

بررسی ساختار سطحی ناحیه فاریاب با استفاده از توموگرافی دو بعدی سرعت گروه امواج لاو

سودابه کارگر قنات النوجی^۱، عباس غلام زاده^{۲*} و محسن فرخی^۲

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲. استادیار، گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

(دریافت: ۹۷/۱۱/۳، پذیرش نهایی: ۹۸/۷/۹)

چکیده

در این مطالعه ساختار سطحی پوسته در ناحیه فاریاب، استان کرمان، با استفاده از توموگرافی دو بعدی امواج لاو، مورد بررسی قرار گرفته است. با استفاده از روش تک ایستگاهی ۴۳۷ پس لرزه ثبت شده در ۹ ایستگاه شبکه موقت محلی، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. منحنی پاشندگی برای هر یک از رویدادهای ثبت شده در ایستگاهها محاسبه شده است. پس از تعیین منحنی پاشندگی، سرعت گروه امواج لاو، در بازه ۰/۱ ثانیه تا ۱۰ ثانیه با استفاده از وارون سازی خطی، به دست آمد. در پریودهای کمتر از ۳ ثانیه محدوده سرعت گروه امواج لاو از ۰/۵ تا ۳ کیلومتر بر ثانیه است در حالی که برای پریودهای بیشتر از ۳ ثانیه سرعت گروه امواج لاو بین ۰/۲ تا ۱/۵ کیلومتر بر ثانیه است. بر این اساس به نظر می رسد در این منطقه با دو نوع پوسته اقیانوسی و قاره ای مواجه باشیم. وجود پوسته اقیانوسی با شواهدی از حضور سنگهایی در سطح زمین شامل پریودتیت و گابرو و افیولیت تقویت می شود. با توجه به کاهش سرعت گروه در پریودهای بیشتر از ۳ ثانیه، به نظر می رسد در زیر پوسته اقیانوسی با رسوبات نرم پوسته قاره ای مواجه باشیم. بر این مینا به نظر می رسد امواج لاو که دارای پریود بین ۳ تا ۹/۵ ثانیه هستند از سنگهایی عبور کرده اند که زیر این پوسته اقیانوسی قرار دارند. یک توده پر سرعتی با سرعتی در حدود ۲/۵ کیلومتر بر ثانیه در بخش میانی منطقه مورد مطالعه دیده می شود. این آنومالی از پریود ۰/۱ ثانیه قابل مشاهده است اما در پریودهای بیشتر وسعت و محدوده آن واضح تر دیده می شود.

واژه های کلیدی: امواج لاو، توموگرافی دوبعدی، ساختار سطحی، سنندج-سیرجان، فاریاب.

۱. مقدمه

زون دگرگونی سنندج-سیرجان در شمال شرق زاگرس و به موازات آن قرار دارد. روند این زون نیز همچون زاگرس شمال غرب-جنوب شرق است. این زون حدود ۱۵۰۰ کیلومتر طول دارد و پهنای آن حدود ۱۵۰-۱۰۰ کیلومتر است (حسن زاده و ورنیک، ۲۰۱۶). بر اساس فرضیات زمین شناسی، در ابتدا، سنندج-سیرجان مجاور صفحه عربی و در امتداد حاشیه جنوبی اقیانوس نئوتتیس قرار داشته است (حسن زاده و ورنیک، ۲۰۱۶). بر این مینا، شفائی مقدم و استرن (۲۰۱۱) پیشنهاد دادند که فرورانش اولیه در اقیانوس نئوتتیس، در کمان ارومیه-دختر، سریع تر از سنندج-سیرجان رخ داده است. از نظر آنها، کل سنندج-سیرجان یک قطعه در امتداد حاشیه شمال شرقی صفحه عربی، اندکی به سمت

ایران میان دو صفحه عربی و اوراسیا قرار دارد که با آهنگ ۲۵ mm/yr (ورنات و همکاران، ۲۰۰۴) همگرا می شوند. همگرایی صفحه عربی و اوراسیا، سبب دگر شکلی های متعدد در ایران از جمله ناحیه فرورانش مکران و کوتاه شدگی در زونهای برخوردی زاگرس، البرز و کپه داغ و همچنین لغزش در تعدادی گسل های امتداد لغز مهم در ایران مرکزی شده است. کمر بند کوهستانی زاگرس با راستای شمال باختر-جنوب خاور از کوه های تاروس در شمال شرق ترکیه تا تنگه هرمز در جنوب باختری ایران به طول حدود ۱۶۰۰ کیلومتر ادامه دارد. گسل اصلی زاگرس (MZRF) حد شمال شرقی زاگرس می باشد که پهنه سنندج-سیرجان (SSZ) را از کوه های زاگرس جدا می کند (بربریان، ۱۹۹۵).

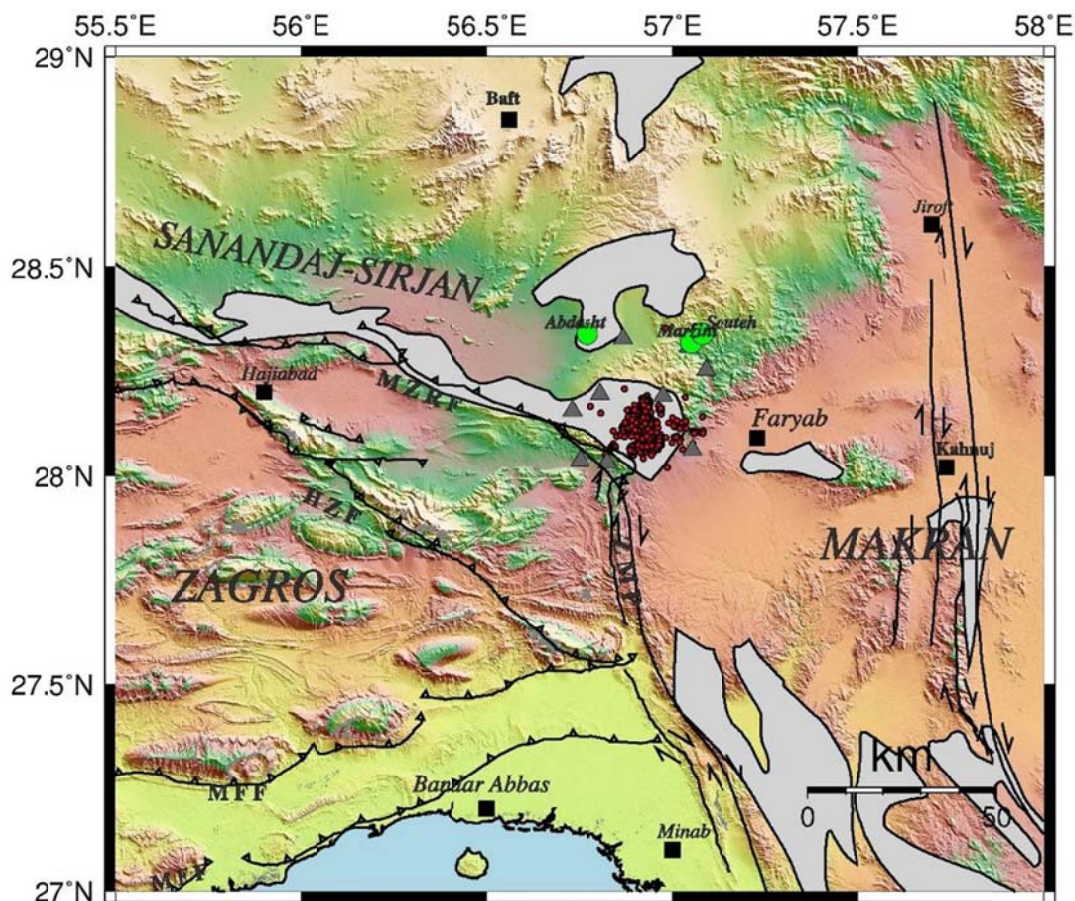
(MZRF)، دارای جهت جنوب شرقی دارند (پامیک و همکاران، ۱۹۷۹؛ علوی، ۱۹۸۰؛ ۱۹۹۴).

منطقه فاریاب در بخش انتهایی جنوب شرقی زون سندج-سیرجان، غرب گسل سبزواران و در جنوب اسفندقه در زون سندج-سیرجان واقع شده است. این ناحیه تنها منطقه فعال لرزه‌ای در زون سندج-سیرجان است (غلامزاده و همکاران، ۲۰۰۹؛ ۲۰۱۳).

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه، در غرب فاریاب، استان کرمان، و در زون سندج سیرجان واقع شده است و محل وقوع زمین لرزه ۹ اسفند ۱۳۸۴ تیاب می‌باشد (شکل ۱).

شمال شرقی، زیر یک ورقه پیوسته، افیولیت‌های کمر بند داخلی و کمر بند خارجی فرورانش شده، و سپس افیولیت‌های کمر بند داخلی در حاشیه جنوب غربی باقی مانده‌اند.

