

برآورد ساختارهای سرعتی رسوبات سطحی در حوزه تهران با استفاده از پراکنش امواج سطحی لاو

روح‌الله امیری فرد^۱، حبیب رحیمی^{۲*} و فرهاد ثبوتی^۳

^۱ دانشجوی دکتری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۲ استادیار، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی، علوم پایه، زنجان، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۲/۱۲/۱۹، تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۴/۰۹)

چکیده

در این تحقیق داده‌های ثبت شده در ده ایستگاه شتاب‌نگاری سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران، که به مدت ۸ ماه به‌طور پیوسته ثبت شده‌اند، مورد بررسی قرار گرفته و نوفه ثبت شده در این مدت برای تعیین تابع‌های گرین تجربی استفاده شد. از طرفی دیگر داده‌های ثبت شده از زلزله‌های محلی رخ داده در اطراف تهران در ایستگاه‌های نصب شده شرکت پارسین برای برآورد منحنی‌های پاشش تک‌ایستگاهی استفاده شد. همبستگی متقابل روی مولفه مماسی یک‌ساعته صورت گرفت و منحنی‌های پاشش سرعت گروه مُد اساسی امواج لاو، در بُرد تناوبی ۲ تا ۵ ثانیه، محاسبه شد. در مرحله بعد، با استفاده از روش وارون‌سازی مدل دوبعدی و منحنی‌های پاشش برآورد شده از روش‌های تک‌ایستگاهی و نوفه، تغییرات جانبی سرعت گروه امواج لاو در تناوب‌های پیش‌گفته محاسبه شد. برای رسیدن به این هدف، منطقه تهران به ۸۸ یاخته با ابعاد $0/1^0 \times 0/1^0$ تقسیم‌بندی و در هر یاخته مقادیر سرعت گروه امواج لاو در تناوب‌های ۲ تا ۵ ثانیه برآورد شد. با توجه به پوشش پرتوها، کمینه ابعاد ناهمگنی تفکیک‌پذیر در این تحقیق، شش کیلومتر به‌دست آمد. با توجه به نتایج به‌دست آمده، سرعت‌های کم با سنگ‌های کنگلومرا و رسوبات با ضخامت زیاد هماهنگی مناسبی داشت و در مناطق گوناگون، جنس رسوبات با سرعت به‌دست آمده همخوانی خوبی نشان داد.

واژه‌های کلیدی: نوفه، امواج سطحی، سرعت گروه، همبستگی متقابل، برش‌نگاری دوبعدی

۱ مقدمه

مدل‌سازی زمین با استفاده از امواج سطحی از دیرباز با امواج ناشی از چشمه‌های لرزه‌ای مانند انفجارها و زمین‌لرزه‌ها صورت می‌گیرد. از خاصیت پاشندگی این امواج در مدل‌سازی لایه‌های زمین استفاده می‌شود. در این نوع مطالعات، مدل‌سازی ساختار به‌خصوص در اعماق سطحی با محدودیت‌ها و دقت پایینی روبه‌رو است. توزیع نایک‌نواخت چشمه‌ها و ایستگاه‌های ثبت امواج زلزله و عدم قطعیت مکانی چشمه‌ها از اساسی‌ترین مشکلات در این زمینه است. پیشرفت‌های اخیر در

رسوبات سطحی از جمله عواملی هستند که باعث تشدید امواج زلزله می‌شوند. این واحدهای زمین‌شناختی در تحلیل خطر زمین‌لرزه و برآورد جنبش نیرومند زمین اهمیت زیادی دارند. منطقه تهران از نظر سیاسی، اقتصادی یک منطقه حساس به شمار می‌آید و وجود این واحدهای زمین‌شناختی در تهران و امکان رویداد زمین‌لرزه‌های آینده و آسیب‌های ناشی از آنها، شناخت ساختار سرعتی لایه‌های سطحی را اجتناب‌ناپذیر می‌کند.

شهر تهران و شرکت پاریسیان ثبت شده بودند (فهرست‌نامه این زمین‌لرزه‌ها در جدول ۱ آمده است)، به همراه نوفه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های سازمان مدیریت بحران شهر تهران برای برآورد منحنی‌های پاشش و در مرحله بعد تغییرات جانبی سرعت گروه امواج لاو استفاده شدند که در ادامه نحوه و روند اجرای کار به همراه نتایج آورده می‌شود.

۲ زمین‌ساخت ناحیه تهران

منطقه تهران در پهنه البرز مرکزی واقع شده است. البرز یک رشته کمانی از کوه‌ها است که در بخش شمالی ایران و در اطراف بخش جنوبی دریاچه خزر شکل گرفته است. این ناحیه به صورت کاملاً فعالی با گسل‌های معکوس و امتدادلغز چپ‌گرد تغییر شکل یافته‌است. میزان کوتاه‌شدگی در این ناحیه از بررسی‌های GPS در عرض جغرافیایی تهران حدود 2 ± 5 میلی‌متر در سال گزارش شده است (وارنانت و همکاران، ۲۰۰۴). ژئودینامیک حال‌حاضر کوه‌های البرز به علت حرکت مورب ایران مرکزی به سمت اوراسیا شکل گرفته است که این کوتاه‌شدگی به شکل زیر و در سه سامانه گسلی تقسیم می‌شوند:

- ۱- گسل‌های معکوس شمال البرز و خزر که در شمال واقع شده و به سمت جنوب شیب دارند.
- ۲- گسل‌های شمال تهران، گرمسار و پارچین که در جنوب تهران واقع شده‌اند و به سمت شمال شیب دارند.
- ۳- گسل‌های امتدادلغز فیروزکوه، مشاء و طالقان که در میانه البرز واقع شده‌اند (آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲).

این حرکت مورب به علت حرکت همگرایی بین ایران مرکزی و اوراسیا است که با حرکت به سمت غرب حوضه جنوب خزر نسبت به ایران مرکزی همراه شده است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). واحدهای زمین-

زلزله‌شناسی نشان داده است که با استفاده از همبستگی متقابل نوفه‌های لرزه‌ای که در زمان‌های یکسان در دو ایستگاه ثبت شده، می‌توان تابع‌های گرین تجربی را برای فواصل بین‌ایستگاهی تعیین کرد (شاپیرو و کامپیو، ۲۰۰۴).

