

مطالعه پوسته در منطقه ایذه (اطراف سد کارون) با روش وارون سازی زمانهای سیر امواج P زلزله های ثبت شده در منطقه

نوشته: دکتر محمود میرزایی* و دکتر محمدرضا قیطانچی**

Study of crust in Izeh area (around Karoun dam)
by inverting P wave travel times data recorded in the area

By: Dr.M.Mirzaei *, and Dr.M. R. Gheitanchi**

چکیده

یک روش وارون سازی زمان رسید لرزه ای برای تعیین همزمان ساختار دو بعدی سرعت و فصل مشترک لایه ها برای برگردان داده های زمانی ثبت شده توسط لرزه نگارها در منطقه ایذه بکار برده شده است. روش وارون سازی بکار برده شده شامل دوره های تکرار بوده و براساس پارامتر سازی مدل و روش ردیابی پرتو پایه ریزی شده است. جهت بررسی لرزه خیزی محلی در اطراف سد کارون در منطقه ایذه شبکه لرزه نگاری موقت در این ناحیه نصب گردیده که حاصل کار این شبکه طی حدود سه سال ثبت حدود ۸۰۰ زلزله بوده است. زمانهای رسید امواج P زلزله های ثبت شده به عنوان داده های وارون سازی برای تعیین ساختار پوسته در این ناحیه بکار برده شده اند. ابتدا با اطلاعات موجود در منطقه و تفسیر اولیه داده ها یک مدل اولیه ۵ لایه با پارامترهای مشخص عمق و سرعت تعریف گردیده است و سپس با یک برنامه رایانه ای این مدل اولیه با وارون سازی زمانهای سیر امواج P بطوری بهینه گردیده که پاسخ زمانی مدل بهینه شده حاصل به بهترین وجه (طی ضابطه ای خاص) با زمانهای رسید واقعی استخراج شده تطابق داشته باشد. سپس پارامترهای بهینه شده سرعت و عمق لایه ها، حاصل از روند وارون سازی، برای به نمایش در آوردن نقشه های پربندی عمق فصل مشترک لایه ها و تغییرات سرعت در عمق های مختلف جهت شناخت پوسته در ناحیه مورد نظر مورد استفاده قرار گرفته اند. با مطالعه این نقشه ها وجود بعضی از ناپوستگی ها در روی آنها ناشی از گسلهایی دانسته شده است که اطلاعات زمین شناسی موجود در منطقه وجود آنها را تایید می کند.

واژه های کلیدی: وارون سازی زمان رسید لرزه ای، ساختار دو بعدی سرعت، پوسته زمین در منطقه ایذه، لرزه خیزی منطقه ایذه، گسلهای فعال

Abstract

Method of seismic travel time inversion for simultaneous determination of 2-D velocity is used to invert p-wave data recorded by seismograms in Izeh area. The inversion scheme used is iterative and is based on a model parameterization and a method of ray tracing. To study local seismicity around Karoun dam in Izeh area, a temporary earthquake network of seismograph stations were established that during three years had recorded about 800 earthquakes occurred around the dam. The first arrival times are used as data for inversion to determine the structure of the crust in this area. An initial five-layer model with depth and velocity as parameters have been defined using the primary data interpretation and present information in the area. The Initial model is optimized by inverting p arrival times, using a program, in a manner that time response best fit with the data. The optimized depth and velocity parameters due to inversion are employed to show contour map of the interface depth of the layers and velocity variations at different depth in order to study the crust in the area. Observed discontinuities on the maps are related to the faults in the area which are proved by area geology map.

Keywords: Seismic travel time inversion, 2D velocity structure, Crustal structure in Izeh, Seismicity of Izeh, Active Faults

مقدمه

در کناره باختری کویرلوت سبیرای پوسته حدود ۴۰ کیلومتر و به طرف جنوب باختر از سبیرای آن کاسته شده و نزدیک سیرجان به حدود ۲۵ کیلومتر می‌رسد. زیر کمربند دگرگونی با استفاده از بررسی موجهای بازتابی، ژرفای موهو ۶۰ کیلومتر می‌باشد ولی به سوی خلیج فارس این ژرفا کم شده و تا حدود ۳۰ کیلومتر می‌رسد (McCowan, 1978) با استفاده از امواج سطحی (ریلی) مربوط به زلزله های جنوب زاگرس که در ایستگاه مشهد ثبت گردیده بود، سبیرای پوسته را ۵۵ کیلومتر به دست آوردند (Chen et al, 1980) سبیرای پوسته را در شمال ایران ۳۴ کیلومتر به دست آوردند که به طرف جنوب افزایش یافته و به حدود ۴۹ کیلومتر می‌رسد. سرعت موج طولی در زیر موهو را نیز ۸/۱۴ کیلومتر بر ثانیه در زاگرس و ۷/۵۸ کیلومتر بر ثانیه در شمال باختر و ۸/۰۲ کیلومتر بر ثانیه در ایران مرکزی به دست آوردند (Kadinsky - Cade et al, 1981)، از امواج Lg , Sn , Pn برای بررسی ساختار پوسته در ایران استفاده کردند که سرعت این امواج در مناطق مختلف ایران را بدست آوردند. انزوایی (۱۹۸۱)، سرعت موج طولی و عرضی در زیر موهو را در مناطق مختلف ایران با استفاده از ۱۲۶ زلزله ثبت شده در ایستگاه تبریز بدست آورد. آسوده (۱۹۸۲)، به بررسی مدل پوسته و سرعت موج طولی در زیر موهو پرداخت وی سرعت موج طولی در زیر موهو در خاور ایران را ۷/۸۵ و در شمال باختر ایران ۷/۹ و در شمال ایران مرکزی ۸/۲۰ و در ایران مرکزی ۸/۰۸ کیلومتر بر ثانیه برآورد نمود. Anzabi (1981)، در بررسی جداگانه ساختار پوسته را با استفاده از امواج سطحی به دست آورد. وی با بررسی پس لرزه‌های متوالی زمینلرزه سال ۱۹۷۸ طیس مدل پوسته‌ای را برای منطقه طیس به دست آورد. آسوده همچنین با استفاده از سرعتهای فاز امواج ریلی و در سه پروفیل متفاوت مشهد - شیراز - تبریز و مشهد - تهران، سبیرای پوسته را به ترتیب ۴۳، ۴۶ و ۴۵ کیلومتر به دست آورد. Gheitanchi (1986)، سبیرای پوسته را در شمال باختر ایران ۴۴ کیلومتر، با استفاده از پس لرزه‌های زلزله رود بار (۱۹۹۰)، به دست آورد. در این جا با وارون‌سازی داده‌های حاصل از زلزله‌های ثبت شده توسط شبکه لرزه‌نگاری موقت نصب شده در منطقه ایزه ساختار پوسته در ناحیه مورد نظر مورد مطالعه قرار گرفته است که به شرح مراحل آن پرداخته میشود.

