

بررسی کارایی نشانگرهای همدوسي در تفسیر داده‌های لرزه‌ای

علی هاشمی گازار^۱ و عبدالرحیم جواهریان^{۲*}

^۱کارشناس مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲دانشیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۶.۱۰.۴، پذیرش نهایی: ۸۷.۴.۳)

چکیده

همدوسي لرزه‌ای نشانگری هندسي است که ارتباط زمانی و مكانی را با سایر نشانگرهای برقرار می‌کند. هنگامی که این نشانگر بر روی داده‌های لرزه‌ای به کار برد می‌شود، پیوستگی بین دو یا تعداد بیشتری از ردلرزه‌های پنجره لرزه‌ای را نشان می‌دهد که این میزان پیوستگی لرزه‌ای، نشانه مستقیمی از پیوستگی زمین‌شناسی است. اختصاص یک کمیت محاسباتی مانند همدوسي روی یک مقیاس از صفر تا یک اجازه می‌دهد که پیوستگی لرزه‌ای مورد سنجش قرار گیرد و پدیده‌های زمین‌شناسی مانند گسل‌ها، کانال‌ها، دلتاها می‌ مدفون، ریف‌ها، آتشفشان‌ها گلی، رخسارهای آبدار و غیره تعبیان شوند. اندازه‌گیری‌های همدوسي در سه بعد تشابه ردلرزه به ردلرزه را بیان می‌کنند و بنابراین تغییرات قابل تفسیر را در این گونه موارد نشان می‌دهند. مناطقی از ردلرزه‌ها که براثر گسل‌ها یا سایر پدیده‌های زمین‌شناسی دچار تغییر شده‌اند، دارای شباهت کمتری با ردلرزه‌های مجاور خود هستند که نتیجه آن به تصویر در آمدن همدوسي کم برای این مناطق است. در این مقاله نشانگرهای همدوسي روی داده‌های لرزه‌ای سه بعدی میدان گازی خانگیران واقع در شمال شرق ایران اعمال می‌شوند تا توانایی آنها برای تفسیر بهتر پدیده‌های زمین‌شناسی مشخص شود. نتایج این تحقیق نشان‌دهنده کاربردی بودن این نشانگر روی داده‌های لرزه‌ای ایران است و تفسیر دقیق‌تر و کامل‌تری از داده‌ها را می‌سر می‌سازد.

واژه‌های کلیدی: نشانگرهای لرزه‌ای، همدوسي لرزه‌ای، تفسیر داده‌های سه بعدی، میدان گازی خانگیران

Efficiency of coherency attributes in seismic data interpretation

Hashemi Gazar, A¹. and Javaherian, A².

¹Expert, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 25 Dec 2007, Accepted: 23 Jun 2008)

Abstract

Seismic coherency is a measure of lateral changes in acoustic impedance that are caused by variations in structure, stratigraphy, lithology, porosity, and fluid content. Seismic coherency is a geometrical attribute that establishes temporal and lateral relationships with other attributes. Seismic coherency can be defined by coherency attributes. When coherency attributes are applied to seismic data, they can define continuity between two or more traces within a seismic window. The rate of seismic continuity is a sign of geological continuity. In interpretation of 3-D seismic data, a coherency cube can be extremely effective in delineating geological continuity or discontinuity, such as minor faults.

There are three solutions to calculate coherency attributes. They are cross-correlation, semblance and eigenstructure. These approaches are based on the continuity of traces in a

time or depth interval in which similar traces show high coherency, while non-similar traces show low coherency. Cross-correlation algorithm was proposed by Bahorich and Farmer (1995) then it was completed by Marfurt et al (1998). In this approach, to calculate the coherency three traces are chosen (one as a base and two others in the direction of in-line and x-line). First, coherency is calculated in a finite time interval along in-line then along x-line. Finally, coherency is achieved by multiplying the root of maximum coherency value in each time interval along in-line and x-line. Semblance algorithm was introduced by Marfurt et al (1998). This method is employed using, as narrow as possible, a temporal window analysis typically determined by the highest usable frequency in the input seismic data. Near-vertical structural features, such as faults are better enhanced when using a longer temporal analysis window. By this algorithm, we are able to balance the conflicting requirements between maximizing lateral resolution and increasing S/N ratio. Eigenstructure algorithm was presented by Grestenkorn and Marfurt (1999). This algorithm is based on the estimation of coherency using covariance matrix.

To study the ability of coherency attributes in delineating minor faults we generated several 3-D synthetic seismic cubes with horizontal, dipping, and cross dipping layers with minor faults. We also studied the effect of the dominant frequency, signal to noise ratio and the size of the analysis cube in calculating coherency attributes using Matlab software. Using a Ricker wavelet with dominant frequency of 30 Hz and signal to noise ratio of 1 we found that the analysis cube with size $5 \times 10 \times 10$ for horizontal layers and $8 \times 10 \times 10$ for dipping layers are appropriate for coherency calculation. Semblance and eigenstructure algorithms are useful to detect minor faults in 3-D synthetic seismic cubes.

We applied all three approaches of coherency attributes on 3-D real data. Seismic data were belonged to the Khangiran gas field in NE Iran. The main reservoir is the Mozdooran formation (limestone) and its cap rock is red siltstone. In seismic data, the sample interval was 4 ms with a distance between traces of 25 m along in-line and x-line directions with 101 in-lines and 71 x-lines and 1000 ms time interval. Coherency attributes proved to be very effective in defining minor geological discontinuity even of 4 ms.

Key words: Seismic attributes, Coherency, 3-D seismic interpretation, Khangiran gas field

۱ مقدمه

گونه گستردگی از روش‌ها ارائه شده‌اند که دربردارنده تحلیل ردیلر لرزه‌ای متفاوت، محاسبات بین بازه‌ای، ارزیابی همبستگی، تحلیل فوریه، تحلیل در حوزه بسامد–زمان، تبدیل موجک، مؤلفه‌های اصلی و روش‌های تجربی گوناگون می‌شوند و برای تفسیر ساختارهای زمین‌شناسی، رخساره‌های چینه‌شناسی و خصوصیات مایعات درون حفره‌ای یا سنگ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد که پیدایش آنها مرهون پیشرفت‌های فناوری رایانه‌ای است (چوپرا و مارفورت، ۲۰۰۵). رابرترز (۲۰۰۱)، هارت و همکاران

همه پارامترهای قابل استخراج از داده‌های لرزه‌ای، به مثابه نشانگرهای لرزه‌ای تعریف می‌شوند که می‌توانند سرعت، دامنه لحظه‌ای، بسامد لحظه‌ای و نرخ تغییر هر یک از این‌ها نسبت به زمان یا فضا باشند. هدف مطلوب در هنگام استفاده از نشانگرها این است که اطلاعات دقیق پارامترهای سنگ‌شناسی، ساختاری و چینه‌شناسی از داده‌های لرزه‌ای فراهم شود و در اختیار مفسر قرار گیرد تا بتواند با قدرت تفکیک بیشتری به وارسی تصاویر داده‌ها پردازد و آنها را تفسیر کند. نشانگرهای لرزه‌ای متعددی با

که ردلرزه‌های مشابه با ضرایب همدوسی بیشتر به تصویر در می‌آیند، در حالی که ردلرزه‌های غیر مشابه به علی مانند ناپیوستگی‌ها، ضرایب همدوسی کمتری دارند.