نوفه‌های لرزه‌ای در همه جهت‌ها منتشر می‌شوند. از خصوصیت این امواج تکرارپذیر بودن و وابسته به علت نبودن آنها و همچنین نداشتن محدودیت در نوار بسامدی است. این روش مجموعه بزرگی از داده‌ها فراهم می‌آورد که ما را قادر به اجرای بررسی‌های بُرش‌نگاری (توموگرافی) در مناطقی با لرزه‌خیزی کم می‌کند. بنابراین، تصاویر بُرش‌نگاری (توموگرافی) حاصل از این روش می‌تواند ساختار درونی زمین را با تفکیک‌پذیری زیاد نسبت به روش‌های کلاسیک بُرش‌نگاری نشان دهد (شاپیرو و همکاران، ۲۰۰۵). فرض اساسی در این روش، کاتوره‌ای بودن میدان موج ثبت شده است. در سال‌های اخیر در سراسر جهان تحقیقات زیادی از قبیل بُرش-نگاری زمان سیر (سابرا و همکاران، ۲۰۰۵؛ شاپیرو و همکاران، ۲۰۰۵؛ یانگ و همکاران، ۲۰۰۷؛ یونگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ متقی و همکاران، ۲۰۱۲؛ شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۳)، ناهمسانگردی (گو و همکاران، ۲۰۱۲؛ شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۴)، شناسایی گسل (شیرزاد و همکاران، ۲۰۱۳)، با استفاده از نوفه‌های لرزه‌ای انجام شده است. در سال ۲۰۱۲ متقی و همکاران و ۲۰۱۳ شیرزاد و شمالی با استفاده از نوفه‌های لرزه‌ای در منطقه تهران، منحنی‌های پاشش امواج ریلی را محاسبه کردند و ساختار سرعتی گروه موج ریلی را به دست آوردند.

در تحقیق حاضر به منظور افزایش توان تفکیک و پوشش ناحیه تهران از دو مجموعه داده برای برآورد منحنی‌های پراکندگی امواج لاو استفاده شد. داده‌های تک‌ایستگاهی حاصل از زمین‌لرزه‌های رخ داده در اطراف تهران که در ایستگاه‌های سازمان مدیریت بحران

تمرکز لرزه‌خیزی در شمال گسل گرمسار و مشاء است. همچنین لرزه‌خیزی مرتبط با گسل‌های گرمسار و مشاء به سمت شمال عمق بیشتری پیدا می‌کنند (اشتری و همکاران، ۲۰۰۴). شکل ۱ لرزه‌خیزی منطقه را نشان می‌دهد.

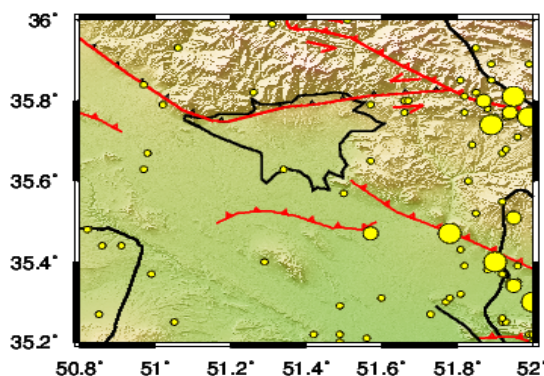
۲-۲ نهشته‌های آبرفتی گستره تهران

شهر تهران روی نهشته‌های آبرفتی جوان بنا شده است. این نهشته‌ها که از کوه‌پایه‌های البرز تا کویر جنوبی تهران کشیده شده‌اند، حاصل فعالیت رودخانه‌ها و سیلاب‌های فصلی هستند که از کوه‌های البرز سرچشمه می‌گیرند. رسوبات آبرفتی گستره تهران را اولین بار رین (۱۹۶۶)، انگانس (۱۹۶۸) و سپس بربریان و همکاران (۱۳۶۸) بررسی کردند. رین (۱۹۶۶) با در نظر گرفتن خطوط اصلی چینه‌شناسی آبرفت‌ها، آنها را به ۴ گروه از قدیم به جدید به شرح زیر تقسیم‌بندی کرد: الف) سازند آبرفتی هزاردره، ب) سازند آبرفتی کهریزک، ج) سازند آبرفتی تهران، د) آبرفت‌های کنونی. ضخامت رسوبات در منطقه تهران تا ۱۴۰۰ متر ادامه دارد (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴). این رسوبات روی سازند سرخ بالایی با ضخامت ۳۰۰۰ متر قرار گرفته‌اند.

شناسی ناحیه البرز، گستره وسیعی را پوشش می‌دهند و در طول زمان به محدوده سنی حال حاضر ارتقا یافته‌اند (علوی، ۱۹۹۴). قدیمی‌ترین این واحدها به دوره پرکامبرین تا اوردویسن پایین مربوط هستند که در مرکز البرز (ناحیه مرکزی رشته‌کوه‌های البرز) و تعدادی از چین‌ها مشاهده شده‌اند. به نظر می‌رسد که ارتقا بریدگی، کافته‌شدن (rifting)، سنگ‌های آتشفشانی بیرونی و درونی مشاهده شده را که برای دوران‌های اواسط اوردویسن تا دونین سن‌یابی شده‌اند، ایجاد کرده باشد.

۱-۲ لرزه‌خیزی گستره تهران

اشتری و همکاران (۲۰۰۴) با بررسی که‌لرزه‌های تهران روشن ساختند که فعالیت لرزه‌ای در البرز مرکزی کم است. بیشتر لرزه‌خیزی در ارتباط با شمال البرز، گسل مشا و گرمسار است (بربریان و یتس، ۲۰۰۱). لرزه‌خیزی کمی در البرز مرکزی و بعضی مناطق دیگر دیده می‌شود که در ارتباط با گسل‌های فعال نیست، به‌خصوص در جنوب غربی تهران که هیچ گسل فعالی شناسایی نشده است. در بخش غربی گسل مشاء و تهران و غرب تهران لرزه‌خیزی کم است. از طرف دیگر بیشتر لرزه‌خیزی در ارتباط با بخش شرقی گسل مشاء و گسل گرمسار است.



شکل ۱. لرزه‌خیزی گستره تهران. زمین‌لرزه‌ها از ۱۹۳۰ تاکنون برحسب بزرگای با دایره‌های زرد نشان داده شده‌اند. داده‌های لرزه‌خیزی از وبگاه پژوهشگاه بین

المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) است.

جدول ۱. مشخصات زمین‌لرزه‌هایی که در به‌دست آوردن منحنی‌های پاشش سرعت گروه از آنها استفاده شده است.

