تعیین سرعت امواج لرزهای و مدل سرعتی پوسته فوقانی در ناحیه شبکه لرزهنگاری شیراز

سید محمود اظهری'*، مهدی رضاپور' و مصطفی جوانمهری"

^۱ دانشجوی دکتری زلزلهشناسی، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران ^۲ دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران ^۳کارشناس ارشد زلزلهشناسی، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۹/۴/۱۳، پذیرش نهایی: ۹۱/۴/۱۳)

چکیدہ

کشور ایران در میان دو صفحه سنگسپهری (لیتوسفری) اوراسیا و عربستان قرار دارد که با آهنگی حدود ۲۵ mm/yr همگرا میشوند. کوتاه شدگی ناشی از این هم گرایی با فرورانش در مکران، چین خوردگی و گسلش تراستی در کمربند کوهستانی زاگرس در جنوب، البرز و کپهداغ در شمال و نیز با لغزش در تعدادی گسلهای امتدادلغز مهم (اغلب با روند شمال-جنوب) در ایران مرکزی، آشکار می شود. همین طور صفحه ایران یک ناحیه پهناور فشارشی در طول کمربند فعال کوهزایی آلپ-هیمالیا است که در بین صفحه عربی در جنوب غرب و سپر پایدار اوراسیا در شمال شرق قرار گرفته است. از این رو ایران یکی از نواحی فعال لرزه خیز جهان محسوب می شود. در این میان، ناحیه شیراز به سبب قرار گیری در نوار لرزه خیز جنوب ایران (ایالت لرزه زمین ساختی زاگرس) درخور توجه است.

به منظور بررسی و تعیین نسبت سرعت امواج لرزمای V_p/V_s و سرعت انتشار فازهای متفاوت، دادههای زمین لرزههایی که از ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۹ در ایستگاههای شبکه لرزمنگاری شیراز ثبت شده بود، مورد بررسی قرار گرفت. در این تحقیق با رسم منحنی زمان – سیر فازهای ثبت شده برای یک منطقه به مرکزیت شیراز و شعاع تقریبا ۱۵۰ کیلومتر سرعت فازهای متفاوت P_n ، P_g و R_s R_s و P_n R_g و P_n P_s P_s

واژهای کلیدی: شبکه لرزهنگاری شیراز، امواج حجمی، لرزهخیزی، مدل سرعتی پوسته، ولست

Determination of velocity of seismic waves and upper crustal velocity model in Shiraz seismological network

Azhari, S. M.¹, Rezapour, M.² and Javanmehr, M.³

¹Ph.D. Student in Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran
²Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran
³M.Sc. in Seismology, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 04 Jul 2010, Accepted: 03 Jul 2012)

Abstract

Iran is located between two lithospheric plates (Euroasia, Arabian) and these two plates

E-mail: azhari@ut.ac.ir

converge toward each other with a velocity of 25 mm/yr rate. Shortening that produced from this convergence with Makran subductin shows faulting and folding in Zagros orogenic belt, Alborz and Kopedagh in north and sliding in sum strike slip faults with north-south trend in central Iran.

The NW-SE trending Zagros fold and thrust belt, extends for about 1800 km from a southeast of the East Anatolian Fault in northeastern of Turkey to the Strait of Hormuz, where the north-south trending Zendan-Minab-Palami fault system separates the Zagros belt from the Makran accretionary prism.

The Zagros range currently accommodates almost half of NS shortening between the Arabia and Eurasia. This active fold and thrust belt is subdivided into five morphotectonic units: the High Zagros Thrust Belt, the simple Fold Belt, the Zagros Fordeep, the Zagros Coastal Plain and the Persian Gulf-Mesopotamian lowland. The studied region in this paper located in Fars province, in the High Zagros Thrust Belt, north Eastern part of this region is Abarkuh desert that located in central Iran is less active than the other border region around studied region.

The west and southeastern part of this region is located in Zagros seismotectonic province that a lot of earthquakes were seen. For study of velocity of seismic waves and upper crustal velocity model in Shiraz region the recorded data by Shiraz seismic network during 2002 to 2009 were used and for seismicity, International Seismological Centre (ISC) catalog, Harvard Centroid Moment Tensor (CMT) catalog and historical earthquakes catalog (Ambrasevs and Melville, 1982) were used.

Crustal structure of this region is a particular issue that is not yet resolved in the studied region. In order to study the crustal structure of studied region, we use Shiraz network that have 5 stations, To assesse the velocity model, subset of 78 events was selected that recorded by minimum of 4 stations, with an azimuthal gap less than 270°, residual RMS less than 0.3s and uncertainties in epicenter less than 6 km and depth less than 10 km. Consequently using these events, a crustal velocity model obtained with VELEST software for the upper crustal velocity model beneath studied region.