۱-۲ الگوریتم همدوسی همبستگی متقابل
 الگوریتم این نشانگر را ابتدا باهوریچ و فارمر (۱۹۹۵) پیشنهاد کرد و سپس مارفورت و همکاران (۱۹۹۸) آن را تعمیم دادند که تفسیر بهتر و دقیق‌تر داده‌ها را امکان‌پذیر ساخت. برای محاسبه همدوسی یک ردلرزه مبنا و دو ردلرزه دیگر، یکی در راستای خط گیرنده و دیگری در راستای خط منبع انتخاب می‌شود. ابتدا همدوسی در راستای خط گیرنده در بازه زمانی مشخصی تعیین و در همین بازه زمانی همدوسی در راستای خط چشمۀ محاسبه می‌شود، در نهایت از حاصل ضرب جذر حداقل مقدار همدوسی در هر بازه زمانی، همدوسی به دست می‌آید. این عمل در سراسر بازه زمانی ردلرزه انتخابی و همچنین برای همه ردلرزه‌های دیگر عملی می‌شود و مکعب همدوسی به دست می‌آید. برای محاسبه الگوریتم همدوسی، ابتدا همبستگی متقابل ۱ تأخیر در راستای خط گیرنده p_x و در زمان t بین ردلرزه‌های داده u در موقعیت‌های (x_i, y_i) و (x_{i+1}, y_i) از رابطه (۱) تعیین می‌شود (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸):

$$\rho_x(t, l, x_i, y_i) = \frac{\sum_{\tau=-w}^{+w} u(t-\tau, x_i, y_i) u(t-\tau-l, x_{i+1}, y_i)}{\sqrt{\sum_{\tau=-w}^{+w} u^2(t-\tau, x_i, y_i) \sum_{\tau=-w}^{+w} u^2(t-\tau-l, x_{i+1}, y_i)}} \quad (1)$$

که در آن، w نصف طول لحظه‌ای پنجره همبستگی است. همبستگی متقابل m تأخیر در امتداد خط منبع ρ_y در زمان t بین ردلرزه‌های داده u در موقعیت‌های (x_i, y_i) و (x_{i+1}, y_i) از رابطه (۲) تعیین می‌شود

(۲۰۰۲)، سیگیسموندی و سولدو (۲۰۰۳) و ماسافرو و همکاران (۲۰۰۳) فکر استفاده از منحنی بازتاب، برای آشکار ساختن شکستگی‌ها را مطرح ساختند که از پیشرفت‌های مهم در این زمینه می‌توان به محاسبات حجمی منحنی بازتاب الدوساری و مارفورت (۲۰۰۶) و چوپرا و مارفورت (۲۰۰۷) اشاره کرد. در این مقاله الگوریتم‌های نشانگر همدوسی معرفی می‌شود و توانایی آنها برای تفسیر داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی سه‌بعدی، مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۲ نشانگرهای همدوسی

در طبقه‌بندی نشانگرهای نشانگر لرزه‌ای همدوسی در گروه نشانگرهای هندسی قرار دارد. نشانگرهای هندسی به‌طور کلی ارتباط مکانی و لحظه‌ای را با همه نشانگرهای دیگر توصیف می‌کنند. کاربرد اصلی این گونه از نشانگرها در تشخیص لایه‌بندی، تفسیر چینه‌شناسی و ارتباطات سنگ‌شناسی است (تانر، ۲۰۰۱). الگوریتم‌های نشانگر همدوسی روی یک مکعب از داده‌های سه‌بعدی اعمال می‌شوند و پیوستگی بین دو یا تعداد بیشتری از ردلرزه‌های پنجره لرزه‌ای را نشان می‌دهند که میزان پیوستگی لرزه‌ای، نشانه مستقیمی از پیوستگی زمین‌شناسی است. اختصاص یک کمیت همدوسی روی یک مقیاس از صفر تا یک اجازه می‌دهد که پیوستگی لرزه‌ای مورد سنجش قرار گیرد و مشخصات زمین‌شناسی مانند گسل‌ها و کانال‌ها به صورت تصویری قابل مشاهده نمایان شود (گرستنکورن و مارفورت، ۱۹۹۹). در حال حاضر برای محاسبه نشانگر همدوسی، سه راه حل موجود است که عبارت‌اند از: همبستگی متقابل (cross correlation) (باهوریچ و فارمر، ۱۹۹۵)، شباهت (semblance) (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸) و ساختار ویژه (eigenstructure) (گرستنکورن و مارفورت، ۱۹۹۹). مبنای این سه روش پیوستگی‌های ردلرزه‌ها در یک بازه زمانی یا عمقی انتخاب شده است

کردند که نسبت به الگوریتم همبستگی متقابل از توانایی بسیار بیشتری برخوردار است. در این الگوریتم برای برآورد همدوسی، از تحلیل شباهت روی تعداد مشخصی از ردیزه‌ها استفاده می‌شود. این روش علاوه بر اندازه‌گیری کارا و دقیق همدوسی در داده‌های دارای نویه، پنجره تحلیل قائم به تعداد نمونه‌های زمانی کمتری محدود می‌شود و این امکان را فراهم می‌سازد که رخساره‌های چینه‌شناسی با خصامت کم به طور دقیق به تصویر در آیند. در این الگوریتم ابتدا یک پنجره تحلیل به صورت مستطیل یا بیضی تعریف می‌شود که تعداد J ردیزه نسبت به نقطه تحلیل که در مرکز پنجره واقع شده است، مورد استفاده قرار می‌گیرد. اگر مرکز پنجره تحلیل در حکم محور اصلی (x, y) در نظر گرفته شود، همدوسی بر مبنای شباهت به صورت رابطه (۴) تعریف می‌شود:

$$\sigma(\tau, p, q) = \frac{\left[\sum_{j=1}^J u(\tau - px_j - qy_j, x_j, y_j) \right]^2 + \left[\sum_{j=1}^J u''(\tau - px_j - qy_j, x_j, y_j) \right]^2}{J \sum_{j=1}^J \left\{ [u(\tau - px_j - qy_j, x_j, y_j)]^2 + [u''(\tau - px_j - qy_j, x_j, y_j)]^2 \right\}} \quad (4)$$

که τ یک رخداد صفحه‌ای محلی در زمان τ بر حسب ثانیه، p و q شبیه‌های ظاهری در راستاهای X و y بر حسب میلی ثانیه بر متر و u^H تبدیل هیبریت ردیزه واقعی u هستند.

برای برآورد همدوسی بر مبنای شباهت، به ازای هر نقطه درون مکعب (t, x, y) ، باید یک پنجره تحلیل به مرکزیت نقطه مورد نظر تعیین کرد و همه محاسباتی را که طبق رابطه (۴) صورت می‌گیرد، در نقش مقدار همدوسی به این نقطه نسبت داد. $U(\tau, p, q)$ در رابطه (۵)، تبدیل سه‌بعدی (τ, p, q) از داده‌های ورودی $u(t, x, y)$ است و به تبدیل رادون با حداقل مربعات

(مارفорт و همکاران، ۱۹۹۸):

$$\rho_y(t, m, x_i, y_i) = \frac{\sum_{\tau=-w}^{+w} u(t-\tau, x_i, y_i) u(t-\tau-m, x_i, y_{i+1})}{\sqrt{\sum_{\tau=-w}^{+w} u^2(t-\tau, x_i, y_i) \sum_{\tau=-w}^{+w} u^2(t-\tau-m, x_i, y_{i+1})}} \quad (2)$$

که برای محاسبه همدوسی در امتداد خط منبع، ابتدا یک ردیزه مبنا در بازه زمانی مشخص انتخاب می‌شود و سپس با انتخاب همین بازه زمانی روی ردیزه مجاور که در امتداد خط چشمی قرار دارد، همبستگی متقابل نرمال، و در امتداد خط چشمی محاسبه می‌شود.

