

## تطابق افق‌های زمین‌شناسی در داده‌های چاه و مقطع لرزه‌ای با استفاده از مهاجرت عمقی ناهمسانگرد

ابراهیم زارع<sup>۱\*</sup>، محمدعلی ریاحی<sup>۲</sup> و مهدی نظری صارم<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری لرزه‌شناسی، گروه مهندسی نفت، مواد و معدن، واحد تهران مرکزی، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup> استادیار، گروه مهندسی نفت، مواد و معدن، واحد تهران مرکزی، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۲۹، پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۰۲)

### چکیده

اگر یک محیط کشسان، ناهمسانگرد باشد، امواج لرزه‌ای در این محیط در جهات مختلف، با سرعت‌های متفاوت منتشر می‌شوند. مخزنهای نفتی و لایه‌های زمین‌شناسی معمولاً ناهمسانگرد هستند. بنابراین تعیین پارامترهای ناهمسانگردی ضروری به نظر می‌رسد. پارامترهای ناهمسانگردی تامسن شامل  $\epsilon$  و  $\delta$  می‌باشد که از روش‌های مختلفی بدست می‌آید. در مناطقی که از نظر زمین‌شناسی پیچیده هستند و تغییرات جانبی سرعت وجود دارد مهاجرت زمانی نتایج معتبری ارائه نمی‌کنند اما تصویر زیرسطحی قابل اعتمادی از مهاجرت عمقی بدست می‌آید. در صورتی که محیط مورد بررسی ناهمسانگرد باشد تصویرهای لرزه‌ای که با روش‌های همسانگرد تولید می‌شوند، بندرت با عمق سازندهای مشاهده شده در چاه تطابق دارند. بنابراین در این محیط‌ها باید از تقریب‌های ناهمسانگردی در مهاجرت استفاده کرد. در این مقاله پردازش زمانی بر روی داده‌های یک خط لرزه‌ای انجام شده است. با استفاده از عمق سازندها در چاه و بازتاب‌های لرزه‌ای ضخامت لایه‌ها در چاه و مقطع لرزه‌ای تعیین و با استفاده از آنها پارامترهای ناهمسانگردی تامسن محاسبه شده است. سپس مهاجرت عمقی با الگوریتم‌های همسانگرد و ناهمسانگرد انجام شده است. نتایج بدست آمده نشان می‌دهند که عمق بازتاب‌های حاصله از مهاجرت عمقی با الگوریتم همسانگردی با عمق واقعی آنها در محل چاه اختلاف دارند اما مهاجرت عمقی با الگوریتم ناهمسانگردی این اختلاف را از بین برده است و تطابق خیلی خوبی بین عمق بازتاب‌ها و عمق واقعی آنها ایجاد می‌شود.

**کلمات کلیدی:** ناهمسانگردی، تامسن، مهاجرت عمقی، زمان سیر موج، برونراند

## ۱ مقدمه

در برداشت داده های لرزه ای هر آنچه توسط گیرنده دریافت می شود به مکانی زیر نقطه میانی CMP (وسط نقاط گیرنده و چشمه) آن رد لرزه نسبت داده می شود، در حالی که این روند همیشه منطبق بر واقعیت نیست. در مناطقی با ساختار زمین شناسی پیچیده مانند وجود گسل های رورانده، سازندها با شیبه های تند، وجود گنبد های نمکی و ساختار های تاقدیسی و ناودیسی، اجرای تمامی فرآیندهای پردازشی تا مرحله برانبارش (Stack)، برای تولید تصویری معتبر از ساختار زیر سطحی کافی نیست و ضرورت عمل مهاجرت (Migration) لرزه ای (زمانی یا عمقی) برای بازگرداندن هر رویداد به محل واقعی اش احساس می گردد. مهاجرت، رویدادهای شیب دار را به محل صحیح آن منتقل می کند، پراش ها (Diffraction) را جمع نموده و مقدار حاصل را به محل قله پراش اختصاص می دهد و لذا سبب افزایش تفکیک پذیری مکانی می گردد. مهاجرت در حقیقت تصویری منطبق تر بر واقعیت زمین شناسی از بازتابنده ها تولید می کند (ایلماز، ۱۹۸۷).

تصویرسازی عمقی قبل از برانبارش (PSDM) در صنعت نفت به عنوان ابزاری قوی برای تصویرسازی لایه های زیر سطحی برای مناطقی که دارای تغییرات جانبی سرعت زیاد هستند همانند گنبد های نمکی، چین خوردگی های تراستی، گسلها و ساختارهای چینه ای می باشد.