از مشخصه‌های زمین شناسی قابل توجه در این ناحیه وجود افیولیت‌هاست. از این افیولیت‌ها که بخشی از پوسته اقیانوسی می‌باشند دو سری وجود دارد: یک دسته افیولیت‌های زاگرس است که در کمر بند داخلی، در موقعیت شمال شرق سندج-سیرجان شکل گرفته‌اند، و مکان آنها بین سندج-سیرجان و حاشیه صفحه عربی، در مقیاس بزرگ، در سراسر تراست اصلی زاگرس



شکل ۱. نقشه منطقه مورد مطالعه به همراه گسل‌های منطقه. دایره‌های قرمز تیره رنگ موقعیت پس‌لرزه‌های ثبت شده، مثلث‌های مشکی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری نصب شده را نشان می‌دهد. نواحی مشخص شده به رنگ خاکستری موقعیت افیولیت‌های منطقه را نشان می‌دهند. چند ضلعی‌های رنگ سبز روشن موقعیت معادن کرومیت را نشان می‌دهند.

۲. تئوری و روش کار

امواج سطحی به دو دسته امواج ریلی و امواج لاو تقسیم می‌شوند. موج ریلی از تداخل امواج P و SV به وجود می‌آید و امواج لاو حاصل تداخل امواج SH است. ویژگی بسیار مهم امواج سطحی، خاصیت پاشندگی آنهاست که سرعت این امواج تابعی از دوره تناوب و یا فرکانس است و در نتیجه فرکانس‌های مختلف، دارای سرعت متفاوت بوده و روی نگاشت ثبت شده، از هم جدا می‌شوند. در صورتی که امواج سطحی از ساختار زمین‌شناسی خاصی عبور کنند، اثر این آنومالی‌ها و عدم تجانس‌ها روی منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی قابل مشاهده خواهد بود. برای بررسی ساختار پوسته و گوشته می‌توان از خصوصیات امواج سطحی مانند سرعت فاز، سرعت گروه و کاهندگی استفاده کرد.

منحنی‌های پاشندگی از دو روش تک ایستگاهی و دو ایستگاهی به دست می‌آیند. در روش دو ایستگاهی نیازمند دو ایستگاه لرزه‌ای هستیم که همراه رومرکز زمین لرزه در یک کمان بزرگ قرار گرفته باشند، اما در روش تک ایستگاهی تنها نیاز به اطلاعات چشمه زمین لرزه است، اگرچه در برخی موارد می‌توان از اثر چشمه نیز در مطالعه ساختار سرعتی منطقه، صرف نظر کرد (رحیمی، ۱۳۸۹). سرعت امواج لاو، وابسته به فرکانس می‌باشد و آنها دارای خاصیت پاشندگی هستند.

امواج لاو، از به تله افتادن امواج بازتابی SH و تداخل سازنده این امواج در یک لایه کم‌سرعت بر روی یک نیم‌فضا، ایجاد می‌شوند. از آنجا که نحوه انتشار امواج SH افقی است، امواج لاو نیز که از تداخل این امواج به دست می‌آیند تحت تأثیر ناهمگنی‌های افقی هستند و بازتاب‌دهنده تغییرات جانبی مواد زمین هستند. در واقع، برای تشکیل امواج لاو، باید با افزایش عمق، سرعت امواج برشی نیز افزایش یابد.

$$u_{SH} = C \hat{a}_y \exp [\mp \gamma_\beta k z + ik(ct - x)] \quad (1)$$

در رابطه بالا، $\gamma_\delta = \sqrt{1 - \frac{c^2}{\delta^2}}$ است و $\delta = \alpha, \beta$. ضریب k عدد موج، c سرعت فاز امواج، A, B و C دامنه و $(\hat{a}_x, \hat{a}_y, \hat{a}_z)$ بردارهای یک‌جهت محورهای مختصات می‌باشند.

معادله کلی جابه‌جایی برای امواج لاو، به صورت زیر است:

$$u = \hat{a}_y 2AV(Z) e^{ik(ct-x)} \quad (2)$$

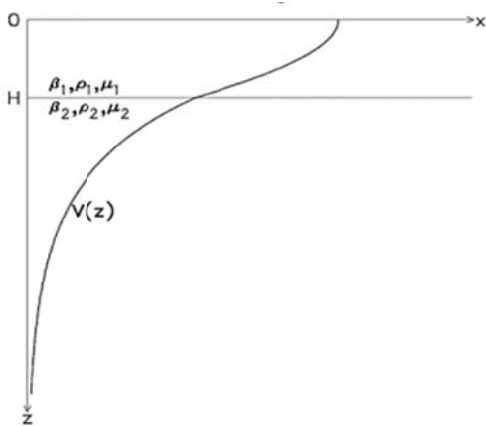
$V(Z)$ ، تابع دامنه امواج لاو است (شکل ۲) با رابطه (۳) به دست می‌آید:

$$V(z) = \begin{cases} \cos(\eta_1 kz) & 0 < z < H \\ \cos(\eta_1 kH) e^{-\gamma_2 k(z-H)} & z > H \end{cases} \quad (3)$$

با توجه به این رابطه، شرط پیوستگی این تابع در مرز بین لایه و نیم‌فضا ($z=H$)، برقرار است.

با برقراری شرایط مرزی سطح آزاد و پایداری تنش و جابه‌جایی در مرز لایه‌ها، به رابطه (۴) که در آن، H, β_1, β_2 و $\frac{\mu_1}{\mu_2}$ ثابت، ω بسامد، و ζ مجهول معادله است، می‌رسیم (لی و والاس، ۱۹۹۵):

$$\tan\left(\frac{\omega H}{\beta_1} \zeta\right) = \frac{\mu_1}{\mu_2} \sqrt{\frac{1 - \beta_1^2 / \beta_2^2}{\zeta^2} - 1} \quad (4)$$



شکل ۲. تغییرات دامنه تابع $V(z)$ امواج لاو نسبت به عمق در لایه (H) و نیم‌فضا (آدباس، ۱۹۹۹).

روش فیلترچندگانه مبتنی بر نمایش لرزه نگاشت در حوزه زمان-فرکانس است. در این مطالعه، برای آنالیز در حوزه زمان-فرکانس مد پایه و به دست آوردن سرعت گروه موج لاو، از بسته آموزشی Computer programs in seismology که توسط هرمن و آمون (۲۰۰۲)، ارائه شده است، استفاده کرده ایم.

با استفاده از روش فیلترهای چندگانه و پنجره متحرک، می توان برای تعیین سرعت گروه و سرعت فاز در روش تک ایستگاهی استفاده کرد. نرم افزار هرمن به کمک تکنیک فیلترهای چندگانه، یک فیلتر گاوسی با پهنای α را روی سیگنال اعمال می کند. انتخاب صحیح پارامتر α نقش مهمی در برآورد صحیح سرعت گروه دارد. بدین گونه که هرچه مقدار α بیشتر باشد فیلتر گاوسی دارای پهنای بیشتری است و همچنین بزرگ بودن پهنای فیلتر قدرت تفکیک در حوزه فرکانس را افزایش و در حوزه زمان کاهش می دهد. چو و همکاران (۲۰۰۷) مقادیر α را برای دوره های ۱ تا ۲۰ ثانیه مشخص می کند.

جواب های معادله فوق به صورت

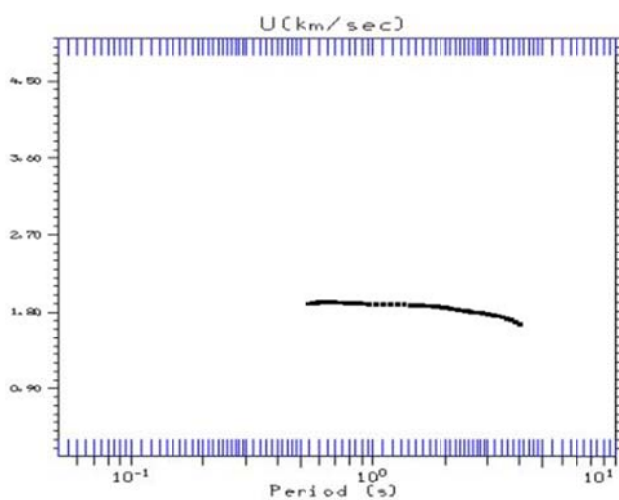
$$\omega_{CN} = \frac{N\pi\beta_1}{H\sqrt{1-\beta_1^2/\beta_2^2}}$$

است که در آن ω_{CN} بسامد مربوط به مد N است. لذا $N=0,1,2,\dots$ با توجه به بسامدهای قطع و با فرض $\beta_2=c$ ، رابطه زیر را داریم:

