

تأثیر بافت آرتوتروپ ناهمگنی مدفون در پاسخ لرزه‌یی سطح زمین

سعید مجتبی‌زاده حسنلوئی (پژوهشگر پسادکتری)

مهدی پنجه‌ی* (دانشیار)

گروه مهندسی عمران، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد زنجان، زنجان، ایران.

محسن کمالیان (استاد)

پژوهشکده‌ی مهندسی ژئوتکنیک، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران.

مهندسی عمران شریف، زمستان ۱۴۰۳
دوره‌ی ۴۰، شماره‌ی ۴، صص. ۶۴-۸۴، (پژوهشی)

در نوشتار حاضر، به تعیین پاسخ لرزه‌یی سطح زمین در حضور ناهمگنی مدور مدفون آرتوتروپ در برابر امواج مهاجم قائم SH پرداخته شده است. در تعریف مدل مسئله، از روش اجزاء مرزی نیم‌فضا در حوزه‌ی زمان استفاده شده است، که مبنای تمرکز بر وجه میانی توسعه یافته است. میرایی تشعشی و مصالح کاملاً در فرمول بندی روش پیشنهادی، به ترتیب به کمک رویکردهای تحلیلی و غیرمستقیم نهادینه شده است. ابتدا روش مذکور به اختصار معرفی و راستی‌آزمایی نتایج حاصل با تحلیل چند مثال کاربردی اعتبارسنجی شده است. سپس در قالب یک مطالعه‌ی عددی، تأثیر برخی پارامترهای اساسی از قبیل نسبت‌شکل ناهمگنی و محتوای بسامدی با تکیه‌ی ویژه بر عامل ایزوتروپی و تأثیر بافت آرتوتروپی مصالح، حساسیت‌سنجی شده است. در نهایت، پاسخ لرزه‌یی سطح زمین و پیرامون ناهمگنی مدفون به صورت مختلف و در حوزه‌ی زمان و بسامد نمایش داده شده است. نتایج حاصل نشان داده است که بافت آرتوتروپی ناهمگنی مدفون در سوگیری امواج منتشرشده و متعاقباً برآورد الگوهای بزرگ‌نمایی بسیار مؤثر است.

واژگان کلیدی: روش اجزاء مرزی، نیم‌فضا، حوزه‌ی زمان، آرتوتروپی مصالح، ناهمگنی مدفون، موج SH.

mojtabazadeh@iauz.ac.ir

m.panji@iauz.ac.ir

kamalian@iiees.ac.ir

۱. مقدمه

پژوهشگران متعدد از دیرباز به بررسی رفتار لرزه‌یی عوارض توپوگرافی موجود در طبیعت و تأثیر بافت تشکیل‌دهنده‌ی مصالح آن در تغییر الگوی پاسخ پرداخته‌اند. یافته‌ها نشان می‌دهند که الگوی تقویت امواج می‌تواند تا حد زیادی به وضعیت زمین‌شناسی منطقه و شرایط ناهمسانی و غیرایزوتروپی مصالح تشکیل‌دهنده‌ی آن وابسته باشد. تاکنون مطالعات قابل‌توجهی،^[۱-۵] جهت بررسی اثر ساختگاه در حالت همسان خطی صورت گرفته است. طیف غالب از پژوهش‌های پیشین به مدل‌سازی محیط‌های ایزوتروپ همسان محدود شده است. اما رفتارسنجی واقعی پهنه‌بندی سطوح موجود در طبیعت بیان می‌کند که به دلایل مختلف، چون: اثر ناشی از رسوب‌گذاری، هوازدگی، لایه‌بندی، ناهمگنی زیرسطحی، تورق، و غیره، عوارض توپوگرافی رفتار غیرایزوتروپ از خود نشان می‌دهند.^[۶، ۷] بر این اساس، بشر همواره در تلاش بوده است تا با استفاده از رویکردهای مختلف، درک وسیع

*نویسنده مسئول

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۱۱، تاریخ اصلاحیه: ۱۴۰۳/۰۱/۱۰، تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۱۸.

در روش‌های تحلیلی، با در نظر گرفتن معادله‌ی حاکم بر سیستم و لحاظ کردن

استناد به این مقاله:

مجتبی‌زاده حسنلوئی، سعید، پنجه‌ی، مهدی، و کمالیان، محسن، ۱۴۰۳. تأثیر بافت آرتوتروپ ناهمگنی مدفون در پاسخ لرزه‌یی سطح زمین. مهندسی عمران شریف، ۴۰(۴)، صص. ۶۴-۸۴. DOI: 10.24200/J30.2024.63886.3294

^۱Analytical Methods

^۲Semi-Analytical Methods

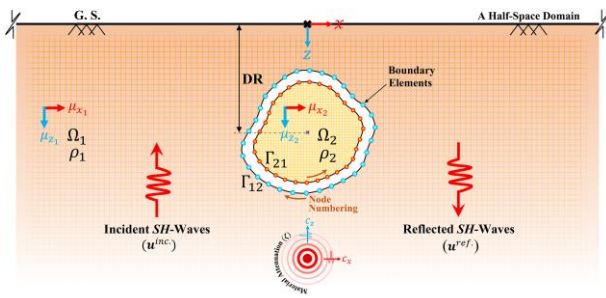
^۳Numerical Methods

گروتمن^{۱۷} (۲۰۰۳)،^[۲۰] اشاره کرد، که توانسته‌اند فرمولاسیون کشسان خمیری محیط‌های آرتوتروپ را با کرنش محدود تعیین و از یک رویکرد حجمی در تحلیل صفحات آرتوتروپ استفاده کرده‌اند.^[۲۱] پترولیتو^{۱۸} (۲۰۱۴)،^[۲۲] نیز با استفاده از روش المان محدود، به تحلیل ارتعاش و پایداری صفحات ضخیم آرتوتروپ پرداخته است.^[۲۳] همچنین، گولر^{۱۹} و همکاران (۲۰۱۷)، یک رویکرد جدید برای تحلیل عددی محیط‌های آرتوتروپ بر مبنای روش اجزاء محدود پیشنهاد کرده‌اند.^[۲۴] در مطالعه‌ی دیگری از گوپتا و همکاران (۲۰۱۷)، نیز پاسخ تحلیلی و المان محدود مسائل تماس صفحه‌ی در محیط‌های آرتوتروپ مدرج ارائه و با استفاده از روش تفاضل محدود، به بررسی مسئله‌ی انتشار و پراکنش امواج SH در پوسته‌ی آرتوتروپ چندلایه در معرض تنش اولیه پرداخته شده است.^[۲۵] اخیراً، کومز^{۲۰} و همکاران (۲۰۱۹)،^[۲۶] از روش اجزاء محدود برای تحلیل یک لایه‌ی آرتوتروپ همگن تحت اثر بارگذاری استوانه‌ی استفاده کرده‌اند. این تذکر لازم است که برخی پژوهشگران،^[۲۷] از رویکردی موسوم به روش معادله‌ی انتگرال حجمی موازی (PVIEM)^{۲۱} برای تحلیل پراکنش موج SH در حضور ناهمگنی چندگانه‌ی آرتوتروپ استفاده کرده‌اند.

روش‌های مرزی، از جمله ایده‌آل‌ترین روش‌ها جهت تحلیل مسائل انتشار و پراکنش امواج در حضور عوارض توپوگرافی ناهمسان هستند؛ اگرچه که آن‌ها محدودیت‌هایی مانند فرمول‌بندی پیچیده و عدم توسعه‌ی مکفی برای محیط‌های غیرخطی و چندفازه دارند، اما سهولت در مدل‌سازی، دقت بالا، کاهش قابل توجه در حجم محاسبات، و مدت زمان تحلیل از جمله مزایای بارز آن‌ها به‌شمار می‌آید.^[۲۹] با توجه به اینکه در تحلیل لرزه‌ی عوارض توپوگرافی، نحوه‌ی انتشار امواج لرزه‌ی در سطح زمین و بزرگنمایی ناشی از آن حائز اهمیت است، محیط مسئله به‌صورت یک نیم‌فضاست و مطلوب آن است که از اجزاء مرزی نیم‌فضا در این نوع از مسائل استفاده شود. در مدل‌سازی با استفاده از اجزاء مرزی نیم‌فضا، امکان تمرکز مش‌ها فقط بر روی مرز ناهموار بوده و شرایط مرزی سطح آزاد زمین با اقتناع دقیق در معادله‌ها اعمال شده است.^[۱] هر چند شرایط مرزی ذکر شده منجر به افزایش پیچیدگی معادله‌ها خواهد شد، اما بی‌نیازی به مش‌بندی سطح زمین و سهولت در مدل‌سازی را به ارمغان می‌آورد. در این رابطه می‌توان به برخی پژوهش‌ها،^[۳۰-۳۵] در تحلیل لرزه‌ی عوارض توپوگرافی منفرد، مرکب سطحی و زیرسطحی ایزوتروپ در برابر امواج مهاجم SH اشاره کرد. اما توسعه‌ی روش اجزاء مرزی برای محیط‌های آرتوتروپ در مقایسه با حالت ایزوتروپ بسیار اندک بوده است. در برخی مطالعات،^[۳۶] و ^[۳۷] به توسعه‌ی توابع گرین و پراکنش امواج لرزه‌ی در یک نیم‌فضای چندلایه‌ی آرتوتروپ پرداخته شده است. چندی بعد رجاپاکسه و

شرایط مرزی و پیوستگی، که البته به‌صورت ویژه به نوع عوارض وابسته است، پاسخ ریاضیات به‌عنوان خروجی و بر حسب حد مجموع حاصل می‌شود. از جمله مطالعات مهم تحلیلی اخیر پیرامون پراکنش امواج در محیط آرتوتروپ می‌توان به پژوهش کی^۱ (۲۰۱۲)،^[۹] اشاره کرد، که یک راه‌حل جدید مبتنی بر تعمیم قانون هوک و اصل برهم نهی برای محیط با خواص آرتوتروپ ارائه کرده است.^[۱۰] گوپتا^۲ و همکاران (۲۰۱۷)، پراکنش امواج ریلی را در یک نیم‌فضای کشسان آرتوتروپ در تماس با لایه‌ی مشابه به‌صورت تحلیلی مطالعه کردند،^[۱۱] و همچنین، راجاک و کوندو^۳ (۲۰۱۹)، توانستند پراکنش امواج SH را در یک لایه‌ی آرتوتروپ ساندویچی واقع در میان دو لایه‌ی متمایز ماسه‌ی خشک مستقر در یک نیم‌فضا تحلیل کنند.^[۱۲] برخی دیگر از پژوهشگران،^[۳] نیز پراکنش امواج لاو^۴ در یک لایه‌ی ماسه‌ی واقع در یک نیم‌فضای پیش‌تحکیم‌یافته‌ی آرتوتروپ را به صورت تحلیلی با استفاده از روش تفکیک متغیر بررسی کردند. از جمله روش‌های نیمه‌تحلیلی نام‌آشنا می‌توان به روش‌های عدد موج آکی-لارنر^۵، ماتریس T^۶، یا میدان صفر^۷، و بوچان-کمپیلو^۸ اشاره کرد. در روش‌های مذکور، پاسخ مسئله به‌صورت مجموعه‌ی از موج ورودی و معادله‌های انتگرال کوپل با اقتناع شرایط پیوستگی حاکم به‌دست می‌آید. از جمله مطالعات صورت‌گرفته به کمک رویکردهای مذکور می‌توان به مطالعه‌ی چن^۹ و همکاران (۲۰۰۲)،^[۱۶] اشاره کرد که پاسخ گذرای یک ترک درونی در لایه‌ی ناهمگن آرتوتروپ را محاسبه کرده است. پراکنش امواج در نیم‌صفحه‌ی آرتوتروپ غیرهمگن توسط رنجیلو^{۱۰} و همکاران (۲۰۱۰)،^[۱۷] و نیز یک نیم‌فضای غیرایزوتروپ تحت تأثیر ناهمگنی مصالح توسط باگالت^{۱۱} و همکاران (۲۰۱۲)،^[۱۸] بررسی و مطالعه شده است. امروزه، پیشرفت قطعات الکترونیکی و افزایش قدرت رایانه‌ها زمینه‌ساز رشد قابل توجه روش‌های عددی برای تحلیل مسائل گوناگون مهندسی شده است؛ که در روش‌های اخیر به‌دلیل انعطاف‌پذیری بالا، امکان مدل‌سازی و تحلیل مسائل پیچیده و دشوار انتشار موج به سهولت فراهم شده است.^[۱] براساس ادبیات فنی، روش‌های عددی را می‌توان در سه دسته‌ی اصلی، شامل روش‌های: حجمی^{۱۲}، مرزی^{۱۳}، و تلفیقی^{۱۴} تقسیم‌بندی کرد.^[۱۹] از جمله نام‌آشناترین روش‌های حجمی می‌توان به روش اجزاء محدود (FEM)^{۱۵} و تفاضل محدود (FDM)^{۱۶} اشاره کرد. در هنگام استفاده از روش‌های حجمی، لازم است کل دامنه‌ی موردنظر گسسته‌سازی و مرزهای جاذب انرژی امواج در پیرامون مدل در نظر گرفته شوند. بدین ترتیب، مسائل با محیط‌های بی‌نهایت و نیمه‌بی‌نهایت قابلیت تحلیل می‌یابند. اما از سوی دیگر، اعمال شرایط مرزی ذکر شده موجب پیچیدگی به مراتب بیشتر مسئله می‌شود و زمان تحلیل به‌طور چشمگیری افزایش می‌یابد. در کاربرد روش‌های حجمی برای تحلیل محیط آرتوتروپ می‌توان به مطالعات ایدل و

^{۱۲} Volumetric Methods^{۱۳} Boundary Methods^{۱۴} Hybrid Methods^{۱۵} Finite Element Method^{۱۶} Finite Difference Method^{۱۷} Eidel & Gruttman^{۱۸} Petrolito^{۱۹} Guler^{۲۰} Comez^{۲۱} Parallel Volume Integral Equation Method^۱ Ke^۲ Gupta^۳ Rajak & Kundu^۴ Love-Waves^۵ Aki-Larner Discrete Wavenumber Method^۶ T-Matrix Method^۷ Null-Field Method^۸ Bouchon-Campillo Method^۹ Chen^{۱۰} Rangelov^{۱۱} Bagault



شکل ۱. ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با مقطع دلخواه مستقر در یک نیم‌فضای میرا شده‌ی آرتوتروپ در برابر امواج مهاجم قائم SH.

آرتوتروپ، که مبین مدول برشی محیط در امتداد مختصات x و z است، به ترتیب با $C_{\psi\psi}$ و $C_{\phi\phi}$ نشان داده شده است. با حل سینگولار (منفرد) رابطه‌ی ۱ و بدون در نظر گرفتن شرایط مرزی، توابع گرین فضای کامل آرتوتروپ حاصل خواهد شد. با وجود این، شرایط مرزی ترکشن آزاد^{۱۰} بر روی سطح زمین در حالت آرتوتروپ به صورت رابطه‌ی ۲ تعریف می‌شود:

$$c_{\psi\psi} \frac{\partial u}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

از حل هم‌زمان معادله‌های ۱ و ۲، توابع گرین نیم‌فضای آرتوتروپ در حوزه‌ی زمان حاصل خواهند شد.^[۴۴]

۱.۲. میرایی مصالح^۷

رفتار واقعی خاک/سنگ تشکیل دهنده‌ی محیط نیمه‌نامحدود پیرامون عوارض توپوگرافی، به محیطی نزدیک است که علاوه بر میرایی تشعشعی^۸، میرایی مصالح را نیز شامل می‌شود. لذا، در نظر گرفتن میرایی مصالح در محاسبات حوزه‌ی زمان به‌ویژه در محیط آرتوتروپ می‌تواند همگرایی سریع‌تر پاسخ و سهولت در تعیین نتایج حوزه‌ی بسامد را به ارمغان آورد. عامل اخیر در اجزاء مرزی حوزه‌ی زمان نیز توسط مؤلفان مختلف، از جمله: جین^۹ و همکاران (۲۰۰۱)^[۴۶] استفاده شده است. در پژوهش حاضر، از روش بارکان^{۱۰} برای اعمال میرایی مصالح استفاده شده است. این روش مبتنی بر یک کاهش ثابت لگاریتمی دامنه‌ی پاسخ در هر گام زمانی است، که توسط گالوین^{۱۱} و همکاران (۲۰۰۷)^[۴۸] در حوزه‌ی زمان استفاده شده است. بر این اساس، معادله‌ی انتگرال مرزی به‌صورت رابطه‌ی ۳ خواهد بود:

$$c(\xi)u(\xi, t) = \int_{\Gamma} \left\{ \int_0^t \left[\begin{array}{l} u^*(x, t; \xi, \tau) \cdot q(x, \tau) \cdot e^{-\gamma \pi \xi (t-\tau)} - \\ q^*(x, t; \xi, \tau) \cdot u(x, \tau) \cdot e^{-\gamma \pi \xi (t-\tau)} \end{array} \right] d\tau \right\} d\Gamma(x) + u^{ff}(\xi, t)$$

که در آن، Γ بیانگر مرز عارضه‌ی موردنظر، $c(\xi)$ ضریب هندسه، u^{ff} تغییرمکان میدان آزاد، و γ مبین ضریب کاهندگی یا میرایی مصالح محیط

گراس^۱ (۱۹۹۵)^[۳۸] پاسخ گذرای نیم‌صفحه‌ی کشسان آرتوتروپ را در حضور حفره با مقطع دلخواه مطالعه کرده‌اند. با استفاده از رویکرد اجزاء مرزی غیرمستقیم نیم‌فضا در حوزه‌ی بسامد، بزرگ‌نمایی امواج SH در حضور یک دره‌ی آبرفتی آرتوتروپ در سال ۱۹۹۸ توسط ژنگ^۲ و همکارش^[۳۹] بررسی شده است. در ادامه، ایشان (۱۹۹۹)^[۴۰] از روش مذکور برای پراکنش امواج کشسان درون صفحه و تغییرمکان حاصل در حضور یک دره‌ی آبرفتی آرتوتروپ با مقطع دلخواه استفاده کرده‌اند. احمد^۳ و همکاران (۲۰۰۱)^[۴۱] نیز به کمک روش اجزاء مرزی مستقیم نیم‌فضا، مسائل کشسان دینامیک را در محیط ناهمسان دوبعدی تحلیل کرده‌اند.^[۴۲] همچنین، دینوا^۴ و همکاران (۲۰۱۴)^[۴۳] با استفاده از یک تابع گرین تقریبی نیم‌فضا، به تحلیل مسائل ناهمسان به کمک روش اجزاء مرزی پرداخته‌اند.^[۴۳] مجتبی‌زاده حسنلویی و همکاران (۲۰۲۲)^[۴۴] نیز پراکنش امواج SH در یک نیم‌فضای آرتوتروپ در حضور حفره‌های زیرسطحی را با استفاده از روش معادله‌ی انتگرال مرزی مطالعه کرده و اخیراً فرمولاسیون و الگوریتم کامل روش اجزاء مرزی نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ در حوزه‌ی زمان و کاربرد آن را در پراکنش امواج لرزه‌یی در حضور انواع عوارض توپوگرافی ارائه داده‌اند.

