

## شبیه‌سازی امواج الکتروسایزیک ایجادشده از یک موجک لرزه‌ای در

### محیط دولایه

منصوره منتهایی\* و محمدعلی ریاحی\*

\* مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵

(دریافت مقاله: ۸۳/۳/۲۷، پذیرش مقاله: ۸۴/۸/۲۴)

#### چکیده

آشفته‌گی‌های مکانیکی و الکترومغناطیسی، در محیط متخلخل و اشباع از سیال، با یکدیگر جفت می‌شوند. این جفت‌شدگی بدین ترتیب است که عبور یک موج لرزه‌ای از محیط مذکور سبب حرکت نسبی بین سیال - جامد می‌شود. سپس این حرکت به نوبه خود جریان شارشی الکتریکی را القا می‌کند. به عبارتی دیگر هنگامی که یک پالس لرزه‌ای از یک تقابل در خواص شیمیایی سیال یا الاستیکی محیط عبور کند، بی‌توازی در شارش این جریان الکتریکی به وجود می‌آید. این نبود توازن باعث جدایش بارهای دوقطبی و چندقطبی الکتریکی در دو طرف سطح مشترک یک محیط لایه‌ای می‌شود که بر اثر آن، آشفته‌گی‌های الکترومغناطیسی که در سطح زمین قابل اندازه‌گیری‌اند، تولید می‌شود. در این مقاله چگونگی تولید و انتشار موج سایزموالکتریکی در محیط متخلخل لایه لایه و اشباع از سیال، بررسی و شبیه‌سازی شده است. در مرحله شبیه‌سازی از معادلات حاکم بر این پدیده که پراید (۱۹۹۴) آن را ارائه کرده و همچنین از زوج معادلات بیوت و ماکسول که با معادلات انتقالی شار- نیرو به دست آمده، استفاده شده است. در این بررسی برای محاسبه الکترولرزه‌نگاشت‌های مربوطه از روش ماتریس بازتاب و انتقال تعمیم یافته (GRTM) استفاده شده است.

واژه‌های کلیدی: الکتروسایزیک، آشفته‌گی‌های الکترومغناطیسی، انتقال شار- نیرو، ماتریس بازتاب، شبیه‌سازی

#### ۱ مقدمه

متخلخل اشباع از سیال را به دست آورد. این پیشرفت‌های تحلیلی امکان شبیه‌سازی پدیده جفت‌شدگی الکتروسیستیکی را برای درک بهتر خواص این پدیده و پتانسیل آن در آشکارسازی سیال‌های زیر سطحی فراهم کرد.

به طور نظری نشان داده شده که موج لرزه‌ای در حال گذر از داخل ماده متخلخل اشباع از سیال، موجب جدایش بار الکتریکی می‌شود. این پدیده در نتیجه شارش سیال درون حفره‌ها که با گرادیان‌های فشاری تولید شده، به وجود آمده است. بنابراین میدانی الکتریکی در درون موج تراکمی منتشر شونده در داخل چنین ماده‌ای ایجاد می‌شود. دومین نوع از پاسخ‌های سایزموالکتریکی زمانی حاصل می‌شود که موج لرزه‌ای از سطح مشترک در

در طی چند دهه گذشته محققین گوناگون آزمایش‌های متعدد صحرائی به روش سایزموالکتریکی را به منظور درک بهتر پدیده الکتروسیستیکی عملی ساخته‌اند (تامسون ۱۹۳۶، مارتنر و اسپارکس ۱۹۵۹، برودینگ و همکاران ۱۹۶۳). در این میان تجربیات صحرائی موفقی که در سال‌های اخیر صورت پذیرفت (کنت، ۱۹۸۳؛ تامسون و گیست، ۱۹۹۳) سبب ایجاد علائق جدید به بررسی دقیق‌تر این سازوکار خاص شده است (باتلر و همکاران، ۱۹۹۴ و ۱۹۹۶؛ راسل و همکاران، ۱۹۹۷؛ میخائیلو و همکاران، ۱۹۹۷ و ۲۰۰۰؛ بیمیش، ۱۹۹۹؛ گارامبوس و دایتریچ، ۲۰۰۱). این علائق هنگامی بیشتر شد که پراید (۱۹۹۴) معادلات ماکروسکوپی حاکم بر جفت‌شدگی بین میدان‌های موج لرزه‌ای و الکترومغناطیسی در یک محیط

است که در ادامه به طور خلاصه از آن‌ها یاد می‌شود و مدل مورد استفاده در مرحله شبیه‌سازی عددی نیز مورد بحث قرار می‌گیرد.

