

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

شناسایی گسل‌ها با استفاده از نشانگر لرزه‌ای هم‌دوسی در بازه‌های طیفی مختلف

زهره جلالوند

استاد راهنما

دکتر امین روشندل کاهو

دکتر مهرداد سلیمانی منفرد

بهمن ماه ۱۳۹۴

شماره: ۲۹۴۱۶۳۹-۲
 تاریخ: ۹۵/۱۲/۳
 ویرایش:

باسمه تعالی



فرم شماره ۶: صورتجلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم زهرا جلالوند به شماره دانشجویی ۹۲۰۴۴۰۴ رشته مهندسی نفت گرایش اکتشاف تحت عنوان شناسایی گسل‌ها با استفاده از نشانگر لرزه‌ای همدوسی در بازه‌های طیفی مختلف که در تاریخ ۱۳۹۴/۱۱/۲۶ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

قبول (با درجه: بسیار خوب (۱۸)) امتیاز ۱۸ دفاع مجدد مردود

- ۱- عالی (۲۰-۱۹)
 ۲- بسیار خوب (۱۸-۱۷/۹۹)
 ۳- خوب (۱۶-۱۷/۹۹)
 ۴- قابل قبول (۱۵/۹۹-۱۴)
 ۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر امین روشندل کاهو	استادیار	
۲- استاد راهنمای دوم	دکتر مهرداد سلیمانی منفرد	استادیار	
۳- استاد مشاور			—
۴- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر سوسن ابراهیمی	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر علی نجاتی کلاته	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر ابرج پیروز	استادیار	

رئیس دانشکده:



نخستین سپاس و ستایش از آن خداوندی است که بنده کوچکش را در دریای میکران اندیشه، قطره‌ای ساخت تا وسعت آن را از دریچه اندیشه‌های ناب آموزگارانی بزرگ به تماشا نشیند. لذا اکنون که در سایه سار بنده نوازی‌هایش پایان نامه حاضر به انجام رسیده است، بر خود لازم می‌دانم تا مراتب سپاس را از بزرگوارانی به جا آورم که اگر دست یاریگرشان نبود، هرگز این پایان نامه به انجام نمی‌رسید.

از استادان گرانقدرم جناب آقای دکتر امین روشندل کاهو و جناب آقای دکتر مهرداد سلیمانی منفرد که زحمات راهم‌نمایی این پایان نامه را بر عهده داشتند، کمال سپاس را دارم.

تقدیم به

مقدس‌ترین واژه مادر لغت نامه دلم، مادر مهربانم که زندگیم را می‌یون مهر و عطف آن می‌دانم.

پدر، مهربانی مشفق، بردبار و حامی.

برادر و خواهرانم هم‌راهن، همیشگی و پشتوانه‌های زندگیم.

تعهد نامه

اینجانب **زهرا جلالوند** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته **مهندسی نفت (اکتشاف)** دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه "**شناسایی گسل ها با استفاده از نشانگر لرزه ای همدوسی در بازه های طیفی مختلف**" تحت راهنمایی **دکتر امین روشندل کاهو** و **دکتر مهرداد سلیمانی منفرد** متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا «Shahroud University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت های آن ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

امضای دانشجو

تاریخ ۱۳۹۴/۱۱/۲۶

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

یکی از راه‌کارهایی که امروزه در تفسیر داده‌های لرزه‌ای بازتابی موجب تسهیل کار مفسر می‌شود به کارگیری نشانگرهای لرزه‌ای می‌باشد که در شناسایی گسل‌ها، دلتاهای مدفون، کانال‌های رودخانه‌ای، ریف‌ها، لایه‌های نازک، تغییر رخساره سنگ‌ها و غیره استفاده می‌شود. نشانگرهای لرزه‌ای دارای انواع مختلفی هستند که در این تحقیق از دو نشانگر لرزه‌ای همدوسی و تجزیه طیفی استفاده شده است. نشانگر لرزه‌ای همدوسی یک روش کارا در به تصویر کشیدن ناپیوستگی‌های ساختاری مانند گسل‌ها و نهشته‌های چین‌شده‌ها مانند کانال‌ها است و تغییرات جانبی در پاسخ لرزه‌ای را نمایان می‌سازد. برای محاسبه نشانگر لرزه‌ای همدوسی روش‌های مختلفی وجود دارد که در این تحقیق از الگوریتم ساختار ویژه استفاده شده است. با استفاده از تجزیه طیفی، دامنه‌های طیفی ناپیوستگی زمین‌شناسی را نشان می‌دهند. برای محاسبه تجزیه طیفی از تبدیل خطی زمان - فرکانس تبدیل فوریه زمان کوتاه استفاده شده است. در این تحقیق، برای شناسایی کیفیت ناپیوستگی‌های زمین‌شناسی در مقیاس‌های مختلف، از ترکیب تجزیه طیفی و همدوسی استفاده شده است. در این تحقیق کاربرد ترکیب این دو نشانگر را در شناسایی گسل با قدرت تفکیک مناسب مورد بررسی قرار گرفته است. به منظور نشان دادن کاربردی بودن ترکیب این دو نشانگر، این دو نشانگر روی داده‌های لرزه‌ای واقعی برداشت شده متعلق به یکی از مناطق گازی واقع در شمال شرق ایران اجرا شده است. همچنین به منظور توانمند بودن ترکیب این دو نشانگر، ترکیب این دو نشانگر با نشانگر لرزه‌ای همدوسی و تجزیه طیفی مقایسه شده است. نتایج به دست آمده نشان دادند که قدرت تفکیک ترکیب این دو نشانگر بیشتر از قدرت تفکیک هر یک از نشانگرها می‌باشد.

واژگان کلیدی:

نشانگرهای لرزه‌ای، نشانگر لرزه‌ای همدوسی، تجزیه طیفی.

فهرست عنوان‌ها

۱	فصل ۱ مقدمه.....
۲	۱-۱ تعریف مسأله.....
۴	۲-۱ تاریخچه مطالعه.....
۸	۳-۱ هدف از این پایان‌نامه.....
۱۰	۴-۱ ساختار پایان‌نامه.....
۱۱	فصل ۲ روش‌های متداول شناسایی گسل در داده‌های لرزه‌ای.....
۱۲	۱-۲ مقدمه.....
۱۳	۲-۲ نشانگر لرزه‌ای سوبل.....
۱۵	۳-۲ نشانگر بی‌نظمی.....
۱۷	۴-۲ نشانگر تشابه.....
۱۸	۵-۲ الگوریتم ردیابی مورچه.....
۲۰	۶-۲ نشانگر انحنای.....
۲۳	۷-۲ نشانگر لرزه‌ای همدوسی.....
۲۴	۱-۷-۲ الگوریتم نشانگر لرزه‌ای همدوسی بر مبنای همبستگی متقابل
۲۸	۲-۷-۲ الگوریتم نشانگر لرزه‌ای همدوسی بر مبنای شباهت
۳۱	۳-۷-۲ الگوریتم نشانگر لرزه‌ای همدوسی بر مبنای ساختار ویژه
۳۶	۸-۲ محاسبه شیب.....
۳۶	۱-۸-۲ محاسبه شیب با استفاده از روش آنالیز ردلرزه مختلط
۳۹	۲-۸-۲ محاسبه شیب با استفاده از روش اسکن مقادیر شیب
۴۱	فصل ۳ تبدیل زمان - فرکانس.....
۴۲	۱-۳ مقدمه.....
۴۳	۲-۳ تبدیل‌های زمان - فرکانس.....
۴۴	۱-۲-۳ تبدیل فوریه زمان کوتاه
۴۸	۲-۲-۳ تبدیل موجک
۵۰	۳-۲-۳ تبدیل استاکول یا تبدیل S
۵۳	فصل ۴ روش همدوسی طیفی مختلط.....

۵۴	۱-۴ مقدمه.....
۵۵	۲-۴ روش همدوسی طیفی مختلط.....
۷۴	۳-۴ مقایسه روش همدوسی طیفی مختلط با روش همدوسی متداول.....
۷۹	فصل ۵ نتیجه‌گیری و پیشنهادات.....
۸۱	فصل ۶ منابع و مآخذ.....

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۲. (الف) داده لرزه‌ای دو بعدی واقعی به همراه گسل مشخص شده به صورت خط چین و (ب) نتیجه اعمال نشانگر سوبل بر روی داده واقعی دو بعدی با احتساب شیب رویدادها. ۱۵
- شکل ۲-۲. (الف) مکعب لرزه‌ای، (ب) مکعب بی‌نظمی ایجاد شده از (الف) (راندن و همکاران، ۲۰۰۱). ۱۶
- شکل ۳-۲. کاربرد نشانگر تشابه در شناسایی گسل در داده‌های لرزه‌ای. مقدار پایین نشانگر تشابه گسل و شکستگی‌ها را نشان می‌دهد (اودو و همکاران، ۲۰۱۴). ۱۷
- شکل ۴-۲. شناسایی گسل با استفاده از الگوریتم ردیابی مورچه (هاشمی، ۱۳۸۹). ۱۹
- شکل ۵-۲. تعریف ریاضی از انحنا (روبرتس، ۲۰۰۱). ۲۰
- شکل ۶-۲. کاربرد نشانگر انحنا در شناسایی گسل. (الف) نقشه ساختار زمان، (ب) بخش A-B برای موقعیت خط شکل (الف)، (ج) بیشترین انحنا K_{max} و (د) بیشترین انحنای مثبت K_+ (روبرتس، ۲۰۰۱). ۲۲
- شکل ۷-۲. نمای هندسی لرزه‌ای سه بعدی بر مبنای همبستگی متقابل که با سه ردلرزه ترسیم شده است. A ردلرزه مبنا، B ردلرزه در امتداد خط گیرنده و C ردلرزه در امتداد خط چشمه است (باهوریچ و فارمر، ۱۹۹۵). ۲۴
- شکل ۸-۲. اعمال الگوریتم همبستگی متقابل روی داده لرزه‌ای برای شناسایی گسل. (الف) داده لرزه-ای در مقطع زمانی ۱/۸ ثانیه، (ب) اعمال الگوریتم همبستگی متقابل بر روی مقطع زمانی ۱/۸ ثانیه (مارفورت، ۱۹۹۸). ۲۷
- شکل ۹-۲. (الف) پنجره آنالیز مستطیلی شکل و (ب) پنجره آنالیز بیضی شکل که هر یک J ردلرزه را در بر گرفته‌اند. نقطه آنالیز در مرکز هر کدام از پنجره‌ها با سه پارامتر a (طول بزرگترین محور)،

- b (طول کوچکترین محور) و φ_a (آزیموت بزرگترین محور با شمال جغرافیایی) مشخص می‌شود
 (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸). ۲۹
- شکل ۱۰-۲. محاسبه همدوسی روی یک پنجره آنالیز بیضوی شکل با شیب‌های ظاهری (۰/۱) -
 $(p,q)=(0/1)$ که بر حسب میلی‌ثانیه بر متر هستند. محور E همان محور x' و محور N همان
 محور y' در شکل (۲-۲) می‌باشد (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸). ۲۹
- شکل ۱۱-۲. اعمال الگوریتم شباهت روی داده لرزه‌ای برای شناسایی گسل. (الف) داده لرزه‌ای در
 مقطع زمانی ۱/۸ ثانیه، (ب) اعمال الگوریتم شباهت بر روی مقطع زمانی ۱/۸ ثانیه (مارفورت،
 ۱۹۹۸). ۳۰
- شکل ۱۲-۲. نمای مکعب تحلیل هندسی بر مبنای ساختار ویژه روی مکعب لرزه‌ای سه بعدی
 (جوهری نیستانک، ۱۳۸۵). ۳۲
- شکل ۱۳-۲. اعمال الگوریتم ساختار ویژه روی داده لرزه‌ای برای شناسایی گسل. (الف) داده لرزه‌ای در
 مقطع زمانی ۱/۸ ثانیه، (ب) اعمال الگوریتم ساختار ویژه روی مقطع زمانی ۱/۸ ثانیه (مارفورت،
 ۱۹۹۸). ۳۴
- شکل ۱۴-۲. فلوچارت روش همدوسی بر اساس ساختار ویژه (با تغییر از جوهری نیستانک، ۱۳۸۵). ۳۵
- شکل ۱۵-۲. (الف) مقطع عمق عمودی و افقی داده لرزه‌ای مربوط به گنبد نمکی، (ب) مقطع عمودی
 و افقی شیب آنی مطابق با شکل (الف)، (ج) مقطع عمودی و افقی آزیموت شیب آنی مطابق با
 شکل (الف) (مارفورت، ۲۰۰۷). ۳۸
- شکل ۱-۳. اصل عدم قطعیت در صفحه زمان - فرکانس تبدیل فوریه زمان کوتاه. جعبه عدم قطعیت
 هایزنبرگ در تمام صفحه ثابت است (مالات، ۱۹۹۹). ۴۵

شکل ۳-۲. شکل توابع پنجره (الف) گوسی، (ب) همینگ، (ج) بلکمن و (د) هنینگ مطابق روابط

جدول (۳-۱). ۴۷.....

شکل ۳-۳. نمایش زمان - فرکانس سیگنال با استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه و طول پنجره ۲۱

نمونه و توابع پنجره‌ای (الف) همینگ، (ب) گوسی، (ج) بلکمن و (د) هنینگ (روشن‌دل کاهو،

۱۳۸۸). ۴۸.....

شکل ۳-۴. (الف) سیگنال با دو مولفه چیرپ صعودی - لگاریتمی و مولفه سینوسی و (ب) دامنه

تبدیل موجک تحلیلی با استفاده از موجک مورلت مختلط (روشن‌دل کاهو، ۱۳۸۸). ۵۰.....

شکل ۳-۵. سیگنال نمایش داده شده در شکل (۳-۴)، (الف) و (ب) نمایش زمان - فرکانس آن با

استفاده از تبدیل S (روشن‌دل کاهو، ۱۳۸۸). ۵۱.....

شکل ۴-۱. (الف) بخشی از داده لرزه‌ای سه بعدی متعلق به یکی از مخازن گازی واقع در شمال شرق

ایران با ابعاد $2525(m) \times 1775(m) \times 1000(ms)$ و (ب) برش خورده داده مذکور که موقعیت

گسل تفسیر شده روی آن مشخص شده است. ۵۵.....

شکل ۴-۲. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

$3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری. ۵۷.....

شکل ۴-۳. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

$3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری. ۵۷.....

شکل ۴-۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری. ۵۸

شکل ۵-۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری. ۵۸

شکل ۶-۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری. ۵۹

شکل ۷-۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری. ۵۹

شکل ۸-۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری. ۶۰

شکل ۹-۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری. ۶۰

شکل ۱۰-۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری. ۶۱

شکل ۴-۱۱. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۳×۳×۷ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۱

شکل ۴-۱۲. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۳×۳×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۲

شکل ۴-۱۳. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۳×۳×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۲

شکل ۴-۱۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۳×۳×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۳

شکل ۴-۱۵. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۳×۳×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۳

شکل ۴-۱۶. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۳×۳×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۴

شکل ۴-۱۷. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۵×۵×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۴

شکل ۴-۱۸. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۵

شکل ۴-۱۹. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۵

شکل ۴-۲۰. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۶

شکل ۴-۲۱. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۶

شکل ۴-۲۲. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۷ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۷

شکل ۴-۲۳. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۷ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۷

شکل ۴-۲۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۷ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۸

شکل ۴-۲۵. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۵×۵×۷ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۸

شکل ۴-۲۶. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۵×۵×۷ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۹

شکل ۴-۲۷. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۵×۵×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۶۹

شکل ۴-۲۸. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۵×۵×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۷۰

شکل ۴-۲۹. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۵×۵×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۷۰

شکل ۴-۳۰. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۵×۵×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۷۱

شکل ۴-۳۱. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

۵×۵×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری.....۷۱

- شکل ۳۲-۴. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری. ۷۲
- شکل ۳۳-۴. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری. ۷۲
- شکل ۳۴-۴. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری. ۷۳
- شکل ۳۵-۴. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری. ۷۳
- شکل ۳۶-۴. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری. ۷۴
- شکل ۳۷-۴. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری. ۷۴
- شکل ۳۸-۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری. ۷۵
- شکل ۳۹-۴. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری. ۷۵
- شکل ۴۰-۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری. ۷۶

شکل ۴-۴۱. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 5$ به صورت رنگی بر

روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری..... ۷۶

شکل ۴-۴۲. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل

$3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس

خاکستری..... ۷۷

شکل ۴-۴۳. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر

روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری..... ۷۷

فهرست جدول‌ها

جدول ۳-۱. نام، رابطه و مشخصات توابع پنجره متداول (مالات، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۹)..... ۴۶

فصل ۱

مقدمه

۱-۱ تعریف مسأله

شکستگی‌ها^۱ رایج‌ترین ساختار زمین‌شناسی هستند که ممکن است در هر رخنمون سنگی وجود داشته باشند (پارک^۲، ۱۹۸۹). البته به دلیل فرآیندهای پیچیده‌ای که در تشکیل آن‌ها دخالت دارد، تحلیل و بررسی آن‌ها به خصوص از دیدگاه ساختاری مشکل بوده و به همین خاطر علی‌رغم اهمیت زیاد، کمتر مورد توجه زمین‌شناسان قرار گرفته‌اند (مداحی و همکاران، ۱۳۸۸).

مطالعه شکستگی‌ها در بسیاری از کارهای مهندسی ضرورت دارد. مثلاً هنگام استخراج سنگ‌های ساختمانی، به خصوص سنگ‌هایی که بایستی به قطعات بزرگ استخراج شود (مثل مرمر و تراورتن)، شناسایی شکستگی‌های محل ضروری است. هنگام انتخاب محل تونل‌های راه‌سازی و معدنی، بایستی قبلاً وضعیت شکستگی‌های محل را بررسی کرد، زیرا وجود آن‌ها، از طرفی مسائلی در امر حفر تونل به وجود می‌آورد و از طرف دیگر نگهداری آن را مشکل می‌سازد. قبل از احداث سدها نیز مطالعه شکستگی‌های منطقه ضروری است. هنگام پی‌جویی منابع معدنی نیز آشنایی با وضعیت شکستگی‌های محل ضروری است، زیرا بسیاری از رگه‌های معدنی، از شکستگی‌های سنگ‌ها و از جمله درزه‌ها^۳ تبعیت می‌کنند. از نظر زمین‌شناسی ساختمانی نیز مطالعه شکستگی‌ها اهمیت شایان دارد، زیرا با مطالعه آماری آن‌ها، می‌توان مشخصات تنش‌های وارده به سنگ‌های ناحیه را مشخص کرد. همچنین در رابطه با اهمیت خاصیت شکستگی‌ها می‌توان به نقش موثر آن‌ها در افزایش تخلخل، نفوذپذیری و در نتیجه تولید بالای نفت در مخازن کربناته جنوب غربی ایران اشاره کرد. شکستگی‌ها یکی از مهم‌ترین مسیرهای جریان سیال در مخازن کربناته هستند (بورن^۴ و همکاران، ۲۰۰۰).

هر جا که نیروهای وارد شده بر سنگ‌های سازنده پوسته زمین بیش از تحمل آن‌ها باشد، می‌شکنند. در اعماق، به دلیل بالا بودن دما و فشارهای همه‌جانبه، سنگ‌های جامد رفتاری خمیری از

^۱ Fractures

^۲ Park

^۳ Joints

^۴ Bourne

خود نشان می‌دهند و در شرایط مناسب چین می‌خورند و در مقابل در نواحی نزدیک به سطح که سنگ‌ها سردترند حالتی ترد و شکننده دارند و در صورتی که تنش‌های ایجاد شده در سنگ از مقاومت آن بیشتر شود، سنگ گسیخته می‌شود. شکستگی‌های ایجاد شده در سنگ که سنگ‌های دو طرف آن نسبت به هم حرکت کنند را گسل^۱ می‌نامند. میزان این جابجایی ممکن است از چند میلی-متر تا چند صد متر باشد. اندازه و طول گسل نیز می‌تواند چند سانتی‌متر تا هزاران کیلومتر باشد (معماریان، ۱۳۶۹).

برخی از گسل‌ها به راحتی قابل شناسایی‌اند، در صورتی‌که اکثر آن‌ها، مخصوصاً انواع بزرگ و ناحیه‌ای، چنین نیستند و تشخیص آن‌ها نیازمند بررسی‌های دقیق می‌باشد. گسل‌هایی که به تازگی فعال بوده‌اند، ممکن است پرتگاه‌هایی را بسازند یا مسیر حرکت رودخانه‌ها را جابجا کنند. پرتگاه‌ها و برخی دیگر از شواهد ناشی از حرکت گسل‌های قدیمی ممکن است بر اثر میلیون‌ها سال فرسایش از بین رفته باشند. البته آنچه همواره باقی می‌ماند، اثرهای جابجایی لایه‌های رسوبی و ساختارهای زمین‌شناسی است. طرح رخنمون سنگ‌های تغییر شکل یافته می‌تواند نشانه‌ای از وجود گسل باشد. جابجایی گروهی از لایه‌ها، تکرار آن‌ها در سطح زمین یا فقدان توالی مشخصی از لایه‌های سنگی منفرد شاهدهی بر گسل خوردگی است. از دیگر نشانه‌های تشخیص گسل وجود سنگ‌های خرد شده در سطح گسل است (معماریان، ۱۳۶۹).

گسل که خود گونه‌ای از شکستگی با جابجایی قابل مشاهده در طرفین سطح شکستگی می‌باشد، می‌تواند سبب تجمع و به تله افتادن هیدروکربن می‌شود. نقش اصلی گسل قرار دادن لایه‌های مخزنی در مقابل لایه‌های ناتراوا است. اما گاهی مواقع گسل بسته نبوده و سیالات قادرند از آن‌ها عبور کنند به نحوی که شکستگی‌های تراوا در سنگ منشا انتقال عمودی نفت را تقویت بخشیده و سبب انتقال و نشت نفت می‌شود (رضایی، ۱۳۸۰).

^۱ Fault

۲-۱ تاریخچه مطالعه

یکی از راه‌های به دست آوردن اطلاعات زیرزمینی دقیق، حفر گمانه‌های اکتشافی است. اما عملیات حفاری بسیار پرهزینه است و تنها اطلاعاتی را در مناطق جداگانه فراهم می‌آورد. برداشت‌های ژئوفیزیکی با اینکه در معرض ابهامات اساسی و یا عدم قطعیت در تفسیرهای انجام شده قرار دارند، وسیله‌ای سریع و ارزان برای به دست آوردن اطلاعات پیوسته زیر سطحی هستند. البته استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی به معنی عدم نیاز به عملیات حفاری نیست، بلکه در صورت استفاده از این روش‌ها برنامه اکتشافی بهینه خواهد شد که سرعت عملیات افزایش یافته و تعداد گمانه‌های حفاری مورد نیاز به حداقل خواهد رسید (گریفیتس^۱ و کینگ^۲، ۱۹۸۸).

اکتشاف دامنه وسیعی از مواد معدنی وابستگی شدیدی به دانش ما از موقعیت و سن شکستگی‌ها دارد. مخازن نفتی و گازی در بسیاری از سنگ‌های رسوبی در طول گسل‌هایی که روند خطی دارند، توزیع شده‌اند (کوردل^۳، ۱۹۷۳). عموماً ویژگی‌های اصلی ساختار گسل را می‌توان با روش‌های مختلف ژئوفیزیکی مانند گرانی، مغناطیس و لرزه‌نگاری مشخص کرد. استفاده از روش پتانسیل در تعیین دقیق ساختارهای زیرسطحی و شناسایی گسل‌ها سابقه طولانی دارد.

پل^۴ و همکاران (۱۹۹۶) توانستند پارامترهای ساختار گسل دو بعدی را با دقت بالایی با استفاده از داده‌های گرانی مشخص کنند. مدل‌سازی گرانی برای محاسبه پاسخ شکل هندسی ژئوفیزیکی یک امر معمول در اکتشافات ژئوفیزیکی است که برای بررسی آنومالی گرانی ناشی از ساختارهای تکتونیکی مورد توجه افراد زیادی بوده است. برای محاسبه آنومالی گرانی ساختارها با چگالی ثابت، روش‌ها و فرمول‌های زیادی ارائه شده است، هر چند که چگالی سنگ‌های رسوبی با عمق تغییر می‌کند. بدین

^۱ Griffiths

^۲ King

^۳ Cordell

^۴ Paul

ترتیب در ادامه پژوهشگران دیگری در مدل‌سازی گسل برای محاسبه اثر آنومالی گرانی ناشی از وجود گسل از تغییرات چگالی با عمق استفاده کردند (کوردل، ۱۹۷۳).

مگنتوتلوریک^۱ یکی از روش‌های الکترومغناطیسی در حوزه فرکانس با چشمه طبیعی می‌باشد که از میدان الکترومغناطیسی طبیعی زمین برای بررسی ساختار مقاومت ویژه الکتریکی زیر سطحی استفاده می‌کند (کانیارد^۲، ۱۹۵۳). بالا بودن عمق نفوذ امواج الکترومغناطیسی در روش مگنتوتلوریک (از چند متر تا ده‌ها کیلومتر) که به صورت امواج تخت^۳ در زمین نفوذ می‌کنند و توانایی اکتشاف ساختارهای موجود از اعماق بسیار کم تا اعماق بسیار زیاد و تعیین مشخصه‌های این ساختارها، باعث شده است که این روش جایگاه خاصی در بین دیگر روش‌های ژئوفیزیکی پیدا کند (دوبرین^۴ و ساویت^۵، ۱۹۸۸).

روش‌های مقاومت ویژه الکتریکی در اوایل دهه ۱۹۰۰ ابداع شدند، اما از دهه ۱۹۷۰ و خصوصاً به دلیل دسترسی به کامپیوتر برای پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌ها، کاربرد گسترده‌ای پیدا کرده‌اند. این روش‌ها به طور موثری برای اکتشاف منابع آب زیرزمینی، بررسی انواع آلودگی‌های آب‌های زیرزمینی، بررسی مسائل مهندسی برای تعیین محل حفره‌های زیرسطحی، گسل‌ها و مناطق خرد شده، درزه و شکاف‌ها، مناطق یخ زده، چاه‌های معدنی و غیره و در بررسی‌های باستان‌شناسی برای برداشت گسترش فضایی بقایای ساختارهای مدفون قدیمی، علاوه بر کاربردهای متنوع دیگر مورد استفاده قرار می‌گیرد (تلفورد^۶ و همکاران، ۱۹۹۸). همچنین از روش لرزه‌شناسی برای شناسایی ساختار زمین‌شناسی استفاده می‌شود که در فصل دو این پایان‌نامه توضیح داده می‌شود.