ادبیات فنی نشان داده است که تأثیر بافت آرتوتروپی ناهمگنی نرم زیرزمینی در پاسخ لرزه‌یی سطح زمین در برابر امواج مهاجم SH هنوز مطالعه نشده و از چالش‌های موجود در پیشینه‌ی پژوهش است. بنابراین، در پژوهش حاضر به کمک روش اجزاء مرزی نیم‌فضا در حوزه‌ی زمان به تحلیل لرزه‌یی سطح زمین در حضور عارضه‌ی مذکور پرداخته شده است. در این میان، ضمن توسعه‌ی فرمول‌بندی روش و تحلیل چند مثال اعتبارسنجی، حساسیت بزرگ‌نمایی لرزه‌یی سطح در مقابل برخی پارامترهای اساسی مدل از قبیل نسبت شکل، عامل ایزوتروپی، و محتوای بسامدی ارزیابی شده‌اند. تهیه‌ی مدل ساده‌ی ناهمگنی آرتوتروپ زیرزمینی به کمک روش پیشنهادی و ارائه‌ی برخی نتایج جدید مهندسی پیرامون تکمیل و تدقیق آئین‌نامه‌های لرزه‌یی موجود، بر لزوم انجام و نوآوری پژوهش حاضر صحه می‌گذارد.

۲. فرمول‌بندی

در شکل ۱، یک ناهمگنی زیرزمینی با هندسه‌ی دلخواه مستقر در یک نیم‌فضای کشسان خطی همگن آرتوتروپ میرا در برابر امواج مهاجم قائم SH مشاهده می‌شود. معادله‌ی حرکت موج خارج از صفحه‌ی SH مطابق رابطه‌ی ۱ تعریف می‌شود:^[۴۵]

$$c_{\psi\psi} \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial x^2} + c_{\phi\phi} \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial z^2} + b(x, z, t) = \rho \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial t^2}$$

که در آن، $u(x, z, t)$ و $b(x, z, t)$ به‌ترتیب تغییرمکان و نیروی حجمی خارج از صفحه در نقطه‌ی (x, z) و زمان حاضر t هستند. عامل ρ بیانگر چگالی محیط است و ثابت‌های کشسان ماتریس استحکام^۵ برای محیط

^۷ Material Attenuation

^۸ Radiation Damping

^۹ Jin^{۲۲}

^{۱۰} Barkan Method

^{۱۱} Galvin

^۱ Rajapakse & Gross

^۲ Zheng

^۳ Ahmad

^۴ Dineva

^۵ Rigidity Matrix

^۶ Traction-Free

می‌آید:

$$[A_1] \{X^N\} = [B_1] \{Y^N\} + \{R^N\} + \{u^{ff-N}\} \quad (6)$$

که در آن، $[A_1]$ و $[B_1]$ به ترتیب مبین ماتریس‌های متناظر با مقادیر مجهول و معلوم مرزی هستند و $\{X^N\}$ و $\{Y^N\}$ به ترتیب بردار مقادیر مجهول و معلوم مرزی را نشان می‌دهند. $\{R^N\}$ نیز دربرگیرنده‌ی اثر تاریخچه‌ی دینامیکی گذشته در گام زمانی N است و مطابق رابطه‌ی ۷ تعریف می‌شود:

$$\{R^N\} = \sum_{n=1}^{N-1} (G^{N-n+1} \{q^n\} - H^{N-n+1} \{u^n\}) \quad (7)$$

از حل معادله‌ی ۶ در هر گام زمانی، کلیه‌ی مقادیر مجهول مرزی، اعم از مؤلفه‌های تغییرمکان و ترکشن برای هر گره‌ی مرزی موردنظر به دست می‌آید. از بازنویسی رابطه‌ی ۵ برای هر نقطه‌ی درونی دلخواه، تغییرمکان‌های مجهول در هر نقطه‌ی درونی دلخواه نیز به سادگی تعیین می‌شود.

۴.۲. موج مهاجم

مطابق رابطه‌ی ۳، برای تحلیل لرزه‌ی مسائل انتشار موج با استفاده از روش پیشنهادی، لازم است تغییرمکان میدان آزاد (u^{ff}) به عنوان ورودی مسئله تعریف شود. در این خصوص، از موجک ریکر^۵ به عنوان موج محرک ورودی استفاده شده است، که تابع آن مطابق رابطه‌ی ۸ است:

$$u^{ff}(x, z, t) = a_{max} \cdot \begin{pmatrix} \left[1 - 2 \left(\frac{\pi f_p}{c} \alpha^{inc} \right)^2 \right] e^{-\left(\frac{\pi f_p}{c} \alpha^{inc} \right)} H \left(t - \frac{r^{inc}}{c} \right) + \\ \left[1 - 2 \left(\frac{\pi f_p}{c} \alpha^{ref} \right)^2 \right] e^{-\left(\frac{\pi f_p}{c} \alpha^{ref} \right)} H \left(t - \frac{r^{ref}}{c} \right) \end{pmatrix} \quad (8)$$

که در آن، $u^{ff}(x, y, t)$ تغییرمکان میدان آزاد سطح زمین در مختصات (x, y) و زمان t است. a_{max} دامنه‌ی بیشینه‌ی موج محرک ورودی، α^{inc} و α^{ref} به ترتیب فاز امواج مستقیم و انعکاسی را در موقعیت‌های r^{inc} و r^{ref} نشان می‌دهند. θ زاویه‌ی موج مهاجم نسبت به امتداد قائم و C نیز مبین سرعت موج برشی محیط است. در شکل ۲، n موجک ریکر در یک نقطه از سطح صاف زمین در فضای زمان و بسامد مشاهده می‌شود.

۵.۲. ناهمگنی آرتوتروپ

برای تحلیل لرزه‌ی ناهمگنی آرتوتروپ با استفاده از روش پیشنهادی لازم است برخی تمهیدهای ویژه در فرمول‌بندی لحاظ شود. بنابراین، باید به کمک فرآیند زیرسازسازی، مسئله به چند ناحیه‌ی همگن تقسیم و شرایط پیوستگی در وجه میانی اقلع شود. اگرچه به دلیل ماهیت متفاوت مدول برشی در رفتار آرتوتروپ و وابستگی آن به محل استقرار گره‌های وجه‌میانی، لازم است برخی تغییرات در فرمول‌بندی در نظر گرفته شود، اما در نهایت مسئله در حالت معادله‌های کوپل در هر گام زمانی تحلیل می‌شود. بنابراین، با توجه به رابطه‌ی ۵، برای محیط نیم‌فضای آرتوتروپ پیرامون عارضه می‌توان رابطه‌ی ۹ را نوشت:

نیم‌فضاست. u^* و q^* به ترتیب توابع گذرای گرین برای مؤلفه‌های تغییرمکان و ترکشن در یک نیم‌فضای آرتوتروپ، u و q به ترتیب مقادیر تغییرمکان و ترکشن مرزی، و ξ و x به ترتیب بردار موقعیت منبع موج و گیرنده هستند. انتگرال‌های کانولوشن ریمان^۱ نیز به صورت $u^* \cdot q$ و $q^* \cdot u$ نشان داده شده‌اند. از حل گام‌به‌گام معادله‌ی انتگرال مرزی^۳، تغییرمکان و ترکشن برای کلیه‌ی گره‌های مرزی مسئله نتیجه می‌شود. همچنین، با اعمال تساوی ۱/۰ $c(\xi) = c(\xi)$ ، تغییرمکان برای کلیه‌ی نقاط درونی قابل محاسبه است.^[۴۴]

۲.۲. عددی‌سازی

تعیین مقادیر مرزی تغییرمکان و ترکشن معادله‌ی ۳، مستلزم حل انتگرال‌های زمانی^۲ و مکانی^۳ موجود است. پیش از حل معادله‌ی اخیر، برای تعیین متغیرهای میدانی لازم است به ترتیب محور زمان و مرز هندسی عارضه گسسته‌سازی شود. برای حل انتگرال‌های زمان و مکان به ترتیب از یک فرآیند تحلیلی و عددی استفاده شده است. بدین ترتیب، با گسسته‌سازی محور زمان از t_0 تا t ، به N گام مساوی با حد فاصل Δt و استفاده از توابع شکل^۴ خطی زمان در هر گام با در نظر گرفتن المان درجه‌ی دوم ایزوپارامتریک سه‌گره‌ی^۵ برای گسسته‌سازی مرز عارضه،^[۴۹] انتگرال‌های زمان معادله‌ی ۳ به صورت معادله‌ی ۴ تعیین می‌شوند:

$$c(\xi) u^N(\xi) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M \left[\int_{\Gamma_m} [U_{n-1}^{N-n+1}(x(\kappa), \xi) + U_n^{N-n}(x(\kappa), \xi)] N_n(\kappa) |J| d\kappa \right] q_n^a - \left[\int_{\Gamma_m} [Q_{n-1}^{N-n+1}(x(\kappa), \xi) + Q_n^{N-n}(x(\kappa), \xi)] N_n(\kappa) |J| d\kappa \right] u_n^a + u^{ff-N}(\xi) \quad (9)$$

که در آن، N شمارنده‌ی گام‌های زمانی، M تعداد کل المان‌های مرزی، و Γ_m بیانگر بخشی از مرز است، که المان 'm' بدان تعلق دارد. همچنین، N_α توابع شکل المان درجه‌ی دو با $\alpha = 1, 2, 3$ ، K مبین سیستم مختصات محلی المان‌ها و $|J|$ دترمینان ژاکوبین برای تبدیل از سیستم مختصات کارترین به محلی است.

۳.۲. حل پذیری

پس از گسسته‌سازی مرز هندسی عارضه‌ی موردنظر، کلیه‌ی عناصر ماتریس حاصل از انتگرال‌گیری مکانی تعیین می‌شود، که فرم ماتریسی آن به صورت معادله‌ی ۵ خواهد بود:^[۴۴ و ۳۴]

$$\sum_{n=1}^N H^{N-n+1} \{u^n\} = \sum_{n=1}^N G^{N-n+1} \{q^n\} + \{u^{ff-N}\} \quad (10)$$

که در آن، H^{N-n+1} و G^{N-n+1} به ترتیب مبین ماتریس‌های حاصل از انتگرال‌گیری مکانی هسته‌های دینامیکی اسکالر آرتوتروپ برای مؤلفه‌های ترکشن و تغییرمکان هستند. $\{u^n\}$ و $\{q^n\}$ نیز بردارهای کمیت‌های گره‌ی مرزی در گام زمانی n را نشان می‌دهند. پس از اعمال شرایط مرزی بر مرزهای هندسی مدل، فرم قابل حل معادله‌ی ۵ مطابق معادله‌ی ۶ به دست

^۴ Shape Functions

^۵ Three-Node Isoparametric Quadratic Elements

^۶ Ricker Wavelet

^۱ Riemann Convolution Integrals

^۲ Temporal Integrals

^۳ Spatial Integrals

۶.۲. سرهم‌سازی

با سرهم‌سازی معادله‌های ۹ الی ۱۲، به کمک شرایط پیوستگی تغییرمکان و ترکشن در وجه میانی، فرآیند تحلیل در یک سیستم کوپل در هر گام زمانی انجام می‌شود. چنانچه محیط به‌صورت ایزوتروپ فرض شود، با توجه به خاصیت انحصاری مدول برشی، این شرایط به‌سادگی قابل اعمال است. لیکن در حالت ارتوتروپ، شرایط پیوستگی وجه‌میانی Γ_{ij} مطابق رابطه‌های ۱۳ و ۱۴ تعریف می‌شود:

$$u_{12}^N = u_{21}^N \quad (13)$$

$$\mu^{(1)} \cdot q_{12}^N = -\mu^{(2)} \cdot q_{21}^N \quad (14)$$

که در آن‌ها، $\mu^{(1)}$ و $\mu^{(2)}$ به ترتیب معرف مدول‌های برشی معادل^۱ برای محیط نیم‌فضا و عارضه است. با توجه به ماهیت ارتوتروپی مصالح، بردار ترکشن در وجه میانی Γ_{ij} به صورت رابطه‌ی ۱۵ تعریف می‌شود:

$$q_{ij} = c_{\varphi\varphi} \frac{\partial u}{\partial x} n_x + c_{\varphi z} \frac{\partial u}{\partial z} n_z, \quad i = \overline{1,2}; \quad j = \overline{1,2}; \quad i \neq j \quad (15)$$

که در آن، q_{ij} بردار ترکشن در وجه میانی عارضه و n_x و n_z به ترتیب مؤلفه‌های بردار نرمال وجه میانی هستند. از رابطه‌ی ۱۵ می‌توان دریافت که در هر گره از وجه میانی، نه فقط بردار ترکشن، بلکه مدول برشی معادل نیز بسته به موقعیت استقرار گره، سهمی از مدول‌های برشی در امتدادهای مختلف را به خود اختصاص می‌دهد. بنابراین، برای مدول برشی معادل در هر گره‌ی وجه میانی می‌توان رابطه‌ی ۱۶ را نوشت:

$$\mu^{(j)} = c_{\varphi\varphi} \cdot n_x + c_{\varphi z} \cdot n_z \quad (16)$$

که در آن، $\mu^{(j)}$ معرف مدول برشی معادل محیط J ام است. همچنین، برای n_x و n_z نیز می‌توان به ترتیب رابطه‌های ۱۷ و ۱۸ را نوشت:

$$n_x = \frac{dx_{\varphi}(\kappa)/d\kappa}{|J|} \quad (17)$$

$$n_z = \frac{-dx_{\perp}(\kappa)/d\kappa}{|J|}, \quad (18)$$

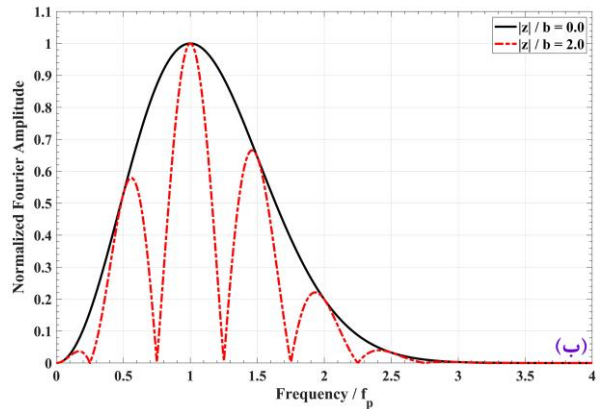
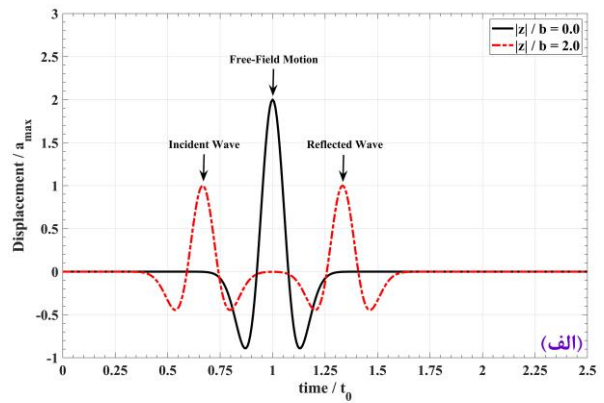
که در آن‌ها، $|J|$ مطابق رابطه‌ی ۱۹ محاسبه می‌شود:

$$|J| = \sqrt{\left(\frac{dx_i(\kappa)}{d\kappa}\right)^2}, \quad i = 1,2 \quad (19)$$

که در آن، $x_i(\kappa)$ از رابطه‌ی ۲۰ به‌دست می‌آید:

$$x_i(\kappa) = N_{\alpha}(\kappa) \cdot x_{i\alpha}, \quad i = 1,2; \quad \alpha = 1,2,3 \quad (20)$$

همچنین در آن‌ها، $|J|$ دترمینان ژاکوبین و $x_i(\kappa)$ مختصات هر المان درجه‌ی دوم در سیستم مختصات محلی را نشان می‌دهند. بنابراین، با اقرار شرایط پیوستگی روابط ۱۳ و ۱۴، فرم نهایی ماتریس‌گونه‌ی معادله‌های کوپل‌شده‌ی ارتوتروپ اصلاح‌شده برای تحلیل در هر گام زمانی به صورت



شکل ۲. نمودار موجک ریکر برای یک نقطه از سطح صاف زمین در حوزه‌ی: (الف) زمان و (ب) فرکانس.

$$H_{12}^1 u_{12}^N = G_{12}^1 q_{12}^N + R_{12}^N + u_{12}^{ff.N} \quad (9)$$

که در آن، زیرنویس ۱۲ معرف گره‌های وجه میانی محیط نیم‌فضا در تماس با ناهمگنی زیرزمینی است. همچنین، u_{12}^N و q_{12}^N به ترتیب تغییرمکان و ترکشن وجه میانی Γ_{12} است. $u_{12}^{ff.N}$ بیانگر حرکت میدان آزاد گره‌های وجه میانی است و R_{12}^N اثر تاریخچه‌ی دینامیکی گام‌های زمانی گذشته را در گام زمانی N مطابق رابطه‌ی ۱۰ نشان می‌دهد:

$$R_{12}^N = \sum_{n=1}^{N-1} (G_{12}^{N-n+1} q_{12}^n - H_{12}^{N-n+1} u_{12}^n) \quad (10)$$

به‌طور مشابه با برقراری روابط ۹ و ۱۰ برای محیط عارضه می‌توان رابطه‌ی ۱۱ را نوشت:

$$H_{21}^1 u_{21}^N = G_{21}^1 q_{21}^N + R_{21}^N \quad (11)$$

که در آن، R_{21}^N از رابطه‌ی ۱۲ به‌دست می‌آید:

$$R_{21}^N = \sum_{n=1}^{N-1} (G_{21}^{N-n+1} q_{21}^n - H_{21}^{N-n+1} u_{21}^n) \quad (12)$$

که در آن، زیرنویس ۲۱ معرف گره‌های وجه میانی عارضه‌ی متصل‌شده به نیم‌فضا، u_{21}^N و q_{21}^N به ترتیب مؤلفه‌های تغییرمکان و ترکشن وجه میانی هستند، و Γ_{21} و R_{21}^N نیز تاریخچه‌ی دینامیکی گذشته در گام زمانی N را برای گره‌های محیط عارضه نشان می‌دهند.