## ۲ معادلات کنترل کننده انتشار موج الکتروسیزمیک

فرض بر این است که انتشار امواج الاستیک در محیط متخلخل و اشباع از سیال، با معادلات بیوت (Biot) کنترل می‌شود. در این صورت در حوزه بسامدی ( $\omega$ ) داریم:

$$\bar{\nabla} \cdot \bar{\tau} = -\omega^2 [\rho \bar{u} + \rho_f \bar{w}] \quad (1)$$

$$\bar{\tau} = [k_G \bar{\nabla} \cdot \bar{u} + c \bar{\nabla} \cdot \bar{\omega}] \underline{I} + G \left[ \bar{\nabla} \bar{u} + \nabla \bar{u}^T - \frac{2}{3} \bar{\nabla} \cdot \bar{u} \underline{I} \right] \quad (2)$$

$$-p = c \bar{\nabla} \cdot \bar{u} + M \bar{\nabla} \cdot \bar{W} \quad (3)$$

در رابطه بالا پارامترهای  $\bar{\tau}$ ، بالک استرس در محیط،  $p$  فشار در سیال حفره‌ای،  $\bar{u}$  جابه‌جایی قسمت جامد و  $\bar{W}$  حرکت نسبی سیال-جامدند. علامت  $\rho$  چگالی بالک محیط و  $\rho_f$  چگالی سیال را نشان می‌دهد.  $G$ ،  $c$  و  $M$  مدول بیوت و سختی‌های محیط‌اند که در ادامه بیان می‌شوند. همچنین  $\underline{I}$  تانسور همانی است.

اثرات الکترومغناطیسی در یک محیط با معادلات ماکسول توضیح داده می‌شوند:

$$\bar{\nabla} \times \bar{E} = i\omega \bar{B} \quad (4)$$

$$\bar{\nabla} \times \bar{H} = -i\omega \bar{D} + \bar{J} \quad (5)$$

$$\bar{D} = \varepsilon_0 \left[ \frac{\Phi}{\alpha_\infty} (k_f - k_s) + k_s \right] \bar{E} \quad (6)$$

$$\bar{B} = \mu_0 \bar{H} \quad (7)$$

که در رابطه بالا پارامترهای  $\bar{J}$  چگالی جریان الکتریکی،  $\bar{E}$  شدت میدان الکتریکی،  $\bar{H}$  شدت میدان مغناطیسی،  $\bar{B}$  القاء مغناطیسی،  $\varepsilon_0$  گذردهی،  $\mu_0$  نفوذپذیری خلاء،  $k_f$  گذردهی نسبی سیال و  $k_s$  گذردهی نسبی در جامد است.

خواص مواد (الاستیکی یا شیمیایی) عبور کند. در این حالت جدایش بار الکتریکی درون موج آشفته می‌شود و بی‌تقارنی به‌وجود می‌آید، این نبود تقارن، پدیده‌ای را ایجاد می‌کند که می‌توان آن‌را با اثر یک دوقطبی نوسان‌کننده در ناحیه اول فرنل تقریب زد (هارتسن و پراید، ۱۹۹۷).

هرچند تبدیلات بین انرژی لرزه‌ای و الکترومغناطیسی به‌خوبی درک می‌شوند، روش مدل‌سازی عددی به‌منظور آشکارسازی و تعیین مقدار این پدیده‌ها و طراحی هندسه بهینه برای برداشت داده در صحرا، لازم به نظر می‌رسد. همچنین مقایسه جزئی شبیه‌سازی‌های عددی و داده‌های حقیقی به‌منظور بهینه کردن نظری این پدیده که هنوز تطابق تجربی بیشتری را لازم دارد مفید خواهد بود.

در این مقاله ابتدا معادلات ماکروسکوپی کنترل کننده جفت‌شدگی میدان‌های امواج لرزه‌ای و الکترومغناطیسی در ماده متخلخل اشباع از سیال مورد بررسی قرار گرفته و سپس امواج الکترومغناطیسی ایجادشده در نتیجه تابش یک موجک لرزه‌ای به سطحی مشترک، مدل‌سازی شده است. روش ارائه شده در این مقاله بر اساس روش ماتریس بازتاب و انتقال (generalized reflection and transmission matrix, GRTM) که کنت و کری (۱۹۷۹) آن را تعمیم داده‌اند، صورت گرفته است. این روش امکان بررسی انتشار موج الکترومغناطیسی و لرزه‌ای جفت شده، در محیط متخلخل اشباع از سیال را میسر می‌سازد.

در این مقاله شبیه‌سازی عددی براساس مدل لایه‌ای از جنس ماسه‌سنگ به ضخامت ۱۰۰ متر صورت گرفته است، به این ترتیب که لایه ماسه‌ای، بین دو نیم‌فضای یکسان که تخلخل کمتری نسبت به آن دارند قرار گرفته است. این شبیه‌سازی عددی براساس معادلات الکترومغناطیسی و الاستیکی جفت شده (پراید، ۱۹۹۴)

دینامیکی و  $L(\omega)$  ضریب جفت‌شدگی الکتروسینتیکی. عبارتهای بیان‌کنندهٔ بسامد، خواص اجزاء تشکیل‌دهنده و وابستگی این ضرائب به هندسهٔ حفره را بپردازید (۱۹۹۴)، استخراج کرده است.

اگر  $L$  برابر صفر قرار داده شود، معادلات مکانیکی و الکترومغناطیسی جفت شده به ترتیب به معادلات بیوت و ماکسول تجزیه می‌شوند.

