

مطالعه رسوبات جوان و اشباع شده از آب به روش لرزه‌نگاری انکساری با آرایش قائم

لیلا بابایی* و حمیدرضا سیاهکوهی*

*مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵

(دریافت: ۸۴/۸/۲، پذیرش نهایی: ۸۵/۴/۱۳)

چکیده

در عملیات لرزه‌ای دریایی دامنه، محتوای بسامدی و زمان رسید امواج لرزه‌ای به شدت تحت تأثیر خواص فیزیکی و کشسانی رسوبات جوان در بستر دریا است. از این رو شناسایی محیط انتشار موج و تعیین خواص کشسانی آنها نقش مهمی در مطالعات لرزه‌ای دریایی ایفا می‌کند. در این مقاله ضمن معرفی لرزه‌نگاری شکست مرزی در محیط دریا با استفاده از کابل قائم (vertical cable, VC) شیوه‌های تحلیل اولین رسیده‌ها و استخراج اطلاعات سرعتی و پارامترهای ناهمسانگردی رسوبات اشباع شده از آب مورد بحث قرار می‌گیرد. به منظور بررسی اثر شیب و ناهمسانگردی لایه‌ها بر داده‌های لرزه‌ای، مجموعه‌ای از مدل‌های زمین در نظر گرفته شد. در این بخش از مطالعه با ثابت نگاه داشتن ناهمسانگردی و تغییر شیب لایه‌بندی، اثر شیب مورد بررسی قرار گرفت و سپس با تغییر درصد ناهمسانگردی و ثابت نگاه داشتن شیب، توزیع آزیموتی، کندی ظاهری و واقعی تعیین شد. در این تحقیق، نگارندگان نرم‌افزارهای وارون‌سازی زمان سیر و شبیه‌سازی داده برداری لرزه‌ای به روش VC با استفاده از حل معادله آیکونال به روش تفاضل متناهی را در محیط MATLAB تدوین کرده‌اند و مورد استفاده قرار داده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ناهمسانگردی، لرزه‌نگاری دریایی، رسوبات جوان، لرزه‌نگاری کابل قائم

۱ مقدمه

می‌دهند (معمولاً این نوع همسانگردی در لایه‌های همسانگردی که ضخامت آنها خیلی کمتر از یک طول موج لرزه‌ای است مشاهده می‌شود) و نیز در عمل مشاهده شده است که رسوبات دریایی مؤلفه‌ای از همسانگردی عرضی با محور تقارن افقی (transversely isotropic whit) را نیز دارا هستند (این نوع همسانگردی در نتیجه نیروهای نظیر جریانات کف دریا که در طول تغییر شکل رسوبات به صورت یک سویه عمل می‌کنند ایجاد می‌شود، که مکس (۱۹۹۱) آن را بررسی کرده است). از این رو مطالعه این دو محیط رسوب‌گذاری نیاز به توجه بیشتری دارد و در این مقاله نیز تنها به بررسی این محیط‌ها پرداخته شده است.

روش به کار رفته در این مقاله مبتنی بر روش وانگ و لی است. در اینجا با استفاده از داده‌های لرزه‌ای مصنوعی

هانتز و پولان (۱۹۹۰) با استفاده از آرایش قائم هیدروفون‌ها، روش جدیدی برای لرزه‌نگاری شکست مرزی در رسوبات بستر دریا معرفی کردند. بعدها این روش توسعه یافت و کریل (۱۹۹۱) آن را در لرزه‌نگاری سه‌بعدی دریایی به کار گرفت. همچنین میلیگان (۱۹۹۸) با استفاده از آرایش قائم توانست وابستگی آزیموتی سرعت و زمان‌های رسید را تعیین کند و با به کارگیری مفهوم ناهمسانگردی، کیفیت تفسیر ساختمانی را بهبود بخشد. وانگ و لی (۲۰۰۲) روشی ابداع کردند که با استفاده از تغییر آزیموت کابل قائم و با به کارگیری پوشش کامل آزیموتی، آرایه دوبعدی را جایگزین برداشت‌های سه‌بعدی کردند.

از آنجا که رسوبات دریایی به‌طور عادی نوعی همسانگردی عرضی با محور تقارن قائم (transversely isotropic with a vertical symmetry axis, VTI) نشان

دریا در آزمون کابل- چشمه ϕ و ϕ زاویه کابل و چشمه با محور X است. با توجه به شکل (۱) و روابط هندسی می توان نوشت (وانگ و لی، ۲۰۰۲):

$$t_{SABR} = \left[\frac{\cos \alpha + \tan \theta \sin \alpha}{V_1(\phi)} - \frac{\sin \alpha}{V_0 \cos \theta} \right] x + \left[\frac{\cos \alpha}{V_0} - \frac{\sin(\theta + \alpha)}{V_1(\phi)} \right] \frac{h_R}{\cos \theta} + \frac{h_0 (\cos \theta + \sin(\theta - \alpha) \sin \alpha)}{V_0 \cos \theta \cos(\theta - \alpha)} - \frac{h_0 \sin(\theta - \alpha)}{V_1(\phi) \cos \theta} \quad (3)$$

به طوری که θ زاویه حد (بحرانی)، α شیب ظاهری در امتداد آزمون ϕ ، x دورافت کابل- چشمه، h_R فاصله گیرنده تا کف دریا و h_0 عمق بستر دریا در موقعیت کابل است. با فرض آن که شیب حقیقی و آزمون شیب بستر دریا به ترتیب با β و ϕ_d نشان داده شوند، می توان رابطه زیر را بین α و β بیان کرد:

$$\tan \alpha = \tan \beta \cos(\phi - \phi_d) \quad (4)$$

چند لایه از رسوبات جوان بستر دریا را در نظر بگیرید که همسانگرد (یا ناهمسانگرد) عرضی اند، محور تقارن آنها موازی (یا عمود) بر فصل مشترک لایه ها و شیب و آزمون لایه ها با یکدیگر برابر است. هندسه مسیر پرتو شکست مرزی برای آرایش قائم در محیط فوق در شکل (۲) نشان داده شده است. در این شکل X فاصله کابل تا چشمه، h_R فاصله گیرنده R تا کف دریا، h_0 عمق بستر در محل کابل و Z_k ($k=1, 2, 3, \dots, n-1$) ضخامت قائم لایه در محل کابل است. زمان سیر موج شکست مرزی از لایه n ام از چشمه S تا گیرنده R در آزمون ϕ را می توان به صورت زیر نوشت (وانگ و لی، ۲۰۰۲):

آرایش VC که از حل معادله آیکونال به روش تفاضل متناهی به دست آمد، تغییرات آزمونتی کندی ظاهری و واقعی لایه ها تعیین شد و سپس با استفاده از روش وارون، پارامترهای ناهمسانگردی برای مدل زمین همسانگرد عرضی (transversely isotropic, TI) به دست آمد. در ادامه معادلات زمان سیر امواج شکست مرزی در محیط های تک لایه و چند لایه با آرایش کابل قائم به دست می آوریم و سپس به توضیح کمیت های کندی ظاهری و واقعی خواهیم پرداخت.