پس از محاسبه ضرایب همبستگی در امتداد خط گیرنده $\rho_x(1 \text{ تأخیر})$ و در امتداد خط منبع $\rho_y(m \text{ تأخیر})$ برای تعیین برآورد سه‌بعدی همدوسی آن ρ_{xy} با به کار گرفتن دو ضریب بالا از رابطه (۳) تعیین می‌شود

(مارفорт و همکاران، ۱۹۹۸):

$$\rho_{xy} = \sqrt{\frac{\max_1 \rho_x(t, l, x_i, y_i)}{\max_m \rho_m(t, l, x_i, y_i)}} \quad (3)$$

که در آن، $\max_1 \rho_x(t, l, x_i, y_i)$ و $\max_m \rho_m(t, l, x_i, y_i)$ این نکته و مفهوم را بیان می‌کنند که هر کدام از تأخیرهای ۱ام و m برای ρ_x و ρ_y مقدار بیشینه هستند. برای داده‌های دارای کیفیت مطلوب این الگوریتم کمک مناسبی برای مفسّر است اما برای داده‌های دربردارنده نویه همدوس، استفاده از دو ردیزه که دارای نویه زیاد هستند، ضعف و محدودیت بزرگی برای الگوریتم همبستگی متقابل خواهد بود.

۲-۲ الگوریتم همدوسی شباهت
الگوریتم این روش را مارفорт و همکاران (۱۹۹۸) ارائه

ساختار ویژه، ابتدا مجموعه‌ای از ردلرزه‌های مکعب اصلی که در اصطلاح به آن مکعب تحلیل اطلاق می‌شود، ازسوی مفسر انتخاب می‌شود. این مکعب تحلیل ابتدا درامتداد خط گیرنده و سپس در امتداد خط منع به صورت ردلرزه به ردلرزه و در انتهای در راستای زمان یا عمق به صورت نمونه به نمونه (زمانی یا عمقی) حرکت می‌کند. مقدار همدووسی محاسبه شده برای مکعب تحلیل به مرکز مکعب تحلیل نسبت داده می‌شود. برای محاسبه همدووسی ابتدا ماتریس سه‌بعدی به ماتریس دو‌بعدی (ماتریس \mathbf{D}) تبدیل می‌شود. به این صورت که بعد از انتخاب مکعب تحلیل ردلرزه‌ها در امتداد خط گیرنده پشت سر یکدیگر قرار می‌گیرند که مرتبه ماتریس \mathbf{D} برابر با $J \times N$ است. که به صورت رابطه (۷) بیان می‌شود:

$$\mathbf{D} = \begin{bmatrix} d_{11} & d_{12} & \dots & d_{1J} \\ d_{21} & d_{22} & \dots & d_{2J} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ d_{N1} & d_{N2} & \dots & d_{NJ} \end{bmatrix} \quad (7)$$

برای به دست آوردن ماتریس کوواریانس رابطه (۷) به صورت رابطه (۸) در می‌آید (گرستنکورن و مارفورت، ۱۹۹۹):

$$\mathbf{C} = \mathbf{D}^T \mathbf{D} = \sum_{n=1}^N \mathbf{d}_n \mathbf{d}_n^T \quad (8)$$

که در آن \mathbf{D}^T ترانهاده ماتریس \mathbf{D} است. مرتبه ماتریس کوواریانس \mathbf{C} در رابطه (۸) با تعداد مقادیر ویژه مثبت تعیین می‌شود. تعداد و اندازه نسبی مقادیر ویژه ماتریس کوواریانس \mathbf{C} تعیین کننده درجه آزادی داده‌های لرزه‌ای موجود در مکعب تحلیل است و مقدار تغییرپذیری در داده‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد.

ماتریس کوواریانس \mathbf{C} در رابطه (۸) ماتریسی با مقادیر ویژه بزرگ‌تر یا برابر با صفر است. برآورده همدووسی بر مبنای ساختار ویژه با $\text{Tr}(\mathbf{C})$ بیان می‌شود

برای فیلتر کردن شبیه و درونیابی ردلرزه در سه‌بعد نسبت داده شده است که به صورت رابطه (۵) نشان داده می‌شود (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸).

$$U(\tau, p, q) = \sum_{j=1}^J u \left[\tau - (px_j + qy_j), x_j, y_j \right] \quad (5)$$

بنابراین، از راهکار یکسانی که در تحلیل سرعت بر مبنای شباهت موجود است، استفاده می‌شود و شباهت میانگین روی یک پنجره تحلیل قائم به ارتفاع $2w$ میلی ثانیه محاسبه می‌شود. این شباهت میانگین برای برآورد همدووسی به صورت رابطه (۶) تعریف می‌شود (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸):

$$c(\tau, p, q) = \frac{\sum_{k=-K}^{+K} \left\{ \left[\sum_{j=1}^J u \left(\tau + k\Delta t - px_j - qy_j, x_j, y_j \right) \right]^2 + \left[\sum_{j=1}^J u^H \left(\tau + k\Delta t - px_j - qy_j, x_j, y_j \right) \right]^2 \right\}}{J \sum_{k=-K}^{+K} \sum_{j=1}^J \left\{ \left[u \left(\tau + k\Delta t - px_j - qy_j, x_j, y_j \right) \right]^2 + \left[u^H \left(\tau + k\Delta t - px_j - qy_j, x_j, y_j \right) \right]^2 \right\}} \quad (6)$$

که Δt افزایش (increment) (نحو) نمونه لحظه‌ای است. از آنجا که مرکز پنجره تحلیل معمولاً دارای مختصات $(x=0, y=0)$ است، زمان قطع τ با t مشخص می‌شود.

۳-۲ الگوریتم نشانگر همدووسی ساختار ویژه

الگوریتم این شیوه را گرستنکورن و مارفورت (۱۹۹۹) ارائه کردند. اساس این الگوریتم بر مبنای پیوستگی ردلرزه‌ها با استفاده از ماتریس کوواریانس است که میزان پیوستگی آنها را برآورد می‌کند. الگوریتم ساختار ویژه قادر است بر مسائلی همانند نسبت سیگنال به نویه کم غلبه کند و آنها را ارتقا دهد. برای محاسبه همدووسی بر مبنای

وابسته است.

(گرستنکورن و مارفورت، ۱۹۹۹):

$$\text{Tr}(\mathbf{C}) = \sum_{j=1}^J \sum_{n=1}^N d_{nj}^2 = \sum_{j=1}^J c_{jj} = \sum_{j=1}^J \lambda_j \quad (9)$$

برای بررسی توانایی نشانگرهای همدوسي، با استفاده از نرمافزار مطلب (matlab)، داده‌های مصنوعی تولید و الگوريتم‌های همدوسي روی آنها اعمال شد. مدل‌های استفاده شده دارای لایه‌بندی‌های افقی و شب‌دار گسل خورده‌اند و تأثیر پارامترهای بسامد غالب موجک لرزه‌ای، نسبت سیگنال به نویه و ابعاد مکعب تحلیل مورد بررسی قرار گرفت که نتایج نشان‌دهنده وابستگی الگوريتم همدوسي به موارد بالا است (هاشمی گازار، ۱۳۸۶).

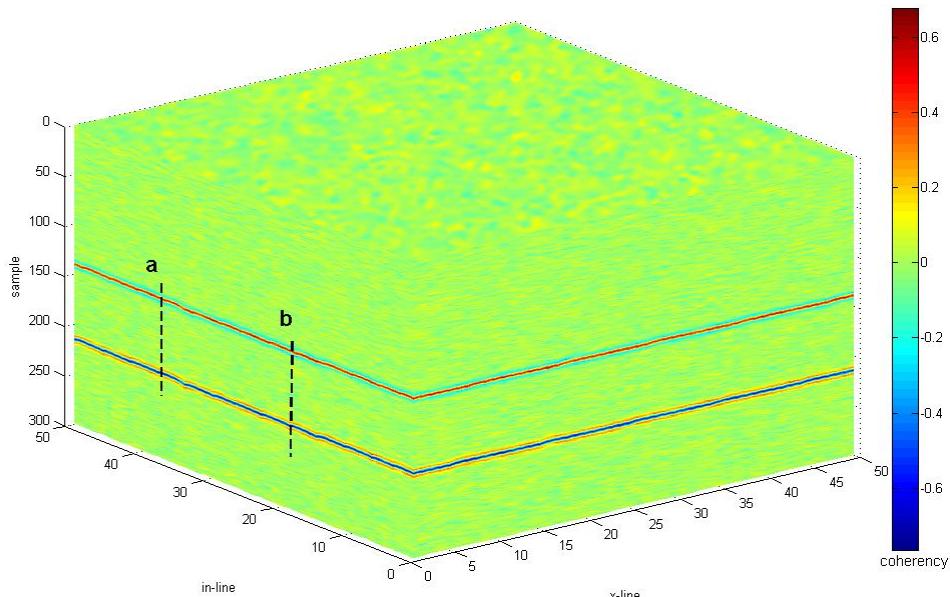
۱-۳ مدل زمین با لایه‌بندی افقی

به منظور آزمایش توانایی الگوريتم همدوسي برای لایه‌های افقی، مکعب لرزه‌ای شامل ۵۰ خط گیرنده و ۵۰ خط منبع با ۳۰۰ نمونه زمانی که دارای دو لایه زمین‌شناسی افقی گسل خورده است، در نظر گرفته شد (شکل ۱) و الگوريتم طراحی شده روی آن اعمال شد.