تاکنون در ایران مطالعات زیادی با روش وارون سازی روی پوسته انجام نشده‌است، به همین دلیل از ساختار پوسته در ایران اطلاعات زیادی در دسترس نیست مگر با روشهای دیگر که به شرح مختصری از آنها پرداخته می‌شود. مطالعه ساختار پوسته در ایران به کار (Niazi, 1968) باز می‌گردد که با بررسی امواج ریلی ثبت شده در آدسا بابا (اتیوپی) و شیراز (ایران) به مطالعه پوسته در شبه جزیره عربستان و جنوب ایران پرداخت و با سرعتهای فاز و گروه، یک مدل سه لایه‌ای با سبیرای ۳۵ کیلومتر به دست آورد. اسلامی (۱۳۵۱)، با بررسی ۵۹ زمین لرزه (با بزرگی ۴/۲ تا ۵/۸) که در دو ایستگاه شیراز و کرمانشاه ثبت شده بودند، سرعت موج طولی را در زیر موهو ۸/۱ کیلومتر بر ثانیه به دست آورد. عکاشه (۱۳۵۱)، با بررسی ۲۹ زلزله سطحی که مراکز آنها در ایران و در ایستگاه شیراز ثبت شده بود، نتیجه گرفت که سبیرای پوسته ایران ۴۹ کیلومتر و سرعت موج طولی در زیر موهو برابر با ۸/۱۳ کیلومتر بر ثانیه می‌باشد. (Akasheh and Nasser, 1972)، سبیرای پوسته را در منطقه مرکز و غرب ایران، ۵۶ کیلومتر و در شمال ایران، ۵۴ کیلومتر و سرعت موج طولی در زیر پوسته را ۸/۱۳ کیلومتر در ثانیه برای منطقه مرکز و غرب و ۸/۱۹ کیلومتر بر ثانیه برای منطقه شمال ایران به دست آوردند. (Moazami-Goudarzi and Sadeghzadch, 1972) با بررسی ۲۸۴ زلزله ثبت شده در شیراز، یک مدل پوسته دو لایه‌ای با ضخامتهای ۱۵ و ۳۰ کیلومتر با سرعتهای موج طولی ۶ و ۷ کیلومتر بر ثانیه ارائه نمودند. Arkhangelskaya et al (1974)، سبیرای پوسته در جنوب ایران را با استفاده از امواج سطحی، ۳۵ کیلومتر به دست آوردند. اسلامی (۱۹۷۴)، با بررسی ۳۲ زلزله ثبت شده در شیراز، سبیرای \pm ۴۸ کیلومتر را برای پوسته به دست آورد. Hedayati et al. (1976)، برای منطقه تهران، مدلی سه لایه با سبیرای ۶، ۱۳ و ۱۳ کیلومتر ارائه نمودند که سرعت امواج طولی و عرضی را در لایه‌های مزبور به ترتیب ۳/۴۵، ۲/۰، ۵/۸۵، ۳/۴ و ۶/۷۰ کیلومتر بر ثانیه به دست آوردند. Giese et al (1978)، برای نخستین بار در ایران از انفجارهای معدن بافق و سرچشمه به عنوان دو چشمه لرزه‌ای استفاده کردند و ساختار کلی پوسته را در منطقه مورد مطالعه به شرح زیر به دست آوردند:

روش وارون سازی داده های زمانی

می باشد که v_i, l_i طول مسیر و سرعت قطعه پرتو Δm می باشد. به عبارت دیگر زمان سیر یک ترکیب خطی از کندی (عکس سرعت) است. اما برگردان داده های زمانی یک مسئله غیر خطی می باشد زیرا مسیر پرتوها به سرعت وابسته می باشد. برای بهره گیری از روشهای وارون سازی خطی تابع مدل غیر خطی $g(m + \Delta m)$ در اطراف یک مدل فعلی با بکار بردن بسط تیلور با صرف نظر کردن از جملات غیر خطی، خطی می شود، رابطه خطی بصورت زیر می باشد.

(۳)

$$g(m + \Delta m) = A \Delta m + g(m)$$

$m, \Delta m$ پارامترهای مدل فعلی و تغییرات مدل با ابعاد m می باشند A ماتریس مشتقات اول پاره ای با ابعاد $M \times N$ است که N تعداد داده ها و M تعداد پارامترهای مدل (تعداد گره های سرعت و ژرفای فصل مشترک لایه ها) می باشند. در عمل تاثیر تغییرات مدل $g(m) - g(m + \Delta m)$ به عنوان باقی مانده داده ها (Δt) در نظر گرفته می شود (اختلاف بین داده های محاسبه شده از مدل و داده های اندازه گیری شده) با این فرض معادله (۳) بصورت زیر درمی آید:

(۴)

$$\Delta t = A \Delta m$$

که با معلوم بودن A و Δt در هر مرحله، تغییرات مدل (بردار سرعت و ژرفا) از رابطه (۴) محاسبه می شود.

