

تعیین مدل سرعتی برای ناحیه بوشهر و تحلیل زمین لرزه Mw 6.3، ۲۰۱۳ کاکي بوشهر

مهرداد انصاری پور^۱ و مهدی رضای پور^{۲*}

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۳/۵/۲۷، پذیرش نهایی: ۹۴/۷/۱۴)

چکیده

بررسی ساختار سرعتی پوسته بر اساس انتشار امواج لرزه‌ای در سال‌های اخیر در مناطق مختلف ایران انجام گرفته است که استفاده از نتایج، در تحلیل زون‌های لرزه‌زا و تعیین موقعیت زمین لرزه‌ها با دقت مناسب مؤثر بوده است. مدل ساختار سرعتی پوسته هم در مکان‌یابی زمین لرزه‌ها و هم در شناخت ساختمان پوسته از اهمیت بسیاری برخوردار است. در این تحقیق جهت کاهش ماکزیمم گپ آزیموتی و تعیین مکان زمین لرزه‌ها با دقت بیشتر، از داده‌های ثبت شده در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری کشور عربستان استفاده شد. ۱۳۷ پس لرزه که مکان‌یابی آن‌ها قابل اعتماد بود، برای محاسبه مدل ساختار سرعتی پوسته به روش برگردان یک‌بعدی به کار گرفته شد و ضخامت و سرعت موج P در لایه‌ها از سطح زمین تا ژرفا برای پوسته منطقه تعیین گردید. این تحقیق نشان می‌دهد که پوسته منطقه متشکل از ۵ لایه است. یک لایه ۴ کیلومتری با سرعت $V_p=5.75$ km/s که روی لایه‌ای به ضخامت ۱۱ کیلومتر و $V_p=5.95$ km/s قرار دارد. لایه سوم با ضخامت ۷ کیلومتر و $V_p=6.30$ km/s روی لایه چهارم با ضخامت ۱۲ کیلومتر و $V_p=6.60$ km/s قرار دارد و در نهایت لایه پنجم با سرعت $V_p=7.25$ km/s به ضخامت ۹ کیلومتر روی نیم فضا با سرعت $V_p=8.00$ km/s قرار دارد. همچنین عمق موهو در منطقه ۴۳ کیلومتر تعیین شد. مکان‌یابی مجدد پس لرزه‌ها و مطالعه توزیع مکانی رومرکز پس لرزه‌های این زمین لرزه با مدل سرعتی جدید مؤید این است که گسل پیشانی کوهستان (MFF) عامل این زمین لرزه است.

واژه‌های کلیدی: پس لرزه، زمین لرزه کاکي بوشهر، ساختار سرعتی، گسل پیشانی کوهستان

۱. مقدمه

زون‌های مختلفی تقسیم شده است. وضعیت زمین شناسی این محل کاملاً متأثر از برخورد صفحات فوق است. وجود رسوبات تبخیری و برخی از نودهای چینه‌شناسی کوتاه مدت، بیانگر حرکات قائم (خشکی زایی) در این حوضه رسوبی است (کازمین و همکاران، ۱۹۸۶). این منطقه به جهت داشتن منابع غنی هیدروکربنی از اهمیت بسیاری برخوردار است و مورد مطالعه دقیق زمین شناسی قرار گرفته است. بدیهی است که داشتن یک مدل سرعتی مناسب برای هر منطقه امکان تعیین دقیق تر محل زمین لرزه‌ها را فراهم می‌سازد. از طرفی شناخت ساختار سرعتی زمین و ناپیوستگی‌های مربوط، به خصوص در اعماق ژرف تر بدون استفاده از زمان سیر امواج زمین لرزه‌ها امکان پذیر نیست و این دو لازم و ملزوم یکدیگرند. امروزه روش‌های فراوانی برای

ایران که روی کمربند آلپ-همالیا قرار گرفته، از مناطق زلزله خیز جهان به شمار می‌رود. استان بوشهر بخشی از کمربند چین خورده-رانده زاگرس، واقع در حاشیه شمال شرقی صفحه عربی است. مطالعات نشان داده که لرزه خیزی ایران ارتباط مستقیمی با وضعیت زمین شناسی و زمین ساختی آن دارد. تحلیل داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد که به طور متوسط تقریباً هر ۵ سال، یک زمین لرزه با بزرگی حدود 6.5 ریشتر در ایران اتفاق می‌افتد و تأثیرات مخرب جدی بر جامعه انسانی وارد می‌سازد (عبادی و همکاران، ۱۳۸۹). منطقه مورد مطالعه از نظر جغرافیایی در محدوده غرب-جنوب غرب ایران و شرق عراق و شمال شرق عربستان قرار دارد. از نظر زمین شناسی منطقه مورد مطالعه در محل برخورد صفحه عربی و صفحه ایران قرار دارد که به حوضه‌ها یا

تعیین ساختار زمین با استفاده از اطلاعات امواج لرزه‌ای انجام می‌شود. همچنین اطلاعات متفاوتی از رکورد‌های لرزه‌ای ثبت شده، نظیر زمان سیرها، دامنه و طیف موج یا تمامی شکل موج استفاده می‌شوند. آرایش موقعیت چشمه و گیرنده نیز متفاوت است؛ به طوری که چشمه‌ها در مواردی داخل شبکه ایستگاه‌ها قرار دارند و در مواردی هم ممکن است خارج شبکه گیرنده‌ها قرار گرفته باشند. همچنین ممکن است چشمه‌ها مصنوعی یا طبیعی باشند؛ سرانجام اینکه مقیاس مطالعه با توجه به ترکیبات مذکور از صدها متر تا مطالعه کل زمین را شامل می‌شود. استفاده از روش توموگرافی زمان سیر امواج لرزه‌ای از روش‌های متداول برای مطالعه ساختار زمین است. در این روش با وارون‌سازی زمان سیرهای لرزه‌ای، ساختار زمین با پارامترهای متعددی، مدل‌سازی می‌شود (بایرام‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۶).

