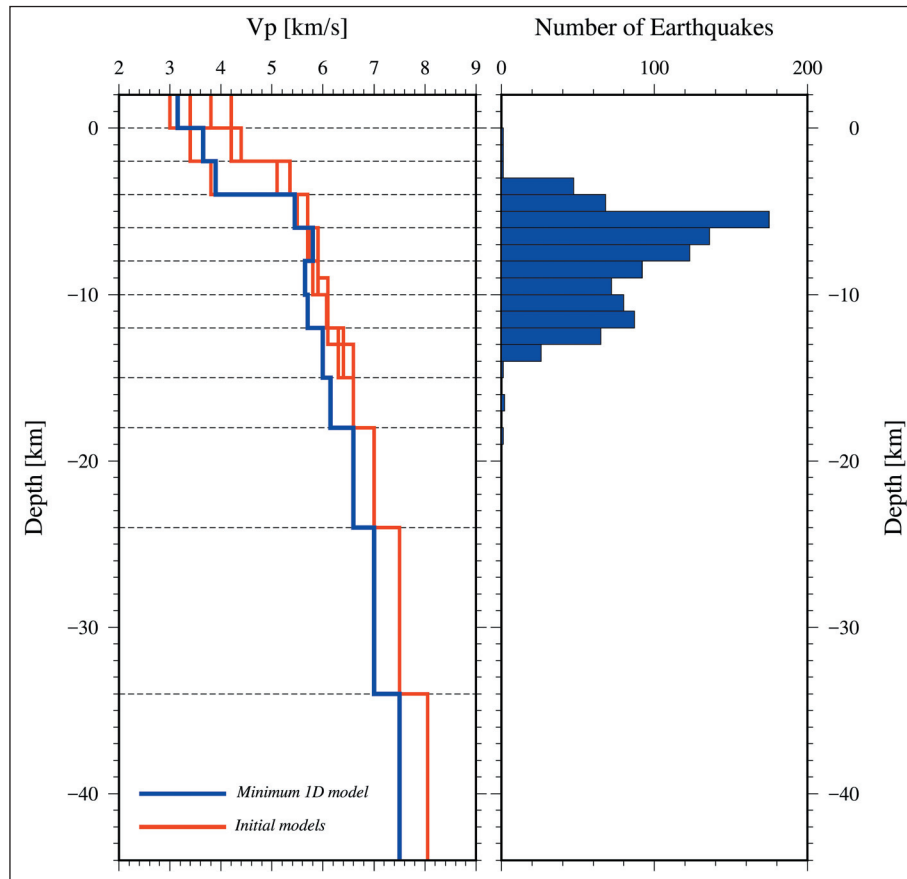
Depth [km]	Velocity [km/s]
-2.0	3.15
0.0	3.65
2.0	3.90
4.0	5.45
6.0	5.80
8.0	5.65
10.0	5.70
12.0	6.00
15.0	6.15
18.0	6.60
24.0	7.00

جدول ۲- تصحیحات ایستگاهی به دست آمده در این مطالعه نسبت به ایستگاه SHON به عنوان مرجع.

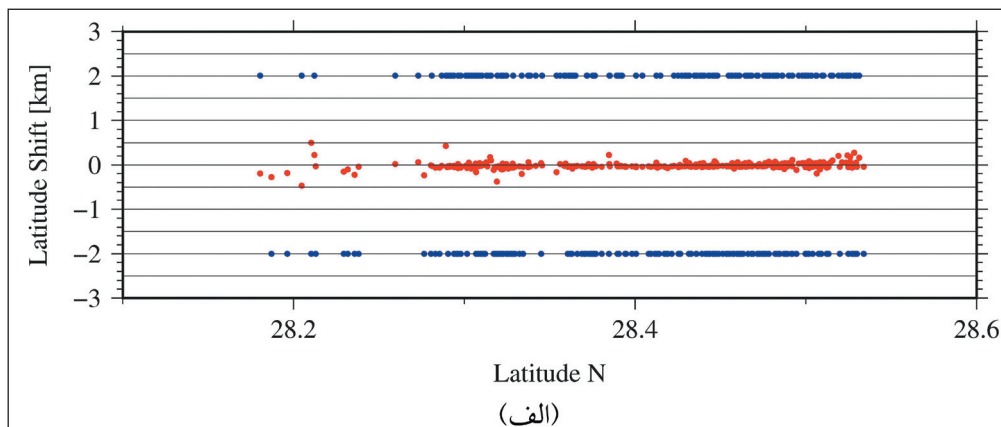
Station	Delay [sec]
SHON	0.00
LAVA	0.09
DARV	0.07
KERD	0.18
ABDA	0.32
JASH	0.30
BONY	0.44
GENK	0.24
HANA	-0.22
SORM	-0.23
KARD	-0.12
CHAH	0.26
SANA	0.43
BOMB	0.53
ELSA	0.03
BAGH	0.14
DOHO	-0.32