- برای مواد متخلخل دو فاز (سیال و جامد)،  $K_G$  (مدول بالک گاسمن)،  $C$  و  $M$  را می‌توان به مدول‌های بالک فازهای جامد و سیال ( $K_s$  و  $K_f$ ) و مدول بالک چارچوب دانه‌ای ( $K_{fr}$ ) به شکل زیر مربوط کرد:

$$K_G = \frac{K_{fr} + \phi K_f + (1 + \phi) K_s D}{1 + D} \quad (10)$$

$$C = \frac{K_f + K_s D}{1 + D} \quad (11)$$

$$M = \frac{1}{\phi} \frac{k_f}{1 + D} \quad (12)$$

که در این معادلات، پارامتر  $D$  به شکل زیر تعیین شده است:

$$D = \frac{K_f}{\phi K_s^2} [(1 - \phi) K_s - K_{fr}] \quad (13)$$

که در این معادلات، پارامتر  $\phi$  نشان‌دهندهٔ تخلخل است. ضریب سختی  $G$ ، مدول برشی چارچوب دانه‌ها است که می‌توان آن را یا به صورت تجربی و یا از مدل‌های نظریهٔ برآوردی برای حفرهٔ خاص و یا هندسهٔ خاص دانه‌ای تعیین کرد. به طور کلی این ضرائب مختلط و مستقل از بسامدند و باعث تضعیف می‌شوند. به منظور راحتی بیشتر محاسبات، به جای مدول گاسمن، از پارامتر سختی  $H$  که به صورت زیر معرفی می‌شود، استفاده می‌کنند.

$$H = K_G + 4 \frac{G}{3} \quad (14)$$

$\phi$  تخلخل محیط و  $\alpha_\infty$  پیچ‌خوردگی (distortion) آن است.

این معادلات در مقیاس دانه‌بندی سنگ‌ها و شرایط مرزی برای فازهای سیال و جامد در سنگ بیان شده‌اند، سپس از این معادلات میانگین حجمی گرفته می‌شود تا بتوان معادلات ماکروسکوپی مورد نظر را به دست آورد. اما در مورد انتگرال‌های متعدد ارائه شده در معادلات ماکروسکوپی انتقالی، لازم است که میدان‌های محلی شارش سیالی و الکتریکی و فضای حفره‌ای، به میدان‌های ماکروسکوپی تولید‌کننده‌شان مربوط شوند، بنابراین در قدم بعدی، مسائل شرایط مرزی کنترل‌کنندهٔ میدان‌های مقیاس حفره‌ای، مورد توجه قرار می‌گیرد و سپس انتگرال‌های باقی‌مانده محاسبه می‌شوند تا ضرائب انتقالی ماکروسکوپی به دست آیند. از طرف دیگر فرض می‌شود که جفت‌شدگی میدان‌های الکترومغناطیسی و الاستیکی به علت جریان‌های الکتریکی شارشی و الکترواستاتیکی است. این اثرها در معادلات انتقالی برای محیط دخالت دارند. با طی مراحل که اشاره شد، معادلات انتقالی زیر به دست می‌آیند:

$$\bar{J} = \sigma(\omega) \bar{E} + L(\omega) [-\bar{\nabla} p + \omega^2 \rho_f \bar{u}] \quad (8)$$

$$-i\omega \bar{W} = L(\omega) \bar{E} + \frac{k(\omega)}{\eta} [-\bar{\nabla} p + \omega^2 \rho_f \bar{u}] \quad (9)$$

در این معادلات، پارامترهای  $\sigma(\omega)$  هدایت الکتریکی وابستهٔ بسامدی محیط،  $k(\omega)$  نفوذپذیری،  $\eta$  ویسکوزیته سیال و  $L(\omega)$  ضریب جفت‌شدگی الکتروسینتیکی‌اند.

معادلات (۸) و (۹) معادلات انتقالی هستند که در طی آن‌ها میدان‌های الکترومغناطیسی (EM) و لرزه‌ای جفت می‌شوند. ضرائب مختلط و وابسته بسامدی در این معادلات عبارت‌اند از:

-  $\sigma(\omega)$  هدایت الکتریکی ماده،  $k(\omega)$  نفوذپذیری

می‌توان به دو دستگاه مستقل در یک تمام‌فضای همسان و همگن تقسیم کرد:

۱. مجموعه PSVTM که انتشار امواج  $p$  سریع ( $p_f$ )، امواج کند بیوت ( $p_s$ ) و امواج  $s$  قطبش یافته در صفحه قائم انتشار (SV) را با امواج EM با یک قطبش عرضی میدان مغناطیسی TM جفت می‌کند.

۲. مجموعه SHTE که انتشار امواج  $s$  قطبیده به صورت افقی (SH) را با امواج EM مشخص شده با قطبش عرضی میدان الکتریکی (TE)، جفت می‌کند.