در تصویرسازی عمقی معمولی قبل از برانبارش (PSDM) فرض بر این است که سرعت لرزه ای با جهت انتشار آن تغییر نمی کند و محیط را همسانگرد (Isotropic) در نظر می گیرند. در صورتی که در واقعیت زمین ناهمسانگرد (Anisotropic) می باشد. به عبارت دیگر سرعت لرزه ای با تغییر جهت انتشار آن تغییر می کند. بنابراین در انجام مهاجرت عمقی باید از تقریب های ناهمسانگردی استفاده نمود. اگر ما معادلات مهاجرت همسانگرد را برای داده های ناهمسانگرد بکار ببریم

تصویرها بصورت عمودی و جانبی در جای واقعی خود قرار نمی گیرند و باعث ایجاد خطا در تعیین عمق بازتابها می گردد (تامسن، ۱۹۸۶).

## ۲ روش تحقیق

به طور کلی ناهمسانگردی در محیط های رسوبی به علت های همانند جهت گیری ترجیحی دانه های رسوبی و شکستگی یا ترک های ریز ایجاد می شود. مخزن های نفتی و لایه های زمین شناسی معمولاً ناهمسانگرد هستند. بنابراین تعیین پارامترهای ناهمسانگردی ضروری به نظر می رسد. پارامترهای ناهمسانگردی تامسن شامل  $\epsilon$  و  $\delta$  می باشد (تامسن، ۲۰۰۲). پارامتر  $\epsilon$  معرف تاثیر ناهمسانگردی در زاویه های نزدیک به صفحه افقی است و ناهمسانگردی محیط را وقتی پرتو در زاویه های نزدیک به  $90^\circ$  درجه نسبت به محور قائم می تابد کنترل می کند. در حالیکه پارامتر  $\delta$  ناهمسانگردی محیط را در زاویه های نزدیک به محور قائم کنترل می نماید.

پارامترهای ناهمسانگردی تامسن ( $\epsilon$  و  $\delta$ ) از روشهای مختلفی بدست می آید. یکی از روشهای تعیین این پارامترها استفاده از اطلاعات چاه (VSP و نگار صوتی) و اطلاعات لرزه ای قبل از برانبارش می باشد (روی و همکاران، ۲۰۱۷). با داشتن سرعت عمودی (سرعت VSP) و سرعت برونراند قائم (استخراج شده از اطلاعات لرزه ای  $V_{nmo}$ ) می توان پارامتر  $\delta$  را بدست آورد.

برای استخراج پارامتر  $\delta$  می توان از اختلاف ضخامت لایه ها در چاه و مقاطع لرزه ای و رابطه (۱) نیز استفاده کرد (دانتون، ۲۰۰۵):

$$\delta = \frac{1}{2} \left[ \left( \frac{\Delta Z^I}{\Delta Z^A} \right)^2 - 1 \right] \quad (1)$$

$\Delta Z^I$ : ضخامت لایه اندازه گیری شده از مقاطع لرزه ای

$\Delta Z^A$ : ضخامت لایه اندازه‌گیری شده در چاه

همچنین با استفاده از برونراند‌های باقیمانده در دورافت‌های دور می‌توان پارامتر غیر بیضوی  $\eta$  (میزان انحراف منحنی برونراند هذلولی) را استخراج و با استفاده از روابط بین این پارامترها، پارامتر  $\varepsilon$  را بدست آورد (موسوی آلاشلو و همکاران، ۲۰۱۷).

اگر سرعت افقی برابر با  $V_h$  و سرعت برانبارش برابر با  $V_{nmo}$  باشد برای تعیین پارامتر  $\varepsilon$  می‌توان از رابطه (۲) استفاده کرد (تسوانکین و همکاران، ۲۰۱۰):

$$\eta = \frac{1}{2} \left( \frac{v_h^2}{v_{nmo}^2} - 1 \right) = \frac{\varepsilon - \delta}{1 + 2\delta} \quad (2)$$

$$\varepsilon = \eta(1 + 2\delta) + \delta$$

مهمترین بخش مطالعات لرزه‌ای در ناهمسانگردی لرزه‌ای در زمینه محیط‌های همسانگرد عرضی (TI) که دارای محور تقارن چرخشی هستند صورت می‌گیرد. بیشتر سازندهای شیلی دارای لایه‌های افقی هستند که یک محیط همسانگرد عرضی با محور تقارن عمودی (VTI) را می‌سازند. در بعضی مواقع ممکن است لایه‌ها دارای همسانگردی عرضی شیبدار باشند که می‌تواند ناشی از مایل بودن یا کج بودن محور تقارن نسبت به سطح زمین باشد (TTI) (شکل ۱).