(۵)

$$\Delta M = A^{-1} \Delta t$$

که این عمل، وارون سازی ماتریس نامیده می شود. در رابطه بالا t و Δt بردار داده ها و باقی مانده داده ها با ابعاد N می باشند. در دنیا، امروزه روشهای مختلفی برای وارون سازی انجام می گیرد که روش بکار برده شده در متد Zelt and Smith تجزیه ماتریس به ماتریس های مثلثی بالا و پایین می باشد که روش LU نامیده می شود. برای وارون سازی داده ها ابتدا یک مدل اولیه انتخاب می شود (تعریف شده با تعدادی مشخص از گره های سرعت و ژرفا) و سپس پاسخ زمانی مدل محاسبه شده (با روش ردیابی پرتوها) با داده ها واقعی مقایسه شده و اختلاف آنها برای محاسبه ΔM تغییرات مدل) بکار برده می شود و سپس تغییرات مدل (تغییرات برای پارامترهای ژرفا و سرعت) به مدل فعلی اضافه شده و دوباره پاسخ مدل با داده های زمانی واقعی مقایسه می گردد و این عمل آنقدر ادامه می یابد تا اختلاف بین داده های محاسبه شده (پاسخ مدل) و اندازه گیری شده به حد

برای وارون سازی داده های زمانی حاصل از ایستگاههای لرزه نگاری (زمان سیر) روش Zelt and Smith (1992) بکار برده شده است. مدل در نظر گرفته شده در این روش یک مدل دو بعدی در صفحه X-Z شامل تعدادی لایه می باشد که هر لایه توسط بلوک های دوزنقه ای شکل تعریف می شود. مرزهای هر دوزنقه با گره هایی که نشان دهنده سرعت یا ژرفای سطح مشترک می باشند، تعریف می گردند. پارامتر سازی مدل لایه ای بر اساس شبکه بی قاعده دوزنقه ها دارای مزایای زیر می باشد:

۱. می توان با حداقل تعداد دوزنقه، مدل های پوسته ای را نشان داد.
 ۲. تعیین مدل و گروه های پرتو و ردیابی آن به طرز بهتر و واضح تری انجام می گردد.
 ۳. درون یابی خطی بین گره های مرزی و سرعتها ما را مطمئن می سازد که مدل قابل پیش بینی بوده و خوب رفتار می کند.
 ۴. شبکه بی قاعده به طور موثری پوشش پرتو زیر سطح و تفکیک داده های مشاهده ای را می تواند در برگیرد.
 ۵. مرزهای هر لایه با یک عدد دلخواه مشخص شده و گره های مرزی با درون یابی خطی به یکدیگر متصل می گردند. تعداد و مکان گره ها برای هر لایه می تواند متفاوت انتخاب گردد.
- در هر لایه میدان سرعتی موج طولی یا عرضی نیز با یک گروه عدد دلخواه تعیین می گردد. سرعت در هر لایه با یک مقدار سرعت در آن لایه تعیین می گردد. همچنین در این روش مسیر پرتوهای ردیابی شده با حل معادلات ردیابی پرتو به طور عددی محاسبه می گردند. (Zelt and Smith 1992) زمان سیر بین چشمه و ایستگاه در امتداد یک مسیر پرتوی و با به کار بردن شکل انتگرالی با میدان سرعتی (پوسته) به صورت زیر تعریف می گردد:

(۱)

$$t = \int \frac{dl}{v(x, z)}$$

فرم گسسته رابطه انتگرالی به صورت:

(۲)

$$t = \sum_{i=1}^n \frac{l_i}{v_i}$$



آستانه‌ای تعریف شده (در حد خطاهای اندازه‌گیری) برسد.

جمع‌آوری داده و انتخاب داده‌ها برای وارون‌سازی

جهت بررسی لرزه خیزی محلی، در منطقه‌ای به شعاع ۵۰ کیلومتر در اطراف سد کارون، یک شبکه لرزه‌نگاری موقت در منطقه نصب گردیده که هدف از نصب آن بررسی چشمه‌های لرزه‌زا در اطراف سد و مقایسه آن با روند لرزه‌خیزی پس از آبیگیری و همچنین بررسی زلزله‌های القایی در منطقه بوده است. در فاصله زمانی سالهای ۱۹۹۵ تا ۱۹۹۸ بیش از ۱۵۰۰ زلزله توسط این شبکه ثبت گردیده که از این تعداد حدود ۸۰۰ زلزله در محدوده‌ای به شعاع ۵۰ کیلومتر در اطراف سد رخ داده است. زمانهای رسید این زلزله‌ها (ثبت شده توسط ۵ ایستگاه لرزه‌نگاری در منطقه) مورد پردازش قرار گرفته است که از بین فازهای مختلف ثبت شده، تنها زمانهای رسید امواج P جهت وارون‌سازی در نظر گرفته شده‌اند. علت آنکه معمولاً امواج P بکار برده می‌شود آن است که شروع رسید آنها روی لرزه‌نگارها قابل رویت نبوده درحالی که فرائست امواج S بیشتر شبیه همراه می‌باشد. مجموعه زلزله‌های بکار برده شده در حد فاصل طول جغرافیایی ۵۲-۴۸-۳۴ عرض جغرافیایی ۳۰-۳۴ شمالی بوده‌اند که مکان ایستگاهها و زلزله‌ها در شکل (۱) نمایش داده شده‌اند. سپس تعدادی از زلزله‌ها که با دو ایستگاه در یک خط بوده‌اند با دقت‌های هم خطی ۰.۳ و ۰.۵ درجه انتخاب گردیده‌اند. تعداد زلزله‌هایی که با دو ایستگاه در یک خط بوده‌اند ۳۱ پروفیل را برای وارون‌سازی شکل داده‌اند. زمانهای رسید امواج P این زلزله‌ها به ایستگاههایی که با آنها هم خط بوده‌اند و همچنین فاصله مکانی آنها نسبت به یکدیگر در روی سطح زمین محاسبه شده‌است. زمانهای رسید محاسبه شده و فاصله‌ها به عنوان داده‌های ورودی برای نرم‌افزار وارون‌سازی بکار برده شده‌اند. لازم به ذکر است که زلزله‌های به بزرگی ۱ الی ۵ ریشتر در محدوده زمانی ثبت زلزله‌ها با ژرفاهای کانونی ۱ تا حدود ۴۰ کیلومتری انتخاب شده‌اند.