رابطه‌ی ۲۱ به‌دست می‌آید:

$$\begin{bmatrix} H_{12}^1 & \frac{-1}{\mu^{(1)}} G_{12}^1 \\ H_{21}^1 & \frac{1}{\mu^{(2)}} G_{21}^1 \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} u_{12}^N \\ q_{12}^N \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} R_{12}^N \\ R_{21}^N \end{Bmatrix} + \begin{Bmatrix} u_{12}^{ff,N} \\ \cdot \end{Bmatrix} \quad (21)$$

از حل معادله‌ی اخیر، کلیه‌ی مقادیر مجهول وجوه میانی اعم از تغییرمکان و ترکشن به‌دست می‌آیند. همچنین با تساوی $1/0 = c(\xi)$ در معادله‌ی ۳، تغییرمکان سطح زمین طی فرآیندی مشابه فوق، محاسبه می‌شود.

۳. روش‌شناسی

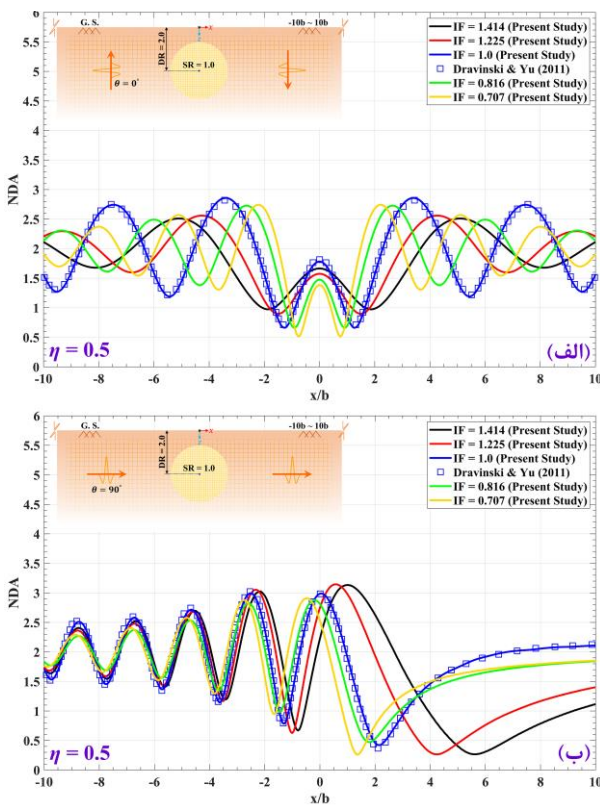
در پژوهش حاضر، G.S. بیانگر سطح زمین^۱ و x/b بیانگر محدوده‌ی سطح زمین است، که نسبت به نصف عرض عارضه‌ی موردنظر (b) بی‌بعد شده است. DR و SR به ترتیب معرف نسبت عمق^۲ و نسبت شکل^۳ عارضه هستند. دامنه‌ی تغییرمکان نرمالایز شده (NDA)^۴ عبارت است از نسبت دامنه‌ی فوریه‌ی تغییرمکان سطح زمین حاصل از روش اجزاء مرزی در یک بسامد معین، بر دامنه‌ی فوریه‌ی امواج مهاجم در بسامد مذکور. عامل ایزوتروپی (IF)^۵ نیز نسبت مؤلفه‌ی سرعت موج برشی افقی به قائم (C_x/C_z) است، که به‌صورت رابطه‌ی $(IF = \sqrt{\mu_x/\mu_z})$ در یک محیط آرتوتروپ لحاظ می‌شود. در رابطه‌ی اخیر، μ_x و μ_z به ترتیب مدول‌های برشی محیط در امتداد محور x و z هستند.^[۳۹] در صورتی که محیط به صورت ایزوتروپ فرض شود (عامل ایزوتروپی برابر واحد)، در تساوی با μ_z خواهد بود. اما برای محیط‌های آرتوتروپ، نسبت‌های $\mu_x = 2\mu_z$ و $\mu_x = 0.15\mu_z$ در نظر گرفته شده‌اند. لذا عوامل ایزوتروپی 1.414 ، 1.225 ، 1.0 ، 0.816 و 0.707 به ترتیب شکل گرفته‌اند. نسبت امپدانس^۶ $(I = \rho_p C_p / \rho_c C_c)$ بیانگر اختلاف سختی مصالح است و از طریق رابطه‌ی

محاسبه می‌شود، که در آن، ρ_p و C_p مبین چگالی و سرعت موج برشی عارضه و ρ_c و C_c معرف پارامترهای ذکرشده برای دامنه هستند. بسامد بی‌بعد (η) به صورت رابطه‌ی $(\eta = \omega b / \pi c)$ تعریف می‌شود، که ω بیانگر بسامد زاویه‌ی موج، b نصف عرض عارضه، و c معرف سرعت موج برشی معادل محیط هستند. دوره‌ی تناوب بی‌بعد^۷ (P) عکس بسامد بی‌بعد است و به‌صورت $(P = 1/\eta)$ تعریف می‌شود. دامنه^۸ نیز نسبت تغییرمکان سطح زمین بر شتاب پیشینه‌ی موج ورودی است. این تذکر لازم است که برای تسهیل فرآیند همگرایی نتایج، در کلیه‌ی مثال‌های ارائه‌شده، میرایی مصالح (ζ) برابر با ۵٪ اعمال شده است. تمامی مدل‌ها در معرض امواج مهاجم برون‌صفحه‌ی SH از نوع ریکر،^[۵۰] با بسامد غالب ۳/۰ هرتز (Hz)، و دامنه‌ی پیشینه‌ی ۰/۰۱ متر قرار گرفته‌اند؛ که به‌صورت قائم، افقی، و مورب به سمت عوارض موردنظر تابانده شده‌اند. شایان ذکر است که دلیل فقدان مطالعات آرتوتروپ در مقایسه با پژوهش‌های ایزوتروپ، به‌ویژه در رابطه با سنجش رفتار لرزه‌ی عوارض توپوگرافی، اثر آرتوتروپی در برخی مثال‌ها با همگرایی تدریجی

خواص مصالح آرتوتروپ به حالت ایزوتروپ و همخوانی پاسخ‌ها ارزیابی شده است.

۱.۳. راستی‌آزمایی

در شکل ۳، پاسخ آرتوتروپ یک ناهمگنی دایره‌ی زیرزمینی با نسبت عمق برابر با ۲/۰ در معرض امواج مهاجم قائم و افقی SH با نتایج دراوینسکی و یو^[۵۱] (۲۰۱۱)، مقایسه شده است؛ که در آن، از روش اجزاء مرزی مستقیم فضای کامل در حوزه‌ی بسامد به‌منظور محاسبه‌ی تغییرمکان‌های سطح زمین استفاده شده است. نتایج در محدوده‌ی $1.0b$ تا $1.0b$ از سطح زمین و برای بسامدهای بی‌بعد ۰/۵ و ۱/۰ ارائه شده‌اند. نسبت امپدانس برای مدل ایزوتروپ برابر با ۰/۳ لحاظ شده است. مسئله در ۱۰۰۰ گام زمانی با حد فاصل Δt برابر با ۰/۰۶ ثانیه و پارامتر شیفیت زمان‌های ۱/۶ و ۳/۷ ثانیه به ترتیب برای تابش موج‌های قائم و افقی تحلیل شده است. تعداد المان‌های مرزی منظور شده بر مرز ناهمگنی برابر با ۹۴ المان یا ۱۸۸ گره بوده است. چنانچه در شکل ۳ مشاهده می‌شود، نتایج



شکل ۳. دامنه‌ی تغییرمکان بی‌بعد سطح زمین برای ناهمگنی دایره‌ی

آرتوتروپ واقع در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 5\%$) برای نسبت

عمق ۲/۰ و بسامد بی‌بعد ۰/۵ در برابر امواج مهاجم:

(الف) قائم و (ب) افقی SH.

^۶ Impedance Ratio

^۷ Dimensionless Period

^۸ Amplitude

^۹ Dravinski & Yu

^۱ Ground Surface

^۲ Depth Ratio

^۳ Shape Ratio

^۴ Normalized Displacement Amplitude

^۵ Isotropy Factor

پیرامون آن برابر فرض شده است. همچنین، میرایی مصالح نیز در هر دو محیط برابر ۵٪ اعمال شده است.

۱.۴. تصویر لحظه‌ی ۱

در شکل‌های ۴ الی ۶، تصویر لحظه‌ی ناهمگنی و محیط پیرامون در برخی لحظات کلیدی مشاهده می‌شوند. در تهیه‌ی نتایج به‌دست‌آمده، به ترتیب از نسبت شکل‌های ۱/۰، ۰/۵، و ۲/۰ بر حسب عوامل ایزوتروپی ۱/۴۱۴، ۱/۰، و ۰/۷۰۷ استفاده شده است. حد فاصل $5b$ تا 0 تا $5b$ - به ترتیب برای سطح زمین و عمق در نظر گرفته شده است. تعداد ۶۱۷۷۶ و ۱۹۸۸۱ نقطه‌ی درونی به‌ترتیب در نیم‌فضا و ناهمگنی دایره‌ی تعریف شده است. هنگامی که امواج مهاجم لرزه‌ی قائم به مرز تحتانی ناهمگنی دایره‌ی برخورد می‌کند، بخشی از آن به‌دلیل امپدانس مصالح دچار انعکاس می‌شود و با گذر زمان از محیط بیرون می‌رود. اما بخش قابل‌توجه از امواج مذکور، وارد مصالح عارضه شده‌اند، که حجم تداخل امواج با انعکاس جبهه‌ی موج از سطح زمین ازدیاد می‌یابد. در این حالت، رفتار متقابل مرز عارضه مانع از خروج آسان امواج از درون عارضه می‌شود. بنابراین، انعکاس‌های متناوب از ثانیه ۲/۴ در ناهمگنی مشاهده می‌شود. با هر بار برخورد امواج محصور به مرز پیرامون، بخشی از آن انکسار یافته و وارد محیط شده و بخش دیگر در فرآیند احتباس باقی مانده است. در $IF = 1/414$ ، تمایل بیشتر امواج به پراکنش و تفرق در راستای افق و کاهش اثر فازهای انعکاسی، خزشی، و احتباسی همواره مشاهده می‌شود. مطابق نتایج شکل‌های ۴ الی ۶، در ثانیه‌ی ۰/۷ و در کمینه و بیشینه‌ی IF به ترتیب بیشترین و کمترین حجم امواج گذرا وارد مصالح ناهمگنی شده است. از سوی دیگر، IF برابر ۰/۷۰۷ موجب برخورد شدید امواج به مرز پیرامون ناهمگنی شده است، که این پدیده در ثانیه‌ی ۲/۴ در خوبی در شکل ۶ مشاهده می‌شود. در این میان، هندسه‌ی دوار عارضه موجب تسهیل در تشکیل فاز خزشی موج می‌شود.

۲.۴. نتایج حوزه‌ی زمان

در شکل‌های ۷ الی ۹، الگوی پراکنش و تفرق امواج لرزه‌ی قائم در برخورد با ناهمگنی زیرزمینی در نسبت شکل‌های ۱/۰، ۰/۵، و ۲/۰ مشاهده می‌شوند. مطابق بخش پیشین، نتایج در عوامل ایزوتروپی ۱/۴۱۴، ۱/۰، و ۰/۷۰۷ ارائه و حد فاصل سطح زمین در بازه‌ی $5b$ تا $5b$ تعریف شده است. چنانچه مشاهده می‌شود، در برخورد امواج به عارضه، بخشی از آن به‌صورت مستقیم از مرز عارضه منعکس شده و بخشی دیگر، بر روی مرز ناهمگنی خزش یافته و پس از انحراف از مسیر اولیه به سطح زمین برخورد کرده است. بخش سوم، نیز با دخول به مصالح ناهمگنی سبب تکرار انعکاسی و متعاقباً آشفتگی پاسخ سطح زمین شده است. جهت تفسیر نتایج، مشابه قبل، ایستگاه‌هایی با علائم اختصاری C, R, D ، و T تعریف شده است. با اعمال جبهه‌ی موج قائم، متعاقباً پاسخ به‌دست‌آمده به‌صورت متقارن حاصل می‌شود. چنانچه مشاهده می‌شود، در مقطع دایره‌ی عارضه (شکل ۷)، دامنه‌ی امواج خزشی افزایش یافته است. هر چه مقطع ناهمگنی دوارتر باشد، خزیدن امواج بر روی مرز آن با سهولت بیشتر صورت می‌گیرد و دامنه‌ی قوی‌تری حاصل می‌شود. با توجه به نسبت امپدانس، مصالح ناهمگنی، ۶۶/۷٪ نرم‌تر از مصالح محیط پیرامون فرض شده‌اند. بنابراین مرز عارضه در احتباس امواج نقش بسزایی دارد. از سوی دیگر،

به‌دست‌آمده، هماهنگی و انطباق مناسبی با نتایج عددی درآوینسکی و یو (۲۰۱۱)^[۵۱] دارد. شایان ذکر است که به سبب شهود اختلاف خواص ارتوتروپی مصالح در قیاس با حالت همسان، عامل ایزوتروپی مصالح متشکل ناهمگنی و بستر پیرامون به‌صورت یکسان فرض شده است.