Lat (degree)	Lon (degree)	Depth (km)	Year	Mon	Day	Hr	Mn	Sec	Mag
35.63	51.53	16.2	2007	12	27	9	4	17	2
35.55	51.63	5.5	2008	1	22	18	27	41	2.3
35.61	51.52	10.9	2008	1	24	12	6	34	2
35.6	51.55	6.7	2008	2	23	9	39	15	1.9
35.65	51.48	15.8	2008	2	25	8	50	53	1.8
35.68	51.4	15	2008	2	27	4	38	1	2.3
35.71	51.96	13.9	2008	3	27	14	43	57	1.8
36.06	51.24	2.6	2008	4	7	17	35	30	2
35.68	51.53	10.9	2008	4	8	8	22	23	1.8
35.69	51.43	5.7	2008	4	9	8	27	29	1.8
36.16	51.54	3.8	2008	4	14	6	45	34	2.4
35.85	51.89	9.8	2008	5	8	6	15	45	1.9
35.81	51.85	9.1	2008	5	8	7	12	54	2.1
35.55	51.51	13	2008	5	11	8	39	37	2.9
35.56	51.5	25.5	2008	5	11	8	40	53	2.2
35.55	51.63	15.5	2008	5	17	18	10	51	2.2
35.79	51.85	8.2	2008	5	25	3	44	21	2
35.45	51.51	3	2008	6	5	7	27	56	1.8
35.78	51.91	10.5	2008	6	11	14	40	19	2.3
35.64	51.52	16.7	2008	7	26	8	16	3	1.8
35.63	51.57	12.1	2008	7	28	8	27	55	1.8
35.5	51.84	7.6	2008	8	21	16	29	46	3.1
35.71	51.96	1	2008	8	24	18	48	47	2.3
35.63	51.54	7.4	2008	8	25	7	35	41	2.1
35.6	51.51	8.5	2008	9	1	8	4	3	1.9
35.56	51.54	2.4	2008	9	4	8	24	53	1.8
36.14	51.26	10.7	2008	10	21	22	23	7	2.7
36.01	51.11	3.5	2008	10	22	6	12	44	2.5
35.82	51.89	5.5	2008	10	29	1	50	24	2.1
35.64	51.47	3.5	2008	11	9	9	28	9	1.8
35.65	51.55	5.8	2008	11	12	9	0	14	2
35.82	51.94	14.6	2008	11	22	4	12	9	2.1
35.79	51.89	7.1	2008	11	23	1	9	28	2.5
35.56	51.63	16.7	2008	11	24	6	23	41	2.2
35.79	51.95	32.1	2009	2	19	1	22	32	2.7
35.7	51.84	1.6	2009	2	23	23	39	40	1.8
35.9	51.02	8.5	2009	2	26	20	43	33	2.4

موقعیت زمانی و مکانی زلزله است، معلوم است (رحیمی، ۱۳۹۱). چون در این روش از یک ایستگاه درحکم چشمه استفاده می‌شود و موقعیت ایستگاه کاملاً مشخص است، در برآورد منحنی پاشش حاصل از نوفه‌های لرزه‌ای خطای حاصل از عدم قطعیت پارامترهای کانونی از بین می‌رود. برای برآورد تابع‌های گرین و سرعت گروه برحسب تناوب یا بسامد، روش‌های گوناگونی از جمله روش صافی‌های چندگانه (هرمن و آمون، ۲۰۰۲) وجود دارد که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است. در روش صافی‌های چندگانه، یک صافی گاوسی $(H(\omega_n, \omega) = e^{-\frac{a(\omega - \omega_n)^2}{\omega_n^2}})$ روی تابع‌های گرین اعمال می‌شود. پارامتر α پهنای این صافی را مشخص می‌کند که کاربر آن را با توجه به فاصله بین ایستگاهی تعیین می‌کند. لازم به ذکر است که انتخاب صحیح پارامتر α نقش مهمی در برآورد صحیح سرعت گروه دارد.

روش مورد استفاده برای وارون‌سازی منحنی‌های پاشش روش ارتقاء یافته برش‌نگاری خطی دو بُعدی دیتمار و یانوسکایا (۱۹۸۷) و یانوسکایا و دیتمار (۱۹۹۰) است. این روش در واقع گسترش یافته روش یک بُعدی معمول و مرسوم بکاس - گیلبرت (۱۹۶۸) است. در فرمول‌بندی اولیه روش برش‌نگاری پیش‌گفته، مقادیر سرعتی و نقشه $U(x)$ در هر تناوب از کمینه‌سازی تابع (۱) به دست می‌آید:

$$\alpha \int |\nabla m_f(x)|^2 dx + (d \otimes G)^T (d - \hat{d}) = m \quad (1)$$

$$m(x) = (U^{-1}(x) - U_0^{-1}) U_0 \quad (2)$$

$$d_i = t_i - t_{i0} \quad (3)$$

در بررسی‌های بعدی بربریان و همکاران (۱۳۶۴) آبرفت‌های گستره تهران را به پنج بخش تقسیم کردند. (۱) سازند آبرفتی هزاردره: این سازند قدیمی‌ترین نهشته آبرفتی گستره تهران و شامل کن، اوین، قیطریه، عباس‌آباد و گردنه قوچک است. سازند هزاردره از کنگلو - مرای همگن با قلوه‌سنگ، شن و ریگ تشکیل شده است که فضای میان دانه‌ها را ماسه و سیلیت پُر کرده است. (۲) سازند آبرفتی ناهمگن شمال تهران که به صورت دگرشیب روی سازند هزاردره قرار گرفته است. این سازند مخلوطی از شن، ریگ و قلوه‌سنگ، رس و بلوک‌های درشت و پراکنده است. (۳) سازند آبرفتی تهران: این سازند شامل آبرفت‌های جوان مخروط‌افکنه‌ای است که از دامنه جنوبی البرز به سمت جنوب ادامه دارد و بخشی از دشت تهران را در بر گرفته است. (۴) سازند آبرفتی خرم‌آباد: سازند آبرفتی خرم‌آباد از سیلیت‌های نرم و قلوه‌سنگ تشکیل شده که در گستره تهران در غرب ایوانکی پس از یک دوره فرسایشی روی آبرفت تهران قرار گرفته است. (۵) آبرفت‌های کنونی که از جوان‌ترین نهشته‌های رودخانه‌ای یا سیلابی است که در بستر رودخانه‌ها، مسیل‌ها، پادگان‌های آبرفتی و مخروط‌افکنه‌های جوان رسوب کرده‌اند. این رسوبات در شمال تهران دانه‌درشت و در جنوب تهران دانه‌ریز هستند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴).

۳ روش پژوهش

در این پژوهش برای به دست آوردن تابع‌های گرین تجربی با استفاده از نوفه‌های لرزه‌ای از روش عرضه شده بنسن و همکاران (۲۰۰۷) استفاده شد. برآورد پراکنندگی امواج سطحی معمولاً به روش‌های تک‌ایستگاهی و دو ایستگاهی صورت می‌گیرد. در روش تک‌ایستگاهی فرض بر این است که فاز اولیه زلزله که تحت تاثیر

لرزه‌نگارهای مورد استفاده در شرکت پارسین لرزه‌نگارهای سارا هستند. ایستگاه‌های پیش‌گفته در شهر تهران و اطراف آن واقع شده‌اند و در شکل ۲-الف موقعیت ایستگاه‌ها نشان داده شده است.

۵ پردازش داده‌ها

داده‌های پیوسته به صورت داده‌های یک‌ساعته با همپوشانی یک‌ساعته پردازش شده و مراحل به صورت زیر روی تک تک داده‌ها انجام گرفت. در ابتدا تصحیحات اولیه شامل تصحیح دستگاهی، روند و میانگین انجام شده و با توجه به اینکه مقدار بالای بسامد نمونه برداری سبب طولانی شدن محاسبات می‌شود و محدوده بسامدی مورد مطالعه ۰/۲ تا ۰/۵ هرتز است، بسامد نمونه برداری به ۴ نمونه بر ثانیه کاهش یافت. در ادامه یک صافی میان‌گذر بین ۰/۲ تا ۰/۵ هرتز روی داده‌ها اعمال شد تا محدوده بسامدی که مورد مطالعه است، جداسازی شود. اعمال صافی میان‌گذر یکی از ارکان اصلی کار است (متقی و همکاران، ۲۰۱۲). با توجه به اینکه در این مطالعه هدف برآورد برش‌نگاری دویبعدی امواج لاو است مولفه‌های افقی چرخانده شد تا مولفه‌های مماسی و شعاعی به دست آید.