انتخاب مدل اولیه

در تمام روشهای وارون‌سازی باید یک مدل اولیه بر اساس اطلاعات

گذشته یا موجود طراحی نمود و سپس مدل پیشنهادی را طی دوره‌های وارون‌سازی بهینه کرد. در اینجا ما نیز بر پایه داده‌های گذشته در منطقه و با پردازش اولیه داده‌ها یک مدل ۵ لایه اولیه را جهت استفاده در برنامه رایانه‌ای وارون‌سازی بکار برده‌ایم (شکل ۲) و سپس مدل اولیه را که با تعدادی پارامتر جهت تقریب کردن فصل مشترک و سرعت لایه‌ها تعریف شده بوده‌است با بکار بردن یک برنامه رایانه‌ای وارون‌سازی (اقتباس شده از برنامه زلت) بهینه کرده‌ایم و سپس پارامترهای بهینه شده ژرفا و سرعت هر لایه را که مربوط به مدل‌های بهینه شده دوبعدی در ناحیه مورد نظر بوده است جهت رسم نقشه‌های پربندی ژرفای فصل مشترک و تغییرات سرعت لایه‌ها در ژرفاهای مختلف مورد استفاده قرار داده‌ایم. نتایج حاصل از این نقشه‌ها را می‌توان بشرح زیر خلاصه نمود.

روند تغییرات افقی سرعت در ژرفاهای مختلف

با استخراج سرعت‌های مختلف مربوط به ژرفاهای مختلف حاصل از نتایج وارون‌سازی دوبعدی داده‌های زمانی نقشه‌های پربندی مربوط به سرعت در ژرفاهای مختلف ترسیم گردیده‌اند که در اینجا آنها را مورد بررسی قرار می‌دهیم. در شکل (۳) نقشه پربندی تغییرات افقی سرعت در ژرفای کیلومتری ترسیم شده است، چنانکه در این نقشه مشاهده می‌شود یک ناحیه کم سرعت دو ناحیه پرسرعت را از یکدیگر جدا کرده‌است، بطوریکه نواحی شمال باختری و شمال خاوری پرسرعت‌تر از نواحی جنوبی مشاهده می‌گردد. این تغییر سرعت را می‌توان ناشی از وجود گسل یا ناپیوستگی در این ناحیه دانست که با مطالعه نقشه گسلها در این منطقه و در این محدوده‌های طول و عرض جغرافیایی می‌توان این ناپیوستگی را به گسل یا گسل‌هایی که در محدوده حدود ۵۰ درجه خاوری و ۳۲-۳۱ درجه شمالی قرار گرفته‌اند نسبت داد. در نقشه گسلهای منطقه (شکل ۵) دو روند گسلی در امتداد تقریباً شمال باختری - جنوب خاوری مشاهده می‌شود که ناپیوستگیهای مشاهده شده در این نقشه را می‌توان مرتبط با این روند گسلی دانست. نقشه پربندی تغییرات افقی سرعت در ژرفای ۱۵ کیلومتر در شکل (۴) مشاهده می‌شود با نگاه به این نقشه همان ناپیوستگی که در نقشه قبل مورد بررسی قرار گرفت در اینجا نیز مشاهده می‌گردد. تنها اختلاف در این است که ناحیه شمال باختری کمی پرسرعت‌تر از ناحیه شمال خاوری نسبت به نقشه قبل مشاهده می‌شود. البته بدیهی است که در این ژرفا بطور کلی سرعتها نسبت به نقشه قبلی افزایش یافته‌اند. در شکل (۶) نقشه

پربندی سرعت در ژرفا ۲۵ کیلومتری مشاهده می‌شود که باز همان ناپیوستگی قبلی در اینجا مشاهده می‌گردد. با این تفاوت که وسعت ناحیه کم سرعت واقع شده بین نواحی پرسرعت این بار قدری کاهش یافته است، بطوری که به نظر می‌رسد در ناحیه شمالی کم و بیش اندازه سرعتها یکسان شده‌اند و در ناحیه شمال باختری یک ناحیه کم سرعت کوچک خود را به تدریج نشان داده است. این مشاهدات نشان مدهد که گسلهای مربوط به این ناپیوستگیها سرعت باید در ژرفاهای کمتر از ۲۰ کیلومتر قرار داشته باشند که شواهد زمین شناسی در منطقه ژرفاگسل ها را حدود ۱۵ کیلومتر تخمین زده است. آخرین نقشه تغییرات سرعت افقی نقشه پربندی در ژرفا ۳۰ کیلومتری می‌باشد (شکل ۷) که با بررسی این نقشه می‌بینیم که اثر ناپیوستگی در ناحیه شمالی باز کاهش یافته و این طور به نظر می‌رسد که ناحیه شمالی تقریباً از نظر سرعت و در نتیجه از نظر جنس نیز همگن شده است. اما در ناحیه شمال باختری و جنوب خاوری نواحی کم سرعت جدید دیگری ظاهر شده‌اند که ممکن است ناشی از گسلهای ژرفا نباشد (بیش از ۱۵ کیلومتر). از مقایسه نقشه‌هایی که مورد بررسی قرار گرفت می‌توان اینطور نتیجه گرفت که تغییرات سرعت از سطح به ژرفا در این ناحیه حدود 3 km/s تا 8 km/s برآورد می‌شود.

نقشه‌های پربندی ژرفای فصل مشترک لایه‌ها:

ژرفای فصل مشترک لایه‌های مختلف در زیر پروفیل‌های ۳۱ گانه تعریف شده با پارامترهای ژرفا و حاصل از نتایج وارون‌سازی داده‌ها استخراج شده و سپس با بکاربردن این نتایج نقشه‌های پربندی ژرفای فصل مشترک لایه‌های مختلف به تصویر کشیده شده‌اند. اولین نقشه پربندی مربوط به ژرفای فصل مشترک لایه اول و دوم می‌باشد با مشاهده این نقشه (شکل ۸) اثر ناحیه کم سرعت که قبلاً در نقشه‌های تغییرات سرعت با ژرفا مورد بررسی قرار گرفت در این نقشه در محدوده ۵۰ درجه خاوری به صورت یک بالا آمدگی ظاهر گشته است که نواحی با ژرفای بیشتر را از یکدیگر جدا نموده است. بالا آمدگی‌های دیگری نیز در ناحیه خاوری و شمال باختری نقشه مشاهده می‌گردد. در شکل ۹ تغییرات ژرفای فصل مشترک لایه‌های دوم و سوم ترسیم گردیده‌اند این نقشه را می‌توان با نقشه‌های پربندی ترسیم شده قبلی مربوط به تغییرات سرعت در ژرفاهای ۱۵ تا ۲۵ کیلومتری مقایسه نمود که آثار آن تغییرات بصورت تغییرات ژرفی در اینجا ظاهر گشته است که می‌تواند نمایش دهنده اثر آن ناپیوستگی باشد که در نقشه‌های پربندی