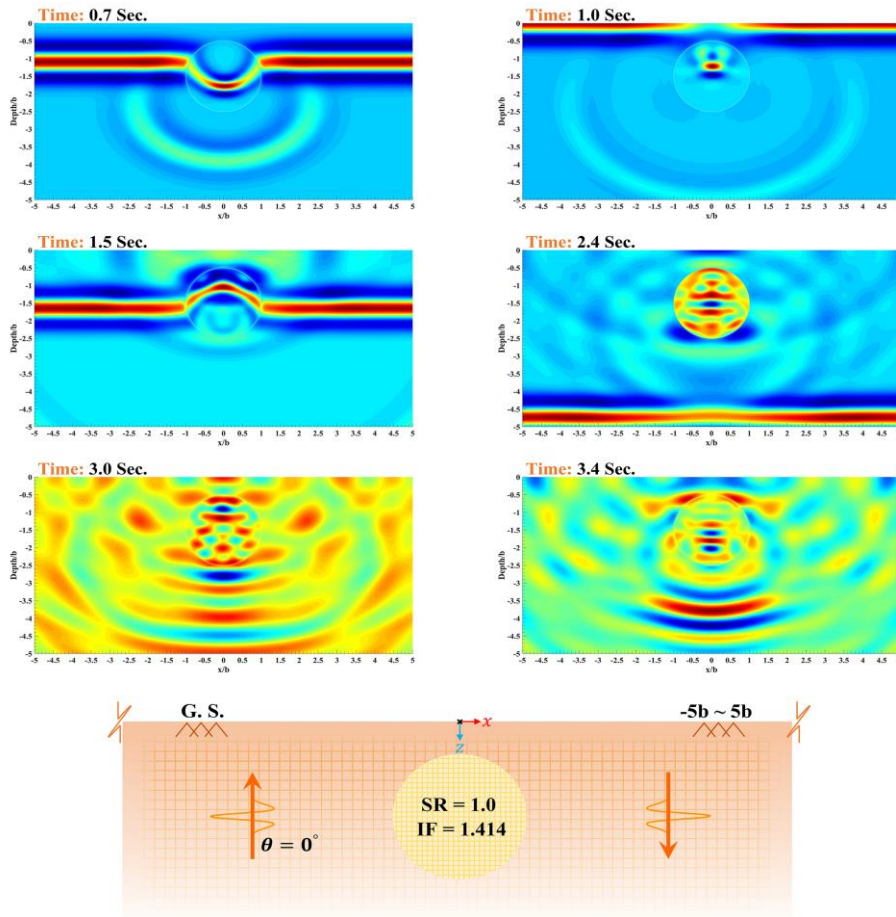
۴. کاربردها

حضور محیط‌های ناهمگن بسته‌ی زیرزمینی، که غالباً به‌صورت لزه‌ها، عدسی‌ها، و کارست‌های انباشته از مواد رسوبی در چینه‌بندی زمین وجود دارند، به لزوم آئین‌نامه‌های لرزه‌ی برای شناخت بهتر عوارض مذکور تأکید کرده است. بنابراین در بخش حاضر، به تحلیل گذرای سطح زمین در حضور عوارض اخیر تحت امواج زمین‌لرزه پرداخته شده است. در تهیه‌ی مدل ذکرشده، از روش پیشنهادی در پژوهش حاضر مبتنی بر روش زیرسازه‌سازی استفاده شده است. مطابق جدول ۱، ناهمگنی از جنس ماسه‌سنگ به ترتیب با سرعت موج برشی و چگالی برابر 800 m.s^{-1} و 2000 kg.m^{-3} و سنگ بستر از جنس شیل با متوسط سرعت موج برشی، و چگالی 1800 m.s^{-1} و 2700 kg.m^{-3} در حالت ایزوتروپ فرض شده است. نسبت امپدانس مدل در حالت ایزوتروپ برابر ۰/۳۳ منظور شده است، که مبین نرمی ۶۷ درصدی مصالح تشکیل‌دهنده‌ی ناهمگنی نسبت به سنگ بستر است. در انجام مطالعه‌ی عددی، از پنج مقطع دایره‌ی با نسبت‌های شکل ۰/۵، ۰/۷۵، ۱/۰، و ۱/۳۳، و ۲/۰ استفاده شده است. شایان ذکر است که نسبت شکل ناهمگنی به‌صورت نسبت شعاع قائم به افقی تعریف شده است. ناهمگنی در نسبت عمق (DR) برابر با ۱/۵ استقرار یافته و عامل ایزوتروپی مصالح عارضه‌ی مزبور و محیط

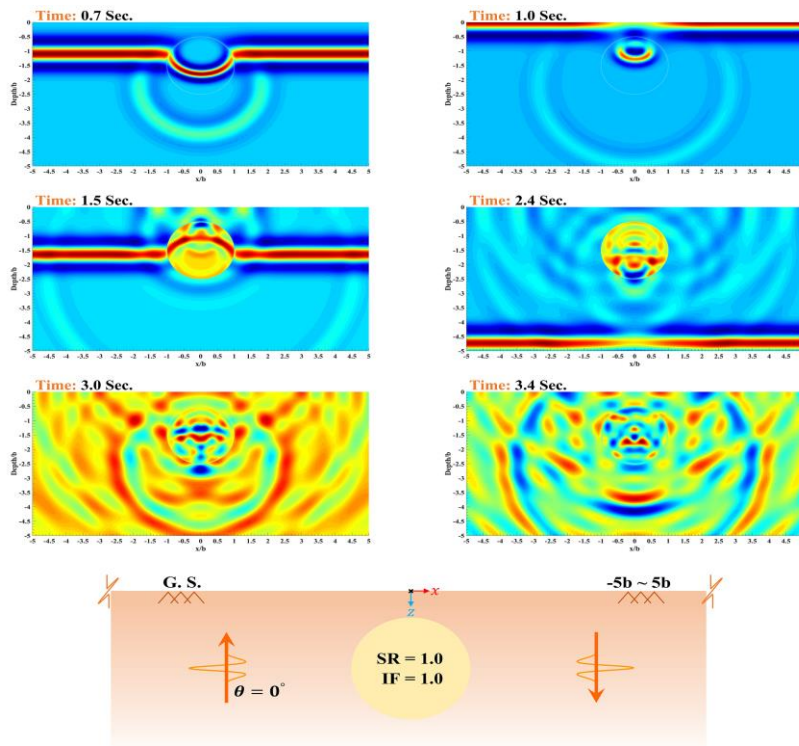
جدول ۱. مشخصات خاک/ سنگ‌های رسوبی ارائه‌شده توسط

پژوهشگران مختلف.

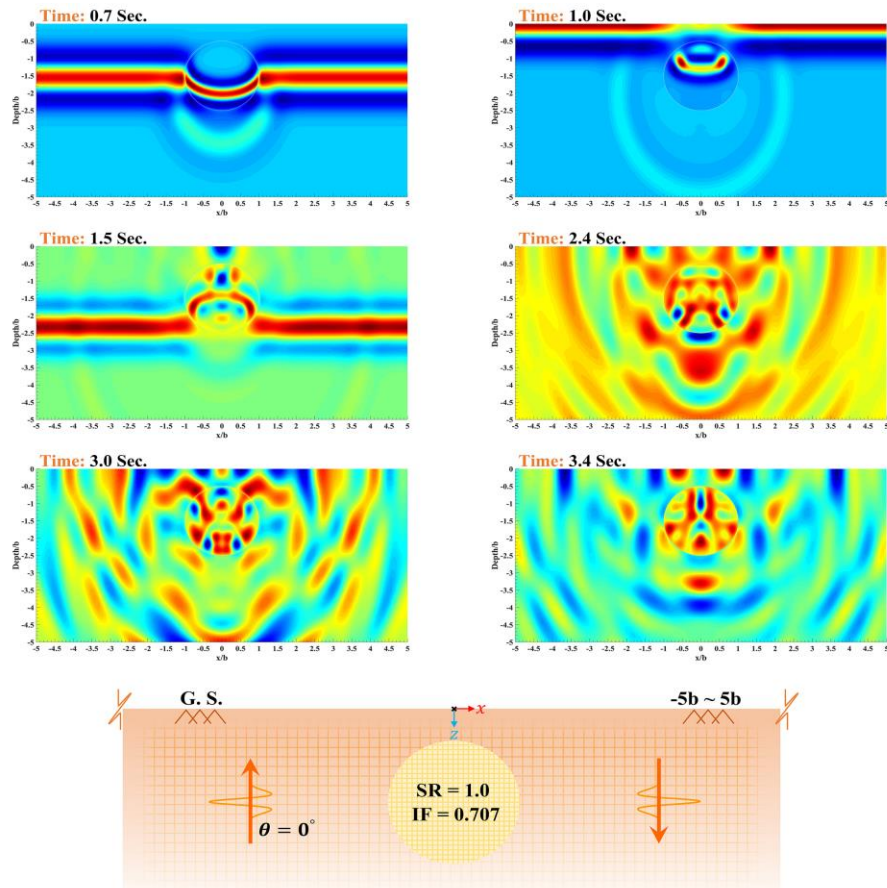
نوع سنگ	سرعت موج برشی (m/sec)	چگالی (kg/m ^۳)
رس سنگ و ماسه‌سنگ	[۵۲] ۹۵۰ ~ ۷۰۰ [۵۳] ۹۰۰ [۵۴] ۱۳۰۰ ~ ۹۰۰ [۵۵] ۲۳۵۰ ~ ۳۵۰	[۶۴] ۲۷۰۰ ~ ۲۰۰۰
لای سنگ	[۵۶] ۹۰۰ ~ ۲۰۰	[۶۵] ۲۸۰۰ ~ ۲۴۰۰
سنگ آهک	[۵۷] ۲۴۰۰ ~ ۱۶۰۰ [۵۸] ۱۰۰۰ ~ ۸۰۰ [۵۹] ۷۰۰ ~ ۳۵۰	[۶۴] ۲۷۰۰ ~ ۲۳۰۰
سنگ شیل	[۶۰] ۲۳۰۰ ~ ۱۹۰۰ [۶۱] ۲۷۰۰ ~ ۲۴۰۰ [۶۲] ۲۳۰۰ ~ ۱۱۰۰ [۶۳] ۶۱۰ ~ ۵۵۰	[۶۴] ۲۷۵۰ ~ ۲۰۰۰



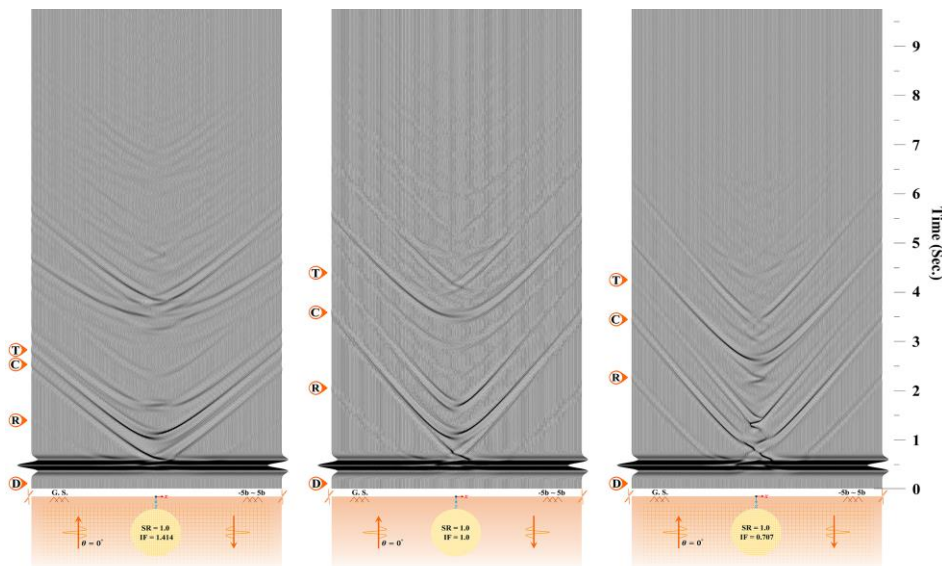
شکل ۴. تصویر لحظه‌یی پراکنش و تفرق موج مهاجم قائم SH در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل واحد، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 5\%$) با عامل ایزوتروپی ۱/۴۱۴.



شکل ۵. تصویر لحظه‌یی پراکنش و تفرق موج مهاجم قائم SH در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل واحد، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 5\%$) با عامل ایزوتروپی واحد.



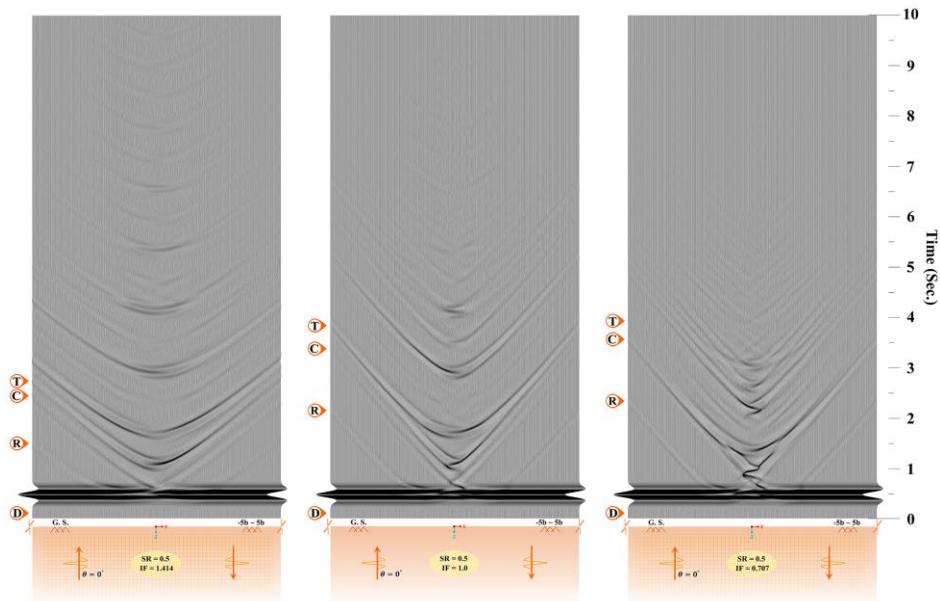
شکل ۶. تصویر لحظه‌به‌لحظه بی‌پراکنش و تفرق موج مهاجم قائم SH در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آر توتروپ با نسبت شکل واحد، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آر توتروپ ($\zeta = 0.5$) با عامل ایزوتروپی 0.1707 .



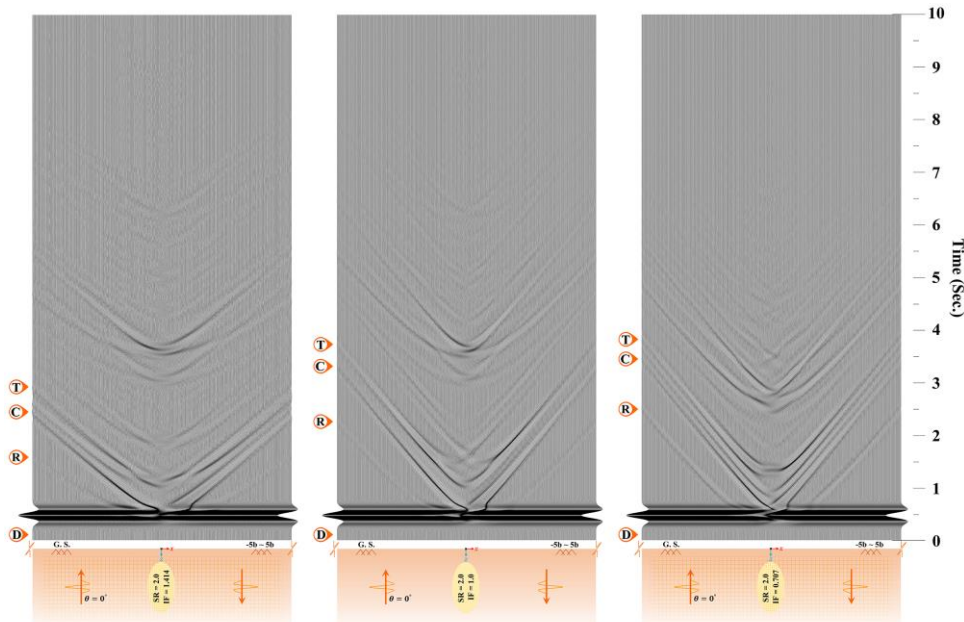
شکل ۷. الگوی کلی پاسخ تاریخی‌چهی زمانی سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آر توتروپ با نسبت شکل واحد مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آر توتروپ ($\zeta = 0.5$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

انعکاس‌ها کاهش می‌یابد. چنانچه در بیشینه‌ی IF مشاهده می‌شود، چینه‌بندی افقی مصالح رسوبی تشکیل‌دهنده‌ی عارضه و محیط پیرامون آن از یک سو و هندسه‌ی منحصر به‌فرد عارضه از سوی دیگر، در مانعیت بیشتر خروج امواج از محیط مسئله سهیم هستند. در نسبت شکل $2/0$ (شکل ۹)، میزان خزش امواج بر روی مرز عارضه افزایش یافته و دامنه‌ی خزشی قوی‌تری

هر چه محیط احاطه‌شده توسط ناهمگنی وسیع‌تر باشد، حجم بیشتری از امواج را به درون خود جذب می‌کند و ارتعاش قوی‌تری در پاسخ سطح مشاهده می‌شود. در نسبت شکل $0/5$ (شکل ۸) با کاهش محیط ناهمگنی، انعکاس امواج از بخش زیرین عارضه ازدیاد یافته است. هر چه محیط ناهمگنی کوچک‌تر باشد، تکرار انعکاس موج افزایش و تضاداً مدت زمان تعویق در



شکل ۸. الگوی کلی پاسخ تاریخی‌چهی زمانی سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل ۰/۵ مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 0.5$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.