۲. لرزه زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی منطقه

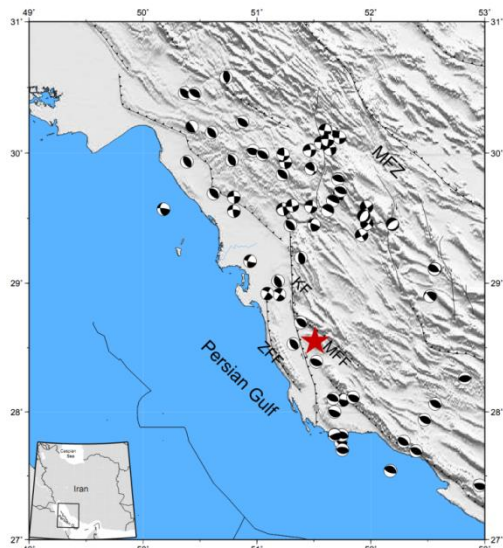
این ناحیه قسمتی از ایالت لرزه زمین‌ساخت زاگرس را تشکیل می‌دهد. در این ناحیه روند عمومی ساختار تکتونیکی، تقریباً شمال غربی - جنوب شرقی است و در آن رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ترشیر به طور هم‌شیب روی هم قرار گرفته‌اند. به سبب نقش گسل‌های فعال در لرزه‌خیزی، چند گسل فعال منطقه معرفی می‌شود. از بارزترین گسل‌های فعال ناحیه، گسل اصلی زاگرس (MZF) است که از شمال بندرعباس تا ناحیه مریوان به طول ۱۳۵۰ کیلومتر امتداد دارد. این مسیر گسلی در اواخر پرکامبرین و در اثر کوهزایی کاتانگایی شکل گرفته و از آن به بعد در شکل‌گیری حوضه زاگرس و در تغییرات ساختاری و رخساره‌ای طرفین خود پوسته این منطقه مؤثر و کنترل‌کننده بوده است. این گسل در لرزه‌خیزی ایران به‌ویژه در بخش شمال‌باختری آن اثر چشم‌گیری داشته است. گسل کازرون (KF) گسلی است پی‌سنگی با روند نزدیک به شمالی - جنوبی و با طول ۱۲۵ کیلومتر که از ۱۵ کیلومتری باختر شهرستان کازرون عبور می‌کند. این

گسل گسترش گنبد‌های نمکی را در زاگرس مرکزی کنترل می‌کند (آق‌نابتی، ۱۳۸۳). در طول گسل کازرون رخداد زمین‌لرزه‌های زیادی با سازوکار راستالغز راستگرد ثبت شده‌اند. گسل برازجان قطعه شمالی - جنوبی گسل بزرگ پیشانی زاگرس است و آثار گسیختگی در سطح برای آن گزارش شده است. بررسی‌های پالئوسایزمولوژی روی این گسل (بچمانوو و همکاران، ۲۰۰۴) گویای وجود مؤلفه فشارش برای این گسل است. گسل پیشانی کوهستان (MFF) مرز ساختاری مهم میان زاگرس چین‌خورده ساده با کوهپایه‌ها و دشت ساحلی خلیج فارس است. این گسل از جمله گسل‌های مخفی است که با شواهد ساختاری، توپوگرافی و ریخت زمین‌ساختی و گاف لرزه‌ای قابل ردیابی است (بربریان، ۱۹۹۵). گسل پیشانی کوهستان با درازای بیش از ۱۳۵۰ کیلومتر در ایران از قطعات رانده بسیاری با طول‌های ۱۵ تا ۱۱۵ کیلومتر تشکیل شده است. بر پایه مختصات رومرکز زمین لرزه ۱۶ بهمن ماه ۱۳۹۰، مکان این رخداد در فاصله میان گسل پیشانی زاگرس و خط ساحل خلیج فارس بوده است. بر پایه برش‌های ساختاری، جابه‌جایی در لغزش برای این گسل ۱ کیلومتر برآورد شده است (اوویسی و همکاران، ۲۰۰۷؛ شراکتی و همکاران، ۲۰۰۵). توزیع سطحی رویدادهای لرزه‌ای که از ابتدای قرن بیستم به صورت دستگاهی در منطقه ثبت شده‌اند و بزرگی بیش از ۴ دارند، در شکل ۱ نشان داده شده است. توجه به این شکل نشان می‌دهد که منطقه از نظر لرزه‌خیزی فعال است (شکل ۱).

۳. داده‌های مورد استفاده

به دلیل تحت پوشش قراردادن زمین لرزه کاکلی بوشهر و پس‌لرزه‌های آن، چهارگوشی از طول جغرافیایی ۴۸ تا ۵۴ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۳۲ درجه شمالی برای این بررسی در نظر گرفته شده است. پس‌لرزه‌های زمین لرزه کاکلی بوشهر توسط ایستگاه‌های لرزه‌نگاری زیادی ثبت شده است، اما به دلیل توزیع پوشش آزمون‌های مناسب از داده‌های ۴ ایستگاه

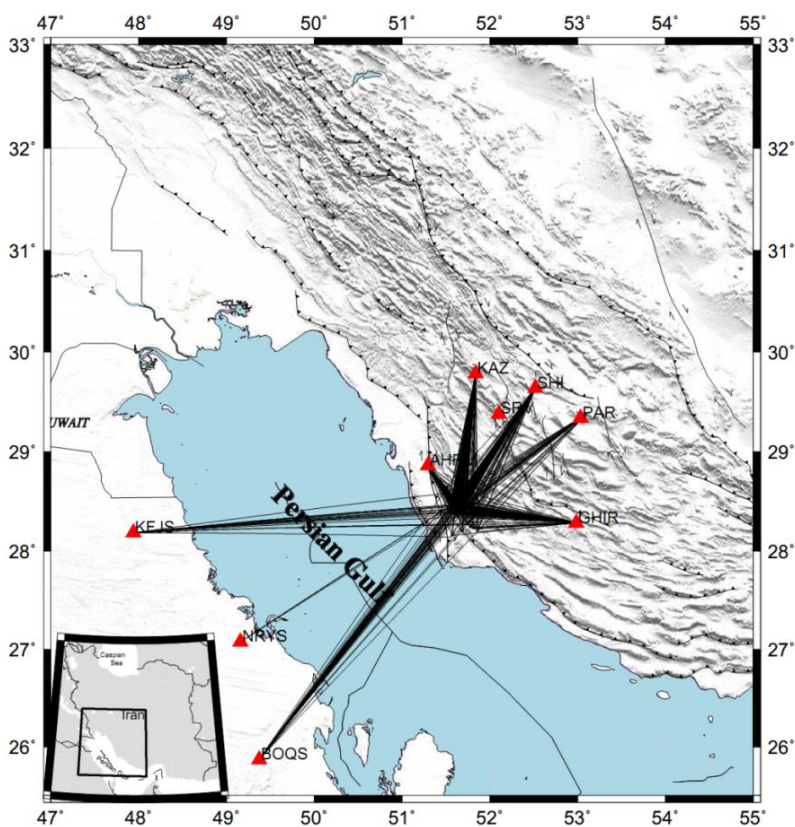
نسبت V_p/V_s برابر 1.757 ± 0.06 برای منطقه تعیین گردید (شکل ۳).