سرعت فاز موج  $p$  در یک محیط ناهمسانگرد از رابطه (۳) بدست می‌آید (بردار سرعت فاز (یا کندی) عمود بر جبهه موج است) (تسوانکین، ۱۹۹۷):

$$\frac{v_p(\theta)^2}{v_{p0}^2} = 1 + \varepsilon \sin^2 \theta - \frac{f}{2} \quad (3)$$

که در آن  $f$  از رابطه (۴) بدست می‌آید:

$$f = 1 - \frac{v_{s0}^2}{v_{p0}^2} \quad (4)$$

که  $V_{s0}$  و  $V_{p0}$  به ترتیب سرعت‌های عمودی موج‌های  $p$  و  $s$  هستند. این معادله برای یک محیط ناهمسانگرد ضعیف

(وقتی  $\varepsilon$  و  $\delta$  خیلی کمتر از یک باشند) برطبق رابطه (۵)

است (روسید، ۲۰۱۸ و لو، ۲۰۱۴):

$$v_p(\theta) = v_{p0} (1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta) \quad (5)$$

شکل ۲ جبهه موج را در محیط‌های همسانگرد و ناهمسانگرد (با مقادیر مثبت و منفی  $\delta$ ) نمایش می‌دهد.

یکی از مواردی که باید در مهاجرت در نظر گرفته شود محاسبه زمان سیر موج لرزه‌ای از چشمه به گیرنده است. برای اندازه‌گیری مقادیر زمان سیر، تقریب‌های زیادی وجود دارد. وقتی دورافت کوتاه و لایه افقی باشد زمان سیر موج لرزه‌ای از رابطه (۶) بدست می‌آید (تسوانکین و تامسن، ۱۹۹۴):

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{rms}^2} \quad (6)$$

که  $t$  برابر با کل زمان سیر و  $t_0$  برابر با زمان سیر دو طرفه با دورافت صفر و مقدار دورافت  $x$  می‌باشد.

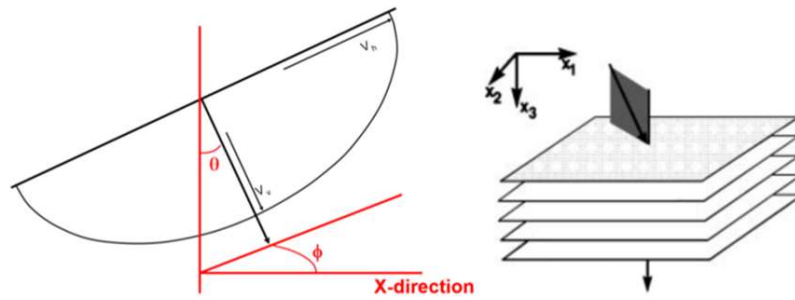
اگر دورافت زیاد و محیط ناهمسانگرد باشد از تقریب‌های دیگر باید استفاده کرد. در این صورت اگر سرعت عمودی موج برشی  $V_{s0}$  را ناچیز در نظر بگیریم معادله آنها ساده می‌شود و بصورت رابطه (۷) نمایش داده می‌شود (الخلیفه، ۱۹۹۷):

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{nmo}^2} - \frac{2\eta x^4}{t_0^2 v_{nmo}^4} \quad (7)$$

که  $\eta$  پارامتر غیر بیضوی است.

اخیراً تقریب‌های زیادی در مورد زمان سیر موج  $P$  ارائه شده است. تقریب برونراند تعمیم‌یافته (GMA) یک تقریب صریح زمان سیر است که توسط استواس معرفی شده است (عابدی و استواس، ۲۰۱۹):

$$t^2(x) \approx t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} + \frac{Ax^4}{t_0^2 v^4 + Bx^2 v^2 + v^4 \sqrt{t_0^4 + 2Bt_0^2 \frac{x^2}{v^2} + C \frac{x^4}{v^4}}} \quad (8)$$



شکل ۱. مدل‌های VTI (راست) و TTI (چپ) (لو، ۲۰۱۴).

$$\begin{aligned}
 A &= -4\eta \frac{(\eta + \sqrt{1 + 2\eta})^2}{(1 + 2\eta)^2} \\
 B &= \frac{1 + 2\eta(2 + \eta + 2\sqrt{1 + 2\eta})}{1 + 2\eta} \\
 C &= \frac{1}{(1 + 2\eta)^2}
 \end{aligned} \tag{۹}$$

