

بررسی اثر تصحیح برون‌راند شیب در پردازش داده‌های لرزه‌نگاری سه‌بعدی

مهدی مرادی* و مجید نبی‌بیدهندی**

* شرکت عملیات اکتشاف نفت

** موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۴۶-۱۴۱۵۵

(دریافت مقاله: ۸۲/۱۱/۷، پذیرش مقاله: ۸۳/۹/۱۰)

چکیده

در این مقاله تعاریف و اصول ریاضی تصحیح برون‌راند شیب در لرزه‌نگاری سه‌بعدی و اثر تصحیح برون‌راند شیب به روش انتگرال کیرشهف روی داده‌های سه‌بعدی گرگان ارائه و بررسی می‌شود. برای اعمال فرایند برون‌راند شیب به داده‌ها، ابتدا لازم است مراحل از پردازش روی آن‌ها انجام شود. پس از آماده‌سازی داده‌ها برای تصحیح برون‌راند شیب، مقاطعی در مکان‌های معینی تهیه کرده و پس از تصحیح برون‌راند شیب روی داده‌ها، یک بار دیگر در همان نقاط همان مقاطع را به منظور بررسی اثر فرایند، تهیه نموده‌ایم. از مقایسه مقاطع قبل و بعد از تصحیح برون‌راند شیب، می‌توان اثر این فرایند را روی داده‌های واقعی بررسی کرد. این تحقیق نشان می‌دهد که بهبود کیفیت داده‌ها پس از اعمال برون‌راند شیب قابل ملاحظه است و نمی‌توان از آن صرف نظر کرد. شیب لایه‌های زیرزمینی در منطقه گرگان که از آن برداشت لرزه‌نگاری سه‌بعدی صورت گرفته، بین ۰ تا ۵۰ درجه متغیر است. مراحل کار با استفاده از نرم افزار پرومکس نسخه 7.1 روی دستگاه IBM-590 صورت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: ترسیمه، برون‌راند شیب، دورافت صفر، تصحیح ایستایی

۱ مقدمه

نیستند و شیب لایه‌ها مقادیر محاسبه شده برای سرعت‌ها را تحت تاثیر قرار می‌دهد. بدین صورت که با افزایش شیب سطح بازتابی، مقدار بزرگ‌تری برای سرعت محاسبه می‌شود و برعکس. در نتیجه در مکان‌هایی با شیب‌های گوناگون، در فرایندهای برون‌راند نرمال و انبارش، استفاده از سرعت یک لایه با یک شیب، سبب تضعیف لایه دیگر با شیب دیگر می‌شود. با فرایند برون‌راند شیب می‌توان اثر شیب را از روی داده‌ها برطرف کرد و در نتیجه سرعت واقعی لایه‌ها را محاسبه نمود. علاوه بر این، به سبب این که فرایند برون‌راند شیب، داده‌ها را به دورافت صفر تبدیل می‌کند، مایگریشن بعد از انبارش با دقت بیشتری صورت می‌گیرد. به‌علاوه کیفیت مقاطع پردازش شده نیز بهبود می‌یابد. در این مقاله تعاریف زیربنایی برون‌راند شیب سه‌بعدی بیان و روش‌های محاسبه و انجام آن معرفی می‌شوند. سپس نتایج به‌دست آمده از اعمال برون‌راند شیب روی داده‌ها سه‌بعدی واقعی گرگان نشان داده

به‌طور کلی پردازش داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی شامل دو مرحله اساسی است: مرحله اول این که مشخص شود، آیا یک پدیده ارتعاشی ضبط شده، پدیده‌ای خواسته است یا ناخواسته. در مرحله دوم اگر پدیده ضبط شده خواسته است مکان واقعی آن روی مقطع لرزه‌نگاری بعد از پردازش کجاست. برای حل مسئله اول از انواع فیلترها برای تضعیف نوفه و جدا سازی امواج خواسته از ناخواسته استفاده می‌شود. حل مسئله دوم به فرایندهای برون‌راند شیب و مایگریشن مربوط می‌شود. در بعضی از فرایندهای پردازش، تعیین دقیق سرعت اهمیت زیادی دارد. یکی از مسائلی که برای تعیین دقیق سرعت در مناطقی که لایه‌ها شیب‌دار هستند وجود دارد این است که کلیه ترسیمه‌های (traces) بازتابی که دارای نقطه میانی مشترکی هستند از یک نقطه عمقی مشترک بازتاب نمی‌شوند. لذا، در تحلیل سرعت با رایانه، سرعت‌های محاسبه شده، سرعت‌های واقعی موج در طبقات زمین

خواهند شد.

۲ اصول ریاضی برون‌راند شیب و بررسی روش هندسی

برای اعمال تصحیح برون‌راند شیب روی داده‌های سه‌بعدی، استفاده از نرم‌افزارهای رایانه‌ای که مخصوص این کار تدوین شده متداول است. روابط ریاضی اولیه برای تدوین این فرایندها و یا درک چگونگی عمل آن‌ها از تجزیه و تحلیل اشکال هندسی مسیر شعاع‌های ارسالی و دریافتی به دست می‌آیند. شکل ۱ سه نقطه بازتابی P ، P_1 ، P_2 را نشان می‌دهد که چشمه (S_i) و گیرنده (G_i) مربوط به آن‌ها دارای یک نقطه میانی مشترک‌اند، بدین ترتیب نقطه M وسط فاصله $S_1 G_1$ و هم‌چنین وسط فاصله $S_2 G_2$ است. در حالت خاص اگر چشمه و گیرنده روی نقطه M منطبق باشند نقطه بازتاب، P خواهد بود. هم‌چنان‌که ملاحظه می‌شود نقاط بازتابی P ، P_1 ، P_2 در یک مکان قرار ندارند و با افزایش فاصله چشمه و گیرنده، نقطه بازتابی همواره به سمت بالای شیب سطح Q حرکت می‌کند.