۲ معادله زمان سیر امواج شکست مرزی در روش VC

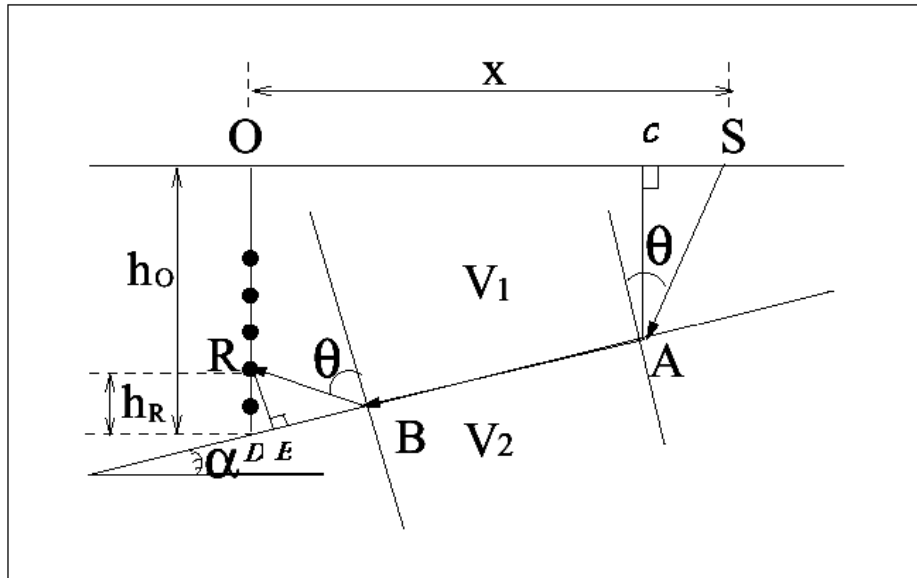
شکل (۱) انتشار امواج شکست مرزی در سطح شکنای رسوبات بستر دریا با آرایش کابل قائم را نشان می دهد. کابل در موقعیت O قرار دارد و SABR معرف مسیر موج شکست مرزی از چشمه S تا گیرنده R است. فرض می کنیم که بستر دریا شیب دار و ناهمسانگرد باشد. زمان رسید موج مستقیم درون آب از چشمه تا هر یک از گیرنده های آرایه برابر است با:

$$t_0 = \frac{\sqrt{x^2 + (h_0 - h_R)^2}}{V_0} \quad (1)$$

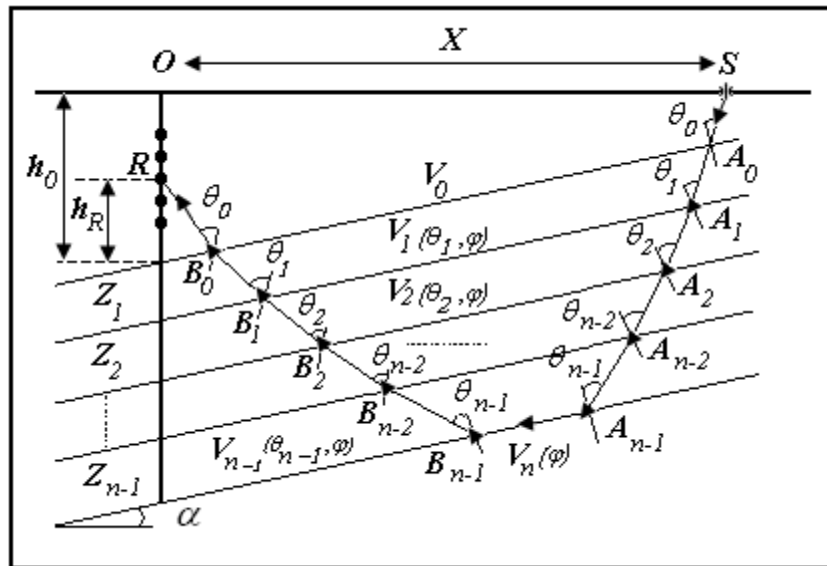
که در آن V_0 سرعت انتشار موج P در آب، x دورافت آرایه تا چشمه، h_0 عمق بستر در موقعیت کابل و h_R فاصله گیرنده تا کف دریا است. با توجه به رابطه (۱) منحنی زمان سیر موج مستقیم یک هذلولی است. با فرض آن که بستر همگن و جنس یکسانی داشته باشد، زمان های رسید $t_{SABR}(\phi)$ در امتداد مسیر شکست مرزی SABR را می توان به صورت زیر بیان کرد:

$$t_{SABR}(\phi) = \frac{SA}{V_0} + \frac{BR}{V_0} + \frac{AB}{V_1(\phi)} \quad (2)$$

که در آن $V_1(\phi)$ سرعت موج P در بازتابنده کف



شکل ۱. شکست در بستر دریا در لرزه‌نگاری VC، O، S و R به ترتیب معرف موقعیت کابل، چشمه و گیرنده است. پرتو SABR نشان‌دهنده مسیر شکست موج از چشمه S تا گیرنده R است. α شیب ظاهری بستر دریا در امتداد کابل-چشمه است.



شکل ۲. هندسه پرتو شکست در لایه‌های رسوبات دریایی در روش VCS.

S_{nx} کندی ظاهری افقی رسیده‌های شکست مرزی در آزمون ϕ برای لایه n ام است:

$$S_{nx}(\phi) = \frac{\partial t_n(\phi)}{\partial x} = \frac{\cos \alpha + \tan \theta_0 \sin \alpha}{V_n(\phi)} - \frac{\sin \alpha}{V_0 \cos(\theta_0)} \quad (۶)$$

همان‌طور که در رابطه (۶) مشاهده می‌شود، S_{nx} مستقل از سرعت روباره‌ها است. با فرض آن که لایه‌های زیرسطحی، افقی باشند ($\alpha = 0$) کندی ظاهری از رابطه (۷) تعیین می‌شود. S_{nx} را می‌توان از اختلاف زمان سیر امواج مستقیم بین دو چشمه مجاور برای یک گیرنده داده شده نیز به‌دست آورد.