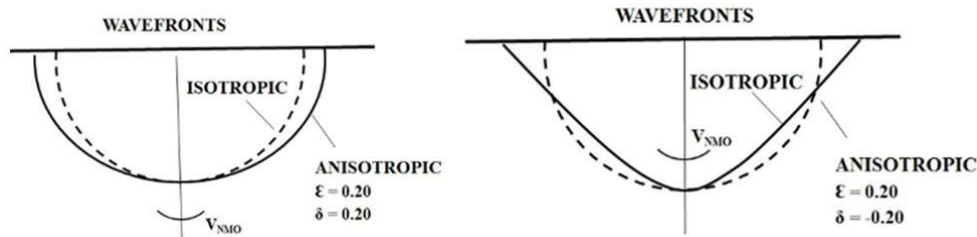
### ۳ داده لرزه‌ای و نتایج کار

این مطالعه بر روی داده‌های لرزه‌ای ثبت شده در جنوب ایران انجام شده است. مخزن اصلی در این ناحیه سازند سروک (بیشتر حاوی آهک و دولومیت) می‌باشد. برای مقایسه نتایج مهاجرت عمقی با در نظر گرفتن الگوریتم‌های ناهمسانگردی و همسانگردی، از اطلاعات لرزه‌نگاری خط دو بعدی استفاده شده است. فاصله گیرنده‌ها در این خط لرزه‌ای ۱۰ متر و فاصله چشمه‌ها ۳۰ متر و تعداد کانال‌های فعال ۷۰۰ عدد می‌باشد. بر روی این خط لرزه‌نگاری یک چاه نیز وجود دارد. پردازش زمانی بر روی این خط لرزه‌ای تا مرحله مهاجرت زمانی انجام شده است.

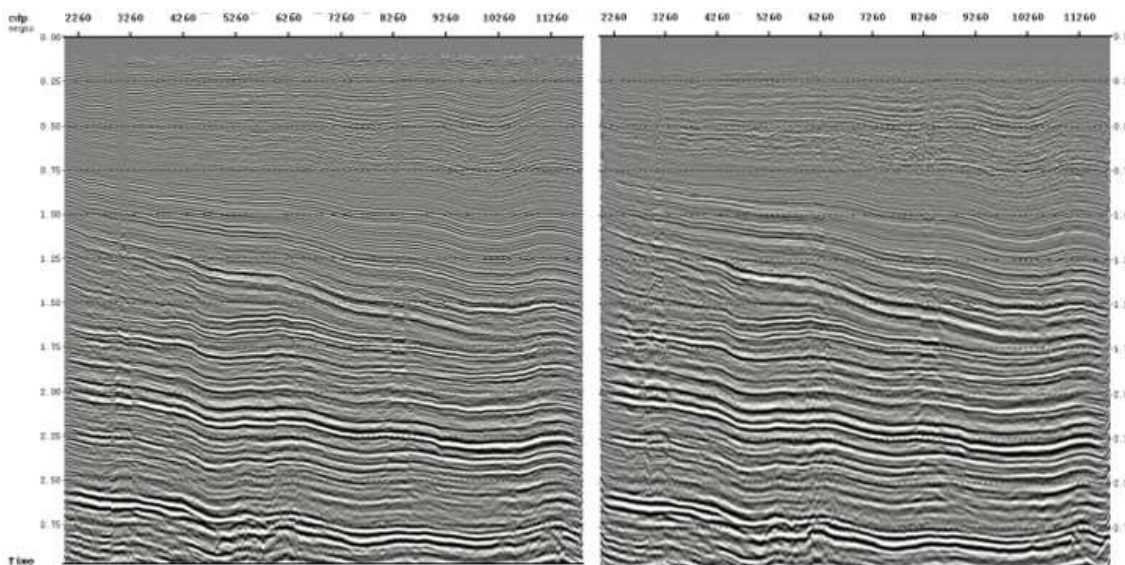
که  $t_0$ ،  $v^2$ ،  $A$  و  $B$  و  $C$  پنج پارامتر مستقل هستند که برای محاسبه  $t(x)$  بکار می‌روند. این پارامترها توسط دو خاصیت پرتو مرجع (یکی دورافت صفر و دیگری دورافت بزرگ) تعریف می‌شوند.

برای بالانس کردن بیشتر پارامترها و جلوگیری از محاسبه مشتقات مرتبه بالا، عابدی و استوواس استفاده از سه پرتو مرجع بجای دو پرتوی که در GMA اصلی بکار برده شده بود را پیشنهاد دادند. در این روش پارامترهای  $t_0$ ،  $v^2$  تعریف مشابه‌ای با روشهای قبل دارند زیرا این پارامترها برای هر تقریب برونراند دقیق در دورافت‌های کم ضروری هستند. برای تعریف پارامترهای  $B$  و  $C$  از پرتو با دورافت دور و برای تعریف پارامتر  $A$  از یک پرتو مرکزی سوم در دورافت متوسط استفاده شده است (عابدی و همکاران، ۲۰۱۹).

در یکی از روشهایی که در معادله GMA در محیط VTI توسط عابدی و استوواس پیشنهاد شده است پارامترهای  $A$ ،  $B$  و  $C$  از روابط (۹) بدست می‌آیند (عابدی و استوواس، ۲۰۱۹b):