The calculated velocity model for the studied region showed three discontinuities in 6, 10 and 14 kilometer depths. P wave velocity has been obtained 5.68 km/s, 5.88 km/s, 6.54 km/s and 6/66 for the first layer, second layer third layer and half space, respectively.

Plotting Tsj-Tsi (S arrival time to stations i and j respectively for same event) versus Tpj-Tpi (P arrival time to stations I and j respectively for same event) for all events and all stations, Vp /Vs ratio was computed about 1.77 with 908 arrival times.

Comparison of obtained V_P/V_S value with other research results shows that there is not a significant difference between them. Also, local velocity curves for Pg, Pn, Sg, and Sn phases are obtained in the study area by using the data base 2002 through 2009. The slopes of these curves give crustal P and S velocities of 6.16±0.02 and 3.71±0.02 kms⁻¹, and Moho P and S velocities of 7.8±0.1 and 4.78±0.04 kms⁻¹, respectively.

Key words: Shiraz seismic network, Compressional wave, Seismicity, Crustal velocity model, VELEST

شبکه لرزهنگاری شیراز متشکل از ۵ ایستگاه لرزهنگاری فاصله ایستگاهها از مرکز شبکه (شیراز) حدود ۷۰–۸۰ در محدوده زاگرس مرتفع و در استان فارس قرار دارد که کیلومتر است. ایستگاههای شبکه مجهز به سه دستگاه در نیمه دوم سال۱۳۸۱ نصب و راهاندازی شده است. لرزهسنج تناوب کوتاه I-SS ساخت شرکت کینمتریکس

مقدمه

با بسامد ویژه یک هرتز هستند. دادههای دریافتی در هر ایستگاه به طور پیوسته با یک رقمی ساز ۲۴ بیتی و سرعت ۰۵ نمونه در ثانیه رقمی ساز، و از راه بی سیم، به مرکز شبکه مخابره می شود. این داده ها در آنجا با استفاده از Nanometric Acquisition System را نیجا با استفاده از (NAQS) مورد پردازش قرار می گیرد. در مرکز شبکه به منظور تعیین محل زمین لرزه های ثبت شده و به دست آوردن پارامترهای مبنایی زمین لرزه ها از نرم افزار Data آوردن پارامترهای مبنایی زمین لرزه از دو برنامه (IAN) نوشتهٔ لی و همکاران (۱۹۷۲)، لی و لاهر (۱۹۷۵) و IOC (تهیه شده از سوی سازمان زمین شناسی کانادا) استفاده می شود. مختصات ایستگاه های لرزه نگاری در جدول ۱ درج شده است و شکل ۱ موقعیت ایستگاه ها و گسل های عمده ناحیه مورد بررسی را نشان می دهد.

این شبکه از تاریخ ۲۰۰۲/۶/۱ تا ۲۰۰۹/۱۲/۱ حدود ۸۰۱۳ زمینلرزه را ثبت کرده است که از بین ایستگاههای لرزهنگاری این شبکه ایستگاه کازرون بهعلل گوناگون،

در بازه زمانی فوق کمتر فعال بوده و زمین لرزههای کمتری را ثبت کرده است. توزیع سطحی زمین لرزههای رخ داده در ناحیه که در شبکه لرزه نگاری شیراز ثبت شده در شکل ۲ نمایش داده شده است. در شبکه لرزه نگاری شیراز به منظور مکان یابی زمین لرزه های رخ داده در ناحیه به علت نبود یک مدل سرعتی مناسب و فقدان اطلاع کافی از سرعت امواج لرزه ای در ناحیه، از یک مدل عمومی تکلایه استفاده می شود.

درضمن ثبت تعداد زیادی زمین لرزه رخ داده در ناحیه در شبکه لرزهنگاری شیراز و بایگانی حجم زیادی اطلاعات متفاوت از جمله زمان رسید فازهای گوناگون، تحقیق حاضر درخصوص تعیین مدل سرعتی مناسب و تعیین سرعت امواج لرزهای را میسر می سازد.

لذا در این تحقیق با استفاده از زمانرسید امواج به ایستگاهها وزمانسیر امواج، نسبت سرعت امواج S و P، همچنین سرعت فازهای متفاوت S_g ،Pn ،Sn و P_g با دقت مناسب برآورد میشود که در تعیین مدل سرعتی مناسب مورد استفاده قرار میگیرد.



