

چکیده

در دو دهه‌ی گذشته، استفاده از داده‌های تک ایستگاهی خردلرزه‌های محیطی بر پایه‌ی تکنیک H/V، کاربرد گسترده‌ای در بررسی اثر ساختگاه بر جنبش لرزه‌ای زمین داشته است. همچنین در سال‌های اخیر این برداشت‌ها در برآورد ساختار سرعت موج‌برشی رسوبات آبرفتی نیز استفاده شده است. در این مقاله با استفاده از روش‌های نوین استخراج بیضی‌واری امواج رایلی (روش فرکانس - زمان و روش کاهش تصادفی)، پروفیل‌های تک‌بعدی سرعت موج‌برشی بر مبنای وارون‌سازی منحنی‌های بیضی‌واری برای تمام ایستگاه‌های برداشت خردلرزه ارائه شده است. برای دسته‌بندی شیب سمت راست منحنی‌های بیضی‌واری در مناطق مورد بررسی از دو روش مشاهده‌ای و آماری با تکنیک‌های خوشه‌بندی مبتنی بر افراز داده‌ها استفاده شده است که پیش از این در مطالعات پهنه‌بندی روش‌های نسبت طیفی موفق عمل کرده بود. با مطالعه‌ی این پروفیل‌ها و شواهد زمین‌شناسی مهندسی منطقه و آزمون‌های ژئوالکتریک، روند افراز و نشیب پروفیل‌های دو بعدی سرعت موج‌برشی به‌دست آمده وجود لایه‌ی کم‌ویش ضخیم آبرفتی را در شمال و شرق منطقه‌ی شهری اراک تأیید می‌کنند و برای مناطق جنوبی نیز سرعت‌های بالاتر و عمق کمتر سنگ بستر که مطابق با زمین‌شناسی مناطق مرتفع جنوبی می‌باشد را نشان می‌دهند.

واژگان کلیدی: بیضی‌واری، سرعت موج‌برشی، خوشه‌بندی، نسبت طیفی مؤلفه‌ی افقی به قائم.

پهنه‌بندی سرعت موج برشی در شهر اراک با استفاده از بیضی‌واری امواج رایلی استخراج شده از اندازه‌گیری‌های خردلرزه‌های محیطی

سعید سلطانی (نویسنده مسئول)

دانشجوی دکتری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله
s.soltani@iiees.ac.ir

ابراهیم حق‌شناس

استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

محسن فضولی

استادیار، دانشگاه بین‌المللی امام‌خمينی قزوین (ره)

۱- مقدمه

روش نسبت طیفی مؤلفه‌های افقی به مؤلفه‌ی قائم وجود دارد. یکی بر مبنای مطالعه‌ی کل میدان انتشار امواج که به دو روش چشمه‌های سطحی توزیع شده^۱ و روش میدان‌های منتشر شده^۲ انجام می‌شود و دیگری استخراج بیضی‌واری امواج رایلی^۳ بر مبنای کاهش اثرات امواج حجمی و لاو از محتوای انرژی امواج است [۵].

در این مطالعه از روش دوم (بررسی بیضی‌واری امواج رایلی) به‌منظور ریز پهنه‌بندی لرزه‌ای و بررسی ویژگی‌های ژئوتکنیک لرزه‌ای منطقه‌ی شهری اراک استفاده شده است. مطالعه‌ی قبلی انجام شده در شهر اراک که در پی وقوع فوج زمین‌لرزه‌های دی‌ماه سال ۱۳۹۰ انجام شد، نشان داد که نسبت‌های طیفی به‌دست آمده، دارای قله‌های واضح در

روش محاسبه‌ی نسبت طیفی مؤلفه‌های افقی به مؤلفه قائم (H/V) یکی از پرطرفدارترین روش‌های تجربی جهت بررسی ویژگی‌های ژئوتکنیکی لرزه‌ای رسوبات آبرفتی است. به‌طور کلی ثبت ارتعاشات محیطی به‌صورت اندازه‌گیری‌های تک ایستگاهی، به دلیل کم‌هزینه بودن، اندازه‌گیری آسان و غیر مخرب بودن در مناطق مسکونی در سال‌های اخیر بسیار متداول گشته است [۱-۳]. باین حال پس از گذشت حدود سی سال از اولین مطالعات توسط ناکامورا، روش H/V علی‌رغم کاربردهای تجربی فراوان و متنوع آن که از رفتار دینامیکی سازه‌ها تا ریز پهنه‌بندی شهرها را شامل می‌شود، توسط محققان مختلف در حال پیشرفت و تکامل است [۴].

در حال حاضر، دو دیدگاه اصلی در بررسی اثر ساختگاه به

گرفت، در پیشبرد روش‌هایی برای به دست آوردن بیضی‌واری امواج راییلی بسیار سودمند بود [۱۴].

در مطالعه‌ی حاضر نیز از وابستگی بیضی‌واری موج راییلی به فرکانس و متعاقب آن به سرعت، در تعیین پروفیل سرعت موج برشی استفاده شده است. نتایج امیدوارکننده‌ی به‌دست‌آمده در این مطالعه نشان می‌دهد که با توسعه‌ی روابط تئوری استخراج بیضی‌واری امواج راییلی از این رهیافت تک ایستگاهی که بسیار کم‌هزینه، قابل دسترسی و مقرون‌به‌صرفه می‌باشد می‌توان به‌عنوان جایگزینی برای روش‌های پرخرج ژئوتکنیکی و یا روش‌های آرایه‌ای بزرگ‌مقیاس استفاده نمود.

برای استخراج منحنی‌های بیضی‌واری از نتایج دو روش پیشگام یعنی تحلیل فرکانس - زمان نسبت طیفی و روش کاهش تصادفی جهت تعیین بهترین منحنی بیضی‌واری استفاده گردیده است. با توجه به نبودن اطلاعات محدودکننده‌ی مناسب مانند گمانه‌های عمیق در منطقه بهترین تلاش برای داشتن نتیجه‌ی مناسب را می‌توان در به دست آوردن منحنی‌های با ضریب اطمینان بالا دانست، در نتیجه در مطالعه‌ی حاضر تحلیل حساسیت داده‌های منحنی‌های مختلف تا حد امکان انجام گرفته است تا منحنی‌های ارائه‌شده برای وارون‌سازی کمترین خطا را داشته باشد. پس از این مطالعات و به دست آوردن بهترین منحنی‌ها پهنه‌بندی منطقه به کمک روش‌های مشاهده و آماری در منطقه انتخاب و برای هر زون انتخابی یک منحنی میانگین برای عملیات ورودی وارون‌سازی به دست آمده و در نهایت عمل وارون‌سازی توسط یال راست منحنی‌ها و فرکانس‌های تشدید به‌دست‌آمده برای زون‌های مختلف انجام گردیده است.

۲- بیضی‌واری امواج راییلی

بیضی‌واری امواج راییلی با توجه به برداری بودن آنها تابعی از پارامترهای مختلف لرزه‌ای یک لایه آبرفتی بر روی نیم فضاست بدین‌گونه که به نسبت بدون بعد جابه‌جایی افقی امواج راییلی به جابه‌جایی عمودی آنها (توابع ویژه آنها) در هر فرکانس

فرکانس‌های کمتر از ۱ هرترز بوده‌اند [۶]. تفسیر وجود این قله‌ها در فرکانس‌های پایین در نقاط مختلف شهر با در نظر گرفتن وضعیت زمین‌شناسی و ژئوتکنیکی متفاوت می‌تواند ناشی از وجود تباين قوی و عمیق مابین لایه‌های رسوبی و سنگ‌بستر زمین‌شناسی و یا اثرات لبه‌ی حوضه‌ی رسوبی باشد. کنتراست قوی آبرفت و سنگ‌بستر لرزه‌ای در چند شهر دیگر ایران، از جمله تهران، کرج و قزوین مشاهده شده است [۷-۹] که البته همگی در ساختار تقریباً مشابه زمین‌شناسی در کوهپایه‌های البرز واقع شده‌اند.

در سال‌های اخیر تلاش‌های بسیاری جهت بهبود روش‌های تک ایستگاهی انجام گرفته است [۱۰]. این تلاش‌ها با فرض اینکه قله نسبت طیفی مؤلفه‌های افقی به قائم متأثر از بیضی‌واری امواج راییلی است، بر ابداع روش‌هایی که بتواند با کاهش اثرات امواج درونی و لاو، تخمین بهتری از بیضی‌واری امواج راییلی به دست دهد متمرکز بوده‌اند. در خصوص فرض یاد شده برای اولین بار یاماناکا و همکاران در سال ۱۹۹۴ [۱۱] بیان داشتند که در ساختارهای یک‌بعدی از نسبت طیفی مؤلفه‌های افقی به مؤلفه قائم می‌توان به‌عنوان تخمینی مناسب برای به دست آوردن بیضی‌واری امواج راییلی استفاده نمود. بر همین اساس بار [۱۲] نیز بر این عقیده بود که اولاً با توجه به غالب بودن امواج راییلی در میدان موج ارتعاشات محیطی، نسبت H/V مرتبط با بیضی‌واری موج راییلی می‌باشد و ثانیاً به دلیل وابستگی شدید بین فرکانس و بیضی‌واری، منحنی بیضی‌واری بیشینه‌ی کاملاً واضحی را در نزدیکی فرکانس رزونانس در ساختارهایی با اختلاف سختی زیاد بین لایه‌های رسوبی و سنگ‌بستر، نشان می‌دهد. در همین راستا بونفوی کلاودت نیز در سال ۲۰۰۴ بیان نمود که اگر منبع چشمه در نزدیکی و یا داخل لایه‌ی رسوبی قرار گرفته باشد، می‌توان قله‌ی منحنی نسبت طیفی مؤلفه‌های افقی به مؤلفه قائم را به بیضی‌واری مد اصلی امواج راییلی نسبت داد [۱۳]. علاوه بر این مطالعاتی که در خلال پروژه‌ی اروپایی نریس^۴ (NERIES) در فاصله‌ی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۷ انجام

بیضی‌واری می‌گویند [۱۵].

$$\chi = \chi(r_s, r_d, v_1, v_2, \bar{f}) \quad (1)$$

که در آن $r_s = \beta_1/\beta_2$ نسبت سرعت موج برشی لایه آبرفتی (β_1) به سرعت موج برشی سنگ‌بستر (β_2)، $r_d = \rho_1/\rho_2$ نسبت چگالی لایه آبرفتی (ρ_1) به چگالی سنگ‌بستر (ρ_2)، v_1 و v_2 به ترتیب ضریب پواسون در لایه آبرفتی و سنگ‌بستر و $\bar{f} = \lambda_{p1}/d$ فرکانس بدون بعد که در آن d ضخامت لایه و λ_{p1} طول موج برشی در لایه است.