$$S_{nx}(\phi) = \frac{1}{v_n(\phi)} \quad (\alpha = 0) \quad (۷)$$

حالت ساده اخیر تنها برای محیط‌هایی با لایه‌بندی افقی به کار می‌رود، که در آن کندی ظاهری افقی معادل کندی واقعی موج لرزه‌ای منتشر شده در امتداد سطح شکن است. در حالات دیگر، کندی ظاهری افقی $S_{nx}(\phi)$ نه تنها تابعی از سرعت $V_n(\phi)$ است بلکه تابعی از زاویه شیب ظاهری α نیز هست. با توجه به شکل (۱) در یک برداشت با پوشش کامل آزمونتی، آزمونت امتداد کابل-چشمه (ϕ) از ۰ تا ۳۶۰ درجه تغییر می‌کند. در این چرخش کامل که یک دایره را به وجود می‌آورد، در یک نیمه از دایره فرضی امواج فراسو (updip) و در نیمه دیگر امواج فروسو (down dip) را خواهیم داشت. به‌طور مثال اگر در آزمونت ϕ حرکت موج لرزه‌ای فراسو باشد در موقعیت چشمه مقابل یعنی آزمونت $\phi + \pi$ یک موج لرزه‌ای فروسو در فصل مشترک لایه منتشر خواهد شد. از آنجا که کندی واقعی در لایه‌های شیب‌دار میانگین کندهای فراسو و فروسو است، در عمل به جای آن که چشمه‌های مقابل در آزمونت‌های ۰ تا ۱۸۰ درجه را داشته باشیم، شات‌ها در یک جهت زده شده‌اند اما آزمونت کابل از

$$t_n = \left[\frac{\cos \alpha + \tan \theta_0 \sin \alpha}{V_n(\phi)} - \frac{\sin \alpha}{V_0 \cos \theta_0} \right] x + \left[\frac{\cos \alpha}{V_0} - \frac{\sin(\theta_0 + \alpha)}{V_n(\phi)} \right] \frac{h_R}{\cos \theta_0} + \left[\frac{\cos \theta_0 + \sin(\theta_0 - \alpha) \sin \alpha}{V_0 \cos(\theta_0 - \alpha)} - \frac{\sin(\theta_0 - \alpha)}{V_n(\phi)} \right] \frac{h_0}{\cos \theta_0} + 2 \cos \alpha \sum_{K=1}^{n-1} \frac{z_K}{\cos \theta_K V_K(\theta_K, \phi)} - \frac{2 \cos \alpha}{V_n(\phi)} \sum_{K=1}^{n-1} z_K \tan \theta_K \quad (۵)$$

به‌طوری که $V_K(\theta_K, \phi)$ سرعت موج P در مسیر پرتو داده شده (θ_K, ϕ) ، (θ_K, ϕ)، $(K = 1, 2, 3, \dots, n-1)$ ، زاویه حد لایه n ام، V_0 سرعت موج P در آب و $V_n(\phi)$ سرعت موج P در فصل مشترک لایه n ام است. هرگاه در معادله (۵) مقدار n را مساوی یک قرار دهیم، به معادله (۳) برای مدل تک لایه‌ای خواهیم رسید. در ادامه با استفاده از معادلات زمان سیر و مشتق زمانی آنها به تعریف کندی ظاهری و واقعی در راستای قائم و افق در امتداد فصل مشترک لایه‌ها می‌پردازیم، سپس ضرائب ناهمسانگردی تامسن (۱۹۸۶) و یک تقریب سه‌جمله‌ای از کندی، درحکم تابعی از آزمونت کابل-چشمه را تعریف خواهیم کرد. بر این اساس می‌توان با استفاده از منحنی تغییرات آزمونتی کندی و برازش آن با تقریب سه‌جمله‌ای، ضرائب ناهمسانگردی را به‌دست آورد. همچنین با تعریف تابع کندی قائم در نقش تابعی کسینوسی می‌توان شیب واقعی لایه‌های مورد مطالعه را با دقت مطلوب به‌دست آورد.

۳ کندی واقعی و کندی ظاهری افقی

اگر از معادله (۵) نسبت به x (فاصله کابل-چشمه) مشتق گرفته شود، تغییرات زمان سیر در امتداد کابل-چشمه به‌دست می‌آید که به صورت زیر بیان می‌شود، و در آن

$$S_{nZ}(\phi) = \frac{\partial t_n(\phi)}{\partial h_R} = \frac{\cos \alpha}{V_0 \cos \theta_0} - \frac{\sin \alpha + \tan \theta_0 \cos \alpha}{V_n(\phi)} \quad (11)$$

که در آن S_{nZ} کندی ظاهری قائم در آزمون ϕ برای لایه نام است. با توجه به معادله فوق درمی‌یابیم که کندی ظاهری قائم $S_{nZ}(\phi)$ نیز مستقل از سرعت روباره‌هاست. در عمل می‌توان کندی ظاهری قائم $S_{nZ}(\phi)$ را از اختلاف زمان‌های سیر امواج شکست مرزی بین گیرنده‌های مجاور برای چشمه‌ای معین را در آرایش قائم محاسبه کرد. همچنین معادله (۱۱) مبین این واقعیت است که تغییرات آزمون‌تی کندی ظاهری قائم $S_{nZ}(\phi)$ به زاویه شیب ظاهری α بستگی مستقیم دارد و با فرض آن که $(\alpha = 0)$ باشد، معادله ساده زیر برای محیط‌هایی با لایه‌بندی افقی تعریف می‌شود.

$$S_{nZ}(\phi) = \frac{\sqrt{V_n^2(\phi) - V_0^2}}{V_n(\phi)V_0} \quad (12)$$

اگر زمان اولین رسیده‌ها، به‌صورت تابعی از h_R رسم شود، شکل (۳)، در نگاه اول شباهت زیادی به منحنی زمان-مسافت امواج شکست مرزی با آرایش گیرنده افقی دارد. امواج شکست مرزی از کف دریا و لایه‌های زیرین به صورت پاره‌خط‌هایی ظاهر می‌شوند که شیب آنها از رابطه (۱۲) به‌دست می‌آید، لیکن بر خلاف منحنی‌های زمان-مسافت حاصل از داده‌های شکست مرزی آرایش افقی، شیب S_n منحنی داده‌های آرایش قائم با افزایش سرعت بازتابنده V_n افزایش می‌یابد. چرا که با توجه به معادله (۱۲) شیب پاره‌خط‌ها و سرعت رابطه مستقیم دارد و با افزایش سرعت لایه، شیب منحنی زمان-مسافت نیز افزایش می‌یابد. بنابراین اولین پاره‌خط روی منحنی زمان-مسافت آرایش قائم، شکل (۳)، به‌خاطر شیب زیادش، مربوط به عمیق‌ترین بازتابنده زیر کف دریا خواهد بود. به بیان دیگر امواج شکست مرزی که در امتداد سطوح