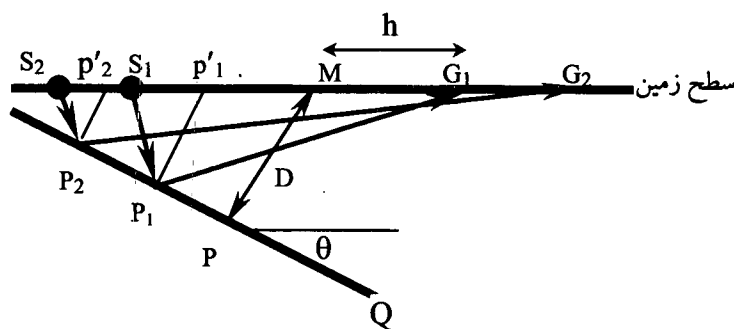
در این‌جا لازم است به این نکته توجه شود که در حالت لایه‌های افقی با افزایش فاصله بین چشمه و گیرنده

به‌طوری‌که نقطه میانی M همواره ثابت باشد، همه بازتاب‌ها از یک نقطه مانند P صورت می‌گیرند و عمود اخراجی بر سطح بازتابی از نقطه بازتابی همواره از نقطه میانی بین چشمه‌ها و گیرنده‌های روی سطح زمین عبور می‌کند. در صورتی که اگر سطح بازتابی شیب‌دار باشد، با تغییر فاصله چشمه و گیرنده، دورافت صفر یعنی طول فاصله عمود از نقاط بازتابی P ، P_1 و P_2 برابر طول‌های PM ، $P_1 P'_1$ و $P_2 P'_2$ نیز متغیر هستند.

می‌توان نشان داد که با تغییر دورافت، پدیده‌های بازتابی از یک سطح روی یک گروه از ترسیمه‌هایی که دارای نقطه میانی مشترکی هستند، روی یک هذلولی قرار می‌گیرند. معادله این هذلولی به‌صورت ذیل است:

$$T^2 = T_{0m}^2 + \left(\frac{2h}{v / \cos \theta} \right)^2 \quad (1)$$

که در آن T زمان رفت و برگشت موج از چشمه به گیرنده است که به فاصله $2h$ از هم قرار دارند و T_{0m} زمان دورافت صفر در نقطه میانی مشترک M و v سرعت موج در سازندهای بالای سطح بازتابی و θ زاویه شیب سطح در راستای چشمه و گیرنده است که در این



شکل ۱. مسیر شعاع‌های تابش و بازتابش در حالت لایه‌های شیب‌دار و جابه‌جایی نقطه بازتابش با تغییر دورافت، S_i ها چشمه‌ها، G_i ها گیرنده‌ها، M وسط چشمه‌ها و گیرنده‌ها، و Q سطح بازتابی شیب‌دار در زیر سطح زمین است.

در زمین را به دست می‌دهد.

۳ مقدار جابه‌جایی نقطه بازتابی روی سطح بازتابی

شیب‌دار با تغییر دورافت

مقدار جابه‌جایی نقطه انعکاسی (L) با تغییر دورافت (h) روی یک سطح شیب‌دار (Q) که با سطح افق در صفحه قائمی که از چشمه و گیرنده عبور می‌کند زاویه θ می‌سازد براساس محاسبات (لوین، ۱۹۷۱) برابر است با:

$$pp_1 = L = \frac{h^2}{D} \cos \theta \sin \theta \quad (3)$$

بنابراین، مقدار جابه‌جایی با مجذور نصف فاصله چشمه و گیرنده h نسبت مستقیم (شکل ۱)، و با D فاصله عمودی نقطه وسط چشمه و گیرنده از سطح بازتابی نسبت عکس دارد. در حالت لایه‌های افقی و هم‌چنین در راستای عمود بر شیب سطح بازتابی که زاویه θ برابر صفر است رابطه فوق نشان می‌دهد که مقدار جابه‌جایی نقطه بازتابی روی سطح بازتابی با تغییر فاصله چشمه و گیرنده نیز برابر صفر خواهد شد. همچنان‌که در رابطه (۳) مشاهده می‌شود مقدار طولی این جابه‌جایی، مستقل از سرعت موج در لایه‌های زمین است.

۴ تصحیح شیب در لرزه‌نگاری سه‌بعدی

با توجه به موارد ذکر شده در بخش‌های پیشین این نکته واضح است که نقطه بازتابی روی سطح شیب‌دار با افزایش دورافت همواره به طرف بالای شیب و بر عکس با کاهش دورافت همواره به طرف پایین شیب جابه‌جا می‌شود. می‌توان ثابت کرد که تصحیح برون‌راند شیب همواره در صفحه قائمی که از چشمه و گیرنده می‌گذرد صورت می‌گیرد (هیل، ۱۹۹۸). از این‌رو برخلاف مایگریشن که بازتابش شعاع موج ارسالی از یک سطح شیب‌دار، از قسمت‌های جانبی صفحه قائمی که از چشمه و گیرنده می‌گذرد صورت می‌گیرد و بنابراین تصحیح مایگریشن همواره یک عملگر سه‌بعدی است (مگر در

حالت ثابت فرض می‌شود. در این حالت محاسبه سرعت با رایانه به جای V ، مقدار $V/\cos\theta$ را به دست می‌دهد. اگر سطح بازتابی افقی باشد شیب آن برابر صفر است و در نتیجه $\cos\theta=1$ و بنابراین در مخرج کسر رابطه (۱) مستقل از زاویه شیب خواهد شد. از این‌رو استفاده از یک گروه ترسیمه‌هایی که دارای نقطه میانی مشترکی باشند و از مکانی برداشت شده باشند که سطح بازتابی نیز افقی باشد، رایانه سرعت واقعی موج در زمین را محاسبه می‌کند.

در حالت سه‌بعدی، پدیده‌های بازتابی از یک سطح، در یک گروه از ترسیمه‌هایی که دارای یک خانه (bin) میانی مشترک هستند، روی یک سطح هندلولی‌گون قرار می‌گیرند که معادله آن به صورت رابطه (۲) است.

$$T^2 = T_{om}^2 + \frac{4h^2}{V^2} (1 - \sin^2 \theta \cos^2 \phi) \quad (2)$$

در رابطه (۲)، ϕ زاویه بین راستای شیب سطح بازتابی و راستای چشمه و گیرنده است، و بقیه پارامترها در رابطه (۱) بیان شده‌اند. همان‌طور که در رابطه (۲) مشاهده می‌شود، اگر سرعت موج با رایانه محاسبه شود، علاوه بر این که سرعت‌های محاسبه شده به شیب سطح بازتابی بستگی دارند، به زاویه سمت چشمه و گیرنده نیز بستگی خواهند داشت. زیرا در این حالت رایانه به جای V ، مقدار $V/(1 - \sin^2 \theta \cos^2 \phi)^{0.5}$ را به دست می‌دهد. البته اگر تصحیح برون‌راند شیب روی داده‌ها اعمال شود و سپس تحلیل سرعت صورت گیرد سرعت واقعی V با استفاده از رایانه به دست خواهد آمد. زیرا برون‌راند شیب پدیده‌های بازتابی از یک سطح روی یک گروه (CMP) را به مکانی می‌برد که به آن نقطه مشترک انعکاسی (CRP) می‌گویند و همانند این است که بازتاب از یک سطح بدون شیب صورت گرفته باشد. لذا پدیده‌های بازتابی را روی سطح هندلولی‌گونی قرار می‌دهد که همانند سطح هندلولی‌گون، بدون شیب است. از این‌رو $\theta=0$ و رابطه (۲) مستقل از زاویه شیب و زاویه سمت شده، رایانه سرعت واقعی موج

(عمودی) و مقدار جابه‌جایی افقی تعیین شوند. در این صورت مکان دورافت صفر یک پدیده بازتابی که برای اثر شیب اصلاح شده مشخص خواهد شد.

