

بهبود نتایج روش شکست مرزی هم‌میان نقطه با استفاده از روش GRM

حسین فهیمی^۱ و حمیدرضا سیاه‌کوهی^{۱*}

^۱موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۶/۱۴، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۲/۱۶)

چکیده

در روش CMP-refraction (CMPR) که بیشتر به‌منظور بهبود نسبت سیگنال به نوفه امواج شکست مرزی معرفی شده است، ساختار لایه‌های کم‌عمق زمین با استفاده از اطلاعات دامنه، بسامد و خصوصیات فازی قطار موجی که به‌دنبال اولین شکست می‌آیند، توصیف می‌شود. با این روش نحوه لایه‌بندی، وجود گسل، نواحی سست و شکاف‌ها در اعماق کم قابل شناسایی هستند. در این مقاله سعی بر آن است تا با استفاده از پارامترهای به‌دست آمده از روش GRM، نتایج روش CMPR را بهبود دهیم. مقایسه مبانی نظری دو روش رابطه‌ای نزدیک بین این دو روش، از لحاظ سینماتیک انتشار موج نشان می‌دهد. سرعت‌ها و دورافت‌های بهینه تعیین شده به روش GRM را می‌توان به‌طور مستقیم در تبدیل رادون جزئی مورد استفاده در روش CMPR، به‌کار گرفت. در این مقاله ضمن بیان شیوه ترکیب دو روش، با مطرح ساختن کاربردهایی از آن روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی، میزان بهبود نتایج نشان داده می‌شود. همچنین نشان داده می‌شود که مقطع زمان برخوردگاه به‌دست آمده با استفاده از روش‌های مهاجرت مرسوم در لرزه‌نگاری بازتابی، قابل تبدیل به مقطع عمقی است.

واژه‌های کلیدی: پردازش داده‌های شکست مرزی، روش CMP refraction، روش GRM، لرزه‌شناسی مهندسی

Improving the results of CMP-Refraction method by using GRM method

Hossein Fahimi¹ and Hamid Reza Siahkoohi^{1*}

¹ Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 5 September 2010, accepted: 6 March 2012)

Summary

A useful method to increase the signal/noise ratio of refracted waves is Common-Midpoint Refraction (CMPR) seismics. Consider a plane wave traveling from the source location A to a receiver point B (or vice versa). The distance between the two locations A and B is denoted as x . If the reference point x_r is the CMP between A and B the relation $x_A = x_B = x/2$ is valid and one can write its travel time equation based on the ray parameters and vertical slowness (Diebold and Stoffa, 1981). For such a model, Slotnick (1936) obtained an equation which is the basic equation for depth conversion in CMPR method.

*Corresponding author:

hamid@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

With this technique, the shallow underground can be described in detail using all information (amplitude, frequency, phase characteristics) of the wavetrain following the first break (first-break phase). Thus, the layering can be determined and faults, weak zones, and clefts can be identified. This will be done by stacking a trace in a $\tau-p$ domain. Since the stacking data along the straight line of the Radon transformation is used to suppress reflected wave groups and surface waves in CMPR method, the Radon transformation must be restricted to refracted waves only. After Radon transformation, an intercept-time section is made.

The following difficulties occur when dealing with CMPR seismics.

1. The data will be sorted as CMP-offset gathers. Therefore, the distance between two traces is twice the distance between two shot points. Thus, optimum stacking velocities for the partial Radon transformation in CMPR seismics cannot be determined.
2. Local variations in refractor velocities are difficult to record.
3. In routine CMPR seismics, the traveltimes branch of the total refracted signal is stacked. Therefore, local irregularities of interest cannot be detected.

These disadvantages are rectified using a combination of CMPR seismics with the Generalized Reciprocal Method (GRM; Palmer, 1986). This joint application is possible because of the close relationship between both methods in their kinematical descriptions.

Gebrande (1986) described a technique to construct CMP traveltimes curves using the data from only one forward and one reverse shot. Using this technique, the CMP intercept time would be in the form of an equation which have some similarities in comparison to t_G in GRM. These similarities and their relationships are helpful in rectifying certain disadvantages in the CMPR method.

Velocities and optimum offsets determined by the GRM can be used directly in the partial Radon transformation in CMPR. The result of this process is an intercept-time section which can be converted directly to a depth section.

In the partial Radon transformation of joint CMPR seismics with the GRM, the stacked events are only those that belong to the critical offset in the CMP-offset gather. These events are principally the critical reflected waves. Therefore, the migration of the intercept-time section must employ a post-stack method such as Kirchhoff migration. After migrating time section it can be converted to depth section using its individual equation.

Using two models for numerical investigation, the efficiency of the method is tested, and the results are shown.

Keywords: Seismic refraction data processing, CMPR method, GRM method, engineering seismology

۱ مقدمه

جذب زیاد و وجود نوفه‌های محیطی، نسبت سیگنال به نوفه کم است و تفکیک پذیری در لایه‌های سطحی (تا ۱۰ متر اول) نیز رضایت‌بخش نیست. به همین دلیل مثلاً در کاوش‌های باستان‌شناسی، روش‌های لرزه‌ای در مقایسه با دیگر روش‌های ژئوفیزیکی، به شکل وسیعی مورد استفاده قرار نگرفته‌اند.

امروزه از روش‌های شکست لرزه‌ای متعارف در تعیین مدل توزیع سرعت امواج لرزه‌ای در زیرسطح، به‌ویژه ساختارهای کم‌عمق، استفاده می‌شود. در مهندسی و ژئوفیزیک زیست‌محیطی نیاز فزاینده‌ای به توصیف جزئی‌تر از ساختارهای کم‌عمق زیرزمینی وجود دارد. معمولاً در لرزه‌نگاری مهندسی به علت حضور لایه‌های با

ریمرز و همکاران، ۱۹۹۱). برخلاف عموم روش‌های تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی که به صرفاً بر زمان اولین رسیده‌ها استوارند، در این روش ساختار کم‌عمق زیرزمین با استفاده از اطلاعات دامنه، بسامد و خصوصیات فازی قطار موجی که در هر ردلرزه به‌دنبال اولین شکست می‌آیند، توصیف می‌شود. از دیگر مزیت‌های این روش افزایش نسبت سیگنال به نوفه داده‌های شکست مرزی و امکان استفاده از روش‌های لرزه‌ای بازتابی مثل مهاجرت بعد از برانبارش است. به‌خاطر امکان بهبود نسبت سیگنال به نوفه در این روش، کاربرد آن در باستان‌شناسی از سوی بنجومیا و همکاران (۲۰۰۱) روشن شده است. در ایران تاکنون از روش CMPR استفاده نشده است. همان‌طور که در ادامه اشاره خواهد شد، در استفاده از این روش به‌منظور توصیف ساختارهای کم‌عمق زیرزمینی همچون اکثر روش‌های موجود، کاستی‌هایی نیز وجود دارد. به همین دلیل در این تحقیق سعی شده تا با روش GRM تلفیق شود و با جایگزینی اطلاعات سرعت و فاصله XY بهینه از روش GRM در روش CMPR نتایج بهتری به‌دست آید. در ادامه پایه نظری کاربرد ترکیبی روش‌های CMPR و GRM و عرضه توانمندی آن روی داده‌های لرزه‌ای آمده است.

۲ روش تحقیق

شکل ۱ مسیر انتشار موج لرزه‌ای شکست مرزی را در یک مدل زمین $n+1$ لایه نشان می‌دهد. موج تختی که از موقعیت چشمه A به نقطه گیرنده B (یا برعکس) سیر می‌کند، جبهه‌های موج مربوط، سرعت لایه‌ها v_j ، ضخامت لایه‌ها h_{jA} و h_{jB} و h_{jI} ، شیب‌های سطوح شکنا φ_j ، زاویه‌های پرتو $\alpha_{j,n+1}$ و $\beta_{j,n+1}$ ($j=1,2,3,\dots,n+1$) و x فاصله موقعیت‌های A و B در شکل نشان داده شده‌اند.