تا 360° درجه تغییر می‌کند و کندی افقی واقعی از رابطه میانگین زیر محاسبه می‌شود:

$$S_{nH} = \frac{1}{2}(S_{x_{\text{updip}}} + S_{x_{\text{downdip}}}) = \frac{1}{2}(S_x(\pi + \phi) + S_x(\phi)) \quad (8)$$

فرض کنید که α شیب ظاهری در آزمون ϕ است. بر اساس معادله (۴)، $-\alpha$ شیب ظاهری در آزمون $\phi + \pi$ است. با در نظر گرفتن این نکته و جایگذاری معادله (۶) در معادله (۸) می‌توان نوشت:

$$S_{nH}(\phi) = \frac{\cos \alpha}{V_n(\phi)} \quad (9)$$

معادله (۹) رابطه بین کندی افقی واقعی S_{nH} و شیب ظاهری α و آزمون کابل ϕ است، بدون آن که جهت انتشار موج لرزه‌ای در نظر گرفته شود. با بسط خطی معادله (۴) و نگاه داشتن سه جمله اول آن و جایگذاری مقدار $\cos \alpha$ در معادله (۹) به‌زاء مقادیر کوچک $\tan^2 \beta$ ، تغییرات آزمون‌تی کندی افقی واقعی از رابطه زیر پیروی می‌کند:

$$S_{nH}(\phi) = \frac{1}{V_n(\phi)} \left[1 - \frac{1}{4} \tan^2 \beta (1 + \cos 2(\phi - \phi_d)) \right] \quad (10)$$

معادله فوق وابستگی کندی واقعی افقی $S_{nH}(\phi)$ را به تغییرات $\cos 2\phi$ و آزمون ϕ (به‌واسطه وجود شیب) بدون در نظر گرفتن نوع همسانگردی رسوبات اشباع از آب، نشان می‌دهد.

۴ کندی واقعی و کندی ظاهری قائم

برای هر موقعیت چشمه داده شده، هرگاه نسبت به فاصله گیرنده R تا کف دریا از معادله (۵) مشتق گرفته شود، تغییرات زمان سیر شکست مرزی در امتداد قائم برآورد می‌شود (وانگ و لی، ۲۰۰۲):

قائم و افقی را در هر جهت دلخواه می توان برآورد کرد. با انتگرال گیری کندی های ظاهری قائم و افقی، می توان توزیع کندی واقعی $S_n(\phi)$ را در امتداد بازتابنده \ln بدون در نظر گرفتن اثر شیب، تعیین کرد. به این ترتیب با توجه به معادلات (۹) و (۱۴) داریم:

$$S_n(\phi) = \frac{1}{V_n(\phi)} = \sqrt{S_{nH}^2(\phi) + S_{nV}^2(\phi)} \quad (16)$$

با تقسیم کردن معادله (۱۴) بر معادله (۹)، تانژانت زاویه شیب ظاهری α را نیز می توان به دست آورد:

$$\tan \alpha = \frac{S_{nV}(\phi)}{S_{nH}(\phi)} \quad (17)$$

همچنین می توان با استفاده از روش کمترین مربعات LSQ (least-squares) و روش وارون، شیب حقیقی β و آزیموت شیب ϕ_d را تعیین کرد. معادله (۴) ما را به این نکته رهنمون می سازد که تغییرات آزیموتی تانژانت شیب ظاهری α را می توان با یک معادله کسینوسی مطابق زیر توصیف کرد:

$$f(A, \phi, \varphi) = A \cos(\phi - \varphi) \quad (18)$$

به طوری که داریم:

$$A = \tan \beta \quad \text{و} \quad \phi = \phi_d$$

در عمل برآورد دو متغیر نامشخص A, ϕ از دو نقطه داده شده قابل برآورد است، لیکن این روش با خطای قابل ملاحظه ای همراه است. به منظور کاهش خطا با استفاده از روش LSQ و برازش معادله (۱۸) با منحنی تغییرات آزیموتی تانژانت شیب ظاهری که در مرحله پردازش داده های لرزه ای به دست می آید، می توان مقادیر A, ϕ را با دقت مطلوبی معین ساخت.

۶ روش وارون کندی برای محیط TI

حاصل وارون کندی برآورد شده برای ناهمسانگردی رسوبات اشباع از آب در بستر دریا خواهد بود. بدون

شکنای لایه های عمیق تر منتشر می شوند، از امواج منتشر شده در سطوح شکنای نزدیک به کف سبقت می گیرند و موجب می شوند اولین پاره خط در منحنی زمان-مسافت مربوط به امواج شکست مرزی از عمیق ترین سطح شکنای شود و به ترتیب پاره خط های بعدی مربوط به سطوح شکنای نزدیک به بستر دریا خواهند بود. همچنین با توجه به درجه دوم بودن معادله (۱)، امواج مستقیم در منحنی زمان-مسافت شکل (۳) به صورت هذلولی ظاهر می شوند. چون جهت مولفه قائم سرعت موج فراسو رو به بالا و جهت مولفه قائم سرعت موج فروسو به سمت پایین است، لذا با میانگین گیری به منظور تعیین مولفه قائم کندی واقعی، کندی ظاهری امواج فروسو از کندی ظاهری امواج فراسو کم می شود:

$$S_{nV}(\phi) = \frac{1}{2}(S_{Z_{\text{updip}}} - S_{Z_{\text{downdip}}}) = \frac{1}{2}(S_z(\pi + \phi) - S_z(\phi)) \quad (13)$$

با توجه به معادلات (۴)، (۱۱) و (۱۳) داریم:

$$S_{nV}(\phi) = \frac{\sin \alpha}{V_n(\phi)} \quad (14)$$

بر اساس معادله (۴)، برای شیب های کوچک β ، کندی قائم واقعی $S_{nV}(\phi)$ تقریباً برابر است با:

$$S_{nV}(\phi) \approx \frac{\tan \beta}{V_n(\phi)} \cos(\phi - \phi_d) \quad (15)$$

رابطه فوق بیانگر آن است که کندی قائم واقعی یک تغییر کسینوسی با آزیموت ϕ را نشان می دهد که این تغییرات به واسطه وجود شیب لایه ها است نه ناهمسانگردی آزیموتی لایه ها.