^۱ Magnetotelluric

^۲ Cagniard

^۳ Plain wave

^۴ Dobrin

^۵ Savit

^۶ Telford

در ساختارهای زمین‌شناسی، سیستم شکستگی‌ها (درزه یا گسل و یا هردو) نقش بسیار حیاتی را در ایجاد یک محیط متخلخل با تراوایی بالا در مخازن هیدروکربوری ایفا می‌کنند. در نتیجه یافتن ناحیه شکستگی در افزایش میزان تولید دخالت مستقیمی خواهد داشت. روش‌های زیادی برای یافتن سیستم‌های شکستگی در داده‌های لرزه‌ای وجود دارد مانند نشانگرهای لرزه‌ای که بر پایه قابلیت‌ها و محدودیت‌های خاصی استوار می‌باشد. تعاریف مختلفی درباره نشانگر لرزه‌ای توسط محققین ارائه شده است که هر کدام دیدگاه خاصی را در نظر گرفته‌اند.

تانر^۱ (۱۹۹۲) نشانگرهای لرزه‌ای را به این گونه تعریف کرد که نشانگرهای لرزه‌ای دارای تمام اطلاعات برگرفته از داده‌های لرزه‌ای هستند که به صورت مستقیم اندازه‌گیری شده‌اند. تحلیل نشانگرها برای تفسیر داده‌های لرزه‌ای بازتابی از دهه ۱۹۳۰ آغاز شد، زمانی که ژئوفیزیکدان‌ها شروع به انتخاب بازتاب‌های همدوس از داده‌های برداشت شده در عملیات‌های بازتابی کردند. پیشرفت در زمینه ریاضیات، الکترونیک و رایانه نقش قابل توجهی در محاسبه و استخراج نشانگرهای جدید بازی می‌کند. ظهور رایانه‌های قدرتمند باعث شد که مفسران در دهه ۱۹۸۰ بتوانند داده‌ها را با مقیاس‌ها و رنگ‌های مختلف نشان دهند و ردلرزه‌ها را با اطلاعات دیگری مانند نمودارهای چاه انطباق دهند. در حال حاضر بیش از پنجاه نشانگر لرزه‌ای از داده‌های لرزه‌ای استخراج می‌شود و برای تفسیر ساختارهای زمین‌شناسی، رخساره‌های چینه‌شناسی و خصوصیات مایعات درون حفره‌ای یا سنگ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد.

مطالعه و تفسیر نشانگرهای لرزه‌ای برخی از اطلاعات کیفی از پارامترهای هندسی و کیفی زیر سطح زمین، تخمین ساختار زیر سطح زمین، کشف مخازن گازدار، تفکیک واضح گسل‌ها و کانال‌ها، خصوصیات مخزن، پیش‌بینی ساختار سنگ‌شناسی و غیره را نشان می‌دهند. اغلب این نشانگرها از اندازه‌گیری داده‌های پایه‌ای لرزه‌ای در حوزه‌های زمان، دامنه، فرکانس مشتق شده‌اند و هرکدام از این

^۱ Tanner

نشانگرها برای اهداف خاصی مناسب است. هدف مطلوب در هنگام استفاده از نشانگرها این است که اطلاعات دقیق و جز به جز برای پارامترهای سنگ‌شناسی، ساختاری و چینه‌شناسی از داده‌های لرزه‌ای فراهم آورد تا مفسر بتواند با قدرت تفکیک بالاتری آن‌ها را تفسیر نماید.

نشانگر لرزه‌ای همدوسی توسط باهوریچ^۱ و فارمر^۲ (۱۹۹۵) بر مبنای همبستگی متقابل روی داده‌های لرزه‌ای اجرا شد که نتیجه و خروجی آن تصویر یک مکعب همدوسی بود که ضرایب همدوسی به وضوح ناپیوستگی‌هایی مانند گسل‌ها را روی برش‌های زمانی یا عمق به تصویر می‌کشد. این تصاویر به طور دقیق شکل‌های دلتاهای مدفون، کانال‌های رودخانه‌ای و غیره را نمایش می‌دهد. مارفورت^۳ و همکاران (۱۹۹۸) روشی با عنوان همدوسی بر مبنای شباهت ارائه کردند که الگوریتم این روش به عنوان یک شیوه و راه‌حل برای تخمین همدوسی با استفاده از آنالیز شباهت روی تعداد مشخصی از ردلرزه‌ها پیشنهاد شد. این روش نسبت به روش همبستگی متقابل دارای دقت بالاتری می‌باشد و عملکرد مناسبی دارد. با این وجود روش شباهت نیز دارای معایبی می‌باشد که جهت برطرف ساختن آن، روش دیگری معرفی گردید. گرسزنکورن^۴ و مارفورت (۱۹۹۹) روش همدوسی بر مبنای ساختار ویژه را معرفی کردند که به نسبت دو روش قبل از دقت بالاتری برخوردار است و در مقابله نوفه^۵ پایداری بیشتری دارد. کاربرد اصلی نشانگر لرزه‌ای همدوسی فارغ از نحوه محاسبه آن در آشکار نمودن ناپیوستگی‌های ساختاری مانند گسل‌ها و رخساره‌های چینه‌شناسی مانند کانال‌ها است (جوهری نیستانک، ۱۳۸۵).

آنالیز زمان - فرکانس یا تبدیل زمان - فرکانس امروزه جایگاه ویژه‌ای در تحلیل و بررسی سیگنال‌ها و بخصوص سیگنال‌های ناپایا دارد. دو شیوه نمایش زمان و فرکانس غیر قابل جمع می‌-

^۱ Bahorich

^۲ Farmer

^۳ Marfurt

^۴ Gersztenkorn

^۵ Noise

باشند و نمی‌توان اطلاعات زمانی و فرکانسی را به طور همزمان داشت، به همین خاطر محققین از ابزار ریاضی استفاده کردند که بتواند اطلاعات زمانی و فرکانسی ردلرزه را در طیفی به نام نمایش زمان - فرکانس^۱ در اختیار قرار دهد.

با گذشت زمان انواع مختلفی از تبدیل‌های زمان - فرکانس مانند تبدیل فوریه زمان کوتاه^۲ (گابور^۳، ۱۹۴۶)، تبدیل موجک^۴ (مالات^۵، ۱۹۹۹)، تبدیل S (استاکول^۶ و همکاران، ۱۹۹۶) و توزیع ویگنر - وایل^۷ (ویگنر^۸، ۱۹۳۲؛ وایل^۹، ۱۹۴۸) معرفی شدند. این تبدیل‌ها دارای مزایا و معایبی هستند. بعضی از این تبدیل‌ها دارای قدرت تفکیک بالایی هستند، از طرفی به دلیل وجود جملات اضافی محدودیت‌هایی دارند. همچنین روش‌هایی هستند که مشکل جملات اضافی را ندارند، ولی قدرت تفکیک آن‌ها مناسب نیست. البته باید در عمل به کاربرد مورد نظر توجه کرد، مثلاً گاهی فقط قدرت تفکیک بالا مد نظر است و گاهی کیفیت نمایش مهم است. به همین خاطر تحقیقات وسیعی انجام شد تا بتوانند تبدیل‌های زمان - فرکانسی را معرفی کنند که علاوه بر قدرت تفکیک بالا، کیفیت بهتر نمایش را داشته باشد (روشندل کاهو، ۱۳۸۸).

۱-۳ هدف از این پایان‌نامه

همانطور که توضیح داده شد نشانگرهای لرزه‌ای مانند همدوسی، ناپیوستگی‌های جانبی را نشان می‌دهند و تصاویری از ویژگی‌های زمین‌شناسی را تهیه می‌کنند. آل‌دوساری^{۱۰} و مارفورت (۲۰۰۶) با

^۱ Time-Frequency Distribution

^۲ Short time Fourier transform

^۳ Gabor

^۴ Wavelet

^۵ Mallat

^۶ Stockwell

^۷ Wigner-Vile

^۸ Wigner

^۹ Vile

^{۱۰} Al-Dossary

استفاده از نشانگرهای انحنای^۱ طول موج کوتاه و بلند از انحنای چندطیفی، ویژگی‌های زمین-شناسی را در مقیاس‌های مختلف تخمین زدند. سان^۲ و همکاران (۲۰۱۰) از مکعب‌های همدوس فرکانس مجزا، در شناسایی شکستگی‌ها استفاده کردند و نشان دادند که مولفه‌های فرکانس - بالا می‌توانند جزئیات بهتری را نمایش دهند. گائو^۳ (۲۰۱۳) بیان کرد که جزئیات دقیق ساختار در مخازن با استفاده از یک موجک با فرکانس بالاتر بهتر نشان داده می‌شود.

پاسخ لرزه‌ای ویژگی‌های زمین‌شناسی را در باندهای طیفی مختلف می‌دهد. اغلب، مولفه فرکانسی خاص اطلاعاتی از ساختار و چین‌شناسی را می‌دهد. روش تجزیه طیفی، نمایش یک بعدی سیگنال را به صفحه دو بعدی زمان و فرکانس می‌برد و مولفه طیفی فاز و دامنه را تولید می‌کند (پارتیکا^۴ و همکاران، ۱۹۹۹؛ کاستاگنا^۵ و همکاران، ۲۰۰۳). استخراج مولفه‌های طیفی از دامنه مختلف فرکانسی ممکن است دیدگاه‌های دقیق‌تری از ساختار زمین‌شناسی را تهیه کند (لافلین^۶ و همکاران، ۲۰۰۲). بزرگی طیفی از طیف زمان - فرکانس مشترک در خصوصیات مخزن، شناسایی هیدروکربن و اندازه-گیری تنظیم و میرایی اثر استفاده می‌شود (فنگیو^۷ و ونکایی^۸، ۲۰۱۴). با این حال، برای شناسایی ناپیوستگی‌های چین‌شناسی جانبی، مولفه فاز طیفی از توزیع زمان - فرکانس مورد نیاز است. هارداگ^۹ (۲۰۰۹) نشان داد که داده‌های لرزه‌ای با فرکانس محدود می‌توانند تصاویر بهبود یافته‌ای از زمین‌شناسی را نشان دهند. تخمین همدوسی لرزه، تغییرات در شکل موج را اندازه‌گیری می‌کند و یک اندازه‌گیری کمی از ناپیوستگی‌های زمین‌شناسی را تهیه می‌کند. به طور کلی بیشتر مفسران در

^۱ Curvatore

^۲ Sun

^۳ Gao

^۴ Partyka

^۵ Castagna

^۶ Laughlin

^۷ Fangyu

^۸ Wenkai

^۹ hardage

پردازش نهایی با داده‌های پهن‌بند^۱ همدوسی را اعمال می‌کنند (فنگیو و ونکایی، ۲۰۱۴). همدوسی می‌تواند از داده‌های واقعی و یا از داده‌های تحلیلی^۲ محاسبه شود. با استفاده از ردلرزه تحلیلی می‌توان ناپیوستگی‌های تیز^۳ را شناسایی کرد. به همین دلیل، با استفاده از روش خطی به جای روش‌های آنالیز زمان – فرکانس درجه دوم از طیف مختلط استفاده می‌شود. کاربرد اصلی اینگونه نشانگرها در آشکار نمودن ناپیوستگی‌های زمین‌شناسی مانند گسل‌ها می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت که هدف از این پایان‌نامه، تعیین محل دقیق ناپیوستگی‌های زمین‌شناسی از جمله گسل با استفاده از نشانگر همدوسی در فرکانس‌های مجزای مختلف و مقایسه آن با نشانگر همدوسی متداول می‌باشد که برای شناسایی مخازن هیدروکربوری بسیار مفید می‌باشد.

۴-۱ ساختار پایان‌نامه

در فصل دوم به معرفی روش‌های متداول شناسایی گسل در لرزه‌شناسی پرداخته می‌شود. در فصل سوم تبدیل زمان – فرکانس معرفی می‌شود و انواع مختلف این تبدیل نیز توضیح داده می‌شود. در فصل چهارم ترکیب این دو نشانگر روی داده واقعی متعلق به یکی از مخازن گازی شمال شرق ایران اعمال می‌شود. در این بخش ابتدا نشانگر لرزه‌ای همدوسی بر مبنای ساختار ویژه محاسبه می‌شود و تبدیل زمان – فرکانس نیز بر مبنای تبدیل فوریه زمان کوتاه محاسبه می‌شود. سپس نتایج به دست آمده با نتایج همدوسی بر مبنای ساختار ویژه که بر روی داده‌های لرزه‌ای اعمال شده است، مقایسه می‌گردد. در فصل پنجم دستاوردها و نتایجی که از این تحقیق به دست آمده است، ارائه می‌گردد.

^۱ Broadbanded data

^۲ Analytic

^۳ Sharpen

فصل ۲

روش‌های متداول شناسایی

گسل در داده‌های لرزه‌ای

نشانگر به کیفیت و مشخصه‌ای که هر شخص و چیزی را توصیف می‌کند، گفته می‌شود. با استفاده از این تعریف می‌توان نشانگر لرزه‌ای را به این گونه تعریف کرد که عبارت است از تمامی اطلاعاتی که از داده‌های لرزه‌ای با اندازه‌گیری‌های مستقیم و استدلال‌های منطقی به دست آورده می‌شود (جواهری نیستانک، ۱۳۸۵).

نشانگرهای لرزه‌ای، داده‌های لرزه‌ای را توصیف می‌کنند و داده‌های لرزه‌ای خصوصیتی از سطح جدایش دو لایه را بیان می‌کند که در آن رخداد‌های بازتابی بر طبق تغییرات نسبی در مقاومت ظاهری لرزه‌ای^۱ در لایه‌های سنگی مجاور هم دیده می‌شوند. تانر و همکاران (۱۹۷۴) نشانگرهای لرزه‌ای را به دو دسته نشانگرهای فیزیکی^۲ و نشانگرهای هندسی^۳ تقسیم کردند. نشانگرهای فیزیکی نشانگرهایی هستند که به خصوصیات سنگ‌شناسی و پارامترهای فیزیکی وابسته هستند، مانند فرکانس، فاز و دامنه. نشانگرهای هندسی به طور کلی ارتباط مکانی و لحظه‌ای را با تمام نشانگرهای دیگر توصیف می‌کنند و به خصوصیات هندسی وابسته هستند، مانند شیب، آزیموت و ناپیوستگی.

نشانگرهای لرزه‌ای متعددی وجود دارند که هر کدام دارای روش محاسبه متفاوتی هستند (هاشمی گازار و جواهریان، ۱۳۸۷) که عبارتند از: آنالیز ردلرزه مختلط، محاسبات بین بازه‌ای، ارزیابی همبستگی، آنالیز در حوزه زمان - فرکانس، آنالیز فوریه، تبدیل موجک، مولفه‌های اصلی و روش‌های تجربی. برای پیش‌بینی دقیق ساختار زمین‌شناسی نیاز به ترکیب چند نشانگر است که این شیوه روز به روز در حال تحول و پیشرفت است. به هر حال به خاطر وجود تقاضا برای داده‌های با کیفیت بالا امکان این تحول وجود دارد، اما برای اجرای این کار نیاز به زمان می‌باشد.

^۱ Acoustic impedance

^۲ Physical

^۳ Geometric

در ادامه به معرفی چندین نشانگر لرزه‌ای متداول که در شناسایی گسل‌ها و شکستگی‌ها در داده‌های لرزه‌ای بازتابی مورد استفاده قرار می‌گیرند، پرداخته می‌شود.

۲-۲ نشانگر لرزه‌ای سوبل

این نشانگر توسط سوبل^۱ (۱۹۶۸) با معرفی دو عملگر 3×3 جهت محاسبه گرادیان تصویر ارائه شد. عملگر سوبل گرادیان را در موقعیت هر پیکسل از تصویر در راستای x و y محاسبه می‌کند. البته بعدها عملگرهایی با اندازه بزرگتر نیز برای محاسبه نشانگر سوبل معرفی شدند (آلام^۲، ۲۰۱۲). در داده‌های حجمی از عملگر سوبل سه بعدی استفاده می‌شود. فیلتر سه بعدی سوبل از سه عملگر $3 \times 3 \times 3$ استفاده می‌کند که گرادیان را در سه راستای x ، y و z به دست می‌آورد.

نحوه عملکرد گرادیان سوبل به این صورت است که ابتدا عملگر $3 \times 3 \times 3$ سوبل روی یک ناحیه $3 \times 3 \times 3$ از حجم سه بعدی داده لرزه‌ای قرار می‌گیرد. سپس مقادیر این مکعب با مقادیر دامنه تصویر نظیر به نظیر در هم ضرب می‌شوند و همه مقادیر باهم جمع می‌شوند که این عمل روش ریاضی هم‌میخت^۳ است. حاصل هم‌میخت یک عدد است که به مرکز مکعب نسبت داده می‌شود. سپس این مکعب در سراسر تصویر حرکت می‌کند و مقدار گرادیان را برای هر نمونه از داده لرزه‌ای در راستای x ، y و z محاسبه می‌کند. همانند نشانگر سوبل دو بعدی، نشانگر لرزه‌ای سه بعدی با اندازه بزرگتر نیز معرفی گردید (حافظ^۴ و همکاران، ۲۰۱۱).

روابط $(1-2)$ ، $(2-2)$ ، $(3-2)$ و $(4-2)$ به ترتیب محاسبات گرادیان در راستای x ، y و z و بزرگی گرادیان را بیان می‌کنند (آقراوی^۵ و همکاران، ۲۰۱۱).

^۱ Sobel

^۲ Alam

^۳ Convolution

^۴ Hafiz

^۵ Aqrawi

$$G_x = S_x *** I \quad (1-2)$$

$$G_y = S_y *** I \quad (2-2)$$

$$G_z = S_z *** I \quad (3-2)$$

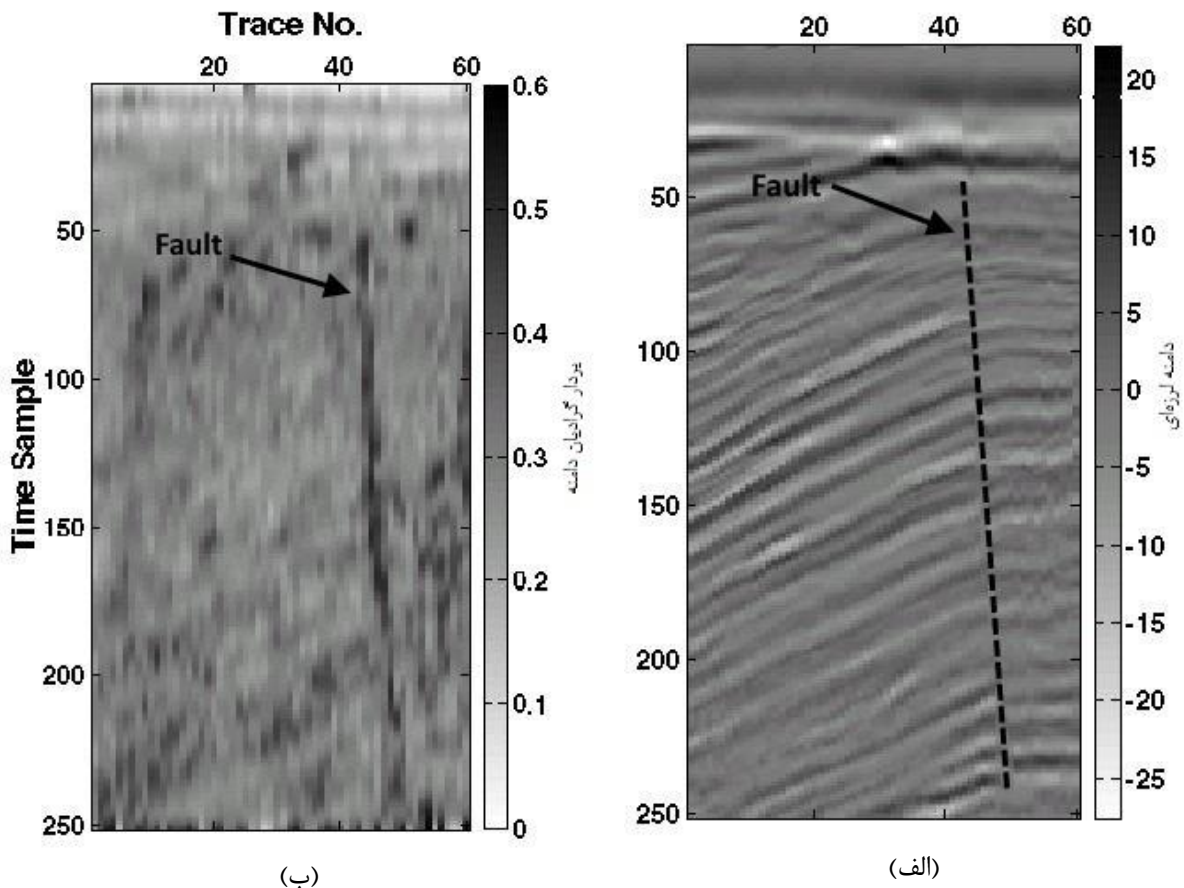
$$|G| = \sqrt{G_x^2 + G_y^2 + G_z^2} \quad (4-2)$$

S_x ، S_y و S_z عملگرهای سه بعدی سوبل، I داده سه بعدی ورودی، G_x ، G_y و G_z گرادیان‌ها در راستای محورهای مختصات، $|G|$ اندازه عددی فیلتر سوبل و $***$ عملگر ریاضی هم‌میخت سه بعدی می‌باشد. با توجه به مفهوم گرادیان در یک تصویر یا یک آرایه سه بعدی، در محل مرزها و ناپیوستگی‌های موجود در داده ورودی مقدار نشانگر سوبل بایستی بالا باشد و در محل‌هایی که ناپیوستگی وجود ندارد و همدوسی بالا است، مقدار نشانگر سوبل پایین خواهد بود.

به منظور اینکه نشانگر سوبل مرز لایه‌های زمین‌شناسی را به عنوان ناپیوستگی شناسایی نکند، بایستی نشانگر سوبل در راستای شیب ساختارها اعمال گردد و یک ضریب وزنی نزدیک به صفر برای مولفه گرادیان قائم G_z اعمال نمود که به صورت رابطه (۲-۵) اصلاح می‌شود.

$$|G| = \sqrt{G_x^2 + G_y^2 + 0.0001 G_z^2} \quad (5-2)$$

در شکل (۲-۱) نمونه‌ای از کاربرد فیلتر سوبل دو بعدی در شناسایی گسل نشان داده شده است. همانطور که در شکل مشاهده می‌شود خط‌چین در قسمت (الف) موقعیت گسل را نشان می‌دهد که با استفاده از تفسیر داده‌ها به دست آمده است و در قسمت (ب) موقعیت گسل با استفاده از نشانگر سوبل مشخص شده است.



شکل ۲-۱. (الف) داده لرزه‌ای دو بعدی واقعی به همراه گسل مشخص شده به صورت خط چین و (ب) نتیجه اعمال نشانگر سوپل بر روی داده واقعی دو بعدی با احتساب شیب رویدادها.

۲-۳ نشانگر بی‌نظمی^۱

نشانگر بی‌نظمی یک الگوریتم سه بعدی است که ناپیوستگی را از تحلیل بردار گرادیان به دست می‌آورد. در روش بی‌نظمی ابتدا بردار گرادیان $\nabla x(t_1, t_2, t_3)$ برآورد می‌شود. بدین صورت که مشتق $x(t_1, t_2, t_3)$ نسبت به هر یک از ابعاد (t_1, t_2, t_3) در داده‌های سه بعدی انجام می‌شود و شیب و آزمون محلی موقعیت هر نمونه از داده‌های لرزه‌ای را به دست می‌آورد و به صورت رابطه (۲-۶) نشان داده شده است (راندن^۲ و همکاران، ۲۰۰۱).

^۱ Chaos

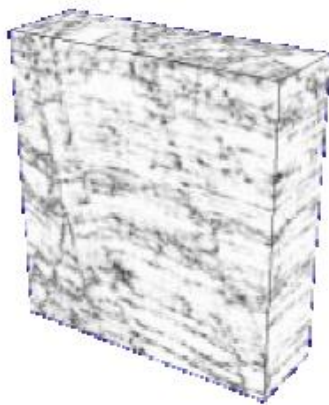
^۲ Randen

$$\nabla x(t_1, t_2, t_3) = \begin{bmatrix} \frac{\partial x(t_1, t_2, t_3)}{\partial t_1} \\ \frac{\partial x(t_1, t_2, t_3)}{\partial t_2} \\ \frac{\partial x(t_1, t_2, t_3)}{\partial t_3} \end{bmatrix} \quad (۶-۲)$$

مرحله بعد محاسبه ماتریس کوواریانس C است که در رابطه (۷-۲) نشان داده شده است. با استفاده از ماتریس کوواریانس می‌توان جهت شکستگی‌ها را با مرتب کردن بردار گرادیان‌های محاسبه شده، به دست آورد. در ماتریس کوواریانس بردار ویژه‌ای که بیشترین مقدار را داشته باشد، جهت غالب را نشان می‌دهد (راندن و همکاران، ۲۰۰۱).

$$C = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} \end{bmatrix} \quad (۷-۲)$$

در واقع نشانگر بی‌نظمی با به دست آوردن گرادیان و محاسبه بیشترین مقدار بردار ویژه در ماتریس کوواریانس جهت غالب را نشان می‌دهد. هر چقدر اختلاف بین بیشترین مقدار بردار ویژه با دیگر مقادیر ویژه بیشتر باشد پیوستگی در داده‌های لرزه‌ای بیشتر است و هر چقدر میزان این اختلاف کمتر یا برابر باشند، نشان‌دهنده وجود ناپیوستگی در داده‌های لرزه‌ای می‌باشد (راندن و همکاران، ۲۰۰۱). به عنوان نمونه در شکل (۲-۲) کاربرد نشانگر بی‌نظمی برای شناسایی گسل در داده‌های لرزه‌ای نشان داده شده است.



(ب)



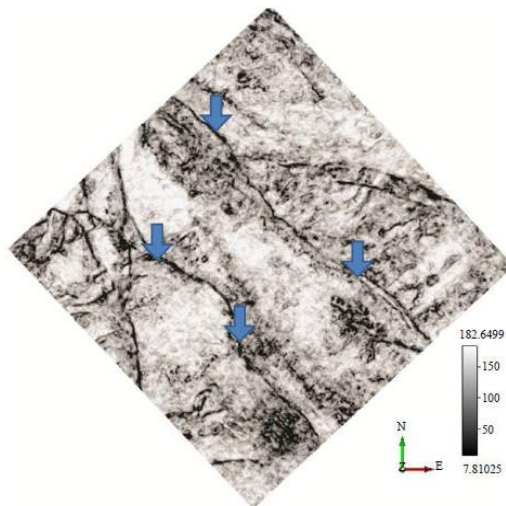
(الف)

شکل ۲-۲. (الف) مکعب لرزه‌ای، (ب) مکعب بی‌نظمی ایجاد شده از شکل (الف) (راندن و همکاران، ۲۰۰۱).