روش تحلیل فرکانس-زمان بر پایه گذر تبدیل موجک مورلت^۵ (HVTFA) و روش کاهش تصادفی (Ray-Dec) از روش‌های اصلی برای تعیین منحنی‌های بیضی‌واری امواج رایلی می‌باشند.

۲-۱- روش فرکانس-زمان

روش HVTFA اولین بار توسط فاه و همکاران ارائه گردید [۱۶]. آنها به منظور تصحیح سهم انرژی امواج لاو و رایلی در میدان موج دو رهیافت معرفی کردند. در رهیافت اول فرض می‌شود که مؤلفه‌ی شعاعی دارای دامنه‌ی مساوی با امواج عرضی هستند. با فرض اینکه قسمت SH موج فقط در مؤلفه‌ی افقی شرکت دارد می‌توان با حذف اثرات آن نسبت بهتری از بیضی‌واری موج رایلی به دست آورد که این فرض اغلب صحیح نیست.

در روش دوم با تعریف موجک‌های P-SV در طول سیگنال، سعی در کاهش اثرات امواج SH و اثرات برهم‌نهی ورودی‌های متفاوت امواج P-SV در نسبت‌های H/V شده است. معمولاً بیضی‌واری را در محدوده‌ی فرکانسی قله تا کمینه اول در منحنی‌های نسبت طیفی، یعنی فاصله‌ی بین محو شدن مؤلفه‌ی قائم تا محو شدن مؤلفه‌ی افقی به‌عنوان بخش قابل اطمینان منحنی بیضی‌واری تعریف می‌نمایند. در این روش بر خلاف روش کلاسیک نسبت طیفی (H/V) بر روی کل سیگنال محاسبه نسبت طیفی انجام نمی‌شود، بلکه پارانرژی‌ترین قسمت‌ها در نمایش زمان-فرکانس سیگنال قائم انتخاب و مؤلفه‌ی افقی متناظر با $\pm\pi/2$ اختلاف به جهت حذف اثرات برهم‌نهی انتخاب

می‌شود. فرض می‌شود که این بیشینه مربوط به سیگنال یک موجک رایلی است که برای آن نسبت طیفی محاسبه خواهد شد. میانگین‌گیری از نسبت طیفی محاسبه‌شده این موجک‌ها بیضی‌واری امواج رایلی را مشخص می‌نماید.

۲-۲- روش کاهش تصادفی

روش کاهش تصادفی، در اصل یک فرآیند حوزه‌ی زمان است که شامل میانگین‌گیری بازه‌های زمانی از پاسخ‌های اندازه‌گیری شده، با شرایط آغازین معمولی می‌باشد. هویگر و همکاران [۱۷] در سال ۲۰۰۹ از مفاهیم این روش برای استخراج بیضی‌واری امواج رایلی استفاده نمودند. آنها سیگنال عمودی ارتعاشات محیطی را سیگنال اصلی فرض نموده و با تقسیم به قسمت‌های ثابت زمانی، به این تابع دست یافتند. انتخاب بر اساس زمان‌هایی از تاریخچه‌ی زمانی انجام می‌گیرد که در آنها سیگنال قائم از منفی به مثبت تغییر علامت می‌دهد که این انتخاب با فرض غالب بودن محتوای انرژی امواج رایلی در مؤلفه‌ی قائم انجام می‌شود. در هر زمان که شرط تغییر علامت احراز شود، پنجره‌ای از سیگنال به طول Δ ذخیره می‌گردد. پس از انتخاب به علت اختلاف فاز طبیعی بین مؤلفه‌ی عمودی و مؤلفه‌ی افقی در امواج رایلی، سیگنال‌های ذخیره‌شده‌ی افقی با $\pm\pi/2$ اختلاف فاز در نظر گرفته می‌شود و سپس با در نظر گرفتن فاکتور همبستگی^۶ میان مؤلفه‌ی افقی و عمودی، نسبت طیفی محاسبه می‌شود. کارایی این روش در استخراج بیضی‌واری امواج رایلی در دو واقعیت نهفته است. نخست اینکه با فرض محیط همگن و همسانگرد، عدم همبستگی امواج لاو موجود در سیگنال افقی با سیگنال عمودی اتفاق می‌افتد و در نتیجه اثرات امواج لاو کاهش می‌یابد. البته نمی‌توان از اثرات همبستگی آن دسته از امواج لاو که تصادفاً از نظر زمانی هم‌زمان با امواج رایلی به لرزه‌نگار رسیدند، چشم‌پوشی کرد؛ اگرچه تکرار این عمل در طول سیگنال و ذخیره و میانگین‌گیری پنجره‌های همبستگی سیگنال اثرات امواج لاو را کاهش می‌دهد. تأخیر زمانی داده‌شده در مؤلفه‌ی امواج رایلی، باعث یک اختلاف زمانی بین

زمین‌شناسی مهندسی که عبارتند از: واحد سنگی، واحد درشت‌دانه شنی، واحد رسوبات مخروط افکنه‌های جوان و واحد ریزدانه رسی - سیلتی در نظر گرفت.

در بخش‌های جنوبی و غربی شهر اراک، واحدهای سنگی که عموماً از تناوب اسلیت و آهک بلورین تشکیل شده، برونزد داشته و ارتفاعات را می‌سازد. رسوبات ریزدانه در محدوده‌ی شهر اراک عموماً در بخش‌های دورتر از ارتفاعات و در مناطق شمالی، سطح زمین را پوشانده‌اند و به‌جز قسمت آبرفتی جنوب غربی سایر مناطق با واحدهای درشت‌دانه‌ی شنی پوشیده شده است. با توجه به این نقشه می‌توان حدس زد با فاصله گرفتن از ارتفاعات جنوبی و نیز ریزدانه‌تر شدن در شمال ضخامت نهشته‌های رسوبی در شمال و شرق منطقه‌ی شهری اراک بیشتر از مناطق دیگر باشد (شکل ۱).

۵- بررسی حساسیت پردازش داده‌ها

۵-۱- بررسی حساسیت نسبت به پارامترهای تحلیل فرکانس - زمان

در پردازش داده‌ها به روش HVTF انتحاب دو پارامتر موجک مورلت (m) و تعیین تعداد بیشینه‌ها در واحد دقیقه (nppm) بسیار حائز اهمیت است و بر روی نتایج تأثیرگذار می‌باشد. این پارامترها یکی مربوط به شکل موجک و دیگری مربوط به چگونگی انتحاب بیشینه‌های انرژی برای تشخیص امواج رایلی است. پارامتر موجک مورلت میزان عدم قطعیت در فرکانس را مشخص می‌کند. انتحاب پارامتر موجک کوچک که به بزرگ شدن مقیاس موجک در فضای فرکانسی و به اصطلاح کشیده شدن مقیاس منجر می‌شود و انتحاب پارامتر موجک بزرگ باعث بزرگ شدن مقیاس در فضای زمان می‌شود. همچنین پارامتر دیگر تعداد بیشینه‌ها در واحد دقیقه می‌باشد که انتحاب این پارامتر تجربی و به عهده‌ی کاربر می‌باشد ولی نتیجه را تحت تأثیر قرار می‌دهند. به‌طور مثال وجود امواج SH در میدان موج دامنه‌ی نسبت طیفی را افزایش می‌دهد و وجود امواج SV این دامنه را کاهش می‌دهد؛ در نتیجه انتحاب

اثرات امواج رایلی و امواج درونی می‌شود که در نهایت با میانگین‌گیری از تعداد بالای پنجره‌های ذخیره‌شده کاهش اثرات امواج درونی رخ خواهد داد.

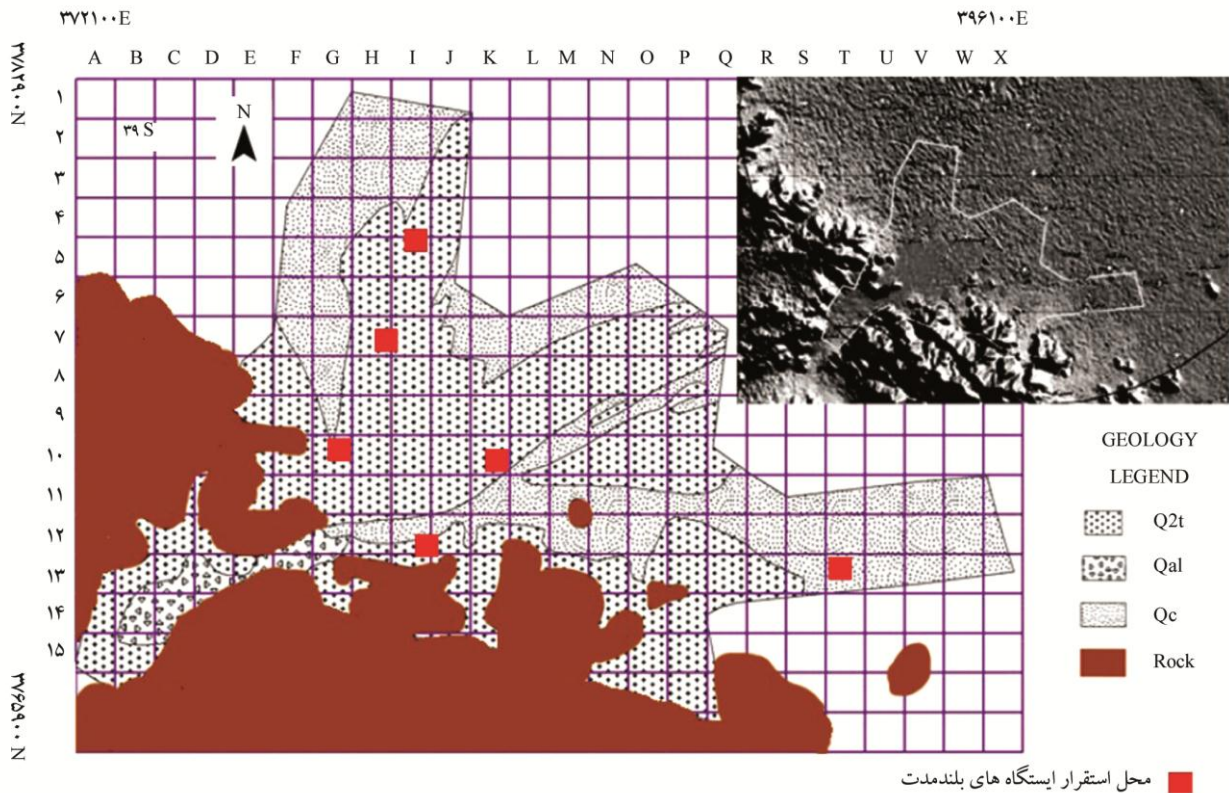
۳- داده‌های مورد استفاده

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه نگاشت‌های تک-ایستگاهی ارتعاشات محیطی در بیش از ۱۴۰ نقطه از شهر اراک برداشت شده به‌منظور ریز پهنه‌بندی لرزه‌ای این شهر توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله هستند. لرزه‌نگارهای مورد استفاده در این اندازه‌گیری‌ها، دستگاه‌های سه‌مؤلفه‌ای از نوع Guralp CMG-6TD دارای پاسخ فرکانسی در حدود ۰/۰۳۳ تا ۵۰ هرتز بوده است. روش برداشت در هر ایستگاه شامل ثبت ۳۰ دقیقه ارتعاشات محیطی به‌طور پیوسته و با فرکانس نمونه‌برداری ۱۰۰ نمونه در ثانیه بوده است. زمان اندازه‌گیری این رکوردها در تابستان ۱۳۹۱ بوده است و اندازه‌گیری‌ها در طول روز انجام شده است. این مدت‌زمان رکوردگیری امکان بررسی فرکانس‌های تشدید احتمالی بسیار پایین را فراهم ساخته و از طرف دیگر امکان انتحاب تعداد کافی پنجره‌های مانای مناسب برای پردازش داده‌ها و حذف خردلرزه‌های گذرای احتمالی را فراهم می‌سازد.