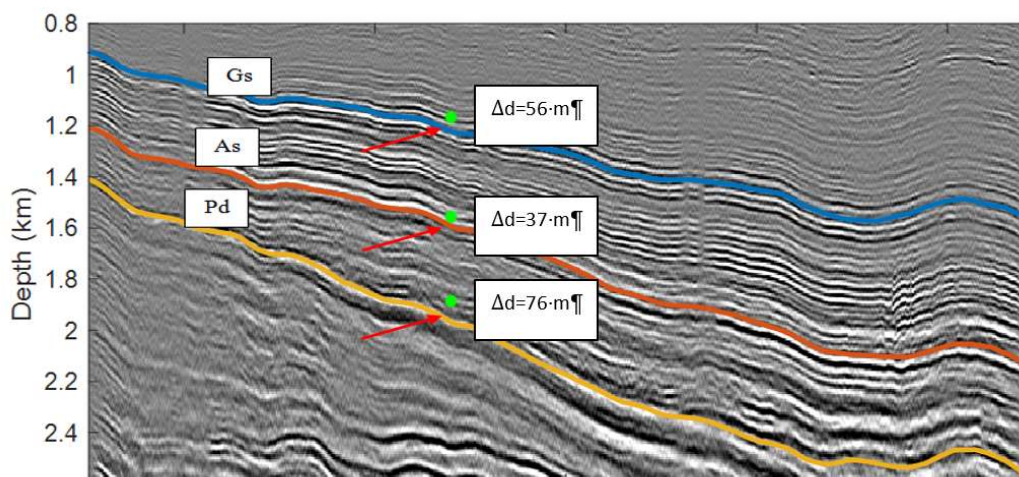
شکل ۲. جبهه موج برای محیطهای همسانگرد و ناهمسانگرد با مقادیر مثبت  $\delta$  (چپ) و منفی  $\delta$  (راست) (لو، ۲۰۱۴).



شکل ۳. مقاطع برانبارش (چپ) و مهاجرت زمانی (راست).

گردید. همانطور که در محل چاه مشخص است عمق ۳ بازتاب اصلی با عمق واقعی آنها در محل چاه (نقاط سبز رنگ) اختلاف داشته و این اختلاف عمقی برای سه افق نامبرده به ترتیب ۵۶، ۳۷ و ۷۶ متر می‌باشد. این اختلاف به این دلیل بوجود آمده که محیط مورد مطالعه ناهمسانگرد بوده و مهاجرت عمقی استفاده شده این موضوع را در نظر نگرفته است.

شکل ۳ مقاطع برانبارش و مهاجرت زمانی (PSTM) حاصله از پردازش را بر روی این خط لرزه‌ای نشان می‌دهد. حال از برداشت‌های پردازش شده برای انجام مرحله مهاجرت عمقی استفاده شده است. در مرحله اول، مهاجرت عمقی همسانگرد بر روی داده‌ها اعمال شده است (شکل ۴). برای انجام این مرحله ۳ افق گچساران، آسماری و پابده بر روی مقطع لرزه‌ای تفسیر شد و مدل سرعتی آماده



شکل ۴. مقطع مهاجرت عمقی همسانگردی و اختلاف عمق بازتابها در چاه (نقاط سبز) و مقطع لرزه‌ای.

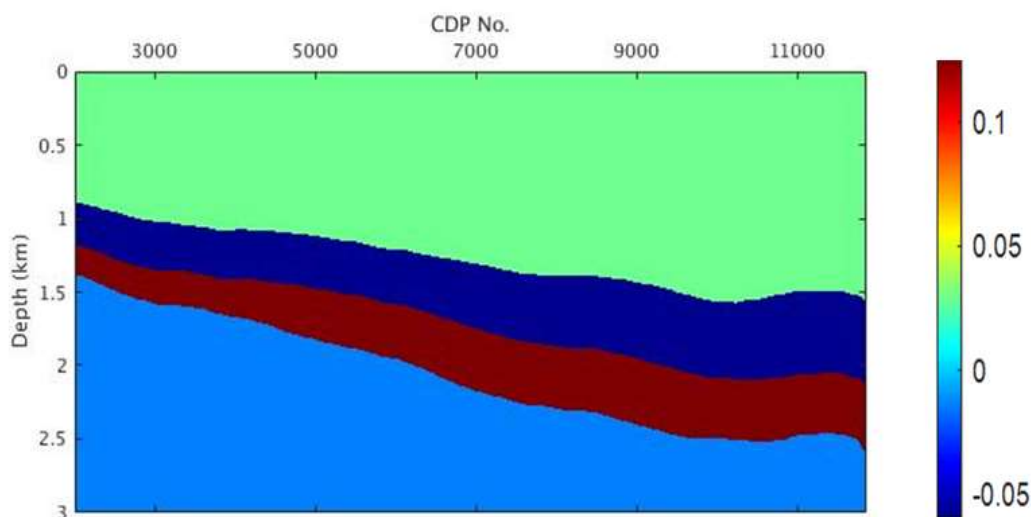
جدول ۱. مقادیر عمق بازتابها در چاه و داده لرزه‌ای و محاسبه مقدار پارامتر  $\delta$ .