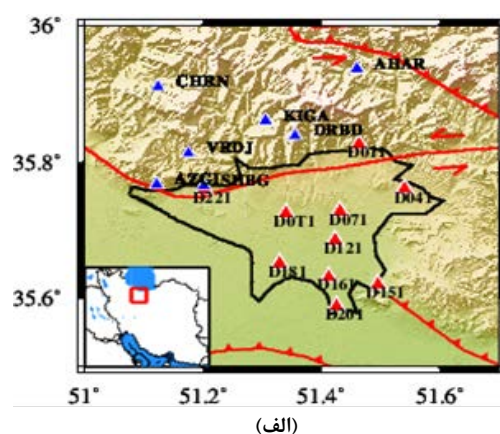
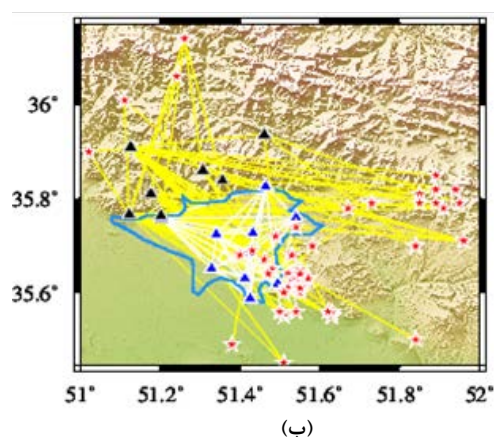
$$(Gm)_i = \iint G_i(x)m(x)dx = \int m(x)\frac{ds}{U_0}, \quad (4)$$

$$\iint G_i(x) = \int_{l_{0i}} \frac{ds}{U_0} = t_{i0}, \quad (5)$$

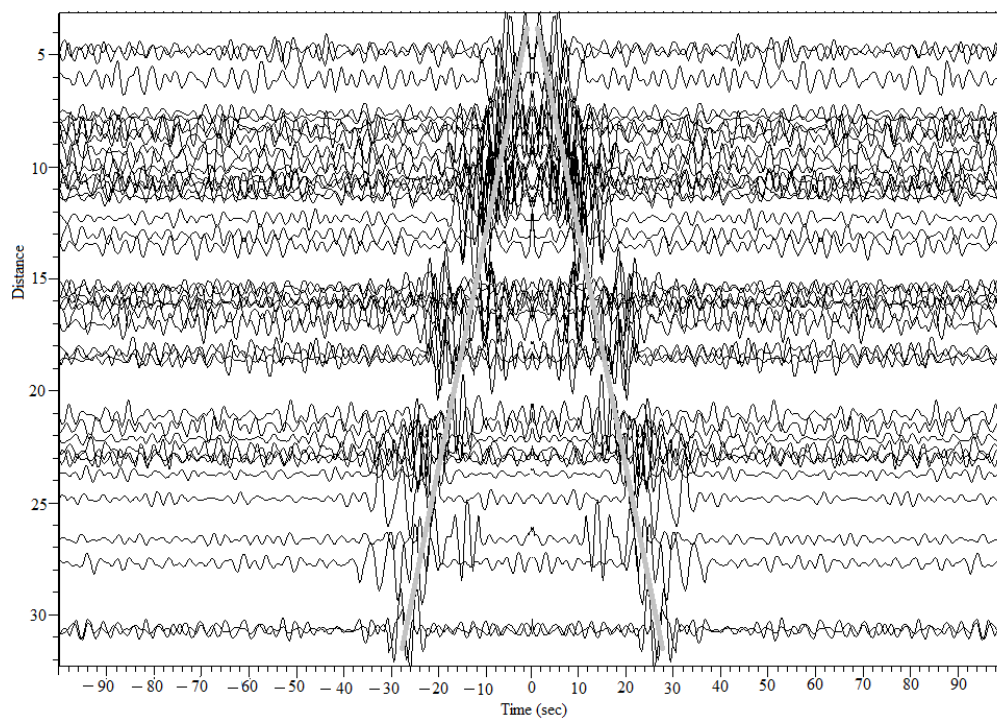
که t_i زمان سیر مشاهده شده در طول t_{th} اُمین مسیر، t_{0i} زمان سیر محاسبه‌ای در طول t_{th} اُمین مسیر، l_{0i} طول مسیر t_{th} و s طول بخشی است که وارون‌سازی روی آن صورت می‌گیرد. پارامتر α در رابطه (۱) تعادل بین برازش به داده‌ها و همواری نقشه‌های سرعت به دست آمده را کنترل می‌کند.

۴ داده‌های مورد مطالعه

در این تحقیق، داده‌های پیوسته ثبت شده در ۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران شامل ۸ ماه داده پیوسته از ۱ اکتبر ۲۰۰۹ تا ۳۱ مه ۲۰۱۰ و ۴۰ زلزله ثبت شده در ۷ ایستگاه لرزه‌نگاری شرکت پارسین مورد بررسی قرار گرفت. دستگاه‌های شتاب‌نگاری سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران گورالپ با حسگر CMG-5T هستند و



شکل ۲. الف) موقعیت ایستگاه‌های شرکت پارسین با رنگ آبی و سازمان پیشگیری و مدیریت بحران با رنگ سرخ. ب) پوشش مسیری مورد استفاده، ستاره‌های سرخ زلزله‌های استفاده شده است. مختصات کانونی زمین‌لرزه‌ها برگرفته از فهرست‌نامه مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران است.



شکل ۳. توابع گرین دوطرفه.

توان تفکیک، از ۴۷ زمین لرزه ثبت شده در ایستگاه‌های شرکت پارسیان استفاده شد. با توجه به اینکه بازه تناوبی مورد بررسی بین ۲ تا ۵ ثانیه است از زمین لرزه‌هایی که فاصله رومرکزی آنها کمتر از ۱۰۰ کیلومتر بود برای برآورد منحنی‌های پاشش امواج لاو استفاده شد. بدین منظور داده‌های زلزله پردازش اولیه شده و تصحیحات دستگاهی، روند و میانگین صورت گرفت و در مرحله بعد پس از کاهش آهنگ نمونه‌ها به ۴، مولفه‌های افقی به منظور برآورد مولفه مماسی چرخانده شدند.

منحنی‌های پاشش با استفاده از بسته نرم‌افزاری هرمن و آمون (۲۰۰۲) محاسبه شد. برای محاسبه سرعت گروه از وجه اصلی موج لاو استفاده شد. در شکل ۵ نمونه‌هایی از منحنی‌های پاشش موج لاو در تناوب ۲ تا ۵ ثانیه نشان داده شده است.