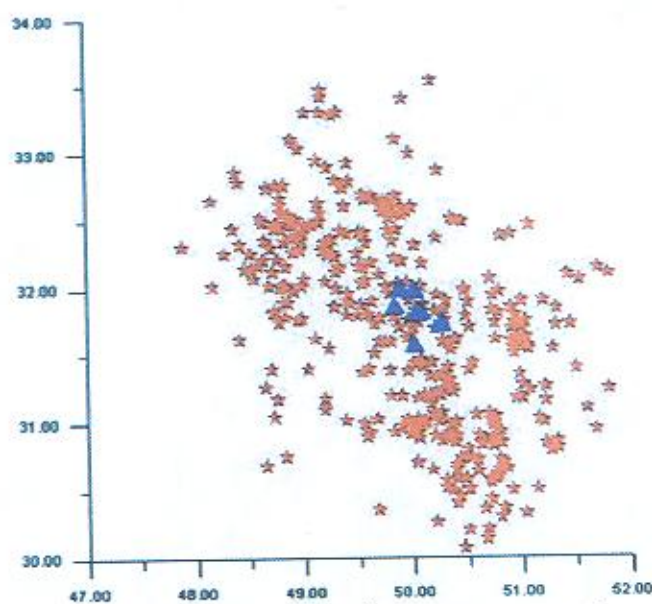
سرعت مورد بررسی قرار گرفت. به عبارت دیگر در اینجا ناحیه جنوبی ژرفا تر شده و ناحیه شمالی کم ژرفا تر شده است. یعنی ناحیه پرسرعت‌تر در شمال بالا آمده و در جنوب ژرفا تر شده است. سومین نقشه پربندی در شکل ۱۰ به تصویر در آمده است. این نقشه پربندی مربوط به ژرفای فصل مشترک لایه سوم و چهارم می‌باشد که این نقشه می‌تواند با نقشه پربندی تغییرات سرعت در ژرفای ۳۰ کیلومتری کم و بیش مقایسه شود همچنانکه مشاهده می‌گردد فصل مشترک در دو ناحیه بالا آمده است ($49/5$ درجه خاوری و $31/6$ درجه شمالی و $51/5$ درجه خاوری و $31/8$ درجه شمالی) که نشان دهنده بالا آمدگی ناحیه پرسرعت می‌باشد که خود را در نقشه پربندی تغییرات افقی سرعت مربوط به ژرفا ۳۰ کیلومتری به صورت منحنی‌های بسته پرسرعت نشان داد که در نواحی جنوب خاوری و شمال باختری در آن نقشه‌های پربندی مشاهده گردیدند. آخرین نقشه پربندی مربوط به فصل مشترک لایه چهارم و پنجم می‌باشد (شکل ۱۱). این نقشه نیز تغییرات ژرفی را به تقریب مشابه نقشه قبلی نشان می‌دهد یعنی دو ناحیه کم ژرفا تر که مرتبط به نواحی پرسرعت‌تر در نقشه‌های پربندی تغییرات افقی سرعت می‌باشند در اینجا دیده می‌شود با آن گونه که در نقشه قبل مشاهده شد در اینجا نیز فصل مشترک در نواحی شمالی و جنوبی ژرفا تر از نواحی دیگر مشاهده می‌گردد که این تغییرات می‌تواند تقریباً شکل یک طاق‌دیس را تداعی کند (ناحیه میانی ژرفا تر و جوانب یعنی خاور و باختر کم ژرفا تر شده‌اند). همچنین این تغییرات عمقی را به نحوی می‌توان به ناپیوستگی‌ها یا گسلها در این ناحیه نسبت داد. بطور کلی با بررسی نقشه‌های پربندی مربوط به فصل مشترک لایه‌های مختلف می‌توان تغییرات ستبرای لایه اول را ۱۰-۵ و لایه دوم ۲۵-۱۵ و لایه سوم ۳۰-۲۵ و لایه چهارم ۴۲-۳۰ کیومتر برآورد نمود. در شکل ۱۲ و ۱۳ تغییرات ژرفای فصل مشترک لایه‌ها بصورت سه بعدی ترسیم گشته‌اند.

نتیجه‌گیری

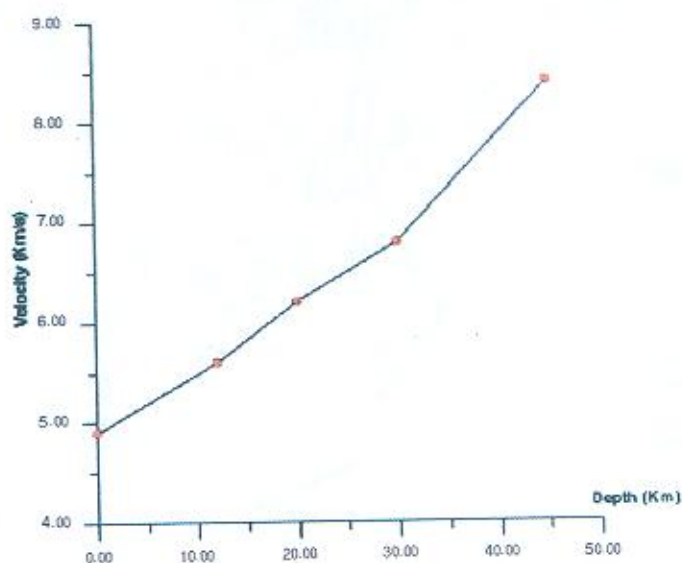
با روش وارون‌سازی داده‌های ثبت شده از زلزله‌های محلی به بزرگی ۱ تا ۵ ریشتر با ژرفاهای کانونی ۱ تا حدود ۴۰ کیلومتر در منطقه ایذه در اطراف سد کارون و با انتخاب ۳۱ پروفیل، ساختار پوسته از نظر سرعت و ژرفای لایه‌ها مورد بررسی قرار گرفت. روند بررسی ابتدا با انتخاب یک مدل اولیه ۵ لایه، تقریب شده با تعدادی معینی از پارامترهای سرعت و ژرفا آغاز گردید سپس با روش وارون‌سازی، مدل اولیه یا به عبارت دیگر پارامترهای مدل

نقشه‌ها تغییرات سرعت از سطح تا ژرفا حدود 3 km/s تا 8 km/s برآورد گردید و همچنین نقشه‌های پربندی ژرفای فصل مشترک لایه‌ها با نقشه‌های تغییرات سرعت مقایسه شد و تغییرات مستیری لایه اول ۱۰-۵ و لایه دوم ۲۵-۱۵ و لایه سوم ۳۰-۲۵ و لایه چهارم ۴۲-۳۰ کیلومتر برآورد گردید.