در تفسیر داده‌های شکست مرزی روش‌های متفاوتی وجود دارد که هر یک نقاط قوت و ضعف خود را دارند. از جمله این روش‌ها، می‌توان روش جبهه موج (تورنیورگ، ۱۹۳۰) را نام برد. این روش در کنار دقیق بودن، خسته‌کننده است و احتیاج به زمان متقابل دقیق دارد. روش زمان برخوردگاه یکی دیگر از روش‌های شناخته شده برای تفسیر داده‌های شکست مرزی است که اولین بار از سوی اوینگ و همکاران (۱۹۳۹) عرضه شد. روش متقابل (هاوکینز، ۱۹۶۱) نیز یکی دیگر از روش‌های تفسیری است که در غرب با عنوان روش تفاوت‌ها (اج و لابی، ۱۹۳۱) شناخته می‌شود و شباهت زیادی به روشی ژاپنی موسوم به روش هاگیوارا (هاگیوارا و اوموت، ۱۹۳۹) دارد. از دیگر روش‌های شناخته شده می‌توان به روش هیل (هیل، ۱۹۵۸) اشاره کرد که روشی گرافیکی است و شباهت بسیاری به روش ساخت جبهه موج و GRM دارد. بیشترین کاربرد این روش، به سبب استفاده از یک مدل ساده، در نیم‌رخ‌های شکست مرزی عمیق است. در این روش دقت به‌دست آمده به تصحیحات و تنظیمات آن بستگی دارد و در آن مانند روش جبهه موج مفسر، به نسبت دیگر روش‌ها، نیاز به پشتکار و مداومت بیشتری است. روش GRM را پالم (۱۹۸۰) به منظور بهبود بخشیدن به روش متقابل معرفی کرد. علی‌رغم وجود نکات مثبت قابل توجه در این روش، محققان بسیاری مثل (هاترلی، ۱۹۹۰؛ ویتلی، ۱۹۹۰ و ۲۰۰۲؛ سورگن، ۲۰۰۰؛ لئونگ، ۱۹۹۵ و ۲۰۰۳) مبانی نظری این روش را زیر سؤال برده‌اند.

معمولاً محققان در روش‌های خود قصد داشتند تا توصیفی نزدیک به واقعیت از ساختارهای زیر سطح به‌دست دهند. روشی که در این مقاله از آن در حکم روش پایه استفاده شده است و سعی می‌شود تا با استفاده از برخی مزیت‌های روش GRM توانمندی آن افزایش پیدا کند، موسوم به روش CMPR است (جبرانده، ۱۹۸۶؛

و در این حالت می توان نشان داد که (جبرانه، ۱۹۸۶):

$$v_{n+1}^{CMP} \approx \frac{v_{n+1}}{\cos(\varphi_{n+1})} \approx v_{n+1},$$

با در نظر گرفتن فرض های فوق و با استفاده از روابط

$$\tau_{n+1}^{CMP} \text{ و } q_{j,n+1,AB} \text{ و } q_{j,n+1,BA} \text{ و } q_{j,n+1,BA} \text{ و } q_{j,n+1,AB} \text{ در رابطه} \\ \text{به دست می آید:}$$

$$\tau_{n+1}^{CMP} = 2 \sum_{j=1}^n \frac{h_j^{CMP}}{v_j} \cos(\alpha_{j,n+1}) \\ \cos(\alpha_{j,n+1}) \approx \sqrt{1 - \left(\frac{v_j^{CMP}}{v_{n+1}^{CMP}} \right)^2}, \quad (۳)$$

با استفاده از رابطه (۳) و بسط آن می توان نوشت:

$$\tau_{n+1}^{CMP} = 2 \left[\left(\frac{h_n^{CMP}}{v_n} \cos(\alpha_{n,n+1}) \right) + \sum_{j=1}^{n-1} \frac{h_j^{CMP}}{v_j} \cos(\alpha_{j,n+1}) \right] \\ \frac{\tau_{n+1}^{CMP}}{2} - \sum_{j=1}^{n-1} \frac{h_j^{CMP}}{v_j} \cos(\alpha_{j,n+1}) \approx h_n^{CMP} \frac{1}{v_n^{CMP}} \sqrt{1 - \left(\frac{v_n^{CMP}}{v_{n+1}^{CMP}} \right)^2},$$

که از آنجا ضخامت لایه ها بدین صورت تعیین می شود:

$$h_n^{CMP} = \frac{\frac{\tau_{n+1}^{CMP}}{2} - \sum_{j=1}^{n-1} \frac{h_j^{CMP}}{v_j} \cos(\alpha_{j,n+1})}{\sqrt{\left(\frac{1}{v_n^{CMP}} \right)^2 - \left(\frac{1}{v_{n+1}^{CMP}} \right)^2}}, \quad (۴)$$

معادله (۴) در حکم رابطه ای پایه برای تبدیل عمق در روش CMPR تعریف شده است. شیب منحنی زمان سیر t_{n+1}^{CMP} ، میانگین کندی های فروشیب و فراشیب را بیان می کند.

۱-۲ اعمال تبدیل رادون به ثبت CMP

انجام تبدیل رادون در حوزه CMP یا انتقال از فضای $x-t$ به فضای $p-\tau$ با معادله زیر صورت می گیرد:

$$V^{CMP}(p^{CMP}, \tau^{CMP}) = \int_0^\infty U^{CMP}(x, p^{CMP} x + \tau^{CMP}) dx, \quad (۵)$$

که U^{CMP} دامنه در حوزه CMP است و روی همه

نقطه مرجع ثابتی مثل x_r که فاصله چشمه و گیرنده (x_B و x_A) و ضخامت های لایه ها h_{jr} نسبت به آن اندازه گیری می شوند را در نظر بگیرید. اگر نقطه مرجع x_r همان نقطه میانی یا CMP بین A و B باشد، تساوی $x_A = x_B = x/2$ برقرار است و می توان برای زمان سیر CMP، روابط زیر را نوشت (دیبولد و استوفا، ۱۹۸۱):

$$t_{n+1}^{CMP} = \frac{x}{2} (p_{n+1,AB} + p_{n+1,BA}) + \sum_{j=1}^n h_j^{CMP} (q_{j,n+1,AB} + q_{j,n+1,BA}), \quad (۱) \\ \text{که } p_{n+1,BA} = \frac{\sin \beta_{1,n+1}}{v_1}, \quad p_{n+1,AB} = \frac{\sin \alpha_{1,n+1}}{v_1} \\ q_{j,n+1,AB} = \frac{\cos \alpha_{j,n+1}}{v_j}, \quad h_j^{CMP} = h_{jr} \\ p_{n+1,BA} \text{ و } p_{n+1,AB}, \quad q_{j,n+1,BA} = \frac{\cos \beta_{j,n+1}}{v_j}$$

پارامترهای پرتو برای امواج پایین رونده و بالا رونده (برای پیمایش مسیر از A به B و از B به A) هستند. همچنین $q_{j,n+1,AB}$ و $q_{j,n+1,BA}$ کندی های قائم در لایه زام مربوط به امواج تختی هستند که در لایه $n+1$ ام شکست یافته اند و h_j^{CMP} ضخامت لایه زام در محل CMP است. در واقع معادله (۱) تابعی به صورت زیر را شرح می دهد:

$$t_{n+1}^{CMP} = \frac{dt_{n+1}^{CMP}}{dx} x + \tau_{n+1}^{CMP} \\ \frac{dt_{n+1}^{CMP}}{dx} x := \frac{1}{v_{n+1}^{CMP}} \\ \tau_{n+1}^{CMP} = \sum_{j=1}^n h_j^{CMP} (q_{j,n+1,AB} + q_{j,n+1,BA}), \quad (۲)$$

که v_{n+1}^{CMP} سرعت ظاهری لایه $n+1$ و τ_{n+1}^{CMP} زمان برخوردگاه در هنگام ثبت CMP-offset است.

در حالتی که شیب لایه ها φ_j تغییرات ملایمی داشته باشد ($0 \rightarrow (\varphi_{j+1}, \varphi_j)$)، می توان نوشت:

$$\sin(\varphi_{j+1}, \varphi_j) \rightarrow 0 \\ \cos(\alpha_{j,n+1}) + \cos(\beta_{j,n+1}) \rightarrow 2 \cos(\alpha_{j,n+1}) \\ \cos(\alpha_{j,n+1}) - \cos(\beta_{j,n+1}) \rightarrow 0$$

$$V_j^{CMP}(p_j^{CMP}, \tau^{CMP}) = \int_{x_{j-1}}^{x_j} U^{CMP}(x, p_j^{CMP} x + \tau^{CMP}) dx, \quad (۸)$$

که به تبدیل رادون زامین لایه از توالی لایه‌ها مربوط می‌شود. در مقاطع زمان برخوردگاه، زمان‌های τ_j^{CMP} می‌تواند در حکم سطوح شکنا باشند. این سطوح خواهد خیلی خوبی هستند بر اینکه نسبت سیگنال به نوفه در امواج شکست مرزی، به علت حذف انواع دیگر امواج، بهبود یافته است. پس با دانستن زمان برخوردگاه‌ها و پارامترهای پرتو و با استفاده از معادله (۴)، مقاطع زمان برخوردگاه به مقاطع عمقی $U_j^{CMP}(x^{CMP}, h_j^{CMP})$ تبدیل می‌شوند. جمع همه مقاطع عمقی به تک‌مقطع $U_{total}^{CMP}(x^{CMP}, h_j^{CMP})$ تصویری از لایه‌بندی در زیرزمین را نشان می‌دهد که با مقطع عمقی به‌دست آمده از داده‌های لرزه‌ای بازتابی قابل مقایسه است. بنابراین ناهمگنی‌های مسیرهای امواج شکست مرزی (پارامترهای پرتو، p_j^{CMP} ، به‌خوبی زمان برخوردگاه‌ها، τ_j^{CMP}) به‌صورت توابعی از مکان CMP قابل تشخیص هستند.