علاوه بر برداشت‌های فوق، داده‌های یک‌ماهه مربوط به برداشت یک ایستگاه در حوالی نقطه H07 شبکه و همچنین داده‌های مربوط به دو ماه رکورد ارتعاشات محیطی در ۶ ایستگاه در برداشت‌های زمستانی (بهمن ماه سال ۱۳۹۱) وجود داشتند که علاوه بر رکوردهای طولانی مدت ارتعاشات محیطی در فصل زمستان، ۹ رویداد زمین‌لرزه نیز در آنها ثبت شده است و در این مطالعه از آنها نیز استفاده گردیده است.

۴- زمین‌شناسی مهندسی منطقه اراک

با اطلاعات جمع‌آوری شده از گزارش‌های ژئوتکنیکی، نقشه‌های زمین‌شناسی و نیز بازدیدهای صحرایی صورت گرفته، می‌توان زمین‌شناسی مهندسی شهر اراک را متشکل از چند واحد



محل استقرار ایستگاه‌های بلندمدت

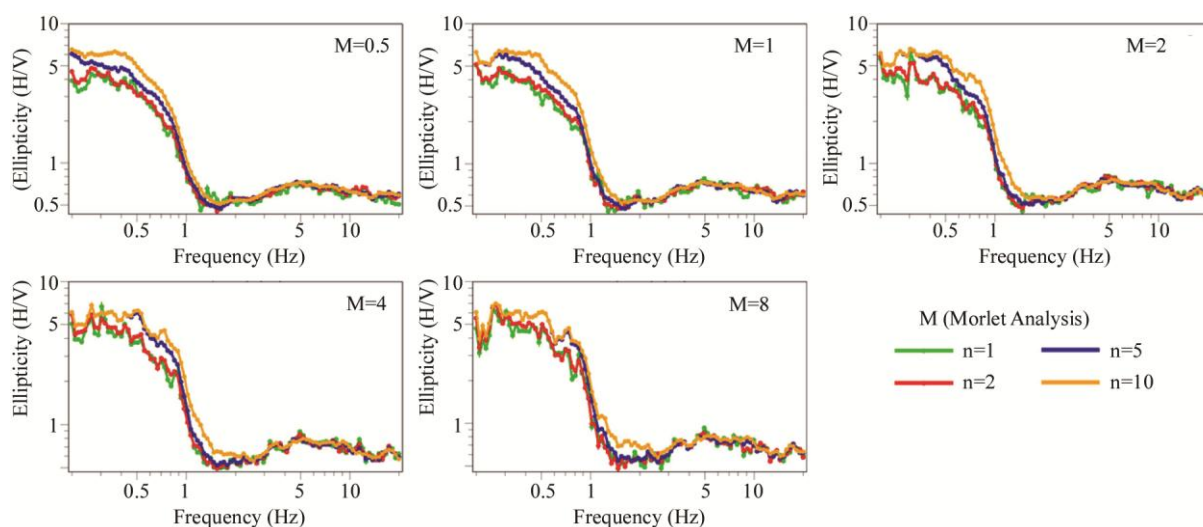
شکل (۱): نقشه‌ی زمین‌شناسی سطحی محدوده‌ی شهری اراک (برگرفته از مطالعات ریز پهنه‌بندی لرزه‌ای شهر اراک) و ایستگاه‌های برداشت طولانی‌مدت ارتعاشات زمينه.

ایستگاه‌های شبکه‌ی دو ماهه با توجه به وضعیت زمین‌شناسی سطحی منطقه اراک توزیع شده بودند. برای نمونه تعیین پارامترهای حساسیت برای ایستگاه I05 با زمان برداشت بلندمدت مشخص گردیده است که در نتیجه‌ی آن پارامترهای M برابر ۱ و nppm برابر ۵ برای استفاده در روش HVTFM انتخاب شدند. همان‌گونه که در شکل (۲) مشاهده می‌شود، مقدار nppm برابر ۵ بزرگ‌ترین مقداری است که روند nppmهای کوچک‌تر را پیموده است و مقادیر بزرگ‌تر جابه‌جا شده‌اند. همچنین در شکل (۳) مشاهده می‌شود که m برابر یک، کوچک‌ترین مقداری است که روند نمودارهای با مقادیر بزرگ‌تر از خود را تبعیت کرده و نمودارهای کوچک‌تر از آن جابه‌جایی نشان می‌دهند.

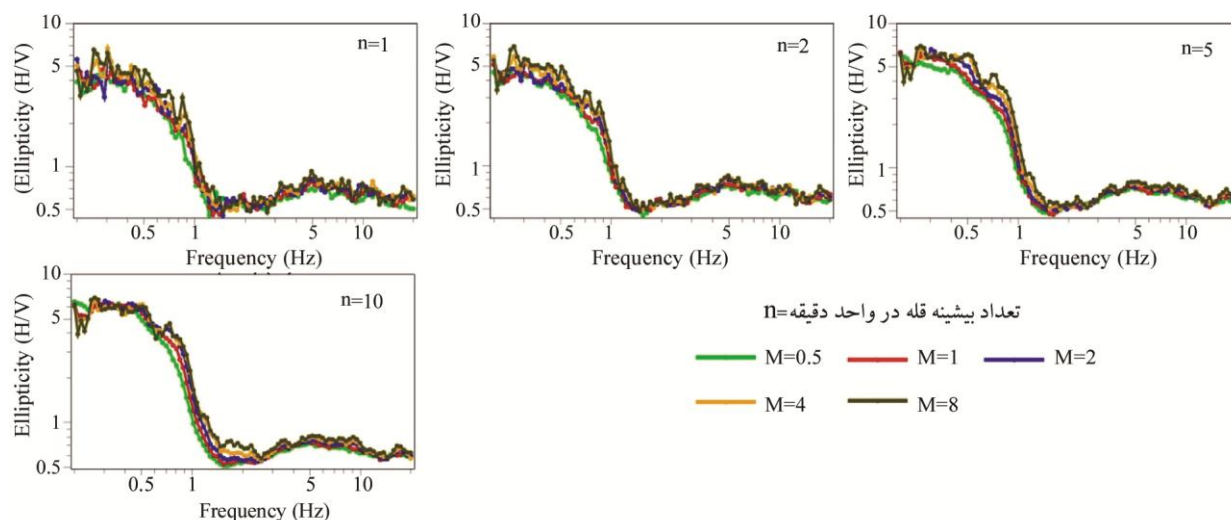
لازم به ذکر است که انتخاب پارامترهای حساسیت در مطالعات مختلف می‌بایست به صورت تجربی انجام گیرد.

تعداد زیادی پیشینه در دقیقه ممکن است باعث حضور این امواج در میدان موج ارتعاشات زمينه شود، در صورتی که انتخاب تعداد کمتری پیشینه ممکن است باعث از دست رفتن اطلاعات صحیح و ناهموار شدن منحنی شود. در اولین مرحله از پردازش داده‌ها در روش HVTFM، جستجو برای یافتن بهترین پارامتر موجک مورلت و همچنین بهترین پارامتر تعداد پیشینه قله در واحد دقیقه انجام شد. مقادیر پیشنهادی با توجه به پیشنهاد اولیه گزارش‌های پروژه (NERIES) پنج مقدار ۰/۵، ۱، ۲، ۴ و ۸ برای m و چهار مقدار ۱، ۲، ۵ و ۱۰ برای n انتخاب شده‌اند [۱۸].

با توجه به تعدد ایستگاه‌ها در شهر اراک (۲۰ حالت مختلف برای ۱۴۸ برداشت میکروترمور) تصمیم گرفته شد پارامترهای حساسیت در محل برداشت‌های دو ماهه در زمستان و ایستگاه‌های تک ایستگاهی اطراف آنها سنجیده شوند.



شکل (۲): نحوه‌ی مقایسه پارامترهای $nppm$ برای یک ایستگاه نمونه (105).

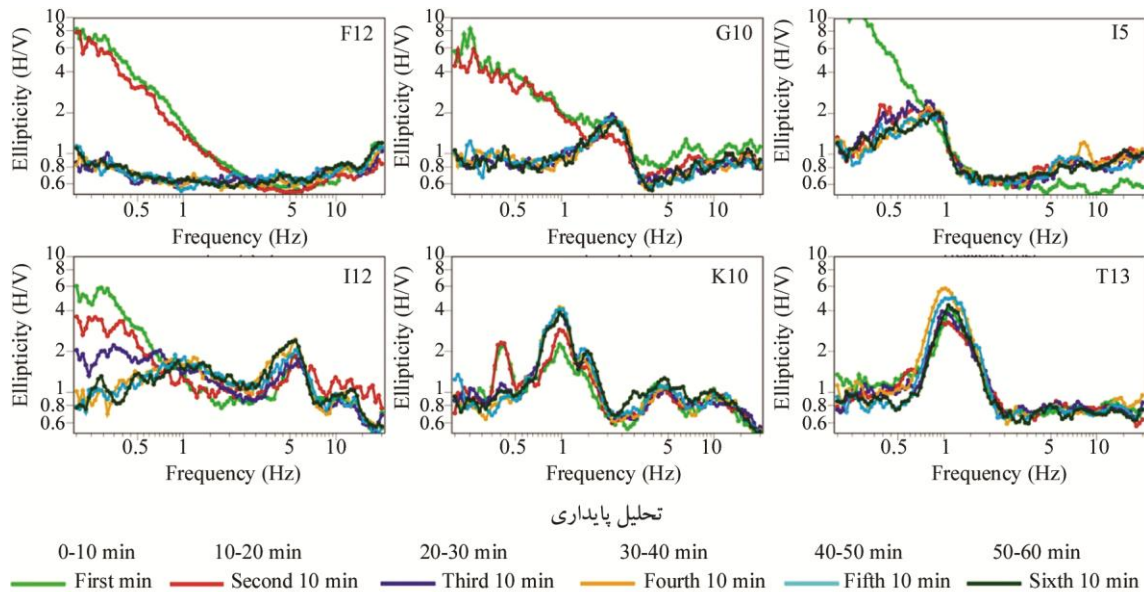


شکل (۳): نحوه‌ی مقایسه پارامترهای m برای یک ایستگاه مرجع (105).