شکل ۱. توزیع زمین لرزه‌های رخ داده با بزرگی ۴ و بیشتر همراه سازوکار کانونی آن‌ها تا قبل از وقوع زلزله جدید. علامت ستاره قرمز رومرکز زلزله اخیر را نشان می‌دهد.

لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۲ ایستگاه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و ۳ ایستگاه لرزه‌نگاری واقع در کشور عربستان سعودی استفاده شده است. مختصات ایستگاه‌های مورد استفاده در این مطالعه در جدول ۱ درج شده است. موقعیت مکانی ایستگاه‌های مورد استفاده و پوشش پرتو لرزه‌ای منطقه در شکل ۲ نشان داده شده است.

در این مطالعه از زمان رسید مربوط به ۱۳۷ پس لرزه استفاده شده است. برای انتخاب داده مناسب فیلترهای متفاوت اعمال شد. در این مطالعه از پس لرزه‌هایی استفاده شد که حداقل در ۵ ایستگاه لرزه‌نگاری (حداقل ۵ زمان رسید P) ثبت شده‌اند، RMS (میانگین ریشه دوم اختلاف زمان باقیمانده‌ها) مکان‌یابی آن‌ها کمتر از ۰/۴ ثانیه و ماکزیمم گپ آزیموتی مکان‌یابی آن‌ها کمتر از ۱۸۰ درجه است. ابتدا به منظور اطلاع از نسبت V_p/V_s در منطقه از زمان رسیدهای فازهای P و S استفاده شد و

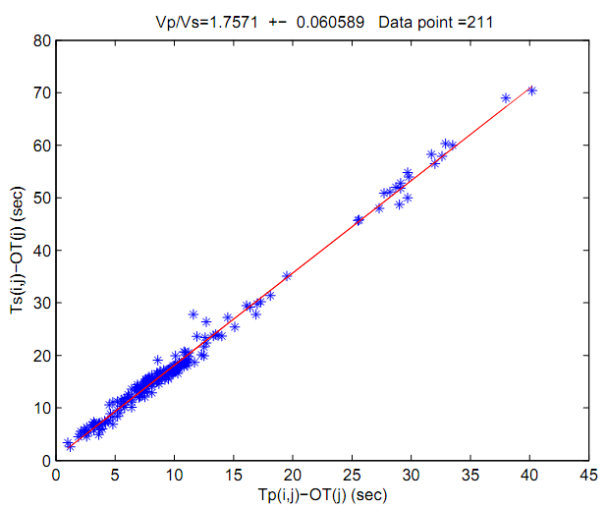


شکل ۲. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده و پوشش مسیر پرتو لرزه‌ای از چشمه به گیرنده‌ها.

جدول ۱. مختصات ایستگاه‌های مورد استفاده.

STATION CODE	LATITUDE (°)	LONGITUDE (°)	ALTITUDE (m)	NETWORK
KAZ	29.782	51.840	2809	IRSC ¹
PAR	29.840	53.034	2580	IRSC
SHI	29.637	52.520	1600	IRSC
SRV	29.381	52.104	2688	IRSC
GHIR	28.286	52.987	1200	IIEES ²
AHRM	28.864	51.295	80	IIEES
NYRS	27.080	49.160	99	SGS ³
KFJS	28.186	47.941	150.0	SGS
BOQS	25.868	49.375	210.0	SGS

1. Iranian Seismological Center
2. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology
3. Saudi Geological Survey



شکل ۳. زمان سیر موج S بر حسب زمان سیر موج P جهت تعیین V_p/V_s .

وارون‌سازی پارامترهای مدل برای کمینه‌کردن این اختلافات تغییر می‌یابد. جهت رسیدن به جواب منطقی پروسه وارون‌سازی به صورت پی‌درپی انجام می‌گیرد. هر مرحله وارون‌سازی شامل مدل‌سازی مستقیم و مدل‌سازی وارون است. در پایان هر دوره، ضمن محاسبه تغییرات مدل و اعمال آن بر پارامترهای اولیه، باقیمانده کلی به روش کمترین مربعات (Root Mean Squared (RMS) محاسبه می‌شود.

۴. تعیین مدل سرعتی پوسته

در همه روش‌های مدل‌سازی وارون زمان سیر امواج زلزله‌ها، ابتدا با استفاده از پارامترهای اولیه مدل و روش ردیابی پرتو (tracing ray)، زمان سیر امواج از منبع تا گیرنده محاسبه می‌شود (مدل‌سازی مستقیم) و سپس با مقادیر مشاهده‌شده مقایسه می‌شود. اختلاف موجود بین مقادیر فوق باقیمانده خوانده می‌شود که بیانگر کیفیت مدل انتخابی برای پیش‌بینی داده‌هاست. در حین پروسه