۵ تعیین شیب و کندی واقعی

از آنجا که یک پوشش کامل آزیموتی از چشمه در لرزه نگاری VC امکان پذیر است، از این رو کندی ظاهری

سرعت افقی پرتو در یک محیط HTI برابر است. با جایگذاری معادله (۱۹) در معادله (۱۰) و نگاه داشتن دو جمله اول تقریبی از $S_{nH}(\phi)$ خواهیم داشت (بابایی، ۱۳۸۳):

$$S_{nH}(\phi) = \frac{1}{v_{p0}} \left[a + \frac{1}{\sqrt{b^2 + c^2 + 2bc \cos(\phi_a - \phi_d)}} \right] \cos 2(\phi - \gamma) \quad (20)$$

$$\tan(\gamma) = \frac{b \sin(2\phi_a) + c \sin(2\phi_d)}{b \cos(2\phi_a) + c \cos(2\phi_d)}$$

که در آن $a = 1 - \frac{1}{8}(3\varepsilon + \delta) - \frac{1}{4} \tan^2 \beta + \frac{1}{32} (3\varepsilon + \delta) \tan^2 \beta$ و $b = \frac{1}{2} (1 - \frac{1}{4} \tan^2 \beta) \varepsilon$

معادله (۲۰) است. $c = -\frac{1}{4} [1 - \frac{1}{32} (3\varepsilon + \delta)] \tan^2 \beta$ بیانگر تقریب بیضی تغییرات آزیموتی کندی افقی در محیط TI ضعیف در امتداد سطح شکنای شیب دار است. همان‌طور که مشاهده می‌شود که اثر شیب و ناهمسانگردی با یکدیگر جفت شده و قابل تفکیک نیستند. با فرض کوچک بودن شیب ($c \ll b$)، مشاهده می‌شود تأثیر ناهمسانگردی روی تغییرات آزیموتی $S_{nH}(\phi)$ بسیار مهم‌تر از تأثیر شیب است. براساس معادلات (۱۵) و (۱۹) کندی قائم واقعی $S_{nV}(\phi)$ به‌طور تقریب برابر است با:

$$S_{nV}(\phi) \approx d \cos(\phi - \phi_d) \quad (21)$$

که در آن $d = \frac{1}{v_{p0}} [1 - \frac{1}{8} (3\varepsilon + \delta)] \tan \beta$ است. اگرچه تقریب معادله (۲۱) براساس این فرض به‌دست آمده است که شیب کوچک باشد، لیکن مشاهده می‌شود تغییرات آزیموتی $S_{nV}(\phi)$ همچنان به آزیموت شیب وابستگی بیشتری نشان می‌دهد تا آزیموت محور تقارن.

آن‌که عمومیت این فن از بین رود، این روش با استفاده از داده‌های برداشت کابل قائم در چند آزیموت معرفی می‌شود. مدل فرضی به‌کار رفته رسوبات بستر دریا هستند که ناهمسانگردی عرضی دارند و محور تقارن آنها موازی با فصل مشترک لایه‌ها در نظر گرفته شده است.

۷ محیط TI و پارامترها

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، متداول‌ترین نوع ناهمسانگردی مشاهده شده در رسوبات دریایی، ناهمسانگردی ضعیف عرضی با محور تقارن افقی HTI است. سنا (۱۹۹۱) و لی (۱۹۹۷) با مطالعه چنین محیطی، رابطه بین سرعت موج تراکمی P، سرعت موج در هر آزیموت ϕ و ضرایب تامسن را ارائه کردند.

با بسط خطی معادله یادشده و تقریب سه جمله‌ای آن می‌توان رابطه کندی را به‌صورت زیر بیان کرد (بابایی، ۱۳۸۳):

$$\frac{1}{v(\phi)} \approx \frac{1}{v_{p0}} \left[1 - \frac{1}{8} (\delta + 3\varepsilon) + \frac{1}{2} \varepsilon \cos 2(\phi - \phi_a) + \frac{1}{8} (\delta - \varepsilon) \cos 4(\phi - \phi_a) \right] \quad (19)$$

که در آن ϕ_a آزیموت محور تقارن نسبت به محور X ها در دستگاه مختصات کارترین است. این معادلات برای محیط‌هایی که ناهمسانگردی بیضی ($\delta \cong \varepsilon$) دارند، صدق می‌کند (بابایی، ۱۳۸۳).

۸ تغییرات آزیموتی کندی واقعی قائم و افقی

تغییرات آزیموتی کندی واقعی قائم و افقی در امتداد فصل مشترک لایه‌های شیب‌دار، در محیط‌های رسوبی که محور تقارن آنها موازی با فصل مشترک لایه‌های شیب‌دار است، با معادلات (۱۰) و (۱۵) بیان می‌شوند. در چنین محیطی سرعت پرتو در امتداد فصل مشترک لایه با

۹ معرفی روش وارون

پس از برآورد اولیه کندی واقعی $S_n(\phi)$ از داده‌های لرزه‌ای مصنوعی، فرایند وارون در دو مرحله به کار برده می‌شود تا بتوان پارامترهای ناهمسانگردی را تعیین کرد. با توجه به معادله (۱۹) و تقریب بیضی که قبلاً به آن اشاره شد، می‌توان کندی واقعی $S_n(\phi)$ را به صورت تابع کسینوسی زیر تعریف کرد:

$$f(A, \phi, \varphi, y_0) = A \cos 2(\phi - \varphi) + y_0 \quad (22)$$

که در آن $A = \frac{\varepsilon}{2\alpha_0}$ ، $\varphi = \varphi_a$ و $y_0 = \frac{8 - (\delta + 3\varepsilon)}{8\alpha_0}$ است.

با برازش منحنی تغییرات کندی واقعی $S_n(\phi)$ در مقابل آزمون کابل و تابع کسینوسی ذکر شده، ثابت‌های A, ϕ, y_0 برآورد می‌شوند. با تعیین مقدار ϕ جهت محور تقارن محیط مشخص می‌شود. در مرحله دوم تقریب سه‌جمله‌ای به دست آمده برای کندی (بابایی، ۱۳۸۳) را با منحنی تغییرات آزمون مجذور سرعت موج حاصل از داده‌های مصنوعی، برازش می‌کنیم تا پارامترهای A_0, B_0, C_0 و به تبع آن پارامترهای تامسن را برای محیط مورد نظر تعیین کنیم:

$$\left. \begin{aligned} v_{p_0} &= \sqrt{A_0 + B_0 + C_0} \\ \varepsilon &= -\frac{B_0}{A_0 + B_0 + C_0} \\ \delta &= \frac{4C_0 + B_0}{A_0 + B_0 + C_0} \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

۱۰ تحلیل داده‌های لرزه‌ای مصنوعی

دو مدل با پارامترهای ناهمسانگردی مختلف در نظر گرفته و پس از تهیه رکوردهای مصنوعی به روش VC، زمان اولین رسیدهای امواج شکست مرزی را تعیین کرده و با استفاده از روابط کندی ظاهری و واقعی که در بخش‌های قبل به دست آمده، برای هر یک از مدل‌ها در هر آزمون