رایلی برای هر کدام جداگانه محاسبه شده است. در شکل (۴) تغییرات منحنی‌ها در هر ایستگاه مشاهده می‌شود. وجود مشکلات دستگاهی و عدم پایداری برداشت‌ها باعث افزایش نسبت طیفی مؤلفه‌های افقی به مؤلفه قائم در دقایق ابتدایی در برخی از ایستگاه‌ها شده است. بررسی انجام شده نشان می‌دهد که داده‌ها در تمام ایستگاه‌ها تحت شرایط مختلف در بازه زمانی ده دقیقه‌ی سوم به بعد به پایداری رسیده‌اند؛ بنابراین در رکوردهایی با مدت‌زمان سی دقیقه با انتخاب ده دقیقه‌ی سوم، نتایج قابل اعتماد خواهد بود.

۲-۵- تعیین زمان، مدت و نحوه برداشت خردلرزه‌ها

در قدم بعدی، بررسی حساسیت نمودارهای بیضی‌واری به مدت‌زمان برداشت، فصل برداشت و همچنین نحوه‌ی برداشت داده‌ها در طول شبانه‌روز انجام شده است. یکی از مهم‌ترین فاکتورها در انتخاب و پردازش خردلرزه‌ها، پایداری آنها در زمان می‌باشد. برای کنترل و بررسی مدت‌زمان لازم برای مشاهده‌ی پایداری خردلرزه‌ها، یک ساعت ابتدای برداشت تمام رکوردهای شبکه‌ی لرزه‌نگاری موقت نصب شده در زمستان سال ۱۳۹۱ را به بازه‌های ده دقیقه‌ای جدا نموده و بیضی‌واری امواج

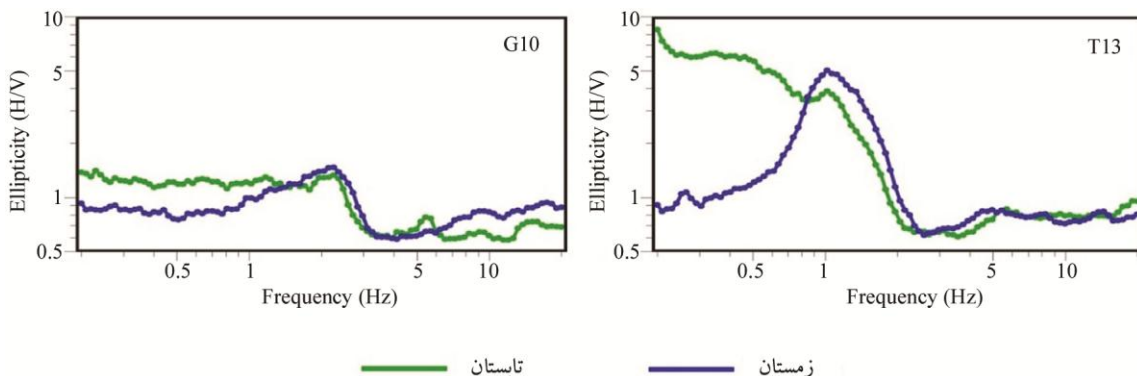


شکل (۴): منحنی‌های HVTFA برای بازه‌های زمانی ۱۰ دقیقه‌ای از شروع برداشت از ده دقیقه‌ی اول تا ده دقیقه‌ی ششم برای مشاهده‌ی زمان رسیدن به پایداری.

انجام شده در فصل تابستان، روندی غیرمعمول در منحنی نسبت طیفی ایجاد کرده است.

در تحلیل بیضی‌واری، شیب سمت راست بعد از قله^۷ نمودار به‌عنوان داده‌های مشاهداتی مورد استفاده قرار گرفته است. از آنجایی که برداشت‌های تک ایستگاهی انبوه استفاده شده در این مقاله، در فصل تابستان انجام شده است، با مقایسه‌ی نمودارها در چند نقطه، مشاهده گردید که روند شیب سمت راست منحنی‌ها در هر دو برداشت در تابستان و زمستان، مشابه بوده و از دقت کافی برخوردار می‌باشند.

از طرف دیگر، بررسی تأثیر زمان برداشت خردلرزه‌ها در دو فصل تابستان و زمستان، با تحلیل نسبت طیفی دو ایستگاه در یک مکان مشخص که یکی از آنها در فصل تابستان و دیگری در زمستان برداشت داده داشته‌اند، میسر شده است. همان‌طور که نتایج نسبت طیفی در ایستگاه‌های مستقر در دو نقطه T13 و G10، در شکل (۵) مشاهده می‌شود، داده‌های مربوط به زمستان و تابستان، منحنی نسبت طیفی مشابهی را در فرکانس‌های بالاتر از قله‌های رزونانس نتیجه می‌دهند؛ درحالی که در فرکانس‌های کمتر، کمبود انرژی در مؤلفه‌ی قائم نکاشت‌ها در برداشت‌های

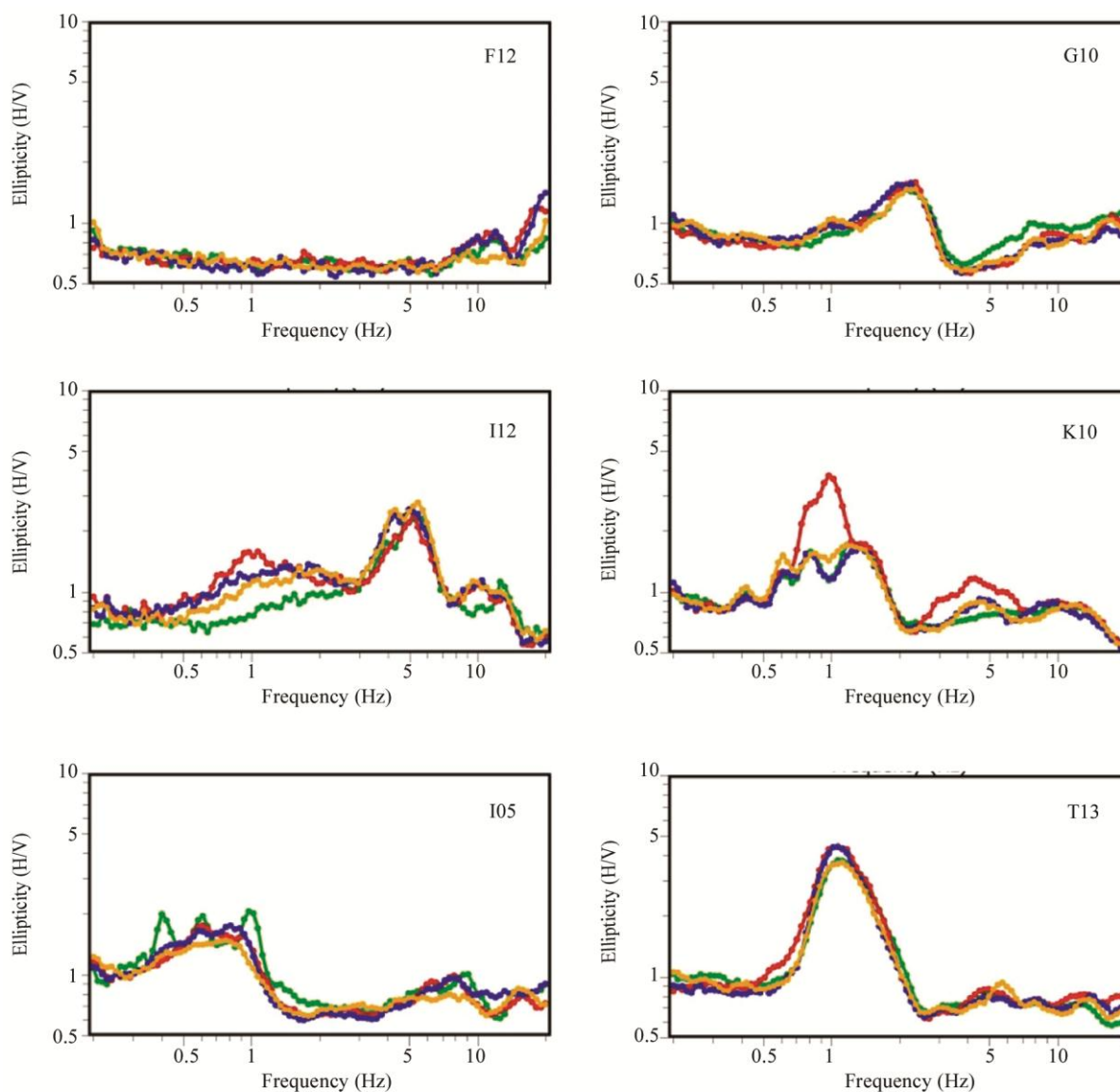


شکل (۵): مقایسه‌ی میان برداشت‌های تابستانی و زمستانی. در فرکانس‌های پایین، کمبود انرژی در مؤلفه قائم نکاشت‌ها در برداشت‌های انجام‌شده در فصل تابستان مشاهده می‌شود.

بازه‌های زمانی اشاره شده (شکل ۶)، می‌توان گفت یال سمت راست منحنی که به‌عنوان داده‌ی مشاهداتی از اهمیت برخوردار است، تحت تأثیر تغییر محتوای خردلرزه در طول شبانه‌روز قرار نگرفته است.