ار تفاع	طول	عرض	نام ارتگاه	مال تگار	شماره
(از سطح آزاد دریاها)	جغرافيايي	جغرافيايي	وم ایستان		ایستگاه
YVAA	07/112	44/•27	Mouk	МОК	١
*7.**	٥٣/٠٤٨	29/251	Pars	PAR	۲
41.0.0	03/112	29/271	Sarvestan	SRV	٣
۲۸۰۵	01/82*	۲۹ /VV۹	Kazeroun	KAZ	٤
1090	07/018	29/781	Shiraz	SHI	٥

جدول ۱. موقعیت و ارتفاع ایستگاههای شبکه لرزهنگاری شیراز.

۲ زمین شناسی و لرزه خیزی منطقه

محدوده موردنظر از لحاظ زمین شناسی، بخشی از پهنه چین خورده - رانده زاگرس را در کمربند کوهزایی آلب-هیمالیا در بر می گیرد، از جلوههای زمین شناسی آن وجود ساختمانهای تاقدیسی پهن و منفرد و ناودیسهایی با راستای محوری از شرقی– غربی تا نزدیک به ۳۰ درجه شمال غربی متغیر است. اینچنین ساختمانهایی با ناهنجاری و بههمریختگیهای ساختاری همراهاند که نتیجهای از اثر سازوکار گسیختگیها وگسلههای اصلی بهشمار میروند. این اثرات سبب بروز تغییراتی محلی همچون وقوع گسیختگیهای دامنهای، کجشدگی بخشی يا تمامي يک واحد، واژگوني لايهها، تغيير در نرخ گسترش لایهها در سطح، انحراف محور ساختمانهای تاقدیسی– ناودیسی، چینخوردگی دوباره و بروز تغییر در رخساره وایجاد ساختهای رسوبی، بهویژه در نهشتههای جوان حوضههای رسوبی کواترنر، میشود (ایلاغی، ۱۳۸۸). گسل های مهم این ناحیه در شکل ۱ نشان داده شده است. ازجمله این گسل ها می توان به گسل های سبزپوشان، سروستان، کازرون و گسل زاگرس مرتفع اشاره کرد که سه مورد اول از نوع امتدادلغز راستگرد و آخری از نوع تراستی است. عمده گسلهای این ناحیه از نوع امتدادلغز در راستای شمال غربی-جنوب شرقیاند.

این در حالی است که مورد آخر از نوع تراست است. برای بررسی لرزهخیزی این ناحیه، بزرگی و موقعیت رومرکز ۸۹۸ زمینلرزه دستگاهی (از تاریخ ۱۹۶۴/۰۲/۱۶ تا ۲۰۰۷/۰۸/۲۷) براساس فهرستنامه ISC بهدست آمد. سیس براساس فهرستنامه امبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) زمینلرزههای تاریخی و نخست دستگاهی، پارامترهای آنها بهدست آمد، سپس رومرکز و سازوکار این زمینلرزهها روی نقشه رسم شد (شکل ۳). با توجه به این اطلاعات و نقشه، مشخص می شود که قیاس بزرگی زمینلرزههای دستگاهی، برحسب m_b است. کمینه و بیشینه بزرگی ثبت شده، بهترتیب ۳/۲ و ۶/۰ بوده است. سازوکار کانونی زمینلرزهها برگرفته شده از فهرستنامه HRVD CMT (Harvard Centroid Moment Tensor) عمدتاً دارای مؤلفه غالب معکوس و امتدادلغز است که با نوع گسل.های این ناحیه مطابقت دارد. تعداد زمین لرزههای ثبت شده در بخش شمال شرقی ناحیه (مرز دو ایالت لرزهزمین ساختی زاگرس و ایران مرکزی)، بسیار اندک است. درحالی که تراکمی از رومرکز زمین لرزهها در بخشهای جنوبی و غربی، در راستای زاگرس چین خورده با روند شمالغربی-جنوب شرقی، وجود دارد. در ناحیه مورد بررسی، ۱ زمینلرزه دوره نخست دستگاهی (در مقیاس M_s) گزارش شده است. کمینه و بیشینه بزرگی

ثبت شده، بهترتیب ۵/۷ و ۶/۳ بوده است و در این ناحیه ۲۱ زمین لرزه تاریخی (درمقیاس M_S) گزارش شده است. بیشینه بزرگی مربوط به زمین لرزهای با بزرگی ۷/۱ در سال ۱۴۴۰ در مختصات ۲۸/۴۰ درجه عرض شمالی و ۵۳/۱۰ درجه طول شرقی، در مجاورت گسل قیر بوده است. این موارد نشان دهنده فعالیت لرزهای زیاد منطقه است.