۲-۴ نشانگر تشابه^۱

نشانگر تشابه، شکلی از همدوسی است که بیانگر شباهت دو یا چند قسمت از ردلرزه‌های مجاور هم^۲ با یکدیگر می‌باشد. مقدار تشابه یک، نشان دهنده این است که قسمت‌های ردلرزه‌ها کاملاً از نظر شکل موج و دامنه یکسان می‌باشند و مقدار تشابه صفر، نشان دهنده عدم شباهت کامل آن‌ها با یکدیگر است. منظور از قسمت‌های ردلرزه‌ها، بخشی از هر ردلرزه می‌باشد که از طریق یک پنجره زمانی انتخاب شده است. با فرض اینکه قسمت‌های ردلرزه، تشکیل یک فضای سه بعدی را می‌دهند، تشابه به صورت رابطه (۸-۲) تعریف می‌شود که عبارت داخل پرانتز فاصله اقلیدسی میان بردارهای نرمال شده (قسمت‌های ردلرزه) می‌باشد (اودو^۳ و همکاران، ۲۰۱۴). در شکل (۳-۲) کاربرد نشانگر تشابه در شناسایی گسل در داده‌های لرزه‌ای نشان داده شده است.

$$\text{sim} = 1 - \left(\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N x_i^2} + \sqrt{\sum_{i=1}^N y_i^2}} \right) \quad (8-2)$$



شکل ۳-۲. کاربرد نشانگر تشابه در شناسایی گسل در داده‌های لرزه‌ای. مقدار پایین نشانگر تشابه، گسل و شکستگی‌ها را نشان می‌دهد. فلش‌های آبی در شکل گسل را نشان می‌دهند (اودو و همکاران، ۲۰۱۴).

^۱ Similarity

^۲ Trace segments

^۳ Odoh

۲-۵ الگوریتم ردیابی مورچه^۱

الگوریتم ردیابی مورچه، یک الگوریتم تکاملی شبیه‌سازی شده است که در سال‌های اخیر با الهام از رفتار گروهی مورچه‌ها توسعه یافته است. این الگوریتم اولین بار در سال ۱۹۹۲ توسط دوریگو^۲ مطرح شد. الگوریتم ردیابی مورچه تکنولوژی است که در انحصار شرکت شلمبرژه بوده و به منظور شناسایی و استخراج خودکار گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در یک داده‌ی لرزه‌ای از پیش پردازش شده مورد استفاده قرار می‌گیرد (پدرسن^۳ و همکاران، ۲۰۰۲).

به طور مشابه، مورچه‌های مجازی به منظور جستجوی نواحی گسل خورده وارد حجم لرزه‌ای می‌شوند. در واقع تعداد زیادی از این مورچه‌ها در حجم لرزه‌ای توزیع می‌شوند. به هریک از آن‌ها اجازه داده می‌شود که در امتداد سطوحی که به نظر می‌رسد، گسل باشند با آزاد کردن فرمون^۴ حرکت کنند. اگر آن‌ها به ناحیه‌ای برسند که با شرایط و ویژگی‌های گسل هم‌خوانی نداشته باشد، حرکتشان متوقف می‌شود. مناطقی که ویژگی‌های گسل را داشته باشند، به سرعت توسط مورچه‌های الکترونیکی ردیابی شده و در نتیجه بهبود می‌یابند، یعنی واضح‌تر و پیوسته‌تر نمایش داده می‌شوند.

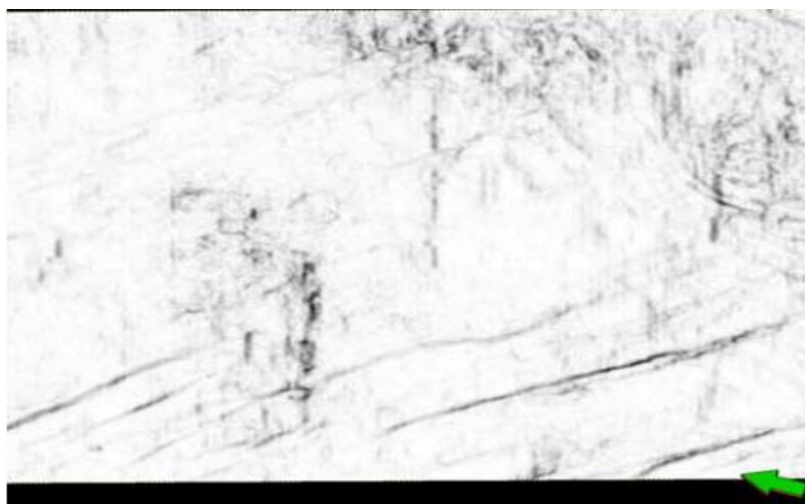
توجه به این نکته حائز اهمیت است که الگوریتم ردیابی مورچه نه تنها باعث بهبود گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در داده‌های لرزه‌ای می‌شود، بلکه دیگر ناپیوستگی‌ها مثل واکنش‌های بی‌نظمی، تغییرات دامنه داخلی، پردازش اثر کانال‌های مرزی و ... را نیز بهبود می‌دهد (پدرسن و همکاران، ۲۰۰۵). به همین دلیل است که پیش پردازش داده‌های لرزه‌ای از اهمیت بالایی برخوردار است. بسته به این که قرار است چه چیزی در داده‌ها بهبود داده شوند، عامل‌های ردیابی متغیر می‌باشند. برای به دست آوردن بهترین نتایج، آزمودن عامل‌های مختلف و نیز ترکیب آن‌ها ضروری است. در شکل (۲-۴) نمونه‌ای از کاربرد الگوریتم ردیابی مورچه برای شناسایی بهتر صفحات گسلی نشان داده شده است.

^۱ Ant-tracking

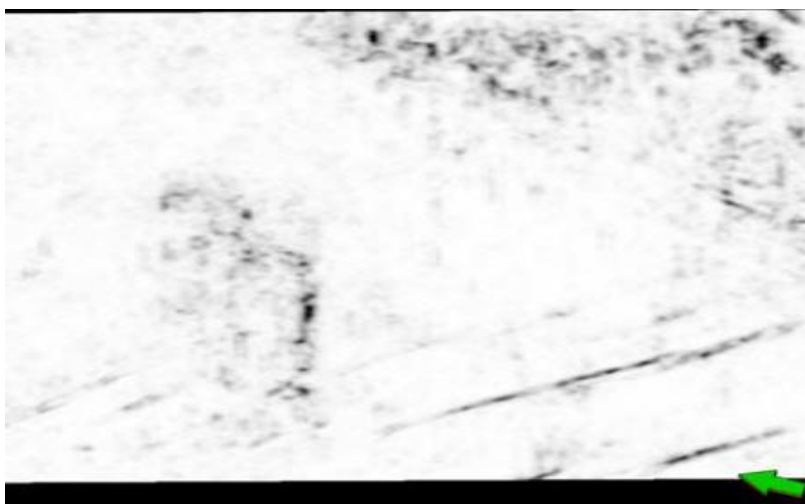
^۲ Dorigo

^۳ Pedersen

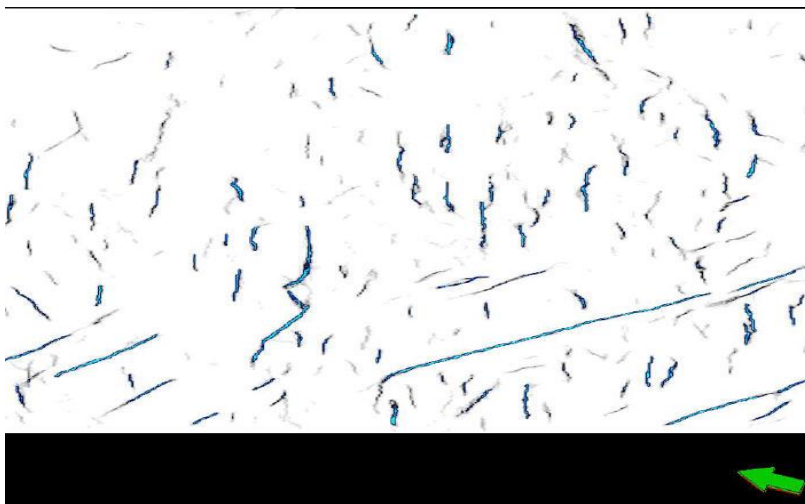
^۴ Pedersen



(الف)



(ب)



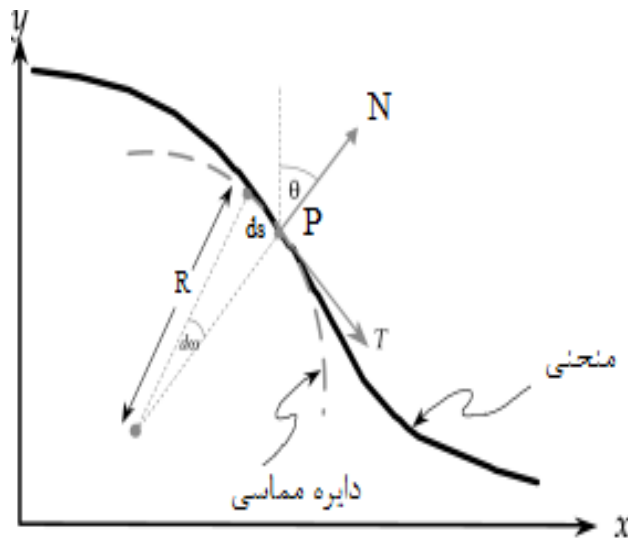
(ج)

شکل ۲-۴. شناسایی گسل (الف) برش زمانی نشانگر واریانس، (ب) نشانگر بی‌نظمی در همان برش زمانی و (ج) الگوریتم ردیابی مورچه. مسیرهای گسل با استفاده از الگوریتم ردیابی مورچه بسیار بیشتر از نشانگرهای واریانس و بی-نظمی شناسایی شده‌اند (هاشمی، ۱۳۸۹).

۶-۲ نشانگر انحنا^۱

یکی دیگر از نشانگرهای لرزه‌ای پرکاربرد برای شناسایی مرزها به خصوص گسل‌ها، نشانگر انحنا می‌باشد. انحنا یک مشخصه دو بعدی از یک منحنی می‌باشد که چگونگی خم‌شدگی آن منحنی را روی یک نقطه از آن منحنی نشان می‌دهد. به عبارت دیگر، برای یک نقطه خاص روی منحنی، انحنا به صورت نرخ تغییرات راستای منحنی تعریف می‌شود. انحنا K در یک نقطه خاص مانند p را می‌توان با در نظر گرفتن دایره‌ای به شعاع R که دارای یک بردار مماس T مشترک با منحنی در نقطه p می‌باشد (شکل ۵-۲) به صورت رابطه (۹-۲) تعریف نمود (روبرتس^۲، ۲۰۰۱).

$$K = \frac{d\omega}{ds} = \frac{2\pi}{2\pi R} = \frac{1}{R} \quad (۹-۲)$$



شکل ۵-۲. تعریف ریاضی از نشانگر لرزه‌ای انحنا (روبرتس، ۲۰۰۱).

^۱ Curvature

^۲ Roberts

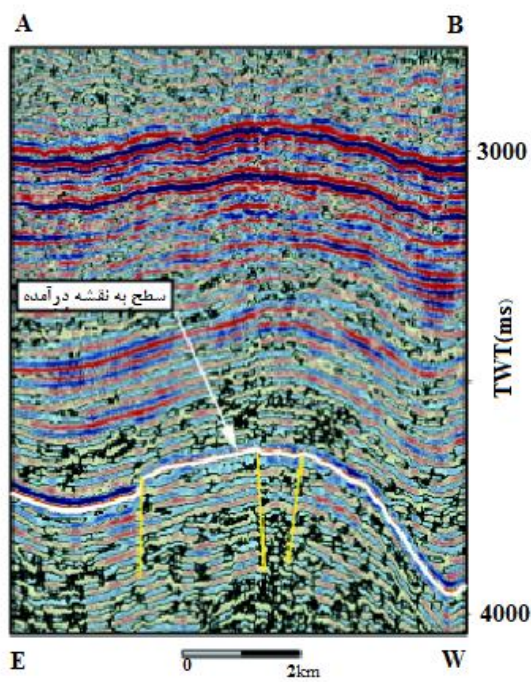
برای یک منحنی که به صورت $y=f(x)$ تعریف شده باشد، می‌توان انحنای آن را به صورت رابطه (۲-۱۰) به دست آورد (توماس^۱، ۱۹۷۲).

$$K = \frac{d^2y/dx^2}{\left(1+(dy/dx)^2\right)^{3/2}} \quad (۲-۱۰)$$

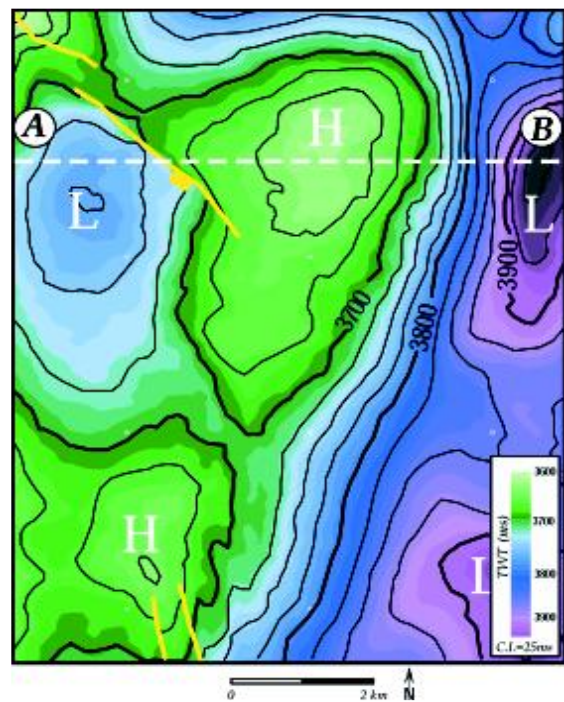
برای یک رویه سه بعدی، ایده انحنای آن را می‌توان به صورت زیر تعمیم داد. انحنای یک رویه در یک نقطه حاصل روی آن را می‌توان با استفاده از انحنای منحنی‌های دو بعدی که فصل مشترک صفحات عمود بر رویه در آن نقطه می‌باشند، تعریف نمود که اصطلاحاً به آن‌ها، انحنای نرمال^۲ می‌گویند. از ترکیب انحنای نرمال به دست آمده می‌توان نشانگرهای لرزه‌ای زیادی نظیر انحنای میانگین، انحنای گوسی، انحنای بیشینه، انحنای کمینه و ... را محاسبه نمود (روبرتس، ۲۰۰۱). هر کدام از این نشانگرها دارای کاربرد مخصوص به خود می‌باشند. در شکل (۲-۶) کاربرد نشانگر انحنای در شناسایی گسل نشان داده شده است.

^۱ Tomas

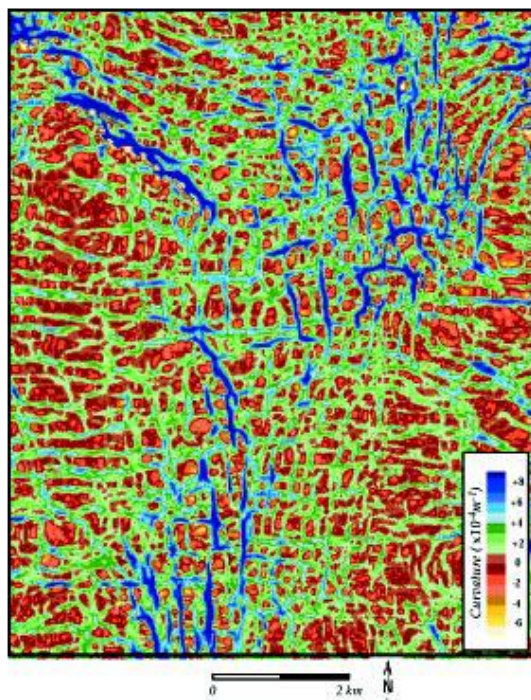
^۲ Normal curvature



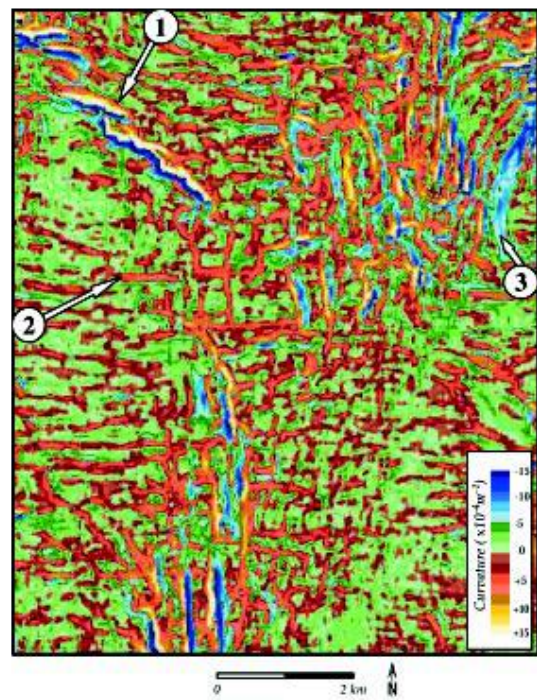
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۲-۶. کاربرد نشانگر انحنا در شناسایی گسل. (الف) نقشه ساختار زمان، (ب) بخش A-B برای موقعیت خط

شکل (الف)، (ج) بیشترین انحنا K_{max} و (د) بیشترین انحنا مثبت K_+ (روبرتس، ۲۰۰۱).

۷-۲ نشانگر لرزه‌ای همدوسی

نشانگر لرزه‌ای همدوسی در گروه نشانگرهای هندسی قرار دارد. نشانگرهای هندسی به طور کلی ارتباط مکانی و لحظه‌ای را با تمام نشانگرهای دیگر توصیف می‌کنند. کاربرد اصلی این گونه از نشانگرها در تشخیص لایه‌بندی، تفسیر چینه‌شناسی و ارتباطات سنگ‌شناسی است (تانر، ۲۰۰۱).

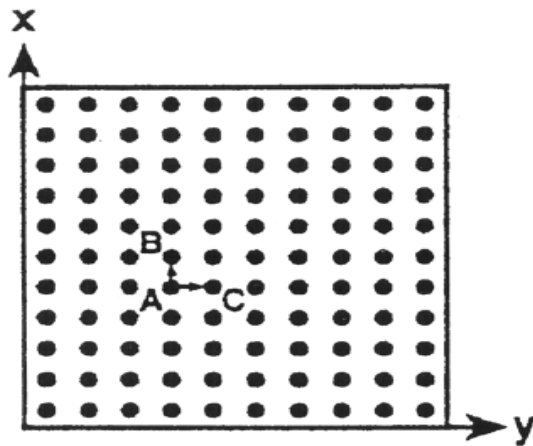
در سه دهه اخیر همدوسی لرزه‌ای در تفسیر داده‌های لرزه‌ای کاربرد پیدا کرده است. اندازه‌گیری‌های همدوسی برای تخمین شیب بازتابنده، محاسبه اولین رسید، تصحیح استاتیک‌های باقیمانده و شناسایی خودکار افق‌ها در طی ۲۰ تا ۳۰ سال گذشته استفاده گردیده است (جواهری نستانک، ۱۳۸۵).

همدوسی لرزه‌ای تشابه بین ردلرزه‌ها را اندازه‌گیری می‌کند. همدوسی، پیوستگی بین دو یا تعداد بیشتری از ردلرزه‌ها را درون پنجره‌ای از داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد و این پیوستگی لرزه‌ای در اصل پیوستگی زمین‌شناسی را نشان می‌دهد. مقدار همدوسی بین صفر تا یک می‌باشد و یک تصویر قابل مشاهده را نشان می‌دهد که مشخصات زمین‌شناسی مانند گسل‌ها و کانال‌ها را آشکار می‌کند که در این تحقیق، هدف یافتن محل دقیق گسل می‌باشد. هرچقدر میزان همدوسی به یک نزدیکتر باشد، میزان پیوستگی بیشتر است و هرچقدر این مقدار به صفر نزدیک باشد، میزان پیوستگی کمتر است و یا به عبارت دیگر ناپیوستگی مانند شکستگی یا گسل وجود دارد. این نشانگر مستقیماً روی داده‌های لرزه‌ای سه بعدی محاسبه می‌شود که باعث می‌شود الگوریتم‌های این نشانگر مشخصات و ویژگی‌های داده‌های لرزه‌ای سه بعدی را نشان دهد (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸؛ جواهری نستانک، ۱۳۸۵).

برای محاسبه نشانگر همدوسی روش‌های مختلفی موجود است که عبارتند از: همبستگی متقابل^۱، شباهت^۲، ساختار ویژه^۳، واریانس^۴، کمترین مربعات^۵ و تانسور ساختار گرادیان^۶ (فنگیو و ونکایی، ۲۰۱۴).

۲-۷-۱ الگوریتم نشانگر لرزه‌ای همدوسی بر مبنای همبستگی متقابل

الگوریتم این روش را ابتدا باهوریچ و فارمر (۱۹۹۵) پیشنهاد دادند و سپس مارفورت و همکاران (۱۹۹۸) آن را تعمیم دادند که تفسیر بهتر و دقیق‌تر داده‌ها را امکان‌پذیر ساخت. این روش شیب‌های ظاهری را در راستای خط گیرنده و خط چشمه اندازه‌گیری می‌کند. مقدار همدوسی از ترکیب ضرایب همدوسی در طول شیب‌های ظاهری در راستای دو خط چشمه و گیرنده به دست می‌آید. این مقدار در تمام مکعب لرزه‌ای سه بعدی برای تمام نمونه‌ها و ردلرزه‌ها تخمین زده شده و مکعب همدوسی که هدف مورد انتظار است به دست می‌آید (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۷. نمای هندسی لرزه‌ای سه بعدی بر مبنای همبستگی متقابل که با سه ردلرزه ترسیم شده است. هر کدام از نقاط شیب بیانگر یک ردلرزه می‌باشند (باهوریچ و فارمر، ۱۹۹۵).

^۱ Crosscorrelation-based

^۲ Semblance-based

^۳ Eigenstructure-based

^۴ Variance-based

^۵ Least-squares-based

^۶ Gradient structure tensor-based

برای محاسبه مقدار همدوسی بر مبنای همبستگی متقابل ابتدا ردلرزه مبنا و دو ردلرزه دیگر در مجاورت ردلرزه مبنا انتخاب می‌شوند. این دو ردلرزه یکی در راستای خط گیرنده و دیگری در راستای خط چشمه قرار می‌گیرند. سپس در یک بازه زمانی مشخص مقدار همبستگی در راستای خط گیرنده و در همان بازه زمانی در راستای خط چشمه محاسبه می‌شود. در نهایت مقدار همدوسی برای نمونه مرکز بازه زمانی از جذر حاصلضرب حداکثر مقدار همبستگی در این دو راستا به دست می‌آید. این عمل برای تمامی نمونه‌های زمانی ردلرزه انتخابی و تمام ردلرزه‌ها انجام می‌شود و مکعب همدوسی به دست آورده می‌شود.

برای محاسبه این الگوریتم ابتدا همبستگی متقابل تاخیر l در راستای خط گیرنده، ρ_x در زمان t بین ردلرزه‌های $u(x_i, y_i)$ و $u(x_{i+1}, y_i)$ در بازه‌ای به طول $2w + 1$ از رابطه (۱۱-۲) تعیین می‌شود (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸).

$$\rho_x(t, l, x_i, y_i) = \frac{\sum_{\tau=-w}^{+w} u(t-\tau, x_i, y_i) u(t-\tau-l, x_{i+1}, y_i)}{\sqrt{\sum_{\tau=-w}^{+w} u^2(t-\tau, x_i, y_i) \sum_{\tau=-w}^{+w} u^2(t-\tau-l, x_{i+1}, y_i)}} \quad (11-2)$$

همبستگی متقابل تاخیر l در امتداد خط چشمه ρ_y در زمان t بین ردلرزه‌های $U(x_i, y_i)$ و $U(x_i, y_{i+1})$ در پنجره‌ای به طول $2w + 1$ از رابطه (۱۲-۲) تعیین می‌شود (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸).

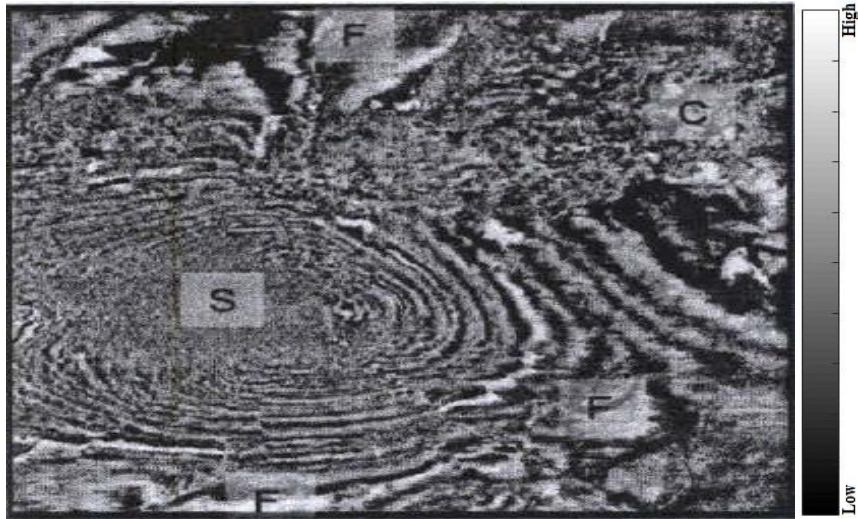
$$\rho_y(t, l, x_i, y_i) = \frac{\sum_{\tau=-w}^{+w} u(t-\tau, x_i, y_i) u(t-\tau-l, x_i, y_{i+1})}{\sqrt{\sum_{\tau=-w}^{+w} u^2(t-\tau, x_i, y_i) \sum_{\tau=-w}^{+w} u^2(t-\tau-l, x_i, y_{i+1})}} \quad (12-2)$$

پس از محاسبه ضرایب همبستگی در امتداد خط گیرنده ρ_x و خط چشمه ρ_y برای تعمیم تخمین همدوسی سه بعدی (ρ_{xy}) برای نمونه زمانی t در موقعیت x_i و y_i با به کار گرفتن دو ضریب ρ_x و ρ_y از رابطه (۱۳-۲) استفاده می‌شود (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸).