علاوه بر موارد فوق، نگاشت‌های زلزله ثبت‌شده در مدت‌زمان استقرار شبکه‌ی لرزه‌نگاری موقت ۲ ماهه در زمستان

بررسی دیگر، مطالعه‌ی کیفیت نگاشت‌ها در زمان‌های برداشت خردلرزه‌ها در ساعت‌های مختلف شبانه‌روز و بررسی تأثیر خردلرزه‌های گذرای حاصل از فعالیت‌های انسانی در زمان برداشت می‌باشد. برای این منظور، چهار بازه زمانی در ساعت‌های ۱، ۶، ۱۳ و ۱۸ در طول شبانه‌روز در نظر گرفته شد. با توجه به مقایسه منحنی‌های تحلیل نسبت طیفی در هر یک از

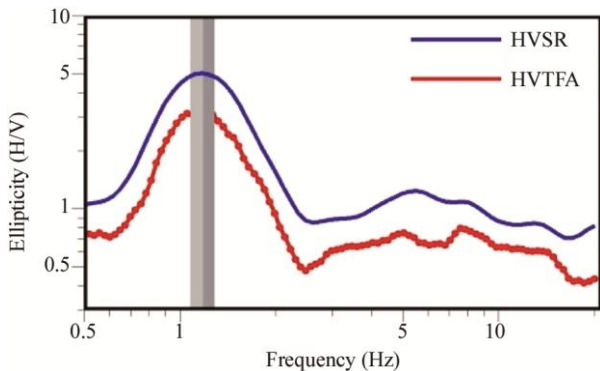


تأثیر برداشت در زمان‌های متفاوت در طول شبانه‌روز

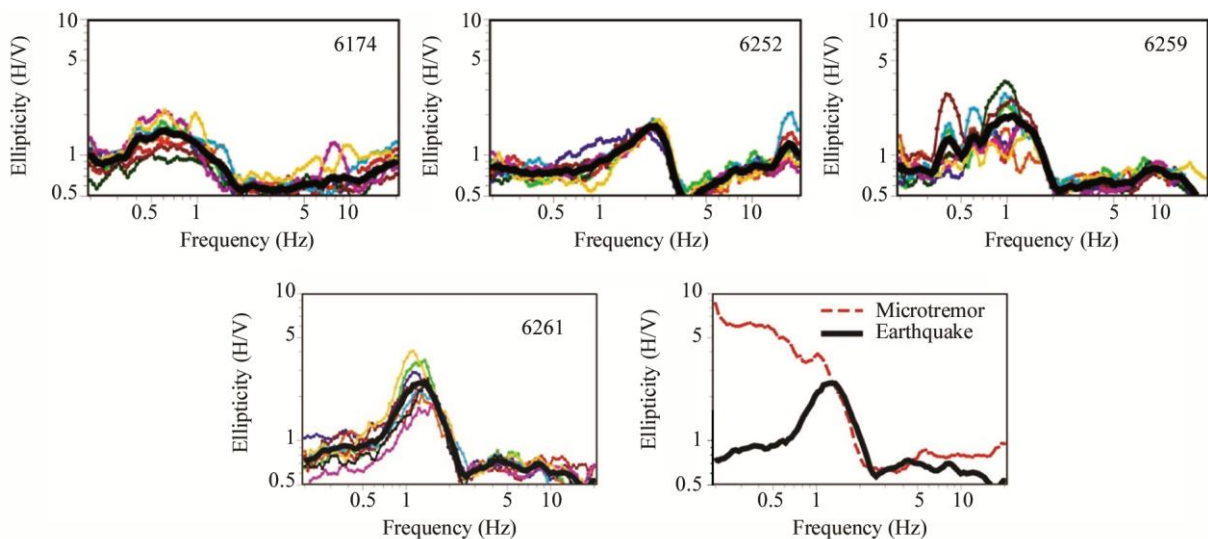
— 1 AM — 6 AM — 1 PM — 6 PM

شکل (۶): مطالعه‌ی منحنی‌های بیضی‌واری در ساعت‌های مختلف شبانه‌روز به‌منظور بررسی تأثیرات خردلرزه محیطی بر داده‌ها.

همچنین بیضی‌واری امواج رایلی انجام شده است که در شکل (۸) نمونه‌ای از آن به‌عنوان مثال ارائه شده است. هرچند که هر کدام از منحنی‌ها به‌تنهایی قابلیت استفاده در عملیات وارون‌سازی را دارد ولی تفسیر و تطبیق ۱۴۷ پروفیل سرعت موج برشی مشکل و عملاً غیرممکن خواهد بود. به همین دلیل فرکانس تشدید و شیب سمت راست بعد از قله تشدید حاصل از هر یک از این منحنی‌ها، به دو روش آماری و مشاهداتی در قالب ۱۱ خوشه دسته‌بندی شده‌اند.



شکل (۸): مقایسه‌ی نسبت‌های طیفی مؤلفه‌های افقی به مؤلفه قائم به روش کلاسیک با منحنی بیضی‌واری در ایستگاه T13.



شکل (۹): منحنی‌های مربوط به زلزله‌ها و مقایسه‌ی میانگین نسبت طیفی ناشی از زلزله و ارتعاشات زمینه در یک ایستگاه حاوی رویداد ثبت‌شده زلزله (ایستگاه T13).

۱۳۹۱ دارای سطح انرژی بالاتری نسبت به رکوردهای ارتعاشات محیطی در همان محل است و می‌تواند صحت و دقت نتایج را بالاتر ببرد. در این مطالعه، برای محاسبه‌ی نسبت طیفی مؤلفه‌های افقی به مؤلفه‌ی قائم نگاشت‌های زلزله، از بخش دنباله نگاشت با نسبت سیگنال به خردلرزه بالاتر از ۲ استفاده شده است. به‌طور مثال، رکورد زلزله ثبت‌شده در ایستگاه T13 دارای قله‌ی مشخص فرکانسی در فرکانس ۱/۳ هرتز می‌باشد. هرچند که این قله در منحنی بیضی‌واری مربوط به رکورد خردلرزه در برداشت‌های تابستانی به دلیل کمبود سطح انرژی در مؤلفه قائم به‌وضوح دیده نشده است، ولی مقایسه‌ی منحنی‌های به‌دست‌آمده از رکورد زلزله با منحنی‌های به‌دست‌آمده از ارتعاشات محیطی نشان می‌دهد که شیب سمت راست منحنی‌ها از تشابه قابل قبولی برخوردار است و این امر باعث اطمینان بیشتر از درستی نمودارهای بیضی‌واری خردلرزه‌ها به‌ویژه یال سمت راست منحنی‌ها می‌باشد (شکل ۷).

۶- دسته‌بندی منحنی‌های بیضی‌واری

برای تمام ۱۴۷ ایستگاه برداشت تک ایستگاهی خردلرزه، تحلیل نسبت طیفی کلاسیک مؤلفه‌های افقی به مؤلفه قائم و

۱-۶- روش آماری در دسته‌بندی اولیه منحنی‌های بیضی‌واری

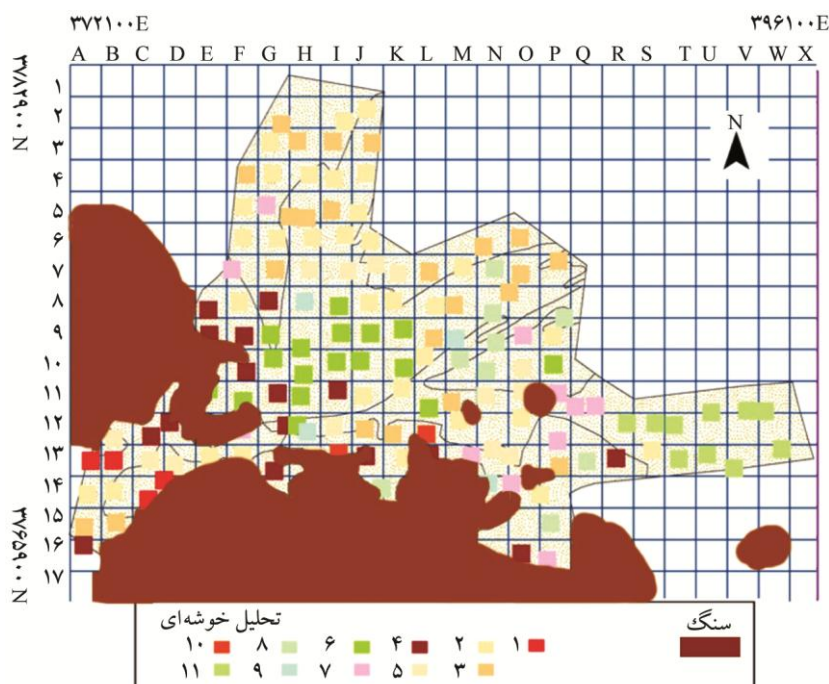
به‌منظور پهنه‌بندی شهر مودیکا در کشور ایتالیا بر اساس خوشه‌بندی مقادیر نسبت طیفی کلاسیک مؤلفه‌ای افقی به مؤلفه قائم استفاده نمودند. آنها از روش خوشه‌بندی مرکز محور استفاده کردند که یکی از روش‌های مبتنی بر افراز داده‌ها، به‌طوری که فاصله اقلیدسی از رابطه (۲) پیروی کند، است:

$$D = a\sqrt{(dx^2) + (dy^2)} + b\sqrt{(dF^2)} + c\sqrt{(dA^2)} + d\sqrt{(dL^2)} \quad (2)$$

در این معادله x و y مختصات محل برداشت، F فرکانس تشدید، A دامنه‌ی تشدید و L فاکتور زمین‌شناسی مهندسی منطقه هستند. برای منظور کردن فاکتور زمین‌شناسی به هر کدام از انواع زمین در نقشه‌ی زمین‌شناسی مهندسی یک مقدار عددی نسبت داده شد که هر مقدار نشان‌دهنده‌ی یک نوع جنس زمین بود. ضرایب وزن‌دهی نیز به‌صورت انتخابی و بر مبنای جغرافیای منطقه و اطلاعات پیشین محاسبه می‌شود. در صورت نبود اطلاعات خاص می‌توان ضرایب را برابر با یک در نظر گرفت. با فرض مقدار $k=11$ برای خوشه‌بندی شهر اراک، دسته‌بندی منحنی مناطق مختلف شهر به‌صورت شکل (۹) خواهد بود.