۲-۲ کاربرد اشتراکی روش‌های CMPR و GRM

در روش CMPR به هنگام استفاده از داده‌های لرزه‌ای برداشت شده به‌روش نقطه میانی مشترک (به صورت roll-along با هندسه split-spread) و انتقال آنها به حوزه رادون، مشکلات زیر روی می‌دهد:

۱- دسته‌بندی داده‌ها به صورت ثبت CMP، فاصله بین دو ردلرزه مجاور دو برابر فاصله بین دو نقطه چشمه متوالی است. در نتیجه رخدادهای شکست مرزی از سطوح شکنای متفاوت با همان جزئیاتی که در ثبت چشمه مشترک موجود است، قابل تفکیک نیستند، در نتیجه، سرعت‌های بهینه برانبارش برای تبدیل رادون به دست نمی‌آیند.

دورآفت‌ها و برای همه ترکیبات ممکن (p^{CMP}, τ^{CMP}) انتگرال‌گیری می‌شود و V^{CMP} دامنه در حوزه رادون است. برای حذف کردن موج‌های بازتابی و امواج سطحی، تبدیل رادون بایستی فقط به امواج شکست مرزی محدود شود. برای نشان دادن این مطلب، در شکل ۲ فرایند تبدیل رادون فقط به اولین رسیده‌ها در فضای $x-t$ اختصاص یافته است. اگر تبدیل رادون به پارامتر پرتو p_1^{CMP} و به دورآفت‌های صفر تا x_1 محدود شود که برای آنها فازهای اولین رسید به امواج مستقیم مربوط می‌شوند، به‌دست می‌آید:

$$V_1^{CMP}(p_1^{CMP}, \tau^{CMP}) = \int_0^{x_1} U^{CMP}(x, p_1^{CMP} x + \tau^{CMP}) dx, \quad (۶)$$

که با یک ردلرزه برانبارش شده در فضای $\tau-p$ با زمان برخوردگاه موج مستقیم، $\tau_1^{CMP} = 0$ ، متناظر است. اگر تبدیل رادون دوباره محدود شود ولی این‌بار با پارامتر پرتو p_2^{CMP} و به دورآفت‌های x_1 تا x_2 که برای آنها فازهای اولین رسید به موج شکست مرزی مربوط می‌شوند، به‌دست می‌آید:

$$V_2^{CMP}(p_2^{CMP}, \tau^{CMP}) = \int_{x_1}^{x_2} U^{CMP}(x, p_2^{CMP} x + \tau^{CMP}) dx, \quad (۷)$$

که در فضای $\tau-p$ با ردلرزه برانبارش شده دیگری با پارامتر پرتو p_2^{CMP} و زمان برخوردگاه τ_2^{CMP} متناظر است. اگر این روند را برای امواج شکست مرزی در موقعیت هر CMP، x^{CMP} ، با استفاده از پارامتر پرتو ثابت p_2^{CMP} ادامه دهیم، مقطع زمان برخوردگاهی به‌دست می‌آید که تصویری از ساختار سطح شکنا است. در حالت کلی معادله:

$t_{n+1,AB}$ نیز به منزله زمان سیر متقابل موقعیت چشمه‌های متقابل A و B است.

مسیر سیر موج در شکل ۳ نشان می‌دهد که زمان سیر CMP، t_{n+1}^{CMP} ، زمانی را مشخص می‌کند که پرتو برای حرکت از چشمه مجازی $(x^{CMP} - x/2)$ به نقطه گیرنده $(x^{CMP} + x/2)$ نیاز دارد. بنابراین زمان سیر CMP مربوط به دورافت x تعیین می‌شود. از معادله ۹ زمان برخوردگاه CMP بدین صورت قابل تعیین است.

$$\begin{aligned} t_{n+1}^{CMP} &= t_{n+1,A} \left(x^{CMP} + x/2 \right) + \\ & t_{n+1,B} \left(x^{CMP} - x/2 \right) - \left(t_{n+1,AB} + x/v_{n+1}^{CMP} \right), \end{aligned} \quad (10)$$

در روش GRM، زمان-عمق یا t_G ، که یکی از تابع‌های پایه‌ای است، با استفاده از فرمول زیر به دست می‌آید:

$$t_G = \frac{1}{2} \left[t_{AY} + t_{BX} - \left(t_{AB} + \frac{XY_{opt}}{V_{n+1}^{GRM}} \right) \right], \quad (11)$$

با مقایسه جمله‌های متفاوت معادلات (۹) و (۱۰) مفاهیم هم‌ارز در دو روش را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\begin{aligned} \text{CMP-refraction} & & \text{GRM} \\ x & \Leftrightarrow XY \\ t_{n,A} (x^{CMP} + x/2) & \Leftrightarrow t_{AY} \\ t_{n,B} (x^{CMP} - x/2) & \Leftrightarrow t_{BX} \\ v_j^{CMP}, j=1, \dots, n+1 & = v_j^{GRM}, j=1, \dots, n+1 \\ \frac{1}{2} t_n^{CMP} & \Leftrightarrow t_G, \end{aligned} \quad (12)$$

این هم‌ارزی برای برای بهبود روش CMPR می‌تواند مفید باشد. از آنجاکه v_j^{GRM} با v_j^{CMP} برابر است، به جای p_j^{CMP} نیز می‌توان از معادل آن در تبدیل رادون (معادله ۸) استفاده کرد. به علاوه مقادیر بهینه XY به دورافت‌های بحرانی، x_{crit} ، در ثبت CMP مربوط هستند. بنابراین این مقادیر بایستی در حد پایین انتگرال تبدیل رادون قرار گیرند. حد بالایی انتگرال بایستی به گونه‌ای تعیین شود که از یک طرف نسبت سیگنال به نوفه رخدادهای شکست یافته بهبود یابد و از طرف دیگر مکان بی‌نظمی‌های محلی مهم تشخیص داده شود. پیشنهاد می‌شود که از حد بالایی انتگرالی $(XY_{opt} + \delta)$ استفاده شود تا خیلی به مقدار XY

۲- تغییرات محلی در سرعت شکنا، به سختی قابل ثبت هستند.

۳- در روش CMPR چون همه اولین رسیدهای مربوط به امواج شکست یافته از شکنا، مورد بررسی برانبارش می‌شوند، بنابراین آشفتگی‌های محلی دلخواه را نمی‌توان تشخیص داد.

این کاستی‌ها با استفاده از ترکیب روش CMPR و GRM برطرف می‌شوند. علت انتخاب روش GRM برای رفع کاستی‌ها، شباهت نزدیک بین هر دو روش در توصیف سینماتیکی پدیده شکست مرزی است. در روش ترکیبی سعی می‌شود تا سرعت‌های بهینه و حدود انتگرال به منظور تبدیل رادون از نتایج روش GRM استخراج شود. چون روش GRM به چشمه‌های متقابل نیاز دارد، بنابراین داده‌های برداشت شده باید به صورت ثبت‌های چشمه مشترک و گیرنده مشترک مرتب شوند. درحالی‌که برای روش CMPR این داده‌ها می‌باید به صورت ثبت CMP مرتب شوند.

جبرانده (۱۹۸۶) روشی را برای ساخت منحنی‌های زمان سیر برای ثبت‌های CMP توصیف کرد که در آن فقط از یک جفت ثبت حاصل از چشمه‌های متقابل استفاده می‌شود. با توجه به شکل ۳ می‌توان گفت که منحنی زمان سیر با فرمول زیر قابل ایجاد است.

$$\begin{aligned} t_{n+1}^{CMP} &= t_{n+1,A} \left(x^{CMP} + x/2 \right) + \\ & t_{n+1,B} \left(x^{CMP} - x/2 \right) - t_{n+1,AB} \\ t_{n+1}^{CMP} &= t_{n+1}^{CMP} + x/v_{n+1}^{CMP}, \end{aligned} \quad (9)$$

که در رابطه فوق جمله $t_{n+1,A} (x^{CMP} + x/2)$ در حکم زمان سیر پرتو لرزه‌ای تولید شده در موقعیت چشمه A است که پس از شکست مرزی و انتشار در راستای سطح شکنا، به نقطه گیرنده $(x^{CMP} + x/2)$ می‌رسد. زمان سیر $t_{n+1,B} (x^{CMP} - x/2)$ نیز به طور مشابه تعریف می‌شود.