بردارهای  $\vec{B}$  این دو دستگاه به شکل زیر نوشته می‌شوند:

$$\vec{B}^{\text{PSVTM}} = [\hat{u}_1, \hat{u}_2, \hat{w}_z, \hat{\tau}_1, \hat{\tau}_{zz} - \hat{p}, \hat{H}_2, \hat{E}_1] \quad (19)$$

$$\vec{B}^{\text{SHTE}} = [\hat{u}_2, \hat{\tau}_2, \hat{H}_1, \hat{E}_2] \quad (20)$$

که در اینجا پارامترهای  $\hat{u}$ ، جابه‌جایی میانگین ماکروسکوپی دانه‌های جامد،  $\hat{w}$  جابه‌جایی داری تعیین شده به صورت:  $\hat{w} = \phi(\hat{u}_f - \hat{u})$  که  $\phi$  تخلخل،  $\hat{u}_f$  جابه‌جایی میانگین ماکروسکوپی سیال و  $\hat{\tau}$  تانسور بالک استرس تعیین شده به صورت  $\hat{\tau} = \phi\hat{\tau}_f + (1-\phi)\hat{\tau}_s$  است. در اینجا  $\hat{\tau}_f$  و  $\hat{\tau}_s$  میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی را نشان می‌دهند. شرایط مرزی (پراید و هارتسن، ۱۹۹۶) پیوستگی بردار  $\vec{B}$  را در دو طرف سطحی مشترک، لازم می‌دارند.

#### ۴ تجزیه میدان‌های امواج لرزه-الکترومغناطیسی

در لایه همگن، متخلخل و اشباع از سیال، میدان‌های موجی متفاوت یعنی جابه‌جایی‌ها، استرس‌ها و میدان‌های الکترومغناطیسی را می‌توان به اجزای موج بالارونده و پایین‌رونده تقسیم کرد. این کار اجازه می‌دهد تا بردار جابه‌جایی-استرس-EM ( $B$ ) را به بردار موجی  $\vec{V}$  مشتمل بر پتانسیل‌های بالارونده و پایین‌رونده تجزیه کنیم، که در نتیجه خواهیم داشت:

#### ۳ معادلات حاکم تغییر یافته در محیط لایه-لایه

از آنجایی که محیط لایه-لایه تقارن محوری دارد و چشمه‌ها نقطه‌ای فرض شده‌اند، از دستگاه مختصات استوانه‌ای ( $r, z, \phi$ ) که در آن  $z$  عمق لایه است استفاده می‌شود. چشمه‌های نقطه‌ای روی محور مختصات  $r=0$ ، قرار گرفته‌اند. تعریف‌هایی که در ادامه می‌آیند، مؤلفه‌های افقی و مشتق‌های افقی میدان‌های موجی متفاوت را شامل می‌شوند.

$$U_v = \frac{1}{r} \left[ \frac{\partial}{\partial r}(ru) + \frac{\partial}{\partial \phi} u_\phi \right] \quad (15)$$

$$U_H = \frac{1}{r} \left[ \frac{\partial}{\partial r}(ru_\phi) - \frac{\partial}{\partial \phi} u_r \right] \quad (16)$$

$$T_v = \frac{1}{r} \left[ \frac{\partial}{\partial r}(rT_{rz}) + \frac{\partial}{\partial \phi} T_{\phi z} \right] \quad (17)$$

در حالت خاص برای یک محیط لایه-لایه، هارتسن و پراید (۱۹۹۷) مجموعه معادلات اشاره شده در بالا را به دستگاه شناخته شده‌ای از معادلات دیفرانسیلی وابسته عمقی مرتبه اول که به شکل زیر نوشته می‌شود تبدیل کردند:

$$\frac{\partial}{\partial z} \vec{B} = \vec{A} \cdot \vec{B} + \vec{F} \quad (18)$$

که در این جا  $\vec{B}$  بردار جابه‌جایی-استرس-EM را نشان می‌دهد و  $\vec{F}$  بردار چشمه است. ماتریس  $A$  در ادامه تعیین می‌شود. تبدیلات صورت گرفته به منظور به دست آوردن معادله (۱۸) مشابه با کاری است که در ابتدا کنت و کری (۱۹۷۹) در مورد حالت کشسان عملی ساختند، یعنی تجزیه موج استوانه‌ای در حوزه بسامد موجی که با تجزیه هر میدان موجی به مؤلفه‌های افقی و عمودی، همراه بود. این مانند موردی است که ابتدا هادسن (۱۹۶۹) پیشنهاد کرده بود.

مجموعه معادلاتی که بدین ترتیب به دست آمده‌اند را

ماتریس‌های (۳×۴) هستند.  $Mf_D$  و  $Mf_u$  تبدیلات میدان مغناطیسی و  $Ef_D$  و  $Ef_u$  تبدیلات میدان الکتریکی‌اند. این کمیت‌ها ماتریس‌های (۱×۴) برای سامانه PSVTM هستند. همه ماتریس‌های اشاره شده تا اینجا برای حالت SHTE و به صورت (۱×۲) هستند.

#### ۵ بازتاب و عبور از سطح مشترک

معادلات (۲۲) و (۲۳) نشان می‌دهند که یک موج تابیده به سطح مشترک جداکننده دو محیط متخلخل، ۴ موج بازتابیده و ۴ موج عبورکننده در حالت PSVTM و دو موج تابیده و دو موج عبورکننده در حالت SHTE تولید می‌کند.