هیل (۱۹۹۸) چنین بیان می‌کند که در لرزه‌نگاری سه‌بعدی دریایی در حالتی که راستای چشمه و گیرنده‌ها در یک پهناو (swath) ثابت و معین است می‌توان روی هر خط امتدادی (inline) به‌طور جداگانه تصحیح برون‌راند شیب دوبعدی انجام داد و بر همان داده‌ها اعمال نمود. در این صورت جوابی به‌دست خواهیم آورد که با جواب تصحیح برون‌راند شیب سه‌بعدی روی کل داده‌ها یکسان خواهد بود. به منظور ارائه روش‌های تصحیح برون‌راند شیب، در ادامه جواب ضربه برون‌راند شیب را که مکان هندسی دورافت صفر یک نقطه از سطح بازتابی است، بیان خواهیم کرد.

۵ جواب ضربه برون‌راند شیب با فرض سرعت ثابت یکی از روش‌های شناخت یک سامانه، جواب آن سامانه در مقابل ضربه واحد است، بدین معنی که اگر فقط یک ضربه واحد بر سامانه اعمال شود پاسخ سامانه در برابر آن چه خواهد بود. با دانستن این جواب، می‌توان جواب سامانه را، نسبت به هر موج پیچیده معین دیگری به‌دست آورد. برای به‌دست آوردن جواب ضربه برون‌راند شیب ابتدا باید جواب ضربه مایگریشن قبل از انباشش را بیان کنیم. در مورد مایگریشن جواب ضربه چنین بیان می‌شود. اگر ضربه‌ای (pulse) در زمان صفر وارد زمین شود و بازتابش آن از نقطه‌ای توسط گیرنده‌ای که در فاصله $2h$ از چشمه قرار دارد در زمان t ثانیه بعد دریافت شود، نقطه بازتاب این ضربه در چه مکان‌هایی می‌تواند وجود داشته باشد. مکان هندسی این نقاط را جواب ضربه مایگریشن گویند. واضح است که در این مورد جواب یک بیضی خواهد بود که چشمه و گیرنده در کانون‌های آن قرار دارند (شکل ۲). زیرا بیضی مکان هندسی نقاطی است که

حالتی که چشمه و گیرنده کاملاً در جهت شیب سطح بازتابی باشند). چون تصحیح برون‌راند شیب در راستای چشمه و گیرنده صورت می‌گیرد، می‌توان آن را عملگری دوبعدی محسوب کرد. بنابراین همه اصول ریاضی مربوط به برون‌راند شیب دوبعدی در مورد سه‌بعدی هم صادق است. زیرا راستای افقی همواره معلوم آن همان راستای چشمه و گیرنده است.

برای روشن شدن مطلب فرض کنید که مسیر چشمه و گیرنده عمود بر خط شیب سطح بازتابی باشد، در این حالت روی مقطع لرزه‌نگاری هیچ اثر شیبی از سطح مشاهده نمی‌شود. بنابراین تصحیح برون‌راند شیب هم وجود ندارد. ولی به لحاظ وجود شیب، نقاطی که بازتاب از آن‌ها صورت گرفته در صفحه قائم چشمه و گیرنده قرار ندارند، بلکه بازتاب از نقاطی صورت می‌گیرد که خارج صفحه قائم و در سمت بالای شیب است. بنابراین مایگریشن وجود دارد و کل اثر سطح بازتابی روی مقطع لرزه‌نگاری می‌باید تصحیح شود تا در مکان واقعی خود، روی مقطع قائم قرار گیرد. از این رو تحلیل سرعت در راستای عمود بر شیب تحت تاثیر شیب قرار ندارد و بدون تصحیح برون‌راند شیب، سرعت واقعی لایه‌ها را می‌توان محاسبه کرد.

اگر راستای خط لرزه‌نگاری را به تدریج چرخانده تا در راستای شیب سطح بازتابی قرار گیرد، مقدار جابه‌جایی نقطه بازتابی در یک فاصله معین چشمه و گیرنده افزایش می‌یابد، و در راستای شیب به حداکثر خود می‌رسد. در این حالت برای این که بتوان سرعت واقعی موج در زمین را به‌دست آورد باید ابتدا اثر شیب را بر طرف نمود.

به‌طور کلی فرایند برون‌راند شیب روی سطوح افقی هیچ تغییری ایجاد نمی‌کند. در حالت برداشت لرزه‌نگاری سه‌بعدی در خشکی معمولاً جهت چشمه و گیرنده مرتباً تغییر می‌کند ولی راستای آن‌ها همواره معلوم و معین است. لذا فقط لازم است که مقدار جابه‌جایی زمانی

صفر بیضی مایگریشن باشد جواب ضربه برون‌راند شیب خواهد بود. در شکل ۲ بیضی‌های مایگریشن و برون‌راند شیب برای مقایسه با هم ترسیم شده‌اند. برای به‌دست آوردن معادله بیضی برون‌راند شیب محاسبات قدری طولانی‌تر از بیضی مایگریشن است. معادله جواب ضربه مایگریشن را به سادگی از روی تعریف آن نوشتیم. ولی برای به‌دست آوردن معادله بیضی برون‌راند شیب با توجه به این که عمود بر سطح بازتابی در نقطه $P(y_1, z_1)$ از نقطه $N(y, 0)$ می‌گذرد و سطح بازتابی در نقطه P مماس بر سطح بیضوی مایگریشن است، ضریب زاویه خط PN برابر منفی عکس ضریب زاویه خط مماس بر سطح بیضوی است. می‌توان رابطه‌ای بین مختصات نقاط P و N نوشت و پس از تغییراتی به معادله رابطه (۷) رسید (هیل، ۱۹۹۸) که همان معادله بیضی جواب ضربه برون‌راند شیب است.