بعد از چرخاندن مولفه‌ها برای حذف اثر زلزله‌ها، طیف دامنه نوفه‌های لرزه‌ای در فضای بسامد سفید و یک صافی بهنجارش یک بیتی در حوزه زمان اعمال شد. سپس همبستگی متقابل بین تمام جفت‌ایستگاه‌ها (در زمان مشترک) روی مولفه مماسی انجام گرفت. سیگنال‌های به-دست آمده دوطرفه بوده و موج لاو در هر یک از تأخیرهای زمانی مثبت و هم منفی حضور دارد. توابع گرین دوطرفه در شکل ۳ نشان داده شده است.

برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه، از قسمت‌های زمانی مثبت و منفی این سیگنال‌های دوطرفه میانگین‌گیری شد. سیگنال به‌دست آمده، سیگنالی متقارن است که تفاوتی بین تأخیرهای زمانی مثبت و منفی در آن نیست. در این بخش تمام توابع گرین برانباشت شدند.

در شکل ۴ نمونه‌هایی از توابع گرین موج لاو آورده شده است. به‌منظور بالا بردن پوشش مسیرها و افزایش

۶ انتخاب داده‌ها

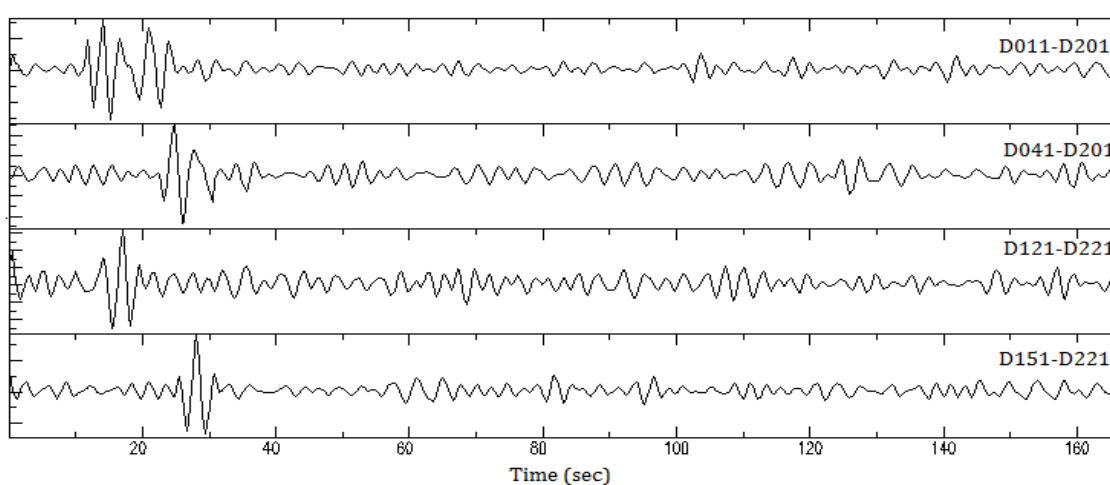
تقریب میدان دور است که با رابطه (۶) نشان داده

می‌شود:

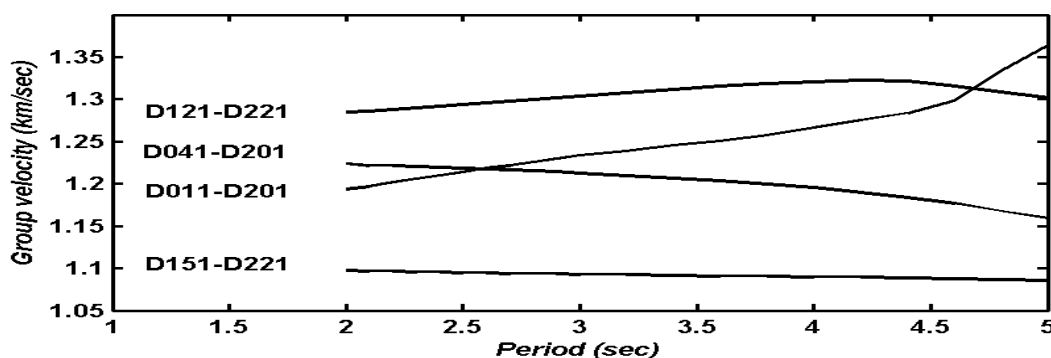
$$\Delta > 3\lambda = 3c\tau, \quad (6)$$

که Δ فاصله بین ایستگاه، λ طول موج، τ تناوب و c سرعت موج در محیط است. معیار دوم، نسبت سیگنال به نوفه است.

همه مسیرهای موجود بین جفت ایستگاه‌ها و ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌ها دارای منحنی‌های پاشش با کیفیت خوب نیستند. به عبارت دیگر برخی از منحنی‌های پاشش دارای کیفیت مطلوبی نبودند و لذا معیارهایی برای کنترل کیفیت داده‌ها در نظر گرفته شد تا داده‌های با کیفیت کم حذف شوند. در این تحقیق دو معیار برای کنترل کیفیت داده‌ها استفاده شد. معیار اول برای انتخاب داده‌ها



شکل ۴. نمونه‌هایی از تابع‌های گرین در تناوب ۲ تا ۵ ثانیه.



شکل ۵. منحنی‌های پاشش تابع‌های گرین شکل ۴.

بستگی دارد. شکل ۶ نشان می‌دهد که میزان بازیافت مدل اولیه در داخل منطقه خوب است ولی در حاشیه‌ها به علت کمبود پرتو، کشیدگی بلوک‌ها مشاهده می‌شود. در روش عرضه شده در برش‌نگاری دو بُعدی یانوسکایا و همکاران (۱۹۹۸) پارامتری به اسم سطح میانگین‌گیری (averaging area) عرضه شده است که اجازه می‌دهد توان تفکیک داده‌ها اندازه گرفته شود. این پارامتر به وسیله یک بیضی با محورهای مساوی با بیشترین و کمترین مقادیر $s(x,y)$ تعیین می‌شود و در نهایت سطح تفکیک در هر نقطه با یک تک‌عدد به نام سطح میانگین‌گیری داده می‌شود:

$$L = \frac{S_{\min}(x, y) + S_{\max}(x, y)}{2}, \quad (7)$$

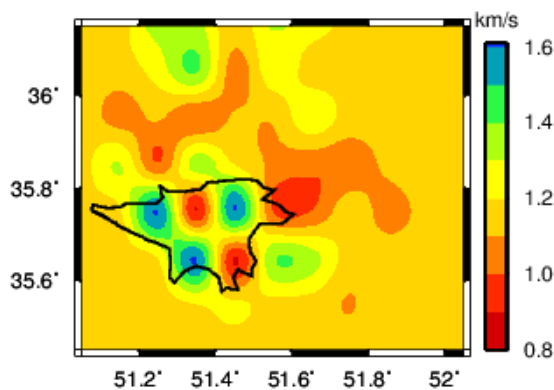
که S_{\min} و S_{\max} به ترتیب فاصله‌های کانونی بزرگ و کوچک بیضی هستند.

در این بررسی تابع‌های گرینی که نسبت سیگنال به نوفه بالاتر از ۷ داشتند و از معیار اول نیز تبعیت می‌کردند، برای تعیین منحنی‌های پاشش نگه داشته شدند.