موقعیت‌های کانونی به اندازه  $\pm 2$  کیلومتر به صورت سیستماتیک شیف‌ت داده شدند و بانک داده شیف‌ت داده شده با استفاده از مدل یک‌بعدی بهینه و تصحیحات ایستگاهی تعیین محل مجدد شد (شکل ۴). نتایج حاصل از این تست به خوبی تأییدی بر میزان پایداری موقعیت کانونی در راستای عرض و طول جغرافیایی بوده و نشان دهنده این مطلب است که رویدادهای شیف‌ت داده شده بعد از تعیین محل با مدل یک‌بعدی بهینه با اختلاف کمی در مکان قبل از جابه‌جایی (موقعیت اصلی) خود قرار گرفته‌اند (شکل ۴).

میزان قابل اعتماد بودن مدل بهینه حاصل شده می‌تواند با بررسی پایداری موقعیت‌های کانونی، مورد بررسی قرار گیرد. برای این منظور موقعیت کانونی زمین‌لرزه‌ها به صورت سیستماتیک و تصادفی از مکان اصلی شیف‌ت داده و داده‌های شیف‌ت داده شده توسط مدل یک‌بعدی بهینه به همراه تصحیحات ایستگاهی تعیین محل مجدد می‌شود. در مدل بهینه، موقعیت‌های کانونی بعد از مکان‌یابی مجدد بایستی تا حدودی به موقعیت قبلی خود باز گردند (Kissling et al., 1999). در این مطالعه، به منظور راستی‌آزمایی مدل، تمامی