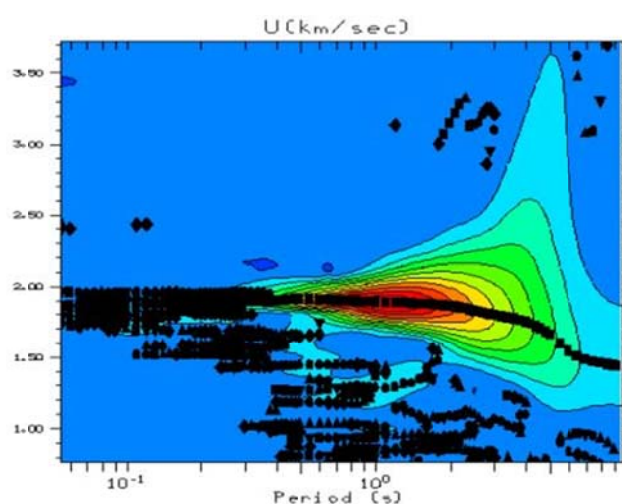
$$\omega = \frac{N\pi\beta_1}{H\sqrt{1-\beta_1^2/c^2}} \quad (۵)$$

بنابراین سرعت فاز (یا گروه) امواج سطحی (لاو)، با توجه به رابطه (۵)، به بسامد و شماره مد (N) بستگی دارد. اگر فرض کنیم که محیط انتشار، شامل لایه ای با ضخامت h و خواص کشسانی $\mu_1, \alpha_1, \beta_1, \rho_1$ است، که بر روی یک نیم فضا با خصوصیات کشسانی $\mu_2, \alpha_2, \beta_2, \rho_2$ قرار دارد، رابطه پاشندگی موج لاو، برای مدهای مختلف انتشار، به صورت زیر بیان می شود (لی و والاس، ۱۹۹۵):

$$\frac{\omega h}{c} \sqrt{\left(\frac{c}{\beta_1}\right)^2 - 1} = \tan^{-1} \left[\frac{\mu_2 \sqrt{1 - \left(\frac{c}{\beta_2}\right)^2}}{\mu_1 \sqrt{\left(\frac{c}{\beta_1}\right)^2 - 1}} \right] + n\pi \quad (۶)$$



(ب)



(الف)

شکل ۳. مراحل برآورد منحنی های پاشندگی سرعت گروه با استفاده از روش تک ایستگاهی به عنوان نمونه برای پس لرزه ۲۰۰۶-۰۳-۰۲ در ایستگاه باغان (BAGH) الف: دیاگرام انرژی مربوط به این پس لرزه که نشان دهنده پوش انرژی امواج لاو در بسامدهای مختلف است. ب: منحنی پاشندگی سرعت گروه به دست آمده با انتخاب نقطه های با انرژی بیشینه در شکل الف.

$$(Gm)_i = \iint G_i(x)m(x)dx = \int_{l_{0i}} \frac{ds}{U_0} m(x) \quad (10)$$

$$\iint G_i(x) = \int_{l_{0i}} \frac{ds}{U_0} = t_{i0} \quad (11)$$

در معادلات ۷ تا ۱۱ $x(\theta, \varphi) = x$ بردار حالت (طول و عرض جغرافیایی)، U_0 سرعت گروه یا فاز در مدل اولیه، t_i زمان سیر مشاهده شده در طول آمین مسیر، t_{0i} زمان سیر محاسبه شده در طول آمین مسیر، l_{0i} طول مسیر i و s طول قسمتی که وارون سازی روی آن انجام می شود. پارامتر α تعادل بین برازش داده ها و همواری نقشه های سرعت به دست آمده را کنترل می کند (فانگ و همکاران، ۲۰۰۹) مجهولات در این روش اختلاف کندی در هر بلوک است. ماتریس ضرایب با توجه به اینکه طول هر پرتو در هر بلوک چقدر است، محاسبه می شود (دیتمار و یانوسکایا، ۱۹۹۰).

فایل های ورودی مورد نیاز برای اجرای کد، فایل پارام و فایل مسیرها می باشد. فایل ورودی مسیرها بایستی شامل مختصات (طول و عرض جغرافیایی) رخداده ها و ایستگاه ها، سرعت میانگین در هر مسیر و تعداد مسیرهای مشابه باشند. همچنین فایل پارام بایستی شامل اندازه شبکه بندی، پارامترهای تنظیم α و σ به منظور هموار کردن نقشه های توموگرافی باشد. مقادیر کوچک تر α ، ناحیه های میانگین کوچک تر، باقی مانده های کوچک تر و در نتیجه کیفیت بهتری را در اختیار ما قرار می دهد. آگاهی از قدرت تفکیک داده ها به ما اجازه می دهد تا مینیمم اندازه ناهمگنی ها را مشخص کنیم و با این روش مشخص می شود که این رویکرد تا چه اندازه از ناهمگنی ها را برای ما می تواند آشکار کند. در این مطالعه پارامترهای تنظیم α و σ را به ترتیب ۰/۲ و ۲ در نظر گرفته ایم.

۳-۱. پارامترهای توموگرافی

در روش توموگرافی ارائه شده توسط یانوسکایا و همکاران (۱۹۹۸) پارامتری تحت عنوان ناحیه میانگین گیری تعریف شده است که نشان دهنده قدرت تفکیک داده ها است. قدرت تفکیک نشان می دهد که حداقل اندازه ناهمگنی چه مقدار است و مشخص می شود

در روش فیلتر چندگانه با اعمال فیلتر میان گذر گاوسی بر روی سیگنال های پاشیده شده، می توان زمان رسیدهای بیشینه پوش سیگنال فیلتر شده را با تفکیک سیگنال های گذری از چند پریود اصلی برآورد کرد و برای محاسبه سرعت گروه استفاده کرد که با تکرار این روند برای فرکانس های مختلف منحنی های پاشندگی سرعت گروه به دست می آید (پتروسینو و همکاران، ۲۰۰۶).

۳. توموگرافی امواج سطحی

هدف اصلی روش توموگرافی، تعیین سرعت، و چگونگی توزیع سرعت امواج در مسیر بین چشمه ها و گیرنده ها است. با استفاده از روش توموگرافی سرعت، عمق و فاصله به دست می آید و می توان ویژگی های مواد در زیر سطح زمین را مشخص کرد. اساس این روش، بر مبنای تأثیرات توده های مختلف سنگی بر روی سرعت انتشار امواج است. امواج سطحی بسته به بسامد آنها با سرعت های متفاوتی در محیط های ناهمگن حرکت می کنند، به طور معمول سرعت گروه امواج سطحی در دوره های مختلف، به ساختارهای عمقی متفاوتی حساس هستند.

در این تحقیق، از روش وارون سازی خطی ارائه شده توسط دیتمار و یانوسکایا (۱۹۸۷) و یانوسکایا و دیتمار (۱۹۹۰) برای تعیین سرعت های گروه، و توموگرافی سرعت های گروه استفاده شده است. این روش در واقع شکل تعمیم یافته، روش یک بعدی بکاس و گیلبرت (۱۹۶۸) است.

برای به دست آوردن نقشه های توموگرافی سرعت از مسائل وارون خطی پیوسته، مقادیر سرعتی و نقشه های $U(x)$ در هر پریود با مینیمم کردن تابع به صورت معادله زیر استفاده می شود:

$$\alpha \iint |\nabla m(x)|^2 dx + (d - Gm)^T (d - Gm) = \min \quad (7)$$

$$m(x) = (U^{-1}(x) - U_0^{-1})U_0 \quad (8)$$

$$d_i = t_i - t_{i0} \quad (9)$$

۱۳۸۴ با بزرگای $M_w=6$ است که در غرب شهرستان فاریاب، استان کرمان رخ داده استفاده شده است. تعداد ۴۳۷ پس لرزه این زمین لرزه توسط ۹ ایستگاه لرزه نگاری موقتی که توسط پژوهشگاه بین المللی زلزله و مهندسی زلزله (IIEES) به مدت یک ماه نصب شده بود، ثبت شده است (شکل ۱). از این داده ها ۲۶۱۶ نگاشت لرزه ای برای انجام محاسبات استفاده شده است. منحنی پاشندگی برای هر یک از این نگاشت ها مورد بررسی و محاسبه قرار گرفته است. تعداد سرعت های گروه امواج لاو به دست آمده در هر پریود با استفاده از منحنی های پاشندگی در شکل ۴ مشخص شده است. بر این اساس تعداد سرعت های گروه مورد استفاده در مرحله بعد برای استفاده در توموگرافی دو بعدی مشخص شده است.

به منظور بررسی اعتبار و دقت نتایج توموگرافی دو بعدی امواج از آزمون صفحه شطرنجی استفاده کردیم. در فرکانس ۷ هرتز با استفاده از مدل صفحه شطرنجی نشان داده شده در شکل (۵-الف)، زمان رسید امواج سطحی برای مسیر پرتوهای موجود شبیه سازی شده است. سپس با استفاده از روش برگردان مورد استفاده برای داده واقعی، نتایج خروجی برای داده شبیه سازی محاسبه شد. همان گونه که از شکل (۵-ب) مشاهده می شود، نتایج عملیات برگردان در قسمت های مرکزی شبکه با داده شبیه سازی شده تقریباً مشابه می باشد. با توجه به این موضوع نتایج به دست آمده در محدوده مرکزی شبکه قابل قبول و تفسیر است.