بهینه نزدیک باشد. پس معادله ۸ را می‌توان بدین صورت نوشت:

$$V_j^{CMP}(p_j^{CMP}, \tau_j^{CMP}) = V_j^{CMP} \left(\frac{1}{v_j^{GRM}}, \tau_j^{CMP} \right) = \int_{XY_{opt}}^{XY_{opt} + \delta} U^{CMP} \left(x, \frac{1}{v_j^{GRM}} x + \tau_j^{CMP} \right) dx. \quad (13)$$

این فرایند به مقطع زمان برخوردگاهی دقیق منجر می‌شود که ممکن است با استفاده از معادله (۴) به یک مقطع عمقی تبدیل شود. به علاوه مقایسه دو روش شکست مرزی نشان می‌دهد که قدرت تفکیک ساختار زیرزمینی با استفاده از روش CMPR به قدرت تفکیک GRM بستگی خواهد داشت.

۳-۲ مهاجرت مقطع زمان - برخوردگاه

چون با اعمال تبدیل رادون روی داده‌های حاصل از ادغام دو روش، رویدادهایی برانبارش می‌شوند که فقط به دورافت‌های بحرانی ثبت CMP تعلق دارند. این رویدادها عمدتاً امواجی هستند که به صورت بحرانی بازتاب شده‌اند. پس لازم است در مهاجرت مقطع زمان برخوردگاه، از روش مهاجرت پس از برانبارش داده‌های بازتابی استفاده شود. روابط بین زمان برخوردگاه‌های

$$\tau_{n+1}^{CMP} = 2 \sum_{j=1}^n \frac{h_j^{CMP}}{v_j^{CMP}} \cos(\alpha_{j,n+1})$$

$$t_{0,n+1}^{CMP} = 2 \sum_{j=1}^n \frac{h_j^{CMP}}{v_j^{CMP}}, \quad (14)$$

با استفاده از رابطه (۱۴) می‌توان نشان داد که:

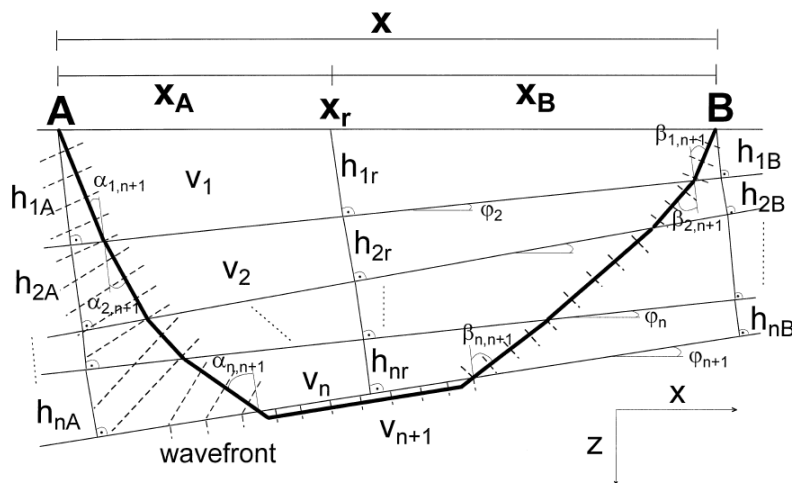
$$t_{0,n+1}^{CMP} = \sum_{j=2}^{n+1} \left[\frac{\tau_j^{CMP}}{f_{j-1,j}} - \left(\frac{2}{f_{j-1,j}} \sum_{i=1}^{j-2} \frac{h_i^{CMP}}{v_i^{CMP}} f_{i,j} \right) \right], \quad (15)$$

که $f_{j,n+1} = \cos \alpha_{j,n+1}$ است.

با کمک رابطه (۱۵)، هر مقطع زمان برخوردگاه را می‌توان به مقطع شبه «دورافت صفر» تبدیل کرد. برای مثال در مدل زمین دولایه ($n=1$)، معادله (۱۵) به معادله زیر تقلیل پیدا می‌کند:

$$t_{0,2}^{CMP} = \frac{v_2^{CMP} \tau_2^{CMP}}{\sqrt{(v_2^{CMP})^2 - (v_1^{CMP})^2}}, \quad (16)$$

برای مدل‌های زمین چندین لایه نیز از معادله (۱۶) می‌توان درحکم تقریب خوبی از معادله (۱۵) استفاده کرد، به شرطی که همه لایه‌های بالای سطح شکنای تحت بررسی، به یک لایه با سرعت میانگین تبدیل شود.



شکل ۱. مسیر پرتو شکست یافته در یک مدل n+1 لایه.

۴-۲ اعمال روش بر مدل مصنوعی

در اینجا به دلیل نبود دسترسی به داده واقعی (داده‌ای که در مقیاس مهندسی و به صورت roll-along با هندسه split-spread برداشت شده باشد)، از دو مدل زمین مصنوعی استفاده کرده و با نرم‌افزار GXII، ثبت‌های لرزه‌ای مورد نیاز ایجاد شد. شکل ۴ مدل ناودوسی در زیرسطح را نشان می‌دهد که در حکم یکی از مدل‌ها برای ارزیابی روش از آن استفاده شده است. فاصله بین ژئوفونی ۰/۵ متر و فاصله بین چشمه‌ها نیز ۰/۵ متر در نظر گرفته شد، در نتیجه فاصله بین ردلرزه‌ها در ثبت CMP، یک متر خواهد شد. با استفاده از هندسه split-spread برای ۲۸۱ موقعیت چشمه متفاوت (از ۳۰ متری تا ۱۷۰ متری) و ۴۰۰ گیرنده، داده‌های لرزه‌ای لازم با استفاده از نرم‌افزار GXII به دست آمد. در شکل ۵ ثبت لرزه‌ای چشمه شماره ۱ مشاهده می‌شود که در آن موقعیت چشمه در خارج از محدوده گرابین (در فاصله ۳۰ متری) است. مراحل پردازش داده‌ها بدین روش عملی شد:

- ۱- ویرایش ردلرزه‌ها و انتقال هندسه برداشت به ثبت‌ها.
- ۲- دسته‌بندی داده‌ها به صورت ثبت CMP.

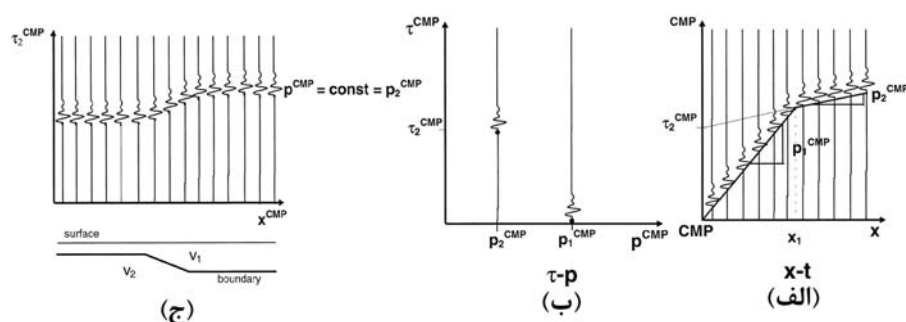
۳- انتخاب دورآفت بهینه و سرعت بهینه با استفاده از روش GRM.

۴- تبدیل رادون جزئی برای هر ثبت CMP و نمایش نتیجه برانبارش شده به عنوان مقطع زمان-برخوردها CMP، با استفاده از معادله (۱۳).

۵- مشخص کردن زمان برخوردگاه‌ها با استفاده از مقطع زمان برخوردگاه، و استفاده از آنها در معادله (۴) برای تبدیل کردن مقطع زمان برخوردگاه به مقطع عمقی.

۶- استفاده از مهاجرت بعد از برانبارش برای مهاجرت دادن داده‌ها و تهیه مقطع عمقی نهایی.

با استفاده از مدل زمین مصنوعی دوم، مجدداً توانمندی روش ارزیابی شد. این مدل در شکل ۱۱ مشاهده می‌شود. در اینجا فاصله ژئوفونی ۱ متر و فاصله بین چشمه‌ها نیز ۱ متر در نظر گرفته شد و با استفاده از هندسه split-spread برای ۱۰۱ موقعیت چشمه متفاوت (از ۰ متری تا ۱۰۰ متری) و ۱۰۱ گیرنده (از ۰ متری تا ۱۰۰ متری)، داده‌های لرزه‌ای لازم با استفاده از نرم‌افزار GXII به دست آمد. به منظور ارزیابی روش در حضور نوفه، به داده‌های لرزه‌ای تولید شده در این مدل، نوفه نیز اضافه شد که نتایج آن در ادامه خواهد آمد.



شکل ۲. طرحی از تبدیل رادون از اولین شکست فازها: (الف) در فضای $x-t$ ،

(ب) در فضای $p-t$ و (ج) تولید یک مقطع زمان برخوردگاه.