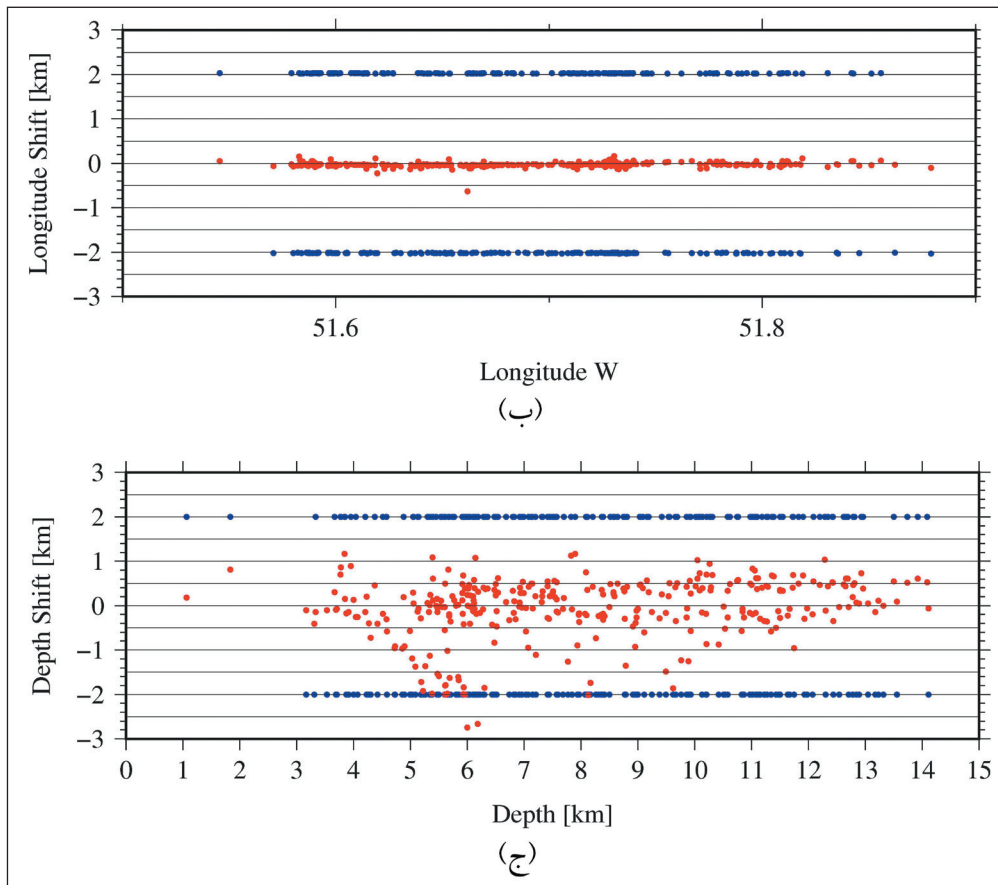


شکل ۳- مدل سرعتی بهینه نهایی موج P طی فرایند وارون‌سازی یک‌بعدی (چپ) و توزیع عمقی زمین لرزه‌های انتخابی (چپ). در این شکل خط آبی نشان‌دهنده سرعت موج فشارشی نسبت به عمق در ناحیه مورد مطالعه و خط چین‌های افقی بیانگر مرز لایه‌ها هستند. از ویژگی‌های مدل یک‌بعدی حاصل، لایه کم‌سرعت بین عمق‌های ۸ تا ۱۲ کیلومتر است که می‌تواند به عنوان شاهد لرزه‌ای از وجود سری هرمز در این منطقه باشد.



شکل ۴- تست پایداری مدل سرعت. در این تست موقعیت کانونی به صورت سیستماتیک به اندازه  $\pm 2$  کیلومتر در راستای: الف) عرض جغرافیایی،





ادامه شکل ۴- تست پایداری مدل سرعت. در این تست موقعیت کانونی به صورت سیستماتیک به اندازه  $\pm 2$  کیلومتر در راستای: (ب) طول جغرافیایی و (ج) عمق شیفته داده و بانک اطلاعاتی شیفته داده شده با استفاده از مدل یک بعدی بهینه تعیین محل مجدد شد. در این شکل دایره‌های آبی موقعیت شیفته داده شده نسبت به موقعیت اصلی و دایره‌های قرمز موقعیت بعد از تعیین محل مجدد با استفاده از مدل یک بعدی بهینه، نسبت به همان موقعیت اصلی قبل از شیفته دادن هستند. اختلاف کم مختصات کانونی قبل و بعد از شیفته مکانی، پایداری مدل سرعت یک‌بعدی محاسبه شده را اثبات می‌کند.

## ۵- نتیجه‌گیری

می‌رسد لایه‌های کم‌سرعت، محدوده عمقی بین ۸ تا ۱۰ کیلومتر را نسبت به محدوده عمقی ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر بیشتر تحت تاثیر قرار داده و باعث کاهش قابل توجه سرعت میانگین در این لایه شده‌اند.

سری هرمز شامل نمک با ترکیبی از ژئیس، شیل و سنگ‌های کربناته است. سنگ نمک چگالی کمتری نسبت به بقیه رسوبات دارد و چگالی آن با افزایش عمق تغییر نمی‌کند. همچنین این سنگ دارای نفوذپذیری پایین و هدایت حرارتی بالاست. از آنجا که لایه نمکی در عمق کمتری نسبت به بقیه رسوبات دارد، انتظار می‌رود به عنوان یک زون کم‌سرعت در عمق مشاهده شود که وجود دو برون‌زدگی نمکی در منطقه کاکای بوشهر (شکل ۱)، انتساب این لایه کم‌سرعت را به سری هرمز قوت می‌بخشد. نتایج حاصل از این مطالعه، یک لایه رسوبی مقاوم بین ۴ تا ۸ کیلومتر را نشان می‌دهد که در بخش فوقانی توسط یک لایه رسوبی نرم به ضخامت ۵ کیلومتر و در بخش تحتانی توسط یک لایه رسوبی به ضخامت ۴ کیلومتر (سری هرمز) محدود شده است. این مدل سرعتی با تفسیر نتایج مدل‌سازی لغزش در روی گسل مسیب زمین‌لرزه ۱۳۹۲ کاکای به کمک داده‌های رادار و توزیع عمقی پس‌لرزه‌ها مطابقت داشته به طوری که مدل پهنای لغزش زمین‌لرزه به وسیله نمک هرمز در بخش زیرین لایه رسوبی در عمق ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر و لایه رسوبی نرم با ضخامت ۴ تا ۵ کیلومتر در بخش فوقانی محدود شده است.