در این بخش روش اشاره شده کنت و کری (۱۹۷۹) به کار رفته است تا ضرایب عبور و بازتاب در سطح مشترک به دست آید. شرایط مرزی که پیوستگی جابه‌جایی‌ها، استرس‌ها و میدان‌های الکترومغناطیسی در یک سطح مشترک واقع در عمق  $Z$  را بیان می‌کند، نشان می‌دهد که:

$$B(\bar{z}) = B(z^+) \quad (25)$$

بنابراین از معادله (۲۱) می‌توانیم ماتریس انتشاردهنده موج،  $Q$  را معرفی کنیم:

$$V_-(z^-) = Q(z^-, z^+) \times V_+(z^+) \quad (26)$$

$$\text{یا } Q(z^-, z^+) = D_-^{-1}(z^-) D_+(z^+) \quad (27)$$

که نتیجه آن ماتریس (۸×۸) برای حالت PSVTM و ماتریس (۴×۴) برای مورد SHTE است. در اینجا  $D^{-1}$  محاسبه‌ها به‌طور تحلیلی و با استفاده از خواص تقارن  $A$ ، همان‌طور که هارتسن و پراید (۱۹۹۷) پیشنهاد کرده بودند، محاسبه شد.

حال یک تقسیم‌بندی از  $Q$  به صورت زیر در نظر گرفته می‌شود:

$$B = D \bar{V} \quad (21)$$

که در اینجا  $B$  با توجه به معادلات ۱۹، ۲۰ و  $\bar{V}$  به صورت زیر است:

$$V^{PSVTM} = \begin{bmatrix} V_u^{pf}, V_u^{ps}, V_u^{sv}, V_u^{TM}, V_D^{pf} \\ V_D^{ps}, V_D^{sv}, V_D^{TM} \end{bmatrix} \quad (22)$$

$$V^{SHTE} = [V_u^{SH}, V_u^{TE}, V_D^{SH}, V_D^{TE}] \quad (23)$$

اندیس‌های  $D$  و  $u$  به ترتیب "بالارونده" و "پایین‌رونده" را تعیین می‌کنند.

ستون‌های ماتریس  $D$ ، بردارهای ویژه همراه ماتریس دستگاه  $A$  مربوط به هر لایه را شامل می‌شوند. مؤلفه‌های  $A$  را هارتسن و پراید (۱۹۹۷) در یک تمام‌فضای همگن و همسان‌گرد برای هر دو حالت PSVTM و SHTE، استخراج کرده‌اند. چون گزینه‌ای دلخواه برای مقیاس‌بندی کردن هر بردار ویژه‌ای وجود دارد، در اینجا هم مثل پراید و هارتسن (۱۹۹۶)، بردارهای ویژه با توجه به میانگین بردار پوینتینگ در دو طرف صفحه‌ای افقی، نرمالایز شده‌اند. چنین کاری ثبات بین انرژی الکترومغناطیسی الاستیکی حفره‌ای را که از سطحی مشترک عبور می‌کنند، تضمین می‌کند. ابعاد ماتریس  $D$  در حالت PSVTM و SHTE به ترتیب (۸×۸) و (۴×۴) است.

به طور مشابه و با استفاده از فرمول‌بندی مورد استفاده توسط کنت و کری (۱۹۷۹) ماتریس  $D$  را می‌توان به صورت زیر تقسیم‌بندی کرد:

$$\bar{D} = \begin{bmatrix} M_u & M_D \\ N_u & N_D \\ Mf_u & Mf_D \\ Ef_u & Ef_D \end{bmatrix} \quad (24)$$

که در اینجا  $M_D$  و  $M_u$  پتانسیل‌های موجی پایین‌رونده و بالارونده را به جابه‌جایی‌های تبدیل می‌کنند،  $N_u$  و  $N_D$  همین کار را برای استرس‌ها عملی می‌سازند. برای سامانه موجی PSVTM این چهار اپراتور به صورت

و هوا، پیروی کند. با استفاده از این روابط، هارتسن و پراید (۱۹۹۷) ماتریس‌های بازتاب و انتقال را برای سامانه‌های موجی SHTE و PSVTM به‌دست آوردند که در اینجا هم از همین ماتریس‌ها برای مدل‌سازی استفاده شده است.

#### ۶ شبیه‌سازی

در این مرحله برای درک بهتر پدیدهٔ تبدیلات موج الکتروسایزمیکی و پتانسیل آن در آشکارسازی سیال‌های زیرسطحی شبیه‌سازی عددی بر اساس مدل لایه‌ای از جنس ماسه‌سنگ به ضخامت ۱۰۰ متر صورت گرفت. لایه یادشده بین دو نیم‌فضای یکسان که تداخل کمتری نسبت به آن دارند در نظر گرفته شد. خواص شیمیایی سیالی در هر سه لایه یکسان است، مدل مورد استفاده در شکل ۱ نشان داده شده است. در این مدل فاصلهٔ بین ایستگاه‌های گیرنده ۱۰ متر در نظر گرفته شده پارامترهای محیطی دو نیم‌فضا و لایه ماسه‌ای یادشده در جدول ۱ داده شده است. همچنین مقادیر سرعت امواج تراکمی  $p$  سریع، تراکمی  $p$  کند و موج برشی و موج الکترومغناطیسی (EM) براساس این خواص بنیادین محیط داده شده است. سرعت‌های متفاوت و رسانایی‌های بالک محاسبه شده، در جدول ۲ آمده است.