۳ نسبت سرعت امواج S و P در ناحیه شبکه لرزهنگاری شیراز

تجارب آزمایشگاهی و بررسیهای موردی، ارتباط نسبت Vp/Vs با سنگشناسی ناحیه را بهخوبی نشان داده است (نیدل، ۱۹۸۵؛ تاتم، ۱۹۸۲؛ تاتم، ۱۹۸۵؛ تاتم و مکومک، ۱۹۹۱). همچنین تحقیقات روشن ساخته است که ترکهای ریز که با میدان تنش حاکم بر ناحیه مرتبط





شکل ۲. توزیع زمین لرزههای ثبت شده در شبکه لرزهنگاری شیراز از ۲۰۰۲/۲/۱ تا ۲۰۰۹/۱۲/۱.

جنس محیط یکی از عوامل موثر بر نسبت Vp/Vs است. نسبت Vp/Vs زیاد، ناشی از ترکیبات مافیک غنی از پلاژیوکلاز، بهدلیل چگالی زیاد، باعث افزایش میزان نسبت Vp/Vs می شود و نسبت Vp/Vs کم ناشی از وجود درصد زیاد سیلیس است (کریستنسن و مونی، ۱۹۹۵). در سنگهای با محتوای ۵۵ تا ۷۵ درصد سیلیس (مافیک تا فلزیک)، یک ارتباط معکوس بین نسبت Vp/Vs و میزان سیلیس وجود دارد. به عبارت دیگر این نسبت با افزایش میزان پلاژیوکلاز برای سنگهای مافیک تا اولترامافیک با میزان سیلیس کمتر از ۵۵ درصد، افزایش می یابد میزان سیلیس کمتر از ۵۵ درصد، افزایش می یابد

میزان گرما یکی دیگر از پارامترهایی است که روی سرعت امواج تاثیر میگذارد. برای مثال در مناطق آتشفشانی بهسبب وجود ماگما در پوسته، نسبت Vp/Vs افزایش چشمگیری دارد.

یکی دیگر از عوامل موثر در دقت نسبت Vp/Vs، دقت خوانش زمان رسیدهای امواج S و P روی لرزهنگاشتهای ثبت شده است که بایستی مورد توجه قرار گیرد. در صورتی که یک شبکه محلی با چندین ایستگاه داشته باشیم، نسبت Vp/Vs در ناحیه را می توان با استفاده از رابطه زیر محاسبه کرد.

$$T_{Sj} - T_{Si} = \left(\frac{V_P}{V_S}\right) \left[T_{Pj} - T_{Pi}\right] \tag{1}$$

که در آن، T_{pi} و T_{pi} زمانرسید موج P ناشی از یک زمین لرزه در ایستگاههای به ترتیب آم و ژام و T_{si} و T_{si} و زمان رسید موج S هستند. حال در صورتی که نمودار زمان رسید موج S هستند. حال در صورتی که نمودار $T_{si} - T_{si}$ را نسبت به $T_{pj} - T_{pi}$ سم کنیم، آن گاه شیب نمودار حاصل، برابر با نسبت S Vp/Vs خواهد بود. در شکل ۴ نمودار $T_{sj} - T_{si}$ نسبت به $T_{pj} - T_{pj}$ سپس با اِعمال محدودیت های موقعیت رومرکز در حد فاصل ۲۸ الی ۳۱ درجه عرض شمالی و ۵۱ تا ۵۴ درجه طول شرقی، زمان

باقی مانده (اختلاف زمان سیر مشاهدهای و محاسبه ای امواج لرزه ای) کمتر از ۸/۰ ثانیه است و دریافت امواج منتشر شده هر زمین لرزه حداقل در سه ایستگاه، از ۸۰۱۳ زمین لرزه اولیه ۹۰۸ زمین لرزه باقی می ماند. شیب نمودار برابر با مقدار Vp/Vs است، که در این تحقیق مقدار این پارامتر برابر ۲۰/۳± ۷/۱ محاسبه شد. در بررسی های قبلی در زاگرس، این نسبت برای ناحیه قیر ۱/۷۷ (هاتز فلد و همکاران، ۲۰۰۳)، ناحیه فین ۱/۷۳ (ایلاغی، ۱۳۸۸)، ناحیه خور گو ۱/۷۵ و ناحیه قشم ۱/۸۵ (غلام زاده، ۱۳۸۸) محاسبه شده است.

با توجه به این نتایج، مقدار این پارامتر از قیر به سمت فین کاهش مییابد و دوباره از ناحیه فین به سمت شمال شرق این منطقه روند افزایشی دارد. به طوری که در ناحیه فین و خورگو، مقدار این پارامتر نسبت به نواحی دیگر کمترین مقدار را دارد. البته باید در نظر داشت که در نواحی قیر و شیراز این پارامتر تقریباً یکسان است و این بدان علت است که این دو ناحیه، در مجاور هم و در شرایط زمین ساختی یکسانی واقعاند.