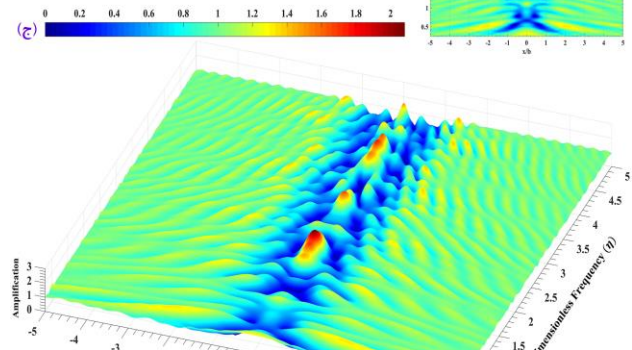
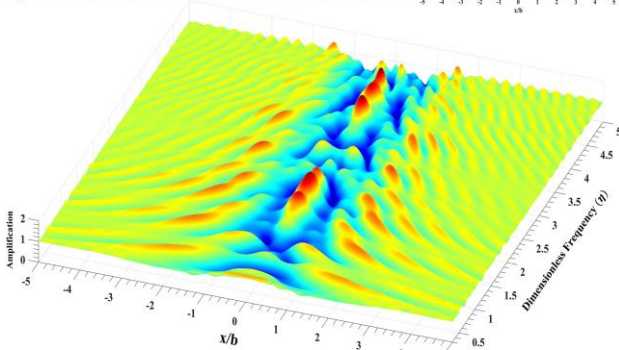
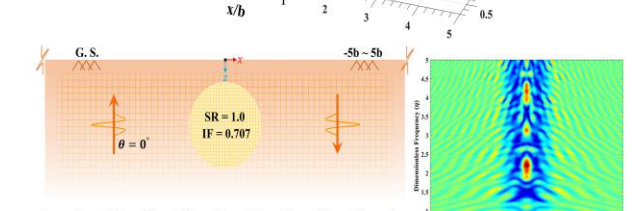
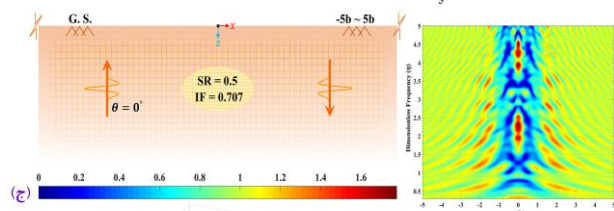
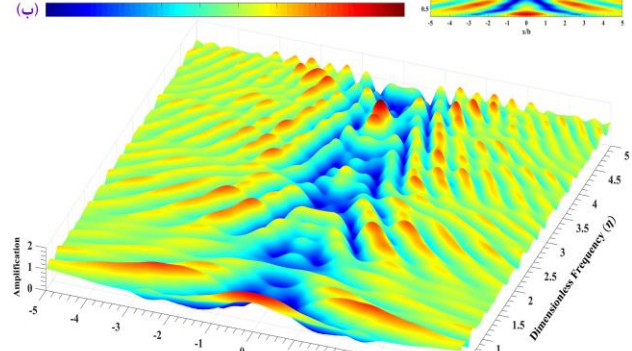
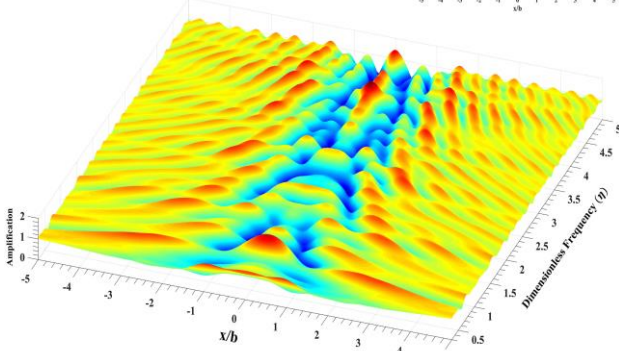
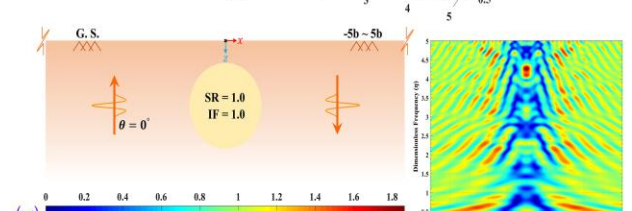
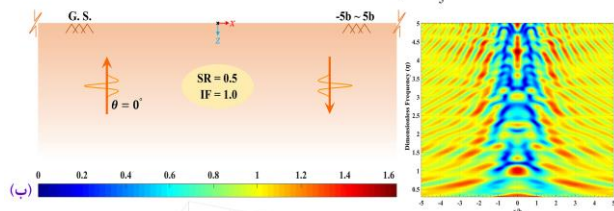
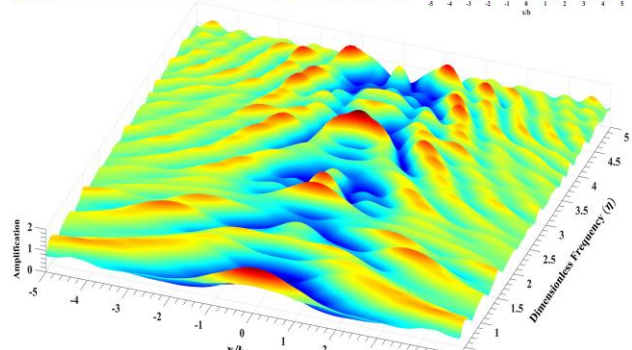
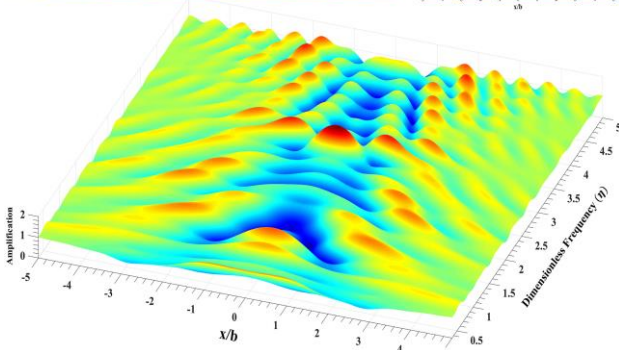
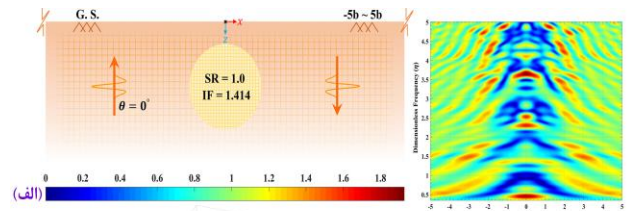
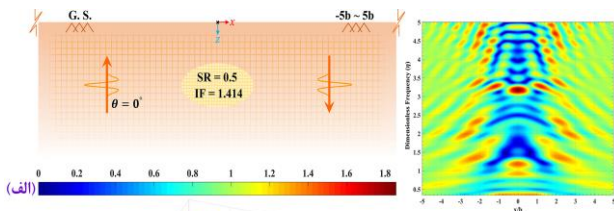
شکل ۹. الگوی کلی پاسخ تاریخی‌چهی زمانی سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل ۲/۰ مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 0.5$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

بزرگ‌نمایی به مقدار ۲/۰۸ در $IF = 0.707$ به وقوع می‌پیوندد. از مقایسه‌ی الگوهای پاسخ به‌خوبی اثر ایزولاسیون عارضه بر سطح و همچنین نواحی تمرکز بزرگ‌نمایی ناشی از عامل ایزوتروپی مشاهده می‌شود. هنگامی که نسبت شکل ناهمگنی برابر با ۰/۵ است (شکل ۱۱)، حجم کمتری از امواج لرزه‌یی به ناحیه‌ی ناهمگنی ورود کرده و در آن محصور شده است. بنابراین، بیشینه‌ی بزرگ‌نمایی به مقدار ۱/۸۶ در $IF = 1.414$ حاصل شده است. از مقایسه‌ی الگوهای پاسخ در عوامل ایزوتروپی مختلف ملاحظه می‌شود، اگرچه در $IF = 0.707$ مسیر بزرگ‌نمایی بر خط مرکزی ناهمگنی متمرکز شده است، اما به‌علت عرض کم ناهمگنی، تأثیر حضور آن در پاسخ سطح زمین کم‌رنگ شده است. چنانچه مشاهده می‌شود، در نسبت شکل ۲/۰ (شکل ۱۲)، کمترین میزان بزرگ‌نمایی نسبت به حالت‌های پیشین به‌دست آمده است. آنچه مسلم

بر روی سطح زمین ایجاد شده است. در $IF = 1.414$ ، به دلیل تمایل امواج به پراکنش در راستای افق و درگیری اندک با عارضه، کاهش ارتعاش پاسخ و زمان همگرایی حاصل شده است.

۳.۴. الگوی بزرگ‌نمایی

در بخش حاضر، الگوی بزرگ‌نمایی سه‌بعدی سطح زمین در شکل‌های ۱۰ الی ۱۲ مشاهده می‌شوند؛ که مطابق آن‌ها، هنگامی که ناهمگنی به‌صورت دایره‌یی است (شکل ۱۰)، به‌دلیل اشغال فضای بزرگ‌تر، جذب حجم بیشتر امواج به درون آن میسر می‌شود. با توجه به اینکه در $IF = 0.707$ (چینه‌بندی قائم در مصالح رسوبی) تا حد زیادی از تفرق امواج در امتداد افق ممانعت می‌شود، سهم چشم‌گیر امواج در راستای قائم پراکنش می‌یابد. بنابراین، بیشینه‌ی



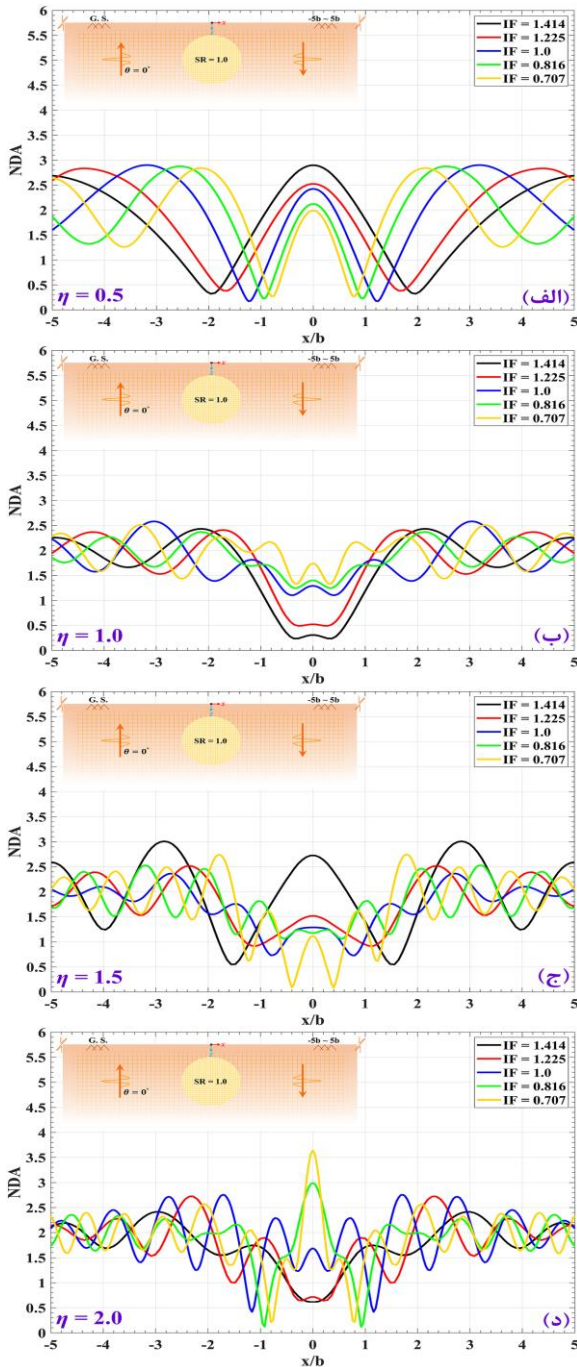
شکل ۱۱. الگوی بزرگ‌نمایی سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل $5/1$ ، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 1/5$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

شکل ۱۰. الگوی بزرگ‌نمایی سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل واحد، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 5/1$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

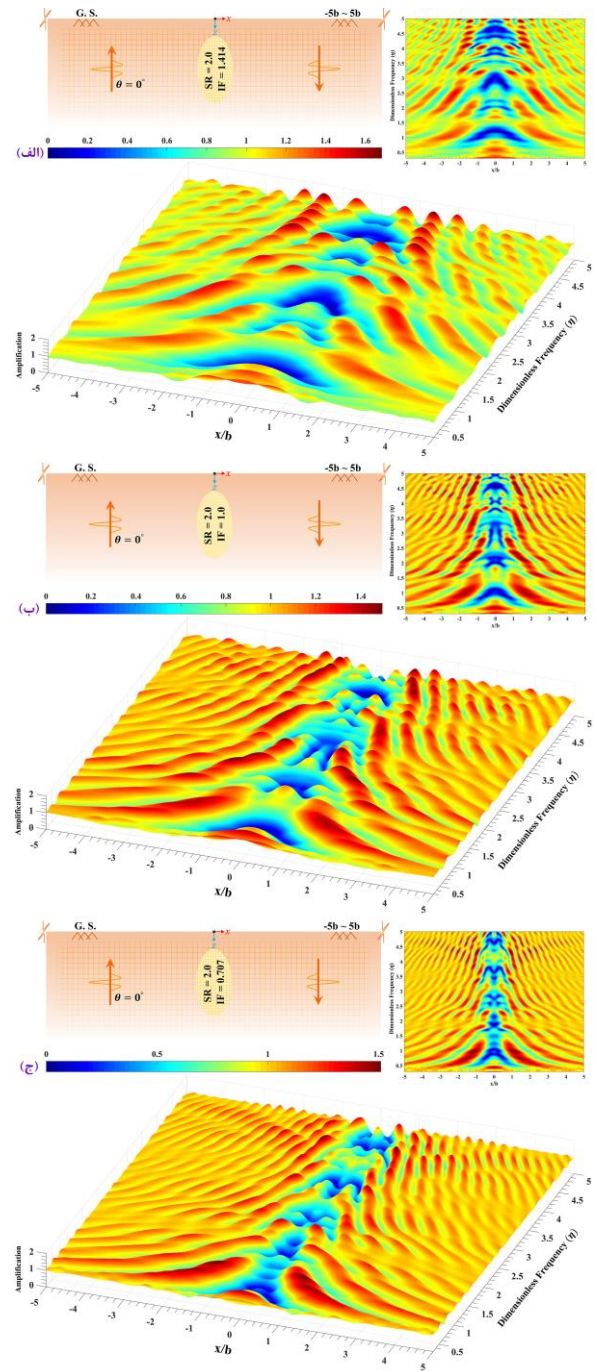
پیرامون عارضه شده است. در ناهمگنی‌های بیضوی شکل، عملکرد ایزولاسیون قوی‌تری نسبت به ناهمگنی دایره‌ی در کاهش پاسخ به چشم می‌خورد. در نسبت شکل‌های ۰/۷۵ (شکل ۱۴) و ۰/۵ (شکل ۱۵)، هندسه‌ی عارضه موجب انعکاس معکوس موج از مرز تحتانی، تفرق امواج به سوی نواحی پیرامونی، و ممانعت از تشکیل فاز خزشی موج شده است. از سوی دیگر، کوچک بودن ابعاد ناهمگنی موجب کاهش حجم امواج محصور درونی شده است. عوامل مذکور، موجب کاهش چشمگیر تغییرمکان نسبت به حالت دایره‌ی شده است. همچنین، به خوبی تأثیر ناهمگنی در ایجاد شکاف در جبهه‌ی موج برای نسبت شکل‌های ۱/۳۳ (شکل ۱۶) و ۲/۰ (شکل ۱۷) مشاهده می‌شود. در حالت‌های ذکر شده، محدوده‌ی ایزولاسیون ناشی از حضور عارضه با افزایش عامل

است، ناهمگنی با نسبت شکل مذکور، تأثیر اندک در امواج لرزه‌ی دارد. در این حالت، بیشینه‌ی بزرگ‌نمایی در $IF = 1/414$ به میزان ۱/۶۸ به‌وقوع پیوسته است.