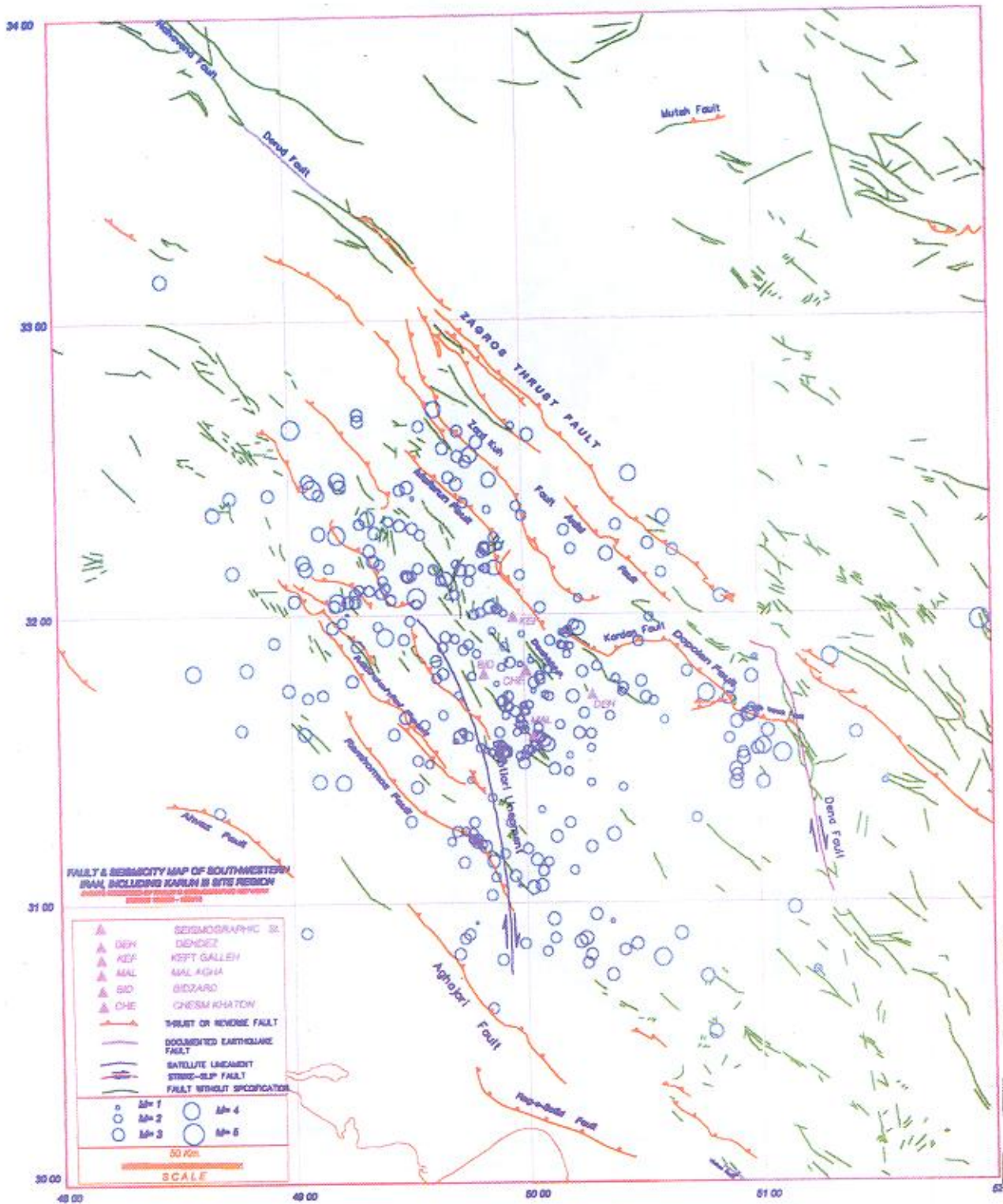
طی مراحل مختلف بهینه گردیدند. سپس نتایج حاصل از وارون‌سازی یعنی پارامترهای بهینه شده ژرفا و سرعت برای رسم نقشه‌های پربندی تغییرات افقی سرعت و ژرفا به کار برده شدند. با مطالعه نقشه‌های پربندی سرعت، نابیوستگی‌های سرعت به گسل یا گسلهایی ارتباط داده شدند. با مطالعه



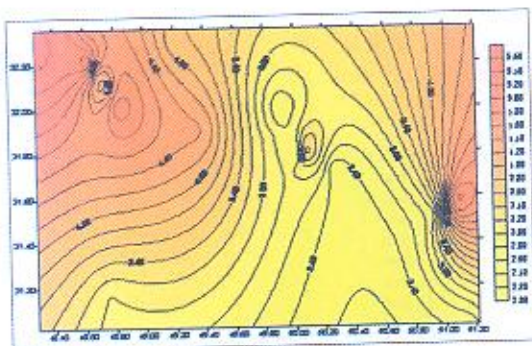
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی گستره و مقطع مورد مطالعه (x)