۳ بحث

همان‌طور که پیش‌تر نیز گفته شد، برای بهبود بخشیدن به نتایج روش CMPR، از نتایج روش GRM (سرعت و XY بهینه) استفاده می‌شود. اگر به معادله انتگرال تبدیل رادون (۱۳) نگاهی بیندازیم معلوم می‌شود که بهینه‌سازی به این شرط رخ می‌دهد که علاوه بر استفاده از سرعت بهینه و صحیح، دورآفت‌های برانبارش نیز به دورآفت‌های بحرانی محدود شود، یعنی:

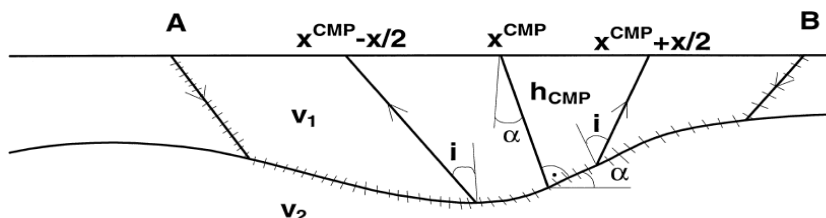
$$V_j^{CMP}(p_j^{CMP}, \tau^{CMP}) = V_j^{CMP}\left(\frac{1}{v_{GRM}}, \tau^{CMP}\right) = \int_{XY_{opt}}^{XY_{opt} + \delta} U^{CMP}\left(x, \frac{1}{v_j^{GRM}}x + \tau^{CMP}\right) dx,$$

می‌دانیم که پس از برانبارش یک ثبت CMP، ردلرزه برانبارش شده از لحاظ مکانی به موقعیت آن CMP تعلق خواهد داشت. اگر به شکل ۱۹ دقت کنیم می‌بینیم که فقط ردلرزه مربوط به S3-Ri است که به‌طور بحرانی و صرفاً از نقطه CMP شکسته شده است و بقیه ردلرزه‌ها مسافتی را پس از شکست در زیر سطح شکنا طی کرده‌اند. اگر سطح شکنا واپیچشی نداشته باشد، در هنگام برانبارش اثر دورآفت بقیه ردلرزه‌ها از بین خواهد رفت و مشکلی در انتخاب حد بالایی انتگرال نخواهیم داشت. این مورد بیشتر در مدل مصنوعی اولی که بررسی کردیم خود را آشکار می‌سازد؛ یعنی جایی که حد بالایی انتگرال را تا حد زیادی از XY بهینه دور کردیم.

شایان ذکر است که مستقیم بودن افق شکنا، دولایه بودن مدل و نیز آزمون مدل در شرایط عاری از نوفه در این امر تاثیر بسزایی داشت. در صورتی که در مدل مصنوعی دوم چون افق‌ها به‌صورت تخت نبودند و نوفه نیز به داده‌ها اضافه کرده بودیم، لازم بود تا حد بالایی انتگرال در همان محدوده نزدیک به XY بهینه تثبیت شود.

اگر سطح شکنا مورد بررسی را سطحی غیر تخت و دارای ناهمواری‌های متعدد فرض کنیم، در حد بالایی انتگرال تبدیل رادون، هرچه از XY بهینه دورتر شویم، تاثیرات این ناهمواری‌ها، خود را در ردلرزه برانبارش شده بیشتر نشان می‌دهد و ممکن است باعث تضعیف نسبت سیگنال به نوفه نیز شود. مسلماً در چنین حالتی باید حد بالایی انتگرال را تا آنجا که ممکن است نزدیک به مقدار XY بهینه انتخاب کرد. در عین حال، این حد باید به‌گونه‌ای هم باشد که برانبارش حاصل شده نسبت سیگنال به نوفه را نیز بالاتر ببرد.

در مدل مصنوعی دومی که در مقاله بررسی شد به‌علت استفاده از مدل سه‌لایه به‌همراه نوفه با دامنه‌های زیاد، سعی شد تا حد بالایی انتگرال تبدیل رادون، به‌گونه‌ای باشد تا هم از مقدار XY بهینه چندان دور نشود و هم اینکه در اثر برانبارش، نسبت سیگنال به نوفه تا حد ممکن تقویت شود. دلیل برتری و بهینه شدن نتیجه ترکیب دو روش CMPR و GRM نیز همین مسئله است.



شکل ۳. ساخت زمان سیر CMP با استفاده از چشمه‌های متقابل.

شکل ۷ مقطع عمقی به دست آمده از پردازش را برای حالتی نشان می‌دهد که حدود انتگرال معادله (۱۳) به دورافت‌های کوچک‌تر، یعنی خارج از گرابن $x_1 = 7, \delta = 25$ و در محدوده روی گرابن $x_1 = 20, \delta = 30$ ، در نظر گرفته شده است. همان‌طور که از شکل پیدا است، گرابن با وضوحی بیشتر از مقطع عمقی شکل شماره ۶ به دست آمده است. گرچه هنوز هم در مرکز گرابن و به‌ویژه در حاشیه‌های آن دقت کافی به چشم نمی‌خورد.

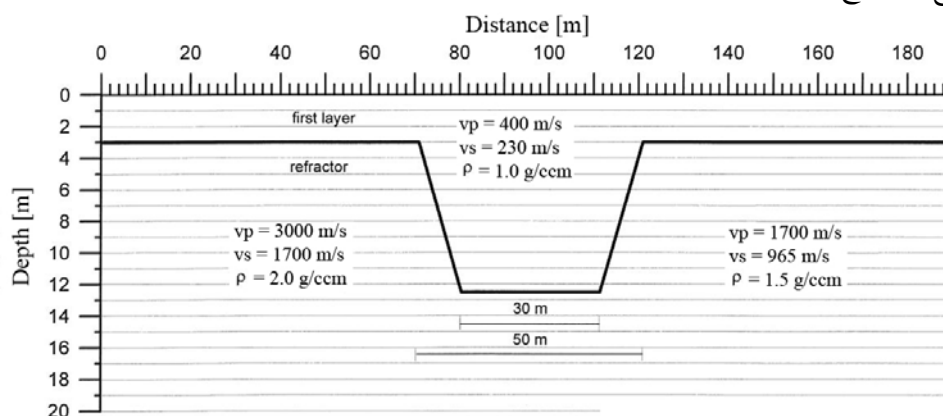
بازسازی بهینه‌ای از گرابن موردنظر، در اولین رسیدهای موج شکست یافته، در شکل شماره ۸ نشان داده شده است که در آن با استفاده از پارامترهای به دست آمده از GRM، در حد پایین انتگرال از فاصله بهینه GRM استفاده شده و مقدار δ چنان تعیین شده است که از طرفی نسبت سیگنال به نوفه بهبود یابد و از طرف دیگر ناهمگنی‌های محلی مهم قابل تشخیص باشند. حدود انتگرال در خارج از گرابن $x_1 = 1, \delta = 30$ و در روی گرابن $x_1 = 4, \delta = 30$ است.

مقطع‌های زمان-برخوردگاه مربوط به شکل‌های ۷ و ۸، ابتدا به مقطع‌های شبه دورافت صفر تبدیل شده رابطه (۱۶)، و با استفاده از مهاجرت کیرشهوف (اسلات

ولی در روش CMPR (بدون ترکیب GRM) حدود انتگرال به همه دورافت‌هایی محدود می‌شود که برای آنها فازهای اولین رسید به امواج مستقیم (یا امواج شکست یافته از شکنای اول، یا بقیه شکناها) مربوط می‌شوند. همان‌طور که عنوان شد در صورتی که در شکنا واپیچش و یا محیط به شدت ناهمگنی داشته باشیم، استفاده از همه دورافت‌های مربوط به یک فاز، باعث می‌شود تا جزئیات زمین‌شناختی محیط در اثر برانبارش از بین برود. حال اینکه با ترکیب دو روش سعی می‌کنیم ضمن حفظ جزئیات تا حد ممکن آنها را نیز تقویت کنیم.

الف) مدل زمین فرضی اول (شکل ۴):

شکل ۶ نتیجه پردازش داده‌های لرزه‌ای مصنوعی را نشان می‌دهد که در آن از فاصله تقاطعی برای حد پایین انتگرال استفاده شده و حد بالا ۶۰ متر قرار داده شده است تا عمل برانبارش تقریباً روی اکثر رویدادهای شکست یافته صورت گیرد. به علت فاصله ۱ متری ردلرزه‌ها در ثبت CMP، فاصله تقاطعی دارای دقتی در حد ۱ متر است، به همین دلیل برای خارج از گرابن از ۷ متر و روی گرابن ۲۸ متری را فاصله تقاطعی در نظر گرفته‌ایم. نتایج به‌خوبی نشان می‌دهد که گرابن با استفاده از این حدود انتگرالی نمی‌تواند به طور دقیقی قابل تشخیص باشد. علی‌رغم اینکه ناهمگنی در وسط مقطع به وضوح پیدا است.