ایستگاه‌های یکسان که نام برده شده است، دوباره مکان‌یابی شدند. توزیع سطحی رومرکز پس‌لرزه‌های تعیین محل شده با استفاده مدل سرعتی به‌دست آمده در این مطالعه در شکل ۵ رسم شده است. جهت مقایسه کارایی دو مدل (مدل استفاده‌شده در مؤسسه ژئوفیزیک و مدل به‌دست آمده در این مطالعه) تحت شرایط یکسان، خطاهای مکان‌یابی پس‌لرزه‌ها از جمله خطای رومرکز (ERH) و خطای محاسبه ژرفا (ERZ)، خطای باقیمانده زمانی (RMS) و توزیع عمقی رخدادها برای مجموعه داده مورد استفاده (مجموعه کامل پس‌لرزه‌ها) در شکل‌های ۶ و ۷ مقایسه شده است. همان‌طور که این شکل‌ها نشان می‌دهد هنگام استفاده از مدل به‌دست آمده در این مطالعه خطاهای مکان‌یابی در مقایسه با مدل مؤسسه ژئوفیزیک کاهش می‌یابد. از مطالعات پیشین که برای منطقه زاگرس انجام گرفته است، می‌توان به کار دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) اشاره کرد که با استفاده از مدل‌سازی بی‌هنجاری بوگه ژرفای به‌دست آمده را برای زاگرس با بیشترین ژرفای موهو در زیر گسل اصلی وارون زاگرس (MZT) تقریباً ۵۰ کیلومتر و برای ایران مرکزی ۳۵ کیلومتر محاسبه کرده‌اند. اسنایدر و برازانگی (۱۹۸۶) ژرفای موهو را از ۴۰ کیلومتر در زیر لبه حوضه ساحلی تا زیر گسل اصلی زاگرس با ۶۵ کیلومتر پیشنهاد کرده‌اند. پاول و همکاران (۲۰۰۶) با استفاده از روش تابع گیرنده و داده‌های یک شبکه موقت شامل ۴۵ ایستگاه لرزه‌نگاری، ژرفای موهو را از ساحل خلیج فارس تا ۲۵ کیلومتر جنوب باختری گسل اصلی زاگرس، ۴۵ کیلومتر به دست آورده‌اند. بررسی ساختار پوسته در منطقه مورد مطالعه و البته با وسعت بیشتر به کار نیازی (۱۹۶۸) باز می‌گردد که با بررسی امواج ریلی ثبت‌شده در آدیس آبابا و شیراز به تحقیق درباره پوسته در شبه جزیره عربستان و جنوب ایران پرداخت و با سرعت‌های فاز و گروه مدلی سه‌لایه با ضخامت ۳۵ کیلومتر به دست آورد؛ ولی تحقیقی با روش مشابه در این منطقه صورت نگرفته است. هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳) با روش تابع گیرنده یک ستبرای پوسته‌ای 2 ± 46 کیلومتری را که شامل لایه رسوبات به ضخامت ۱۱ کیلومتر و پوسته

روش کار برگردان در این مطالعه براساس روش کیسلینک (۱۹۸۸) بود که با کمک نرم‌افزار VELEST انجام گرفت (کیسلینک، ۱۹۹۵). برنامه ولست مدل سرعتی پوسته و محل لرزه‌ها را بر مبنای حرکت موج از فرستنده به گیرنده شامل امواج مستقیم، شکست مرزی و بازتابیده شبیه‌سازی می‌کند. در این شیوه ناهمخوانی‌های زمانی بین رویدادهای واقعی (مشاهداتی) و رویدادهای تعیین‌محل شده، بر اساس مدل ورودی (محاسباتی) برای تحلیل همزمان رومرکز و کانون رویدادها، مدل سرعتی و تصحیح‌های ایستگاهی در روند همگرا و رو به کاهش خطاها و ناهمخوانی‌ها به کار می‌روند. برای تخمین مدل سرعت اولیه، ۵۰ مدل احتمالی شامل ۵۰ لایه با ضخامت ۱ کیلومتر در نظر گرفتیم که دامنه تغییرات سرعت در هر لایه $1 \pm$ کیلومتر بر ثانیه در بازه ۵ تا ۷ کیلومتر بر ثانیه اعمال شد. از این مدل برای به‌دست آوردن مدل نهایی استفاده می‌شود.

با توجه به نتایج مراحل اول و اشراف اپراتور بر روند همگرایی مدل‌های اولیه و مدل‌های سرعتی منطقه مورد مطالعه حاصل از گرانی‌سنجی و سازمان زمین‌شناسی عربستان برای منطقه مورد مطالعه، می‌توان مرزها را به‌خوبی تشخیص داد و در مرحله نهایی با آگاهی بر قراردادن مرز لایه‌ها، دوباره ۵۰ مدل احتمالی دیگر تعیین می‌گردد که همان‌گونه که در شکل ۴ نشان داده شده است، پوسته منطقه متشکل از ۵ لایه است. یک لایه ۴ کیلومتری با سرعت $V_p=5.75$ km/s که روی لایه‌ای به ضخامت ۱۱ کیلومتر و $V_p=5.95$ km/s قرار دارد. لایه سوم با ضخامت ۷ کیلومتر و $V_p=6.30$ km/s روی لایه چهارم با ضخامت ۱۲ کیلومتر و $V_p=6.60$ km/s قرار دارد و در نهایت لایه پنجم با سرعت $V_p=7.25$ km/s به ضخامت ۹ کیلومتر روی نیم فضا با سرعت $V_p=8.00$ km/s قرار دارد. همچنین عمق موهو در منطقه ۴۳ کیلومتر تعیین شد. نتایج در جدول ۲ نیز قابل مشاهده است.

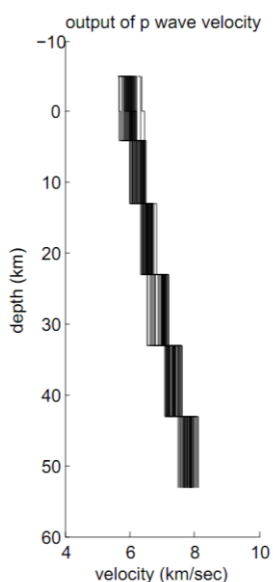
مجموعه کامل پس‌لرزه‌ها با استفاده از مدل سرعتی مورد استفاده توسط مؤسسه ژئوفیزیک و مدل سرعتی به‌دست آمده در این مطالعه، البته با شرایط استفاده از تعداد

به عنوان لایه بلورین بالا با ضخامت ۱۹ کیلومتر، از عمق ۱۵ تا ۳۴ کیلومتر قرار دارد که زمین لرزه‌های منطقه در این لایه بلورین بالایی رخ می‌دهد. اغلب محققان (بربریان، ۱۹۹۵؛ هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳) بر این باورند که رویدادهای لرزه‌ای ناحیه مورد مطالعه در زیر لایه رسوبی و درون پی‌سنگ روی می‌دهند. در مدل به‌دست‌آمده در این مطالعه لایه بلورین زیری به ضخامت ۹ کیلومتر از عمق ۳۴ کیلومتر تا مرز موهو (۴۳ کیلومتر) قرار دارد (جدول ۲). با توجه به موارد بیان‌شده می‌توان به این نتیجه رسید که ناحیه مورد بررسی از لحاظ مدل سرعتی و ضخامت، بیشتر به ناحیه زاگرس مرکزی شبیه است.