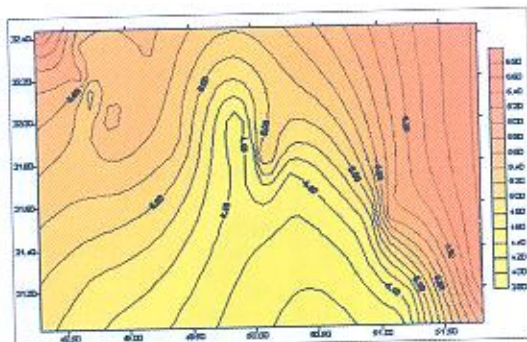
شکل ۲- ستون سنگ شناسی و موقعیت چینه شناسی گروه بیدو در برش فیض آباد



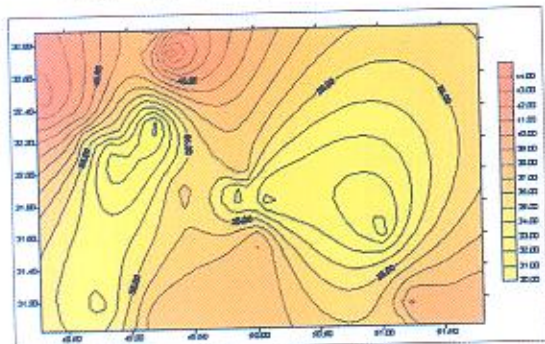
شکل ۳- نقشه گسل های منطقه



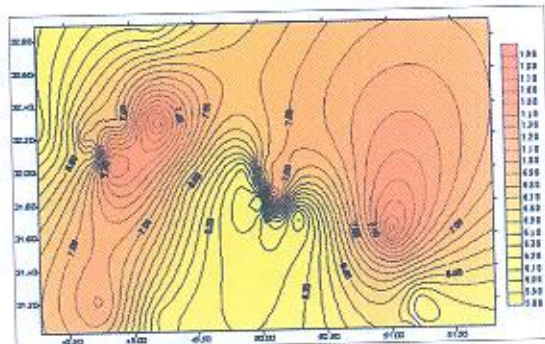
شکل ۴- تغییرات سرعت در عمق ۵ کیلومتر



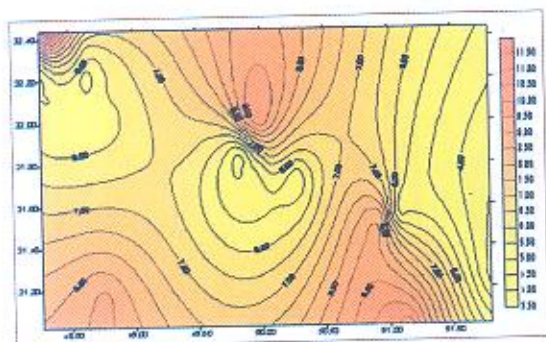
شکل ۵- تغییرات سرعت در عمق ۱۵ کیلومتر



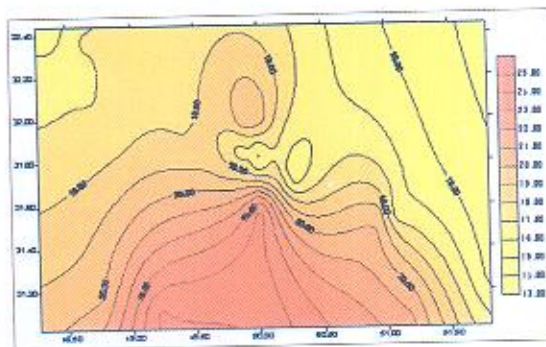
شکل ۶- تغییرات سرعت در عمق ۲۵ کیلومتر



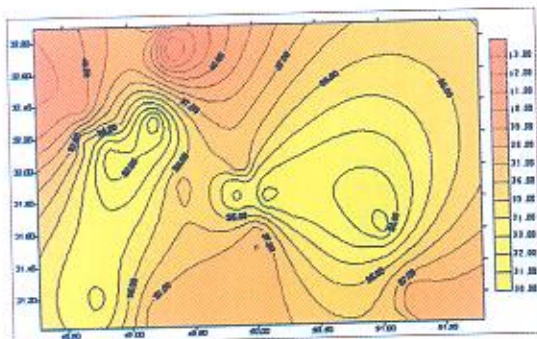
شکل ۷- تغییرات سرعت در عمق ۳۰ کیلومتر



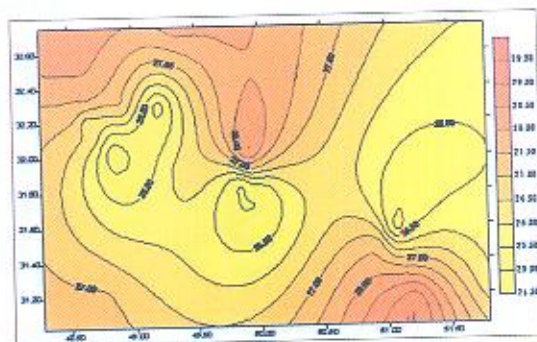
شکل ۸- فصل مشترک لایه اول و دوم



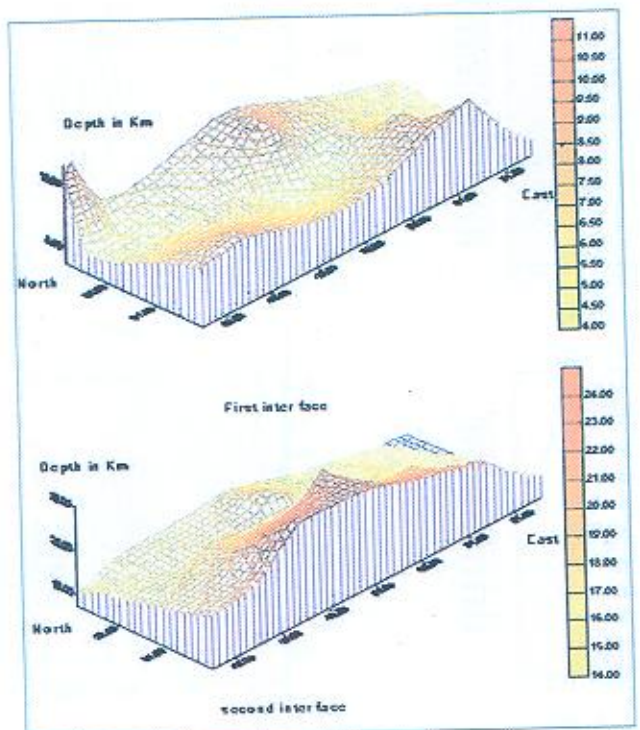
شکل ۹- فصل مشترک لایه دوم و سوم



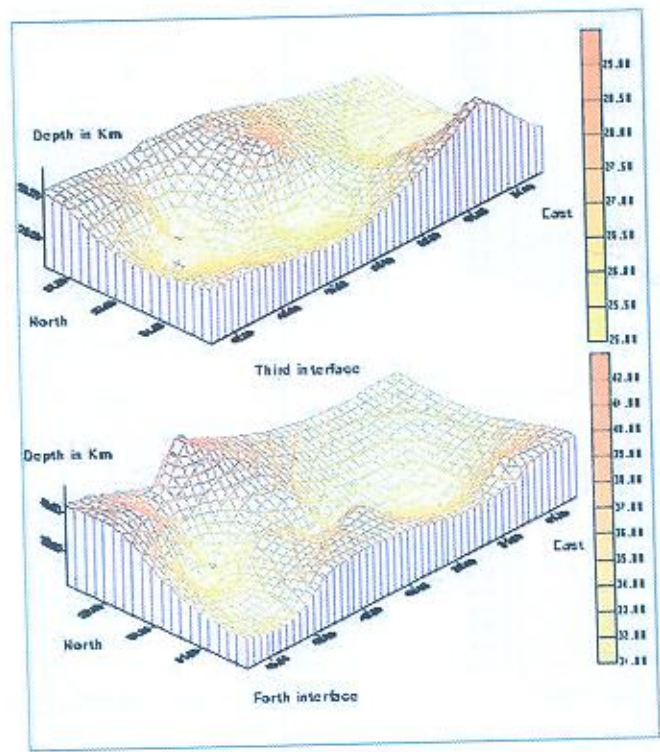
شکل ۱۰- فصل مشترک لایه سوم و چهارم



شکل ۱۱- فصل مشترک لایه چهارم و پنجم



شکل ۱۲- فصل مشترک لایه های اول و دوم - دوم و سوم



شکل ۱۳- فصل مشترک لایه های سوم و چهارم - چهارم و پنجم



سیاسگزاری

بدینوسیله از دانشگاه اراک بخاطر حمایت مالی این طرح پژوهشی و همچنین از آقای محمد ربیسی جهت تهیه نقشه های زمین شناسی و همچنین از شرکت توسعه آب و نیروی ایران جهت در اختیار قرار دادن پاره ای

از اطلاعات و معاونت پژوهشی دانشگاه تهران به خاطر مساعدت آنها انجام شده صمیمانه قدردانی می‌نمایم

کتابنگاری

- اسلامی، ع.، ۱۳۵۱- بررسی عمق پوسته زمین در غرب و جنوب غربی فلات ایران و سرعت انتشار امواج طولی، نشریه تحقیقاتی فیزیک زمین و فضا، شماره دوم، سال اول، ص. ۱۰-۱.
- عکاشه، ب.، ۱۳۵۱ - ضخامت پوسته زمین در ایران، نشریه تحقیقاتی فیزیک زمین و فضا، جلد چهارم، سال اول، ص. ۷۱-۶۳.
- گیزه، پ.، ماکریس، ژ.، عکاشه، ب.، پور، پ.، آلتزه، و مستعان پور، م.، ۱۳۶۲. بررسی های لرزه ای پوسته زمین در جنوب ایران میان بلوک لوت و زاگرس، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، گزارش شماره ۵۱ ص. ۱۶-۱۵
- معظمی گودرزی، خ.، ۱۳۵۱- لرزه شناسی، انتشارات وزارت علوم و آموزش عالی.

Reference

- Akashch, B. and Nasseri., 1972- Die Maechtigkeit der Erdkrust in Iran, J.Earth & Space Phys., Vol.1, No.2, 1-5.