شکل ۴. مدل مصنوعی دولایه با گرابن در آن.

شکل ۱۳ باز هم در شرایط بدون نوفه، با حدود انتگرالی ۵ تا ۱۰ متری و سرعت ظاهری ۳۱۵۰ متر بر ثانیه، به تصویر صحیحی از مرز لایه‌های دوم و سوم منتهی شد. در شکل‌های ۱۴ تا ۱۶ نیز همان دو افق مورد هدف (مرز لایه اول و دوم و مرز لایه دوم و سوم) در حضور نوفه به تصویر کشیده شده‌اند. در شکل ۱۴ و ۱۵ نسبت سیگنال به نوفه دارای مقدار یک است و در شکل ۱۶ و ۱۷ این نسبت برابر با ۰/۵ است. همان‌گونه که در شکل پیدا است، در نسبت $S/N=1$ هنوز افق‌های هدف به‌خوبی قابل تشخیص هستند ولی در $S/N=0.5$ دیگر افق‌های هدف به‌راحتی قابل تشخیص نیستند.

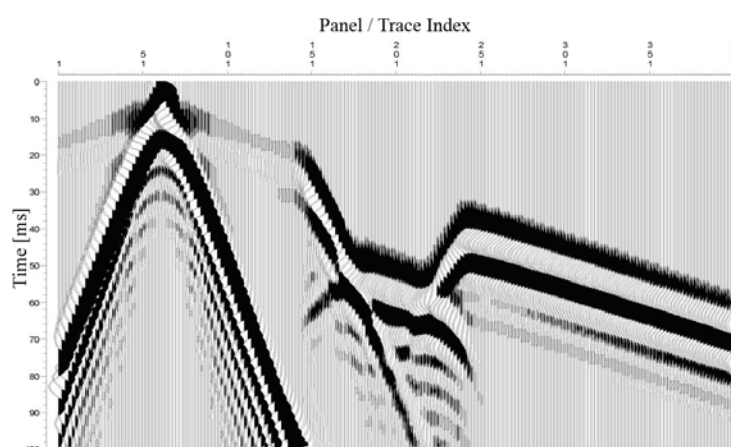
پس می‌توان انتظار داشت که در شرایط حضور نوفه نیز به‌شرطی که نسبت S/N خیلی کم نباشد از این روش جواب گرفت؛ چرا که با حضور در فضای $\tau-p$ و برابارش داده‌های موردنظر، نوفه‌ها تا حد زیادی یکدیگر را خنثی می‌کنند و سیگنال اصلی به‌طور مفید برانبارش و نمایان می‌شود. در انتها نیز به منظور مقایسه نتایج روش ترکیبی CMPR با GRM و روش GRM به تنهایی در شکل ۱۸ آمده است.

وینسون، (۱۹۸۶) مهاجرت یافتند. نتیجه به‌دست آمده در شکل‌های ۹ و ۱۰ مشاهده می‌شود. در شکل ۹ در خارج از گرابین خطای عمق یک متری دیده می‌شود ولی در مقطع ۱۰ که با استفاده از GRM تهیه شده، خطای چندانی به‌چشم نمی‌رسد. در مقطع ۹ عمق گرابین با خطایی در حدود ۳ متر مشخص شده و در مقطع ۱۰ خطای عمق ناچیز است. در مورد حاشیه‌های گرابین نیز، در مقطع ۱۰، با استفاده از GRM، بهترین وضعیت به‌دست آمد که برتری استفاده از نتایج GRM در روش CMPR را نیز تایید می‌کند.

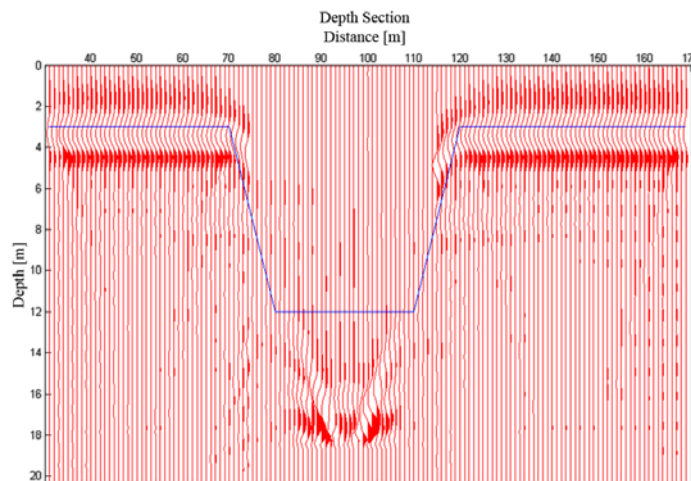
(ب) مدل زمین فرضی دوم (شکل ۱۱):

در این مدل نیز مثل مدل اول با استفاده از روش GRM سرعت بهینه برانبارش و دورآفت‌های بهینه به‌دست آمده و از آنها در پردازش CMPR استفاده می‌شود. پس با توجه به تکراری بودن روند پردازش، فقط نتایج در شکل‌های مربوط آورده شده است.

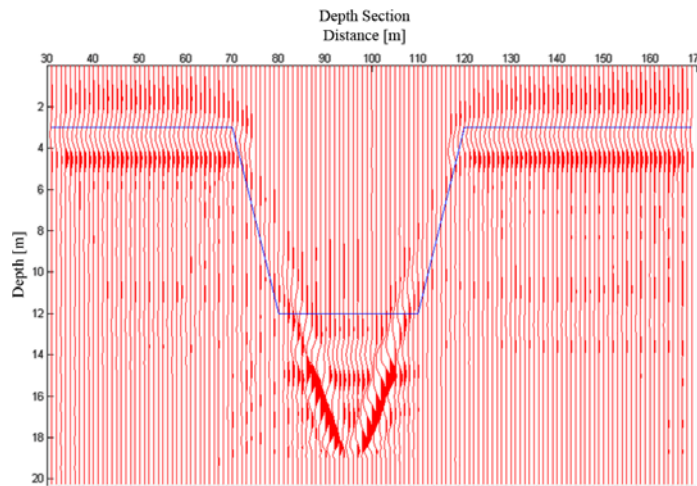
در شکل ۱۲ در شرایطی بدون حضور نوفه، حدود انتگرال به دورآفت‌های بهینه ۳ تا ۷ متری محدود و از سرعت ظاهری ۱۰۱۰ متر بر ثانیه استفاده شد که در نتیجه آن مرز لایه اول و دوم به درستی به تصویر درآمد. در



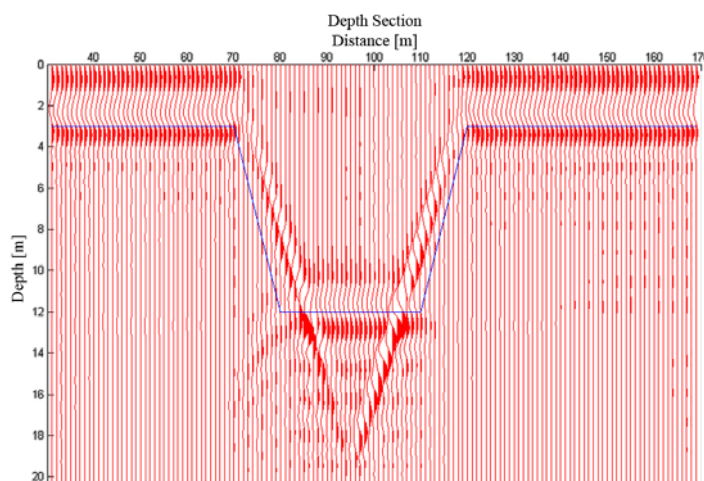
شکل ۵. ثبت چشمه در ۳۰ متری برای دیده شدن از تقویت (gain) استفاده شده است.



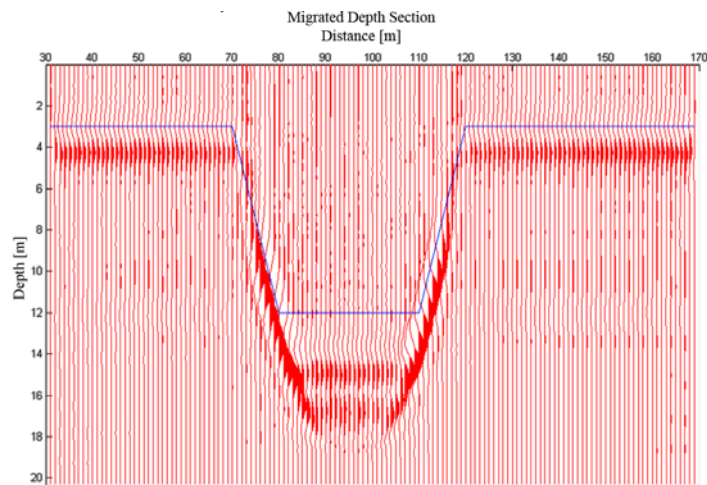
شکل ۶. مقطع عمقی. حدود انتگرال خارج از گرابین $x_1 = 7, \delta = 60$ و درون گرابین $x_1 = 28, \delta = 60$ است.