که با این روش چه ابعادی از ناهمگنی را می توان مشاهده کرد. در توموگرافی دو بعدی، از تابع $S(x,y)$ برای جهت های مختلف سیستم مختصات استفاده می شود. ناحیه میانگین گیری به صورت یک بیضی تعریف می شود که محور بزرگ آن با $S_{max}(x,y)$ و محور کوچک آن با $S_{min}(x,y)$ مشخص می شود و اندازه میانگین ناحیه میانگین برابر با

$$L=(S_{min}(x,y)+S_{max}(x,y))/2 \quad (12)$$

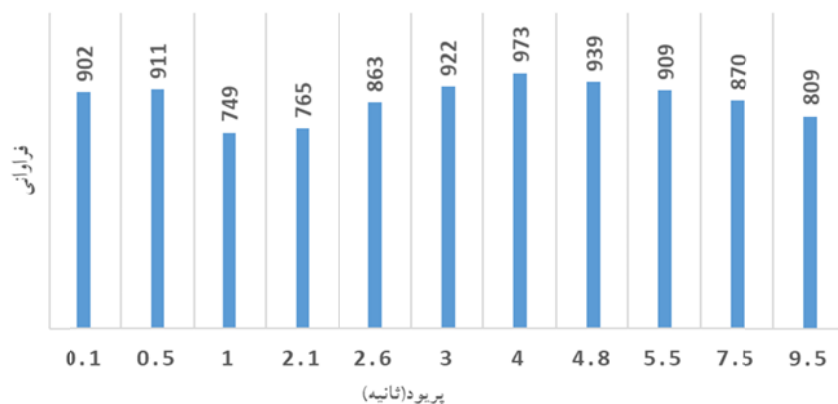
است. نهایتاً ناحیه میانگین گیری با یک عدد مشخص می شود مقادیر کم ناحیه میانگین، مربوط به قدرت تفکیک بالا بوده و که مربوط به ناحیه هایی است که مسیرهای پرتو لرزه ای پوشش زیادی دارد. پارامتر دیگری که در توموگرافی دو بعدی توسط یانوسکایا و همکاران (۱۹۹۸) معرفی شده "کشیدگی" است که از رابطه

$$ex=2(S_{max}(x,y)-S_{min}(x,y))/(S_{max}(x,y)+S_{min}(x,y)) \quad (13)$$

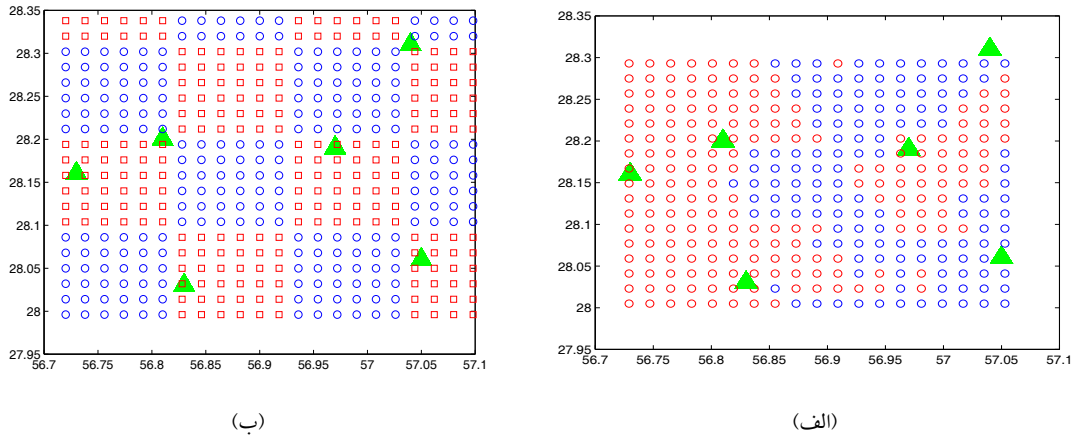
به دست می آید. مقادیر کم این پارامتر نشانگر توزیع هموار و همگن مسیرها در طول پهنه دارد. مقادیر بیش از یک فاکتور کشیدگی، نشانگر این است که جهت گیری خاصی در مسیر پرتوهای لرزه ای وجود دارد و قدرت تفکیک در امتداد این مسیر احتمالاً کوچک است (فانگ و همکاران، ۲۰۰۹).

۴. داده ها

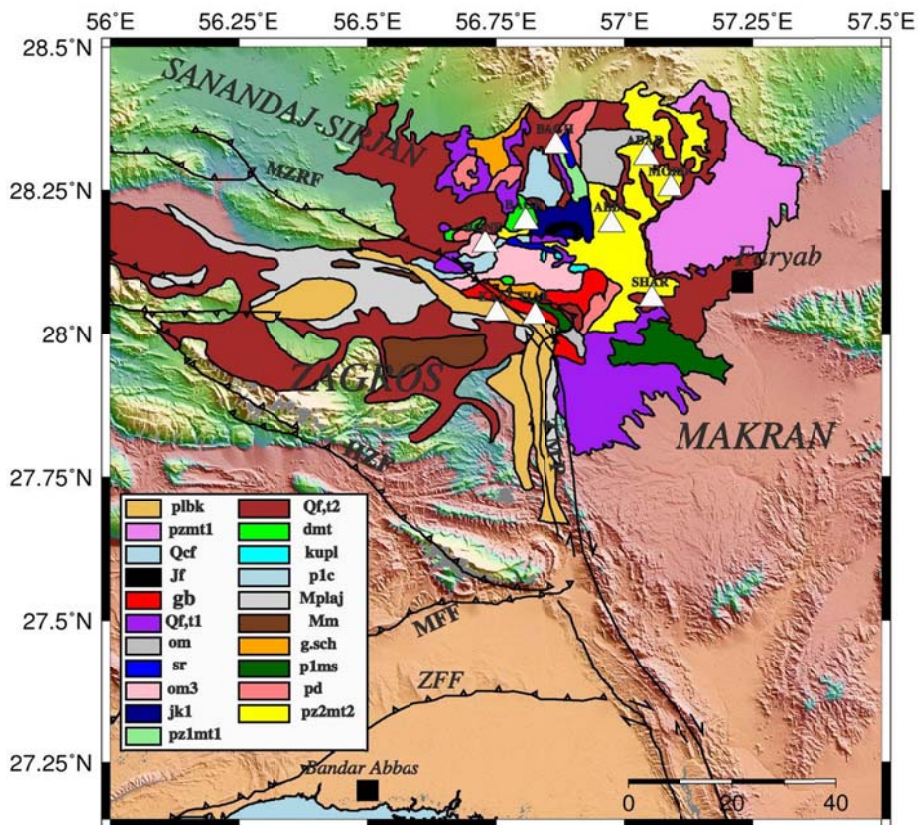
داده های این مطالعه، مربوط به پس لرزه های زلزله ۹ اسفند



شکل ۴. فرآوانی مسیر پرتوهای مورد استفاده در توموگرافی دو بعدی بر حسب پریود امواج لاو.



شکل ۵. (الف) نمودار تست صفحه شطرنجی در فرکانس ۷ هرتز، ابعاد هر یک از بلوک‌ها ۵ کیلومتر است. سرعت متوسط ۲ km/s و دایره و مربع‌ها به ترتیب نشان‌دهنده سرعت‌هایی بیشتر از ۲۵ درصد و کمتر از ۲۵ درصد متوسط می‌باشند. (ب) نتایج خروجی وارون‌سازی دوبعدی با استفاده از برنامه یانوسکایا در فرکانس ۷ هرتز.



شکل ۶. نقشه زمین شناسی ناحیه فاریاب. مثلث‌های سفید موقعیت ایستگاه‌های لرزه نگاری است. سنگهای سطحی منطقه بر حسب جنس، با رنگ مشخص شده اند: Sr= سرپانتین ؛ Om3= گدازه های زیر دریایی که در آنها دیاباز و چرت و سنگ آهک پلاژیک است؛ Gb= گابرو؛ g.sch= گلوکوفان شیست؛ Pz2mt2= ماسه سنگ و شیل و سنگ آهک؛ Dmt= جایگزینی سنگ مرمر، میکاشیست، آمفیبولیت و کوارتزیت؛ JK1= سنگ آهک؛ Pzmt1= شیست سبز و رخساره های آمفیبولیتی؛ Qf,t1= سنگهای کوهپایه ای درجه ضعیف؛ P1ms= ژیبس محلی و گل و ماسه سنگ؛ Qf,t2= سنگهای کوهپایه ای درجه بالا؛ kupl= سنگ آهک گلوبوترانکانا؛ Pz1mt1= گنایس و آمفیبولیت و کیانیت؛ Qcf= دشت رسی؛ Om= افیولیت ملانژ؛ Pd= پریدوتیت؛ plc= مخلوط کنگلومرا و ماسه سنگ؛ Mplaj= ماسه سنگها، ژیبس مارن های قرمز و سیلت (سازنداجاجاری)؛ Plbk= کنگلومرا و ماسه سنگ (سازند بختیاری)؛ Jf= فلیشهای توریدایتی؛ Mm= سنگ آهک و مارن سازند میشان. این نقشه بر اساس نقشه ارائه شده توسط سازمان زمین شناسی (GSI. 2014) دوباره رسم شده است.