در این مطالعه با استفاده از وارون‌سازی یک‌بعدی زمان‌رسید اطلاعات محلی مربوط به پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۹۲ کاکای بوشهر، مدل سرعتی یک‌بعدی در بخش چین‌خورده ساده به دست آمد. این مدل یک‌بعدی دارای ۶ لایه به ضخامت‌های ۲ کیلومتری تا عمق ۱۲ کیلومتر و ۲ لایه به ضخامت ۳ کیلومتر و یک لایه به ضخامت ۶ کیلومتر تا عمق ۲۴ کیلومتر می‌باشد (جدول ۱ و شکل ۳). با توجه به توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها، سرعت لایه‌های پایین‌تر از عمق ۲۴ کیلومتر قابل محاسبه نیست (شکل‌های ۲ و ۳). طبق مدل سرعتی به دست آمده، سرعت موج از سطح با مقدار ۳/۱۵ کیلومتر بر ثانیه تا ۳/۹ کیلومتر بر ثانیه در عمق ۴ کیلومتر ادامه پیدا کرده و در این عمق افزایش ناگهانی سرعت تا ۵/۴۵ کیلومتر بر ثانیه قابل مشاهده است. این افزایش ناگهانی سرعت در این عمق می‌تواند ناشی از تغییر ساختار از گروه نامقاوم و متحرک بالایی به بخش مقاوم‌تر پسته بالایی بر اساس مدل چینه‌شناسی ارائه شده برای منطقه باشد. در این مدل همچنین از عمق ۸ تا ۱۲ کیلومتر کاهش سرعت مشاهده می‌شود که بیانگر وجود زون‌های کم‌سرعت در این محدوده عمقی بوده که باعث کاهش مقدار میانگین سرعت در این لایه‌ها نسبت به نواحی با عمق کمتر بالایی شده است. بر اساس مدل‌های چینه‌شناسی این افت سرعت ناشی از گروه متحرک بالایی بوده که شامل سری هرمز است که در این مطالعه ضخامت در حدود ۴ کیلومتر برای آن برآورد شد. با توجه به مشاهده کاهش سرعت با عمق، به نظر

### سپاسگزاری

داده‌های استفاده شده در این مقاله مربوط به عملیات لرزه‌نگاری ثبت پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۹۲/۱/۲۰ کاکی بوشهر بوده که توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله انجام گرفته است، که بدین وسیله از تیم لرزه‌نگاری مربوطه به خصوص آقایان مهدی پروازه و محمدرضا محمدیوسف و نیز از جناب آقای دکتر شبیر اشکیپور از دانشگاه خلیج فارس به خاطر حمایت‌های بی‌دریغشان از تیم لرزه‌نگاری به‌طور ویژه قدردانی می‌شود.

در این مطالعه، صرفاً به نقش لایه هرمز در محدود کردن پهنای لغزش گسلی و در نتیجه محدود کردن بزرگی زمین‌لرزه‌ها در زاگرس اشاره شده و این لایه به عنوان مرز تغییر شکل لرزه‌ای پوسته زیرین و تغییر شکل غیرلرزه‌ای پی‌سنگ معرفی شده به طوری که هیچ‌گونه اطلاعاتی در مورد عمق و ضخامت این لایه داده نشده است. به نظر می‌رسد که وجود سری هرمز که در تحقیق حاضر وجود آن اثبات شده است، نقش بسیار مهمی در نحوه تغییر شکل زاگرس در عمق و تعیین مرز لغزش گسل‌های در ارتباط با وقوع زمین‌لرزه‌ها ایفا می‌کند.