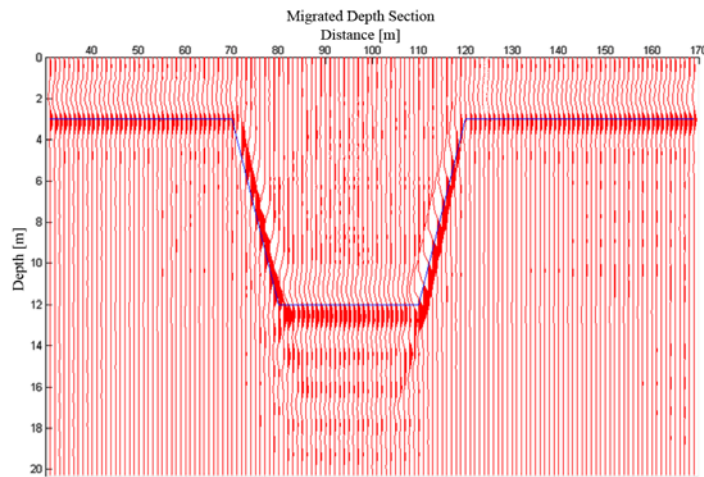
شکل ۷. مقطع عمقی. حدود انتگرال خارج از گرابین $x_1 = 7, \delta = 25$ و درون گرابین $x_1 = 20, \delta = 30$ است.



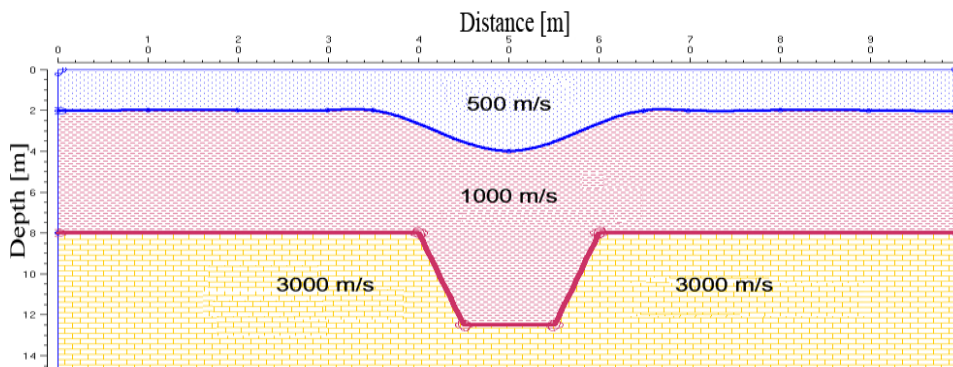
شکل ۸. مقطع عمقی به دست آمده با استفاده از نتایج GRM. حدود انتگرال خارج از گرابین $x_1 = 1, \delta = 30$ و درون گرابین $x_1 = 4, \delta = 30$ است.



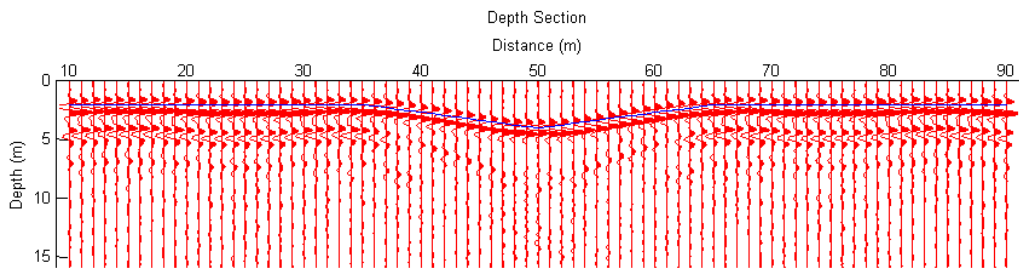
شکل ۹. مقطع عمقی مهاجرت یافته معادل با مقطع شکل ۷. حدود انتگرال خارج از گرابن $x_1 = 7, \delta = 25$ و درون گرابن $x_1 = 20, \delta = 30$ است.



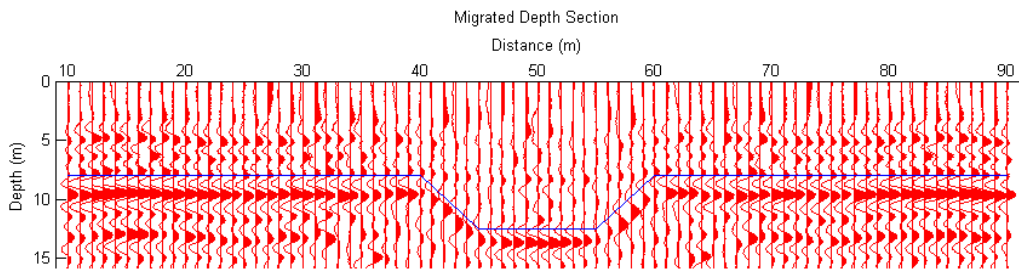
شکل ۱۰. مقطع عمقی مهاجرت یافته معادل با مقطع شکل ۸ با استفاده از نتایج GRM. حدود انتگرال خارج از گرابن $x_1 = 1, \delta = 30$ و درون گرابن $x_1 = 4, \delta = 30$ است.



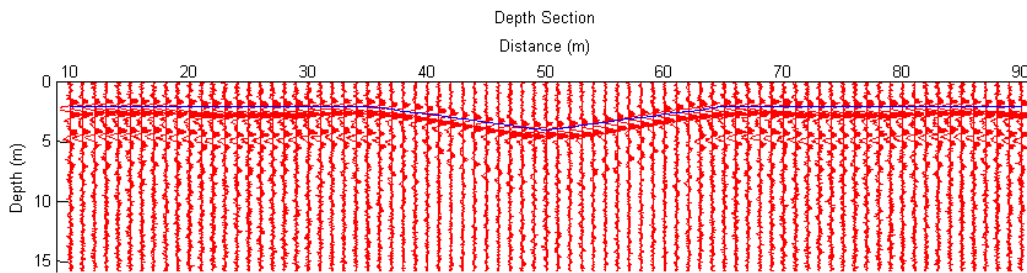
شکل ۱۱. مدل مصنوعی سه‌لایه با ناودیس و گرابن در آن.



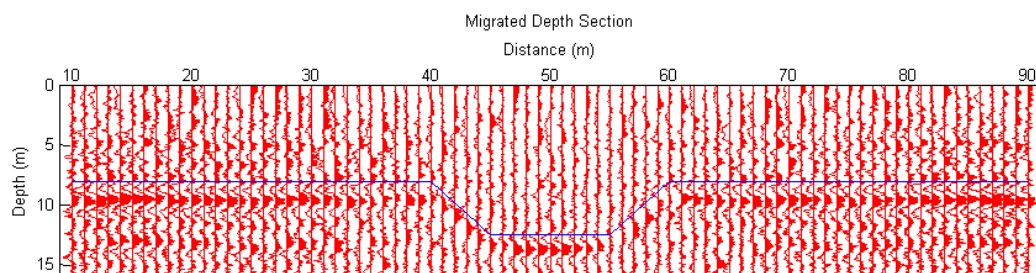
شکل ۱۲. مقطع عمقی مرز لایه اول و دوم (بدون حضور نوفه). حدود انتگرال برای آشکارسازی این مرز موردنظر $x_1 = 3, \delta = 4$ است.



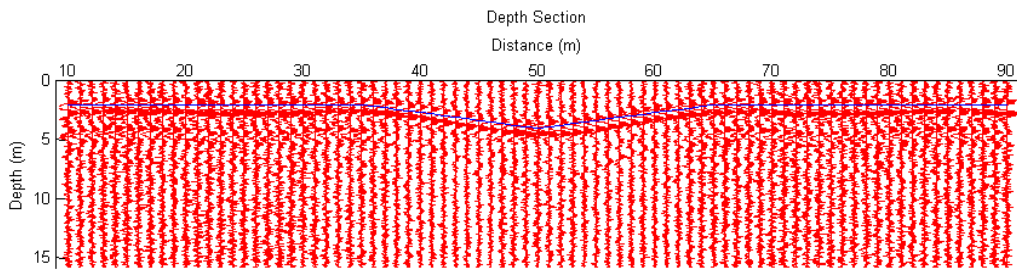
شکل ۱۳. مقطع عمقی مهاجرت یافته مرز لایه دوم و سوم (بدون حضور نوفه). حدود انتگرال برای آشکارسازی این مرز موردنظر $x_1 = 5, \delta = 5$ است.