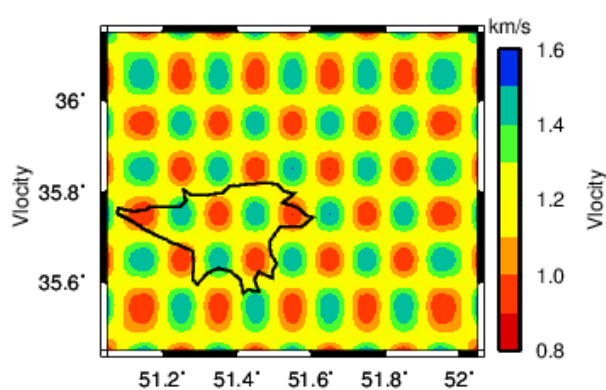
۷ تفکیک پذیری

یک روش برای تحلیل کیفیت داده‌ها و ارزیابی توانایی آنها در بازسازی ساختارهای سرعتی، ساختن داده‌های مصنوعی با خصوصیات مشابه با داده‌های واقعی است. در این روش یک مدل سرعتی برای زمین در نظر گرفته می‌شود و با استفاده از پوشش پرتویی که در داده‌های واقعی وجود دارد، سرعت پرتو از مدل مصنوعی به دست می‌آید. سپس داده‌های مصنوعی وارد فرایند وارون‌سازی می‌شود تا میزان بازیابی مدل اولیه بررسی شود.

ابتدا منطقه مورد مطالعه به بلوک‌های $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ شبکه‌بندی شد. برای تعیین میزان دقت و تفکیک پذیری مدل نهایی، آزمون صفحه شطرنجی به همراه خطای تصادفی گاوسی (0.1 کیلومتر بر ثانیه) مورد آزمایش قرار گرفت. میزان دقت و تفکیک پذیری، به پوشش مسیری



(ب)



(الف)

شکل ۶. آزمون صفحه شطرنجی. (الف) مدل اولیه و (ب) مدل نهایی.

مورد بررسی است. در شکل ۷-ب تغییرات پارامتر سطح میانگین گیری نشان داده شده است. با توجه به مسیر پرتوها در شکل ۲-ب و پارامتر کشیدگی در شکل ۷-الف، در منطقه مرکزی، پارامتر کشیدگی بزرگتر از ۰/۶ و این به معنی جهت‌دهی خاص برای پرتوها است. از شکل ۲-ب این مسئله به وضوح دیده می‌شود که مسیر پرتوهای ما در منطقه مرکزی اکثراً شمال غربی-جنوب شرقی هستند. در قسمت شرقی منطقه پارامتر کشیدگی کوچکتر از ۰/۶ است که روشن می‌سازد در این منطقه جواب به‌دست آمده از لحاظ منطقه‌ای در سطح ناحیه مورد بررسی در اندازه یکسان برای همه جهت‌ها توزیع شده است.

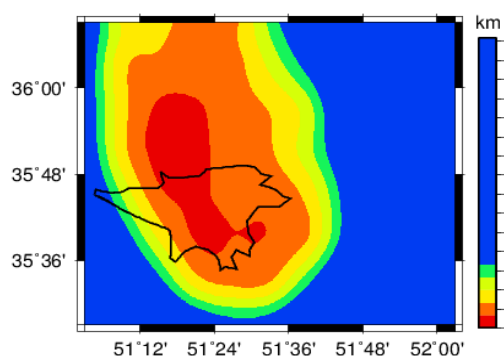
۸ بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق با استفاده از داده‌های نوفه و تک‌ایستگاهی زلزله‌های محلی، توموگرافی سرعت گروه امواج لاو برای تناوب ۲ تا ۵ ثانیه محاسبه شده و نقشه‌های برش‌نگاری تغییرات سرعت تهیه شد. شکل ۸ توزیع تغییرات سرعت گروه موج لاو در تناوب‌های متفاوت را نشان می‌دهد.

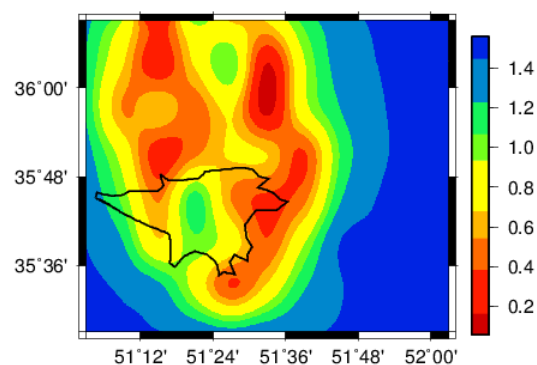
از آنجا که توان تفکیک به‌شدت وابسته به تراکم مسیر-های تناوبی عبوری در هر یاخته است، واضح است که مقادیر کم اندازه سطح میانگین گیری مربوط به توان تفکیک زیاد است و باید در مناطقی که تعداد زیادی مسیر عبور می‌کند نمایان شود و برعکس. همچنین در این روش پارامتر دیگری به اسم کشیدگی (stretching) تعریف می‌شود که با استفاده از رابطه

$$ex = \frac{S_{\max}(x, y) - S_{\min}(x, y)}{S_{\max}(x, y) + S_{\min}(x, y)}$$

داده می‌شود. مقادیر کم این پارامتر دلالت بر این دارد که پرتوها به‌صورت هموار و همگن در طول پهنه توزیع شده‌اند و مقادیر بزرگ این پارامتر ($ex > 0.6$) دلالت بر این دارد که مسیرها دارای جهت‌دهی خاص هستند و در طول این جهت‌ها احتمالاً توان تفکیک خیلی کوچک خواهد بود (یانوسکایا، ۱۹۹۷). لذا مقادیر کشیدگی و سطح میانگین گیری برای هر تناوب و در هر طول و عرض جغرافیایی، بیان‌کننده جهت گیری و توان تفکیک در نواحی گوناگون داخل ناحیه مورد بررسی هستند. در این تحقیق، کمینه طول توان تفکیک برای برش‌نگاری ۶ کیلومتر به‌دست آمد که مربوط به ناحیه مرکزی منطقه