$$\frac{t_0^2}{t_n^2} + \frac{y^2}{h^2} = 1 \quad (۷)$$

مجموع فواصل هر کدام، از دو نقطه ثابت به نام کانون به یک فاصله‌اند. مجموع این فواصل همان زمان t است که موج پس از بازتاب از سطح بیضوی به گیرنده می‌رسد. این بیضی را جواب ضربه مایگریشن قبل از انبارش گویند. معادله چنین بیضی اگر محور افقی را y و محور قائم را z بنامیم به صورت رابطه (۴) خواهد بود:

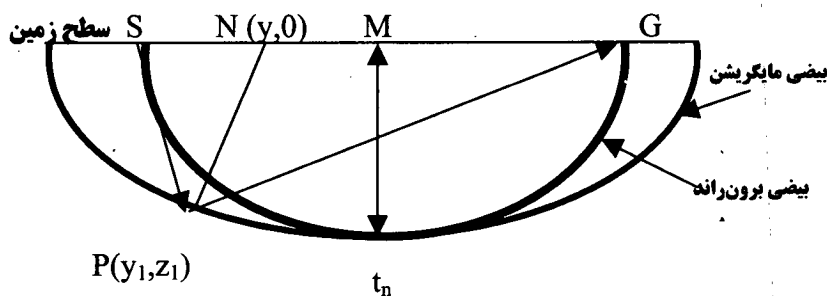
$$\frac{y^2}{a^2} + \frac{z^2}{b^2} = 1 \quad (۴)$$

که در آن طول اقطار a و b را می‌توان بر حسب زمان و سرعت موج با توجه به شکل ۲ به صورت زیر نوشت:

$$a = \frac{v \cdot t}{2} \quad (۵)$$

$$b = vt_n \quad (۶)$$

جواب ضربه برون‌راند شیب شبیه مایگریشن است با این شرط که نقاط بازتابی باید خاصیت دورافت صفر را نیز داشته باشند. بدین معنی که سطحی که معادل دورافت



شکل ۲. نمایش بیضی جواب ضربه مایگریشن قبل از انبارش و بیضی جواب ضربه برون‌راند شیب. دو بیضی در عمیق‌ترین نقطه (که معادل زمان پدیده بعد از برون‌راند قائم است) بر هم مماس هستند. S چشمه و G گیرنده و M وسط چشمه و گیرنده است (هیل، ۱۹۹۸).

گیرنده مرتب تغییر می‌کند این روش از کارآیی بهتری برخوردار است و جواب‌های واقعی‌تری می‌دهد.

برای استفاده از روش انتگرالی کیرشهف همان‌طوری که در شکل ۳ دیده می‌شود باید مقادیر Δy_{DMO} را که در راستای چشمه S و گیرنده G است محاسبه نموده و مقدار Δt_{DMO} را نیز به دست آورد تا پدیده A به مکان A_1 انتقال پیدا کند که مکان دورافت صفر است.

همان‌طور که گفته شد جواب ضربه برون‌راند شیب یک بیضی است که نصف قطر قائم آن، زمان تصحیح شده برون‌راند نرمال است، و آن را با t_n نمایش می‌دهیم و چون سطح زمین را در محل چشمه و گیرنده قطع می‌کند، قطر دیگرش برابر فاصله چشمه و گیرنده است و آن را با $2h$ نمایش می‌دهیم. اگر محور در راستای چشمه و گیرنده را با y و زمان اصلاح شده شیب یک پدیده بازتابی را که همان زمان دورافت صفر پدیده است با t_0 نمایش دهیم، معادله بیضی برون‌راند شیب به صورت رابطه (۷) خواهد شد. با فرض کردن مقدار زمان دورافت صفر t_0 می‌توان مقدار t_n را به دست آورد. لذا می‌توان رابطه (۷) را برای راحتی به صورت زیر نوشت:

$$t_n = \alpha t_0 \quad (۸)$$

که در آن α برابر است با:

$$\alpha = \frac{1}{\sqrt{1 - \frac{y_0^2}{h^2}}}$$

در روش انتگرالی کیرشهف مقدار نمونه خروجی $P_{out}(y_0, t_0, h)$ با مجموع مقادیر ورودی $P_{in}(y_0, h_0, h)$ روی منحنی بیضوی به دست می‌آید (بلک و همکاران، ۱۹۹۳) که پس از محاسبات لازم، نتیجه نهایی آن به صورت زیر خواهد شد.

$$P_{out} = \frac{\Delta y}{2\pi} \sum_y \left[\frac{2\alpha^2 - 1}{h} \sqrt{\tau_0} \rho(t_n) * P_{in} \right] \quad (۹)$$

۶ روش انتگرالی کیرشهف برای محاسبه مقدار برون‌راند شیب

به‌طور کلی روش‌هایی که برای انجام تصحیح برون‌راند شیب دوبعدی و سه‌بعدی ارائه شده‌اند را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

۱- مایگریشن جزئی قبل از انبارش (prestack partial migration) (ایلماز و کلرپوت، ۱۹۸۰).

۲- روش تفاوت‌های معین (finite difference method) (بلندی و همکاران، ۱۹۸۲).

۳- روش تبدیل فوریه (F-K method) (بلک و همکاران، ۱۹۹۳).

روش‌های میانبر تبدیل فوریه عبارت‌اند از:

الف- روش کشیدگی لگاریتمی محور زمانی (logarithmic stretching time axis method)

ب- روش تفکیک شیب‌ها

(dip-decomposition method)

ج- روش انبارش با سرعت‌های ثابت

(constant - velocity stack method)

۴- روش انتگرالی برون‌راند شیب

(DMO by integral method) (هیل، ۱۹۹۸)

الف- روش انتگرالی کیرشهف

(Kirchhoff integral method)

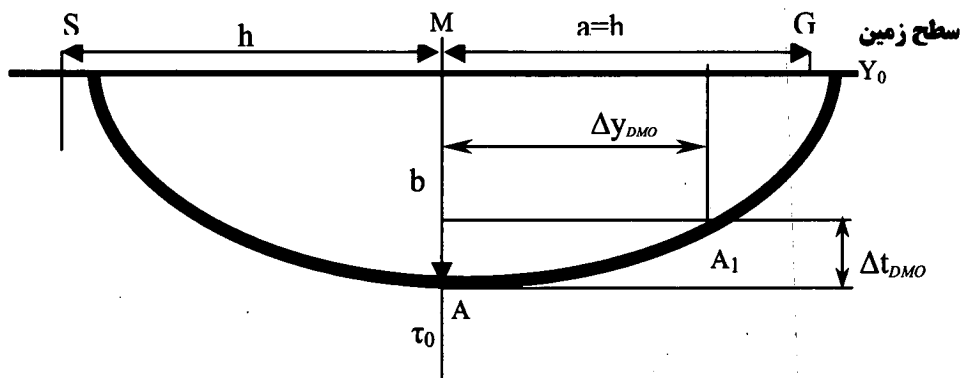
ب- روش گاردنر در حوزه t_1 و K

(گاردنر و فاولر، ۱۹۸۸)

(Gardner's (k, t_1) domain method)

در روش گاردنر برون‌راند شیب قبل از برون‌راند قائم انجام می‌شود.