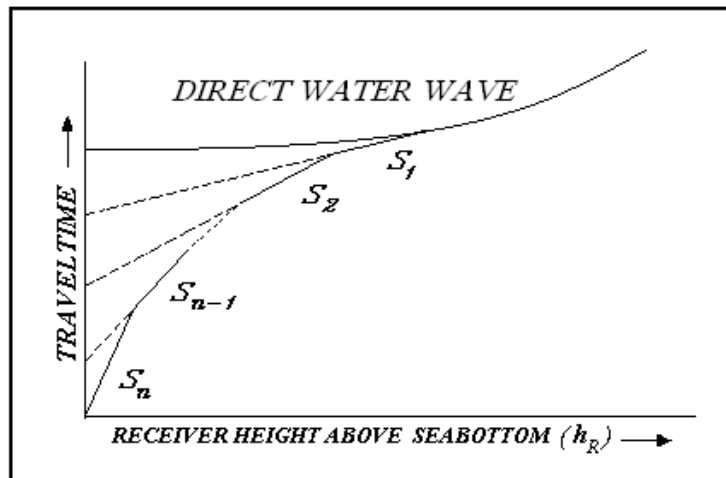
کندی‌های ظاهری و واقعی را در دو آرایش قائم و افقی محاسبه می‌کنیم، سپس با رسم نمودار تغییرات آزمون هریک از مؤلفه‌های کندی و برازش با معادلات تعریف شده و اجرای روش وارون، دقت و قابلیت این روش را از منظر دیگری مورد بررسی قرار می‌دهیم.

۱۱ اثرات شیب

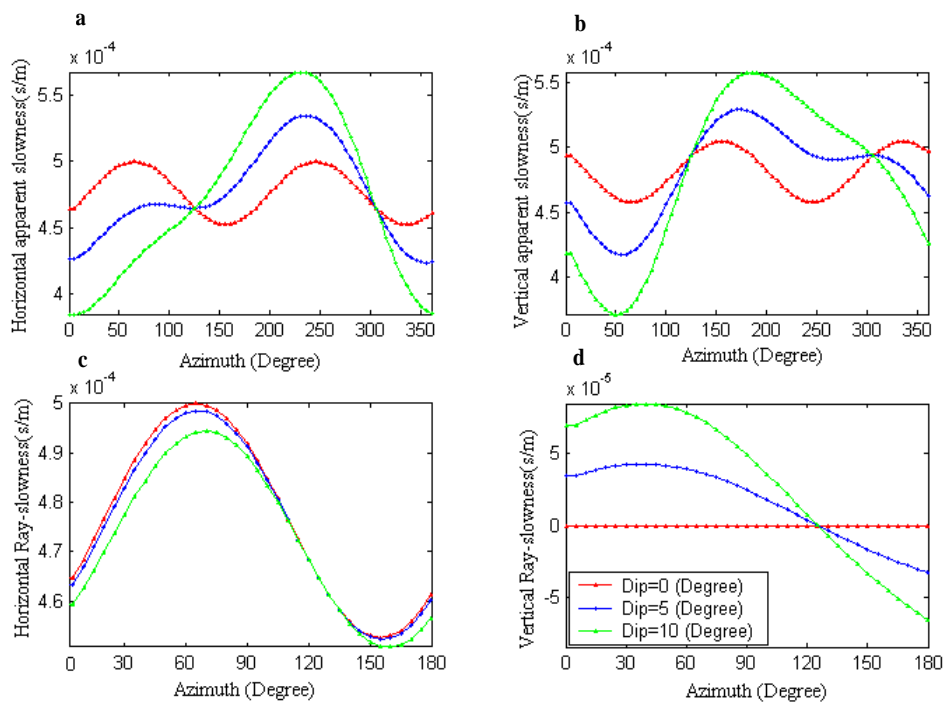
به منظور بررسی اثر شیب، سه مدل به ترتیب با شیب‌های ۰، ۵ و ۱۰ درجه مورد آزمایش قرار گرفته‌اند. سرعت آب، V_0 ، ۱۴۷۵ متر بر ثانیه و آزمون شیب، φ_d ، ۳۰ درجه فرض شده‌اند، رسوبات در محیط Π فرض شده‌اند. دیگر پارامترهای محیط به ترتیب عبارت‌اند از سرعت موج تراکمی در راستای قائم برابر $V_{p_0} = 2000 \text{ (m.s}^{-1}\text{)}$ ، پارامترهای ناهمسانگردی $\varepsilon = 0.11$ ، $\delta = 0.09$ و آزمون محور تقارن $\varphi_a = 60^\circ$. محور تقارن قائم و موازی سطح کف دریا فرض شده است. تغییرات آزمون کندی‌های ظاهری قائم و افقی و کندی‌های واقعی قائم و افقی در شکل (۴) نشان داده شده است. با توجه به شکل می‌توان نتیجه گرفت که شیب تأثیر مهمی بر کندی‌های ظاهری و کندی واقعی قائم دارد. شکل منحنی کندی ظاهری در شیب‌های بالای ۵ درجه به شدت تغییر می‌کند به طوری که نمی‌توان از این تغییرات چشم‌پوشی کرد. این در حالی است که تغییرات آزمون کندی واقعی بیشتر از آن که به شیب بستگی داشته باشد به طور قابل ملاحظه‌ای به پارامترهای ناهمسانگردی وابسته است.

۱۲ تغییرات آزمون

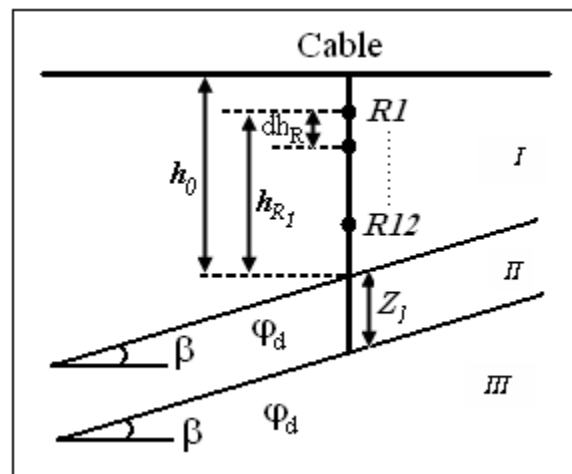
تحلیل داده‌های مصنوعی به روش VC روی دو مدل متفاوت که در شکل (۵) نشان داده شده است، مورد بررسی قرار خواهند گرفت. عمق بستر در محل کابل ۱۲۰ متر، ضخامت لایه اول ۵۰ متر، تعداد گیرنده‌ها برابر ۱۲،



شکل ۳. اولین زمان رسیدهای رسم شده برحسب ارتفاع گیرنده از بستر. رسیدهای شکست مرزی از کف و لایه‌های زیرین به صورت خطوط مستقیم مشخص شده‌اند، درحالی‌که موج مستقیم به شکل هذلولی است. خط مماس بیانگر اولین رسید و خط چین نشانگر رسیدهای بعدی است.