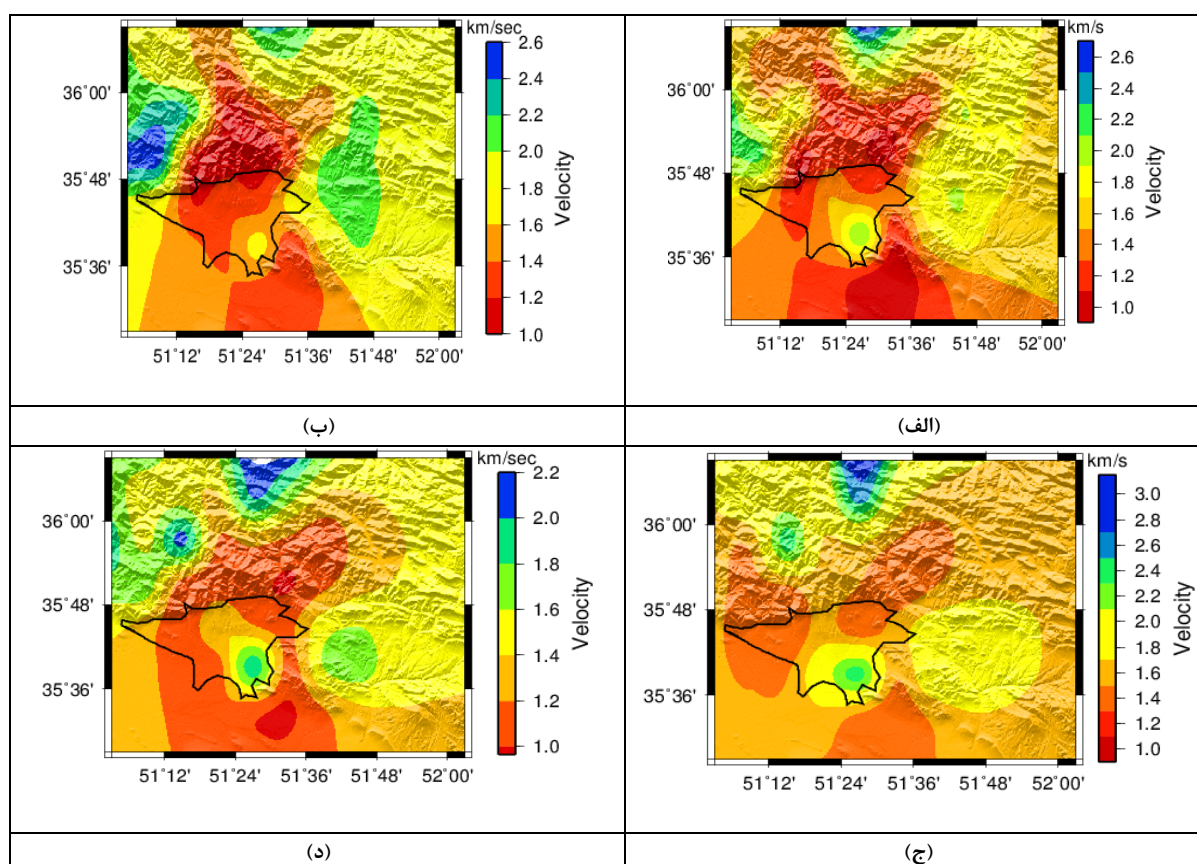


(ب)



(الف)

شکل ۷. الف) پارامتر کشیدگی، ب) تغییرات پارامتر سطح میانگین گیری در تناوب ۵ ثانیه.

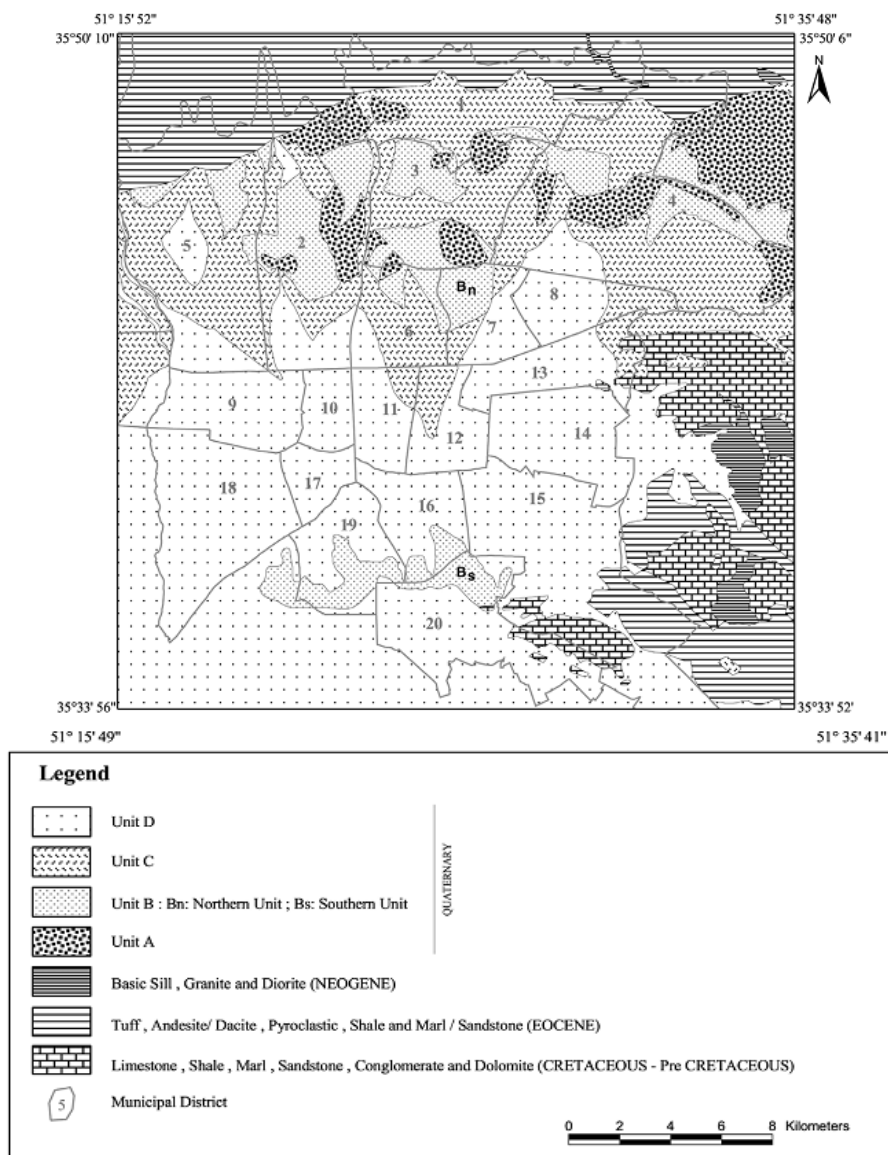


شکل ۸. مدل دو بُعدی ساختار سرعت موج لائو برای تناوب‌های (الف) ۲ ثانیه، (ب) ۳ ثانیه، (ج) ۴ ثانیه، و (د) ۵ ثانیه.