۵. نتایج

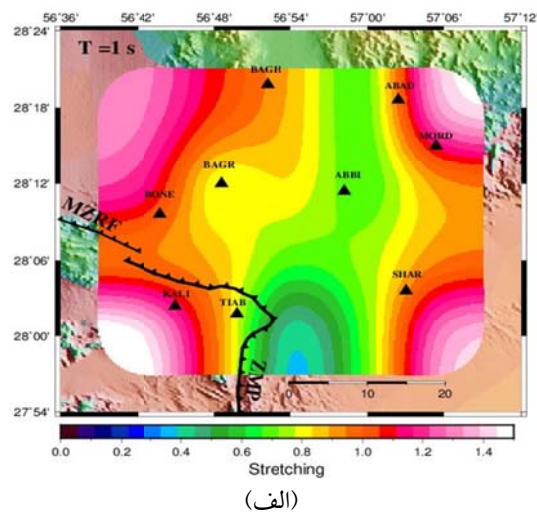
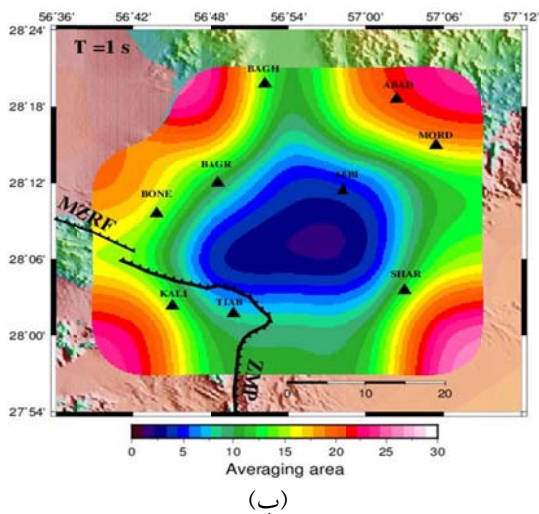
نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۶)، با استفاده از اطلاعات نقشه زمین‌شناسی کشور (GSI, 2014) ترسیم شده است. وجود سنگ‌هایی مانند پریدوتیت، سرپانتین، گابرو و گدازه‌های زیر دریایی، در این منطقه دلالت بر این دارد که آنچه در سطح زمین قرار گرفته است، منشأ عمیق‌تری دارد و طی فرآیندهای تکتونیکی به‌بالا رانده شده است. وجود این گروه از سنگ‌ها در مرکز شبکه، مؤید وجود پوسته اقیانوسی و افیولیت‌ها است، شانس خوبی در تعیین سرعت امواج لاو در این گونه سنگ‌ها خارج از شرایط آزمایشگاهی فراهم می‌آورد.

در این مطالعه، با استفاده از روش وارون‌سازی خطی ارائه شده توسط دیتمار و یانوسکایا (۱۹۸۷) و یانوسکایا و دیتمار (۱۹۹۰) نقشه‌های دوبعدی سرعت گروه، ناحیه میانگین و فاکتور کشیدگی برای دوره‌های تناوب ۰/۱ تا ۱۰ ثانیه به‌دست آمده‌اند. نتایج حاصل از توموگرافی در شکل‌های ۷ تا ۱۰ ترسیم شده است. با توجه به نتایج توموگرافی به‌دست آمده، به‌وضوح دیده می‌شود که در ناحیه بین ایستگاه‌های موجود در منطقه، پارامتر کشیدگی کمتر از یک بوده (شکل ۷-الف) و نشانگر توزیع یکسان پرتوها در امتدادهای مختلف است. همچنین با توجه به پارامتر ناحیه میانگین‌گیری که در شکل ۷-ب نمایش داده

شده، قدرت تفکیک در این مناطق نسبتاً مناسب است. قدرت تفکیک با توجه به ناحیه میانگین در بین ایستگاه‌های موجود در حدود ۵ کیلومتر است.

در قسمت شمالی منطقه مورد مطالعه، اطراف ایستگاه باغان (BAGH) یک آنومالی کم‌سرعت (شکل ۸-الف، ب و ج) مشاهده می‌شود این آنومالی در پروده‌های کمتر از یک ثانیه دیده می‌شود. و همچنین یک آنومالی با سرعت ۲/۴ کیلومتر بر ثانیه در شمال شرق منطقه، در اطراف ایستگاه آب‌باد، ABBA، مشاهده می‌شود که احتمالاً مربوط به آبرفت‌های مکران است در مرکز منطقه، آنومالی با سرعت ۲/۳ کیلومتر بر ثانیه مشاهده می‌شود که احتمالاً مربوط به ماسه‌سنگ‌های دگرگونی است. و نیز آنومالی با سرعت ۲/۳ کیلومتر بر ثانیه در جنوب غرب منطقه مشاهده می‌شود که احتمالاً به‌دلیل رسوبات در ناحیه زاگرس است که این روند را تا دوره‌تناوب ۲/۱ ثانیه می‌بینیم.

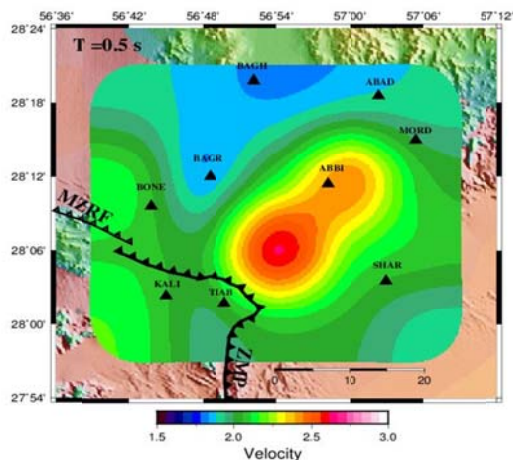
در دوره‌تناوب ۲/۷ ثانیه روند سرعت در منطقه به‌طور کلی کاهش یافته است، محدوده سرعتی را از ۰/۵ تا ۳ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته‌ایم به‌طوری که سرعت ۰/۹ ثانیه در شمال شرق منطقه در حوالی ایستگاه آب‌باد (ABBA) دیده می‌شود که احتمالاً به‌دلیل حضور افیولیت‌ها و دایک‌های در منطقه است.



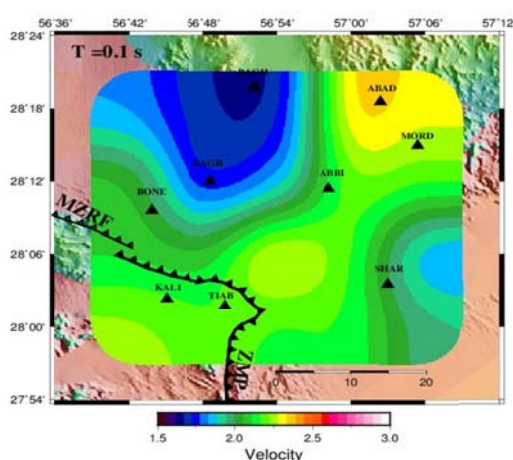
شکل ۷. الف) نقشه‌های فاکتور کشیدگی و (ب) ناحیه میانگین‌گیری امواج لاو با پروده یک ثانیه در منطقه مورد مطالعه.

نسبتاً بر سرعت بین ایستگاه‌های SHAR، ABBI، TIAB و BAGR به‌وضوح آشکار است. امواج لاو عبور کرده از این توده سرعتی در حدود ۲/۵ تا ۳ کیلومتر بر ثانیه دارند (شکل ۸-ج و د). با افزایش پریود و در نتیجه عمق، گسترش عرضی این توده تغییر می‌کند و مقطع آن به شکل دایروی نزدیک می‌شود. با توجه به اینکه این آنومالی در پریود ۰/۱ ثانیه نیز دیده می‌شود، تقریباً می‌توان آن را به سنگ‌های قابل مشاهده در سطح زمین نسبت داد. بر این اساس و با توجه نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۶)، به نظر می‌رسد این آنومالی سرعتی به سنگ‌هایی از قبیل گابرو (gb)، سرپانتین (Sr) و گدازه‌های زیر دریایی (om3) مربوط می‌باشد.