### References

- Bahroudi, A. and Koyi, H. A., 2003- Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modeling approach. *J. Geol. Soc. London* 160: 1- 15.
- Baker, C., Jackson, J. and Priestley, K., 1993- Earthquakes on the Kazerun Line in the Zagros Mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold and thrust belt. *Geophys. J. Int.* 115: 41- 61.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci* 18(2): 210- 265.
- Colman-Sadd, S., 1978- Fold development in Zagros simply folded belt, Southwest Iran. *AAPG Bull.* 62: 984- 1003.
- Chiarabba, C. and Amato, A., 1994- From tomographic images to fault heterogeneities. *Ann. Geophys.*, 37-6, 1481- 1494.
- Elliott, J. R., Bergman, E. A., Copley, A. C., Ghods, A. R., Nissen, E. K., Oveisi, B., Tatar, M., Walters, R. J. and Yamini-Fard, F., 2015- The 2013 MW 6.2 Khaki-Shonbe (Iran) Earthquake: Insights into seismic and aseismic shortening of the Zagros sedimentary cover. *Earth and Space Science* 2(11): 435- 471.
- Gussow, W. C., 1968- Salt diapirism: Importance of temperature and energy source of emplacement, in J. Braunstein and G. D. O'Brien, eds., *Diapirism and diapirs: American Association of Petroleum Geologists Memoir 8*, Tulsa, Oklahoma, p. 183- 214.
- Hatzfeld, H. and Molnar, P., 2010- Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications. *Reviews of Geophysics* 48(2), DOI:10.1029/2009RG000304.
- Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H. and Shabanian, E., 2001- Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains. *J. Geol. Soc.* 158: 969- 981.
- Jackson, J. and Fitch, T., 1981- Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros Mountains (Iran). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 64: 561- 586.
- Jahani, S., Callot, J. P., de Lamotte D. F., Letouzey J. and Leturmy P., 2007- The salt diapirs of the Eastern Fars Province (Zagros, Iran): A brief outline of their past and present. *Thrust Belts and Foreland Basins*, Springer, Berlin Heidelberg, pp. 289- 308.
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG Bulletin* 49(12): 2162- 2245.
- Jones, I. F. and Davison, I., 2014- Seismic imaging in and around salt bodies: Problems and pitfalls. *Society of Exploration Geophysicists* 2(4): 3684- 3688.
- Kent, P. E., 1979- The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. *Journal of Petroleum Geology* 2(2): 117- 144.
- Kissling, E., 1988- Geotomography with local earthquake data. *Reviews of Geophysics* 26: 659- 698.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Philips, D. and Kradolfer, U., 1994- Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research* 99: 19635- 19646.
- Kissling, E., Kradolfer, U. and Maurer H., 1995- VELEST user's guide - short introduction. Institute of geophysics and swiss seismological service, ETH, Zurich.
- Lienert, B. R. and Havskov, J., 1995- A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters* 66(5): 26- 36.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters* 30(20): SDE 6.1-SDE 6.4, DOI:10.1029/2003GL017992.
- 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. *Geophys. J. Int.* 186: 928- 944.
- O'Brien, C. A. E., 1957- Salt diapirism in South Persia. *Geologie en Mijnbouw* 337- 376.
- Sella, G. F., Dixon, T. H. and Mao, A. L., 2002- REVEL: a model for Recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.* 107(B4): ETG 11.1- ETG 11.30.

- 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., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M., and Chery J., 2002- The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 29 (19), 1927, doi:10.1029/2002GL015427.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory-Ashtiani, M., 2004- Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. *Geophys. J. Int.* 156: 255- 266.
- Thurber, C. H., 1981- Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area, central California, Ph.D. thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- Thurber, C. H., 1992- Hypocenter velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 75: 55-62.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiany, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, 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.* 157: 381- 398.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P. and Chéry Masson, F., 2006- Differences in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). *Geophys. J. Int.* 167: 1077- 1088.



# The study of geology structures in Kaki area (Bushehr province, Central Zagros) using 1-D travel time inversion

H. Kianimehr<sup>1</sup>, F. Yaminifard<sup>2\*</sup>, M. Tatar<sup>2</sup> and E. Kissling<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student , International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Professor, ETH Zurich, Zurich, Switzerland

Received: 2018 January 23

Accepted: 2018 June 23

## Abstract

The Zagros fold and thrust belt contains a near continuous sedimentary cover which overlies the late Precambrian-Cambrian Hormuz salt formation. The information about this structure is only limited to the study of salt domes. As the density variation of salt is not noticeable with depth, it is expected this structure has a significant role in the decrement of P-wave velocity relative to top layers. The 9 April, 2013 Kaki earthquake ( $M_w$  6.2) occurred in a part of the Simply Folded Belt of Zagros Mountains where there are two salt domes. So, in case of studying salt structures as low velocity zones at depth, the 1-D inversion was done using 10459 P-arrival times of 978 aftershocks. The results of this study indicates that the two top layers with overall 4 km thickness and average low velocities might be related to incompetent and upper-mobile groups. Sudden seismic velocity increment from 3.9 km/s to 5.45 km/s in depth of 4 km can be considered as an indicator for transformation from the upper-mobile to the competent group. Furthermore, an average low velocity zone from 8 km to 12 km is observed that confirms the Hormuz salt series at depth.

**Keywords:** Simply Folded Belt, Zagros, Kaki, Hormuz series, Velocity model.

For Persian Version see pages 281 to 288

\*Corresponding author: F. Yaminifard; E-mail: faryam@iiees.ac.ir