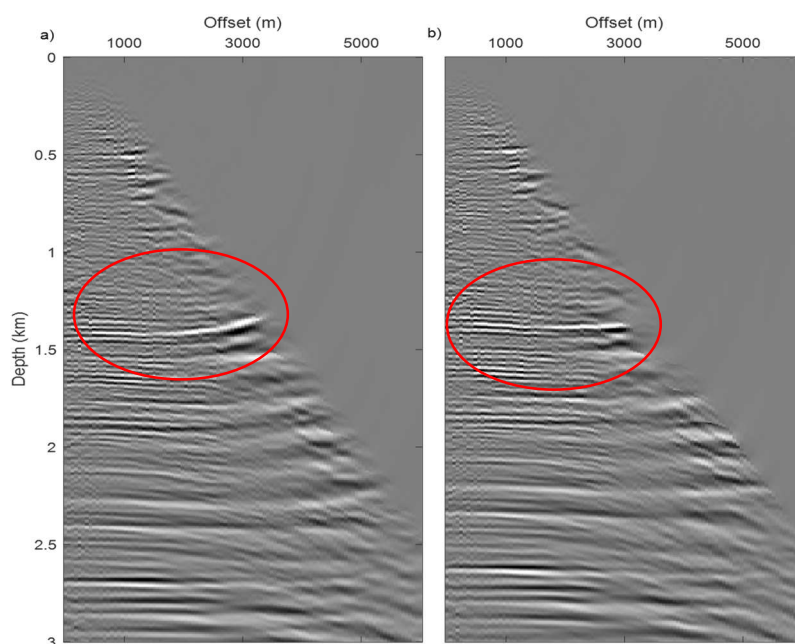
نام سازند	عمق سازند در چاه (متر)	عمق سازند در مقطع لرزه‌ای (متر)	مقدار $\delta$ محاسبه شده
گچساران	۱۱۶۶/۵	۱۲۲۲/۵	۰/۰۴۹
آسماری	۱۵۵۶/۵	۱۵۹۳	-۰/۰۴۹
پابده	۱۸۸۵/۵	۱۹۶۱	۰/۱۲۵

مشخص است که بازتابها در مهاجرت عمقی با الگوریتم همسانگرد در دورافت‌های دور بخوبی به خط نشده اند. اما این بازتابها در مهاجرت عمقی با الگوریتم ناهمسانگرد به خط شده هستند. اعمال مهاجرت عمقی ناهمسانگرد و در نتیجه آن به خط شدن بازتابها باعث بهبود کیفیت و پیوستگی بازتابها در مقطع لرزه‌نگاری شده است (شکل ۷). مقطع مهاجرت داده شده با الگوریتم‌های ناهمسانگردی و مقایسه عمق بازتابهای آن با عمق واقعی آنها در چاه در شکل ۸ نشان داده شده است. همانطور که در شکل مشخص است با در نظر گرفتن پارامترهای تامسن در مهاجرت عمقی، بازتابهای لرزه‌ای تطابق بسیار خوبی با چاه دارند و اختلاف عمق بازتابهای لرزه‌ای (افقهای تفسیر شده) و عمق واقعی آنها در چاه (نقاط سبز رنگ) کمتر از نیم متر است.

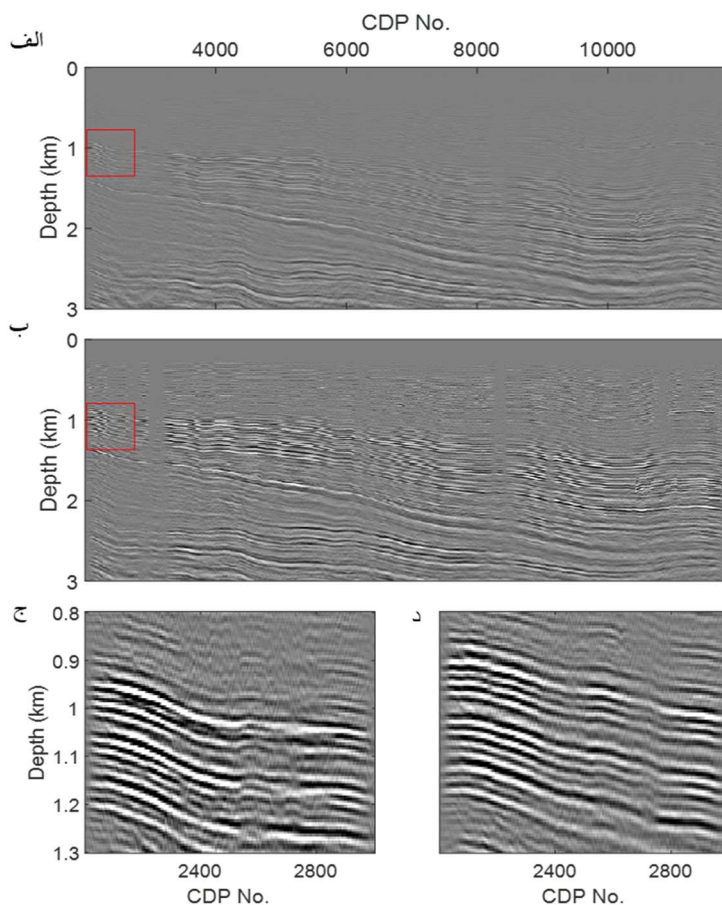
برای حل این مشکل و کم کردن اختلاف عمق بازتابها در چاه و مقاطع لرزه‌ای، انجام مهاجرت عمقی با الگوریتمهای ناهمسانگردی در نظر گرفته شده است. به این منظور با استفاده از ضخامت سازندها در چاه و مقطع لرزه‌ای، مقدار پارامتر  $\delta$  محاسبه گردید (جدول ۱). در شکل ۵ مقطع مقدار پارامتر  $\delta$  نشان داده شده است. در ابتدا مقدار  $\epsilon$  برابر با مقدار پارامتر  $\delta$  در نظر گرفته شده و مهاجرت عمقی با استفاده از مقادیر این دو پارامتر و مدل سرعتی و افقهای تفسیر شده بر روی داده‌های لرزه‌ای اعمال شده است. بعد از اعمال مهاجرت، مدل سرعتی و پارامترهای ناهمسانگردی و افقهای تفسیر شده بروز شده و مجدد مهاجرت عمقی انجام شده است.