در لرزه‌نگاری سه‌بعدی بیشتر از روش انتگرالی کیرشهف استفاده می‌شود (درگوسکی، ۱۹۸۵). زیرا روش انتگرالی کیرشهف نسبت به روش‌های دیگر در مورد پراکندگی چشمه و گیرنده و هم‌چنین راستاهای گوناگون چشمه و گیرنده از حساسیت کم‌تری برخوردار است و بدین دلیل در حالت سه‌بعدی که راستای چشمه و



شکل ۳. جواب ضربه برون‌راند شیب یک بیضی است که در محل چشمه و گیرنده سطح زمین را قطع می‌کند. بعد از تصحیح برون‌راند نرمال (NMO) یک پدیده بازتابی به نقطه A منتقل می‌شود و همین پدیده بعد از تصحیح برون‌راند شیب (DMO) به نقطه A_1 که همواره روی بیضی جواب ضربه برون‌راند شیب است انتقال می‌یابد. مقادیر Δy_{DMO} همواره در جهت چشمه و گیرنده و Δt_{DMO} در جهت محور قائم‌اند. بنابراین DMO از این لحاظ می‌تواند یک عملگر دوبعدی محسوب شود. پس از تعیین مکان یک پدیده بازتابی لازم است که فاز و دامنه آن نیز معین شود (ایلماز، ۲۰۰۱).

گیرنده است که هر ۱۶۰ گیرنده روی یک خط امتدادی قرار دارند. جمعاً در منطقه، گروه نقشه‌برداری روی زمین، ۴۵ خط امتدادی، هر کدام دارای ۳۶۰ ایستگاه به فواصل ایستگاهی ۵۰ متر برای گیرنده‌ها و ۷۲ خط تقاطعی هر کدام شامل تقریباً ۲۱۰ ایستگاه را پیاده کردند. فاصله بین دو خط امتدادی ۲۵۰ متر و هم‌چنین فاصله بین دو خط تقاطعی نیز ۲۵۰ متر است. هم‌پوشانی در جهت خطوط تقاطعی سه خط یعنی ۷۵۰ متر طراحی شده و پیش‌روی در جهت خطوط امتدادی ۲۵۰ متر است؛ که با توجه به تعداد گیرنده‌ها در هر چشمه و فواصل ایستگاهی پوششی برابر ۴۸ درصد به‌دست می‌آید (مرادی و نبی‌بیدهندی، ۱۳۸۲). با این پوشش امواج ناخواسته تا حد معقولی تضعیف می‌شوند. کم‌ترین دورافت ۳۱۸ متر و بزرگ‌ترین دورافت ۴۰۹۲ متر و نسبت ابعادی (aspect ratio) ۰/۲۴ محاسبه شده است. از وایروسایز در این عملیات در نقش چشمه انرژی استفاده شده است.

در رابطه (۹)، Δy فاصله دو ترسیمه در راستای نقطه میانی و جمله‌ای که دارای α است برای مقیاس کردن دامنه است. این جمله به مرور زمان تغییر می‌کند تا بهتر با واقعیت تطبیق کند، لذا به‌نحوی که در رابطه (۹) آمده کامل‌تر از روابط قبل از آن است. τ_0 زمان دورافت صفر است.

۷ مشخصات داده‌های سه‌بعدی برداشت شده

روش برداشت داده‌های سه‌بعدی گرگان به‌صورت پهناوی (swath shooting) بود و جمعاً ۱۴ پهناو در منطقه‌ای به مساحت حدود ۱۹۳ کیلومتر مربع در سال ۱۳۸۰ برداشت شده است. هر پهناو از ۶ خط امتدادی به طول حدود ۱۷/۷ کیلومتر برای گیرنده‌ها و ۷۲ خط تقاطعی (cross line) به طول ۷۵۰ متر برای چشمه‌ها، هر کدام دارای ۱۵ چشمه تشکیل شده است. بنابراین در این برداشت، هر سالوو (salvo) شامل ۱۵ چشمه انرژی و هر چشمه شامل ۹۶۰

۸ مراحل پردازش داده‌ها و آماده‌سازی آن‌ها برای انجام فرایند برون‌راند شیب

قبل از این که بتوان تصحیح برون‌راند شیب را روی داده‌ها اعمال کرد لازم است که مراحل از پردازش روی آن‌ها صورت گیرد. مهم‌ترین این مراحل عبارت‌اند از:

وارد کردن داده‌ها در رایانه و معرفی هندسه خطوط به رایانه، کارچین کردن ترسیمه‌ها (binning)، ویرایش ترسیمه‌ها و ثبت‌ها، بازیافت دامنه واقعی موج، تصحیح ایستایی مربوط به ارتفاعات ایستگاه‌های گیرنده‌ها و چشمه‌ها، تحلیل اولیه سرعت، تصحیح استاتیک پسمانده و تحلیل مرحله دوم سرعت.