همان‌طور که ذکر شد، هدف از این شبیه‌سازی بررسی تبدیلات موج الکتروسایزمیکی در نتیجهٔ تغییر در خواص مکانیکی بوده است. برای این شبیه‌سازی عددی، زوج معادلات الکترومغناطیسی و الاستیکی (پراید، ۱۹۹۴)، مورد استفاده قرار گرفت و براساس آن، نرم‌افزار لازم نوشته شد. مدل‌سازی با استفاده از پارامترهای مدل (شکل ۱) و پارامترهای داده شده در جدول‌های ۱ و ۲ در حکم ورودی، صورت گرفت. الکترو لرزه‌نگاشت‌های محاسبه شده، در شکل ۲ نشان داده شده‌اند. در این شکل دو ردیف سیگنال دیده می‌شوند که با حروف A و B

$$Q(z^-, z^+) = \begin{pmatrix} Q_{uu} & Q_{uD} \\ Q_{Du} & Q_{DD} \end{pmatrix} \quad (28)$$

که مؤلفه‌های این ماتریس به‌صورت زیرماتریس‌های  $(4 \times 4)$  برای حالت PSVTM و  $(2 \times 2)$  برای حالت SHTE درمی‌آیند. با چنین فرمول‌بندی، ماتریس‌های بازتاب و عبور در یک سطح مشترک به‌طور مستقیم از معادلات استخراج شدهٔ کنت و کری به‌دست می‌آیند:

$$T_D = Q_{DD}^{-1} \quad (29)$$

$$R_D = Q_{uD} Q_{DD}^{-1} \quad (30)$$

$$R_u = Q_{uD} Q_{DD}^{-1} \quad (31)$$

$$T_u = Q_{uu} - Q_{uD} Q_{DD}^{-1} Q_{Du} \quad (32)$$

در حالت PSVTM، ماتریس‌های بازتاب و انتقال ماتریس‌های  $(4 \times 4)$  هستند که مشتمل بر ضرائب بازتاب و عبور هرگونه موجی در سطح مشترک‌اند. ماتریس  $R_D$  به شکل زیر نوشته می‌شود:

$$R_D = \begin{bmatrix} I_D^{P_f P_f} & I_D^{P_f P_s} & I_D^{P_f SV} & I_D^{P_f TM} \\ I_D^{P_s P_f} & I_D^{P_s P_s} & I_D^{P_s SV} & I_D^{P_s TM} \\ I_D^{SVP_f} & I_D^{SVP_s} & I_D^{SVSV} & I_D^{SVTM} \\ I_D^{TMP_f} & I_D^{TMP_s} & I_D^{TMSV} & I_D^{TMTM} \end{bmatrix} \quad (33)$$

عبارت  $V_D^{TMP_f}$  دامنهٔ موج TM منتشر شونده به سمت بالا را نشان می‌دهد که از تبدیل یک موج لرزه‌ای تابیده شده به سمت پایین با دامنهٔ واحد ( $P_f$ ) در سطحی مشترک ایجاد می‌شود.

شرایط مرزی مشخص برای انتشار موج EM و لرزه‌ای جفت‌شده در سطح مشترک را هارتسن و پراید (۱۹۹۷) بیان کرده‌اند. این شرایط مرزی مستلزم آن است که:

۱. استرس‌های قائم، مماس و فشار سیالی از بین بروند.
۲. میدان‌های الکترومغناطیسی از شرایط مرزی عادی در سطح مشترک جداکنندهٔ محیط متخلخل نزدیک سطح

سیگنال‌هایی که به صورت هذلولی روی شکل ۲ دیده می‌شوند (سری سیگنال‌های B)، همان زمان رسید بازتاب موج از نوع p-p هستند و علت آن است که امواج p عبور کننده در طول لایه متخلخل و همگن، گرادپان‌های فشاری ایجاد می‌کنند. این باعث جدایش بارها به صورت قائم بر جبهه موج و درون پالس موجی می‌شود یعنی یک میدان الکتریکی به همراه موج p در حکم بخشی از پاسخ ماده حرکت می‌کند.