برای دسته‌بندی منحنی‌های بیضی‌واری، از روش آماری موسوم به خوشه‌بندی استفاده شد. تقسیم‌بندی تعداد داده‌ی نسبتاً زیاد در مطالعات آماری با تکنیک‌های خوشه‌بندی^۸ مبتنی بر افراز داده‌ها انجام می‌شود. در تکنیک‌های خوشه‌بندی، با فرض وجود n نمونه و k خوشه نهایی، تمام نمونه‌ها در k خوشه گنجانده می‌شوند. در این روش از معیاری جهت ارزیابی تشابه میان نمونه‌های یک خوشه و عدم تشابه میان خوشه‌ها برای شکل‌دهی آنها در حالت بهینه با الگوریتم‌هایی مانند k -Means استفاده می‌شود. در این روش، در ابتدا تعداد k نمونه اتفاقی از میان تمام نمونه‌ها انتخاب و در هر خوشه گنجانده می‌شود که این نمونه‌ها به‌عنوان نماینده هر خوشه شناخته خواهند شد و به آنها مرکز خوشه گفته می‌شود. سپس در ادامه به کمک معیارهایی مانند فاصله‌ی اقلیدسی^۹، تشابه هر یک از نمونه‌های باقیمانده را با k نماینده بررسی شده و در صورتی که نمونه‌ی موردنظر به هر یک نزدیک‌تر بود به عضویت آن خوشه درمی‌آید [۱۹].

کاپیتزی و همکاران [۲۰] در سال ۲۰۱۴ از این مفهوم آماری



شکل (۹): نقشه‌ی خوشه‌بندی به روش آماری منحنی‌های نسبت طیفی به‌دست آمده از تحلیل خردلرزه‌های محیطی در شهر اراک.

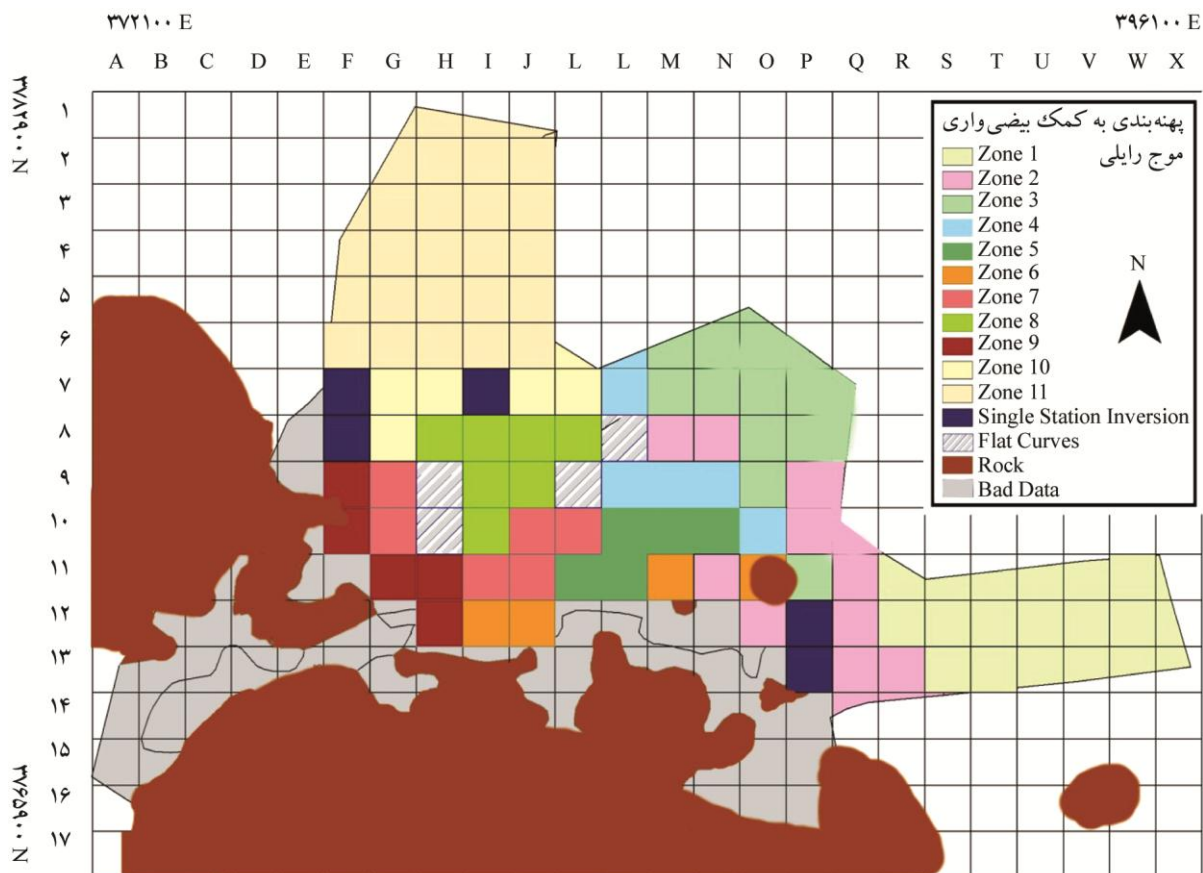
۷- وارون‌سازی منحنی‌های بیضی‌واری برای تعیین پروفیل تک‌بعدی سرعت موج برشی

شکل (۱۱) تمام مراحل وارون‌سازی را از محاسبه، دسته‌بندی و انتخاب منحنی بیضی‌واری تا ترسیم پروفیل‌های سرعت موج برشی، برای یک دسته نمونه از ۱۱ دسته منحنی‌های بیضی‌واری (دسته ۱) نشان می‌دهد. در این مرحله، یال سمت راست منحنی بیضی‌واری و قله‌ی فرکانسی به‌عنوان داده‌های مشاهده‌ای جهت تعیین پروفیل سرعتی موج برشی وارد عملیات وارون‌سازی شود.

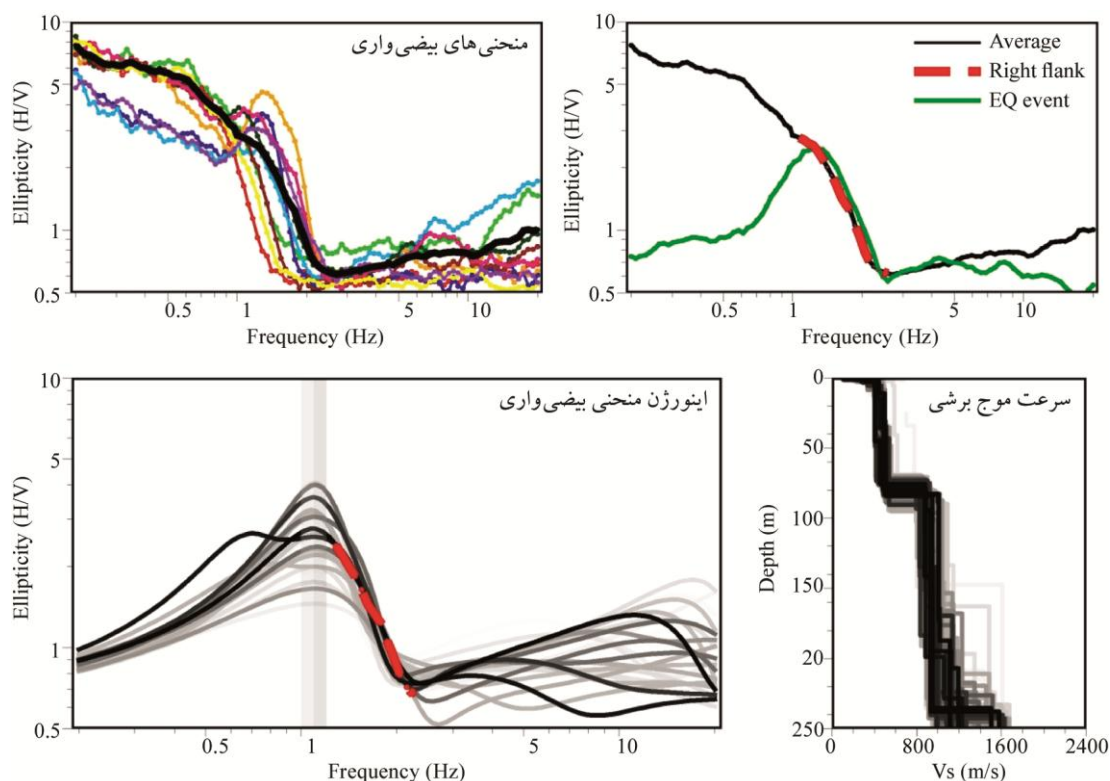
جهت انجام تحلیل‌های برگشتی (وارون‌سازی)، حالت‌های بی‌شماری از مدل زمین با پارامتری کردن ساختار زمین آزموده می‌شود. در این بخش به بررسی نحوه‌ی پارامتردهی ساختار زمین و شناسایی مجهولات فیزیکی در عملیات وارون‌سازی پرداخته می‌شود. ساختار پیشنهادی لایه‌های زمین و منحنی

۶-۲- روش مشاهده‌ای در دسته‌بندی اولیه‌ی منحنی‌های بیضی‌واری

با توجه به تعداد زیاد منحنی‌های بیضی‌واری، شباهت ظاهری شیب یال سمت راست (از اولین بیشینه تا اولین دره) و فرکانس تشدید منحنی‌های بیضی‌واری به‌دست آمده، معیار دسته‌بندی منحنی‌ها بوده و از منحنی‌های هم‌شکل با تطابق مناسب یال سمت راست میانگین‌گیری شده است. در نهایت بر مبنای مشاهده و تطابق ظاهری و دقت به مجاورت منحنی‌ها به یکدیگر، منحنی‌های بیضی‌واری در ۱۱ دسته تقسیم شدند (شکل ۱۰). همان‌طور که دیده می‌شود در نقشه‌ی زون بندی شهری بر اساس مطالعه‌ی آماری (شکل ۹) نیز به‌وضوح می‌توان زون‌های شمالی، شمال شرقی، شرقی، زون اصلی مرکزی و همچنین مناطق مرتفع جنوبی و غربی را ملاحظه نمود و با دسته‌بندی مشاهده‌ای تطبیق کرد.



شکل (۱۰): نقشه‌ی خوشه‌بندی به روش مشاهده‌ای منحنی‌های نسبت طیفی به‌دست آمده از تحلیل خردلرزه‌های محیطی در شهر اراک.



شکل (۱۱): مراحل وارون‌سازی در یک نگاه. جمع‌آوری منحنی‌های هم‌شکل بر اساس روش‌های مشاهده‌ای و آماری، میانگین‌گیری از منحنی‌ها، انتخاب بازه‌ی مناسب برای وارون‌سازی، انجام عملیات وارون‌سازی و به دست آوردن پروفیل سرعتی موج برشی برای یک دسته‌ی نمونه (دسته‌ی ۱).