که در آن، λ_1 بیانگر مقادیر ویژه است. رابطه (۹) بیان می‌کند که کل انرژی برای ردیفرزهایی که با مکعب تحلیل احاطه می‌شوند، برابر با جمع مقادیر ویژه است. برآورد همدوسي براساس ساختار ویژه "E_c" به صورت رابطه (۱۰) است (گرستنکورن و مارفورت، ۱۹۹۹):

$$E_c = \frac{\lambda_1}{\text{Tr}(\mathbf{C})} \quad (10)$$

که λ_1 در حکم بزرگ‌ترین مقدار ویژه λ_1 در نظر گرفته می‌شود. رابطه (۱۰) همدوسي ساختار ویژه را به مثابه نسبت مقدار ویژه غالب λ_1 برای همه انرژی درون مکعب تحلیل، تعریف می‌کند. در الگوريتم‌های ساختار ویژه و شاخص، اندازه مکعب تحلیل به تعداد ردیفرزهای و شاخص، اندازه پنجره زمانی بستگی دارد که اندازه این دو عامل نیز به نوع پیچیدگی و ساختار زمین‌شناسی مورد بررسی



شکل ۱. مکعب لرزه‌ای مصنوعی با ابعاد $300 \times 50 \times 50$ حاوی لایه‌های افقی زمین با بسامد غالب موجک لرزه‌ای ریکر ۳۰ هرتز و صفحات گسلی قائم a و b با جابه‌جایی ۴ میلی‌ثانیه. سرخ تیره بیانگر نواحی با همدوسي زیاد و آبی تیره بیانگر نواحی با همدوسي کم است.

نمونه زمانی با سه لایه شیب‌دار گسل خورده است (شکل ۳). مکان گسل‌ها در شکل با پیکان نشان داده شده است. در این داده‌ها از موجک لرزه‌ای ریکر با بسامد غالب ۳۰ هرتز و نسبت سیگنال به نویه ۱ استفاده شد. برای بهینه‌سازی پارامترهای الگوریتم شباهت، مقادیر متفاوتی از پارامترها بر داده‌ها اعمال شد تا بهترین مقادیر محاسبه شود. نتایج نشان می‌دهد که مکعب تحلیل با طول $8 \times 10 \times 10$ بهترین پاسخ را ارائه می‌دهد (شکل ۴).

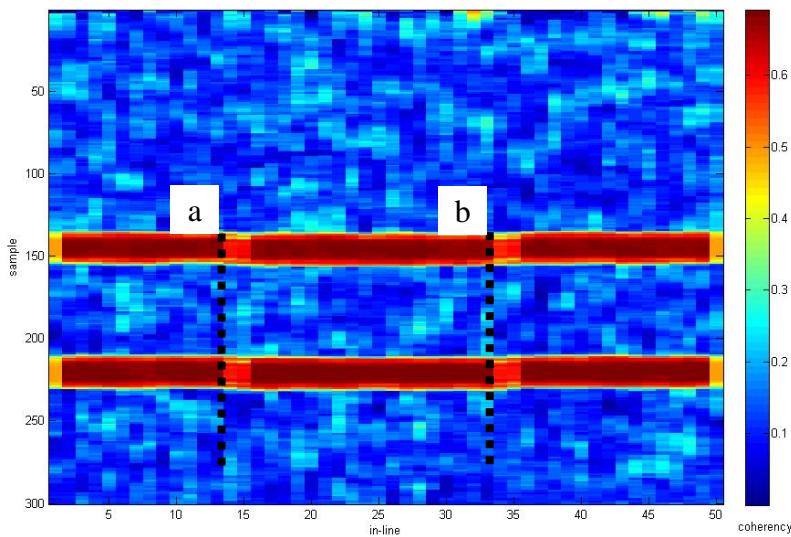
۳-۳ مدل زمین با لایه‌های شیب‌دار متقطع

به منظور بررسی توانایی الگوریتم همدوسی برای شناسایی گسل‌ها در لایه‌های شیب‌دار متقطع، مکعبی شامل ۱۰۰ خط منبع، ۱۰۰ خط گیرنده و ۲۰۰ نمونه زمانی طراحی شد (شکل ۵). این مدل دارای دو لایه گسل خورده با شیب‌های متفاوت است. در این داده‌ها از موجک لرزه‌ای ریکر با بسامد غالب ۳۵ هرتز استفاده شد.

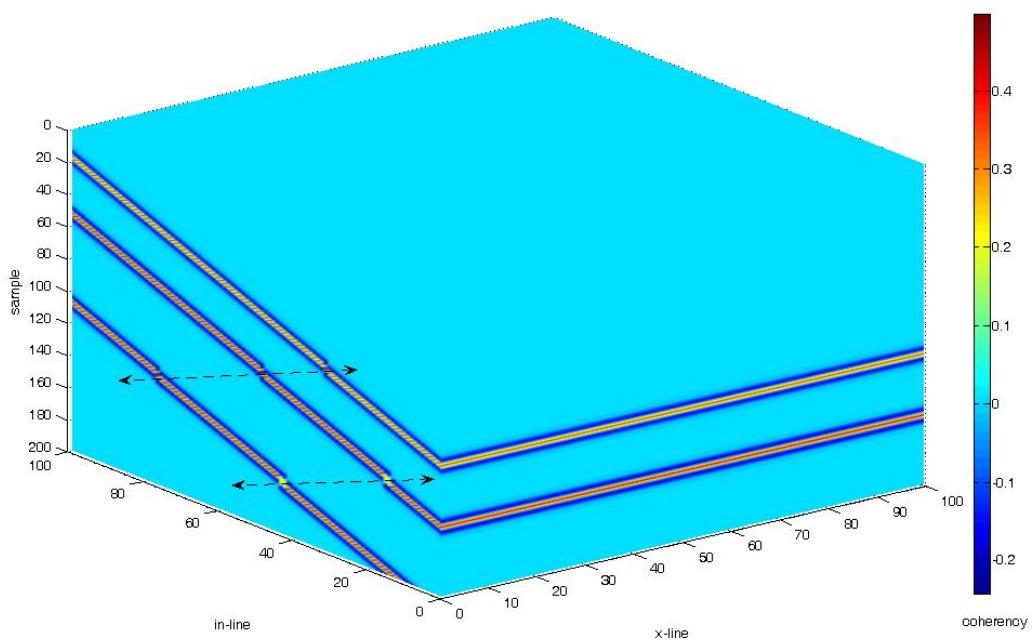
وابستگی الگوریتم همدوسی به بسامد غالب موجک لرزه‌ای، نسبت سیگنال به نویه و ابعاد مکعب تحلیل مورد بررسی قرار گرفت که نتایج نشان‌دهنده وابستگی الگوریتم همدوسی به موارد بالاست. در این داده‌ها از موجک لرزه‌ای ریکر با بسامد غالب ۳۰ هرتز و نسبت سیگنال به نویه ۱ استفاده شد. مکان گسل‌ها پس از اعمال الگوریتم به خوبی نمایان می‌شود (شکل ۲). مکعب تحلیل بهینه استفاده شده برای این داده‌ها دارای ابعاد $5 \times 10 \times 10$ است.