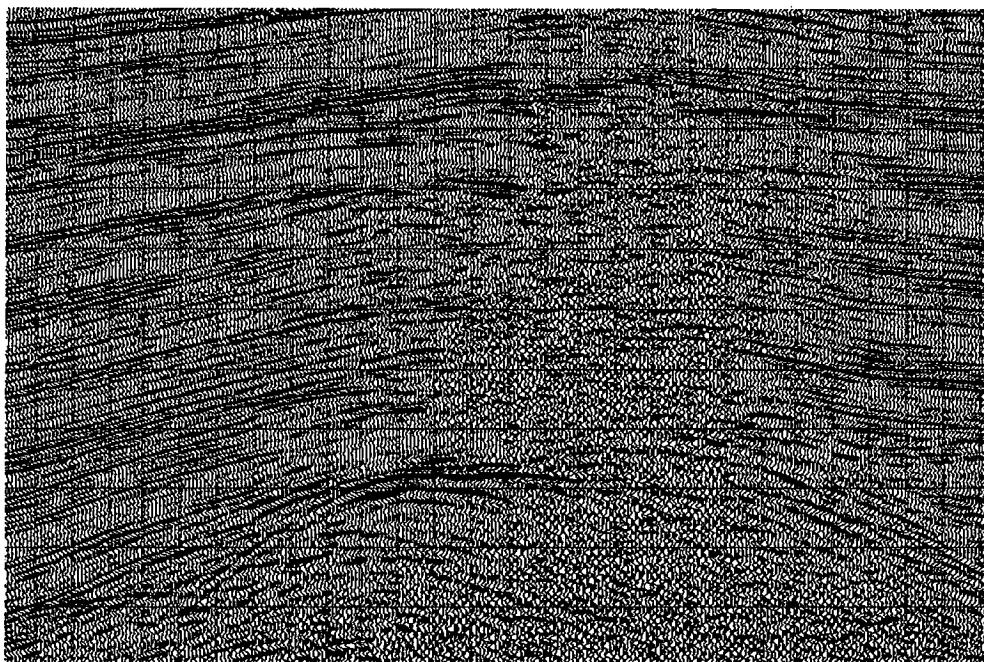
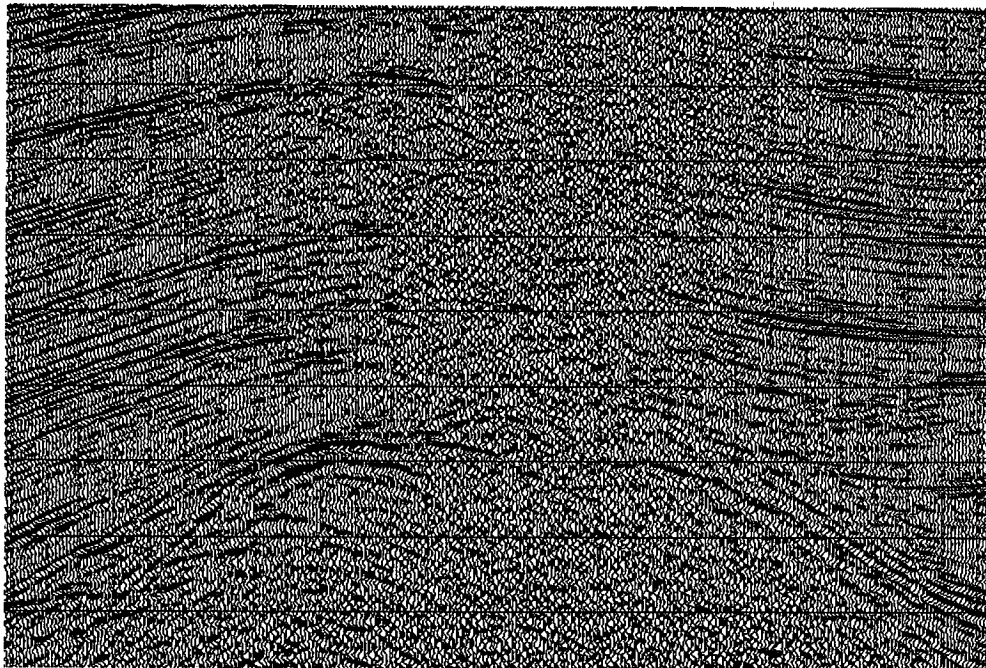
پس از این مرحله مقاطعی برای مقایسه تحلیل سرعت و داده‌های انبارش شده قبل و بعد از برون‌راند شیب تهیه شده است (شکل‌های ۴ و ۵).

با استفاده از سرعت‌های مرحله دوم، داده‌ها برون‌راند قائم شده سپس تصحیح برون‌راند شیب با استفاده از نرم‌افزار پروماکس نسخه 7.1 روی آن‌ها اجرا شده است. برنامه رایانه‌ای که در این نرم‌افزار برای تصحیح برون‌راند شیب سه‌بعدی تهیه و در این از آن پروژه استفاده شده است DMO to gathers 3D نامیده می‌شود این نرم‌افزار بر اساس روش انتگرالی کیرشهف تدوین شده است.

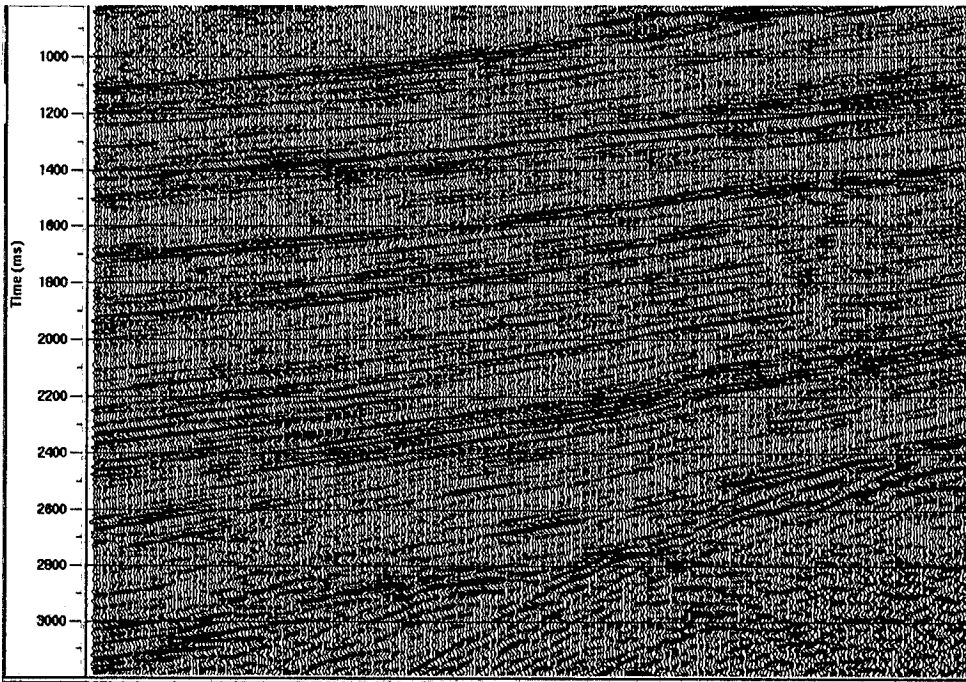
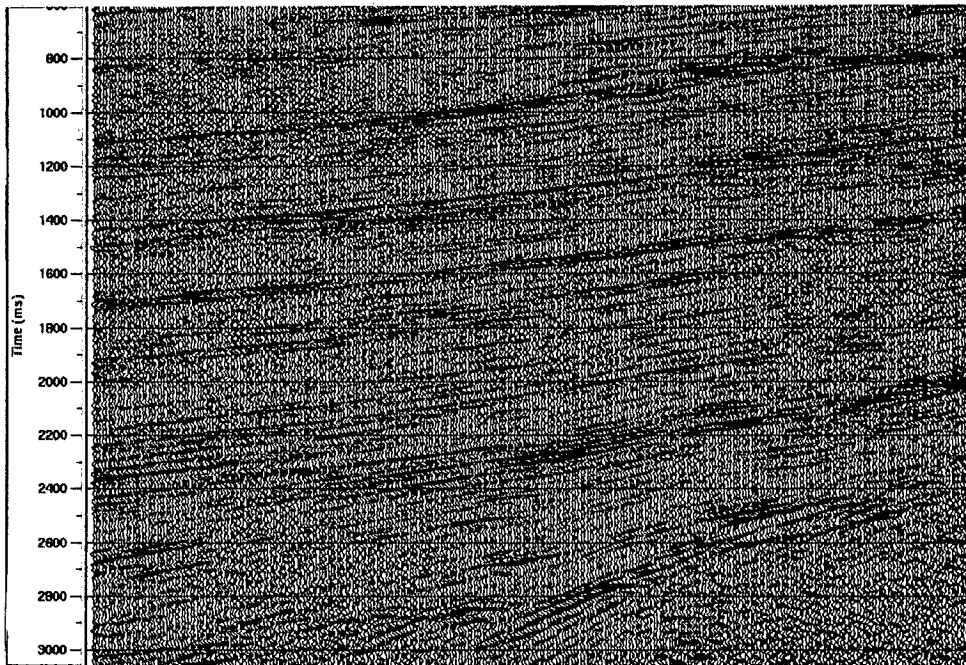
۹ بحث