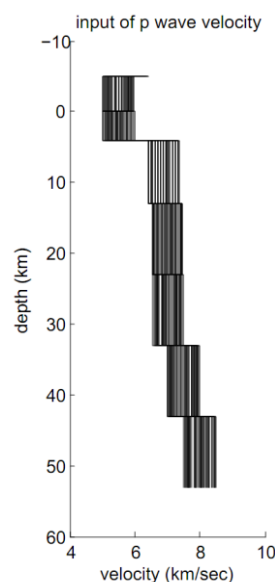
جدول ۲. مشخصات مدل سرعتی تعیین‌شده در این مطالعه.

Depth range (km)	p-wave velocity (km/s)
0	5.75
4	5.95
15	6.30
22	6.60
34	7.25
43	8.00

بلورین به ضخامت 35 ± 2 کیلومتر است، برای منطقه قیر که در زاگرس مرکزی واقع شده است به دست آورده‌اند. منطقه مورد مطالعه را می‌توان بخشی از کمربند چین‌خورده ساده زاگرس در نظر گرفت که شامل پوشش رسوبی ضخیم غیرفعال است که ضخامت ستون رسوبات در این ناحیه به بیش از ۱۲ کیلومتر می‌رسد (فالكون، ۱۹۶۹). در این مطالعه یک عمق ناپیوستگی تقریباً ۴ کیلومتر محاسبه شده است که به دلیل تغییرات کم سرعت در این لایه نمی‌توان سطح انفصال و لایه‌ای جدا در نظر گرفت و می‌توان در این عمق مرز لایه‌بندی بین ماسه و سنگ آهک را در نظر گرفت. مطالعات یمنی فرد و همکاران (۲۰۰۷) در زاگرس وجود یک ناپیوستگی سرعتی در عمق حدود ۶ کیلومتر و حتی کمتر از ۶ کیلومتر را نشان داده است. در مدل به‌دست‌آمده لایه اول با ۴ کیلومتر ضخامت روی لایه رسوبی دیگری با ضخامت ۱۱ کیلومتر قرار دارد. با توجه به مدل سرعتی که در این مطالعه برای منطقه بوشهر به دست آمد، لایه رسوبی (مجموع لایه اول و دوم) را می‌توان ۱۵ کیلومتر در نظر گرفت. زیر این لایه رسوبی دو لایه بلورین به ضخامت‌های ۷ و ۱۲ کیلومتر

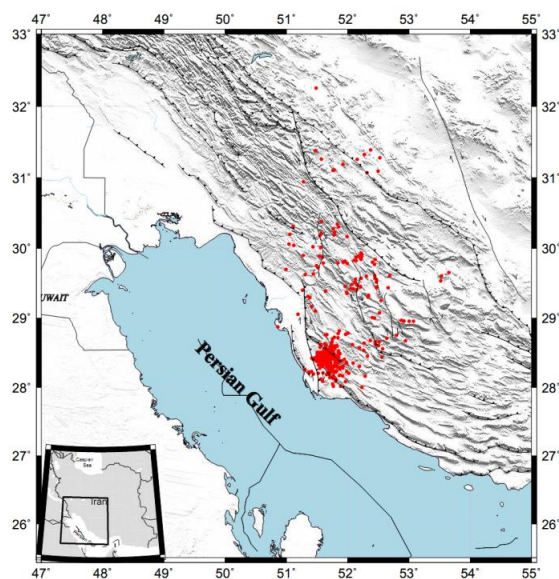


(ب)

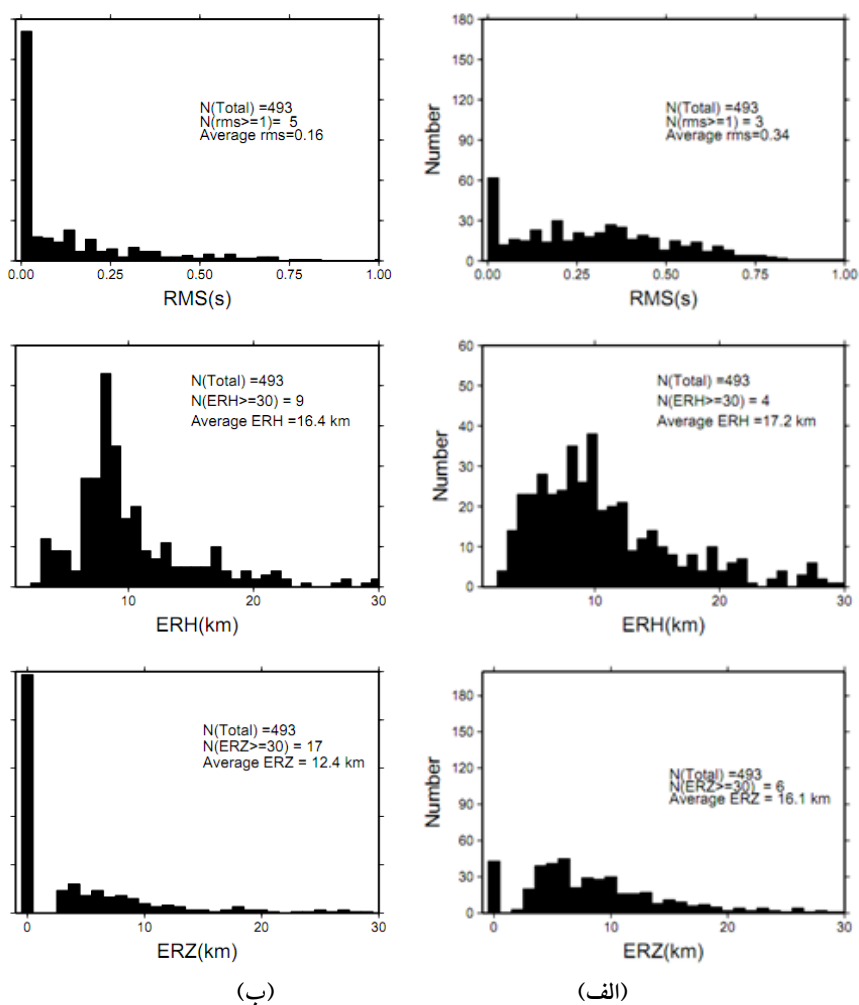


(الف)