چگالی و ضریب پواسون بر روی ناهمگونی منحنی بیضی‌واری در مقایسه با سایر پارامترها ناچیز می‌باشد و به همین دلیل در وارون‌سازی چگالی برابر ۲۰۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب و ضریب پواسون مابین ۰/۳ تا ۰/۴۵ در نظر گرفته می‌شود.

در نهایت توسط الگوریتم همسایگی برای هر مجموعه پارامتر ایجاد شده، مقدار خطا در الگوریتم مستقیم محاسبه می‌شود، حتی اگر پارامترهای مذکور شرایط فیزیکی و مقدماتی را برآورده نکنند. از مدل‌های اشتباه با برگشت یک خطای بالا در الگوریتم همسایگی صرف نظر می‌شود.

در این مطالعه، پارامتردهی اولیه به روش سعی و خطا^۱ و عدم تعریف قیدهای سخت‌گیرانه برای مقادیر سرعت موج برشی و عمق لایه‌ها انجام شده است. وارون‌سازی با محدوده‌ی پارامترهای وسیع شروع شده و در محدوده‌ای که کمترین ناهمگونی مابین منحنی‌های مشاهداتی و محاسباتی مشاهده شود، وارون‌سازی متمرکز گردیده و فرض می‌شود که نتایج حاصل

میانگین‌گیری شده‌ی هر پهنه با محدودیت‌های تعریف‌شده به‌عنوان ورودی به نرم‌افزار وارون‌سازی DINVER اعمال می‌شود [۲۱]. این نرم‌افزار از الگوریتم همسایگی به‌منظور عملیات وارون‌سازی بهره می‌برد. روش الگوریتم همسایگی یک روش جستجوی مستقیم تصادفی برای یافتن مدل‌های دارای انطباق قابل قبول بر داده در فضای پارامتری می‌باشد. این روش با تولید نمونه‌های شبه تصادفی و محاسبه‌ی منحنی‌های پاشندگی برای این مدل‌ها مسئله را حل می‌کند. در این روش چگالی احتمال اولیه یکنواخت فرض می‌شود. ویژگی این الگوریتم استفاده از نمونه‌های قبلی برای هدایت جستجو در یافتن مدل‌های بهینه می‌باشد. زمانی که تابع عدم تطابق داده برای نمونه‌های قبلی معلوم شود این الگوریتم با استفاده از هندسه‌ی ورونوئی توزیع غیرمعارف نقاط را درون‌یابی می‌کند. برای هر لایه از مدل‌های زمین پارامترهای ضخامت، سرعت‌های موج برشی و فشاری، و چگالی و نسبت پواسون در نظر گرفته می‌شوند. تأثیر تغییرات

با توجه به سرعت‌های ارائه شده برای سنگ‌بستر در مطالعات گذشته، سرعت لایه‌ی آخر بیشتر از ۱۰۰۰ متر بر ثانیه منطبق بر سرعت موج برشی ساختارهای آهکی در نظر گرفته شده است.

۸- ترسیم مقاطع دو بعدی سرعت موج برشی

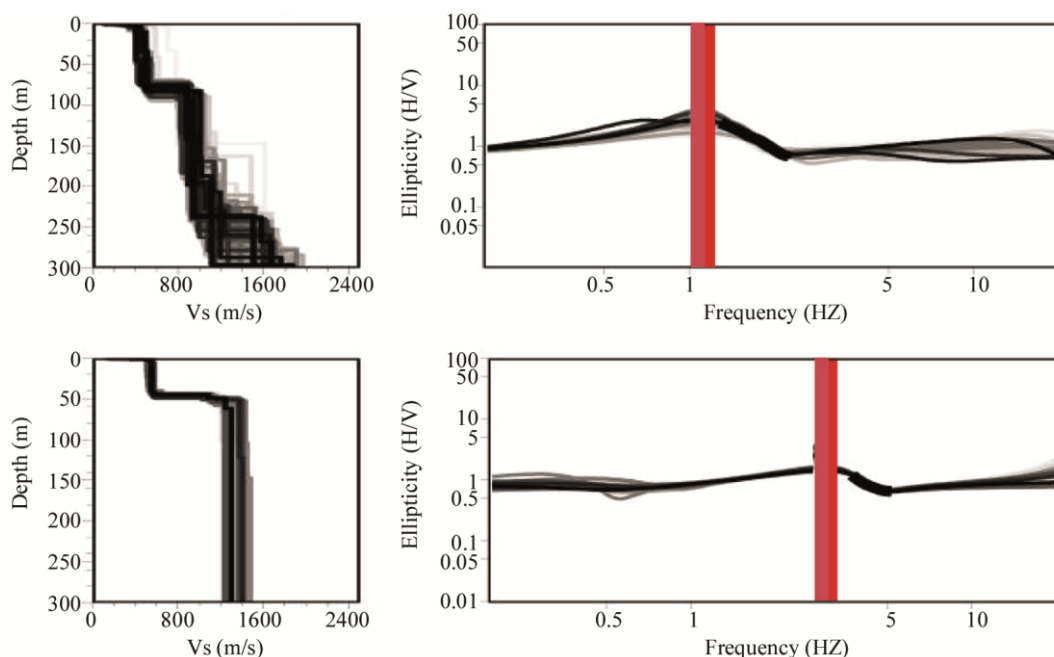
پروفیل‌های سرعت موج برشی و منحنی بیضی‌واری متناظر برای دسته ۱ و ۶ در شرق و جنوب شهر اراک در شکل (۱۲) نشان داده شده است. با توجه به تباین‌های سرعتی مشاهده شده در پروفیل‌های سرعت موج برشی، در اکثر نقاط شهر دو لایه سرعتی با سرعت‌های ۴۰۰ و ۸۰۰ متر بر ثانیه به دست آمده است که با درون‌یابی از پروفیل‌های حاصل شده، دو مقطع دو بعدی سرعت موج برشی در راستای شمال-جنوب و شرق-غرب در شکل (۱۳) ارائه شده است.

در ترسیم مقاطع دو بعدی سرعت موج برشی دقت شده است که اولاً دو پروفیل انتخاب شده تقریباً از تمامی دسته‌های مورد مطالعه عبور کند و از طرف دیگر روند تغییرات سرعت موج برشی با توجه به ارتفاعات موجود در نیمه‌ی جنوبی و نیمه‌ی غربی شهر قابل تعمیم و قضاوت باشد.

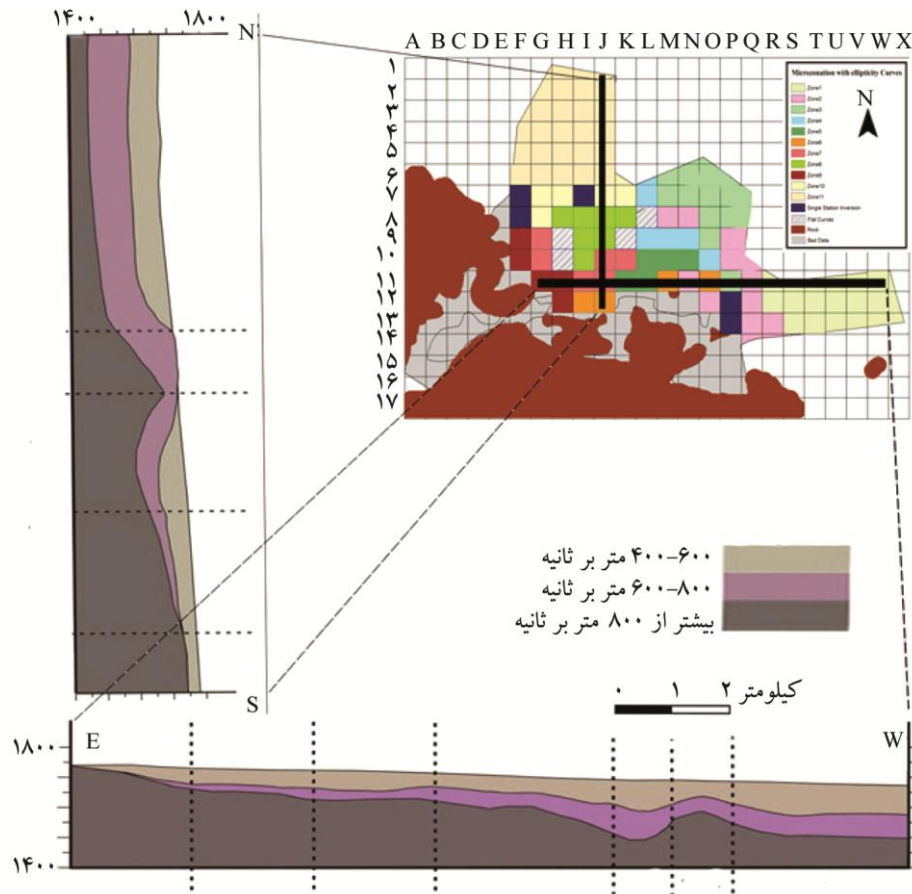
شده حاوی اطلاعات خوبی از ساختار زیرسطحی است. پیروی از این روند، باعث آزادی عمل برنامه‌ی وارون‌سازی برای استخراج پروفیل‌های سرعت موج برشی قابل اعتماد خواهد شد. توسط الگوریتم همسایگی برای هر مجموعه از منحنی‌های مشاهداتی و پارامترهای مربوطه، مقدار ناهمگونی منحنی‌های مشاهداتی و محاسباتی به روش حداقل مربعات محاسبه می‌شود [۲۲]. مدل‌های اولیه‌ی سرعت موج برشی مورد استفاده در این مطالعه در جدول (۱) ارائه شده است.

جدول (۱): مدل ورودی مورد استفاده.

عمق انتهای لایه (m)	ضخامت (m)	سرعت موج برشی (m/s)	سرعت موج فشاری (m/s)	نسبت چگالی پواسون
۱ لایه ۱	۱۰	بنا بر آزمایش‌های درون		
۲ لایه ۲	۳۰	گمانه‌ای موجود		
۳ لایه ۳	۱۰۰	۳۰۰-۳۵۰	۵۰۰-۵۰۰	۰/۳ تا
۴ لایه ۴	۲۰۰	۳۰۰-۳۵۰	۵۰۰-۵۰۰	۰/۴۵
۵ لایه ۵	۵۰۰	۳۰۰-۳۵۰	۵۰۰-۵۰۰	
۶ لایه ۶	۱۰۰۰	۱۰۰۰-۳۵۰۰	۲۰۰۰-۵۰۰۰	



شکل (۱۲): پروفیل سرعتی و منحنی بیضی‌واری برای دو زون شمالی (بالا) و جنوبی (پایین) شهر.



شکل (۱۳): پروفیل‌های مقاطع شمالی-جنوبی و شرقی-غربی.