۲-۳ مدل زمین با لایه‌بندی شیب‌دار

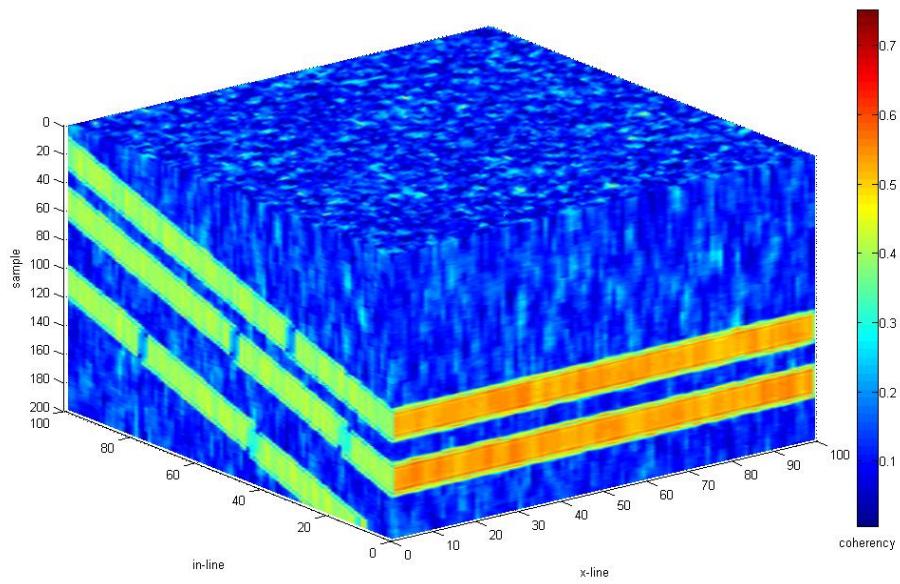
الگوریتم همدوسی علاوه بر مدل مصنوعی با لایه‌های افقی، روی مدل مصنوعی با لایه‌های شیب‌دار نیز اعمال شد تا توانایی آن برای لایه‌های شیب‌دار نیز آزمایش شود. مدل زمین در نظر گرفته شده در این بخش یک مکعب لرزه‌ای شامل ۱۰۰ خط منبع، ۱۰۰ خط گیرنده و ۲۰۰



شکل ۲. برش زمانی از داخل مکعب لرزه‌ای شکل ۱ با دو لایه افقی برای نشان دادن تأثیر اعمال الگوریتم همدوسی شباهت. ابعاد مکعب تحلیل مورد استفاده برابر $5 \times 10 \times 10$ است. سرخ تیره بیانگر نواحی با همدوسی زیاد و آبی تیره بیانگر نواحی با همدوسی کم است. مکان گسل‌ها در شکل با حروف a و b نشان داده شده است.

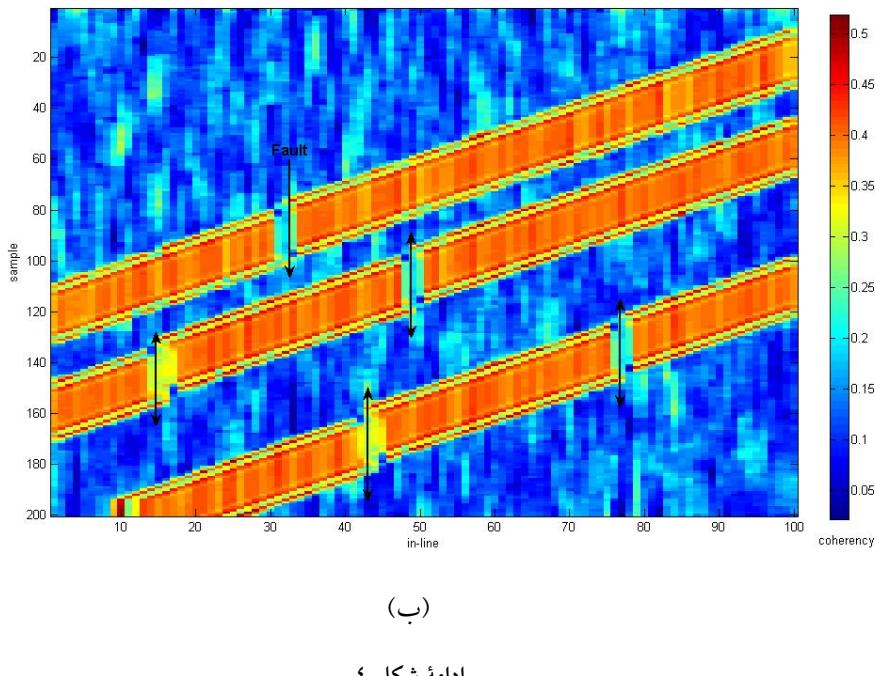


شکل ۳. مکعب لرزه‌ای مصنوعی با ابعاد $200 \times 100 \times 100$ حاوی سه لایه زمین‌شناسی شبیدار. بسامد غالب موجک لرزه‌ای ریکر 30° هرتز و بدون نویه. مکان گسل‌ها با پیکان نشان داده شده است.

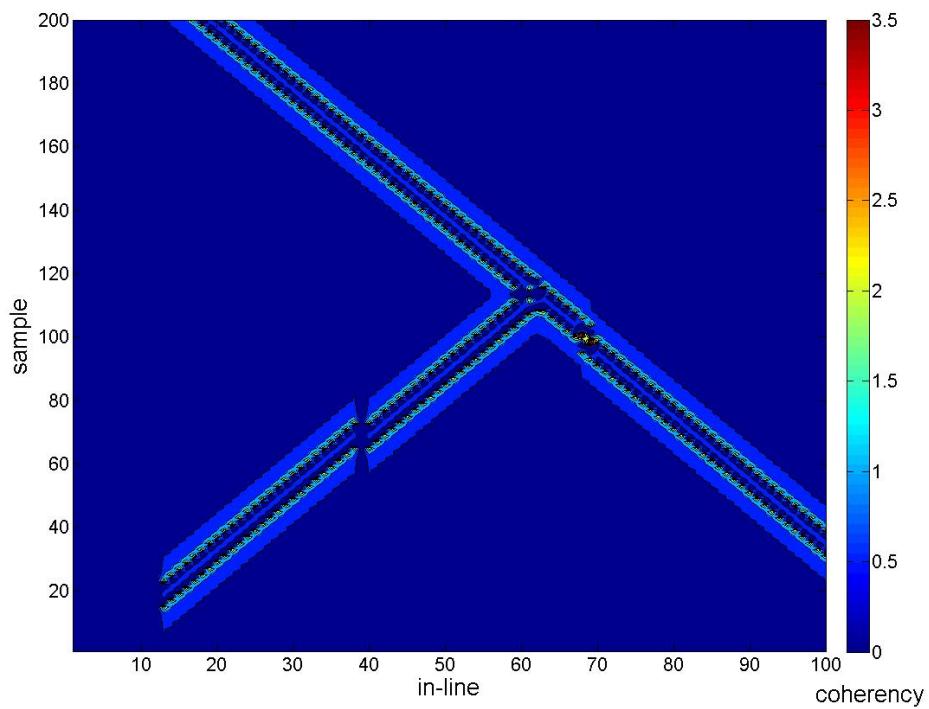


(الف)

شکل ۴. تأثیر اعمال الگوریتم نشانگر همدوسی شباخت در مکعب لرزه‌ای شکل ۳ با نسبت سیگنال به نویه ۱ و بسامد غالب 30° هرتز. ابعاد مکعب تحلیل مورد استفاده برابر $8 \times 10 \times 10$ است. (الف) مکعب لرزه‌ای، (ب) برش زمانی از داخل مکعب لرزه‌ای. سinx تیره بیانگر نواحی با همدوسی زیاد و آبی تیره بیانگر نواحی با همدوسی کم است. خطوط مکان گسل‌ها را نشان می‌دهند.