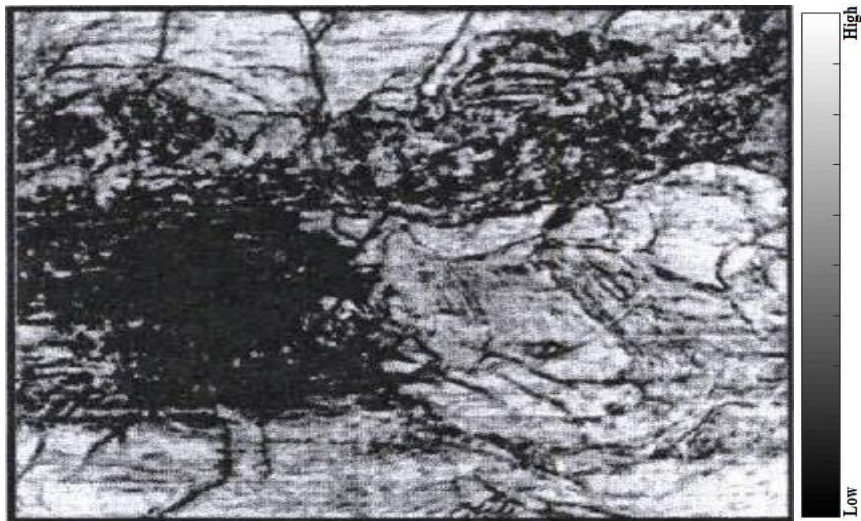
$$\rho_{xy} = \sqrt{[\max_i \rho_x(t, l, x_i, y_i)] [\max_i \rho_y(t, l, x_i, y_i)]} \quad (13-2)$$

در راستای خط گیرنده و خط چشمه می‌باشند (مارفورت، ۲۰۰۷).
 $\max_m \rho_m(t, l, x_i, y_i)$ و $\max_i \rho_x(t, l, x_i, y_i)$ به ترتیب نشان دهنده بیشینه مقدار همبستگی متقابل

این الگوریتم دارای محدودیت‌هایی است. اگر کیفیت داده‌های ورودی مناسب باشد، این الگوریتم نتیجه مناسبی تولید می‌کند. اما اگر داده‌های ورودی دارای نسبت سیگنال به نوفه پایینی باشند، نتایج به دست آمده شدیداً تحت تاثیر نوفه قرار می‌گیرند. به عبارت دیگر الگوریتم همبستگی متقابل برای محاسبه هم‌دوسی در مقابل نوفه پایدار نمی‌باشد. همچنین در این روش فرض بر این است که میانگین داده‌ها یا ردلرزه‌ها در هر پنجره برابر صفر باشد که اگر طول پنجره برابر با طول موجک باشد، این فرض صادق است. در غیر این صورت بایستی در رابطه الگوریتم میانگین ردلرزه در هر پنجره را کسر نمود تا شرط مذکور برقرار باشد. در ضمن با توجه به محدودیتی که در طول پنجره وجود دارد، این الگوریتم برای شناسایی رخساره‌های چینه‌ای با ضخامت کم چندان مناسب نمی‌باشد. در شکل (۸-۲) نمونه‌ای از کاربرد نشانگر بر مبنای همبستگی متقابل برای شناسایی گسل نشان داده شده است.



(الف)



(ب)

شکل ۲-۸. اعمال الگوریتم همبستگی متقابل روی داده لرزه‌ای برای شناسایی گسل. (الف) داده لرزه‌ای در مقطع زمانی

۱/۸ ثانیه، (ب) اعمال الگوریتم همبستگی متقابل بر روی مقطع زمانی ۱/۸ ثانیه (مارفورت، ۱۹۹۸).

همانطور که مشاهده می‌شود، گسل‌های عمود بر راستای لایه‌ها که به خوبی در برش زمانی داده‌ها قابل مشاهده هستند، در نتیجه نشانگر همدوسی نیز مشاهده می‌شوند. اما گسل‌های موازی با راستای لایه‌بندی که در برش زمانی داده مشاهده نمی‌شوند، در نتیجه نشانگر همدوسی مشخص شده‌اند.

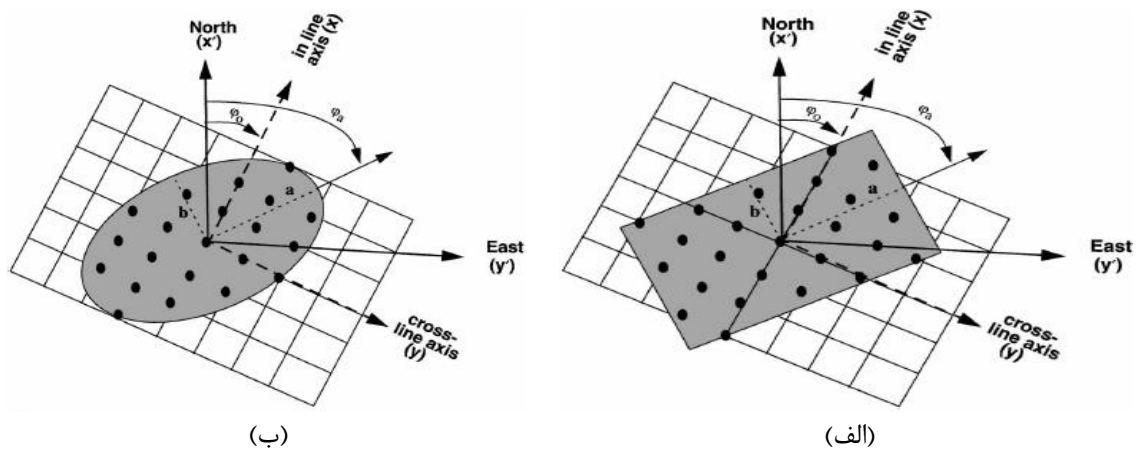
۲-۷-۲ الگوریتم نشانگر لرزه‌ای همدوسی بر مبنای شباهت

این روش توسط مارفورت و همکاران (۱۹۹۸) به عنوان یک شیوه برای تخمین همدوسی با استفاده از آنالیز شباهت روی تعداد مشخصی از ردلرزه‌ها معرفی شد. در این روش علاوه بر اندازه‌گیری دقیق همدوسی و هم‌چنین شیب و آزیموت در داده‌های دارای نوفه، می‌توان رخساره‌های چینه‌شناسی با ضخامت کم را با انتخاب یک پنجره تحلیل کوچک به تصویر درآورد (هاشمی گازار و جواهریان، ۱۳۸۸).

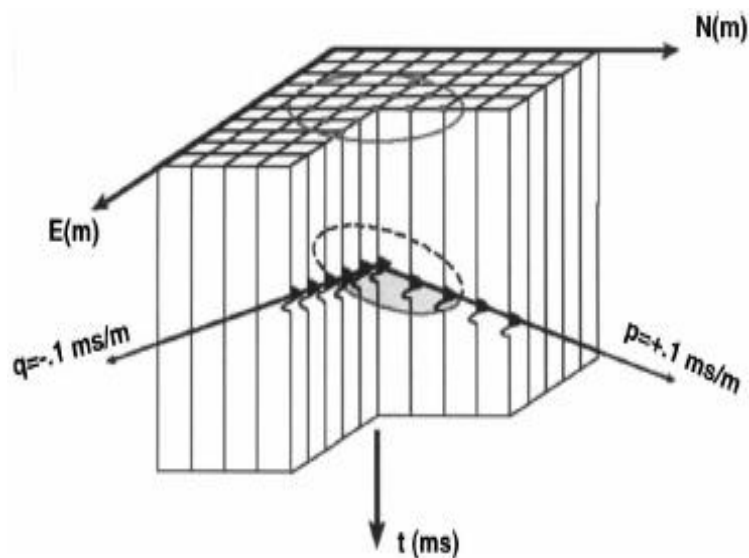
در این الگوریتم پنجره تحلیل به صورت بیضی یا مستطیلی شکل تعریف می‌شود که J ردلرزه درون پنجره تحلیل قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۹). مقدار همدوسی بر مبنای شباهت به صورت رابطه (۲-۱۴) تعریف می‌شود (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸).

$$\sigma(\tau, p, q) = \frac{[\sum_{j=1}^J u(\tau - px_j - qy_j, x_j, y_j)]^2 + [\sum_{j=1}^J u^H(\tau - px_j - qy_j, x_j, y_j)]^2}{J \sum_{j=1}^J \{ [u(\tau - px_j - qy_j, x_j, y_j)]^2 + [u^H(\tau - px_j - qy_j, x_j, y_j)]^2 \}} \quad (۲-۱۴)$$

که px ، qy و τ یک صفحه تخت محلی حول ردلرزه هدف در زمان τ بر حسب ثانیه، p و q شیب‌های ظاهری در موقعیت ردلرزه هدف راستای x و y بر حسب میلی‌ثانیه بر متر و u^H تبدیل هیلبرت ردلرزه واقعی u هستند (شکل ۲-۱۰). برای تخمین همدوسی بر مبنای شباهت در مکعب $u(t, x, y)$ یک پنجره تحلیل به مرکزیت نقطه مورد نظر در نظر گرفته می‌شود و تمام محاسبات با رابطه (۲-۱۴) برای مقدار همدوسی به این نقطه نسبت داده می‌شود.



شکل ۹-۲. (الف) پنجره آنالیز مستطیلی شکل و (ب) پنجره آنالیز بیضی شکل که هر یک J ردلرزه را در بر گرفته‌اند. نقطه آنالیز در مرکز هر کدام از پنجره‌ها با سه پارامتر a (طول بزرگترین محور)، b (طول کوچکترین محور) و φ_a (آزیموت بزرگترین محور با شمال جغرافیایی) مشخص می‌شود (مارفورت، ۲۰۰۷).

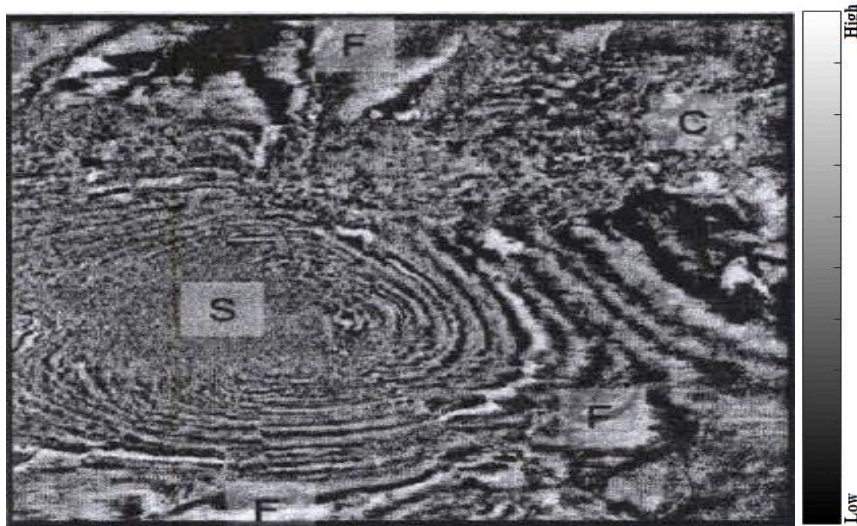


شکل ۱۰-۲. محاسبه همدوسی روی یک پنجره آنالیز بیضی شکل با شیب‌های ظاهری $(p, q) = (0/1 \text{ و } -0/1)$ که بر حسب میلی‌ثانیه بر متر هستند. محور E همان محور x' و محور N همان محور y' در شکل (۹-۲) می‌باشد (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸).

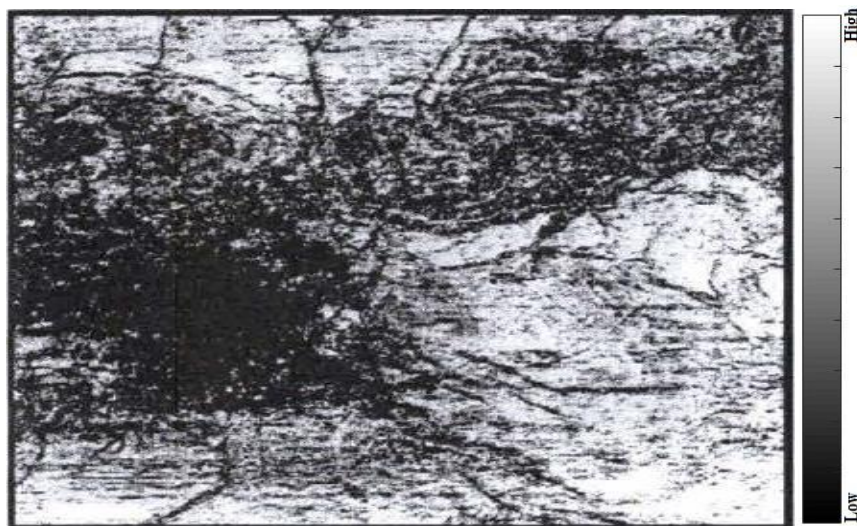
به منظور اینکه الگوریتم در مقابل نوفه پایدارتر شود، محاسبات درون یک پنجره زمانی انجام شده و سپس میانگین‌گیری انجام می‌شود. تخمین همدوسی بر مبنای شباهت درون پنجره‌ای به طول $2w+1$ به صورت رابطه (۱۵-۲) تعریف می‌شود (مارفورت و همکاران، ۱۹۹۸).

$$c(\tau, p, q) = \frac{\sum_{k=-K}^{+K} \left\{ \left[\sum_{j=1}^J u(\tau+k\Delta t - px_j - qy_j, x_j, y_j) \right]^2 + \left[\sum_{j=1}^J u^H(\tau+k\Delta t - px_j - qy_j, x_j, y_j) \right]^2 \right\}}{J \sum_{k=-K}^{+K} \sum_{j=1}^J \left\{ \left[u(\tau+k\Delta t - px_j - qy_j, x_j, y_j) \right]^2 + \left[u^H(\tau+k\Delta t - px_j - qy_j, x_j, y_j) \right]^2 \right\}} \quad (15-2)$$

که Δt گام نمونه برداری زمانی است. در شکل (۲-۱۱) نمونه‌ای از کاربرد نشانگر همدوسی بر مبنای شباهت برای شناسایی گسل نشان داده شده است.



(الف)



(ب)

شکل ۲-۱۱. اعمال الگوریتم شباهت روی داده لرزه‌ای برای شناسایی گسل. (الف) داده لرزه‌ای در مقطع زمانی ۱/۸

ثانیه، (ب) اعمال الگوریتم شباهت بر روی مقطع زمانی ۱/۸ ثانیه (مارفورت، ۱۹۹۸).

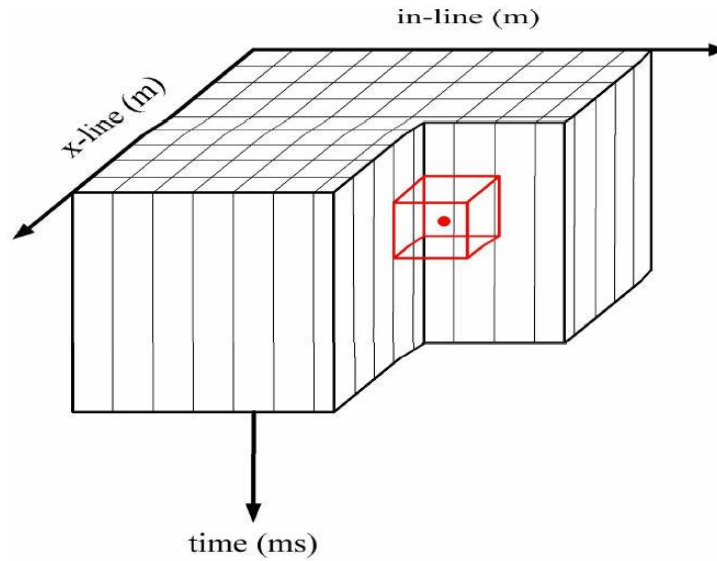
۲-۷-۳ الگوریتم نشانگر لرزه‌ای همدوسی بر مبنای ساختار ویژه

این روش توسط گرستنکورن و مارفورت (۱۹۹۹) ارائه شد. اساس این الگوریتم در پیوستگی ردلرزه‌ها می‌باشد و از محاسبه ماتریس کوواریانس به دست می‌آید. این روش نسبت به دو روش دیگر همدوسی بهتر است و می‌تواند بر مسائلی مانند نسبت سیگنال به نوفه پایین غلبه کند و باعث بهبود نتایج گردد (گرستنکورن و مارفورت، ۱۹۹۹).

در این روش از حجم مکعب لرزه‌ای سه بعدی استفاده می‌شود به همین خاطر خروجی آن نیز یک حجم همدوسی سه بعدی را به دست می‌دهد. برای محاسبه مقدار همدوسی ابتدا یک مکعب تحلیل^۱ سه بعدی که طول نمونه هدف در راستای شیب رویدادها انتخاب می‌شود. این مکعب تحلیل حجم کوچکی از مکعب لرزه‌ای سه بعدی است و نحوه انتخاب مکعب تحلیل بستگی به نوع لایه‌بندی، نسبت سیگنال به نوفه^۲ و گسل‌های موجود در داده لرزه‌ای اصلی دارد که در شکل (۲-۱۲) نشان داده شده است. ابعاد مکعب تحلیل معمولاً بستگی به نوع مشخصات زمین‌شناسی دارد. به عنوان مثال گسل‌ها اغلب به پنجره‌هایی با ابعاد بزرگ و رخساره‌های چینه‌شناسی مانند کانال‌ها به پنجره‌هایی با ابعاد کوچک نیاز دارند. بعد از انتخاب مکعب تحلیل، مکعب تحلیل در سرتاسر مکعب اصلی حرکت می‌کند. این حرکت ابتدا در راستای خط گیرنده به صورت ردلرزه به ردلرزه و سپس در راستای خط چشمه و در انتها در راستای زمانی یا عمقی می‌باشد. مقدار همدوسی برای هر مکعب تحلیل محاسبه و این مقدار به مرکز مکعب تحلیل نسبت داده می‌شود.

^۱ Analysis cube

^۲ Noise



شکل ۲-۱۲. نمای مکعب تحلیل هندسی بر مبنای ساختار ویژه روی مکعب لرزه‌ای سه بعدی (جواهری نیستانک،

۱۳۸۵).

مکعب تحلیل شامل J ردلرزه و N نمونه می‌باشد. برای محاسبه همدوسی بر مبنای ساختار ویژه، مکعب تحلیل باید به یک ماتریس دو بعدی تبدیل شود. به گونه‌ای که ردلرزه‌ها در امتداد خط گیرنده در کنار یکدیگر قرار گیرند. مرتبه این ماتریس $N \times J$ است که به صورت رابطه (۲-۱۶) می‌باشد (گرسنکورن و مارفورت، ۱۹۹۹).

$$D = \begin{bmatrix} d_{11} & d_{12} & \dots & d_{1J} \\ d_{21} & d_{22} & \dots & d_{2J} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ d_{N1} & d_{N2} & \dots & d_{NJ} \end{bmatrix} \quad (۲-۱۶)$$

ماتریس کوواریانس برای نمونه n ام به صورت رابطه (۲-۱۷) از ماتریس D محاسبه می‌شود

(گرسنکورن و مارفورت، ۱۹۹۹).

$$d_n d_n^T = \begin{bmatrix} d_{n1} \\ d_{n2} \\ \vdots \\ d_{nJ} \end{bmatrix} [d_{n1} \quad d_{n2} \quad \dots \quad d_{nJ}] = \begin{bmatrix} d_{n1}^2 & d_{n1}d_{n2} & \dots & d_{n1}d_{nJ} \\ d_{n1}d_{n2} & d_{n2}^2 & \dots & d_{n2}d_{nJ} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ d_{n1}d_{nJ} & d_{n2}d_{nJ} & \dots & d_{nJ}^2 \end{bmatrix} \quad (۲-۱۷)$$

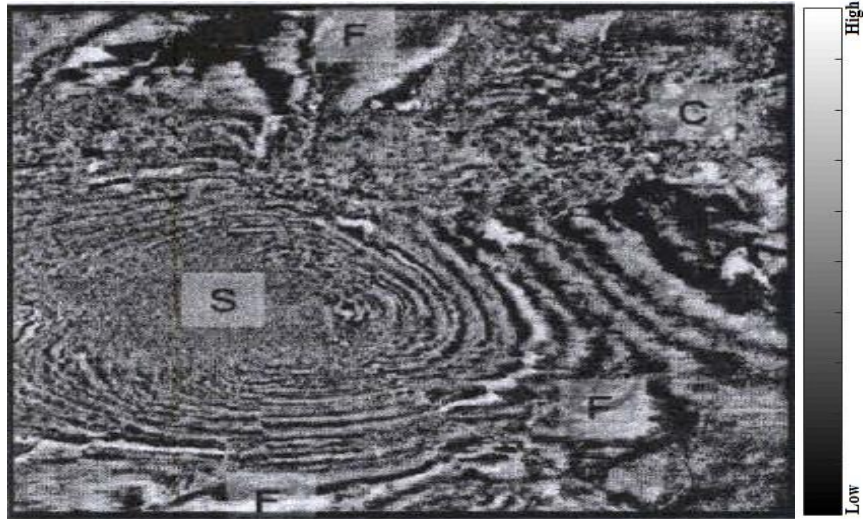
ماتریس کوواریانس برای کل مکعب تحلیل انتخاب شده به صورت رابطه (۱۸-۲) تعریف می‌شود (گرستنکون و مارفورت، ۱۹۹۹).

$$C = D^T D = \sum_{n=1}^N d_n d_n^T = \begin{bmatrix} \sum_{n=1}^N d_{n1}^2 & \sum_{n=1}^N d_{n1} d_{n2} & \dots & \sum_{n=1}^N d_{n1} d_{nJ} \\ \sum_{n=1}^N d_{n1} d_{n2} & \sum_{n=1}^N d_{n2}^2 & \dots & \sum_{n=1}^N d_{n2} d_{nJ} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \sum_{n=1}^N d_{n1} d_{nJ} & \sum_{n=1}^N d_{n2} d_{nJ} & \dots & \sum_{n=1}^N d_{nJ}^2 \end{bmatrix} \quad (18-2)$$

مرتبه ماتریس C در این رابطه به وسیله تعداد مقادیر ویژه مثبت تخمین زده می‌شود. مقادیر ویژه، یک نشانگر کمی از وجود تغییرپذیری در داده‌های لرزه‌ای است. تخمین همدوسی بر اساس ساختار ویژه، E_c ، به صورت رابطه (۱۹-۲) است (گرستنکون و مارفورت، ۱۹۹۹):

$$E_c = \frac{\lambda_1}{\text{Tr}(C)} = \frac{\lambda_1}{\sum_{j=1}^J c_{jj}} = \frac{\lambda_1}{\sum_{j=1}^J \lambda_j} \quad (19-2)$$

که در آن λ_1 به عنوان بزرگترین مقدار ویژه از میان تمام مقادیر ویژه‌های ماتریس C ، λ ، در نظر گرفته می‌شود. در شکل (۱۳-۲) نمونه‌ای از کاربرد این نشانگر در شناسایی گسل نشان داده شده است. فلوچارت روش ذکر شده در شکل (۱۴-۲) آورده شده. رابطه (۱۹-۲) همدوسی ساختار ویژه را نسبتی از مقدار ویژه غالب λ_1 برای کل انرژی درون مکعب تحلیل تعریف می‌کند.



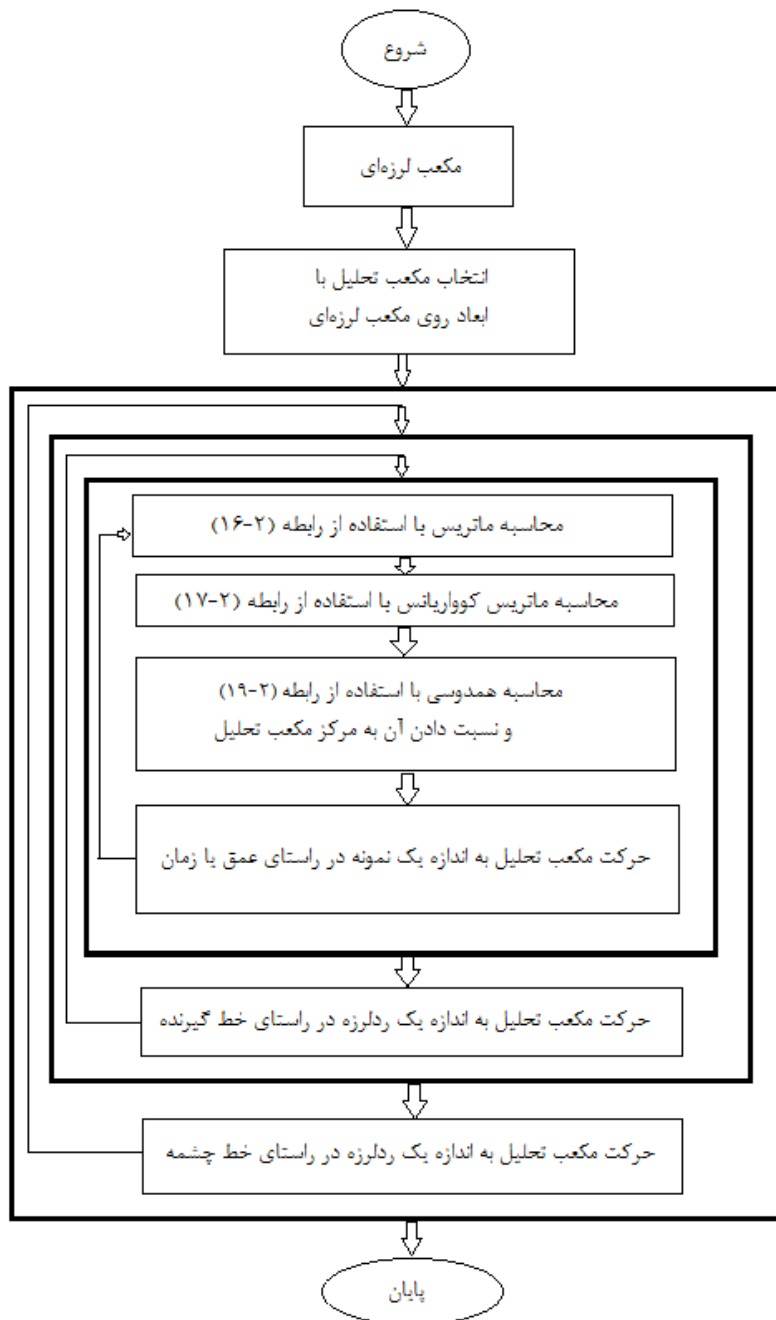
(الف)



(ب)

شکل ۲-۱۳. اعمال الگوریتم ساختار ویژه روی داده لرزه‌ای برای شناسایی گسل. (الف) داده لرزه‌ای در مقطع زمانی

۱/۸ ثانیه، (ب) اعمال الگوریتم ساختار ویژه بر روی مقطع زمانی ۱/۸ ثانیه (مارفورت، ۱۹۹۸).



شکل ۲-۱۴. فلوجارت روش محاسبه همدوسی بر اساس ساختار ویژه (با تغییر از جواهری نستانک، ۱۳۸۵).

البته روش‌های دیگری نیز برای محاسبه همدوسی وجود دارد که با توجه به اینکه سه روش ذکر شده از جمله روش‌های متداول محاسبه نشانگر همدوسی می‌باشند، از سایر روش‌های محاسبه صرف نظر می‌گردد. در اکثر روش‌های محاسبه همدوسی، نیاز به داشتن شیب ظاهری در راستای خط

گیرنده و خط چشمه می‌باشد. روش‌های مختلفی برای محاسبه شیب ظاهری وجود دارد که در ادامه به دو روش آن اشاره می‌شود.

۲-۸ محاسبه شیب

به منظور شناسایی رویدادهای زمین‌شناسی (مانند گسل) در داده‌های لرزه‌ای، از نشانگرهای لرزه-ای مختلفی استفاده می‌شود. در نواحی که هدف تعیین جزئیات چینه‌شناسی و ساختمانی باشد، محاسبه شیب اهمیت زیادی دارد (لئو^۱ و همکاران، ۲۰۱۲). از اینرو تخمین شیب برای شناسایی گسل و دیگر ساختارهای زمین‌شناسی موثر است. همچنین در محاسبه همدوسی، بایستی مقادیر شیب ظاهری رویدادها در امتداد خط چشمه و گیرنده مشخص باشند. برای محاسبه شیب از روش‌های مختلفی استفاده می‌شود که عبارتند از (اکراوی^۲ و همکاران، ۲۰۱۲):

- تعیین شیب با استفاده از مشتقات زمانی و مکانی توسط آنالیز ردلرزه مختلط^۳.
- تخمین شیب با استفاده از روش اسکن مقادیر شیب.