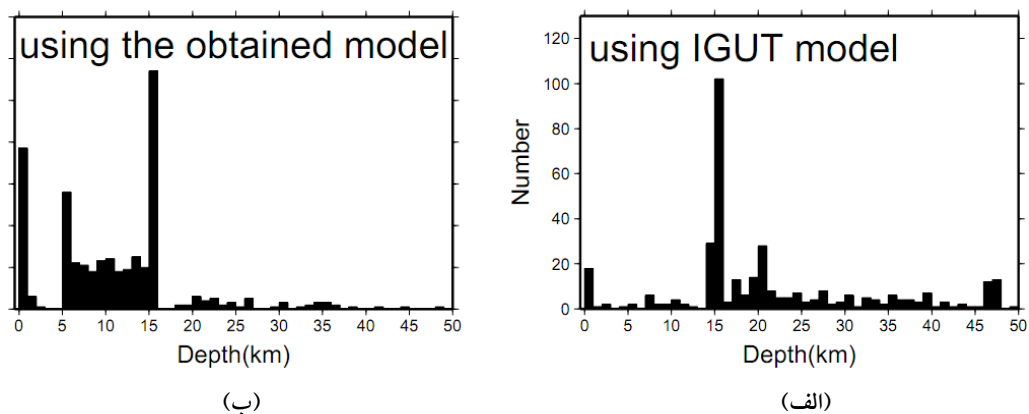
شکل ۴. (الف) مدل احتمالی اولیه و (ب) ساختار سرعتی نهایی.



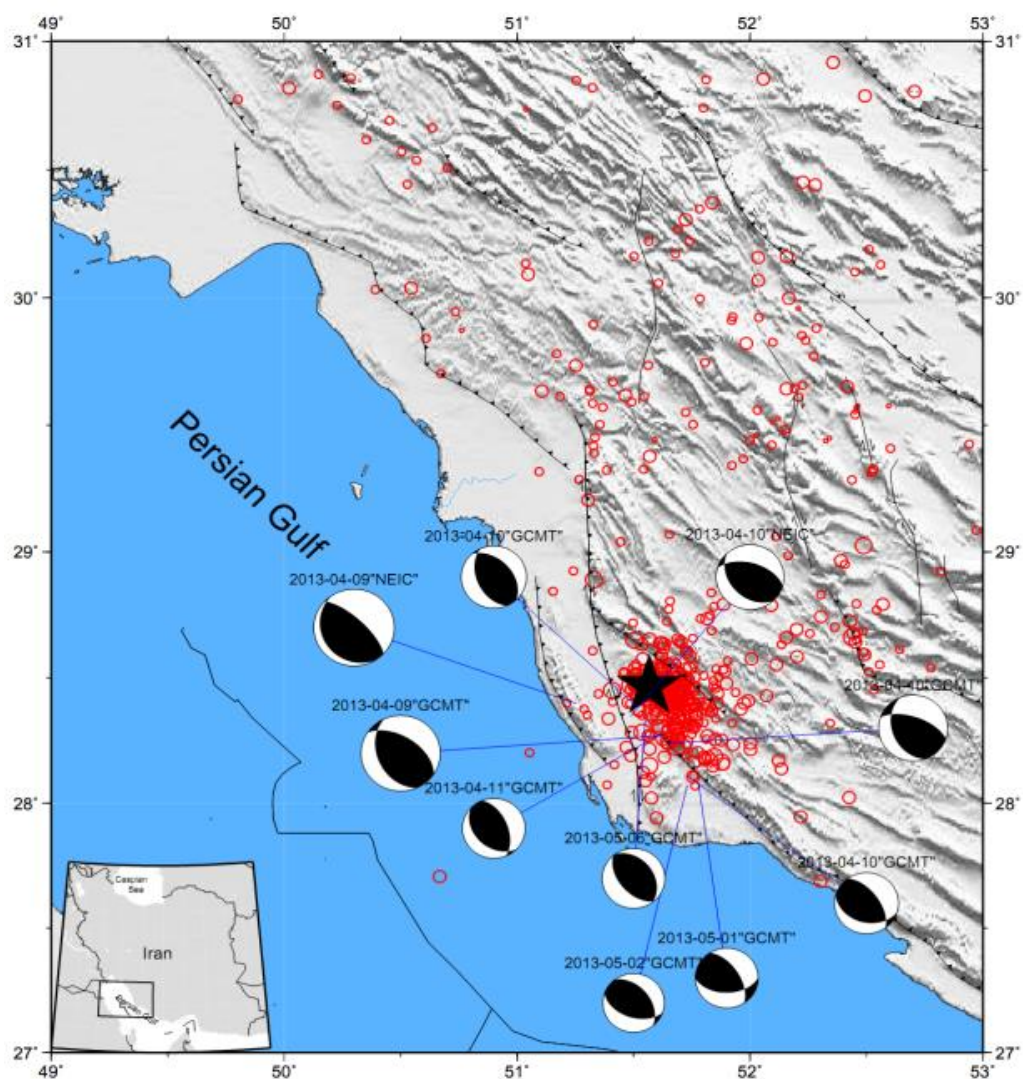
شکل ۵. توزیع رومرکز پس‌لرزه‌های مکان‌یابی شده با استفاده از مدل سرعتی تعیین شده در این مطالعه.