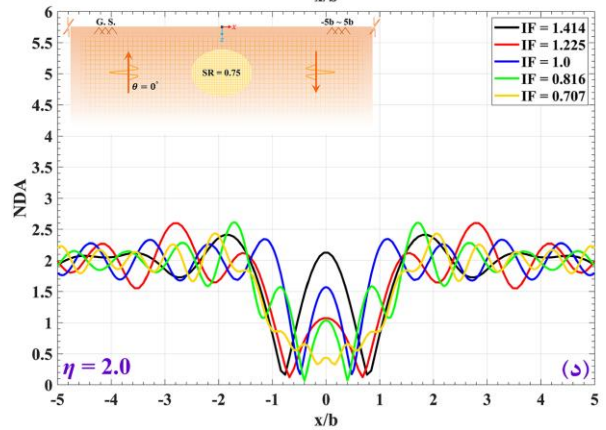
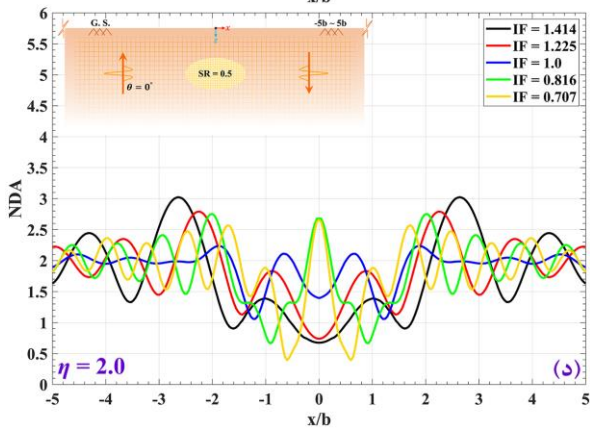
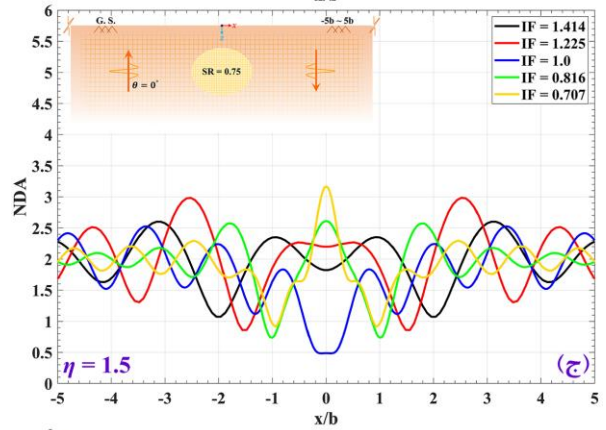
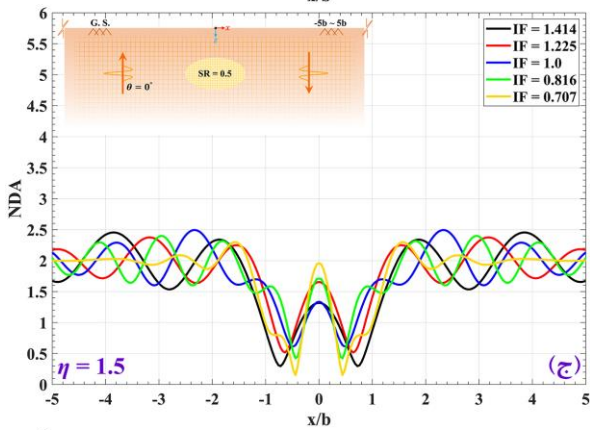
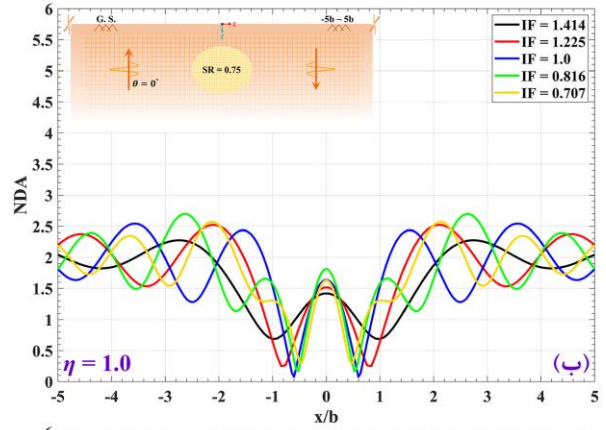
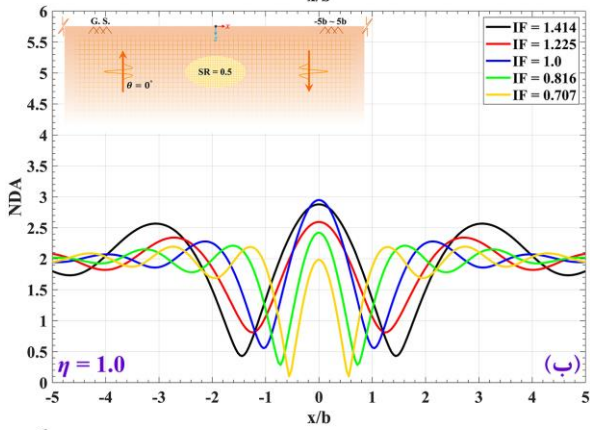
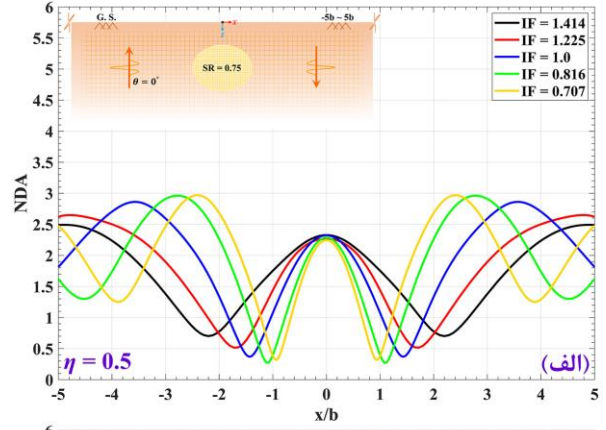
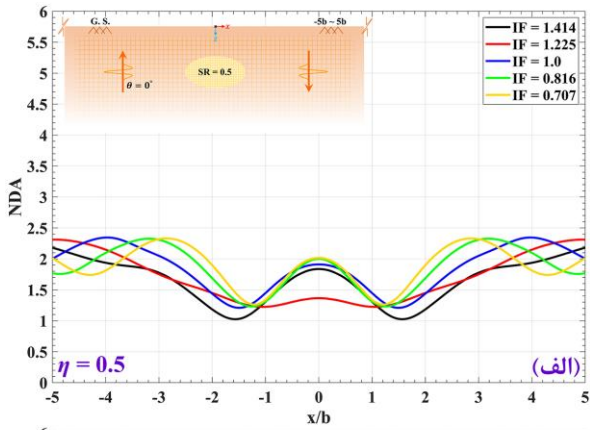
در شکل‌های ۱۳ الی ۱۷، تغییرمکان سطح زمین در حضور ناهمگنی زیرزمینی با نسبت شکل‌های مختلف برای بسامدهای بی‌بعد ۰/۵، ۱/۰، ۱/۵، و ۲/۰ مشاهده می‌شود؛ که مطابق آن‌ها، با افزایش بسامد، میزان ارتعاش پاسخ همواره افزایش یافته است. تغییرمکان بیشینه در خط مرکزی ناهمگنی دایره‌ی برابر ۳/۶۴ در بسامد ۲/۰ و برای $IF = 0/707$ به‌دست آمده است. مشابه نتایج قبل، کمینه‌ی عامل ایزوتروپی موجب تمرکز فازهای موج در امتداد قائم و



شکل ۱۳. دامنه‌ی تغییرمکان بی‌بعد سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل واحد، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 5\%$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

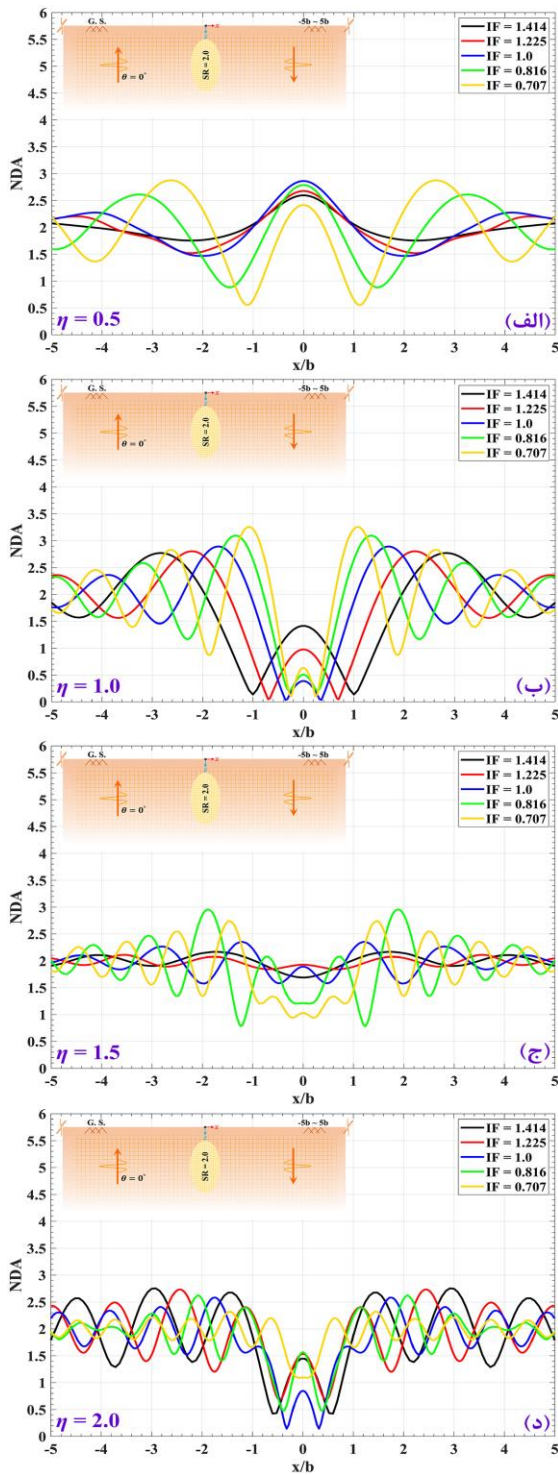


شکل ۱۴. الگوی بزرگ‌نمایی سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل ۲/۰، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 5\%$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.



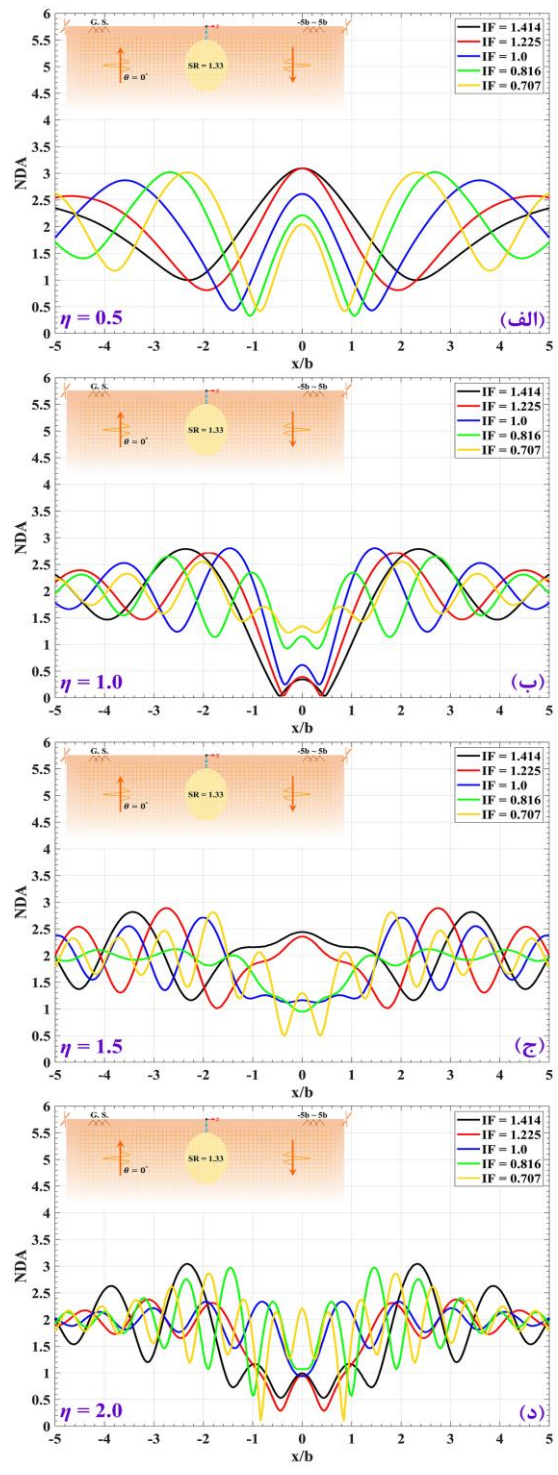
شکل ۱۵. دامنه‌ی تغییر مکان بی‌بعد سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل ۰/۵، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ (۵٪) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

شکل ۱۴. دامنه‌ی تغییر مکان بی‌بعد سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل ۰/۷۵، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ (۵٪) در برابر امواج مهاجم قائم SH.



شکل ۱۷. دامنه‌ی تغییر مکان بی‌بُعد سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل ۲/۰، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 0.5$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

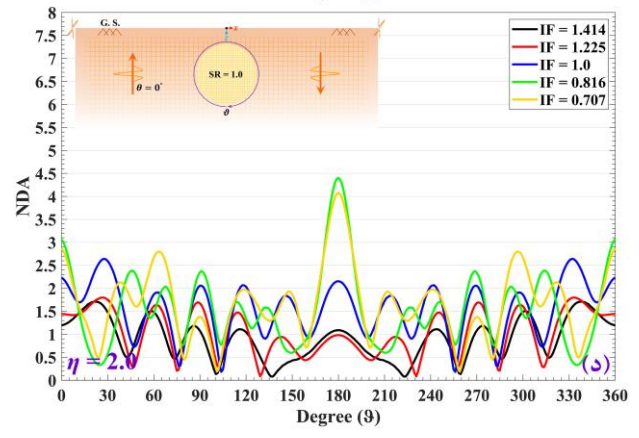
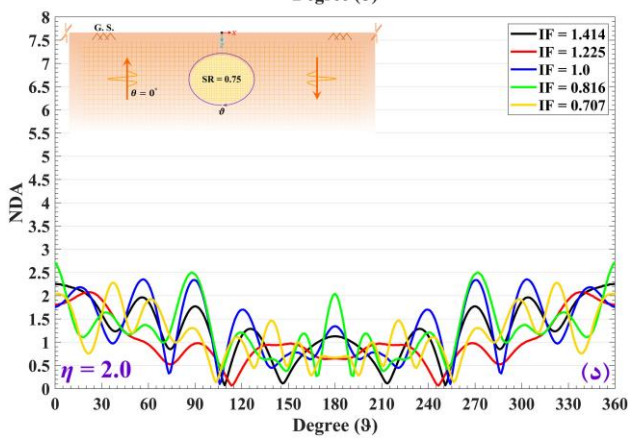
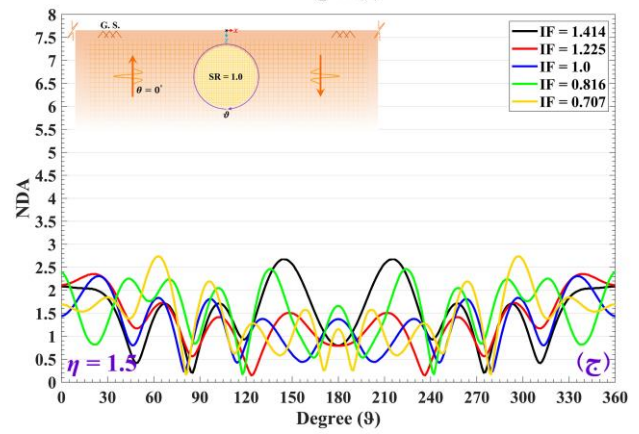
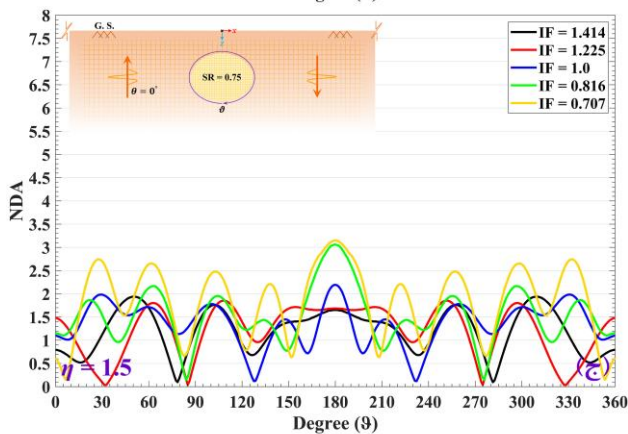
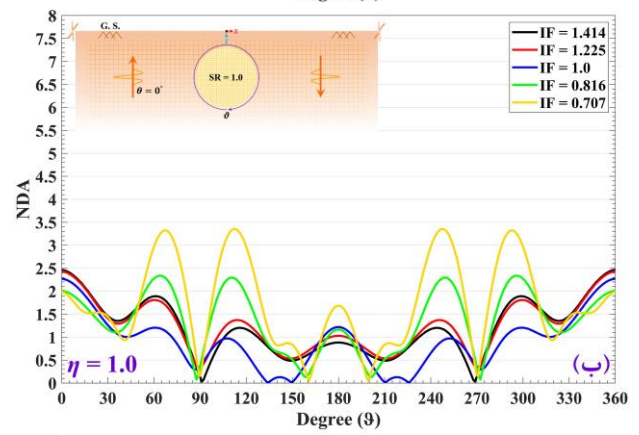
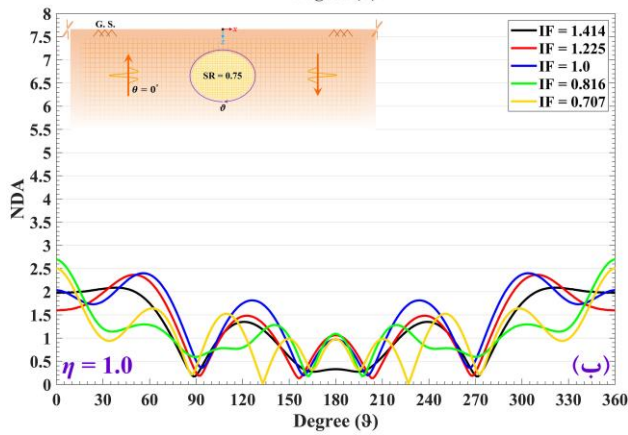
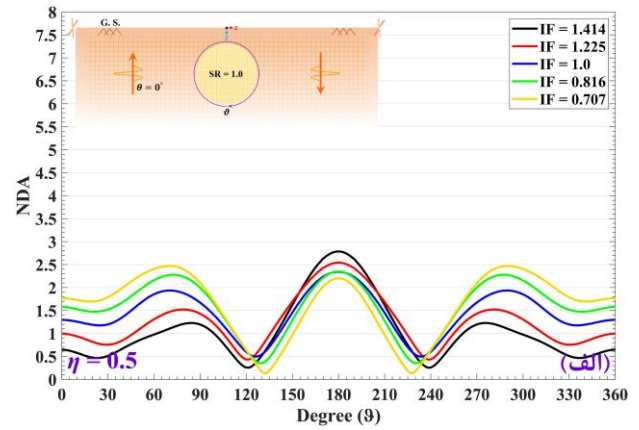
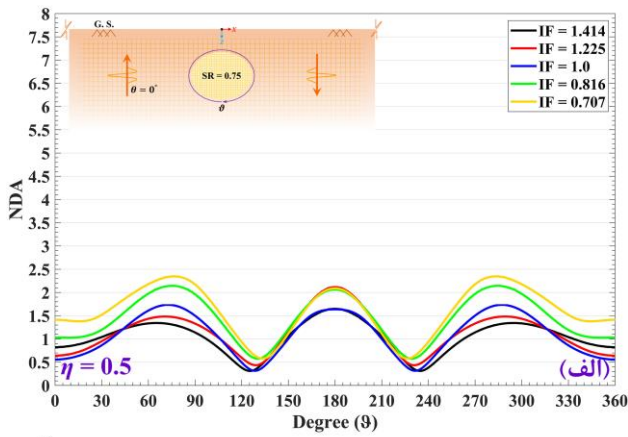
در کمینه‌ی عامل ایزوتروپی و در نواحی جانبی نزدیک به خط مرکزی ایجاد شده است. در این حالت، با توجه به دخول حجم بیشتر امواج لرزه‌ی بی‌درون ناهمگنی، همواره انعکاس‌های متناوب در درون عارضه فزونی می‌یابد. اما هندسه‌ی بیضوی ناهمگنی، موجب تمرکز امواج در پیرامون خط مرکزی و بروز تغییر مکان‌های بیشینه به میزان $3/8$ شده است. در نسبت شکل‌های $1/33$ (شکل ۲۱) و $2/0$ (شکل ۲۲) نیز بیشینه‌ی تغییر مکان در عامل ایزوتروپی کمینه و در مرز زیرین ناهمگنی به میزان $3/25$ حاصل شده است.