۲-۸-۱ محاسبه شیب با استفاده از روش آنالیز ردلرزه مختلط

لئو و همکاران (۱۹۹۶) برای تخمین شیب ظاهری از آنالیز ردلرزه تحلیلی^۴ استفاده کردند. با توجه به تئوری ردلرزه مختلط می‌توان ردلرزه تحلیلی را به صورت رابطه (۲-۲۰) تعریف نمود (تانر^۵، ۱۹۷۹).

$$u_a = u + u^H \quad (2-20)$$

^۱ Luo

^۲ Aqrawi

^۳ Complex-trace analysis

^۴ Analytic trace

^۵ Taner

که u_a ، ردلرزه تحلیلی، u ، ردلرزه و u^H ، تبدیل هیلبرت ردلرزه می‌باشد. u_a یک سیگنال مختلط می‌باشد که دارای دامنه و فاز می‌باشد. فاز سیگنال تحلیلی که با $\varphi(t)$ نمایش داده می‌شود را فاز لحظه‌ای می‌نامند که خود یک نشانگر لرزه‌ای برای شناسایی ناپیوستگی می‌باشد. با استفاده از فاز لحظه‌ای می‌توان دو نشانگر فرکانس لحظه‌ای و بردار عدد موج لحظه‌ای را مطابق روابط (۲۱-۲) و (۲۲-۲) به دست آورد (چوپرا^۱ و مارفورت، ۲۰۰۷).

$$\text{Ins. frequency} = \omega(t) = \frac{\partial \varphi(t)}{\partial t} \quad (21-2)$$

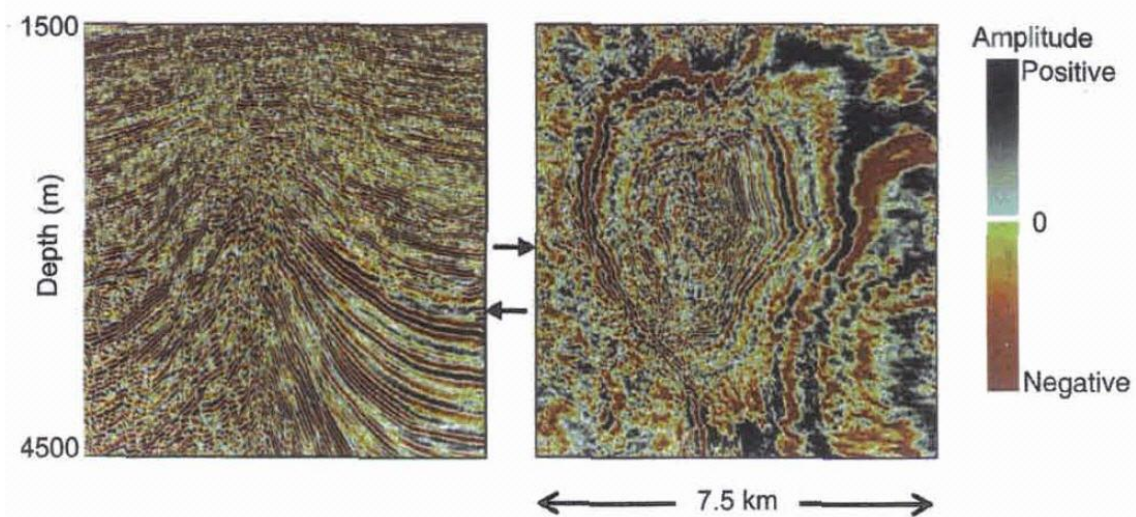
$$\text{Ins. wavenumber vect.} = \vec{k} = \nabla \varphi(t) = k_x \hat{i} + k_y \hat{j} + k_z \hat{k} \quad (22-2)$$

می‌توان شیب ظاهری زمانی لحظه‌ای p و q را با محاسبه نسبت اعداد موج به فرکانس لحظه‌ای به صورت روابط (۲۳-۲) و (۲۴-۲) به دست آورد (چوپرا و مارفورت، ۲۰۰۷). در شکل (۱۵-۲) شیب ظاهری به دست آمده از روش ردلرزه مختلط نشان داده شده است.

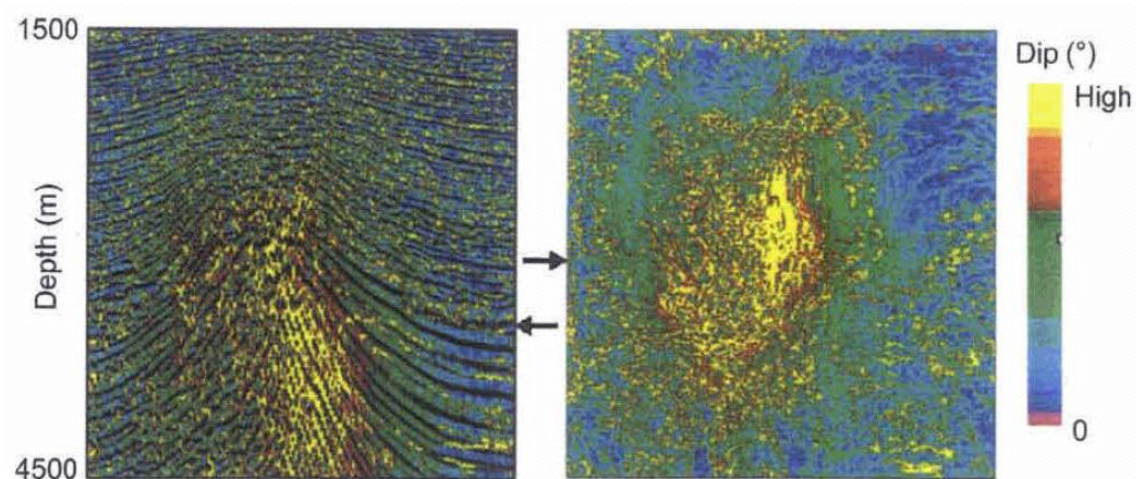
$$p = \frac{k_x}{\omega} \quad (23-2)$$

$$q = \frac{k_y}{\omega} \quad (24-2)$$

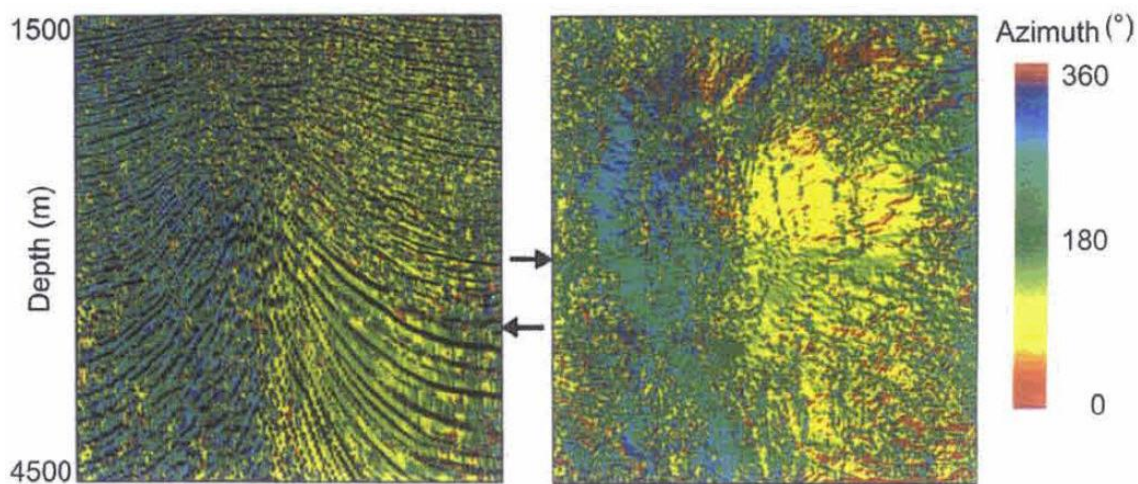
^۱ Chopra



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۲-۱۵. (الف) مقطع عمق قائم و افقی داده لرزه‌ای مربوط به گنبد نمکی، (ب) مقطع عمودی و افقی شیب ظاهری

مطابق با شکل (الف)، (ج) مقطع عمودی و افقی آزیموت شیب آبی مطابق با شکل (الف) (مارفورت، ۲۰۰۷).

۲-۸-۲ محاسبه شیب با استفاده از روش اسکن مقادیر شیب

در روش اسکن مقادیر شیب، همانند آنالیز سرعت که سرعت مختلف بررسی و با استفاده از مقادیر شباهت، سرعت صحیح انتخاب می‌شود، مقادیر مختلف شیب ظاهری p و q در نظر گرفته می‌شوند. سپس به ازای مقادیر مختلف p و q برای هر نمونه از داده لرزه‌ای سه بعدی، یک مکعب تحلیل حول نمونه مورد نظر انتخاب می‌شود.

چنانچه مقادیر p و q همان مقادیر واقعی باشند، یک رویداد همدوس واقعی درون مکعب تحلیل قرار می‌گیرد و در غیر این صورت درون مکعب تحلیل ردلرزه‌ها به صورت افقی نخواهند بود. حال می‌توان با استفاده از رابطه (۲-۲۵) میزان شباهت را محاسبه نمود (کپرا و مارفورت، ۲۰۰۷).

$$C(p, q) = \frac{\sum_{k=-k}^k \left\{ \left[\frac{1}{J} \sum_{j=1}^J u_j(k\Delta t - p\Delta x_j - q\Delta y_j) \right]^2 + \left[\frac{1}{J} \sum_{j=1}^J u_j^H(k\Delta t - p\Delta x_j - q\Delta y_j) \right]^2 \right\}}{\sum_{k=-k}^k \left\{ \left[\frac{1}{J} \sum_{j=1}^J [u_j(k\Delta t - p\Delta x_j - q\Delta y_j)] \right]^2 + \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J [u_j^H(k\Delta t - p\Delta x_j - q\Delta y_j)]^2 \right\}} \quad (2-25)$$

به ازای هر نمونه زمانی مقدار صحیح p و q مقادیری هستند که به ازای آن مقدار $C(p, q)$ که از رابطه (۲-۲۵) محاسبه می‌شود، بیشینه مقدار باشد.

فصل ۳

تبدیل زمان - فرکانس

در سال‌های اخیر روش‌های عملیات، پردازش و تفسیر داده‌های لرزه‌ای پیشرفت چشمگیری داشته است و امکان تصویرسازی دقیق ساختارهای پیچیده‌ی زمین‌شناسی فراهم آمده است. برای نمایش ردلرزه از دو شیوه استفاده می‌شود: حوزه زمان و حوزه فرکانس. این دو نوع نمایش غیرقابل تجمیع هستند، بنابراین نمی‌توان اطلاعات زمانی و فرکانسی را به طور همزمان و متمرکز داشت. به همین خاطر محققین از ابزار ریاضی استفاده کردند که بتواند به طور همزمان اطلاعات زمانی و فرکانسی ردلرزه را در طیفی به نام زمان - فرکانس در اختیار قرار دهد (روشندل کاهو، ۱۳۸۸).

روش تجزیه طیفی مفسر را قادر می‌سازد که اجزای فرکانسی داده‌ی لرزه‌ای را به منظور تفسیر و درک جزئیات دقیقتر زیرسطحی به کار گیرد. تجزیه‌ی طیفی به کلیه‌ی روش‌هایی گفته می‌شود که تحلیل زمان - فرکانس را فراهم می‌کند. سیگنال‌های لرزه‌ای ناپایا^۱ می‌باشند و دائماً محتویات فرکانسی ردلرزه‌ها در حال تغییر با زمان است، چرا که، زمین به هنگام انتشار امواج لرزه‌ای رفتاری چون فیلتر پایین‌گذر دارد. به همین خاطر استفاده از ابزار زمان - فرکانس در پردازش و تفسیر داده‌های لرزه‌ای بسیار سودمند است (روشندل کاهو، ۱۳۸۸). تجزیه‌ی طیفی داده‌های لرزه‌ای، دامنه‌های لرزه‌ای را که تابعی از زمان و مکان هستند به دامنه‌های طیفی که تابع فرکانس، زمان و مکان می‌باشند تبدیل می‌کند (خجسته، ۱۳۹۳).

الگوریتم‌های مختلفی برای به دست آوردن نمایش زمان - فرکانس از سیگنال‌های ناپایا معرفی شده است. مهمترین الگوریتم‌ها شامل تبدیل فوریه زمان کوتاه (گابور، ۱۹۴۶)، تبدیل موجک (مالات، ۱۹۹۹)، تبدیل S (استاکول و همکاران، ۱۹۹۶) و توزیع ویگنر - وایل (ویگنر، ۱۹۳۲؛ وایل؛ ۱۹۴۸) هستند که هر کدام از این تبدیل‌ها دارای مزایا و معایبی می‌باشند. بعضی از این تبدیل‌ها دارای قدرت تفکیک بالایی هستند ولی در مقابل وجود جملات اضافی در نمایش زمان - فرکانس آن‌ها محدودیت-

^۱ Non-stationary

هایی را به وجود آورده است. در مقابل روش‌هایی هستند که مشکل جملات اضافی ندارند ولی قدرت تفکیک آنها مناسب نیست. البته در عمل گاهی قدرت تفکیک مد نظر است و گاهی کیفیت نمایش اهمیت دارد. به همین خاطر محققین به دنبال روشی هستند که علاوه بر قدرت تفکیک بالا، کیفیت بهتر نمایش از نظر وجود جملات اضافی را هم به طور همزمان داشته باشند (نجاتی کلاته و روشندل کاهو، ۱۳۹۱).

۲-۳ تبدیل‌های زمان - فرکانس

پردازش سیگنال یکی از پرکاربردترین علوم در زمینه‌های مختلف است. به همین دلیل استخراج اطلاعات همراه با سیگنال از اهمیت زیادی برخوردار است (بوآشاش^۱، ۲۰۰۳). تبدیل فوریه امکان بررسی محتوای فرکانسی سیگنال را فراهم می‌کند، اما برای سیگنال‌های ناپایا، از جمله سیگنال لرزه-ای، که محتوای فرکانسی آن‌ها با زمان تغییر می‌کند، تبدیل یک بعدی به فضای فرکانس برای پاره‌ای از اهداف پردازشی کافی نیست (مالات، ۱۹۹۹).

برای اینکه بتوان سیگنال را از حوزه زمان به حوزه فرکانس منتقل کرد از تبدیل فوریه استفاده می‌شود. تبدیل فوریه یک سیگنال به صورت رابطه (۱-۳) نوشته می‌شود (پروآکس^۲ و مانولاکس^۳، ۱۹۸۹).

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)e^{-j\omega t} dt \quad (1-3)$$

که در آن $X(\omega)$ تبدیل فوریه سیگنال $x(t)$ نام دارد. همچنین برای بازگشت از حوزه زمان به حوزه فرکانس از عکس تبدیل فوریه استفاده می‌شود (پروآکس و مانولاکس، ۱۹۸۹).

^۱ Boashash

^۲ Proakis

^۳ Manolakis

در اغلب موارد، سیگنال در حوزه زمان به صورت حقیقی دیده می‌شود، ولی در حوزه فرکانس در اثر تبدیل فوریه به صورت مختلط به نمایش در می‌آید. در اثر تبدیل فوریه اطلاعات زمانی از بین می‌رود، بدین معنی مشخص نمی‌شود که مولفه‌ها در چه مقدار زمانی بر روی سیگنال مورد نظر قرار دارند. به همین خاطر نوعی تبدیل فوریه معرفی شد که روی قسمتی از یک سیگنال به کار می‌رود. حاصل این کار سیگنال ورودی را در دو بعد زمان و فرکانس نشان می‌دهد و این روش می‌تواند اطلاعاتی راجع به اینکه در چه زمانی، کدام فرکانس‌ها ثبت شده‌اند، به دست دهد.

گابور^۱ (۱۹۴۶) تبدیل فوریه پنجره‌ای^۲ یا تبدیل فوریه زمان کوتاه را معرفی کرد. این تبدیل به گونه‌ای است که دیگر متغیرهای زمان و فرکانس ناسازگار نیستند و همزمان برای نمایش سیگنال استفاده می‌شوند.

بیشتر تبدیل‌های زمان – فرکانس مورد استفاده از نوع خطی می‌باشند. به عبارت دیگر اصل بر هم نهی درجه یک در آن‌ها صادق است. تبدیل‌های زمان – فرکانس خطی را می‌توان به صورت رابطه (۳-۲) به صورت همبستگی سیگنال با یک اتم زمان – فرکانس در نظر گرفت (مالات، ۱۹۹۹).

$$\text{TFR}_x(\gamma) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)\phi_\gamma^*(t)dt = \langle x, \phi_\gamma \rangle \quad (2-3)$$

که در آن، * نشان‌دهنده مزدوج مختلط و $\langle \cdot \rangle$ بیانگر ضرب داخلی است. در ادامه به معرفی تعدادی از تبدیل‌های زمان – فرکانس متداول پرداخته می‌شود.

۳-۲-۱ تبدیل فوریه زمان کوتاه

گابور (۱۹۴۶) تبدیل فوریه پنجره‌ای را معرفی کرد. در این روش، پنجره‌ای مناسب با طول ثابت در نظر گرفته می‌شود و در هر لحظه در سیگنال ضرب می‌شود و تبدیل فوریه بر روی سیگنال پنجره

^۱ Gabor

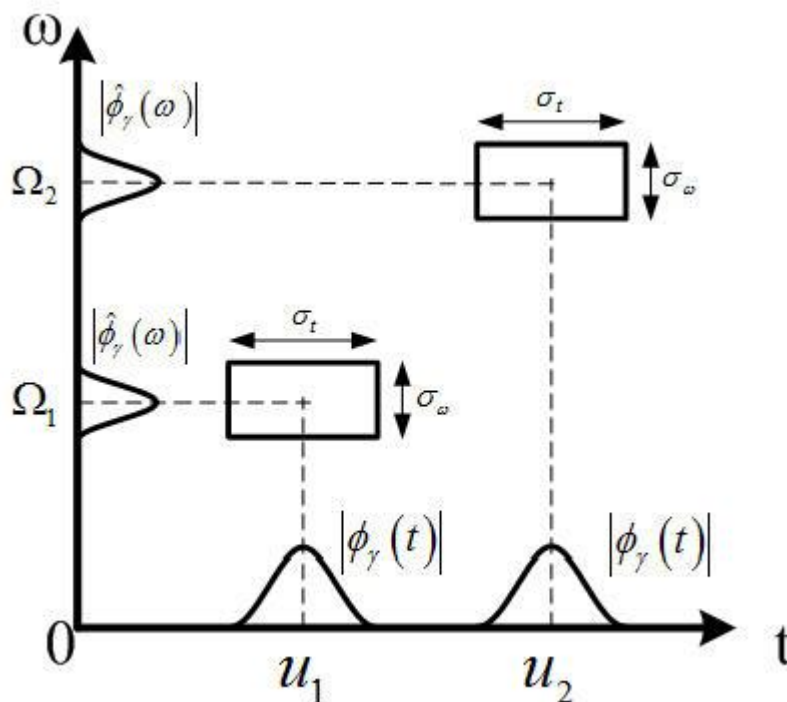
^۲ Windowed Fourier Transform

شده اعمال می‌گردد تا اطلاعات زمان - فرکانس محلی به دست آیند. تبدیل فوریه پنجره‌ای به صورت رابطه (۳-۳) به دست می‌آید (مالات، ۱۹۹۹).

$$\text{STFT}_x(\omega, \tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)\varphi(t - \tau)e^{-j\omega t} dt \quad (3-3)$$

که در آن $\varphi(t)$ تابع پنجره و τ و ω موقعیت پنجره در صفحه زمان - فرکانس را مشخص می‌کنند. نام دیگر این تبدیل، تبدیل فوریه زمان کوتاه است.

برای اینکه قدرت تفکیک زمانی تبدیل زمان - فرکانس بالا باشد، بایستی پنجره زمانی در حد امکان کوچک انتخاب گردد. اما از طرفی اصل عدم قطعیت هایزنبرگ یک کران را برای سطح پنجره ایجاد می‌کند. به محض انتخاب تابع پنجره برای تبدیل فوریه زمان کوتاه، قدرت تفکیک زمان - فرکانس ثابت می‌ماند که در شکل (۱-۳) نشان داده شده است.



شکل ۱-۳. اصل عدم قطعیت در صفحه زمان - فرکانس تبدیل فوریه زمان کوتاه. جعبه عدم قطعیت هایزنبرگ در تمام صفحه ثابت است (مالات، ۱۹۹۹).

قدرت تفکیک در تبدیل فوریه زمان کوتاه بستگی به گسترش تابع پنجره در راستای محورهای زمان و فرکانس دارد. همچنین قدرت تفکیک در حوزه زمان - فرکانس را می‌توان با استفاده از مقیاس کردن پنجره^۱ تغییر داد. عامل دیگری که روی قدرت تفکیک در حوزه زمان - فرکانس تاثیر می‌گذارد تابع $\varphi(t)$ است (مالات، ۱۹۹۹).

یکی از معایب تبدیل فوریه زمان کوتاه این است که فرکانس‌های بالا و پایین با یک طول پنجره بررسی می‌شوند. از طرف دیگر طول پنجره یا اتم زمان - فرکانس ثابت است که از مزیت‌های تبدیل فوریه زمان کوتاه به حساب می‌آید (روشندل کاهو، ۱۳۸۸).

پارامترهای مهمی که بر قدرت تفکیک تابع $\varphi(t)$ تاثیر می‌گذارند عبارتند از: (۱) پهناى باند مجذور میانگین مربعات^۲ $(\Delta\omega)$ ، که هرچه قدر پهناى باند کوچک‌تر باشد، قدرت تفکیک فرکانسی افزایش می‌یابد، (۲) بیشینه دامنه (A) از اولین لب‌های کناری که در فرکانس $\omega = \pm\omega_0$ قرار می‌گیرند و (۳) توان نمایی p که باعث افت جانبی طیف دامنه در فرکانس‌های بالا می‌شود.

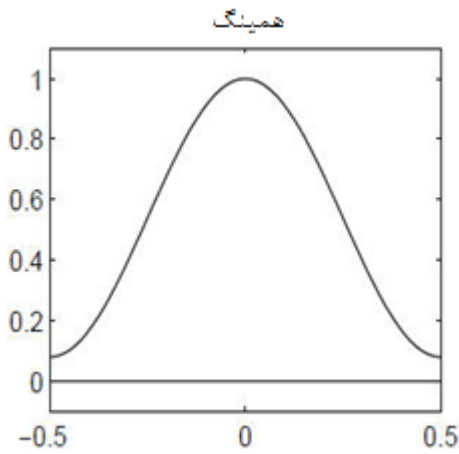
در جدول (۱-۳) مقدار این سه پارامتر $(\Delta\omega, A, p)$ را برای توابع $\varphi(t)$ مختلف که کاربرد بیشتری دارند، آورده شده است. شکل تعدادی از این توابع نیز در شکل (۲-۳) در محدوده $[-1/2, 1/2]$ نشان داده شده است.

جدول ۱-۳. نام، رابطه و مشخصات توابع پنجره متداول (مالات، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۹).

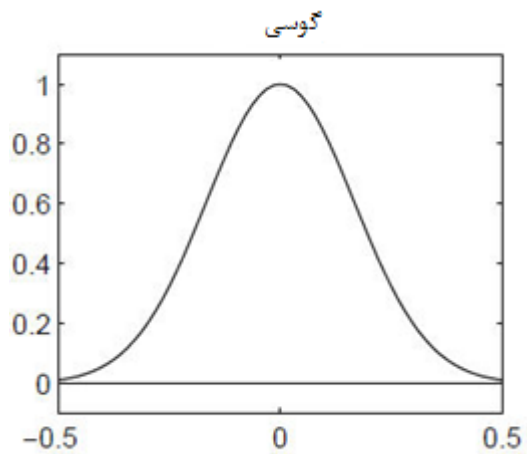
Name	$g(t)$	$\Delta\omega$	A	P
Rectangle	1	0.89	-13dB	0
Hamming	$0.54+0.46\cos(2\pi t)$	1.36	-43dB	0
Gaussian	e^{-18t^2}	1.55	-55dB	0
Hanning	$\cos^2(\pi t)$	1.44	-32dB	2
Blackman	$0.42+0.5\cos(2\pi t)+0.08\cos(4\pi t)$	1.68	-58dB	2

^۱ Window scale

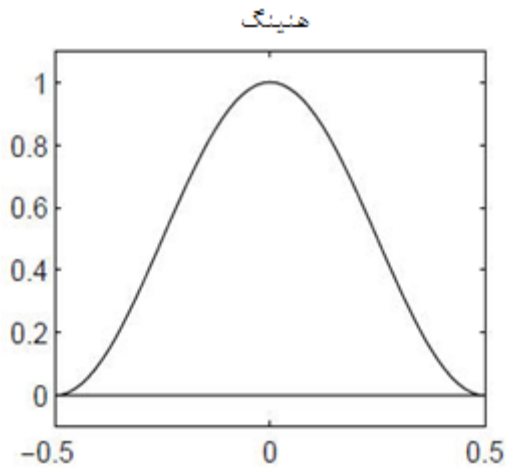
^۲ Root mean-square bandwidth



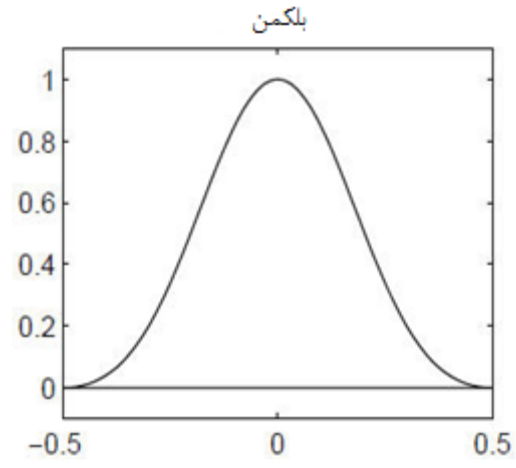
(ب) همینگ



(الف) گوسی



(د) همینگ



(ج) بلکمن

شکل ۳-۲. شکل توابع پنجره (الف) گوسی، (ب) همینگ، (ج) بلکمن و (د) همینگ مطابق روابط جدول (۳-۱).