ادامه شکل ۴.

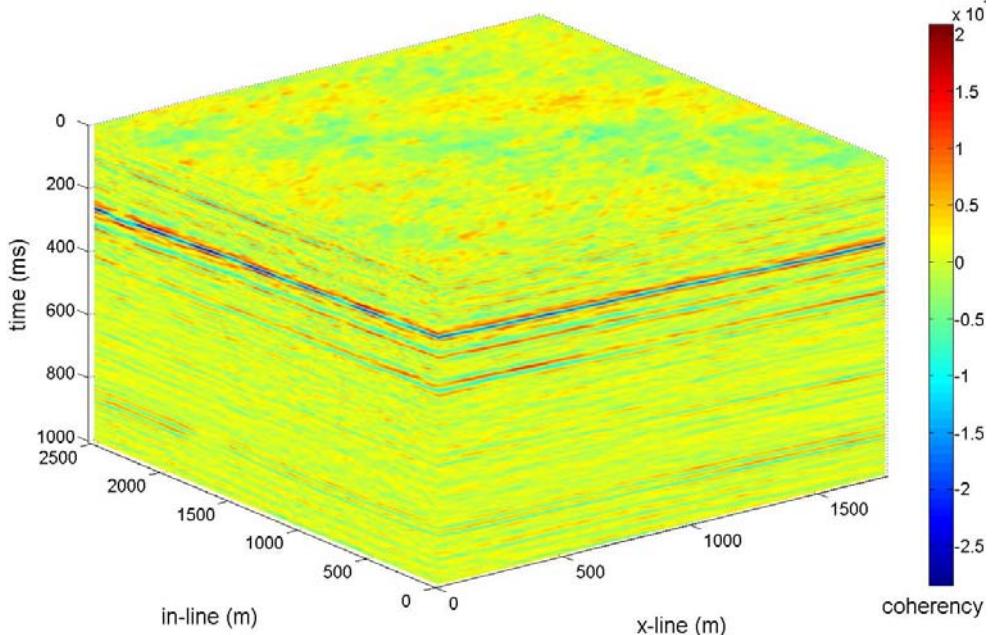


شکل ۵. توانایی الگوریتم همدوسی برای شناسایی گسل‌ها در لایه‌های شیب‌دار متقاطع. مدل دارای دو لایه گسل خورده با شیب‌های متفاوت است. در این داده‌ها از موجک لرزه‌ای ریکر با بسامد غالب ۳۵ هرتز استفاده شده است. سرخ تیره بیانگر نواحی با همدوسی زیاد و آبی تیره بیانگر نواحی با همدوسی کم است. خطوط، مکان گسل‌ها را نشان می‌دهند.

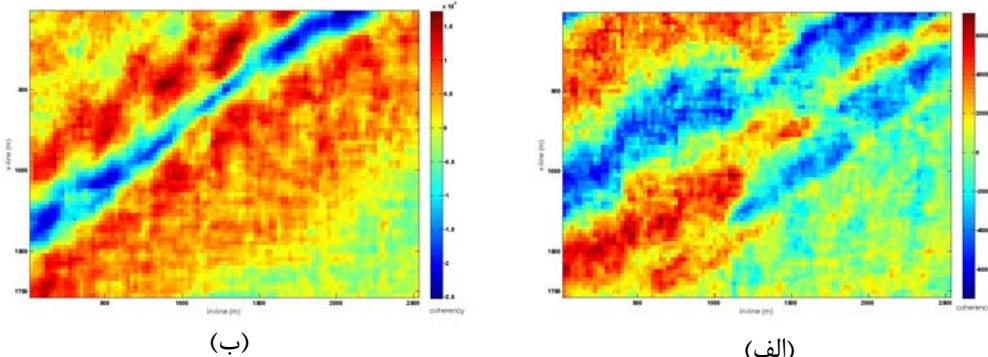
برش‌های زمانی ۲۶۰ و ۸۴۸ میلی ثانیه شکل ۷ را نشان می‌دهند. آنچه در این شکل‌ها مشخص است توان الگوریتم‌های همدوسی در شناسایی ناپیوستگی‌هاست. شکل ۱۰ تصاویر سه‌بعدی از اعمال الگوریتم همدوسی شباهت روی برش‌های زمانی ۲۶۰ و ۸۴۸ میلی ثانیه شکل ۷ را نشان می‌دهد که امکان تفسیر دقیق داده‌ها را میسر ساخته است. شکل ۱۱ مقطع قائم لرزه‌ای از مکعب داده لرزه‌ای سه‌بعدی شکل ۶ در راستای خط منبع را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۱۱ مشاهده می‌شود مکان گسل‌های درون یک‌ضی مشخص نیستند و نمی‌توان تفسیری در این خصوص ارائه کرد. شکل ۱۲ نتایج حاصل از اعمال الگوریتم‌های همبستگی متقابل، ساختار ویژه و شباهت روی مقطع لرزه‌ای شکل ۱۱ را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود با کمک الگوریتم‌های همدوسی ساختار ویژه و شباهت مکان ناپیوستگی‌های ساختاری به خوبی مشخص شده‌اند.

۴ داده‌های واقعی

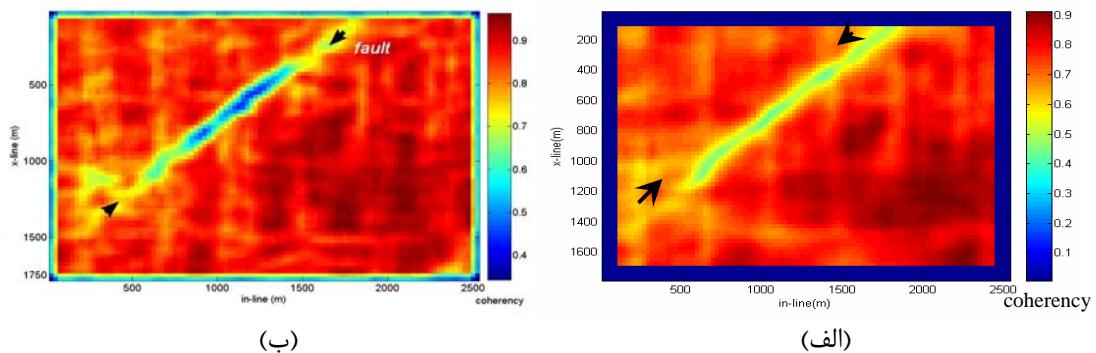
برای بررسی اثر نشانگرهای همدوسی روی داده‌های واقعی، مکعبی از داده‌های لرزه‌ای واقعی که کوچ زمانی پس از برآنبارش داده شده است، مورد استفاده قرار گرفت. این داده‌ها مربوط به میدان گازی خانگیران در شمال شرق ایران است. نمونه‌برداری زمانی این داده‌ها ۴ میلی ثانیه و فاصله بین ردیزه‌ها در راستای خطوط گیرنده و چشمی برابر ۲۵ متر است. ابعاد مکعب داده‌ها در راستای خطوط گیرنده ۲۵۲۵ متر (خط ۱۰۱) و در راستای خطوط منع ۱۷۷۵ متر (خط ۷۱) و بازه زمانی آن ۱۰۰۰ میلی ثانیه است (شکل ۶). از داخل این مکعب دو برش زمانی ۲۶۰ و ۸۴۸ میلی ثانیه انتخاب شد. در شکل ۷ آبی تیره نشان‌دهنده همدوسی کم و سرخ تیره نشان‌دهنده همدوسی زیاداند و همان‌طور که مشاهده می‌شود، نمی‌توان مکان گسل‌ها را تعیین کرد. شکل‌های ۸ و ۹ نتایج حاصل از اعمال الگوریتم‌های همدوسی روی