۴ سرعت فازهای متفاوت در ناحیه

برای برازش دادهها با استفاده از نمودارهای زمانسیر-مسافت از الگوریتمی به نام Robust fit استفاده شد. اساس کار این الگوریتم به این شکل است که برای هر داده وزنی داده میشود و براساس آن بهترین منحنی برازش شده را نشان میدهد (دوموچل و ابرین، ۱۹۸۹).

قبل از برازش دادهها، بهمنظور کماثر کردن اطلاعات نادرست ناشی از تشخیص نادرست نوع فازها روی شکل موج، و کم کردن اثر تداخل فازها، محدویت فاصله برای دادهها اِعمال شد و برای فازهای Pg و Sg دادههای فواصل بیشتر از ۱۰۰ کیلومتر و برای فازهای Pn و Sn دادههای فواصل کمتر از ۲۰۰ کیلومتر حذف شد. نتایج برازش خطی دادهها بعد از تصحیح فاصله در جدول ۲ قرار میدهد.

نمودار زمانسیر-مسافت برای فازهای S_g ، P_n ، P_g و

Sn مطابق روابط ذکر شده در جدول ۲ برای حالت پس از تصحیح فاصله در شکل ۹ رسم شد. همانطور که شکل

نشان میدهد، فاز S_n در فاصله بیشتر از ۱۷۲ کیلومتر

زودتر از S_g و فاز P_n در فاصله بیشتر از ۱۷۶ کیلومتر

نشان داده شده است.

مقدار سرعت فازهای P_g ، P_g ، P_g مطابق نمودار زمان سیر-مساف شکلهای ۵، ۶، ۷ و ۸ بهدست آمده است. خطای موجود n در پارامترهای مکانی زمین لرزهها، ازجمله خطای عمق تصحیح فاصله در شکل ۸ کانونی، خطای سامان مند زیر ایستگاهها، ناهمسانگردی و نشان میدهد، فاز n در انتخاب نادرست محل فازها ازسوی کاربر و موارد دیگر، زودتر از gS و فاز n در نتایج مربوط به سرعتهای بهدست آمده را تحت تاثیر زودتر از فاز P می رسند.



شکل ۳. نقشه لرزهزمینساخت ناحیه شیراز.



شکل ٤. نمودار اختلاف زمانرسید امواج S نسبت به امواج P برای زمین لرزههای گوناگون در ایستگاههای متفاوت.

۵ تعیین مدل سرعتی پوسته با توجه به اینکه دادههای موردنیاز برای تعیین مدل پوسته باید دارای دقت مناسب باشند، می باید از معیارهای مناسبی برای انتخاب آنها استفاده کرد که در زیر به آنها اشاره مي شود.

ابتدا ۹۰۸ زمینلرزه با مدل مورد استفاده در شبکه مجددا مکانیابی شد. سپس با إعمال شرایط گاف آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه، باقیمانده زمانی کمتر یا مساوی ۲/۳ ثانیه، حداقل تعداد ایستگاه دریافتی امواج زمین لرزه ۴، خطای رومرکز کمتر از ۶ کیلومتر، خطای عمق کمتر از ۱۰ کیلومتر و محدوده جغرافیایی ۲۹ تا۳۰ درجه عرض شمالي و ۵۲ تا ۵۳/۵، تعداد داده ها از ۹۰۸ به



شکل ۵. نمودار زمانسیر-مسافت فاز P_n در منطقه شبکه لرزهنگاری شیراز. 🚽 **شکل ۲**. نمودار زمانسیر-مسافت فاز P_g در منطقه شبکه لرزهنگاری شیراز.





شکل ۷. نمودار زمانسیر-مسافت فاز S_g در منطقه شبکه لرزهنگاری شیراز.

۷۸ عدد کاهش یافت (شکل ۱۰).

با توجه به وابستگی بین مدل اولیه و مدل منتج شده در روش برگردان و حصول نتایج قابلقبول، برای بهدست آوردن ساختار سرعتی برای این ناحیه، عمل برگردان زمان رسیدهای موج P و S، در سه مرحله ایجاد مدلهای چندلايه، ساده و نهايي صورت گرفت.

بعد از انتخاب داده ها برای بر آورد مدل اولیه، تعداد ۵۰ مدل پیشنهادی که هرکدام دارای ۲۵ لایه و ضخامت هرلایه دو کیلومتر است، در نظر گرفته شد (شکل ۱۱-الف). سرعت موج طولی در مدلهای پیشنهادی ۵/۵ کیلومتر برثانیه و پهنای تغییرات باند سرعتی، ۵/۰± كيلومتر برثانيه تعيين شد.