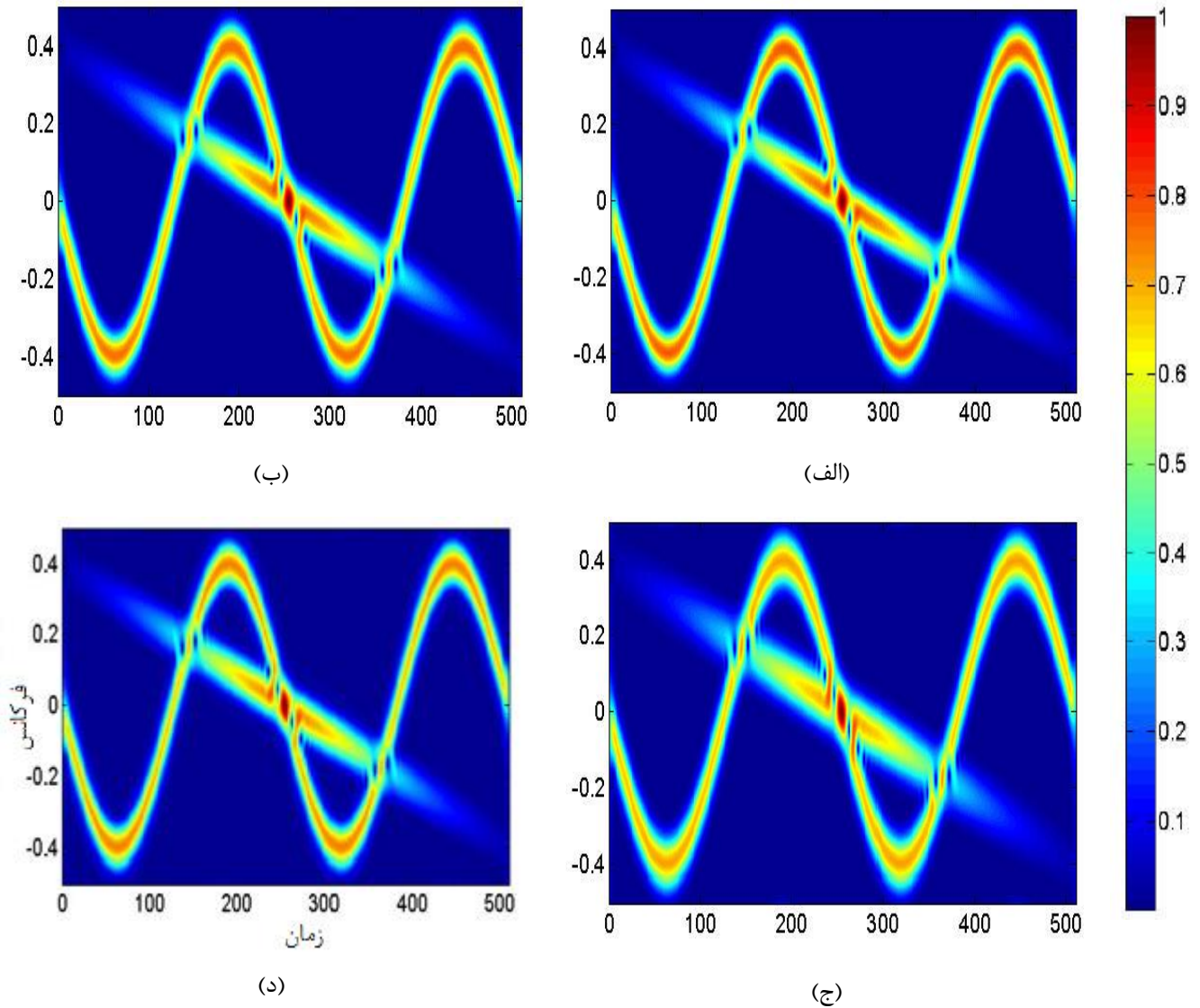
برای مثال یک سیگنال مختلط به صورت رابطه (۳-۴) در نظر گرفته می‌شود.

$$x(t) = e^{j\left(2\pi f_m t + \Delta f_m T_m \left(\sin\left(\frac{2\pi t}{T_m} + \varphi\right) - \sin\varphi\right)\right)} + e^{-2\left(\frac{\alpha(t-\theta/2)}{\theta}\right)^2} e^{j2\pi\left((f_m + \Delta f_m)t - \frac{\Delta f_m}{\theta}t^2\right)} \quad (۳-۴)$$

با فرض $f_m = 0$ ، $\Delta f_m = 0.4$ ، $T_m = 256$ ، $\varphi = \pi/2$ ، $\theta = 512$ و $\alpha = 2.5$ در رابطه (۳-۴)

شکل (۳-۳) نمایش زمان - فرکانس این سیگنال توسط تبدیل فوریه زمان کوتاه و طول پنجره ۲۱

نمونه و توابع پنجره‌ای مختلف نشان داده شده است.



شکل ۳-۳. نمایش زمان - فرکانس سیگنال با استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه و طول پنجره ۲۱ نمونه و توابع پنجره‌ای (الف) همینگ، (ب) گوسی، (ج) بلکمن و (د) هنینگ (روشندل کاهو، ۱۳۸۸).

۳-۲-۲ تبدیل موجک

تبدیل موجک یکی دیگر از روش‌هایی است که برای نمایش زمان - فرکانس سیگنال‌ها استفاده می‌شود. این تبدیل به طور مستقیم نمایش زمان - فرکانس را تولید نمی‌کند، بلکه نمایش زمان - مقیاس را تولید می‌کند که فرکانس و مقیاس ارتباط معکوسی با هم دارند (روشندل کاهو، ۱۳۸۸).

موجک ψ یک تابع با میانگین صفر است که به صورت رابطه (۵-۳) بیان شده است (مالات، ۱۹۹۹).

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0 \quad (5-3)$$

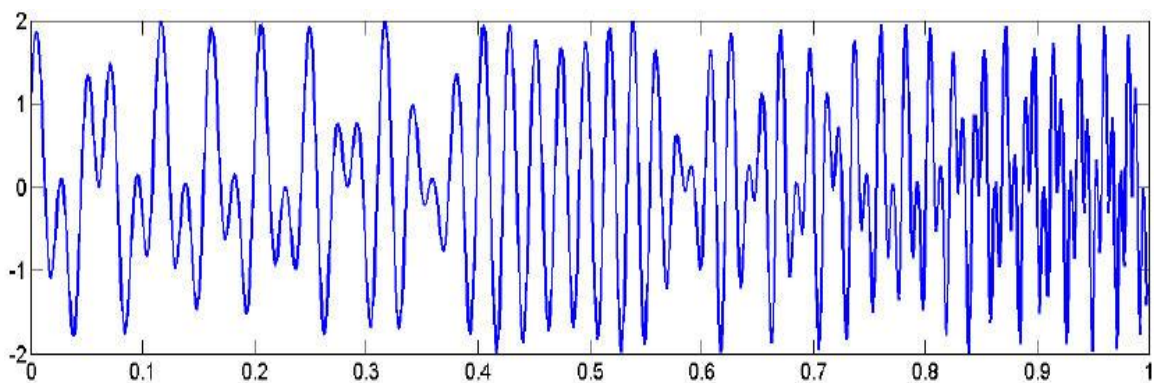
این موجک که به آن موجک مادر می‌گویند با پارامتر s مقیاس و با پارامتر u منتقل می‌شود که به صورت رابطه (۶-۳) نشان داده می‌شود و به آن موجک دختر می‌گویند (مالات، ۱۹۹۹).

$$\psi_{u,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-u}{s}\right) \quad (6-3)$$

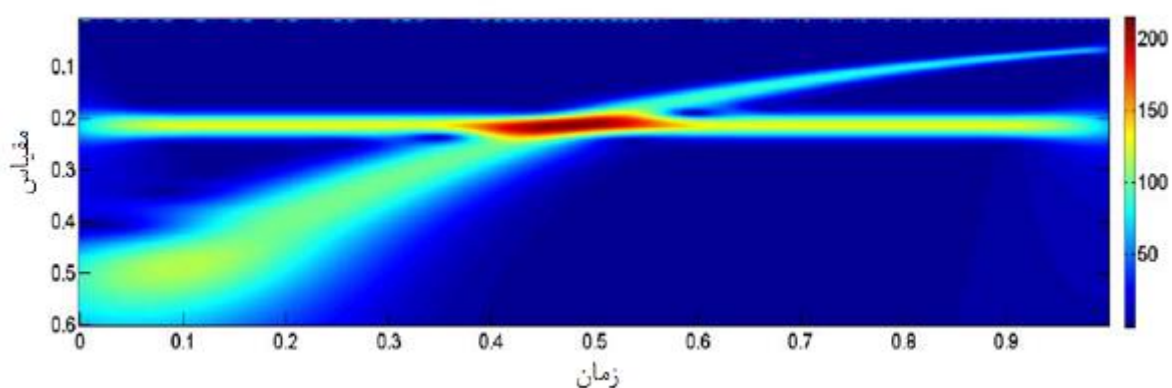
تبدیل موجک سیگنال $x(t)$ با پارامتر s و انتقال u از همبستگی میان سیگنال با اتم موجک به صورت رابطه (۷-۳) محاسبه می‌شود (مالات، ۱۹۹۹).

$$W_x(u, s) = \langle x, \psi_{u,s} \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \frac{1}{\sqrt{s}} \psi^*\left(\frac{t-u}{s}\right) dt \quad (7-3)$$

که در آن، * مزدوج مختلط را نشان می‌دهد. در شکل (۴-۳) نمایش تبدیل موجک یک سیگنال با استفاده از موجک تحلیلی نشان داده شده است.



(الف)



(ب)

شکل ۳-۴. (الف) سیگنال با دو مولفه چیرپ صعودی - لگاریتمی و مولفه سینوسی و (ب) دامنه تبدیل موجک تحلیلی با استفاده از موجک مورلت مختلط (روشندل کاهو، ۱۳۸۸).

۳-۲-۳ تبدیل استاکول یا تبدیل S

تبدیل S یکی از انواع تبدیل‌های زمان - فرکانسی می‌باشد (استاکول و همکاران، ۱۹۹۶) که شبیه به تبدیل فوریه زمان کوتاه بوده و از پنجره گوسی^۱ استفاده می‌کند (پینگار^۲ و مانسینها^۳، ۲۰۰۳). در این تبدیل همانند تبدیل موجک طول پنجره با فرکانس رابطه معکوس و بزرگی، رابطه مستقیمی با فرکانس دارد. اتم زمان - فرکانس این تبدیل به صورت رابطه (۳-۷) تعریف می‌شود (استاکول و همکاران، ۱۹۹۶).

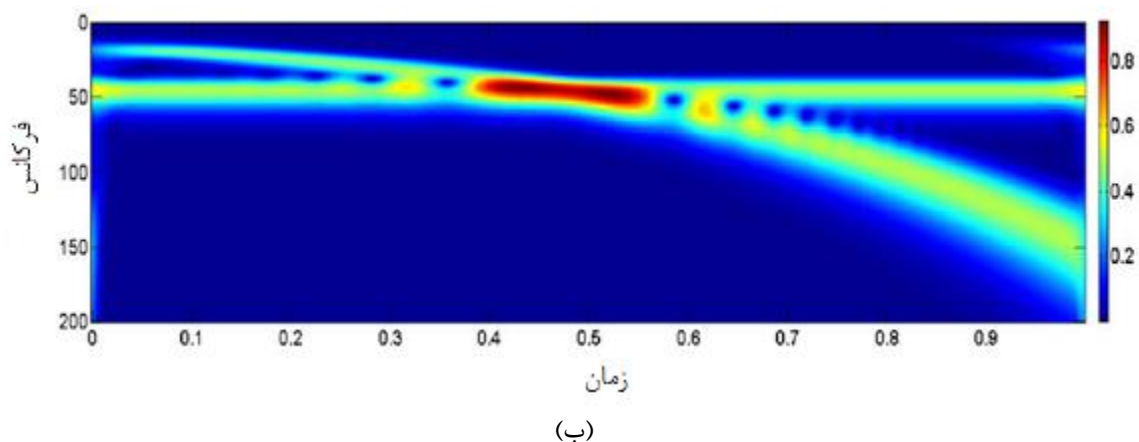
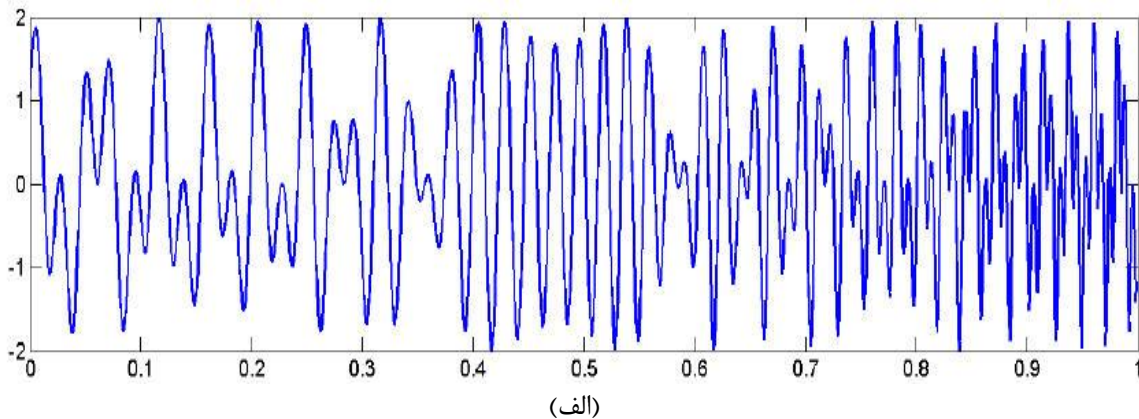
^۱ Gaussian
^۲ Pinnegar
^۳ Mansinha

$$\omega(\tau, f) = \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} e^{\left(\frac{-f^2(\tau-t)^2}{2}\right)} e^{-2\pi i f t} \quad (7-3)$$

تبدیل S یک سیگنال مانند $x(t)$ به صورت رابطه (۳-۸) به دست می‌آید (پینگار و مانسینها، ۲۰۰۳).

$$S_x(\tau, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \left\{ \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} e^{\left(\frac{-f^2(\tau-t)^2}{2}\right)} e^{-2\pi i f t} \right\} dt \quad (8-3)$$

در این رابطه پارامتر τ موقعیت پنجره گوسی روی محور t را نشان می‌دهد. در شکل (۳-۵) تبدیل S یک سیگنال نشان داده شده است.



شکل ۳-۵. سیگنال نمایش داده شده در شکل (۳-۴)، (الف) و (ب) نمایش زمان - فرکانس آن با استفاده از تبدیل S (روشندل کاهو، ۱۳۸۸).

فصل ۴

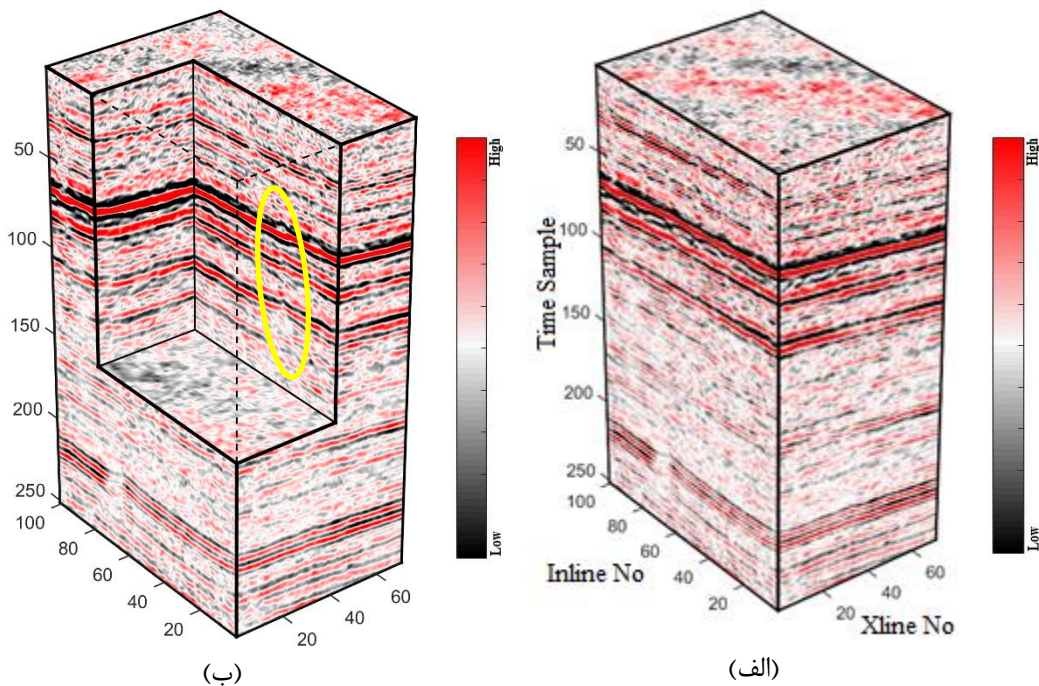
روش همدوسی طیفی مختلط

همانطور که در فصل دو توضیح داده شد، از نشانگر لرزه‌ای همدوسی برای شناسایی خصوصیات زمین‌شناسی مانند گسل استفاده می‌شود. نشانگرهای لرزه‌ای مانند نشانگر همدوسی ناپیوستگی‌های جانبی را نشان می‌دهند. از مکعب‌های همدوس فرکانس مجزا، در شناسایی شکستگی‌ها استفاده می‌شود که مولفه‌های فرکانس بالا، می‌توانند جزئیات بهتری را نمایش دهند. با استفاده از یک موجک چشمه با فرکانس مرکزی بالاتر، ساختار در مخازن با جزئیات دقیق‌تری نشان داده می‌شود. داده‌ی لرزه‌ای ویژگی‌های زمین‌شناسی را در گستره‌ی باند طیفی وسیعی نشان می‌دهد. هر مولفه فرکانسی اطلاعاتی خاص از ساختار و چین‌شناسی را بیان می‌دارد. روش تجزیه طیفی نقشه یک بعدی را به صفحه دو بعدی زمان - فرکانس برده و مولفه‌های طیفی فاز و دامنه را تولید می‌کند. داده‌های لرزه‌ای با باند فرکانسی محدود، می‌توانند اطلاعات بیشتری از زمین‌شناسی را نشان دهند. همدوسی می‌تواند از داده‌های واقعی و یا از داده‌های تحلیلی^۱ محاسبه شود. کاربرد اصلی اینگونه نشانگرها در آشکار نمودن ناپیوستگی‌های زمین‌شناسی مانند گسل‌ها می‌باشد.

در این تحقیق روش تجزیه طیفی با روش همدوسی ترکیب می‌شود که این روش را روش همدوسی طیفی مختلط^۲ می‌نامند. با استفاده از ترکیب این دو نشانگر، انتظار می‌رود که بتوان ناپیوستگی‌ها با اندازه‌های کوچک و بزرگ را شناسایی نمود. در این فصل به منظور بررسی کارایی نشانگر همدوسی طیفی مختلط روی داده‌های واقعی، یک داده‌های لرزه‌ای واقعی سه بعدی که متعلق به یکی از مخازن گازی واقع در شمال شرق ایران است، پرداخته می‌شود. نمونه‌برداری زمانی این داده‌ها ۴ میلی‌ثانیه و فاصله بین ردلرزه‌ها در راستای خط گیرنده و در راستای خط چشمه برابر با ۲۵ متر است. ابعاد مکعب داده‌ها در راستای خط گیرنده ۲۵۲۵ متر و در راستای خط چشمه ۱۷۷۵ متر و بازه زمانی آن ۱۰۰۰ میلی‌ثانیه می‌باشد (شکل ۴-۱).

^۱ Analytic

^۲ Complex spectral coherence



شکل ۴-۱. (الف) بخشی از داده لرزه‌ای سه بعدی متعلق به یکی از مخازن گازی واقع در شمال شرق ایران با ابعاد $2525(m) \times 1775(m) \times 1000(ms)$ و (ب) برش خورده داده مذکور که موقعیت گسل تفسیر شده روی آن مشخص شده است.

۲-۴ روش همدوسی طیفی مختلط

در روش تجزیه طیفی با استفاده از تبدیل فوریه زمان کوتاه، داده‌های لرزه‌ای در یک باند فرکانسی یا یک فرکانس خاص از داده‌های لرزه‌ای اولیه استخراج می‌شود و محاسبه‌ی همدوسی را انجام می‌دهند. برای به دست آوردن مولفه‌های هم‌فرکانس و یا تک فرکانس، مولفه‌های طیفی باید از نظر قدرت تفکیک بررسی شوند. بعد از به دست آوردن مولفه‌های طیفی مختلط از بخش‌های حقیقی و موهومی، یک مولفه هم‌فرکانس مجزا انتخاب می‌شود، این مولفه هم‌فرکانس انتخاب شده به عنوان ورودی همدوسی استفاده خواهد شد. در این تحقیق به منظور بررسی اثر فرکانس بر روی همدوسی، محاسبات بر روی داده لرزه‌ای تک فرکانس برای فرکانس‌های مختلف (۲۵، ۳۰، ۳۵، ۴۰ و ۴۵ هرتز) انجام گرفت. یکی دیگر از پارامترهای موثر در نتایج همدوسی طیفی مختلط، طول پنجره برای انجام تجزیه طیفی می‌باشد که در این پایان‌نامه طول‌های ۱۶، ۳۲، ۶۴ و ۱۲۸ نمونه زمانی انتخاب گردید. نتایج به دست آمده نشان داد که با توجه به اهمیت قدرت تفکیک زمانی در شناسایی گسل بایستی

طول پنجره کوتاه انتخاب شود. لذا نتایجی که در ادامه فصل آورده خواهد شد مربوط به طول پنجره با ۱۶ نمونه زمانی می‌باشد و از آوردن نتایج برای سایر طول‌ها به دلیل طولانی شدن صرف نظر شده است. همچنین ابعاد مکعب تحلیل در محاسبه همدوسی بر روی نتایج تاثیر گذار می‌باشد که به منظور بررسی اثر آن ابعاد مختلفی برای مکعب تحلیل انتخاب گردید که عبارتند از ۳×۳×۵، ۳×۳×۷، ۳×۳×۹، ۵×۵×۵، ۵×۵×۷ و ۵×۵×۹. همانطور که در فصل دو توضیح داده شد، روش‌های مختلفی برای محاسبه همدوسی وجود دارد که در این تحقیق از روش الگوریتم ساختار ویژه برای محاسبه همدوسی استفاده می‌شود. بعد از انتخاب مولفه هم‌فرکانس به عنوان ورودی همدوسی، مکعب تحلیل سه بعدی از میان حجم داده‌های لرزه‌ای سه بعدی انتخاب می‌شود و این مکعب تحلیل در میان حجم داده‌های لرزه‌ای سه بعدی حرکت می‌کند. در هر مرحله، ماتریس کوواریانس برای مکعب تحلیل سه بعدی محاسبه می‌شود. روش محاسبه ماتریس کوواریانس از مولفه‌های مختلط که شامل مولفه‌های حقیقی^۱ و موهومی^۲ می‌باشد به صورت رابطه (۱-۴) است:

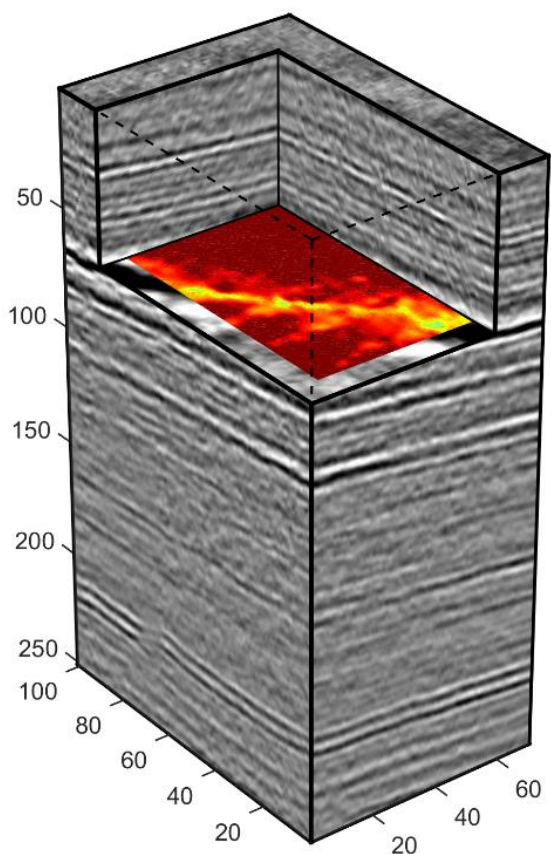
$$C_{kj} = \sum_{m=1}^M (\|d_{mk}\|_2 \cos\phi_{mk} * \|d_{mj}\|_2 \cos\phi_{mj} - \|d_{mk}\|_2 \sin\phi_{mk} * \|d_{mj}\|_2 \sin\phi_{mj}) \quad (1-4)$$

که $\|d_{mn}\|_2$ بزرگی، ϕ_{mn} فاز مولفه طیفی مختلط و $\|d_{mn}\|_2 \cos\phi_{mn}$ و $\|d_{mn}\|_2 \sin\phi_{mn}$ به ترتیب مولفه‌های موهومی و حقیقی هستند. برای محاسبه همدوسی بر مبنای ساختار ویژه، پس از محاسبه ماتریس کوواریانس همانند رابطه (۲-۱۹) عمل می‌شود.

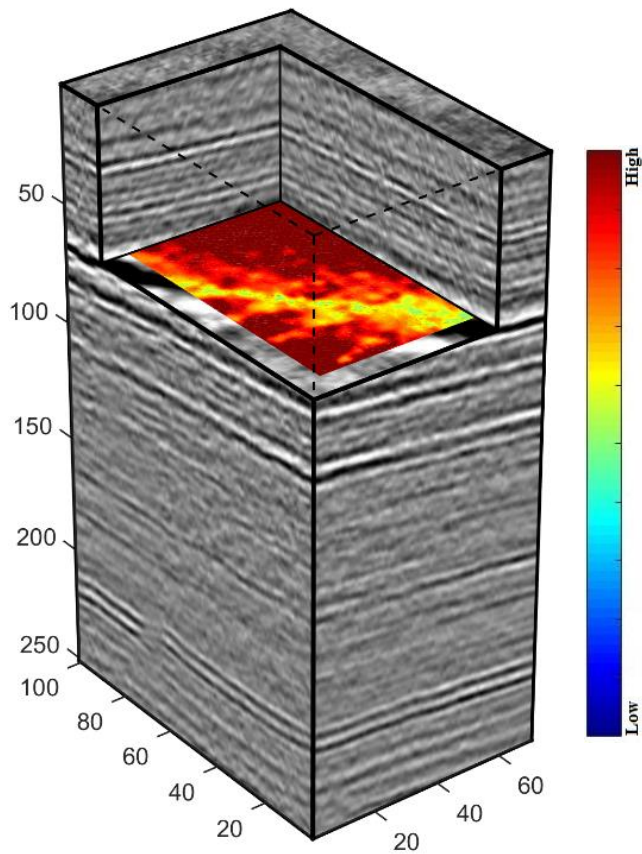
مطالعات قبلی (جواهری نیستانک، ۱۳۸۵ و هاشمی گازار، ۱۳۸۸) وجود یک گسل را در بازه‌ی زمانی ۶۴ را در داده لرزه‌ای واقعی سه بعدی مورد استفاده نشان داد. در شکل‌های (۲-۴) تا (۳۱-۴) نتایج نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس‌ها و ابعاد مکعب تحلیل مختلف نشان داده شده است.