۹- نتیجه گیری

عدم اعمال محدودیت در محدوده‌ی سرعت موج برشی و عمق لایه‌های مدل‌های اولیه، استفاده از اطلاعات آزمایش‌های درون گمانه‌ای برای اعماق سطحی و همچنین تکرارپذیری عملیات وارون‌سازی سبب شده است که پروفیل‌های سرعت موج برشی مطمئن حاصل شود.

مقاطع دو بعدی سرعت موج برشی (شکل ۱۳) با مطالعات گذشته‌ی منطقه از جمله مقطع ۶ ژئوالکتريک (گزارش ریز پهنه‌بندی لرزه‌ای شهر اراک) هم‌خوانی بسیار مناسبی دارد. بالاآمدگی کنتراست سرعت موج برشی مابین زون ۸ و ۱۰ در مقطع راستای شمال-جنوب همخوان با گسل معرفی شده در گزارش ژئوالکتريک می‌باشد [۲۳]. همچنین این مقاطع لایه‌ی نسبتاً ضخیم آبرفتی را در شمال و شرق منطقه‌ی شهری اراک نشان می‌دهد که البته با شواهد زمین‌شناسی مهندسی منطقه نیز

بزرگنمایی دامنه‌ی امواج سطحی به خصوص امواج رایلی تحت اثر عبور از لایه‌های آبرفت وابسته به فرکانس رزونانس و سرعت موج برشی این لایه‌ها می‌باشد. بیضی‌واری امواج رایلی نیز تحت شرایط تشدید آبرفت قرار گرفته و توسط روش‌های فرکانس-زمان و کاهش تصادفی قابل محاسبه می‌باشد. با وارون‌سازی بخش منتخب منحنی‌های بیضی‌واری (بال سمت راست بعد از قله) پروفیل سرعت موج برشی تعیین می‌شود.

دقت منحنی‌های بیضی‌واری که از برداشت‌های تک ایستگاهی حاصل شده‌اند، با کنار هم گذاشتن نمودارهای بیضی‌واری در ایستگاه‌های مجاور و بررسی روند تغییرات و دسته‌بندی آنها بررسی شده و برای عملیات وارون‌سازی منحنی‌های قابل اتکا در هر دسته استفاده شده است.

- Springer, Cham.
6. Haghshenas, E., Hamzeloo, H., and Ghazinezhad, S. (2013) *Arak Seismic Microzonation Report*. IIEES, Tehran, Iran (in Persian).
 7. Haghshenas, E. (2005) *Condition Géotechnique et Aléa Sismique Local à Téhéran*. Ph.D. Thesis, Joseph Fourier University, Grenoble, France, p. 288.
 8. Fazlavi, M. and Haghshenas, E. (2015) Importance of mode detection in ambient noise array application for shear wave velocity profile determination. *International Journal of Civil Engineering*, **13**(1), 62-72.
 9. Pahlevan, Z. (2016) Determination of Shear Wave Velocity of Tehran Alluvial Deposits Using Ellipticity of Rayleigh Wave. M.Sc. Thesis, IIEES, Tehran, Iran (in Persian).
 10. SESAME Project (2005) *Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibration Measurements and Interpretation*. [Report] Deliverable D23-12, University of Potsdam.
 11. Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., and Niwa, M. (1994) Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *BSSA*, **84**(6), 1831-1841.
 12. Bard, P.Y. (1998) Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan, 1251-1279.
 13. Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.Y., and Cotton, F. (2004) *Nature of Noise Wave Field*. SESAME [report], D13.08.
 14. Fah, D., Wathelet, M., Kristekova, M., Havenith, H., Endrun, B., Stamm, G., Poggi, V., Burjanek, J., and Cornou, C. (2009) *Using Ellipticity Information for Site Characterization*. NERIES JRA4 report, Available at <http://www.neries-eu.org>.
 15. Malischewsky, P.G. and Scherbaum, F. (2004) Love's formula and H/V ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. *Wave Motion*, **40**, 57- 67.

سازگار است. همچنین در مناطق جنوبی شهر، یال سمت راست بعد از قله در فرکانس‌های بالاتری ظاهر شده است که در مقطع راستای شمال - جنوب، رسوبات کم عمق نسبت به مناطق شمالی را ایجاد کرده است. همچنین رسوبات کم عمق در مناطق غربی مقطع غربی - شرقی نیز به دلیل مشاهده‌ی بخش معتبر منحنی‌های بیضی‌واری در فرکانس‌های بالا حاصل شده است. اگرچه در بعضی مناطق جنوبی و جنوب شرقی شهر اراک که منطقه‌ای صنعتی می‌باشند، وجود خردلرزه‌های صنعتی قله‌های کاذبی را در منحنی‌های بیضی‌واری ایجاد کرده است، لیکن با دقت در طیف نگاشت‌های خردلرزه‌ها، بخش‌های معتبر منحنی بیضی‌واری شناسایی شده است.

مراجع

1. Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., and Fäh, D. (2006) H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophysics Journal International*, **167**, 827-837.
2. Fah, D., Kind, F., and Giardini, D. (2001) A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysics Journal International*, **145**, 535-549.
3. Hobiger, M., Cornou, C., Wathelet, M., Di Giulio, G., Knapmeyer-Endrun, B., Renalier, F., Bard, P.Y., Savvaidis, A., Hailemikaël, S., Le Bihan, N., Ohrnberger, M., and Theodoulidis, M. (2013) Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strong-motion sites. *Geophysics Journal International*, **192**, 207-229.
4. Mucciarelli, M. and Gallipoli, M.R. (2001) A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **42**(3-4), 255-266.
5. Lunedei, E. and Malischewsky, P. (2014) 'A Review and Some New Issues on the Theory of the H/V Technique for Ambient Vibration'. In: *Perspectives on European Earthquake Engineering and Seismology*. *Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering*, eds. Ansal A., Vol. 39,

واژه‌نامه

Distributed Surface Sources	۱- چشمه‌های سطحی توزیع شده
Diffuse Field Approach	۲- روش میدان‌های منتشر شده
NERIES	۳- نریس
Euclidean Distances	۴- فاصله‌ی اقلیدسی
Morlet Wavelet	۵- موجک مورلت
Correlation Factor	۶- فاکتور همبستگی
Right Flank	۷- شیب سمت راست بعد از قله
Clustering	۸- خوشه‌بندی
Euclidean Distances	۹- فاصله اقلیدسی
Try and Error	۱۰- سعی و خطا

16. Fah, D., Kind, F., and Giardini, D. (2003) Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects. *Journal of Seismology*, **7**, 449-467.
17. Hobiger, M., Bard, P.Y., Cornou, C., and Le Bihan, N. (2009) Single station determination of Rayleigh wave ellipticity by using the random decrement technique (RayDec). *Geophysical Research Letter*, **36**, L14303.
18. Picozzi, M., Sabetta, F., Theodulidis, N., Zacharopoulos, S., Savvaidis, A., Bard, P.Y., Cornou, C., Guéguen, P., Fäh, D., Kalogeras, I., Akkar, S., Rinaldis, D., and Tanircan, G. (2007) *Selected Sites and Available Information. NERIES Deliverable JRA4 D1* [Report]. Available: Online: <http://www.neries-eu.org>.
19. Esmaeili, M. (2014) *Data Mining Concepts and Techniques*. Niaz e Danesh Pub. Tehran, Iran (in Persian).
20. Capizzi, P., Martorana, R., Stassi, G., D'alessandro, A., and Luzio, D. (2014) Centroid-based cluster analysis of HVSr data for seismic microzonation. 20th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Athens, Greece.
21. Wathelet, M., Jongmans, D., and Ohrnberger, M. (2004) Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, **2**(10), 211-221.
22. Wathelet, M. (2008) An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letter*, **35**, L09301.
23. Soltani, S., Haghshenas, E., and Fazlavi, M. (2016) Shear wave velocity estimation with microtremor and earthquake data using ellipticity of Rayleigh waves. *17th Iranian Geophysics Conference*, Tehran, I.R.Iran.

Shear Wave Velocity Zonation in City of Arak, Using Rayleigh-Wave Ellipticity, Extracted from Ambient Noise Recordings

Saeed Soltani^{*1}, Ebrahim Haghshenas², Mohsen Fazlavi³

1. Ph.D. Candidate of Geophysics, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Iran, *Corresponding Author, email: s.soltani@iiees.ac.ir
2. Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran
3. Assistant Professor, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

Horizontal to vertical spectral ratio technique on single station ambient noise data, is a well-known technique in study of site effect. Recently, this technique is introduced as a tool for identification of shear wave velocity profile of soil beside its normal usage.

Many studies in recent years showed that the ellipticity of the fundamental mode of Rayleigh waves can be obtained by reducing the Love and Body waves effects from the H/V spectral ratio. Based on the relation of the H/V curves and the ellipticity of Rayleigh waves and dependency of ellipticity to the shear-wave, this method can retrieve the S-velocity structure in a thick alluvial deposit.

In this paper, HVTF and RayDEC methods are used to retrieve the ellipticity curves for more than 140 single-station ambient noise measurements. The HVTF technique based on time-frequency analysis with Continuous Wavelet Transform tries to reduce the SH-wave influence that is possible by identifying P-SV wavelets along the signal and computing the spectral ratio from these wavelets. It is assumed that the energetic points in time-frequency representation of the vertical signal is related to a single Rayleigh wave wavelet. The average over all wavelets defines as ellipticity.

Based on random decrement technique, the Ray DEC method uses the vertical component as a master trigger and stacks a large number of horizontal and vertical signals from three-component records of seismic noise to obtain ellipticity curves.

The right flank of ellipticity curves (from the first peak of curves to the next trough) were used in inversion, because numerical studies show that the right flank is the most reliable part of ellipticity, and the energy of the Rayleigh-wave fundamental mode strongly dominates in these frequency ranges.

In the following, ellipticity curves were classified based on the f_0 peaks and the right flanks in two ways; visual observation of similarities and k-means clustering statistical approach.

Inversions process performed using the Neighborhood Algorithm based on the partition of the parameter space into Voronoi cells. The Voronoi decomposition of the parameter space is the base of an approximation of the misfit function, which is progressively refined during the inversion. The method uses prior information (initial parameterizations) and try to optimize the computation at the different stages of inversion.

The results of inversion show the existence of the thick alluvial deposits in the northern and eastern parts of the city. For the southern parts, the method shows higher velocity and lower depth of bedrock. These results are in agreement with geological situation of the region, existence of mountainous area at the southern and western parts, and extensive alluvial plains at northern and eastern parts.

Keywords: Ellipticity, S-Wave Velocity Profile, Clustering, HVSR Method.