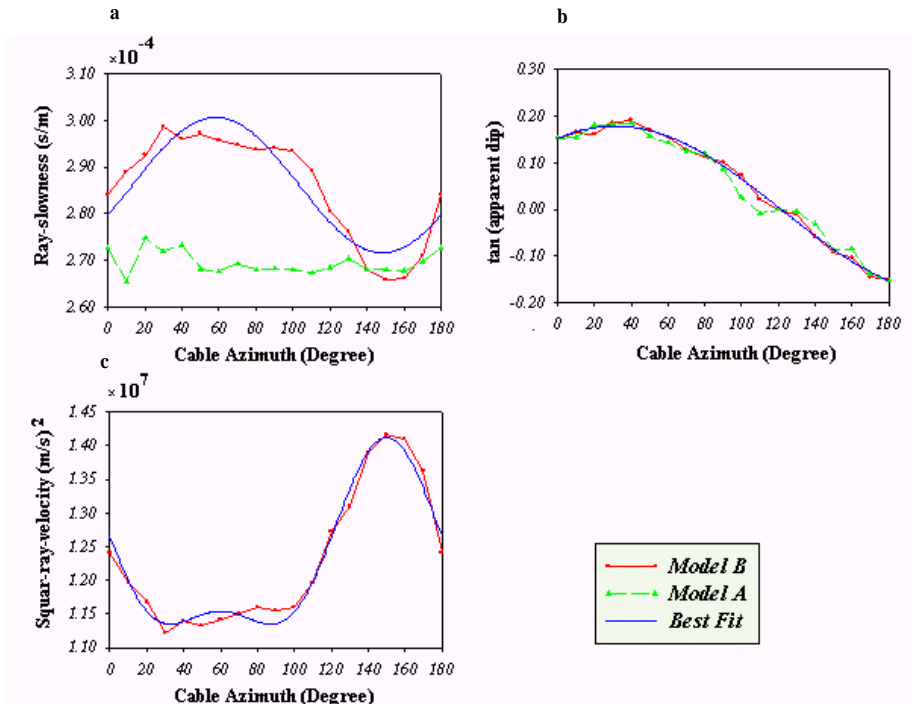
شکل ۴. منحنی تغییرات آزیموتی (a) کندی‌های ظاهری افقی، (b) کندی‌های ظاهری قائم، (c) کندی واقعی افقی و (d) کندی واقعی قائم در شیب‌های متفاوت.



شکل ۵. مدل زمین‌شناسی و آرایش پروفیل لرزه‌ای VC.

واقعی، تانژانت شیب ظاهری و مجذور سرعت محاسبه شده برای مدل مفروض است. همچنین می‌توان به این نکته دست یافت که تغییرات آزیموتی کندی واقعی برای سطوح شکنای همسانگرد خیلی کوچک است. درحالی‌که این تغییرات در سطوح شکنای ناهمسانگرد کاملاً مشهود است و تفاوت فاحشی بین منحنی‌های متناظر در مدل همسانگرد و ناهمسانگرد وجود دارد. در منحنی مربوط به تغییرات آزیموتی $\tan\alpha$ بین منحنی واقعی و برازش آن توافق بسیار خوبی وجود دارد و فقط اختلاف کوچکی بین کندی واقعی قائم مدل همسانگرد و ناهمسانگرد به چشم می‌خورد که این اختلاف بیانگر این مطلب است که تغییرات کندی واقعی بیشتر به واسطه ناهمسانگردی است تا تغییرات شیب. در جدول (۲) نتایج برآورد حاصل از برازش تابع کسینوسی معادله (۱۸) با منحنی تغییرات آزیموتی تانژانت شیب ظاهری و برازش تابع کسینوسی معادله (۲۲) و منحنی کندی واقعی حاصل از رکوردهای مصنوعی به همراه درصد خطای نسبی به‌وجود آمده برای مدل‌های A و B نشان داده شده است. پارامترهای ناهمسانگردی ε و V_{p0} با استفاده از برازش

فاصله بین گیرنده‌ها ۸ متر، شیب لایه‌ها یکسان و برابر ۱۰ درجه در نظر گرفته شده است (پارامترهای محیط در جدول ۱ آورده شده است). پس از تعیین زمان اولین رسیده‌ها در دو مدل، کندی ظاهری و واقعی را در دو راستای قائم و افقی، به‌ازای هر ۱۰ درجه تعیین و تغییرات کندی واقعی و تانژانت شیب ظاهری و مجذور سرعت واقعی موج لرزه‌ای به‌دست آمده را برحسب آزیموت برداشت رسم می‌کنیم. در این مرحله با استفاده از نرم‌افزار SPW و دیگر برنامه‌های تدوین شده Fit-sine، Fit-velocity و Fit-slowness براساس روش مجموع کمترین مربعات به ترتیب به تغییرات آزیموتی شیب ظاهری، کندی واقعی و مجذور سرعت واقعی برحسب آزیموت، برازش می‌دهیم و بر اساس ضرایب به‌دست آمده از برازش فوق می‌توانیم سرعت فاز موج P و پارامتر ناهمسانگردی ε و آزیموت بستر دریا φ_d و آزیموت محور تقارن φ_a نسبت به محور X از دستگاه مختصات کارتزین را برآورد کنیم (روابط ریاضی مربوطه در بخش‌های قبل ارائه شد). قسمت‌های متفاوت نمودارهای شکل (۶) نشان دهنده تغییرات آزیموتی کندی‌های



شکل ۶. (a) مقایسه منحنی کندی واقعی، (b) تانژانت شیب ظاهری و (c) مجذور سرعت محاسبه شده به همراه بهترین برازش صورت گرفته با مدل B.

جدول ۱. ساختار سرعتی مدل‌های مورد مطالعه.

مدل	لایه اول	لایه دوم	لایه سوم
A	Water $V_0 = 1475(m.s^{-1})$	Isotropic Layer $V_p = 3014(m.s^{-1})$	Isotropic Layer $V_p = 3720(m.s^{-1})$
B	Water $V_0 = 1475(m.s^{-1})$	Isotropic Layer $V_p = 3014(m.s^{-1})$	Taylor Sandstone $V_p = 3368(m.s^{-1})$ $\phi_a = 60^\circ, \phi_d = 30^\circ$ $\gamma = 0.345, \delta = -0.001, \epsilon = 0.110$

جدول ۲. نتایج برآورد شیب حقیقی، آزیموت بستر، آزیموت محور تقارن و درصد خطای نسبی.