شکل ۴ دو مقطع را نشان می‌دهد که به ترتیب قبل و بعد از برون‌راند شیب تهیه شده‌اند. قسمت بالای این شکل مقطعی از خط تقاطعی ۵۰۰ را نشان می‌دهد که بعد از تصحیح ایستایی پسمانده روی داده‌ها و تحلیل مرحله دوم سرعت و پس از انبارش داده‌ها جدا و ترسیم شده است. در قسمت پایین همان مقطع خط تقاطعی ۵۰۰ است که بعد از این که داده‌ها تصحیح ایستایی پسمانده شدند، با سرعت‌های مرحله دوم تصحیح برون‌راند قائم می‌شود و سپس تصحیح برون‌راند شیب سه‌بعدی روی آن‌ها اعمال

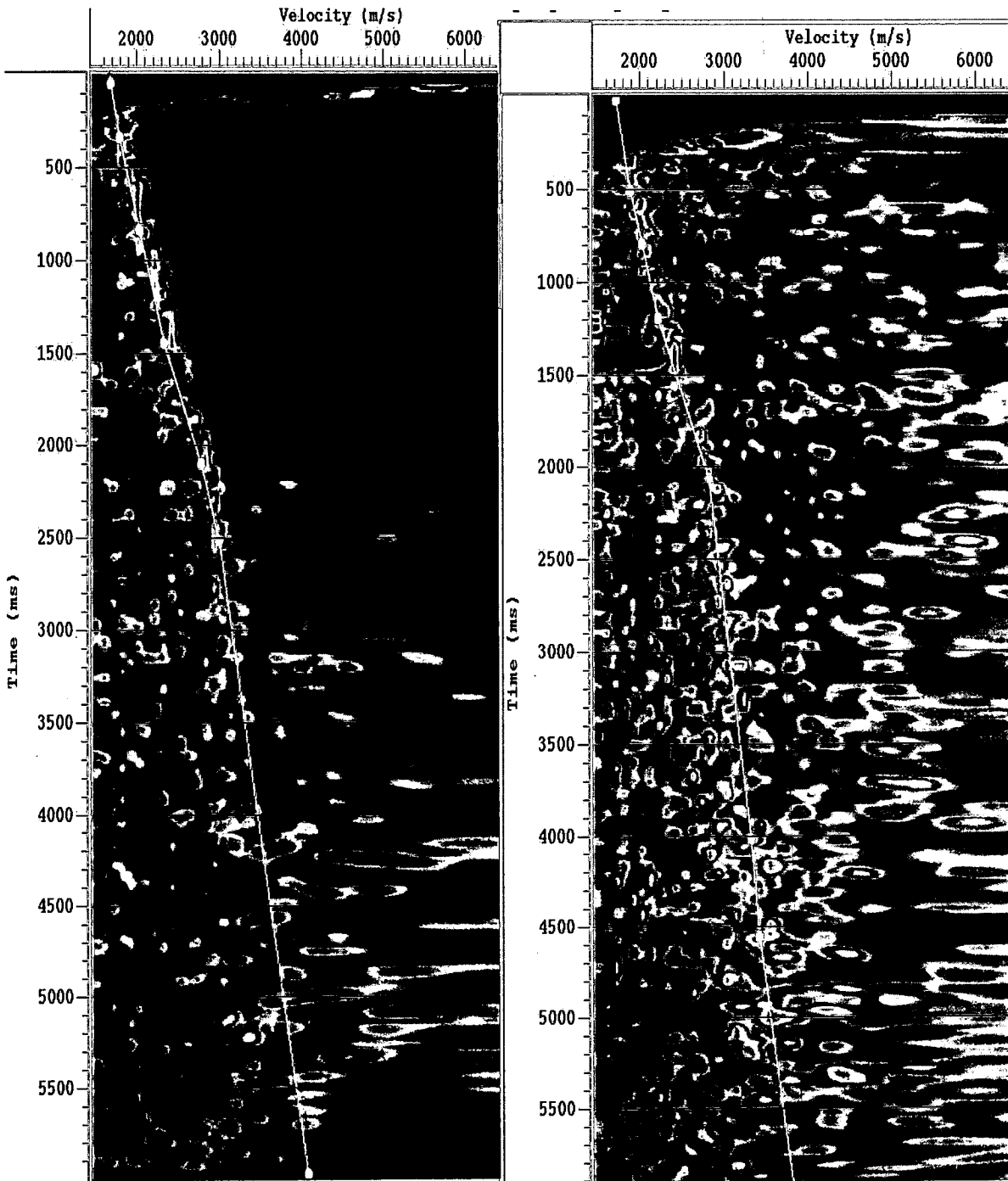
شده است. تحلیل مرحله سوم سرعت با داده‌هایی که تصحیح برون‌راند شیب شده بودند، پس از برگشت برون‌راند قائم اعمال شده روی آن‌ها، صورت گرفته و داده‌ها با این سرعت‌های مرحله سوم، دوباره انبارش شدند. از بین داده‌های انبارش شده خط شمال-جنوبی ۵۰۰ به دلیل این که از روی تاقدیس عبور می‌کند و دارای شیب‌های متغیری است برای مقایسه انتخاب شده است و در پایین شکل دیده می‌شود. چنان که روی این شکل مشاهده می‌شود، برون‌راند شیب به وضوح، کیفیت پردازش داده‌ها را بهتر کرده است زیرا پیوستگی و تداوم پدیده‌های بازتابی ناشی از سطوح مختلف و در شیب‌های گوناگون بهتر و در نتیجه سطوح لایه‌ها برای تعبیر و تفسیر واضح‌تر شده‌اند. در نتیجه، مفسر برای تعیین شکل ساختمان‌های زیرزمینی و تهیه نقشه‌های خطوط هم‌ارز با ابهام کم‌تری روبرو است. شکل ۵ خط امتدادی ۳۰۰ را قبل و بعد از تصحیح برون‌راند شیب نشان می‌دهد. قسمت بالای این شکل مقطعی از خط امتدادی ۳۰۰ را نشان می‌دهد که قبل از تصحیح برون‌راند شیب تهیه شده است. در قسمت پایین همان مقطع را بعد از تصحیح برون‌راند شیب سه‌بعدی نشان می‌دهد. چنان که روی این شکل مشاهده می‌شود پیوستگی پدیده‌های بازتابی بهتر شده است. در این کار مقاطع قائم و افقی دیگری و همچنین منحنی‌های تغییرات سرعت با عمق نیز مورد بررسی قرار گرفته‌اند (مرادی، ۱۳۸۲). تحلیل سرعت در نقاط گوناگون از جمله شکل ۶ در نقطه ۳۰۰-۵۰۰ نشان می‌دهد که بسیاری از نقاط دوگانه، بعد از تصحیح برون‌راند شیب سه‌بعدی تا حدودی از بین رفته‌اند. لذا تصحیح برون‌راند شیب سه‌بعدی علاوه بر این که ابهام مربوط به مقاطع را کاهش می‌دهد تحلیل سرعت را نیز آسان‌تر می‌سازد.