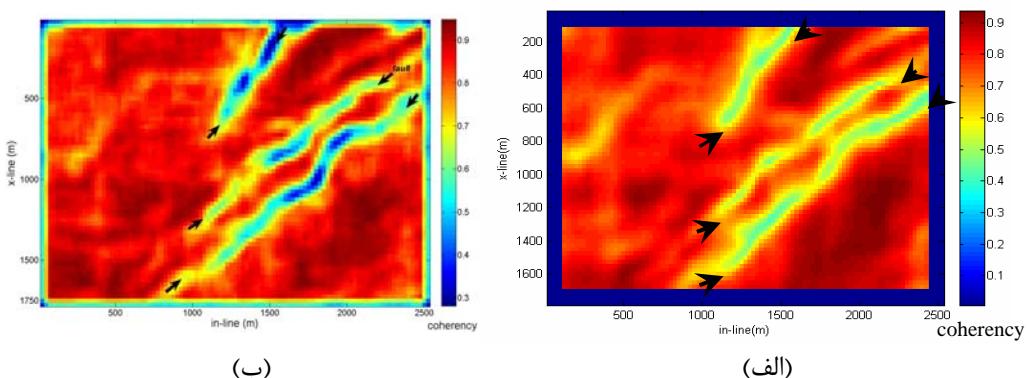
شکل ۶. مکعب لرزه‌ای حاصل از داده‌های سه‌بعدی میدان گازی خانگیران واقع در شمال شرق ایران. در این مکعب از ۱۰۱ خط گیرنده با فاصله ۲۵ متر در مجموع به طول (m) ۲۵۲۵، خط ۷۱ به طول (m) ۱۷۷۵ و ۲۵۱ نمونه زمانی با فاصله ۴ میلی ثانیه در مجموع به عمق (ms) ۱۰۰۰ استفاده شده است.



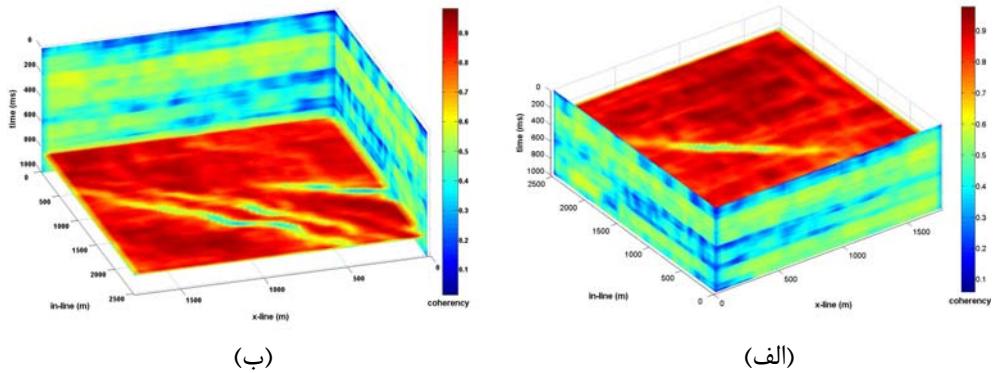
شکل ۷. برش‌های زمانی روی مکعب داده لرزه‌ای سه بعدی واقعی متعلق به میدان گازی خانگیران. (الف) ۸۴۸ میلی ثانیه و (ب) ۲۶۰ میلی ثانیه. سرخ تیره نشان دهنده مناطق دارای همدوسی زیاد و آبی تیره نشان دهنده مناطق دارای همدوسی کم است. همان‌طور که مشاهده می‌شود نمی‌توان درباره مکان و تعداد گسل‌ها تفسیری ارائه داد.



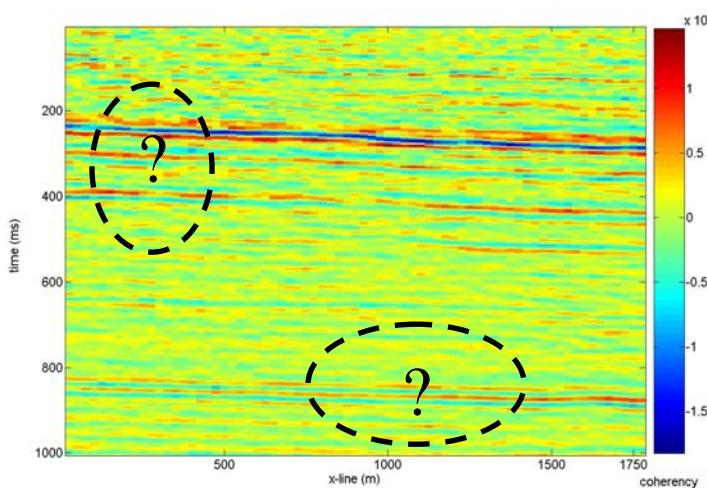
شکل ۸. نتایج حاصل از اعمال الگوریتم‌های (الف) ساختار ویژه (جواهری نیستانک و همکاران، ۱۳۸۶) و (ب) شباهت روی برش زمانی ۲۶۰ میلی ثانیه داده‌های واقعی شکل ۷-الف. پیکان‌ها مکان گسل را نشان می‌دهند. سرخ تیره نشان دهنده مناطق دارای همدوسی زیاد و آبی تیره نشان دهنده مناطق دارای همدوسی کم است. همان‌طور که مشاهده می‌شود با استفاده از الگوریتم‌های همدوسی می‌توان مکان ناپیوستگی‌های ساختاری را با وضوح بیشتری نشان داد و تفسیری بهتری ارائه کرد.



شکل ۹. نتایج حاصل از اعمال الگوریتم‌های (الف) ساختار ویژه (جواهری نیستانک و همکاران، ۱۳۸۶) و (ب) شباهت روی برش زمانی ۸۴۸ میلی ثانیه داده‌های واقعی شکل ۷-ب. پیکان‌ها مکان ریزگسل‌ها را نشان می‌دهند. سرخ تیره نشان دهنده مناطق دارای همدوسی زیاد و آبی تیره نشان دهنده مناطق دارای همدوسی کم است. همان‌طور که مشاهده می‌شود با استفاده از الگوریتم‌های همدوسی می‌توان مکان ناپیوستگی‌های ساختاری را شناسایی کرد و تفسیر بهتری ارائه کرد.



شکل ۱۰. تصویر سه بعدی از اعمال الگوریتم همدوسی شباهت برای نشان دادن مکان ریزگسل‌ها در برش‌های زمانی شکل ۷. سرخ تیره نشان‌دهنده مناطق دارای همدوسی زیاد و آبی تیره نشان‌دهنده مناطق دارای همدوسی کم است.