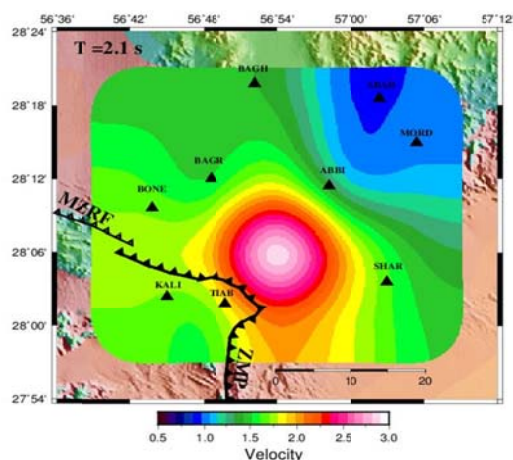
در دوره تناوب ۲/۷ ثانیه، محدوده کلی سرعت منطقه، ۰/۵ تا ۳ کیلومتر بر ثانیه است. یک آنومالی با سرعت ۳ کیلومتر بر ثانیه در شمال منطقه، در ایستگاه باغان (BAGN) مشاهده می‌شود که احتمالاً معرف ماسه‌سنگ‌های دگرگونی است. و در شمال ایستگاه‌های کلیتویه (KALI) و تیاب نیز یک آنومالی با سرعت دو کیلومتر بر ثانیه را مشاهده می‌کنیم که می‌تواند به دلیل رسوبات زاگرس باشد. در شرق منطقه مورد مطالعه، در حوالی ایستگاه‌های موردان (MORD) و آب‌باد آنومالی با سرعت ۰/۹ کیلومتر بر ثانیه را می‌بینیم که می‌تواند ناشی از وجود افیولیت‌ها در منطقه باشد. در پریودهای کم، بین ۰/۱ تا ۲/۱ ثانیه، وجود یک منطقه



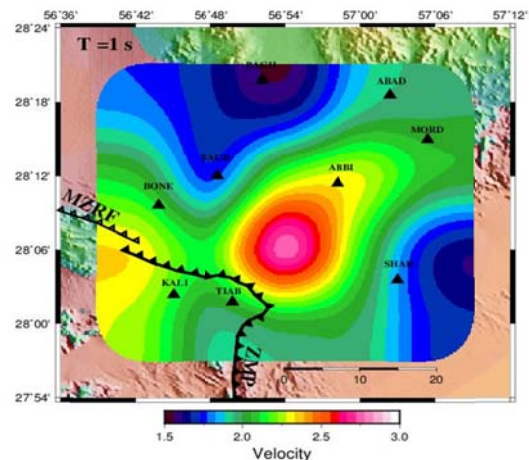
(ب)



(الف)



(د)



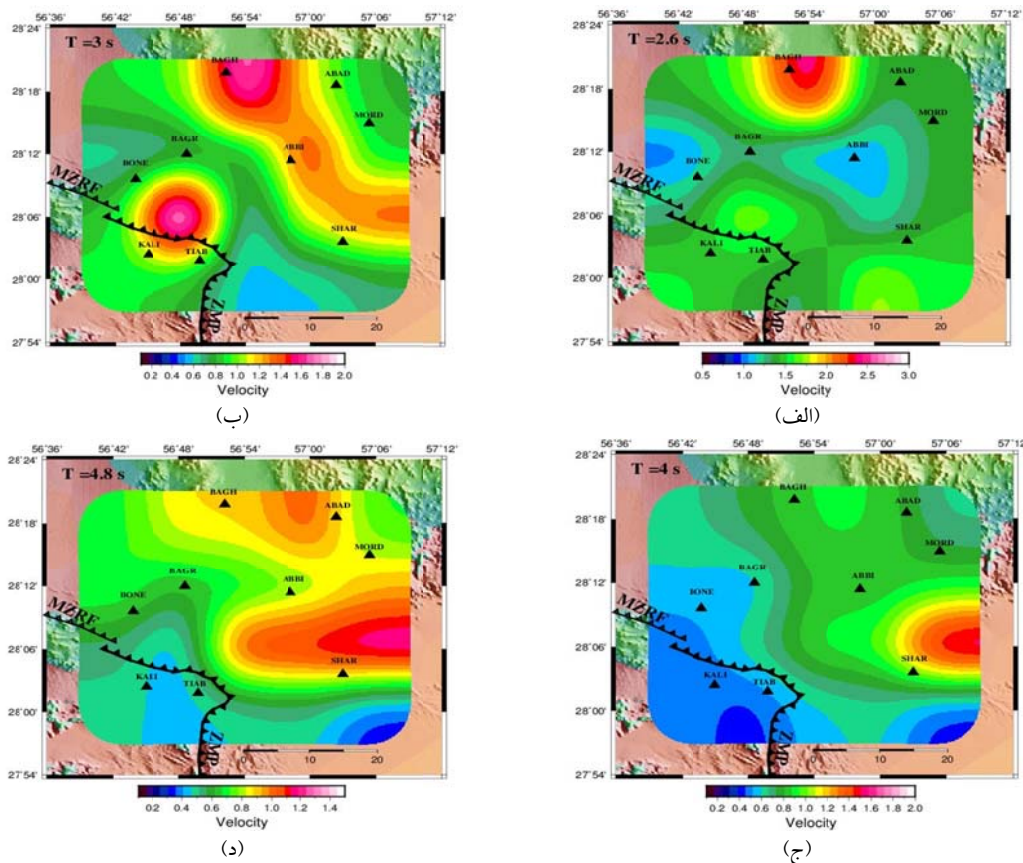
(ج)

شکل ۸. سرعت امواج لاو در منطقه مورد مطالعه برای پریودهای الف) ۰/۱ ثانیه ب) ۰/۵ ثانیه ج) ۱ ثانیه د) ۲/۱ ثانیه، مثلث‌های مشکی موقعیت ایستگاه‌ها را نشان می‌دهند و خطوط مشکی نشانگر گسل‌های معکوس اصلی زاگرس (MZRF) و زندان-میناب-پالامی (ZMP) هستند.

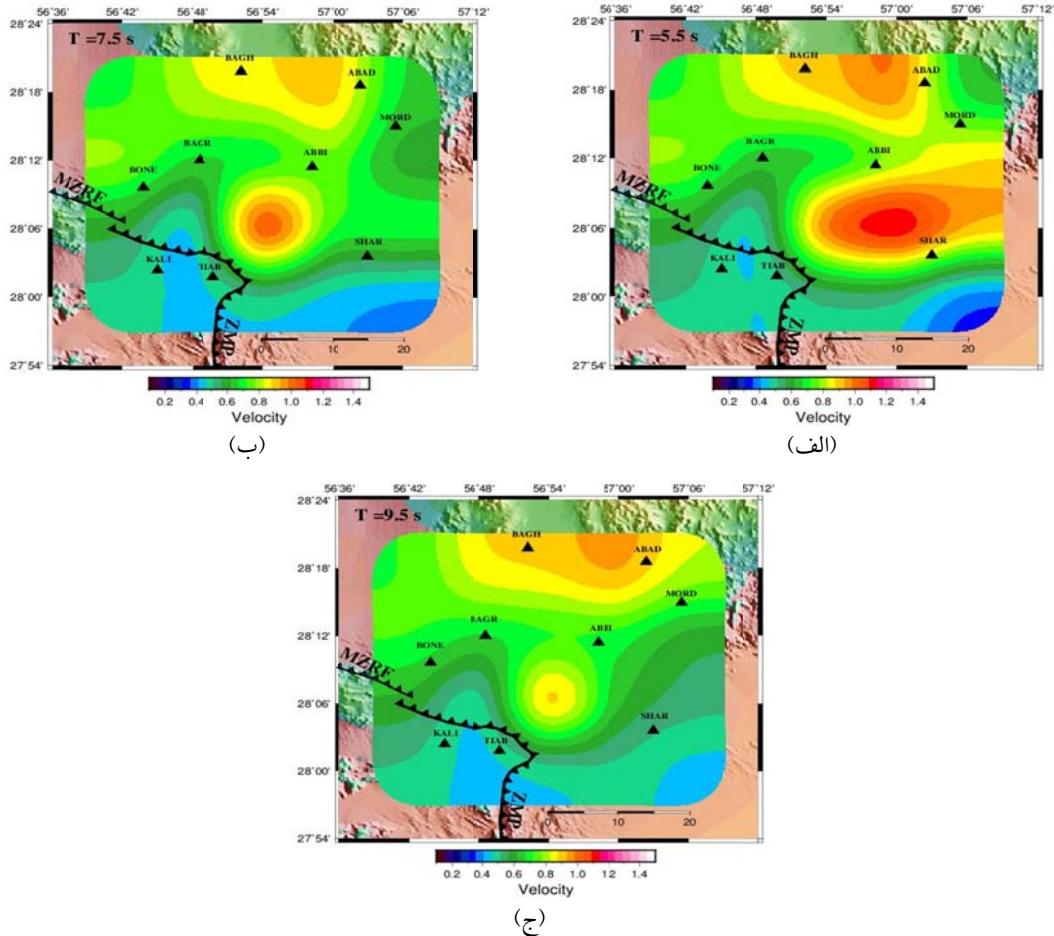
گزارش نشده است.