شکل ۴. قسمتی از خط تقاطعی ۵۰۰ کیل از تصحیح برونراند شیب (در قسمت بالا) و بعد از تصحیح برونراند شیب (در قسمت پایین). همان‌طور که به وضوح مشاهده می‌شود فرایند تصحیح برونراند شیب پیوستگی دامنه پدیده‌های بازتابی را به‌خوبی افزایش داده، لذا تعبیر و تفسیر آن‌ها را آسان‌تر ساخته است.



شکل ۵. قسمتی از خط امتدادی ۳۰۰ قبل از تصحیح برون‌راند شیب (در قسمت بالا) و بعد از تصحیح برون‌راند شیب (در قسمت پایین). همان‌طور که مشاهده می‌شود فرایند تصحیح برون‌راند شیب پیوستگی دامنه، پدیده‌های بازتابی را به خوبی افزایش داده، لذا تعبیر و تفسیر آن‌ها را آسان‌تر ساخته است.



شکل ۶. تحلیل سرعت در نقطه ۳۰۰-۵۰۰، سمت راست قبل از تصحیح برون‌راند شیب، سمت چپ بعد از تصحیح برون‌راند شیب. چنان که ملاحظه می‌شود بسیاری از نوفه‌ها با فرایند برون‌راند شیب تضعیف شده‌اند. از این‌رو تحلیل سرعت و انتخاب نقاط آسان‌تر صورت می‌گیرد.

- implementation of dip moveout: presented at the 47th Annual EAEG Meeting, Budapest, Hungary.
- Deregowski, S. M., 1986, What is DMO?: First Break, 4, No. 7, 7-24.
- Gardner, G. H. F., and Fowler, D., 1988, A three-dimensional on two-dimensional dip moveout: Geophysics, 53, 604-610.
- Hale, D., 1998, Dip moveout processing, course notes series, No. 4, SEG, Tulsa, Oklahoma.
- Levin, F. K., 1971, Apparent velocity from dipping interfaces: Geophysics, 36, 510-516.
- Yilmaz, O., 2001, seismic data analysis, 2 volumes book published by Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- Yilmaz, O., and Claerbout, J. F., 1980, Prestack partial migration: Geophysics, 45, 1753-1779.

۱۰ نتیجه‌گیری

به این علت که یک بعد از سه بعد تصحیح برون‌راند شیب سه‌بعدی همان راستای چشمه‌گیرنده و همواره معلوم و مشخص است، اصول ریاضی برون‌راند شیب سه‌بعدی شبیه اصول ریاضی برون‌راند شیب دوبعدی می‌باشد. بررسی نتایج عملی برون‌راند شیب سه‌بعدی روی داده‌های سه‌بعدی واقعی نشان می‌دهد که فرایند برون‌راند شیب با نرم‌افزار پروماکس سه‌بعدی نسخه 7.1 کیفیت داده‌ها را به‌طور قابل ملاحظه‌ای بهبود بخشیده است، بدین صورت که تداوم پدیده‌های بازتابی را به‌خوبی افزایش می‌دهد. از این رو نمی‌توان از تصحیح برون‌راند شیب سه‌بعدی در ناحیه‌هایی که با سازندهای شیب‌دار روبه‌رو هستیم صرف‌نظر کرد. افزایش تداوم و پیوستگی پدیده‌های بازتابی موجب سهولت تعبیر و تفسیر مقاطع لرزه‌نگاری می‌شود.

تشکر و قدردانی

از شرکت اکتشاف طرح خزر به‌خاطر مجوز استفاده از اطلاعات لرزه‌نگاری سه‌بعدی گرگان و از شرکت عملیات اکتشاف نفت به‌خاطر در اختیار قرار دادن امکانات لازم برای پردازش اطلاعات و تصحیح برون‌راند شیب تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- مرادی، م.، و نبی‌بدهندی، م.، ۱۳۸۲، برون‌راند شیب در لرزه‌نگاری سه‌بعدی: مجموعه مقالات یازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، آذرماه ۱۳۸۲، تهران.
- Black, J., Schleicher, K. L., and Zhang, L., 1993, True-amplitude imaging and dip moveout: Geophysics, 58, 47-66.
- Bolondi, G., Loinger, E., and Rocca, F., 1982, Offset continuation of seismic sections: Geophysical Prospecting, 30, 813-828.
- Deregowski, S. M., 1985, An integral