شکل ۶ ورداشت CDP مهاجرت عمقی با الگوریتم همسانگرد و ناهمسانگرد را نمایش می‌دهد. با توجه به شکل

شکل ۵. مقدار پارامتر  $\delta$  در طول خط لرزه‌ای.

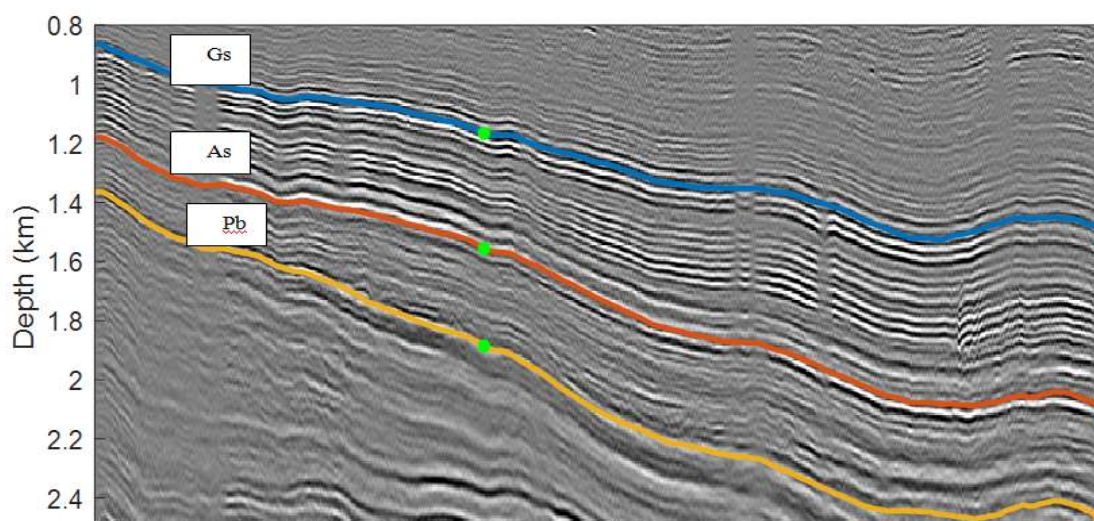


شکل ۶. ورداشت CDP مهاجرت عمقی با الگوریتم همسانگرد (چپ) و ناهمسانگرد (راست).



شکل ۷. الف) مقطع لرزه‌ای مهاجرت داده عمقی با الگوریتم همسانگرد (ب) مقطع لرزه‌ای مهاجرت داده عمقی با الگوریتم ناهمسانگرد (پ) بزرگنمایی

شده شکل الف ت) بزرگنمایی شده شکل ب



شکل ۸. مقطع مهاجرت عمقی ناهمسانگردی و تطابق عمق بازتاب ها (خطوط تفسیر شده) با عمق واقعی آنها در چاه (نقاط سبز رنگ).