در حالی که پریودهای کمتر از ۳ ثانیه دارای محدوده سرعتی ۰/۵ تا ۳ کیلومتر بر ثانیه هستند، از پریود ۳ ثانیه به بعد گستره سرعتی امواج لاو کاهش می‌یابد و در محدوده ۰/۲ تا ۱/۵ کیلومتر بر ثانیه متغیر می‌باشد (شکل ۹). به طور معمول امواج سطحی با پریودهای زیادتر و در نتیجه طول موج بیشتر، از اعماق بیشتری عبور می‌کنند و در اعماق زیادتر سرعت امواج لرزه‌ای بیشتر است. در شکل ۹-ب یک آنومالی سرعتی در مجاورت ایستگاه‌های تیاب، TIAB، و کلیتویه KALI دیده می‌شود که در نگاه اول به نظر می‌رسد ادامه آنومالی دیده شده در شکل ۱۰-ب می‌باشد اما از نظر سرعت دارای مقدار نسبتاً کم و در حدود ۱/۶-۱/۷ کیلومتر بر ثانیه است در حالی که در شکل ۹-د سرعت این توده ۳-۲/۷ کیلومتر بر ثانیه می‌باشد.

علوی و همکاران (۱۳۹۷) در این منطقه و در پریودهای ۱/۵ و ۲/۵ ثانیه، با استفاده از توموگرافی دو بعدی امواج ریلی به بررسی اثرات سطحی گسل زندان-میناب پرداخته‌اند. بر این اساس و تنها در پریودهای ذکر شده می‌توان به مقایسه نتایج حاصل از امواج ریلی و لاو پرداخت. با توجه به شکل ۸، در نتایج حاصل از توموگرافی امواج لاو، به خط‌شدگی واضحی که نشانگر اثر گسل امتداد لغز زندان-میناب باشد، قابل تشخیص نیست. این عدم مشاهده می‌تواند به علت ماهیت متفاوت این دو نوع از امواج سطحی باشد، با توجه به اینکه امواج ریلی از تداخل امواج P و Sv حاصل می‌شوند ساختارهای عمقی و مرزهای قائم آنومالی‌ها تأثیر بیشتری در پاشندگی آنها دارد. از سوی دیگر در این محدوده پریودی واضح مشاهده شده در امواج لاو (شکل ۸) در نتایج متناظر امواج ریلی توسط ایشان



شکل ۹. سرعت امواج لاو در منطقه مورد مطالعه برای پریودهای الف (۲/۶ ثانیه ب) ۳ ثانیه ج) ۴ ثانیه د) ۴/۸ ثانیه، مثلث‌های مشکی موقعیت ایستگاه‌ها را نشان می‌دهند و خطوط مشکی نشانگر گسل‌های معکوس اصلی زاگرس (MZRF) و زندان-میناب-پالامی (ZMP) هستند.



شکل ۱۰. نقشه توموگرافی دو بعدی موج لاو (الف) سرعت گروه برای دوره تناوب ۵/۵ ثانیه، (ب) سرعت گروه برای دوره تناوب ۷/۵ ثانیه، (ج) سرعت گروه برای دوره تناوب ۹/۵ ثانیه، مثلث‌های مشکی موقعیت ایستگاه‌ها را نشان می‌دهند خطوط مشکی نشانگر گسل‌های معکوس اصلی زاگرس (MZRF) و زندان-میناب-پالامی (ZMP) هستند.

۶. بحث و نتیجه‌گیری

در اغلب نقاط میانی منطقه مورد مطالعه به‌خصوص بین ایستگاه‌های شریک‌آباد (SHAR)، آب‌بید (ABBI)، باغ‌چنار (BAGR) و تیاب (TIAB)، ناحیه میانگین‌گیری (شکل ۵) کمتر از ۵ کیلومتر است. فاکتور کشیدگی نیز در منطقه مورد مطالعه به‌خصوص در نقاطی که درون شبکه لرزه‌نگاری قرار دارند کمتر از یک است و دلالت بر این موضوع دارد که در این محدوده، تراکم پرتوها بیشتر بوده و پرتوها از جهت‌گیری خاصی پیروی نمی‌کنند. و ابعاد آنومالی‌های قابل تفکیک در این محدوده کم بوده و نتایج حاصل از توموگرافی دو بعدی امواج لاو، قابل قبول و مستدل می‌باشند.

آنومالی دیگری با گسترش تقریبی شرقی-غربی در پریودهای ۴ و ۴/۸ ثانیه در مجاورت ایستگاه شریک‌آباد، SHAR دیده می‌شود. بخش اعظم از این آنومالی داخل شبکه و در محدوده‌ای قرار دارد که فاکتور کشیدگی کمتر از یک است (شکل ۷) و قابل توجه می‌باشد. این آنومالی تا پریود ۵/۵ ثانیه ادامه یافته ولی در این پریود گستره کمتری دارد و شکل مقطع آن به‌صورت دایروی نزدیک می‌شود. سرعت آن بین ۱/۲ تا ۱/۴ کیلومتر بر ثانیه می‌باشد. در پریود ۷/۵ ثانیه شکل آن کاملاً دایروی می‌شود و نهایتاً اثر کم‌رنگی از آن در پریود ۹/۵ ثانیه دیده می‌شود در حالی که سرعت آن کاهش یافته و به حدود ۰/۹ کیلومتر بر ثانیه رسیده است (شکل ۱۰).

روند کلی سرعت منطقه در دوره تناوب ۳ ثانیه، بین ۰/۵ تا ۱/۷ کیلومتر بر ثانیه است. یک آنومالی با سرعت ۱/۷ کیلومتر بر ثانیه را در شمال منطقه در اطراف ایستگاه باغان می‌بینیم که با سرعت ۱/۶ از ایستگاه‌های آب‌بید و شمال ایستگاه شریک‌آباد در شرق می‌گذرد و می‌تواند معرف آبرفت‌های مکران باشد. در شمال ایستگاه‌های کلیتویه و تیاب آنومالی با سرعت ۱/۸ کیلومتر بر ثانیه را می‌بینیم که می‌تواند به دلیل رسوبات ناحیه زاگرس باشد. در دوره تناوب ۴ ثانیه، محدوده سرعتی کلی منطقه، ۰/۴ تا ۱/۴ کیلومتر بر ثانیه است. در شرق منطقه مورد مطالعه، آنومالی با سرعت ۱/۴ کیلومتر بر ثانیه مشاهده می‌شود. در غرب و جنوب غرب منطقه مورد مطالعه آنومالی با سرعت ۰/۶ کیلومتر بر ثانیه مشاهده می‌شود که احتمالاً به علت وجود دایک و افولیت‌های منطقه است. در جنوب شرق منطقه نیز آنومالی با سرعت ۰/۴ کیلومتر بر ثانیه را شاهد هستیم.

یک توده پر سرعت با سرعتی در حدود ۲/۵ کیلومتر بر ثانیه در بخش میانی نقشه در فاصله بین ایستگاه‌های تیاب، TIAB، شریک‌آباد، SHAR، آب‌بید، ABBI و باغ چنار، BAGR، به وضوح دیده می‌شود این آنومالی از پرپود ۰/۱ ثانیه قابل مشاهده است اما در پرپودهای بیشتر وسعت و محدوده آن واضح‌تر دیده می‌شود. در پرپودهای ۱ و ۲ ثانیه سرعت این آنومالی افزایش یافته و تا حدود ۳ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد. با توجه به اینکه امواج با پرپودهای بلندتر اطلاعاتی از اعماق بیشتر به دست می‌دهند، چنین به نظر می‌رسد که این آنومالی در عمق دارای ابعادی محدودتر است و هنگامی که به سطح نزدیک می‌شود از سرعت آن کاسته شده ولی به وسعت آن افزوده می‌شود.

عمق نفوذ امواج سطحی با طول موج آنها ارتباط دارد و تقریباً بین یک سوم تا نصف طول موج است و بر این اساس می‌توان تخمین زد که هر یک از شکل‌ها، به طور تقریبی، بازتاب‌دهنده مواد چه عمقی هستند. روند تغییرات سرعت تا پرپود ۲/۶ ثانیه به صورت افزایشی است، یعنی

با افزایش پرپود سرعت افزایش می‌یابد اما در پرپودهای بالاتر از ۳ ثانیه، ناگهان با کاهش سرعت مواجه می‌شویم (شکل ۱۰). محدوده سرعتی برای پرپودها بالاتر از ۳ ثانیه به طور آشکاری کاهش یافته است. به نظر می‌رسد امواج با پرپود کمتر از ۳ ثانیه از سنگ‌هایی عبور می‌کنند که از پرپودهای بیشتر به کلی متفاوت است. می‌توان چنین فرض کرد که با دو پوسته مواجه هستیم؛ یکی نسبتاً پر سرعت‌تر، و دیگری کم‌سرعت. در این مطالعه قابل مشاهده است که قسمت پر سرعت‌تر روی قسمت کم‌سرعت قرار دارد. براساس مطالب ذکر شده می‌توان حدس زد که امواج سطحی با پرپودهای کمتر از ۳ ثانیه عمدتاً از پوسته اقیانوسی شامل سنگ‌هایی از جمله پریدوتیت، سرپانتین و گابرو عبور می‌کنند.