شکل ۹. نمودار زمان سیر-مسافت برای چهار فاز S_g ،P_n ،P_g و S_l ، منطقه شبکه لرزهنگاری شیراز.

خُردزمین لرزه ها در شبکه لرزه نگاری موقت، مورد بررسی قرار گرفته است (تاتار و همکاران، ۲۰۰۳). نتایج حاصل از این تحقیق حاکی از آن است که اکثر زمین لرزه های این منطقه، دارای عمقی کمتر از ۲۰ کیلومتر هستند. با این تفاسیر، داده های محلی نمی تواند ابزار خوبی برای تعیین ساختار پوسته در اعماق بیش از عمق ذکر شده، در این مناطق باشد و باید از روش هایی نظیر تابع گیرنده، در تعیین باید از مده از هم گرایی در جدول ۳ نمایش داده شده است. با استفاده از نرمافزار ولست نتایج حاصل از برگردان مدلهای اولیه در شکل (۱۱– ب) نشان داده شده است. روند تغییرات سرعت در مدلهای حاصل از برگردان، به صورتی است که نشاندهنده وجود ناپیوستگیهایی در عمقهای ۶، ۱۰ و ۱۴ کیلومتر است. در پایان مدل نهایی با اجرای دوباره نرمافزار ولست تعیین میشود که نتیجه آن در شکل ۱۲ نشان داده شده است. در نتایج نهایی تا عمق ۱۴ کیلومتر، هم گرایی خوبی دیده میشود و از این عمق به پایین، هم گرایی ضعیف است. این وضعیت به خاطر نبود زمینلرزههای عمیقتر در این ناحیه روی میدهد. کم عمق بودن زمینلرزهها در زاگرس با ثبت

فاصله	تصحيح	عد از	ي و ب	قبل	متفاوت	فازهای	سرعت	ل ۲.	جدوا
-------	-------	-------	-------	-----	--------	--------	------	------	------

قبل از تصحيح فاصله	بعد از تصحيح فاصله
\mathbf{V}_{pg} = "\\٤v ±./."	$\mathbf{V}_{\mathbf{pg}}$ = יוע ביייי
V_{sg} = ٣/٧٢ ±•/•١	$\mathbf{V}_{sg} = \mathbf{r}/\mathbf{v} \mathbf{i} \pm \mathbf{i}/\mathbf{v}$
$V_{sn} = \epsilon / v \tau \pm \cdot / \cdot r$	$\mathbf{V}_{\mathrm{sn}} = \epsilon / \mathrm{VA} \pm \mathrm{VA} \epsilon$
$\mathbf{V_{pn}}=$ 1/16 ±./.۳	$V_{pn} = V/A \pm 1/V$



شکل ۱۰. رومرکز زمینلرزههای استفاده شده در تعیین مدل پوسته.



شکل ۱۱. (الف) ۵۰ مدل احتمال اندیشانه اولیه و (ب) نتایج حاصل از برگردان یک*بُعد*ی.



شکل ۱۲. مدل نهایی ساختار سرعتی پوسته.

حال باید مدل بهدست آمده را با مدلهای دیگر این منطقه مقایسه کرد.

۶ بحث و مقایسه با تحقیقات دیگر

چون منطقه مورد بررسی قسمت بیشتر در زاگرس مرتفع و قسمت دیگر آن در کمربند چین خورده ساده زاگرس قرار دارد، می توان آن را با هردو ناحیه گفته شده مقایسه کرد (شکل ۱۳). در این تحقیق، ساختار سرعتی بخشی از پوسته در منطقه شیراز شامل سه لایه؛ لایه اول به ضخامت پوسته در منطقه شیراز شامل سه لایه؛ لایه اول به ضخامت مخامت ۴ کیلومتر با سرعت ۵/۸۸ کیلومتر بر ثانیه و لایه سوم با ضخامت ۴ کیلومتر با سرعت ۶/۵۴ کیلومتر بر ثانیه به درست آمد.

حال با مقایسه در امتداد یک در شکل ۱۳ طبق شکل ۱۴ ضخامت لایه اول تقریبا معادل با ناحیه شهر کرد (یمینی فرد و همکاران، ۲۰۰۶) است

40'00' 40'0'

شکل ۱۳. مقایسه مدل این تحقیق با مدل های دیگر در دو امتداد.