مدل	β (Degree)	E_β %	ϕ_d (Degree)	E_{ϕ_d}	ϕ_a (Degree)	E_{ϕ_a}
A	۹/۶۷	۳/۳	۲۹/۷۸	۰/۷۳	۸۹/۹۵	۰/۰۶
B	۹/۷۸	۲/۱۸	۲۹/۱۹	۲/۶۹	۵۹/۱۸	۱/۳

جدول ۳. پارامترهای ناهمسانگردی و خطای نسبی حاصل از برازش تقریب سه جمله‌ای و مجذور سرعت واقعی.

مدل	جنس لایه	V_{p_0} ($m.s^{-1}$)	$E_{V_{p_0}}$ %	ϵ	E_ϵ %
A	Isotropic Layer	۳۷۲۹/۹	۰/۲۷	۰/۰۰۳۶	۰/۳۶
B	Taylor sandstone	۳۳۹۷/۶	۰/۸۷	۰/۱۱۱۶	۱/۴۴

شیب ظاهری و تابع کسینوسی تعریف شده با دقت بسیار مطلوبی، شیب واقعی لایه‌ها را برآورد کرد.

نتایج وارون داده‌های لرزه‌ای مصنوعی موج P، در آرایش VC ثابت می‌کند که این روش می‌تواند توصیف کمی و دقیقی از پارامترهای V_{p0} ، ϵ ، آزیموت محور تقارن ϕ_a ، آزیموت بستر ϕ_a نسبت به محور X دستگاه مختصات کارترین و شیب واقعی لایه‌ها β به دست دهد. خطای نسبی جزئی به دست آمده در محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی حاکی از دقت و صحت روش یادشده است. نتیجه دیگری که می‌توان بدان اشاره کرد آن است که سرعت و پارامترهای سنگ کف، مستقل از خصوصیات فیزیکی سرعت روباره‌ها است. این روش، گام مهمی در تعیین عمق سنگ کف و ضخامت روباره‌ها در رودخانه‌های پرآب، دریاچه‌های پشت سدها و مناطقی که امکان عملیات لرزه‌ای دریایی به دلیل محدودیت‌های منطقه‌ای و پرهزینه بودن آن وجود ندارد، به شمار می‌رود. همچنین مراحل پردازش و تفسیر داده‌های لرزه‌ای ثبت شده با این روش، پیچیدگی‌های معمول در عملیات لرزه‌ای دریایی را ندارد. این روش در لرزه مهندسی و نیز ساخت پل‌ها و استقرار انواع سازندها در مناطق یادشده از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، همچنین تعیین عمق سنگ کف، می‌تواند در لایروبی تالاب‌ها و دریاچه‌های پشت سدها کمک مؤثری به شمار رود.

مراجع

بابایی، ل.، ۱۳۸۳، مطالعه رسوبات کف دریا با استفاده از روش لرزه‌نگاری به روش VC، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

Hunter, J. A., and Pullan, S. E., 1990, A vertical array method for shallow seismic refraction surveying of the sea floor., *Geophysics.*, **55**, 92-96.

سه‌جمله‌ای با مجذور سرعت (نشان داده شده در شکل ۶) تعیین شده و نتایج آن به همراه درصد خطای نسبی برای هر دو مدل در جدول ۳ آمده است. با نگاهی به ناچیز بودن خطاهای نسبی، به قابلیت اجرای وارون برای پارامترهای شیب و ناهمسانگردی در محیط‌های چند لایه‌ای شیب‌دار با ناهمسانگردی آزیموتی و روش VCS دست می‌یابیم.

۱۳ نتیجه‌گیری

با توجه به مزایای لرزه‌نگاری با آرایش کابل قائم، به منظور مطالعه محیط‌های با تباین سرعتی پایین یا محیط‌های با لایه‌بندی شیب‌دار و ناهمسانگرد، روش شکست مرزی جدیدی را معرفی کردیم که برای تعیین خواص ناهمسانگردی رسوبات اشباع از آب بسیار مناسب است. به منظور تفسیر داده‌های لرزه‌ای به دست آمده از آرایش جدید، به معرفی روش وارونی پرداختیم که با استفاده از آن می‌توان برآوردی از شیب و خواص ناهمسانگردی لایه‌های مورد مطالعه داشت. در این مطالعه فرض شده است که محیط مورد نظر، از نوع محیط‌های TI چندلایه با ناهمسانگردی آزیموتی یا محیط‌های ناهمسانگردی باشد که لایه‌ها موازی با یکدیگر و محور تقارن آنها موازی یا عمود بر صفحه لایه است. بررسی‌های عددی روی مدل‌های فرضی نشان می‌دهد که تغییرات آزیموتی‌کنندگی ظاهری بستر وابستگی بیشتری به شیب دارد تا به ناهمسانگردی، به طوری که هرگاه شیب لایه‌ها از ۵ درجه تجاوز کند، خطای بزرگی در استفاده از روش‌کنندگی فاز روی خواهد داد. اما برای تغییرات آزیموتی‌کنندگی واقعی افقی، تأثیر ناهمسانگردی به مراتب بیشتر از شیب است. در این روش می‌توان توزیع آزیموتی‌کنندگی واقعی را به طور مستقل از شیب تعیین کرد. همچنین می‌توان تغییرات آزیموتی شیب ظاهری را به دست آورد و با استفاده از آن و روش وارون و برازش منحنی تغییرات

- Bolivia. 68th SEG meeting, New Orleans, U.S.A. Expanded Abstracts, 1413-1416.
- Sena, A. G., 1991, Seismic traveltime equations for azimuthally anisotropic and isotropic media: estimation of interval elastic properties. *Geophysics.*, **56**, 2090-2101.
- Thomsen, L., 1986, Weak elastic anisotropy: *Geophys.*, **51**, 1954-1966.
- Wang, H., and Li, X., 2002, Anisotropic inversion of refracted waves in vertical cable data in the presence of dip: *Geophys. Prospect.*, **50**, 259-280.
- Krail, P. M., 1991, Case history: vertical cable 3-D acquisition: 53rd EAEG meeting, Florence, Italy, Expanded Abstracts, 204.
- Li, X. Y., 1997, Viability of azimuthal variation in P-wave moveout for fracture detection. 67th SEG meeting, Dallas, U.S.A. Expanded Abstracts, 1555-1558.
- Macbeth, C., 1991, Shear-wave anisotropy in marine sediments around Britain from surface sources. In: *Shear-Waves in Marine sediments* (ed. J.M. Hovem et al.), 13-20.
- Milligan, P. A., 1998, Anisotropic statics for a 2D line over a mountainous overthrust belt in