براساس مدل‌های تکتونیکی، افولیت‌ها تکه‌ای از پوسته اقیانوسی هستند که بر روی پوسته قاره‌ای خزیده شده‌اند. بر این مبنا به نظر می‌رسد امواج لاو که دارای پرپود بین ۳ تا ۹/۵ ثانیه هستند از سنگ‌هایی عبور کرده‌اند که زیر این پوسته اقیانوسی قرار دارند و متعلق به پوسته ایران مرکزی قدیم می‌باشند. سرعت نسبتاً کم آنها می‌تواند ناشی از وجود رسوبات سطحی روی این پوسته قاره‌ای باشد.

تشکر و قدردانی

داده‌های این پژوهش از پروژه ۵۱۱۹-۳۳۰ پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به دست آمده است. بدین وسیله از دست‌اندرکاران این این پروژه و مسئولین آن به خاطر در اختیار قرار دادن داده تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین از مردم خون‌گرم و مهربان استان هرمزگان که در این مدت در کار داده‌برداری مساعدت کرده‌اند، صمیمانه سپاسگزاریم.

مراجع

رحیمی، ح.، ۱۳۸۹، ساختارهای الاستیک و غیرالاستیک منطقه‌ای برای پوسته و گوشته بالائی ایران، رساله

انتهای شمالی گسل زندان-میناب با استفاده از توموگرافی دو بعدی امواج ریلی، هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.

- Alavi, M., 1980, Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran, *Geology*, 8, 144–149.
- Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, 229, 211–238.
- Backus, G. E. and Gilbert, J. F., 1986, The resolving power of gross Earth data, *Geophysics R. Astr. Soc.* 16, 169–205.
- Berberian, M., 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tecto-nophysics* 241, 193 – 224.
- Cho, K. H., Herrmann, R. B., Ammon, C. J. and Lee, K., 2007, Imaging the Upper Crust of the Korean Peninsula by Surface-Wave Tomography., *Bulletin of the Seismological Society of America.*, 97(1B), 198–207. doi: 10.1785/0120060096
- Ditmar, P. G. and Yanovskaya, T. B., 1987, Generalization of Backus-Gilbert Method for 63 Estimation of Lateral Variations of Surface Wave Velocities, *Phys. Solid Earth, Izvestia Acad. Sci. USSR*, 23, 470–477.
- Fang, L., Wu, J., Ding, Z. and Panza, G. F., 2009, High resolution Rayleigh wave group velocity tomography in North-China from ambient seismic noise, *Gephys. J. Int.*, 181, 1-171-1182.
- Gholamzadeh, A., Rahimi, H. and Yaminifard, F., 2013, Spatial and temporal variation of coda-wave attenuation in the Faryab region, southeast of the Sanandaj-Sirjan zone, using aftershocks of the Tiab earthquake of 28 February 2006. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1), 529-539.
- Gholamzadeh, A., Yamini-Fard, F., Hessami, K. and Tatar, M., 2009, The February 28, 2006 Tiab earthquake, Mw 6.0: implications for tectonics of the transition between the Zagros continental collision and the Makran

دکتری، پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

- علوی، ص.، غلامزاده، ع. و فرخی، م.، ۱۳۹۷، بررسی subduction zone. *Journal of Geodynamics*, 47, 280-287.
- Hassanzadeh, J. and Wernicke, B. P., 2016, The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35(3), 586-621.
- Herrmann, R. B. and Ammon, C. J., 2002, *Computer Programs in Seismology, Surface Waves, Receiver functions and Crustal structure*, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, St Louis.
- Lay, T. and Wallace, T. C., 1995, *Modern Global Seismology*, Academic Press.
- Pamic, J., Sestini, G. and Adib D., 1979, Alpine magmatic and metamorphic processes and plate tectonics in the Zagros range, Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 569–576
- Petrosino, S., 2006, Attenuation and velocity structure in the area of Pozzuoli-Solfatara (Campi Flegrei, Italy) for the estimate of local site response (Doctoral dissertation, Università degli Studi di Napoli Federico II).
- Shafaii Moghadam, H. and Stern R. J., 2011, Geodynamic evolution of upper Cretaceous Zagros ophiolites: Formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone, *Geol. Mag.*, 148, 762–801.
- Udias, A., 1999, *Principles of Seismology*, Cambridge University Press.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.* 157, 381– 398.
- Yanovskaya, T. B. and Ditmar, P. G., 1990, Smoothness Criteria in Surface Wave Tomography. *Geophys. J. Int.*, 102, 63–72.

Shallow structure of Faryab region using two-dimensional Love wave group velocity tomography

Kargar Ghanat Alnooji, S.¹, Gholamzadeh, A.^{2*} and Farrokhi, M.²

1. M.Sc. Student, Department of Physics, Faculty of science, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

2. Assistant Professor, Department of Physics, Faculty of science, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

(Received: 23 Jan 2019, Accepted: 1 Oct 2019)

Summary

The Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ) extends ~1500 km from the northwest (Sanandaj) to southeast (Sirjan) parallel to the Zagros Fold Thrust belt with average width of 150–200 km. This zone is a metamorphic–magmatic belt, associated with the Zagros Orogen and part of the Alpine-Himalayan orogenic system in Iran. Its limits on either side are marked with discontinuously preserved ophiolites including the following: (1) the Neyriz-Kermanshah ophiolite situated on the northern edge of the Zagros Mountains and (2) the Khoy and Nain-Baft ophiolite complexes to the northeast (Stöcklin, 1981).

The rocks in this zone are the most highly deformed of the Zagros belt and share the NW–SE trend of surrounding structures. The zone is dominated by Mesozoic rocks; Palaeozoic rocks are generally rare but are common in the southeast (Berberian, 1995). The SSZ is characterized by metamorphosed and complexly deformed rocks associated with abundant deformed and undeformed plutons, as well as widespread Mesozoic volcanic. The ophiolites are generally regarded as preserving a record of an ocean basin or basins that lay between these elements in Mesozoic through mid-Cenozoic time, as a whole referred to as the Neotethys Ocean, with the Eurasian continent to the north, and Gondwana-land to the south (e.g., Stöcklin, 1974; Sengör, 1979; Berberian and King, 1981; Stampfli and Borel, 2002; Agard et al., 2011).

Faryab region in the Sanandaj-Sirjan zone is located in a very tectonically active zone, materialized by highly deformed metamorphic rocks, colored melange and ultramafic-mafic complexes.

An earthquake with magnitude Mw 6.0 occurred on the Faryab region, on the southeastern part of Sanandaj-Sirjan, on February 28, 2006. Aftershocks of this earthquake were used to study Love wave's group velocity. Seismic surface wave tomography of short-period dispersion curves is a useful method for studying the shallow structures of the Earth.

The main aim of this study is to apply the group velocity dispersion to Faryab region, southeast of Sanandaj-Sirjan zone, to calculate the two-dimensional Love wave group velocity tomography.

We have analyzed surface wave dispersion curves of 2616 waveforms of 437 aftershocks, (figure 1). These aftershocks were recorded by a local temporary network including 9 short period station that were installed by International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES) during 28 Feb. 2006 to 30 Mar. 2006. The temporary stations were equipped with Guralp CMG-6TD velocity seismometer with flat frequency response between 0.1 – 50 Hz. The epicentral distance and magnitude of earthquakes were less than 50 km and larger than 1.5, respectively. The dispersion curves were calculated in the period range between 0.1 seconds to 10 of seconds, which corresponded to the shallow structure of upper crust including sedimentary layers. Surface wave tomography was also performed to estimate the two-dimensional group velocity maps of Love waves in the Faryab region. The isolated surface wave fundamental modes (and group velocity dispersion curves) have been analyzed using linear inversion method for estimation of 2D tomography maps (Yanovskaya-Ditmar; 1990). Based on the ray coverage inside the 2 × 2 km cells in the region, the estimated minimum dimension of distinct heterogeneities was about 5 km.

There are numerous anomalies in tomography maps. The range of Love waves velocity has two part: in periods shorter than 3 seconds, the velocity ranges from 0.5 to 3 km/s, and in periods above 3 second, the velocity ranges are 0.2- 1.5 km/s. It seems that in this area we are faced with two different crusts: oceanic and continental crust. Waves with a period shorter than 3 seconds pass shallower part of the crust, seem to be related to the oceanic crust that confirmed by evidence of some rocks such as Gabbro, peridotite, and ophiolites, that are exposed on the surface (figure 4). Under this oceanic layer, there is some soft sediment of continental crust. Waves with a period more than 3 seconds travel through these soft materials.

Keywords: Love wave; 2D tomography; shallow structure; Sanandaj-Sirjan zone; Faryab region.

*Corresponding author:

abbas.gholam@hormozgan.ac.ir