(۲ کیلومتر کمتر) و مانند سیلاخور (یمینیفرد و همکاران، ۱۳۸۹) در ۶ کیلومتر ناپیوستگی داریم. همینطور، در ۱۴ کیلومتر مانند سیلاخور و شهر کرد ناپیوستگی داریم. سرعت در لایه اول ۸/۳۸ کیلومتر برثانیه از لایه اول در شهر کرد بیشتر، ازلایه اول در سیلاخور ۱۸/۰ بیشتر و از لایه اول در فین (ایلاغی، ۱۳۸۸) ۲۰/۳ کیلومتر برثانیه بیشتر است.

سرعت لایه دوم در شیراز ۰/۰۲ کمتر از لایه دوم در فین، شهر کرد و سیلاخور است و سرعت لایه سوم ۰/۳۴ بیشتر از لایه سوم در سیلاخور است. از طرف دیگر مطابق شکل ۱۵ یک ناپیوستگی در ۱۰ کیلومتر مشاهده می شود که معادل ناپیوستگی در ۱۱ کیلومتر در قیر (تاتار و همکاران، ۲۰۰۳) است و سرعت لایه دوم در شیراز ۰/۰۴ بیشر از قیر است.

با توجه بـه مـوارد بـالا بـه ايـن نتيجـه مـى تـوان رسـيد كــه ناحيــه مــورد بررســى از لحــاظ مــدل ســرعتى و ضخامت، بيشتر شبيه به ناحيه زاگرس مرتفع است.

_	سيلاخور	شهركرد	شيراز	فين	
	Vp=5.5km/s				
	V _P =5.9km/s	V _P =5.3km/s	V _P =5.68km/s		
۴Ť				V _P =5.65km/s	
°†	V _p =6km/s		V _P =5.88km/s		
10-	P	V₋−5 9km/s	V _P =6.54km/s		
12		Vp=0.3K11/3			
	V _P =6.2km/s			V _p =5.9km/s	
	V _p =6.4km/s				
		V _P =6.2km/s			
18-	8 V _P =6.7km/s		V _P =6.66km/s	V _P =6.25km/s	
22					

عمق

شکل ۱٤. نمای طرحوار از مدلهای پوسته در امتداد یک.

جدول ۳. نتایج نهایی هم گرایی.

عمق لايه (km)	سرعت(km/s)
	0/7,٨
٦	٥/٨٨
١٠	٦/٥٤
١٤	٦/٦٦



شکل 10. نمای طرحوار از مدلهای پوسته در امتداد دو.

۷ نتیجهگیری

در این تحقیق ابتدا نسبت سرعت امواج لرزهای P وS بررسی شد. سیس با استفاده دادههای ثبت شده در شبکه لرزهنگاری شیراز نسبت سرعتی Vp/Vsدر فواصل محلی ناحیه شیراز مقدار ۱/۷۷ بهدست آمد که با تحقیقات مشابه در این ناحیه مطابقت دارد. برای یک منطقه به مرکزیت شیراز و شعاع تقریبا ۱۵۰ کیلومتر سرعت فازهای متفاوت و S_n و S_n به دست آمد که به ترتیب برابر با S_g ، P_n ، P_g \mathcal{N}_{sg} = \mathcal{V}/\mathcal{V} 11 \pm $\cdot/\cdot\mathcal{V}$ \mathcal{N}_{pg} = $\mathcal{P}/1\mathcal{P}$ \pm $\cdot/\cdot\mathcal{V}$ است. نتایج $V_{sn} = F/V \Lambda \pm \cdot / \cdot Y$ تحقیق حاکی از آن است که فازهای Pg و Sg در مقایسه با فازهای P_n و S_n به ترتیب در فواصل ۱۷۶ و ۱۷۲ کیلومتر زودتر میرسند. در ادامه با استفاده از روش برگردان يكُبُعدى، مدل سرعتى پوسته، شامل سه لايه، لايه اول به ضخامت ۶ کیلومتر و سرعت موج P برابر ۵/۶۸ کیلومتر بر ثانیه ، لایه دوم به ضخامت ۴ کیلومتر با سرعت موج P برابر با ۵/۸۸ کیلومتر بر ثانیه و لایه سوم به ضخامت ۴ کیلومتر با سرعت موج ۶/۵۴ قرار گرفته روی یک لایه نیمفضا با سرعت ۶/۶۶ کیلومتر بر ثانیه، بهدست آمد. در ادامه با استفاده از روش بر گردان یک بُعدی، پس از اجرای آزمونهای متعدد، برای این ناحیه ساختار سرعتی شامل سه لايه، لايه اول به ضخامت ۶ كيلومتر و سرعت موج P برابر ۵/۶۸ کیلومتر بر ثانیه، لایه دوم به ضخامت ۴ کیلومتر با سرعت موج P برابر با ۵/۸۸ کیلومتر بر ثانیه ولایه سوم به ضخامت ۴ کیلومتر با سرعت موج ۶/۵۴ قرار گرفته روی یک لایه نیمفضا با سرعت ۶/۶۴ کیلومتر بر ثانیه، بهدست آمد. در دو امتدا ضخامت و سرعت را با ناحیه موردنظر تحقيق حاضر مقايسه كرديم.