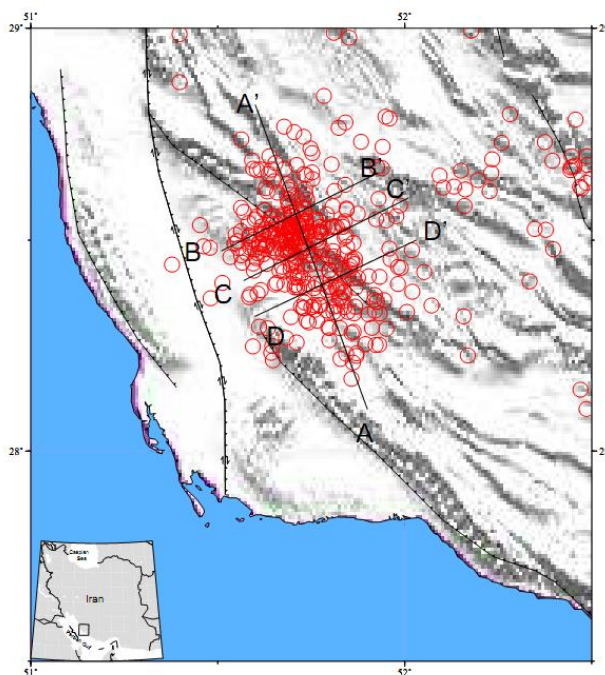
شکل ۶. مقایسه خطاهای مکان‌یابی مجدد ۴۹۳ پس‌لرزه با استفاده از مدل‌های متفاوت؛ (الف) استفاده از مدل سرعتی مورد استفاده در مرکز لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک و (ب) استفاده از مدل سرعتی به‌دست‌آمده در این مطالعه. شایان ذکر است که در مکان‌یابی مجدد داده مورد استفاده یکسان بود.



شکل ۷. مقایسه توزیع عمق کانونی ۴۹۳ پس‌لرزه مکان‌یابی‌شده با استفاده از مدل‌های متفاوت؛ (الف) استفاده از مدل سرعتی مورد استفاده مرکز لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک و (ب) استفاده از مدل سرعتی به‌دست‌آمده در این مطالعه. شایان ذکر است که در مکان‌یابی مجدد داده مورد استفاده یکسان بود.



شکل ۸. توزیع پس‌لرزه‌های مکان‌یابی‌شده با استفاده از مدل سرعتی به‌دست‌آمده و زلزله اصلی (ستاره مشکی)، به همراه سازوکارهای به‌دست‌آمده.



شکل ۹. توزیع سطحی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه کاکلی. خطوط AA', BB', CC' و DD' پروفیل‌ها را نشان می‌دهد.

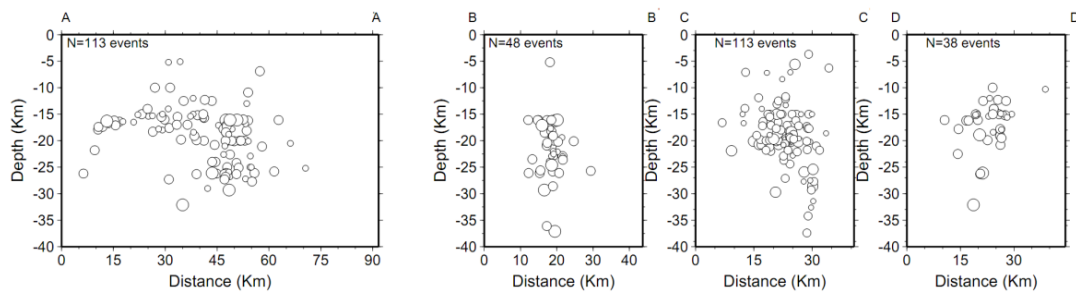
۵. بررسی پروفیل‌های عمقی

بررسی توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها، به منظور تعیین شیب و روند گسلش، با ایجاد مقاطع عرضی در راستای پروفیل‌های مناسب صورت می‌گیرد. انتخاب پروفیل مناسب به ساختار لرزه‌زمین‌ساختی منطقه (جهت‌گیری گسل‌ها و چین‌ها) و همچنین توزیع سطحی پس‌لرزه‌ها و به‌خط‌شدگی آن‌ها بستگی دارد. در حالت کلی روند توزیع لرزه‌خیزی در سطح با راستای گسل‌های نزدیک به این توزیع برابری می‌کند، مگر در مواردی نظیر گسل‌های شیب‌لغز که راستای توزیع پس‌لرزه‌ها با راستای گسل مسبب زاویه حاده می‌سازد. شکل ۸ توزیع سطحی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه کاکلی به همراه سازوکار به‌دست‌آمده برای زلزله اصلی و بعضی از پس‌لرزه‌هایش، به همراه موقعیت مکان‌یابی شده را نشان می‌دهد. همان‌طور که قبلاً اشاره شد تعیین گسل مسبب زمین‌لرزه و مکانیسم آن در شناخت لرزه‌خیزی یک ناحیه نقش ویژه‌ای دارد. مکانیسم زمین‌لرزه‌های بزرگ معمولاً بعد از مدت کوتاهی توسط گروه‌ها و مراجع تحت عنوان پروژه جهانی GCMT منتشر می‌شود اما آن‌ها مشخصات گسل

اصلی و کمکی را تعیین می‌کنند و مشخص نمی‌کنند که کدام‌یک از صفحات نودال صفحه اصلی گسل است. یکی از متداول‌ترین روش تشخیص گسل اصلی (صفحه گسل مسبب زمین‌لرزه) استفاده از توزیع سطحی و عمقی پس‌لرزه‌هایی است که با دقت خوبی مکان‌یابی شده‌اند.

پس از تعیین محل مجدد پس‌لرزه‌ها، جهت تعیین شیب گسل مسبب زمین‌لرزه اصلی، یک مقطع طولی در راستای امتداد پس‌لرزه‌ها و ۳ مقطع عرضی نیز در جهت عمود بر این روند رسم شد (شکل ۹).