^۱ Real

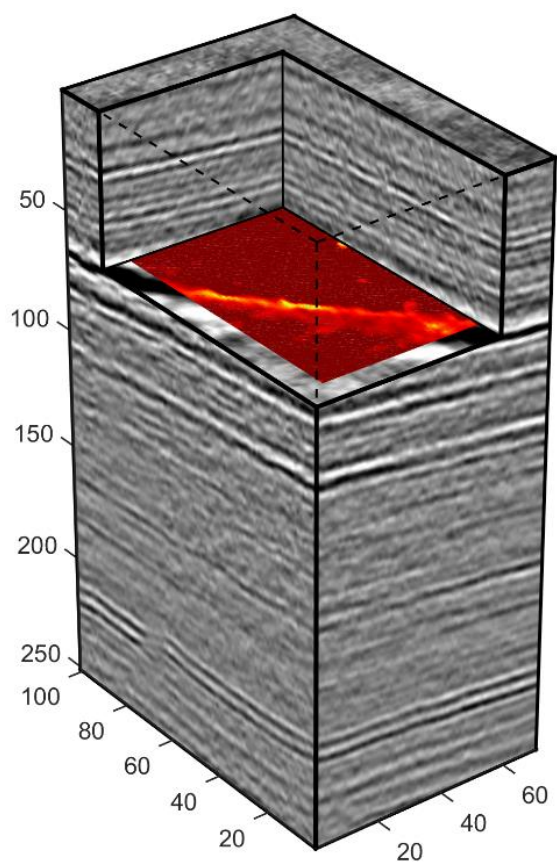
^۲ Imaginary



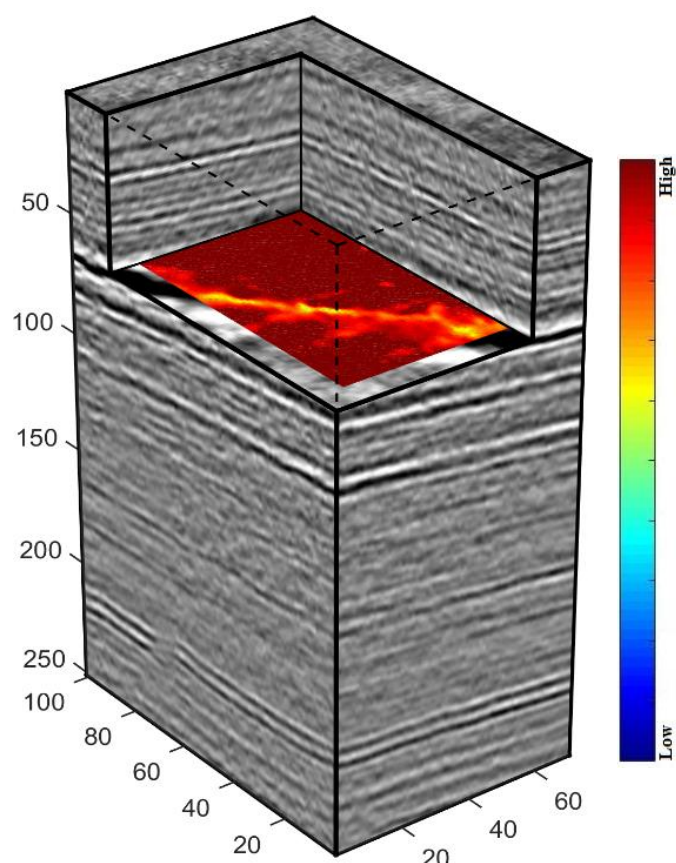
شکل ۴-۳. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۳×۳×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



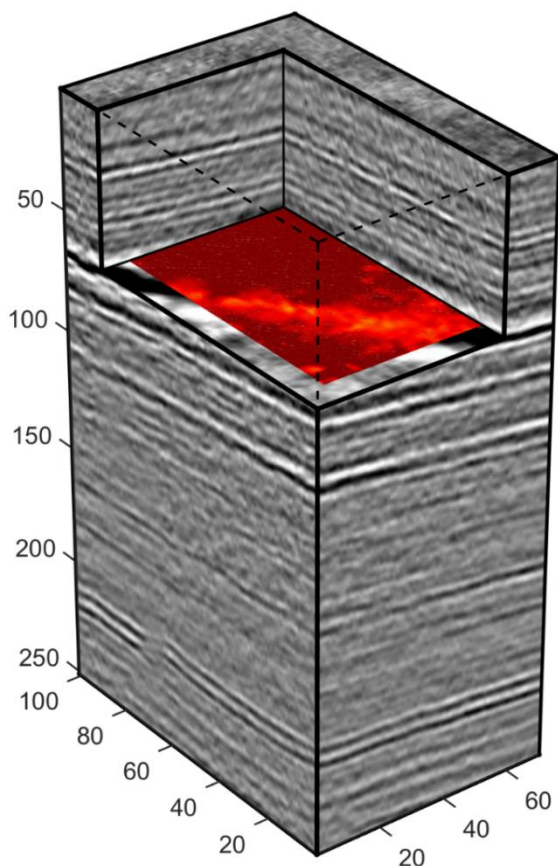
شکل ۴-۲. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۳×۳×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



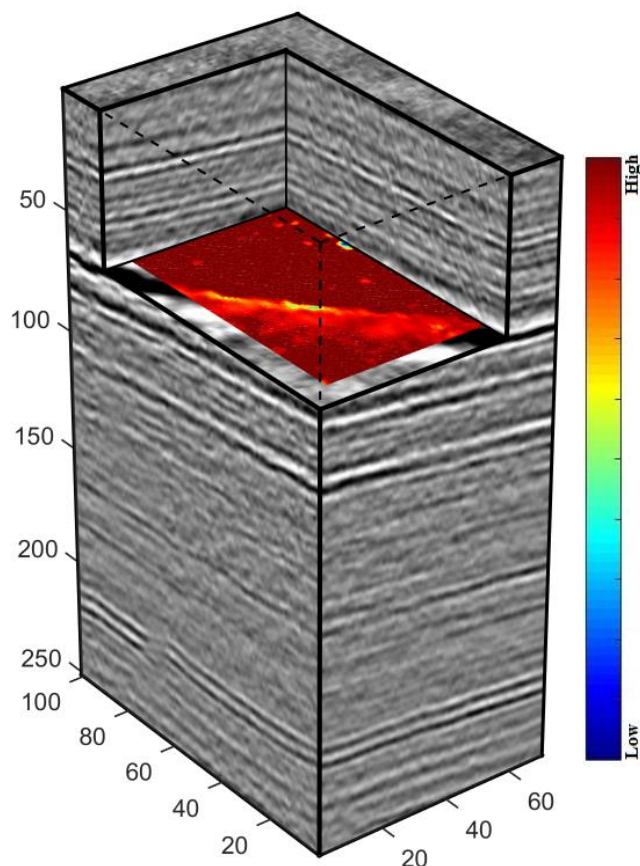
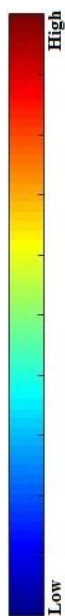
شکل ۴-۵. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۳×۳×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



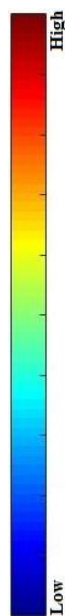
شکل ۴-۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۳×۳×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

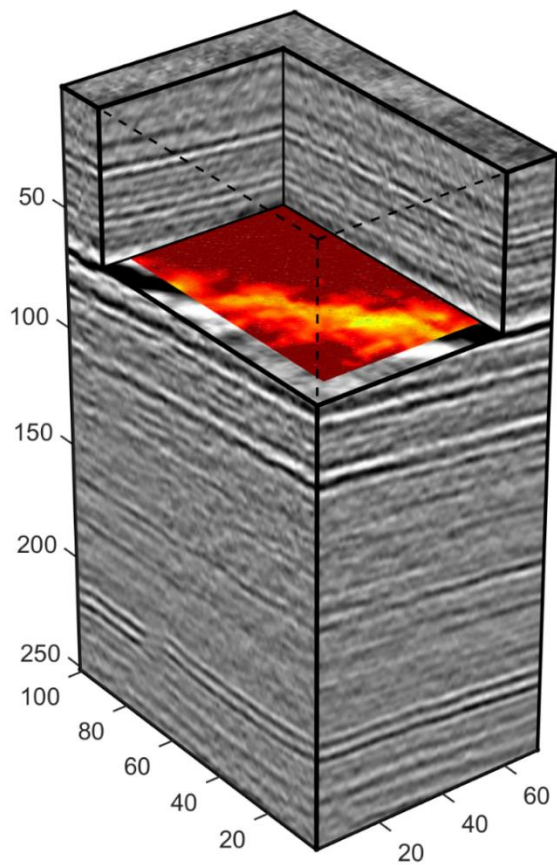


شکل ۴-۷. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

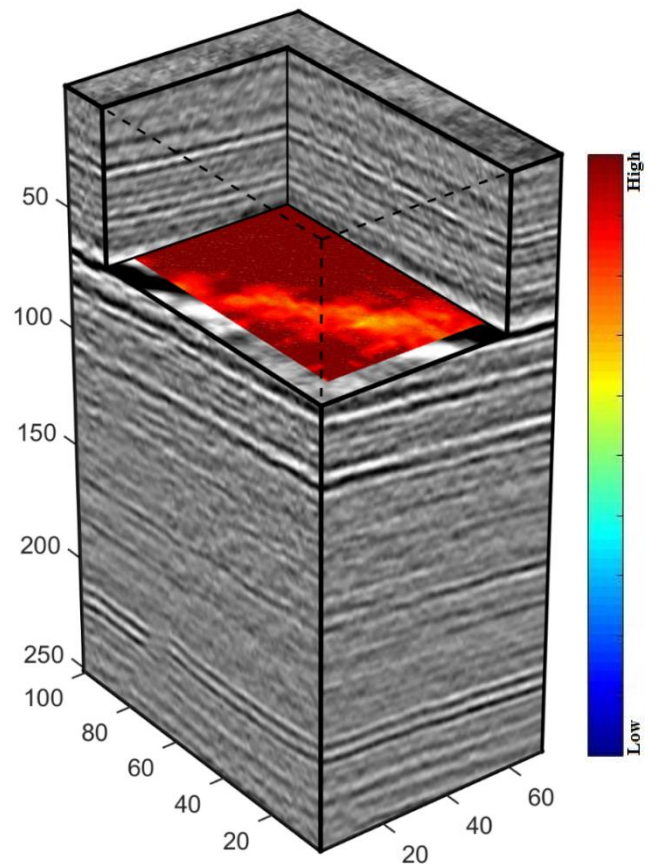


شکل ۴-۶. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

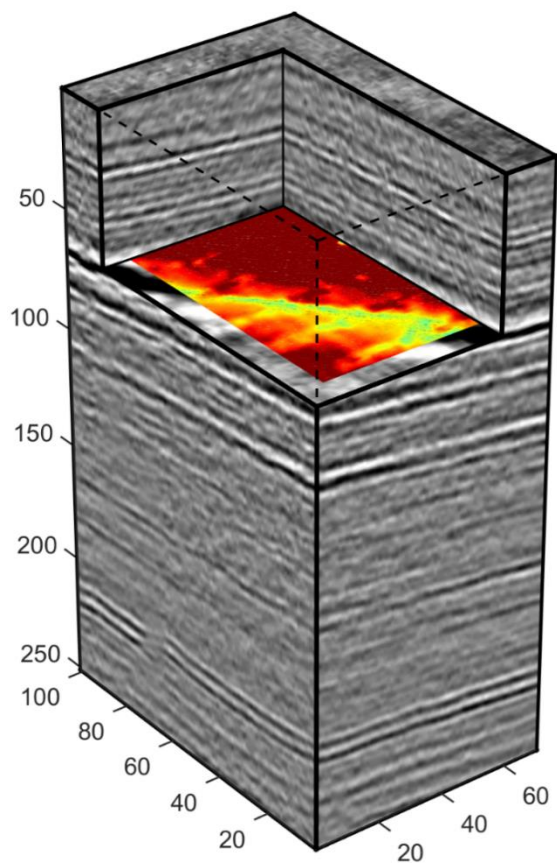




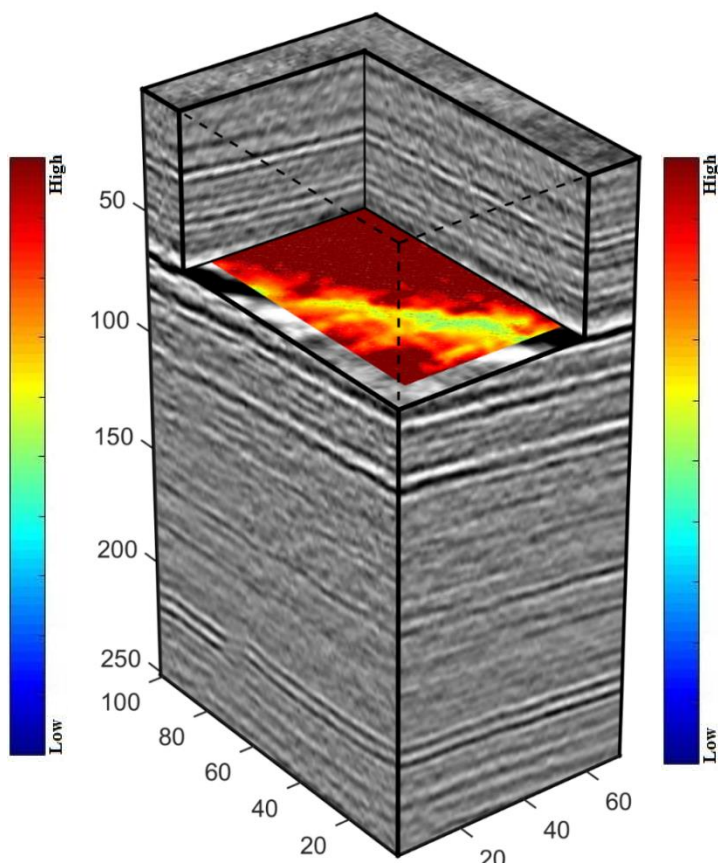
شکل ۴-۹. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



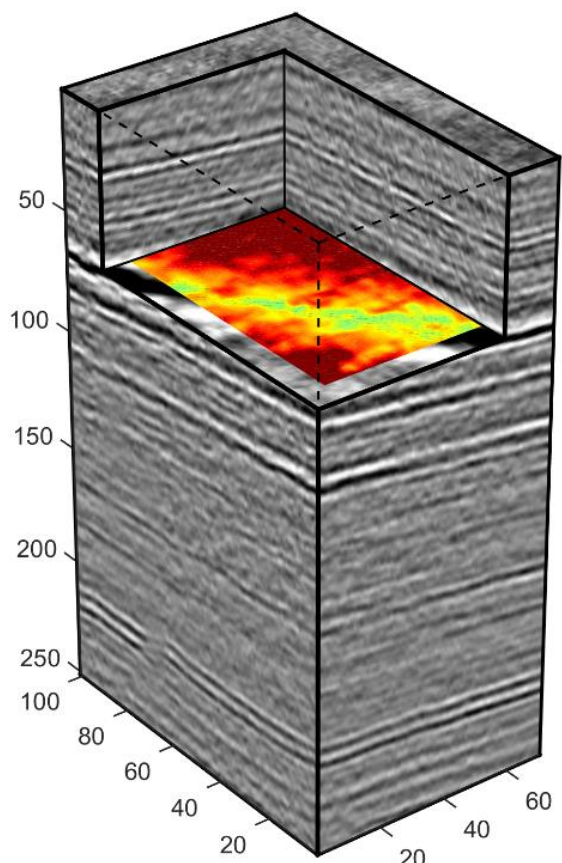
شکل ۴-۸. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



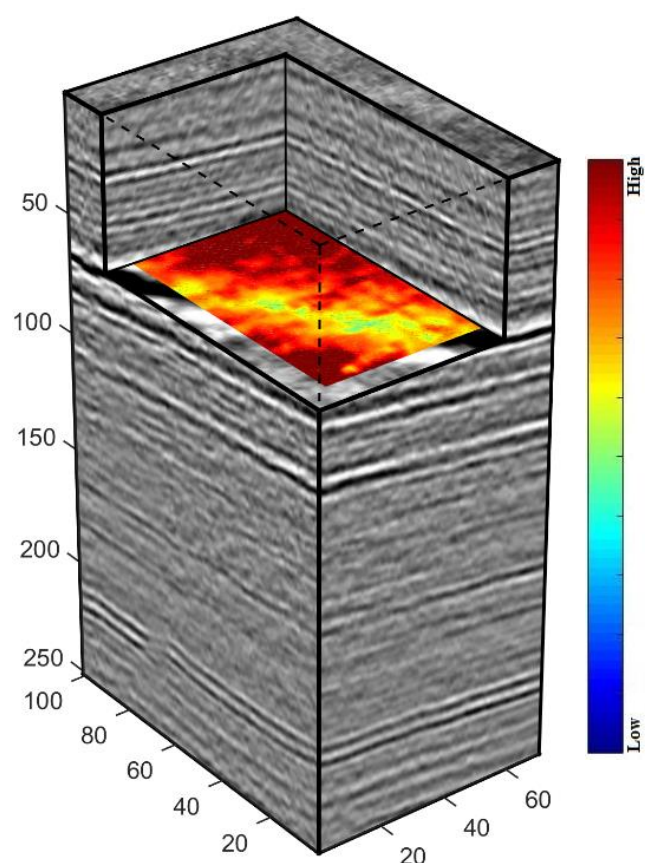
شکل ۴-۱۱. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



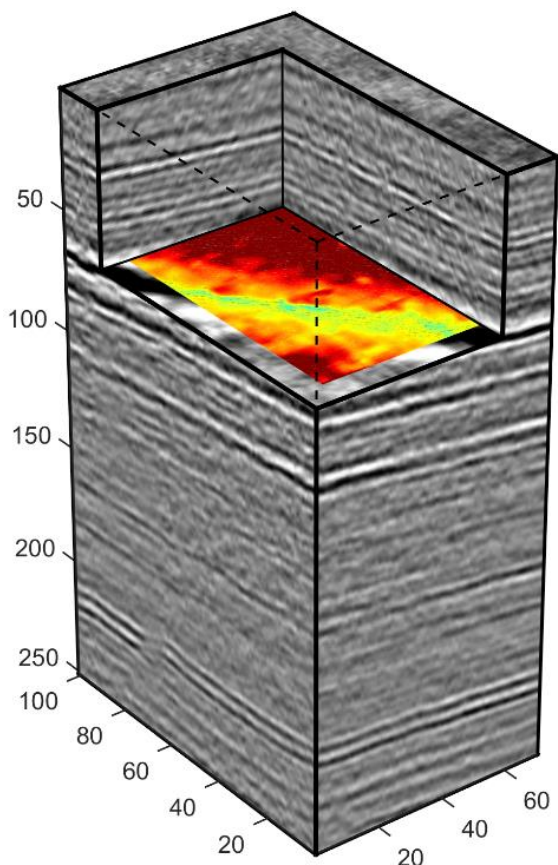
شکل ۴-۱۰. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



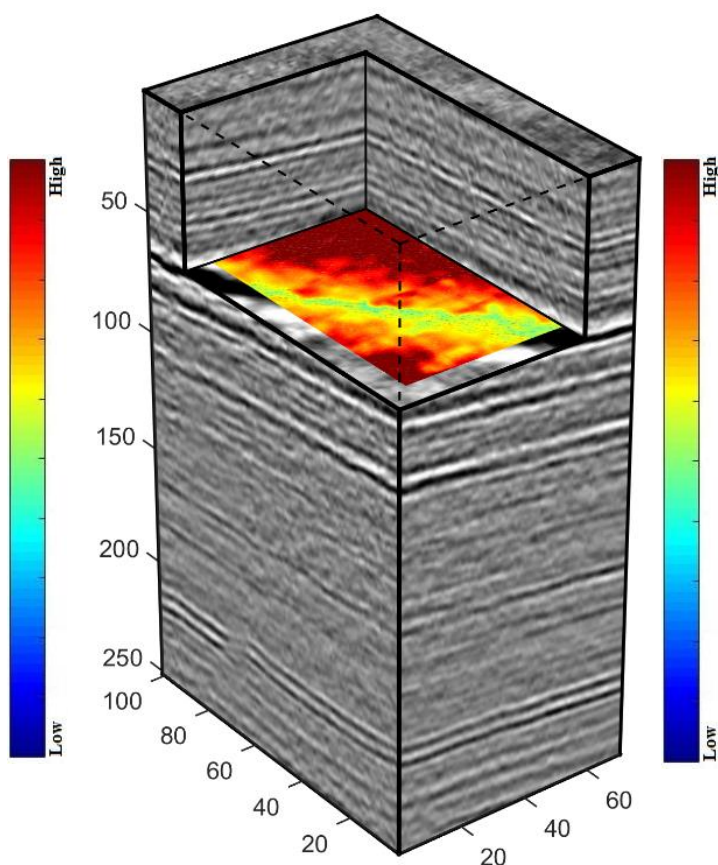
شکل ۴-۱۳. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



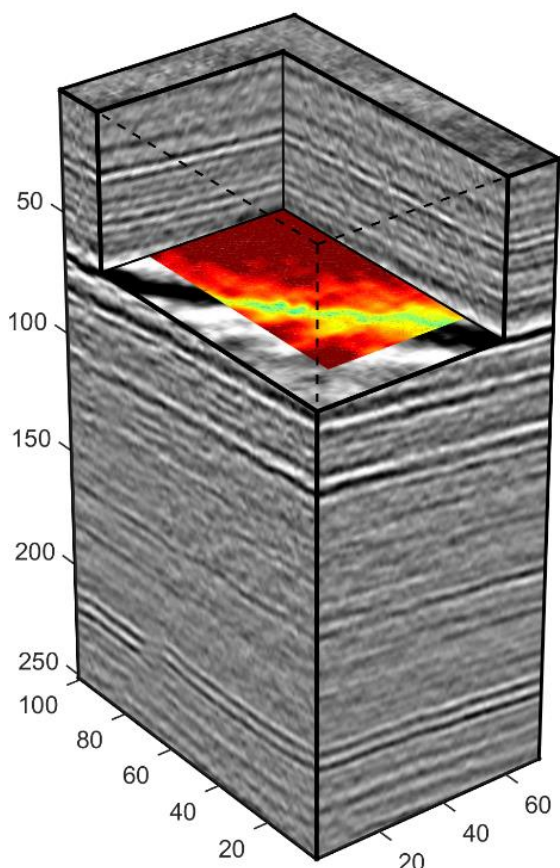
شکل ۴-۱۲. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



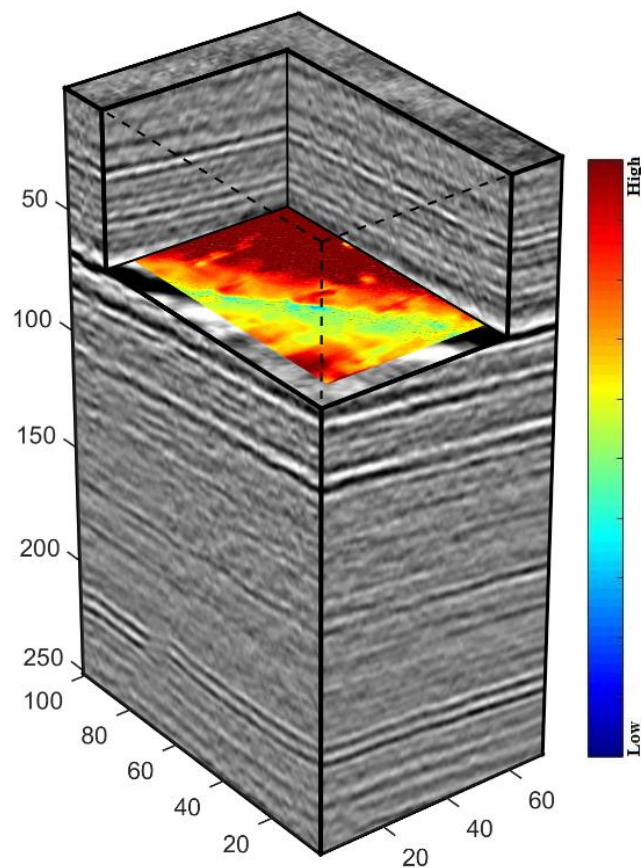
شکل ۴-۱۵. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



شکل ۴-۱۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



شکل ۴-۱۷. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

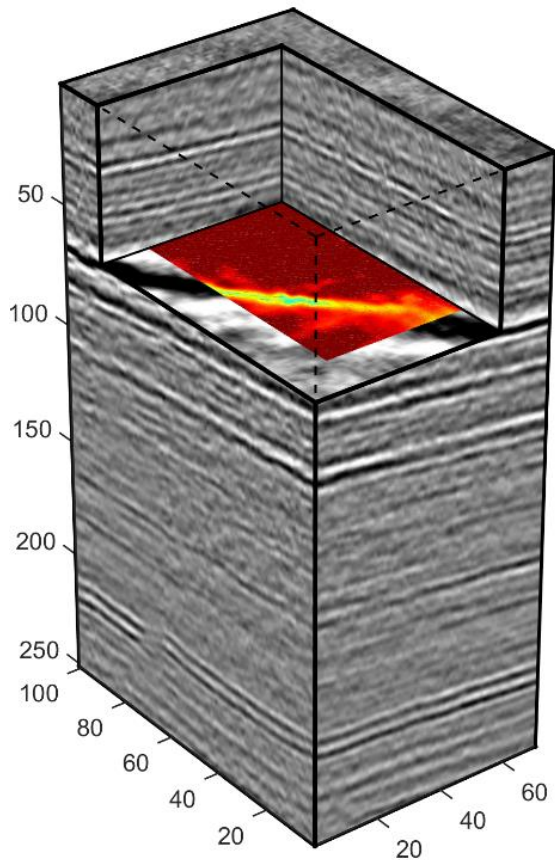


شکل ۴-۱۶. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

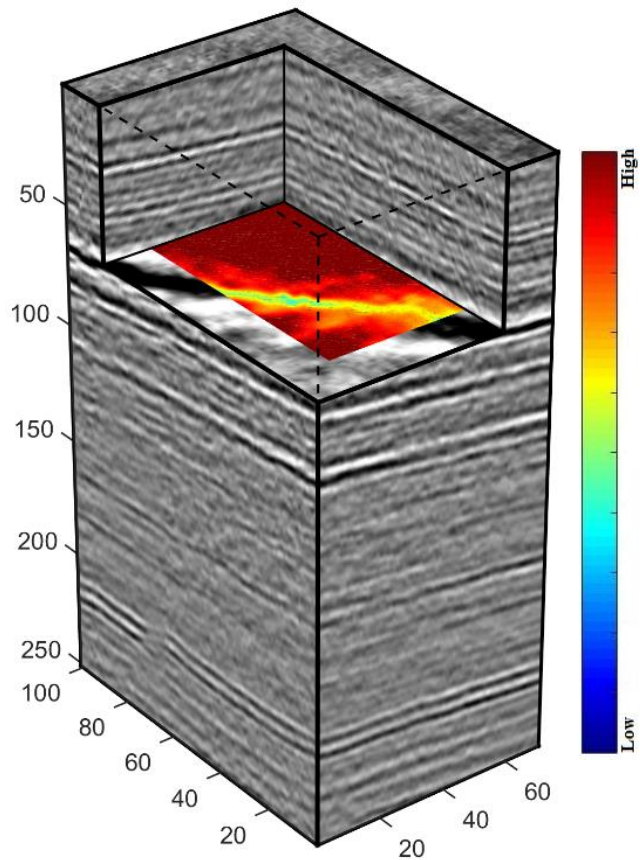
در شکل‌های (۴-۲) تا (۴-۱۶) عملیات محاسبه همدوسی طیفی مختلط با مکعب‌های تحلیل $5 \times 5 \times 5$ ، $3 \times 3 \times 7$ و $3 \times 3 \times 9$ انجام شده است. همانطور که مشاهده می‌شود ابعاد مکعب تحلیل روی پاسخ نهایی تاثیرگذار می‌باشد. با افزایش ابعاد مکعب تحلیل قدرت تفکیک کاهش می‌یابد و موقعیت گسل به خوبی مشخص نمی‌باشد. با توجه به شکل‌های ذکر شده، مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ پاسخ بهتری را نسبت به دو مکعب تحلیل دیگر نشان داده است. همچنین فرکانس نیز در مشخص نمودن موقعیت گسل اهمیت دارد. با افزایش فرکانس قدرت تفکیک افزایش می‌یابد و گسل به خوبی

قابل تشخیص است. زیرا در فرکانس‌های پایین قدرت تفکیک پایین می‌باشد به همین دلیل فرکانس-

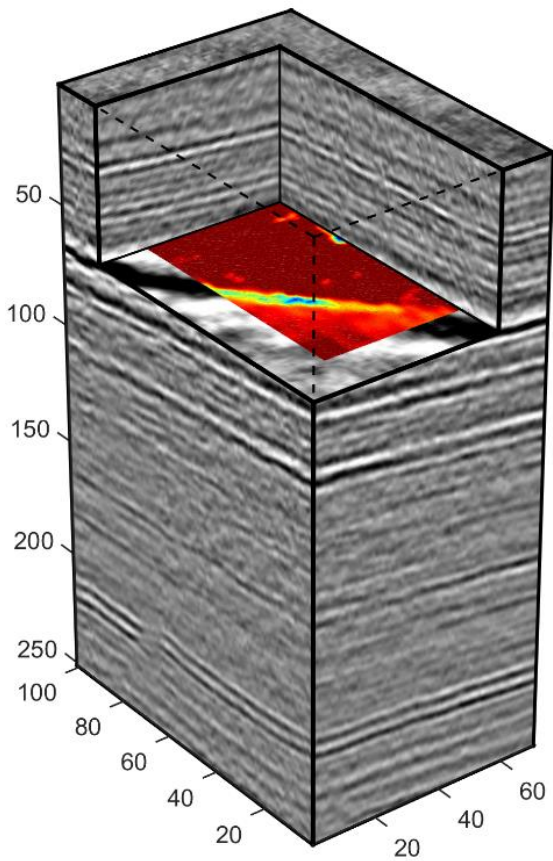
های بالا پاسخ بهتری را می‌دهند.