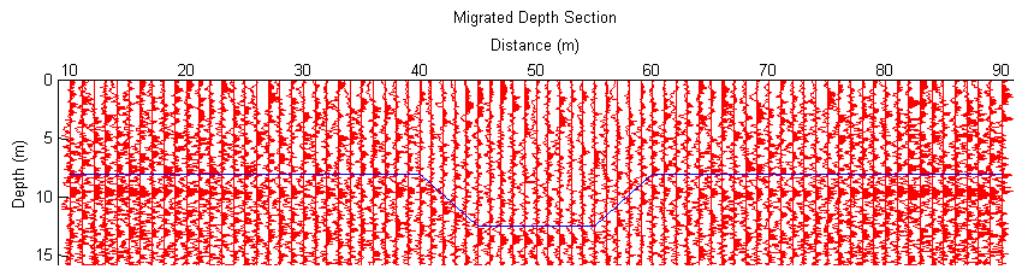
شکل ۱۴. مقطع عمقی مرز لایه اول و دوم (با نسبت سیگنال به نوفه=۱). حدود انتگرال برای آشکارسازی این مرز موردنظر $x_1 = 3, \delta = 4$ است.



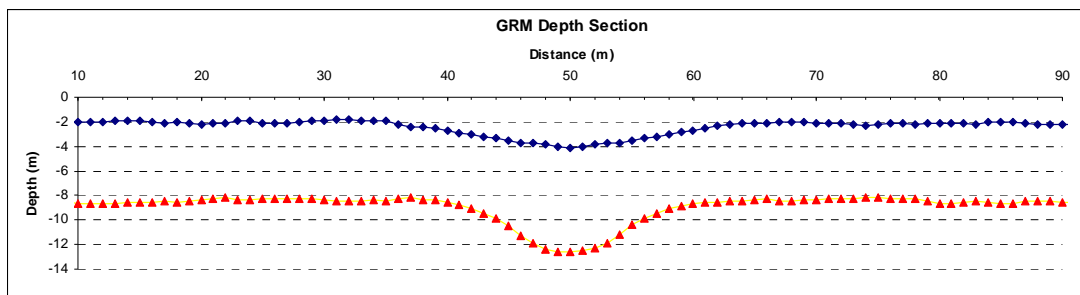
شکل ۱۵. مقطع عمقی مهاجرت یافته مرز لایه دوم و سوم (با نسبت سیگنال به نوفه=۱). حدود انتگرال برای آشکارسازی این مرز موردنظر $x_1 = 5, \delta = 5$ است.



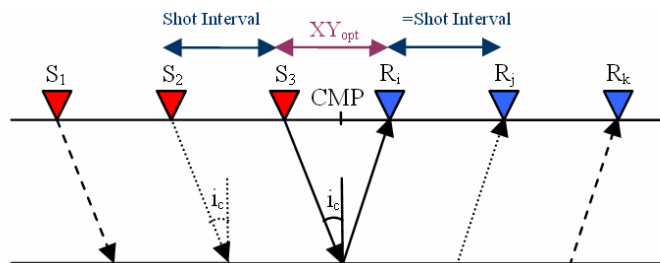
شکل ۱۶. مقطع عمقی مرز لایه اول و دوم (با نسبت سیگنال به نوفه = ۰/۵). حدود انتگرال برای آشکارسازی این مرز موردنظر $x_1 = 3, \delta = 4$ است.



شکل ۱۷. مقطع عمقی مهاجرت یافته مرز لایه دوم و سوم (با نسبت سیگنال به نوفه = ۰/۵). حدود انتگرال برای آشکارسازی این مرز موردنظر $x_1 = 5, \delta = 5$ است.



شکل ۱۸. مقطع عمقی با استفاده از روش GRM. مرز لایه اول-دوم ($XY=3m, V_2=1010m/s$) و دوم-سوم ($XY=5m, V_3=3150m/s$) نشان داده شده است.



شکل ۱۹. مقطع عمقی با استفاده از روش GRM.

- Plain, Part 3, Barnegat Bay, New Jersey section: GSA Bull., **50**, 257-296.
- Gardner, L. W., 1939, An areal plan of mapping subsurface structure by refraction shooting: *Geophysics*, **4**, 247-259.
- Gebrande, H., 1986, CMP-Refraktionsseismik, Dresen, L., Fertig, J., Ru`ter, H., Budach, W.(Eds.): *Seismik auf neuen Wegen*, 6th Mintrop-Seminar, Unikontakt, Ruhr-Universit`at Bochum, 191-206.
- Hagiwara, T., and Omote, S., 1939, Land creep at Mt Tyausu-Yama (Determination of slip plane by seismic prospecting): *Tokyo Univ. Earthquake Res. Inst. Bull.* **17**, 118-137.
- Hales, F. W., 1958, An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines: *Geophysical Prospecting*, **6**, 285-294.
- Hatherly, P. J., 1990, Comments on Engineering Geophysics – A Geophysicist’s View by R. J. Whiteley, *Exploration Geophysics*, **21**, 139-142.
- Hawkins, L. V., 1961, The Reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations: *Geophysics*, **26**, 806-819.
- Leung T. M., 1995, Examination of the optimum XY value by ray tracing: *Geophysics*, **40**, 1151-1156.
- Leung, T. M., 2003, Controls of travelttime data and problems with the generalized reciprocal method: *Geophysics*, **68**, 1626-1632.
- Palmer, D., 1980, The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation: *SEG: Tulsa*, 104.
- Reimers, L., Ruter, H., Unterstell, B., 1991, CMP-Refraktionsseismik mit Wellengruppenstapelung im $\tau-p$ -Bereich In Dresen, L., Fertig, J., Ru`ter, H., Budach, W. (Eds.): *Geophysik zwischen Exploration und Exploitation*, 11. Mintrop-Seminar, Unikontakt, Ruhr-Universit`at Bochum, 101-128.
- Sjogren, B., 2000, A brief study of the generalized reciprocal method and some limitations of the method: *Geophysical Prospecting*, **48**, 815-834.
- Slotnick, M. M., 1936, On seismic computations with applications: *Geophysics*, **1**, 1- 22.
- Thornburgh, H. R., 1930, Wavefront diagrams in seismic interpretation: *AAPG Bull.*, **14**, 185-200.
- Whiteley, R. J., 1990a, Engineering geophysics - a geophysicist’s view: *Exploration Geophysics*, **21**, 7-16.
- Whiteley, R. J., 1990b, Discussion: *Exploration Geophysics*, **21**, 131-138.
- ۴ نتیجه گیری
- کاربرد ترکیبی روش GRM و CMPR در تشخیص ساختار اعماق کم زیر زمین با توجه به دو مدل مصنوعی ساخته شده نشان داده شد. اگرچه به دلیل دسترسی نداشتن به داده واقعی که برای اهداف نزدیک به سطح و با روش نقطه میانی مشترک و هندسه split-spread برداشت شده باشد، نتوانستیم کاربرد روش روی داده واقعی را نشان دهیم. با این حال با اعمال روش در حضور نوفه و روی مدل سه لایه با حدفاصل واپیچش دار سعی شد تا مدل فرضی به واقعیت نزدیک تر شود.
- برای استفاده از مزیت این کاربرد ترکیبی، پیشنهاد می شود که داده میدانی برداشت شده در چندین ثبت به گونه ای مرتب شود که هر دو روش به طور هم زمان قابل اجرا باشد. نشان داده شد که با استفاده از سرعت های لرزه ای و فاصله های بهینه به دست آمده از روش GRM و جایگزینی آنها در تبدیل رادون جزئی موجب بهبود تفکیک پذیری روش مرسوم CMPR شد. همچنین روشن ساختیم که مقطع زمان برخوردگاه به دست آمده با استفاده از روش های مهاجرت استاندارد لرزه نگاری بازتابی قابل تبدیل به مقطع عمقی است.
- منابع
- Benjumea, B., Teixido, T., and Pena, J. A., 2001, Application of the CMP refraction method to an archaeological study (Los Millares, Almeria, Spain): *J. Appl. Geophys.*, **46**, 77-84.
- Diebold, J. B., and Stoffa, P. L., 1981, The travelttime equation, tau-p mapping, and inversion of Common-Midpoint data: *Geophysics*, **46**, 238-254.
- Edge, A. G. and Laby, T. H., 1931, *The Principles and Practice of Geophysical Prospecting*: Cambridge University Press, London, 339-340.
- Ewing, M., Woollard, G. P., and Vine, A. C., 1939, *Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal*

visual interactive ray tracing: 64th EAGE
Conference & Exhibition, 155.

Whiteley, R. J., 2002, Shallow refraction
interpretation in complex conditions with