شکل ۱۶. دامنه‌ی تغییر مکان بی‌بُعد سطح زمین در حضور یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل $1/33$ ، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 0.5$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

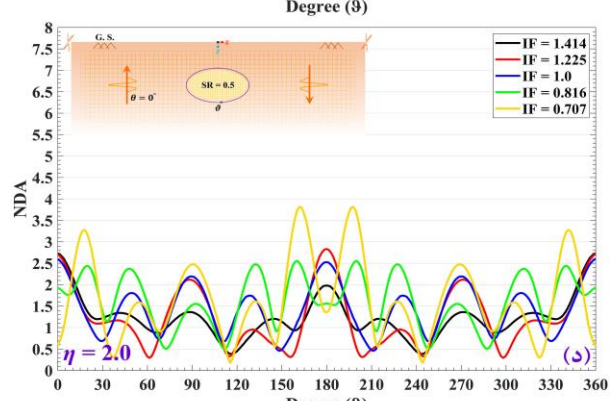
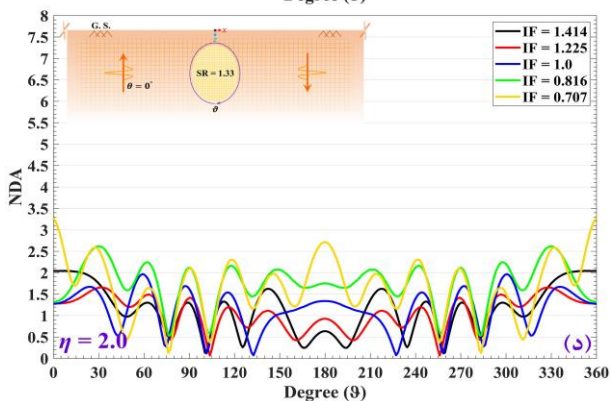
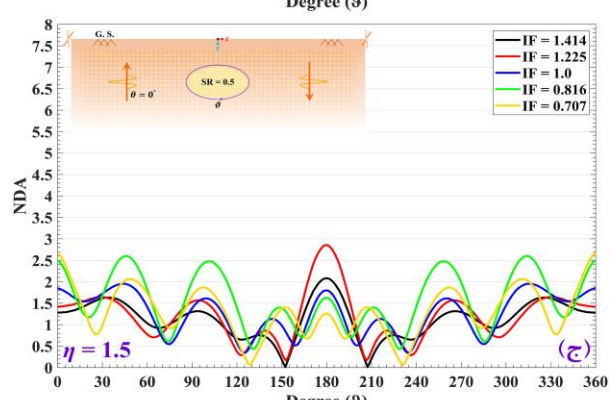
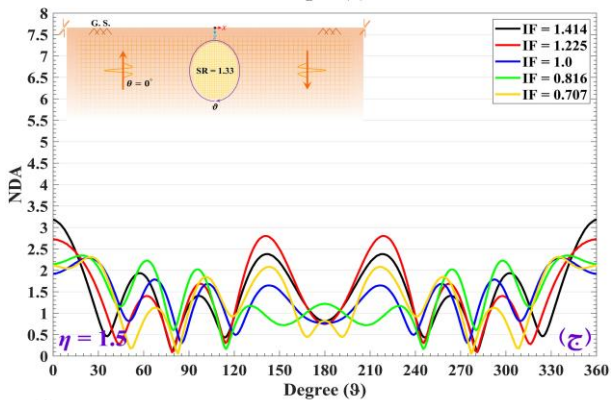
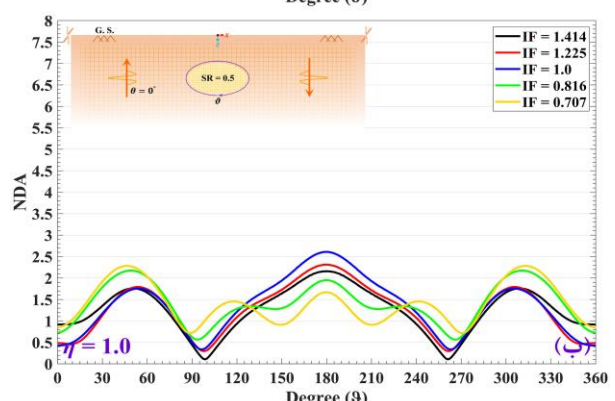
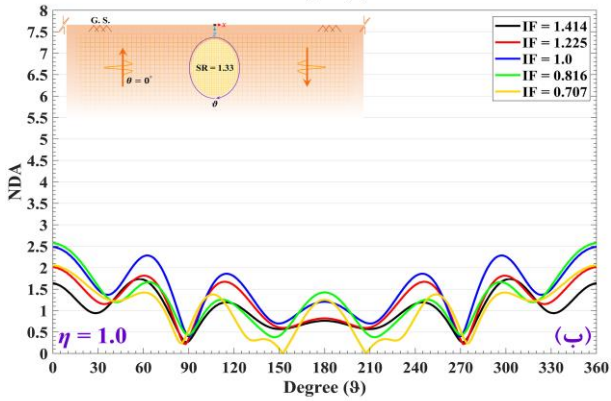
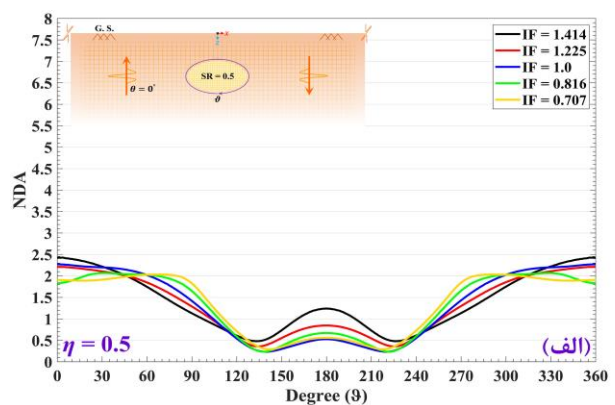
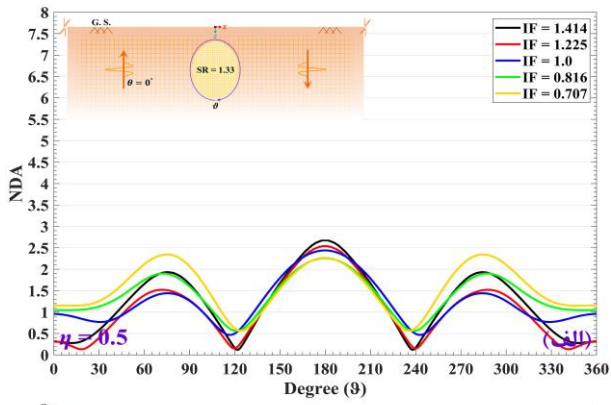
ایزوتروپی گسترش یافته و فضای ایمن در موقعیت استقرار ناهمگنی پدید آمده است.

در شکل‌های ۱۸ الی ۲۲، تغییر مکان پیرامون ناهمگنی آرتوتروپ واقع در نیم‌فضای آرتوتروپ برای نسبت شکل‌های مختلف به نمایش گذاشته شده است. چنانچه ملاحظه می‌شود، شرایط بحرانی در بیشینه‌ی تغییر مکان ناحیه‌ی فوقانی ناهمگنی دایره‌ی به میزان $4/4$ در $IF=0.816$ به دست آمده است. چنانچه در نسبت شکل 0.5 مشاهده می‌شود (شکل ۲۰)، بیشینه‌ی تغییر مکان



شکل ۱۹. دامنه‌ی تغییر مکان بی‌بعد پیرامون ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل ۰/۷۵، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\delta = \zeta$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

شکل ۱۸. دامنه‌ی تغییر مکان بی‌بعد پیرامون ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل واحد، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\delta = \zeta$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

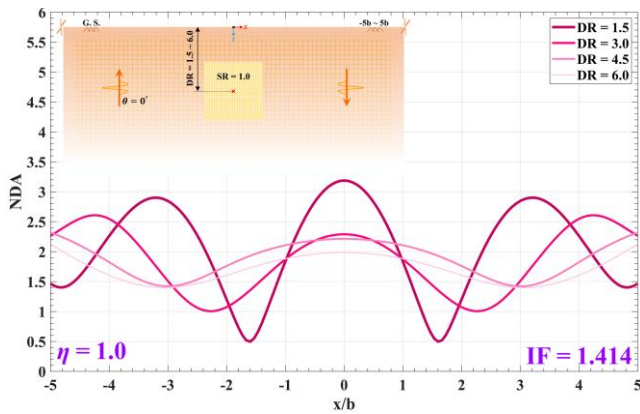


شکل ۲۱. دامنه‌ی تغییر مکان بی‌بعد پیرامون ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل ۱/۳۳، واقع در یک نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 1/5$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

شکل ۲۰. دامنه‌ی تغییر مکان بی‌بعد پیرامون یک ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل ۰/۵، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ ($\zeta = 1/5$) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

در شکل ۲۳ مشاهده می‌شود، با افزایش نسبت عمق ناهمگنی از ۱/۵، دامنه‌ی نتایج به‌صورت قابل‌توجهی کاهش یافته است، به طوری که در نسبت عمق برابر با ۱/۵، دامنه‌ی بیشینه‌ی ۳/۲ در موقعیت عارضه ثبت شده است، در حالی که برای سایر حالت‌ها، این مقدار از ۲/۲۵ فراتر نرفته است. از سوی

۴.۴. عوارض گوشه‌دار
به‌منظور نمایش قابلیت رویکرد پیشنهادی در تهیه و تحلیل عوارض توپر دارای گوشه، یک ناهمگنی مربعی شکل با نسبت شکل واحد و عامل ایزوتروپی ۱/۴۱۴ در نسبت عمق‌های ۱/۵، ۳/۱۰، ۴/۵ و ۶/۱۰ در نظر گرفته شده است. چنانچه



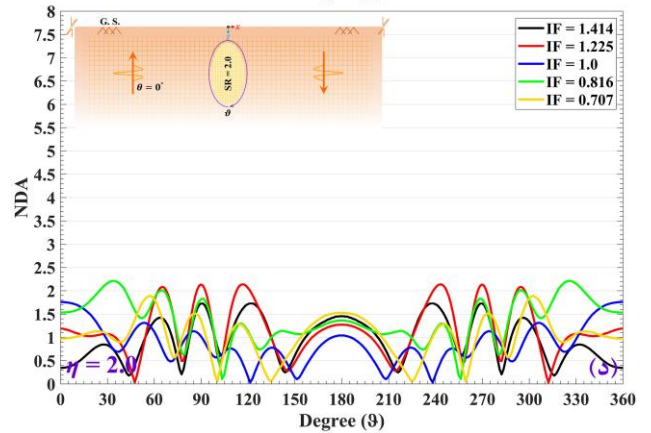
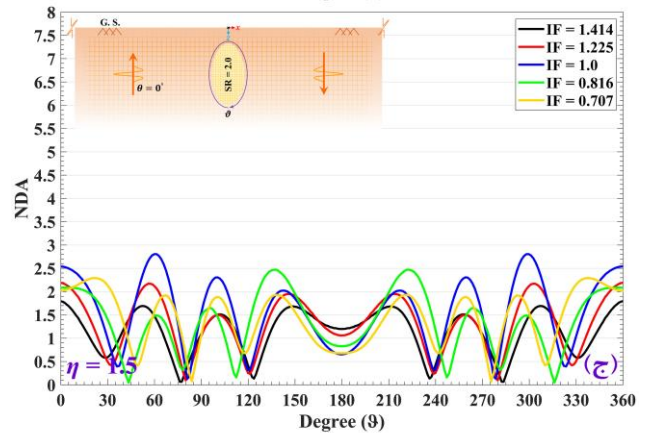
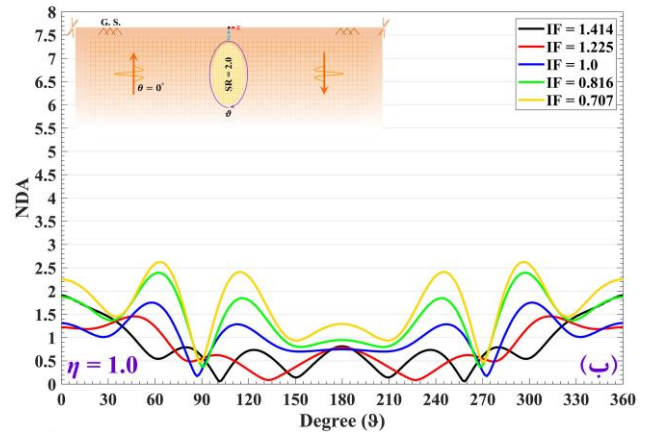
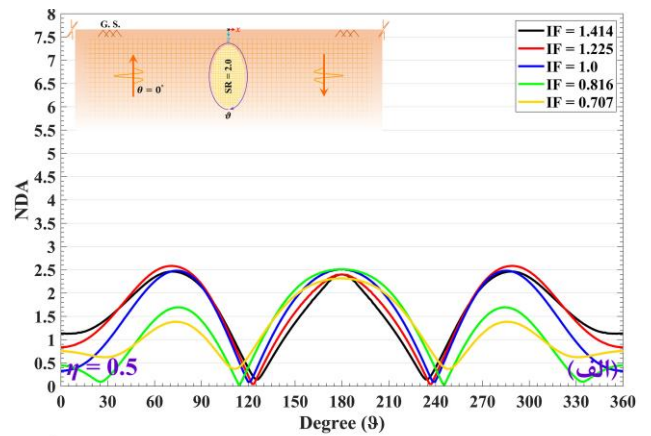
شکل ۲۳. دامنه‌ی تغییر مکان بی‌بعد سطح زمین در حضور یک ناهمگنی مربعی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت عمق‌های مختلف، مدفون در نیم‌فضای میرا شده‌ی آرتوتروپ (۵٪) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

دیگر، هر چه نسبت عمق عارضه افزایش یافته است، بیشینه‌ی دامنه‌ی تغییر مکان سطح زمین از موقعیت استقرار عارضه به سوی نواحی پیرامونی انتقال یافته و مقدار بیشینه‌ی ۲/۹ برای نسبت عمق ۱/۵ را رقم زده است. همچنین، در نسبت عمق ۶/۱۰، اثر حضور عارضه در پاسخ لرزه‌ی سطح زمین، تا حد زیادی از بین رفته است.

۵. نتیجه‌گیری

در نوشتار حاضر، یک مطالعه‌ی عددی توسعه یافته با استفاده از روش اجزاء مرزی نیم‌فضای میراشده در حوزه‌ی زمان برای تحلیل لرزه‌ی سطح زمین در حضور ناهمگنی نرم آرتوتروپ انجام شده است. نحوه‌ی پراکنش امواج مهاجم لرزه‌ی SH در حضور عارضه‌ی مذکور توسط نتایج حوزه‌ی زمان و در قالب تصاویر لحظه‌ی در اهم لحظات ارائه شده است. در ادامه، کالبد بزرگ‌نمایی سطح زمین با محوریت پارامترهای کلیدی، مانند: عامل ایزوتروپی، محتوای بسامدی، و نسبت شکل عارضه ارائه شده است. در انتها، پیرامون تکمیل نتایج، برخی منحنی‌های دو بُعدی تغییر مکان برای نقاط مختلف از سطح زمین و عارضه، حساسیت‌سنجی شده است. برخی دستاوردهای پژوهش حاضر به این شرح جمع‌بندی شده است:

- ۱- در کمینه (۰/۷۰۷) و بیشینه‌ی (۱/۴۱۴) عامل ایزوتروپی مفروض، به ترتیب بیشینه و کمینه‌ی احتباس موج در ناهمگنی مدفون مشاهده شده است.
- ۲- هر چه هندسه‌ی ناهمگنی دوارتر شده است، سهولت در تشکیل فاز خزشی موج و متعاقباً، ارتعاش بیشتر پاسخ در حصول دامنه‌ی قوی‌تر مشاهده شده است.
- ۳- با کاهش نسبت شکل ناهمگنی، نه فقط تعویق در تکرار انعکاس، بلکه حجم تداخل امواج درونی نیز کاهش یافته است.
- ۴- هر چند افزایش نسبت شکل ناهمگنی در تقویت پاسخ مؤثر بوده است؛ لیکن افزایش عامل ایزوتروپی در تضاد با آن، سبب کاهش ارتعاش و زمان همگرایی جبهه‌ی موج قائم شده است.
- ۵- بیشینه‌ی مقدار بزرگ‌نمایی در کمینه‌ی عامل ایزوتروپی (۰/۷۰۷) به میزان ۲/۰۸ بر روی سطح زمین به دست آمده است.



شکل ۲۲. دامنه‌ی تغییر مکان بی‌بعد پیرامون ناهمگنی زیرزمینی آرتوتروپ با نسبت شکل ۲/۰، مدفون در نیم‌فضای میراشده‌ی آرتوتروپ (۵٪) در برابر امواج مهاجم قائم SH.