- Anzabi, A., 1981- Study of P and S Wave travel time for different regions of Iran as recorded in Tabriz seismic station, J.Earth & Space Phys, Vol. 1, Nos.1& 2, 43-47.
- Arkhangelskaya, V.M., Gergau, A. and Shechkov, B.A., 1974 -On The Structure of the Arabian peninsula and the Iranian highland according to surface-wave dispersion, Earth Physics, No.9, 60-66.
- Asudch, I., 1982a- Seismic structure of Iran from surface and body wave data. Geophys. J.R. Astr.Soc., Vol. 71, 715-730.
- Asudeh, I., 1982b- Pn velocities beneath Iran. Earth and planetary Science Letters, Vol.61, 136-142.
- Chen W.P. and Molnar P., 1975- Short period rayleigh - wave dispersion across the Tibetan plateau. Bull. Seism. Soc. m., 5, No. 3, 1051-1055.
- Eslami, A.A., 1974- Detecting the thickness of the crust in Shiraz area using hypocenter situated below the crust. J.Earth & Space phys., Vol. 3, Nos. 1&2, 15&18.
- Gheitanchi, M.R., 1996- Crustal structure in NW Iran, revealed from the 1990 Rudbar aftershock sequence, J. Earth & Space phys., Vol.23, Nos. 1& 2, 7-14.
- Moazami-Goudarzi K. and Sadeghzadeh N., 1972- Un model a deux couches pour la croute terrestre dans le sud de L' Iran. Earth & Space Phys., 1, No.2, 43-49
- Hedayati, A., Brander, J.L and Berberian, M., 1976- Micro earthquake survey of Tehran region, Iran. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.66, No.2, 711-741.
- Kadinsky-Cadé K., Barzangi M. and Oliver J., 1981- Lateral variation of heigh-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus. J. Geophys. Res., 86, 9377-9396.
- McCowan, D.w., 1978- High - resolution group velocity analysis. Geoexploration, Vol. 16, 97-109.
- Niazi, M., 1968- Research note crustal thickness in the central Saudi Arabian Peninsula, Geophys.J.R.Astr.Soc. Vol.15, 545-547.
- Zelt, C.A and Smith, R., B., 1992- Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, Geophys. J. Int. p. 16-34.

* دانشگاه اراک

* Arak University

** Institute of Geophysics, Tehran University

* دانشگاه تهران - موسسه ژئو فیزیک