- 10). University of Calgary, Department of Geology and Geophysics.
- Lu, L., 2014, "Seismic depth imaging in anisotropic media", University of Calgary, MSC. Thesis
- Rosid, M. S., Samosir, G. R., and Purba, H. (2018, November). Estimation of seismic anisotropy parameter and AVO modeling of field "G". In Journal of Physics: Conference Series (Vol. 1120, No. 1, p. 012058). IOP Publishing.
- Roy, A., Zheng, L., Hu, X., Pearson, R., Oropeza, E., Mueller, S., and Chang, M. (2017, September). Anisotropic prestack depth-migration processing in the Permian Basin, Texas. In SEG International Exposition and Annual Meeting (pp. SEG-2017). SEG.
- Thomsen, L. (1986). Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 51(10), 1954-1966.
- Thomsen, L. (2014). Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation. Society of Exploration Geophysicists.
- Tsvankin, I., and Thomsen, L. (1994). Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media. *Geophysics*, 59(8), 1290-1304.
- Abadi, M. M., and Stovas, A. (2019a). A new parameterization for generalized moveout approximation, based on three rays. *Geophysical Prospecting*, 67(5), 1243-1255.
- Abadi, M. M., and Stovas, A. (2019b). Extended generalized non-hyperbolic moveout approximation. *Geophysical Journal International*, 216(2), 1428-1440.
- Abadi, M. M., Riahi, M. A., and Stovas, A. (2019). Three-parameter normal moveout correction in layered anisotropic media: A stretch-free approach. *Geophysics*, 84(3), C129-C142.
- Alashloo, S. Y. M., and Ghosh, D. P. (2017). Prestack depth imaging in complex structures using VTI fast marching traveltimes. *Exploration Geophysics*, 49(4), 484-493.
- Alkhalifah, T. (1997). Velocity analysis using nonhyperbolic moveout in transversely isotropic media. *Geophysics*, 62(6), 1839-1854.
- Downton, J. E. (2005). Seismic parameter estimation from AVO inversion (Vol.

#### منابع

- Tsvankin, I. (1997). Anisotropic parameters and P-wave velocity for orthorhombic media. *Geophysics*, 62(4), 1292-1309.
- Tsvankin, I., Gaiser, J., Grechka, V., Van Der Baan, M., and Thomsen, L. (2010). Seismic anisotropy in exploration and reservoir characterization: An overview. *Geophysics*, 75(5), 75A15-75A29.
- Yilmaz, O. (1987). *Seismic data processing*: Society of Exploration Geophysicists.

## Applying Anisotropic PSDM to match depth of horizons in well data and seismic section

Ebrahim Zare<sup>1\*</sup>, Mohammad Ali Riahi<sup>2</sup> and Mahdi Nazari Saram<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student of Seismology, Department of Petroleum, Mining and Materials Engineering, Central Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Professor, Institute of Geophysics University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Department of Petroleum, Mining and Materials Engineering, Central Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

(Received: 18 February 2024, Accepted: 21 April 2024)

### Abstract

A medium is isotropic if its elastic properties do not change with direction. The usual meaning of seismic anisotropy is variation of seismic velocity, which itself depends on the elastic properties of the medium, with the direction in which it is measured.

In sedimentary rock sequences, the anisotropy may be caused by preferred orientation of anisotropic mineral grains, preferred orientation of cracks or thin bedding of layers. Anisotropy parameters that defined by Thomsen are  $\epsilon$  and  $\delta$ . Thomsen's anisotropic parameters are estimated by well and seismic data. However, one difficulty in addressing anisotropy lies not in the algorithms, but in the reliable estimation of anisotropic parameters.

Most of seismic data analysis assume isotropic behavior for subsurface while the earth is often anisotropic and seismic velocity isn't constant in different directions. So, this analysis must consider anisotropic assumption. One of the most common anisotropy-related phenomena is seismic imaging.

Output of migration is the section that is similar to the geological model. Depth migration leads to correct image when velocity changes laterally and vertically in the subsurface. Generally, isotropic Pre-Stack Depth Migration (PSDM) corrects only for lateral velocity heterogeneity; however, anisotropic PSDM algorithms also correct for velocity changing with direction. Anisotropic PSDM corrects for vertical shifts, correctly positions events in depth, and properly focuses diffraction energy. Thomsen's anisotropic parameters,  $\epsilon$  and  $\delta$ , are two main parameters required in a velocity model for PSDM imaging.

Accurate estimation of travel time is very essential in seismic imaging and velocity analysis. Inaccurate approximation of travel time leads to migration errors. Several equations have been developed for nonhyperbolic travel time approximation in transversely isotropic media with vertical symmetry axis (vertical transverse isotropy, VTI).

In this study, 2D seismic line and well data are used for doing isotropic and anisotropic PSDM. Conventional processing sequences are performed on seismic data. Initial velocity model was created and then 3 horizons were picked on seismic section. Anisotropy parameters are calculated using true depth of horizons in seismic and well data and then PSDM is performed with and without considering anisotropic parameters.

Results of applying anisotropic PSDM in seismic data show that this method moves the events to correct positions and can significantly reduce seismic-to-well mis ties, hence, providing more accurate structural images in depth domain.

In addition, anisotropic PSDM attenuates the hockey stick events on CDP gathers and so improves reflector continuity in the subsurface image especially in shallow parts.

**Keywords:** Anisotropic, Thomsen, depth migration, travel time, normal moveout