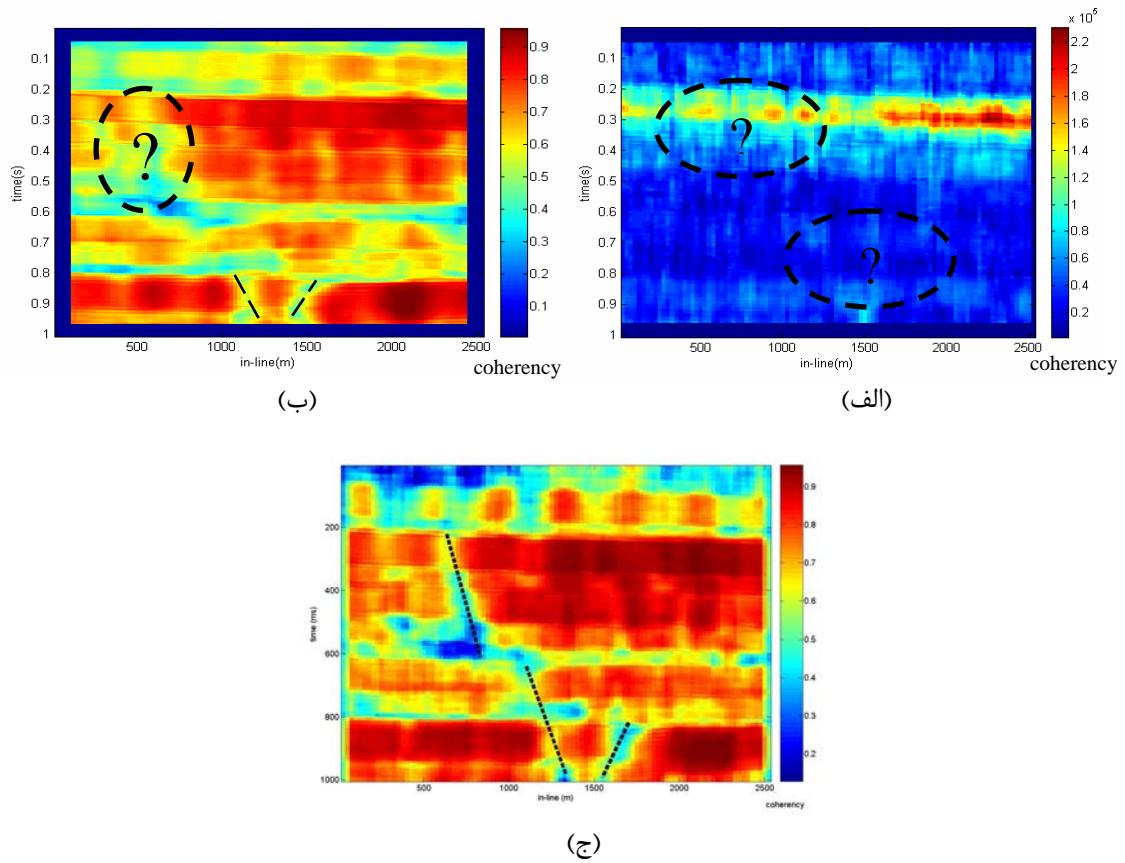


شکل ۱۱. مقطع قائم لرزه‌ای از مکعب داده لرزه‌ای سه بعدی شکل ۶ در راستای خط منبع. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، مکان گسل‌های درون بیضی‌ها مشخص نیست، در حالی که در شکل‌های بعدی با اعمال الگوریتم‌های همدوسی، گسل‌ها را نشان می‌دهند.

سه بعدی مصنوعی و واقعی (میدان گازی خانگیران) به خوبی توانستند مکان‌هایی را که دچار شکستگی شده‌اند و یا به هر دلیلی نسبت به سایر نقاط دارای پیوستگی کمتری هستند، مشخص کنند. از بین الگوریتم‌های همدوسی، الگوریتم‌های ساختار ویژه و شباهت دارای توانایی بیشتری نسبت به الگوریتم همبستگی متقابل‌اند. کیفیت تصاویر در

۵ نتیجه‌گیری

استفاده از نشانگرهای همدوسی می‌تواند به مفسّر در تفسیر داده‌های لرزه‌ای کمک زیادی کند. این نشانگرهای روی داده‌های لرزه‌ای سه بعدی اعمال می‌شوند و مناطقی از داده‌ها که پیوستگی و شباهت کمتری دارند را شناسایی می‌کنند. الگوریتم‌های طراحی شده برای داده‌های



شکل ۱۲. نتایج حاصل از اعمال الگوریتم‌های (الف) همبستگی متقابل (جواهری نیستانک و همکاران، ۱۳۸۶)، (ب) ساختار ویژه (جواهری نیستانک و همکاران، ۱۳۸۶) و (ج) شباهت روی مقطع لرزه‌ای شکل ۱۱. خطوط متقطع در شکل‌ها، مکان ریزگسل‌ها را نشان می‌دهند. سرخ تیره نشان‌دهنده مناطق دارای همدوسی زیاد و آبی تیره نشان‌دهنده مناطق دارای همدوسی کم است. همان‌طور که مشاهده می‌شود با کمک الگوریتم‌های همدوسی مکان ناپیوستگی‌های ساختاری به خوبی مشخص می‌شود.

کوچک‌مقیاس را نیز شناسایی کند در حالی که در الگوریتم همبستگی متقابل، با توجه به بزرگ بودن اندازه پنجره زمانی، شناسایی ناپیوستگی‌های ساختاری کم‌ضخامت ناممکن است.

منابع

جواهری نیستانک، ع. ر.، جواهریان، ع. و امینی، ن.، ۱۳۸۶، قدرت تفکیک نشانگر لرزه‌ای همدوسی در شناسایی گسل‌ها: فصلنامه علوم زمین، در نوبت چاپ.

این نشانگر مستقیماً وابسته به کیفیت داده‌های ورودی است. چنانچه داده‌های ورودی دارای نوفة زیادی باشند، با توجه به هدف مورد نظر، مفسر می‌توان ابعاد مکعب تحلیل را تغییر دهد تا بهترین نتیجه حاصل شود. در الگوریتم همدوسی همبستگی متقابل به دلیل اینکه از سه ردیله استفاده می‌شود، چنانچه داده‌های ورودی نو甫ه‌دار باشند، این الگوریتم کارایی خود را از دست می‌دهد و توانایی شناسایی گسل‌ها را ندارد. در الگوریتم شباهت به دلیل اینکه پنجره زمانی به نمونه‌های کم‌تری محدود می‌شود، این الگوریتم قادر است تغییرات ساختاری و چینه‌شناسی

هاشمی گازار، ع.، ۱۳۸۶، کاربرد نشانگر لرزه‌ای شباهت در به تصویر کشیدن ناپیوستگی‌های ساختاری در داده‌های لرزه‌ای سه‌بعدی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

- Al-Dossary, S., and Marfurt, K. J., 2006, Multispectral estimates of reflector curvature and rotation: *Geophysics*, **71**, P41-P51.
- Bahorich, M. S., and Farmer, S. L., 1995, 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features; the coherence cube: *Leading Edge*, **14**, 1053-1058.
- Chopra, S., Marfurt, K. J., 2005, Seismic attributes-A historical perspective: *Geophysics*, **70**, 3SO-28SO.
- Chopra, S., and Marfurt, K. J., 2007, Multispectral volumetric curvature adding value to 3D seismic data interpretation, CSPG/CSEG Convention, Calgary.
- Gresztenkorn, A., and Marfurt, K. J., 1999, Eigenstructure-based coherence computations as an aid to 3-D structural and stratigraphic mapping: *Geophysics*, **64**, 1468-1479.
- Hart, B. S., Pearson, R., and Rawling, G. C., 2002, 3-D seismic horizon-based approaches to fracture-swarm sweet spot definition in tight-gas reservoirs: *Leading Edge*, **21**, 28-35.
- Marfurt, K. J., Kirlin, R. L., Farmer, S. L., and Bahorich, M. S., 1998, 3-D seismic attributes using a running window semblance-based algorithm: *Geophysics*, **63**, 1150-1165.
- Masaferro, J. L., Bulnes, M., Poblet, J., and Casson, M., 2003, Kinematics evolution and fracture prediction of the Valle Morado structure inferred from 3-D seismic data, Salta Province, northwest Argentina, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **87**, 1083-1104.
- Roberts, A., 2001, Curvature attributes and their application to 3-D interpreted horizons: *First Break*, **19**, 85-99.
- Sigismondi, M., and Soldo, J. C., 2003, Curvature attributes and seismic interpretation: Case studies from Argentina basins: *Leading Edge*, **22**, 1122-1126.
- Taner, M. T., 2001, Seismic attributes: CSEG Recorder, September, **26**, 49-55.