شناسه‌ی اعطای ۵۰۱۱۰۰۰۰۳۹۶۷ و شناسه‌ی استاندارد بین‌المللی (ISNI) ۰۰۸۹-۵۹۰۷-۰۰۰۴-۰۰۰۰، برای دریافت درجه‌ی پس‌ادکتری از دانشگاه آزاد اسلامی زنجان (www.iauz.ac.ir) صورت گرفته است.

تقدیر و تشکر

با تشکر فراوان از بنیاد ملی نخبگان (www.bmn.ir)، که با حمایت مالی خود، زمینه‌ی پیشرفت هر چه بهتر و بیشتر طرح پژوهشی حاضر را برای نویسندگان فراهم کرده‌اند. امید است در پرتو عنایت‌های الهی، در حمایت از محققان و پژوهشگران کشور عزیزمان، برای اعتلای علمی و فرهنگی ایران قوی، همواره موفق و ثابت‌قدم باشند. ان‌شاء...

۶- بیشینه‌ی دامنه‌ی تغییرمکان پیرامون عارضه به میزان ۴/۴ در عامل ایزوتروپی ۰/۸۱۶ تعیین شده است.

۷- عملکرد ایزولاسیون حضور ناهمگنی بیضوی در کاهش پاسخ سطح زمین در قیاس با عارضه‌ی دایروی برتر بوده است.

۸- در ناهمگنی مربعی‌شکل، افزایش نسبت عمق عارضه از ۱/۵ به ۳/۰، موجب کاهش ۱/۰ واحدی بیشینه‌ی دامنه‌ی تغییرمکان سطح زمین در موقعیت استقرار عارضه و انتقال نقاط بحرانی به نواحی پیرامونی شده است.

تعارض منافع

پژوهش حاضر، با حمایت مالی بنیاد ملی نخبگان (www.bmn.ir) با

References – منابع

- Panji, M., Kamalian, M., Asgari Marnani, J. and Jafari, M.K., 2013. Transient analysis of wave propagation problems by half-plane BEM. *Geophys J Int*, 194(3), 1849-1865. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt200>
- Panji, M., Kamalian, M., Asgari Marnani, J. and Jafari, M.K., 2014. Analysing seismic convex topographies by a half-plane time-domain BEM. *Geophys J Int*, 197(1), 591-607. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu012>
- Panji, M., Mojtazadeh-Hasanlouei, S. and Yasemi, F., 2020. A half-plane time-domain BEM for SH-wave scattering by a subsurface inclusion. *Comp. Geosci.*, 134, 104342. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.104342>.
- Panji, M. and Mojtazadeh-Hasanlouei, S., 2018. Time-history responses on the surface by regularly distributed enormous embedded cavities: Incident SH-waves. *Earthq Sci*, 31, 1-17. <http://dx.doi.org/10.29382/eqs-2018-0137-3>
- Panji, M. and Mojtazadeh-Hasanlouei, S., 2020. Transient response of irregular surface by periodically distributed semi-sine shaped valleys: Incident SH-waves. *J Earthq Tsu*, 14(1), 2050005. <https://doi.org/10.1142/S1793431120500050>
- Li, Y.G., 1988. *Seismic wave propagation in anisotropic media with applications to denning fractures in the Earth* [Ph.D. dissertation]. University of Southern California.
- Babuska, V. and Cara, M. 1991. *Seismic anisotropy in the Earth*. Kluwer Academic Pub., Dordrecht, MA, 1991. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-3600-6>
- Aki, K., 1993. Local site effects on weak and strong ground motion. *Tectonophys*, 218(1-3), 93-111. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90262-I](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90262-I)
- Ke, J., 2012. A new model of orthotropic bodies. *Appl Mech Mater*, 204, 4418-4421. <https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/AMM.204-208.4418>
- Vinh, P.C., Anh, V.T.N. and Linh, N.T.K., 2016. Exact secular equations of Rayleigh waves in an orthotropic elastic half-space overlaid by an orthotropic elastic layer. *Int J Sol Struct*, 83, 65-72. <https://doi.org/10.1016/j.ijsolstr.2015.12.032>
- Gupta, S., Smita, S. and Pramanik, S., 2017. Refelction and refraction of SH-waves in an orthotropic layer sandwiched between two distinct dry sandy half-space. *Procedia Eng*, 173, 1146-1153. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2016.12.084>
- Rajak, B.P. and Kundu, S., 2019. Love wave propagation in a sandy layer under initial stress lying over a pre-stressed heterogeneous orthotropic half-space. *AIP Conference Proceedings*, 2061(1), 020015. <https://doi.org/10.1063/1.5086637>
- Aki, K. and Larner, K.L., 1970. Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH-waves. *J Geophys Res*, 75(5), 933-954. <https://doi.org/10.1029/JB075i005p00933>
- Varadan, V.K., Varadan, V.V. and Pao Y.H., 1978. Multiple scattering of elastic waves by cylinders of arbitrary cross section, I, SH-waves, *J Acoust Soc Am*, 63(5), 1310-1319. <https://doi.org/10.1121/1.381883>
- Campillo, M. and Bouchon, M., 1985. Synthetic SH-seismograms in a laterally varying medium by the discrete wavenumber method. *Geophys J Int*, 83, 307-317. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1985.tb05168.x>

16. Chen, J., Liu, Z.X. and Zou, Z.Z., 2002. Transient internal crack problem for a nonhomogeneous orthotropic strip (mode I). *Int J Eng Sci*, 40, 1761-1774. [https://doi.org/10.1016/S0020-7225\(02\)00038-1](https://doi.org/10.1016/S0020-7225(02)00038-1)
17. Rangelov, T.V., Manolis, G.D. and Dineva, P.S., 2010. Wave propagation in a restricted class of orthotropic inhomogeneous half-planes. *Acta Mechanica*, 210, 169-182. <https://doi.org/10.1007/s00707-009-0199-7>
18. Bagault, C., Nélias, D. and Baietto, M., 2012. Contact analyses for anisotropic half space: effect of the anisotropy on the pressure distribution and contact area. *Int J Sol Struct*, 134(3), 031401-031409. <https://doi.org/10.1016/j.ijsolstr.2012.11.002>
19. Sanchez-Sesma, F.J., Palencia, V.J. and Luzon, F., 2002. Estimation of local site effects during earthquakes: An overview. *ISET J Earthq Technol*, 39(3), 167-193.
20. Eidel, B. and Gruttmann, F., 2003. Elastoplastic orthotropy at finite strains: multiplicative formulation and numerical implementation. *Comput Mater Sci*, 28, 732-742. <https://doi.org/10.1016/j.commatsci.2003.08.027>
21. Sladek, J., Sladek, V., Zhang, C., Krivacek, J. and Wen, P., 2006. Analysis of orthotropic thick plates by meshless local Petrov-Galerkin (MLPG) method. *Int J Numer Methods Eng*, 67, 1830-1850. <https://doi.org/10.1002/nme.1683>
22. Petrolito, J., 2014. Vibration and stability analysis of thick orthotropic plates using hybrid-Trefftz elements. *Appl Math Model*, 38, 5858-5869. <https://doi.org/10.1016/j.apm.2014.04.026>
23. Nguyen, M., Nha, N., Bui, T.Q. and Tich, T.T., 2017. A novel numerical approach for fracture analysis in orthotropic media. *Sci Tech Dev J*, 20, 5-13.
24. Guler, M.A., Kucuksucu, A., Yilmaz, K. and Yildirim, B., 2017. On the analytical and finite element solution of plane contact problem of a rigid cylindrical punch sliding over a functionally graded orthotropic medium. *Int J Mech Sci*, 120(C), 12-29. <https://doi.org/10.1016/j.ijmecsci.2016.11.004>
25. Gupta, S., Smita, S. and Pramanik, S., 2017. SH-wave in a multilayered orthotropic crust under initial stress: A finite difference approach. *Cogent Math*, 4(1), <https://doi.org/10.1080/23311835.2017.1284294>
26. Comez, I., Yilmaz, K., Guler, M. and Yildirim, B., 2019. On the plane frictional contact problem of a homogeneous orthotropic layer loaded by a rigid cylindrical stamp. *Arch Appl Mech*, 89, 1403-1419. <https://doi.org/10.1007/s00419-019-01511-6>
27. Lee, J.K., Han Y.B. and Ahn, Y.J., 2015. SH-wave scattering problems for multiple orthotropic elliptical inclusions. *Adv Mech Eng*, 5, 1-14. <https://doi.org/10.1155/2013/370893>
28. Lee, J.K., Lee, H. and Jeong, H., 2016. Numerical analysis of SH-wave field calculations for various types of a multilayered anisotropic inclusion. *Eng Analy BE*, 64, 38-67. <https://doi.org/10.1016/j.enganabound.2015.11.015>
29. Dominguez, J., 1993. *Boundary elements in dynamics*, Comp Mech Pub, Southampton, Boston.
30. Panji, M. and Mojtazadeh-Hasanlouei, S., 2019. Seismic amplification pattern of the ground surface in presence of twin unlined circular tunnels subjected to SH-waves. *J Transp Infrac Eng*, 2019. <https://doi.org/10.22075/jtie.2019.16056.1342> [In Persian]
31. Panji, M. and Mojtazadeh-Hasanlouei, S., 2021. Surface motion of alluvial valleys subjected to obliquely incident plane SH-wave propagation. *J Earthq Eng*. <https://doi.org/10.1080/13632469.2021.1927886>
32. Panji, M. and Mojtazadeh-Hasanlouei, S., 2021. On Subsurface Box-Shaped Lined Tunnel under Incident SH-wave Propagation. *Front Struct Civ Eng*. <https://doi.org/10.1007/s11709-021-0740-x>
33. Panji, M. and Mojtazadeh-Hasanlouei, S., 2021. Seismic antiplane response of gaussian-shaped alluvial valley. *Sharif J Civ Eng*. <https://doi.org/10.24200/j30.2020.56151.2801> [In Persian]
34. Mojtazadeh-Hasanlouei, S., Panji, M. and Kamalian, M., 2020. On subsurface multiple inclusions model under transient SH-wave propagation. *Wave Rand Compl Med*. <https://doi.org/10.1080/17455030.2020.1842553>
35. Mojtazadeh-Hasanlouei, S., Panji, M. and Kamalian, M., 2021. A review on SH-wave propagation for orthotropic topographic features. *Bull Earthq Sci Eng*, 8(1), 1-15. <https://doi.org/10.48303/bese.2021.244240> [In Persian]
36. Leung, K.L., Vardoulakis, I.G., Beskos, D.E. and Tasoulas, J.L., 1991. Vibration isolations by trenches in continuously nonhomogeneous soil by the BEM. *Soil Dyn Earthq Eng*, 10, 172-179. [https://doi.org/10.1016/0267-7261\(91\)90030-4](https://doi.org/10.1016/0267-7261(91)90030-4)
37. Hisada, J., 1992. The BEM based on the Green's function of the layered half-space and the normal mode solution. In *Proceedings of Conference on Effects of Surface Geology*, Odawara.

38. Rajapakse, R.K.N.D. and Gross, D., 1995. Transient response of an orthotropic elastic medium with a cavity. *Wave Motion*, 21, 231-252. [https://doi.org/10.1016/0165-2125\(94\)00050-F](https://doi.org/10.1016/0165-2125(94)00050-F)
39. Zheng, T. and Dravinski, M., 1998. Amplification of SH-waves by an orthotropic basin. *Earthq Eng Struct Dyn*, 27, 243-257. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9845\(199803\)27:3<243::AID-EQE727>3.0.CO;2-J](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9845(199803)27:3<243::AID-EQE727>3.0.CO;2-J)
40. Zheng, T. and Dravinski, M., 1999. Amplification of waves by an orthotropic basin: Sagittal plane motion. *Earthq Eng Struct Dyn*, 28, 565-584. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9845\(199906\)28:6<565::AID-EQE825>3.0.CO;2-Q](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9845(199906)28:6<565::AID-EQE825>3.0.CO;2-Q)
41. Ahmad, S., Leyte, F. and Rajapakse, R.K.N.D., 2001. BEM analysis of two-dimensional elastodynamic problems of anisotropic solids. *J Eng Mech, ASCE*, 27(2), 149-156. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9399\(2001\)127:2\(149\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9399(2001)127:2(149))
42. Ge, Z., 2010. Simulation of the seismic response of sedimentary basins with constant-gradient velocity along arbitrary direction using boundary element method: SH-case. *Earthq Sci*, 23, 149-155. <https://doi.org/10.1007/s11589-009-0060-z>
43. Dineva, P., Manolis, G., Rangelov, T. and Wuttke, F., 2014. SH-wave scattering in the orthotropic half-plane weakened by cavities using BIEM. *Acta Acustica united Acustica*, 100, 266-276. <https://doi.org/10.3813/AAA.918706>
44. Mojtabazadeh-Hasanlouei, S., Panji, M. and Kamalian, M., 2022. Attenuated orthotropic time-domain half-space BEM for SH-wave scattering problems. *Geophys J Int*. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac032>
45. Kausel, E., 2006. *Fundamental solutions in elastodynamics*. Cambridge University Press, 9780511546112. Massachusetts Institute of Technology. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511546112>
46. Jin, F., Pekau, O.A. and Zhang, C.H., 2001. A 2-D time-domain boundary element method with damping. *Int J Numer Meth Eng*, 51(6), 647-661. <https://doi.org/10.1002/nme.172>
47. Barkan, D.D., 1962. *Dynamics of Bases and Foundations*, McGraw-Hill Series In Soils Engineering and Foundations.
48. Galvin, P. and Domínguez, J., 2007. Analysis of ground motion due to moving surface loads induced by high-speed trains, *Eng. Analy. B.E.*, 31(11), 931-941. <https://doi.org/10.1016/j.enganabound.2007.03.003>
49. Israil, A.S.M. and Banerjee, P.K., 1990. Advanced time-domain formulation of BEM for two-dimensional transient elastodynamics. *Int J Numer Methods Eng*, 29(7), 1421-1440. <https://doi.org/10.1002/nme.1620290704>
50. Ricker, N., 1953. The form and laws of propagation of seismic wavelets. *Geophys*, 18(1), 10-40. <https://doi.org/10.1190/1.1437843>
51. Dravinski, M. and Yu, M.C., 2011. Scattering of plane harmonic SH-waves by multiple inclusions. *Geophys J Int*, 186, 1331-1346. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05111.x>
52. Ahmed, H., 1989. Applications of mode-converted shear waves to rock-property estimation from vertical seismic profiling data. *Geophysics*, 54(4), 478-485. <https://doi.org/10.1190/1.1442674>
53. Niehoff, J.W., 2010. The Use of Geophysical Methods to Detect Abandoned Mine Workings. *GeoTrends* 2010, ASCE. [https://doi.org/10.1061/41144\(391\)11](https://doi.org/10.1061/41144(391)11)
54. Roy, S. and Stewart, R.R., 2012. Near-surface seismic investigation of barringer (meteor) crater, Arizona. *J Env Eng Geophys*, 17(3), 117-127. <https://doi.org/10.2113/JEEG17.3.117>
55. Ellefsen, K.J., Burton, W.C. and Lacombe, P.J., 2012. Integrated characterization of the geologic framework of a contaminated site in west trenton, New Jersey. *J Appl Geophys*, 79, 71-81. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.12.008>
56. Rucker, M.L., Crum, G., Meyers, R. and Lommler, J.C., 2005. Geophysical identification of evaporite dissolution structures beneath a highway alignment. *Sinkholes and the Eng Env Impacts Karst*, ASCE. [https://doi.org/10.1061/40796\(177\)70](https://doi.org/10.1061/40796(177)70)
57. Robinson, J.L. and Anderson, N.L., 2008. Geophysical Investigation of the Delaware Avenue Sinkhole Nixa, Missouri. *Sinkholes Eng Env Imp Karst*, ASCE. [https://doi.org/10.1061/41003\(327\)7](https://doi.org/10.1061/41003(327)7)
58. Nettles, S., Jarret, B. and Cross, E.C., 2010. Application of surface geophysics for providing a detailed geotechnical assessment of a large resort development site in anguilla, BWI. *GeoFlorida 2010, GSP* 199, ASCE. [https://doi.org/10.1061/41095\(365\)46](https://doi.org/10.1061/41095(365)46)
59. Parker, E.H. and Hawman, R.B., 2012. Multichannel analysis of surface waves (MASW) in karst terrain, southwest Georgia: implications for detecting anomalous features and fracture zones. *J Eng Env Geophys*, 17(3), 129-150. <https://doi.org/10.2113/JEEG17.3.129>
60. Lingle, R. and Jones, A.H., 1977. Comparison of log and laboratory measured P-wave and S-wave

- velocities. *Soc Prof Well Log Analysts*, 18th Annual Logging Symposium.
61. Eastwood, R.L. and Castagna, J.P., 1983. Basis for the Interpretation of Vp/Vs Ratiosd in Complex Lithologies. *Soc Prof Well Log Analysts*, 24th Annual Logging Symposium.
 62. Castagna, J.P., Batzle, M.L. and Eastwood, R.L., 1984. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, 50(4), 571-581. <https://doi.org/10.1190/1.1441933>
 63. Hiltunen, D.R., 2005. Practical applications of engineering geophysics to help solve tough problems and lead to improved technologies. *Soil Dyn Symp Honor Prof Richard D Woods*, GSP 134, ASCE. [https://doi.org/10.1061/40780\(159\)3](https://doi.org/10.1061/40780(159)3)
 64. Schön, J.H., 2015. Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics, Chapter 4. *Dev Petrol Sci*, 65, 109-118.
 65. Zhang, X., Tsang, L., Wang, Y. and Zhao, B., 2009. Petrologic composition model of the upper crust in Bohai Bay basin, China, based on Lamé impedances. *Applied Geophysics*, 6, 327-336. <https://doi.org/10.1007/s11770-009-0039-5>