ابتدا در امتداد زاگرس مرتفع، ضخامت لایه اول تقریبا معادل با ناحیه شهرکرد است و مانند سیلاخور در ۶ کیلومتر دارای ناپیوستگی است. در ۱۴ کیلومتر مانند سیلاخور و شهرکرد نیز ناپیوستگی وجود دارد. همینطور،

سرعت در لایه اول ۰/۳۸ کیلومتر برثانیه از لایه اول در شهرکرد بیشتر، ازلایه اول در سیلاخور ۰/۱۸ بیشتر و از لایه اول در فین ۰/۰۳ کیلومتر برثانیه بیشتر است که تقریبا مطابقت زیادی با نتایج ایلاغی (۱۳۸۸) دارد.

در مرحله بعد در امتداد خطی قاطع بر زاگرس مرتفع که تا حدودی با آن زاویه دارد، مشاهده میشود که در این امتداد در ضخامت ده کیلومتر با ناحیه قیر اشتراک وجود دارد.

منابع

ایلاغی، ح.، ۱۳۸۸، بررسی زمین لرزه ۵ فروردین ۱۳۸۵ فین با بزرگای گشتاوری ۵/۹ (5.9 = M) و تحلیل پس لرزههای آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشگاه بین المللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله. غلامزاده، ع.، ۱۳۸۸، مطالعه لرزهخیزی، لرزهزمین ساخت و ساختار سرعتی پوسته در زون زاگرس شرقی، پایان نامه دکتری، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله. مهندسی زلزله. پروژه مطالعه لرزه خیزی و لرزهزمین ساخت در استان لرستان بر اساس داده های ثبت شده در شبکه لرزه نگاری محلی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و

- Ambraseyse, N. N., and Melville, C. P., 1982, A history of Persian earthquake, Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, London. 212pp.
- Crampin, S., 1990, The scattering of S-waves in the crust, Pure Appl. Geophys. (PAGEOPH), 132, 67-91.
- Christensen, N. I., 1996, Poisson's ratio and crustal seismology, Journal of Geophysical Research, 101, 3139-3156.
- Christensen, N. I. and Mooney, W. D., 1995, Seismic velocity structure and composition of continental crust: a global view, J. geophys. Res., 100, 9761-9788.
- DuMouchel, W. H. and O'Brien, F. L., 1989, Integrating a robust option into a multiple

regression computing environment, Computer Science and Statistics: Proceedings of the 21st Symposium on the Interface, Alexandria, VA, American Statistical Association.

- Hatzfeld, D., Tatar, M., Ghafory-Ashtiany, M. and Priestley, K., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran), Geophysical Journal International, **155**, 403-410.
- Lee, W. H. K., Bennett, R. E. and Meagher, I., 1972, A method for estimating magnitudeoflocal earthquakes from signal duration. USGS Open files report.
- Lee, W. H. K. and Lahr, J. C., 1975, Hypo 71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, Open file report, U.S. Geol. Sur., 75-311.
- Neidell, N. S., 1985, Land application of S waves, Geophysics, Lead Edge of Explore., **11**, 32-44.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory Ashtiany, M., 2003, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity, Geophys. J. Int., 156, 255-266
- Tatham, R. H., 1982, Vp /Vs and lithology, Geophysics, 47, 336-344.
- Tatham, R. H., 1985, Shear waves and lithology. In: Dohr, G, Seismic Shear Waves: Part B. Applications, Geophysical Press, London, 86-133.
- Tatham, R. H. and McComac, M. D., 1991, Rock physics measurements, In: Neitzel, E. B., Winterstein, D. F. (Eds.), Multicomponent Seismology in Petroleum Exploration. SEG Investigation in Geophysics Series, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, ok, USA. 6, 43-91.
- Whitcomb, J. H., Garmany, J. D. and Anderson, D. L., 1973, Earthquake prediction: variation of seismic velocity before the San Francisco earthquake, Science, **180**, 632-635.
- Yaminifard, 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), Geophys. J. Int., 166, 186-196.
- Zhang, H. and Thurber, C. H., 2005, Adaptive mesh seismic tomography based on tetrahedral and Voronoi diagrams: application to Parkfield, California, J. Geophys. Res., **110**, 4303-4316.