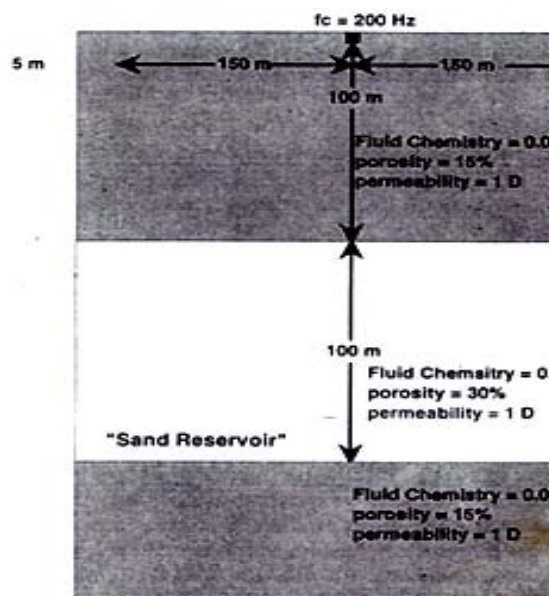
مشخص شده‌اند. سری A، سیگنال‌های حاصل از مؤلفه‌های میدان موج الکترومغناطیسی تبدیل یافته‌اند که در همه گیرنده‌ها به طور همزمان و تقریباً در نصف زمان سیر دو طرفه ردیف سیگنال‌های B دریافت شده‌اند. علت کاهش زمان آن است که امواج الکترومغناطیسی نسبت به امواج آکوستیکی با سرعت بسیار زیادتری منتشر می‌شوند. در نتیجه زمان صرف شده این امواج در حرکت به سمت بالا، قابل صرف نظر کردن است.

جدول ۱. پارامترهای محیطی استفاده شده در مدل‌سازی عددی (هارتسن و پراید، ۱۹۹۷).

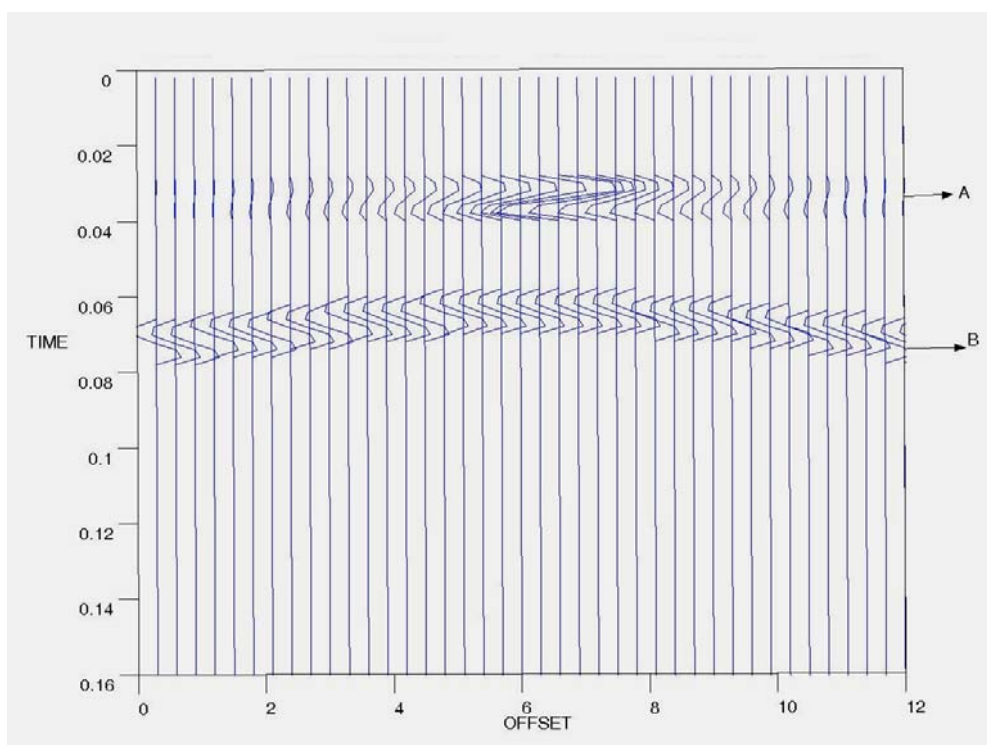
Property	Top and Bottom Half-Spaces	Sand Layer
Porosities $\phi$ ,	15	30
dc permeability $k$ , m <sup>2</sup>	$10^{-12}$	$10^{-11}$
Bulk modulus solid $k_s$ , Pa	$3.6 \times 10^{10}$	$3.6 \times 10^{10}$
Bulk modulus fluid $k_f$ , Pa	$2.2 \times 10^9$	$2.2 \times 10^9$
Frame bulk modulus $k_{fr}$ , Pa	$9.0 \times 10^9$	$7.0 \times 10^9$
Frame shear modulus $g_{fr}$ , Pa	$7.0 \times 10^9$	$5.0 \times 10^9$
Fluid viscosity $\eta$ , Pas	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-3}$
Density solid $\rho_s$ , Kg/m <sup>3</sup>	$2.7 \times 10^3$	$2.7 \times 10^3$
Density fluid $\rho_f$ , Kg/m <sup>3</sup>	$1.0 \times 10^3$	$1.0 \times 10^3$
Salinity $C$ , mol/L]	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-3}$
Temperature $T$ , K	298	298
Permittivity $\kappa_f$	80	80
Permittivity $\kappa_s$	4	4
Tortuosity $\alpha_\infty$	3	3

جدول ۲. سرعت‌های میدان موجی مختلط محاسبه شده که در مدل‌سازی به کار رفته‌اند (هارتسن و پراید، ۱۹۹۷).