جهت‌گیری پس‌لرزه‌های مکان‌یابی شده نشان می‌دهد که توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه کاکلی بوشهر روند شمال غرب- جنوب شرقی دارد. جهت مشخص شدن شیب گسل، توزیع عمقی پس‌لرزه‌ها در چند مقطع مشخص شده در شکل ۹ تعیین گردید (شکل ۱۰). این مقاطع نشان می‌دهند گسل مسبب زمین‌لرزه کاکلی تقریباً شیب قائم داشته است؛ بنابراین با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از مقاطع عرضی می‌توان گسل مسبب زلزله کاکلی بوشهر را گسل پیشانی کوهستان معرفی کرد که گسلی پنهان است.



شکل ۱۰. توزیع‌های عمقی پس‌لرزه‌ها در مقاطع عرضی.

برای منطقه بوشهر با استفاده از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کشور عربستان برای کاهش گپ آزمایشی و ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری و همچنین پژوهشگاه بین‌المللی زلزله با وضوح بالا در نشان دادن لایه‌ها به دست آمد. پس‌لرزه‌های زلزله اصلی با این مدل سرعتی دوباره مکان‌یابی شدند که با کاهش قابل قبول خطای رومرکز (ERH) و خطای محاسبه ژرفا (ERZ)، خطای باقیمانده زمانی (RMS) و توزیع عمقی رخدادها برای مجموعه داده مورد استفاده روبه‌رو شدیم. در ادامه به بررسی پس‌لرزه‌ها پرداختیم که با نگاه به توزیع مقاطع عمقی پس‌لرزه‌ها و با توجه به روند سیستم گسلی پیشانی شمالی - جنوبی و روند غالب امتداد لغز بودن این سیستم گسلی، می‌توان گسل مسبب این زمین‌لرزه را گسل پنهان پیشانی کوهستان دانست.

مراجع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، چاپ اول، (۶۹۷ ص)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
 بایرام‌نژاد، ا.، میرزایی، م. و قیطانچی، م.، ۱۳۸۶، تعیین مدل پوسته بهینه برای شمال غرب ایران، با استفاده از برگردان همزمان زمان سیر امواج زلزله‌های محلی: م.، ۳۳(۳)، ۴۷-۵۹.
 عبادی، ر.، زارع، م.، سلگی، ع. و سینائی، ف.، ۱۳۸۹، مطالعه خطر زمین‌لرزه در محدوده جزیره خارک، فصلنامه زمین، سال پنجم، ۱، ۲۲-۲۸.

در مقطع (A-A') که در طول امتداد یافتگی پس‌لرزه‌ها قرار دارد، ۱۱۳ پس‌لرزه در توزیع عمقی، بیانگر روند گسل به صورت شمال غربی - جنوب شرقی است. مقطع بعدی (B-B') است که عمود بر روند امتداد یافتگی انتخاب شده است؛ وجود یک به‌خط‌شدگی با شیب زیاد به سمت شمال در این مقطع کاملاً مشهود است و همچنین رومرکز زمین‌لرزه اصلی نیز در این بخش قرار می‌گیرد. با کمی حرکت به سمت جنوب شرقی به مقطع‌های (C-C') و (D-D') می‌رسیم که بخش (C-C') با ۱۱۳ پس‌لرزه، در بین مقاطع عمود بر روند، بیشترین تعداد پس‌لرزه را نیز شامل می‌شود. در این دو مقطع شاهد شیبی تقریباً قائم هستیم که به نظر می‌رسد شیب به سمت شمال در مقطع (A-A') به صورت قائم در دو مقطع بعدی تغییر یافته است. با توجه به اینکه این روند گسل تنها می‌تواند به سیستم گسلی کازرون - برازجان یا گسل پنهان پیشانی کوهستان مربوط باشد و با توجه به روند سیستم گسل پیشانی شمالی - جنوبی و روند غالب امتداد لغز بودن این سیستم گسلی، می‌توان گسل مسبب این زمین‌لرزه را گسل پنهان پیشانی کوهستان دانست. عمق رخداد پس‌لرزه‌ها بین ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر در مقاطع دیده می‌شود که می‌تواند حاکی از زون زمین‌لرزه در این قسمت باشد.

۶. نتیجه‌گیری

در این تحقیق ابتدا برای بررسی هرچه بهتر پس‌لرزه‌ها با استفاده از روش برگردان همزمان زمان سیر، مدل سرعتی

- Evolution of the Tethys. *Tectonophysics*, 123, 153-179.
- Niazi, M., 1968, Crustal thickness in the central Saudi Arabian Peninsula, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 15, 545-547.
- Oveisi, B., Lavé, J. and van der Beek, P., 2007, Rates and processes of active folding evidenced by Pleistocene terraces at the central Zagros front (Iran), in *Thrust Belts and Foreland Basins*, "Frontiers in Earth Sciences" Series, edited by O. Lacombe et al., Springer-Verlag, New York, 265-285.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J. and Mokhtari, M., 2006, Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 166, 227-237.
- 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*, 5, 361-373.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. and Letouzey, J., 2005, Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold belt (Iran), *Journal of structural Geology*, 27, 1680-1696.
- Yamini-fard, F., Hatzfeld, D., Paul, A., Farahbod, A. M. and Mokhtari, M., 2007, The diffuse transition between the Zagros continental collision and the Makran oceanic subduction (Iran): microearthquake seismicity and crustal structure, *Geophysics. J. Int.*, 170, 182-194.
- Berberian, M., 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami, Kh. T., Kozhurin, A. I., Ivanova, T. P., Rogozhin, E. A., Hademi, M. C. and Jamali, F. H., 2004, Active faults in the Zagros and central Iran, *Tectonophysics*, 380, 221-241.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1984, The Gravity Field And Crustal Structure Of Iran. *N. Jb Geol. Palaont. Agh.*, 168, 215-229.
- Falcon, N. L., 1969, Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range, in *Time and Place in Orogeny*, Special Publications, Geological Society of London, 3, 9-21.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtiany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran), *Geophysical. J. Int.*, 155, 403-410.
- Kissling, E., 1995, Institute of Geophysics, ETHZuerich, Program VELEST USERS GUIDE-Short Introduction.
- Kissling, E., 1988, Geotomography with local earthquake data, *Review of Geophysics*, 26, 659-698.
- Kazmin, V., Ricou, L. E. and Sbertshikov, I. M., 1986, Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. In: J. Aubouin, X., LePichon and A. S. Monin (Editors).