شکل ۹ ساختار زمین‌شناسی تهران را نشان می‌دهد. در قسمت شمال شرقی، شمال و جنوب غربی تهران واحدهای زمین‌شناسی از قبیل سنگ‌های کنگلومرای کواترنری و سازند آبرفتی هزاردره وجود دارد. سرعت امواج لرزه‌ای در این نواحی به علت ضخامت زیاد رسوبات کم است. پس سرعت کم به دست آمده از برش‌نگاری در این مناطق را می‌توانیم به وجود این سنگ‌ها و ضخامت زیاد رسوبات نسبت دهیم. قسمت مرکزی تهران پوشیده از رسوبات آبرفتی کهریزک است، به همین علت با سرعت نزدیک به ۱ کیلومتر بر ثانیه مدل شده است. سرعت نسبتاً زیاد جنوب شرقی این منطقه را می‌توان با توجه به توپوگرافی توضیح داد. این منطقه در دامنه کوه‌های آنتی‌البرز قرار دارد. در این

تغییرات سرعت گروه در این منطقه ۰/۸ تا ۲/۶ کیلومتر بر ثانیه به دست آمد. در این بخش، از دو عامل توپوگرافی و ساختار زمین‌شناختی منطقه برای بررسی نتایج حاصل استفاده می‌شود. در حالت عمومی، سرعت امواج سطحی در تناوب پایین ۱۵ ثانیه تحت تأثیر ساختارهای بخش فوقانی پوسته قرار می‌گیرند. در این حالت، سرعت‌های کم امواج معمولاً با حوضه‌های رسوبی و آبرفتی ارتباط دارند. البته نوع ساختارهای زمین‌شناسی نیز در سرعت امواج تأثیرگذار هستند. با توجه به نقشه‌های توپوگرافی، سرعت امواج لائو از شمال به جنوب افزایش می‌یابد. این افزایش سرعت را می‌توان با کاهش ضخامت سازندهای آبرفتی از شمال به جنوب توجیه کرد.

ناحیه به علت ضخامت کم رسوبات و وجود واحدهای زمین‌شناختی از قبیل توف‌های آندزیتی ائوژن، لیمستون و شیل سرعت امواج لاو زیاد است.



Period	Formation	Constituting materials
Plio-Pleistocene	Hezardareh	Conglomerate with silt-sand-gravel and silt-clay mixtures
Quaternary	Hezardareh	Cobble, boulder, gravel, and sand
Quaternary	Kahrizak	Silty sand
Quaternary	Kahrizak	Gravel, sand, silt, and clay
Quaternary	Kahrizak	Silt and clay

شکل ۹. نقشه زمین‌شناسی تهران (شفیعی و آزادی، ۲۰۰۵).

- late Cenozoic oblique shortening in the Alborz Range, northern Iran: *J. Structural Geology*, 25, 659–672.
- Backus, G. E., and Gilbert, F., 1968, The resolving power of gross earth data: *Geophys. J. Int.*, 16, 169–205.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M. and Yang, Y., 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements: *Geophys. J. Int.*, 169, 1239–1260.
- Ditmar, P. G., and Yanovskya, T. B., 1987, Generalization of Backus-Gilbert method for estimation of lateral variations of surface wave velocities: *Phys. Solid Earth, Izvestia Acad. Sci. USSR*, 23 (6), 470–477.
- Guo, Z., Xing, G., Wang, W., and Yao, Z., 2012, Upper- and mid-crustal radial anisotropy beneath the central Himalaya and southern Tibet from seismic ambient noise tomography: *Geophys. J. Int.* 189, 1169–1182, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05425.x.
- Herrmann, R. B., and Ammon, C. J., 2002, *Computer Programs in Seismology, An Overview of Synthetic Seismogram Computation*: Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, St Louis.
- Jackson, J., Priestley, K., and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin: *Geophys. J. Int.*, 148, 214–245.
- Mottaghi, A., Rezapour, M., and Tibuleac, L., 2012, Ambient noise Rayleigh wave shallow tomography in the Tehran region, central Alborz, Iran: *Seismological Research Letters*, 83, 498–504.
- Rieben, W. H., 1966, Geological observation on alluvial deposits in northern Iran: *Geol. Surv. Iran*, 9, 39pp.
- Shapiro, N. M., and Campillo, M., 2004, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise: *Geophys. Res. Lett.* 31, L07614, doi: 10.1029/2004GL019491.
- نتایج به دست آمده در این تحقیق با نتایج شیرزاد و شمالی (۲۰۱۳) در قسمت شمال شرق، جنوب، جنوب غربی همخوانی خوبی نشان می دهد. در قسمت شمالی منطقه مورد بررسی، شیرزاد و شمالی (۲۰۱۳) سرعت بیشتری نسبت به سرعت های به دست آمده در این تحقیق گزارش کرده اند که با توجه به متفاوت بودن ایستگاه ها، پرتوهای استفاده شده می تواند از نواحی با سرعت زیاد نمونه برداری کرده باشد. با توجه به اینکه در این تحقیق از نوفه های زمینه و زمین لرزه ها به طور هم زمان برای برآورد نقشه های برش نگاری دو بُعدی امواج لاو استفاده شده است، توان تفکیک داده ها که وابسته به مسیرهای متقاطع است نسبت به تحقیق شیرزاد و شمالی (2013) که نقشه های برش نگاری امواج ریلی را گزارش کرده اند، بهتر شده است.
- تشکر و قدردانی**
- نویسندگان در اینجا از شرکت لرزه نگار پارسیان و سازمان مدیریت بحران شهرداری تهران برای در اختیار قرار دادن داده ها تشکر و قدردانی می کند.
- منابع**
- بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا.، (۱۳۶۴)، پژوهش و بررسی ژرف نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه-گسلش در گستره تهران و پیرامون: سازمان زمین-شناسی کشور.
- رحیمی، ح.، (۱۳۹۲)، برآورد توموگرافی دو بُعدی سرعت های فاز، گروه و ساختار سرعت امواج برشی در پهنه البرز: مجله ژئوفیزیک ایران: ۷(۲)، ۲۱-۳۶.
- Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: New data and interpretations: *Tectonophysics*, 229, 211–238.
- Allen, M. B., Ghassemi, M., Sharabi, M. and Qorashi, M. (2003), Accommodation of

- 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophysical J. Int.*, 157, 381–398.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., and Shapiro, N. M., 2007, Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe: *Geophys. J. Int.*, 168, 259–274.
- Yanovskaya, T. B., 1997, Resolution estimation in the problems of seismic ray tomography: *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 33(9), 762–765.
- Yanovskaya T. B., Maaz R., Ditmar P. G., and Neunhofer H., 1988, A method for joint interpretation of the phase and group surface – wave velocities to estimate lateral variations of the Earth's structure: *Phys. Earth. Plan. Inter.*, 51, 59-67.
- Young, M. K., Rawlinson, N., and Bodin, T., 2013, Transdimensional inversion of ambient seismic noise for 3D shear velocity structure of the Tasmanian crust: *Geophysics*, 78 (3), WB49–WB62, doi: 10.1190/GEO2012-0356.1.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A., and Fehler, M. C., 2005, Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise: *Geophys. Res. Lett.* 32, L03310, doi: 10.1029/2004GL021862.
- Shapiro, N., Campillo, M., Stehly, L., and Ritzwoller, H., (2005), High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise: *Science*, vol 307.
- Shirzad, T., and Shomali, Z. H., (2013), Shallow crustal structures of the Tehran basin in Iran resolved by ambient noise tomography: *Geophys. J. Int.*, 196, 1162–1176, doi:10.1093/gji/ggt449.
- Shirzad, T., and Shomali Z. H., (2014), Shallow crustal radial anisotropy beneath the Tehran basin of Iran from seismic ambient noise tomography: *Phys. Earth Planet. In.* 231, 16–29, doi:10.1016/j.pepi.2014.04.001.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J.,