Property	Upper and Lower Half-Spaces	Sand Reservoir Layer
Fast-wave velocity, m/s	(3282.62, -0.1037)	(3158.56, -0.7419)
Slow-wave velocity, m/s	(21.2/146.2, -13.3/-119.1)	(16.7/111.6, -10.5/-100.3)
Shear-wave, m/s	(1769.14, -1.39)	(1669.25, -1.53)
TM wave velocity, m/s	(318890/2.04 $10^6$ , -201223/-2.02 $10^6$ )	(7159/45665, -4517/-45326)
Conductivity $\sigma$ , S/m	$3.88 \times 10^{-4}$	$3.88 \times 10^{-4}$



شکل ۱. مدل لایه‌ای که مخزن ماسه‌ای نفوذپذیر ضخیم را در بر گرفته در مدل‌سازی به کار رفته است.



شکل ۲. الکترو لرزه‌نگاشت‌های مدل‌سازی شده حاصل از لایه مخزن ماسه‌ای نفوذپذیر شکل ۱.



- Haartsen, M. W., and Pride, S. R., 1997, Electrostatic waves from point sources in layered media: *J. Geophys. Res.*, **102**, 24745-24769.
- Hudson, J. A., 1969, A quantitative evaluation of seismic signals at teleseismic distances, I, Radiation from point sources: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **18**, 233-249.
- Kennett, B. L. N., 1983, *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*, 342 pp., Cambridge University Press.
- Kennett, B. L. N., and Kerry, N. J., 1979, Seismic waves in stratified half space: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **57**, 557-583.
- Martner, S. T., and Sparks, N. R., 1959, The electrostatic effect: *Geophys.*, **24**, 297-308.
- Mikhailov, O. V., Haartsen, M. W., and Toksoz, M. N., 1997, Electrostatic investigation of the shallow subsurface: Field measurements and numerical modeling: *Geophys.*, **62**, 97-105.
- Mikhailov, O. V., Queenz, J., and Toksoz, M. N., 2000, Using borehole electrostatic measurements to detect and characterize fractured (permeable) zones: *Geophys.*, **65**, 1098-1112.
- Pride, S., 1994, Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media: *Phys. Rev. B.*, **50**, 15678-15696.
- Pride, S. R., and Haartsen, M. W., 1996, Electrostatic wave properties: *J. Acoust. Soc. Am.*, **100**, 1301-1315.
- Russell, R. D., Butler, K. E., Kepic, A. W., and Maxwell, M., 1997, Seismoelectric exploration: *The Leading Edge*, **16**, 1611-1615.
- Thompson, R. R., 1936, The seismic electric effect: *Geophys.*, **1**, 327-335.
- Thompson, A. H., and Gist, G. A., 1993, Geophysical applications of electrokinetic conversion: *The Leading Edge*, **12**, 1169-1173.

## ۷ نتیجه‌گیری

در این مطالعه چگونگی تبدیل موج آکوستیکی به موج الکترومغناطیسی در طی یک برهم‌کنش مکانیکی، مورد بررسی قرار گرفت. روشن شد که مراحل تبدیل بدین‌صورت است: موج تراکمی (p) تابیده شده به صورت موج تراکمی p و موج برشی از نوع (SV) تجزیه می‌شود و سپس موج p تجزیه شده به موج الکترومغناطیسی تبدیل می‌شود و به سطح باز می‌تابد. برای درک بهتر این پدیده، انتشار موج سائزموالکتریکی در محیط متخلخل لایه‌لایه و اشباع از سیال مورد بررسی قرار گرفت و روشن شد که میدان‌های امواج آکوستیکی و الکترومغناطیسی با استفاده از روش ماتریس بازتاب و انتقال تعمیم یافته به یکدیگر قابل تبدیل‌اند. استفاده از روش یادشده سبب شد که امکان بررسی انتشار موج الکترومغناطیسی و لرزه‌ای جفت شده، در محیط متخلخل اشباع از سیال، فراهم شود.

## تشکر و قدردانی

از حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران تشکر و قدردانی می‌شود.

## منابع

- Beamish, D., 1999, Characteristic of near surface electrokinetic coupling: *Geophys. J. Int.*, **137**, 231-242.
- Brodning, R. A., Buchanan, S. D., and Hearn, D. P., 1963, Field experiments on the electrostatic effect: *Geophys.*, **28**, 898-903.
- Butler, K. E., 1996, Measurement of the seismoelectric response from a shallow boundary: *Geophys.*, **61**, 1769-1778.
- Butler, K. E., Russell, R. D., Kepic, A. W., and Maxwell, M., 1994, Mapping of a stratigraphic boundary by its seismoelectric response: *SAGEEP Ann. Mtg., Proceedings*, 689-699.
- Garambois, S., and Dietrichz, M., 2001, Seismoelectric wave conversions in porous media: Field measurements and transfer function analysis: *Geophys.*, **66**, 1417-1430.