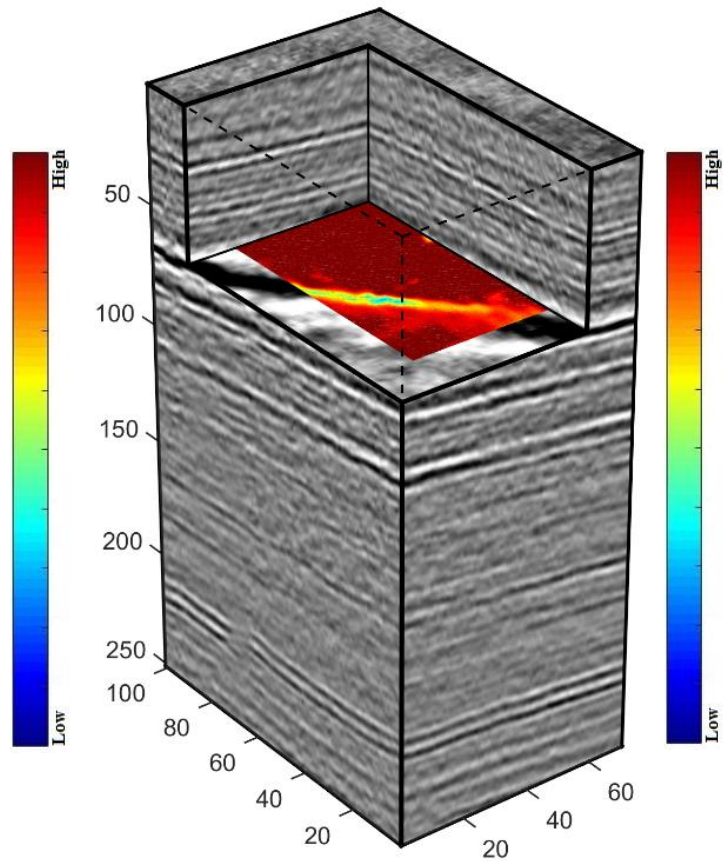
شکل ۴-۱۹. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



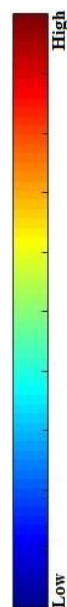
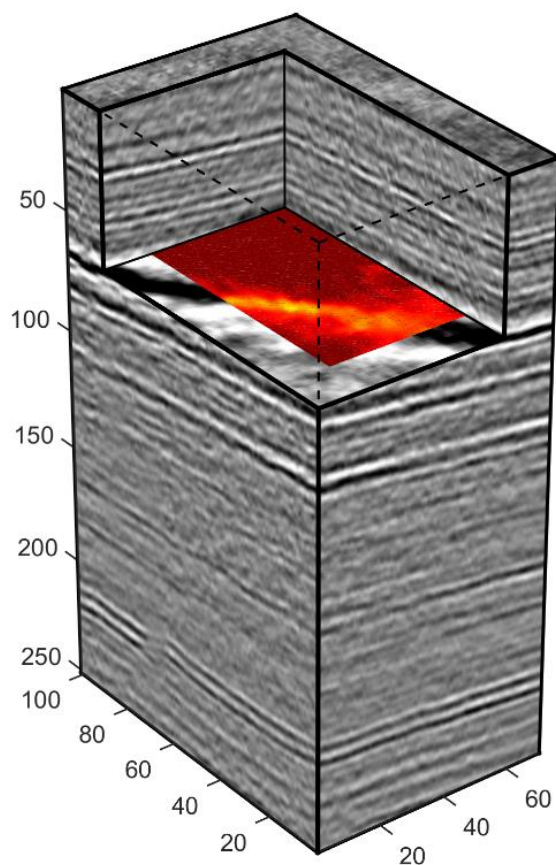
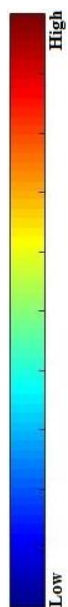
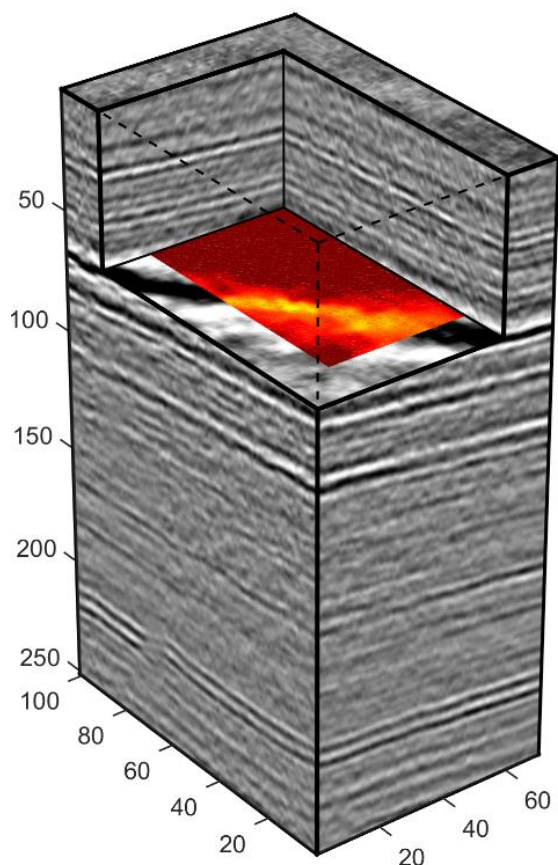
شکل ۴-۱۸. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



شکل ۴-۲۱. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

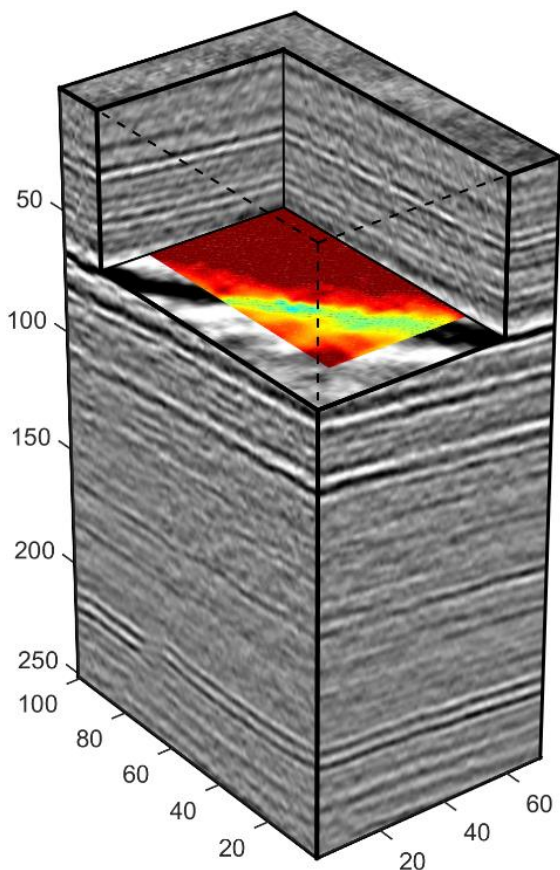


شکل ۴-۲۰. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۵ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

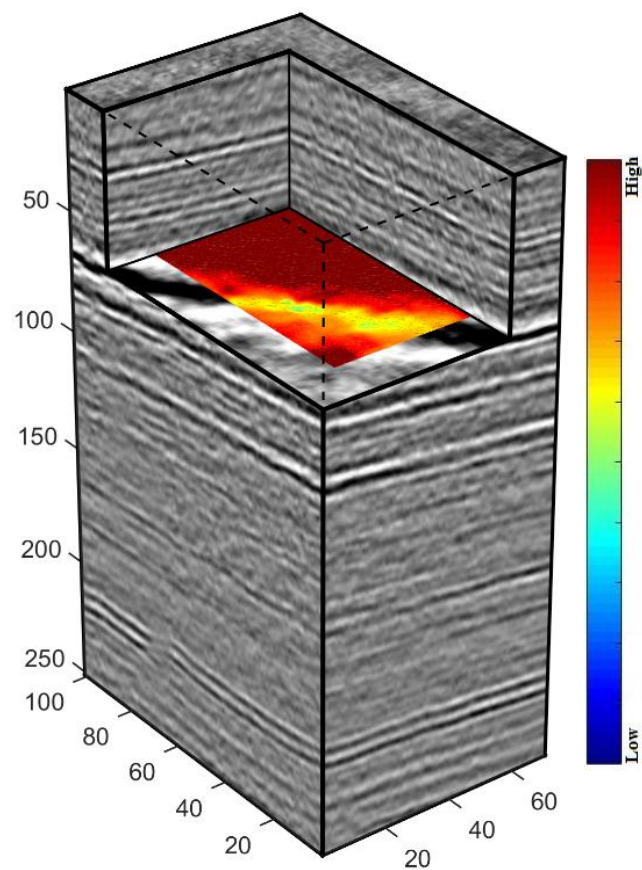


شکل ۴-۲۳. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

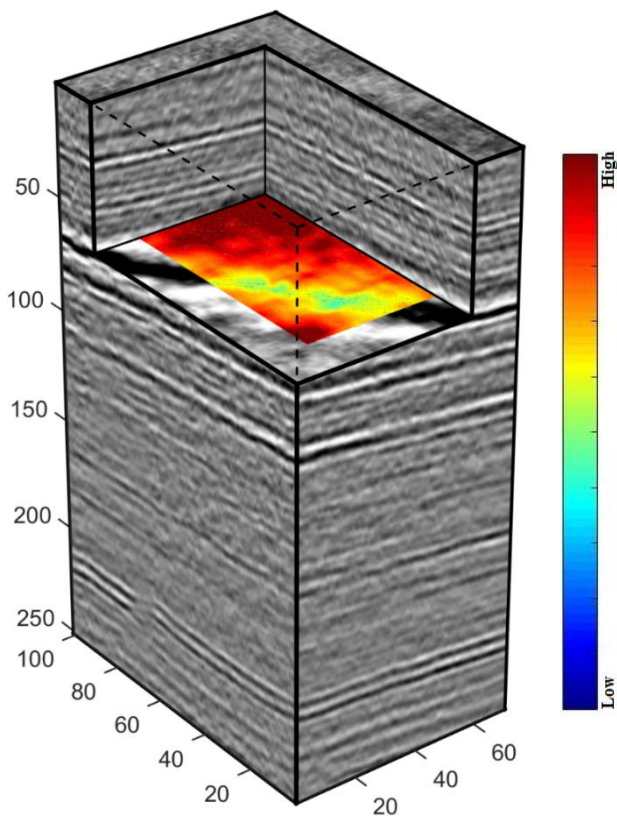
شکل ۴-۲۲. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



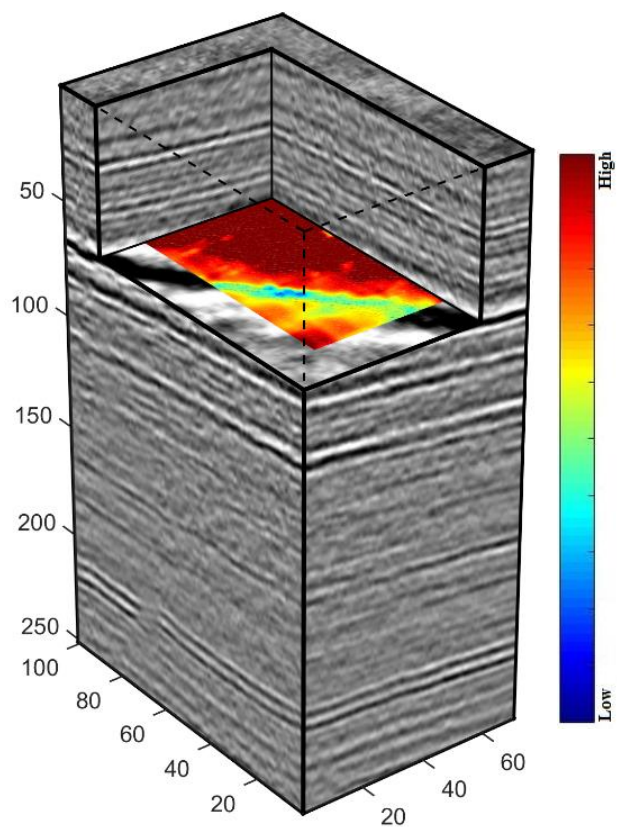
شکل ۴-۲۵. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۷ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



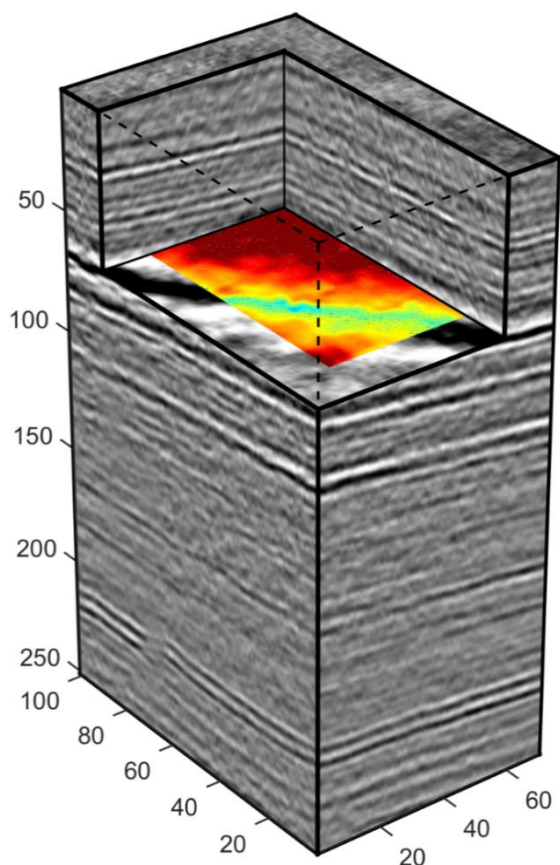
شکل ۴-۲۴. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۷ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



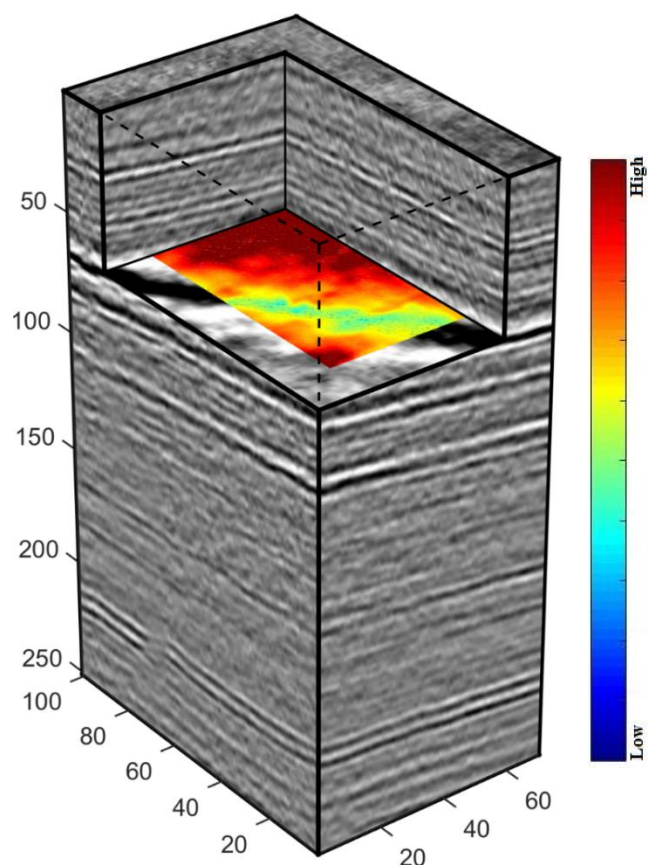
شکل ۴-۲۷. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۲۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



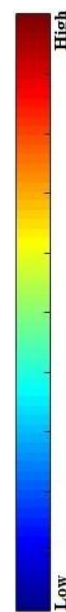
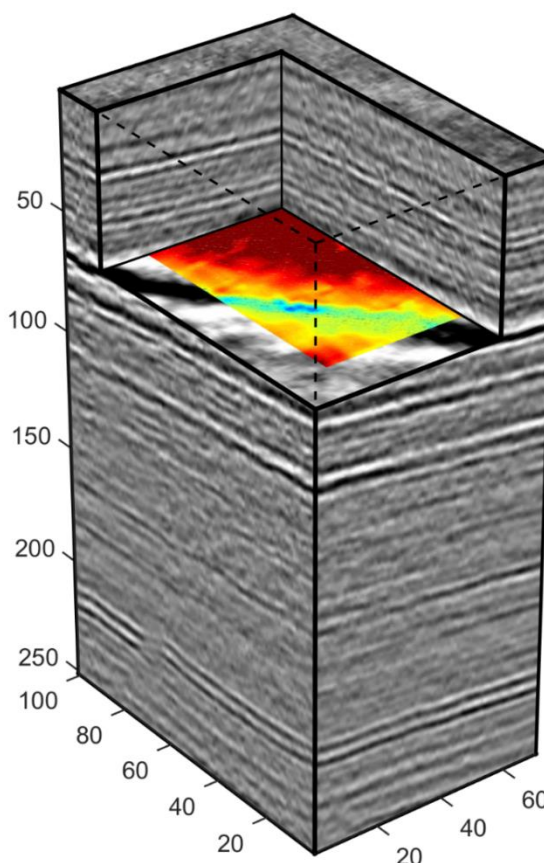
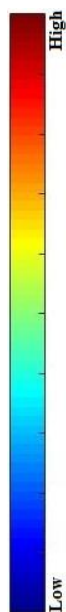
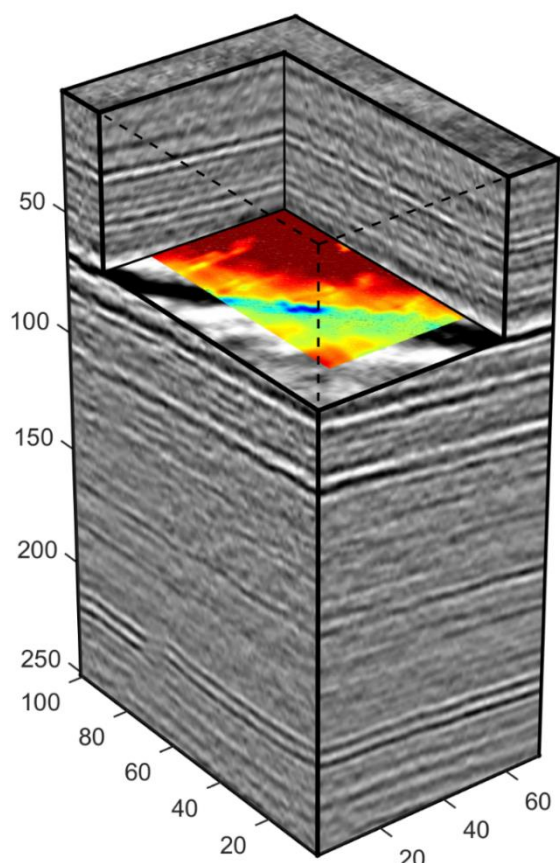
شکل ۴-۲۶. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



شکل ۴-۲۹. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



شکل ۴-۲۸. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۳۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل ۵×۵×۹ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



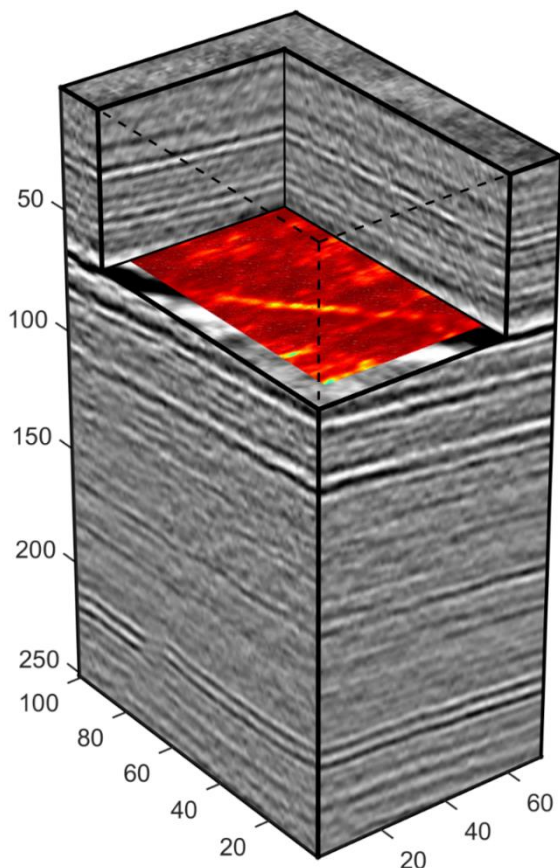
شکل ۴-۳۱. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

شکل ۴-۳۰. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۰ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

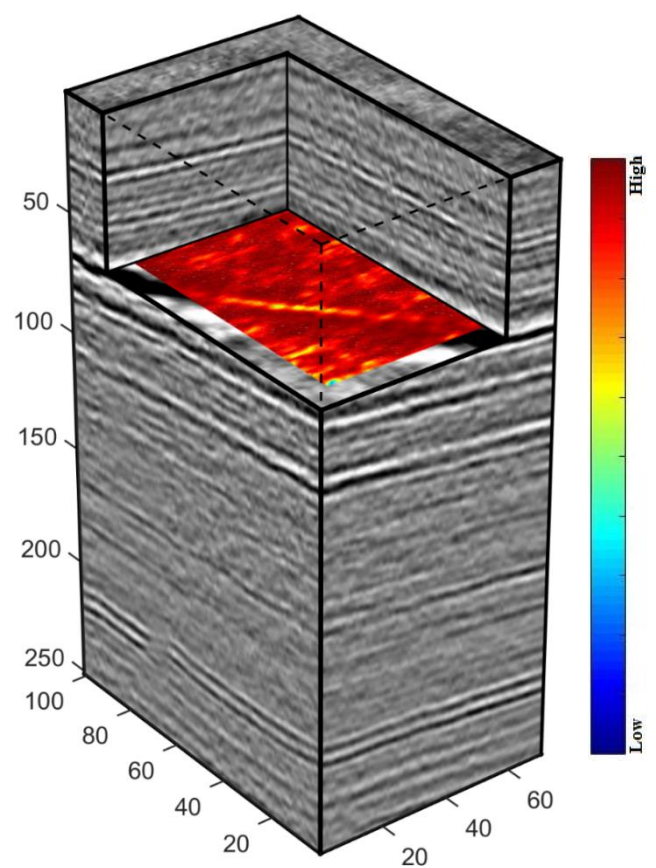
در شکل‌های (۴-۱۷) تا (۴-۳۱) عملیات محاسبه همدوسی طیفی مختلط با مکعب‌های تحلیل $5 \times 5 \times 5$ ، $5 \times 5 \times 7$ و $5 \times 5 \times 9$ انجام شده است. همانطور که مشاهده می‌شود همانند ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ ، $3 \times 3 \times 7$ و $3 \times 3 \times 9$ ، در اینجا نیز با افزایش ابعاد مکعب تحلیل قدرت تفکیک کاهش می‌یابد و موقعیت گسل به خوبی مشخص نمی‌باشد. با توجه به شکل‌های ذکر شده، مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 5$ پاسخ بهتری را نسبت به دو مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 7$ و $5 \times 5 \times 9$ نشان داده است. همچنین فرکانس نیز در مشخص نمودن موقعیت گسل اهمیت دارد. با افزایش فرکانس قدرت تفکیک

افزایش می‌یابد و گسل به خوبی قابل تشخیص است. زیرا در فرکانس‌های پایین قدرت تفکیک پایین می‌باشد به همین دلیل فرکانس‌های بالا پاسخ بهتری را می‌دهند.

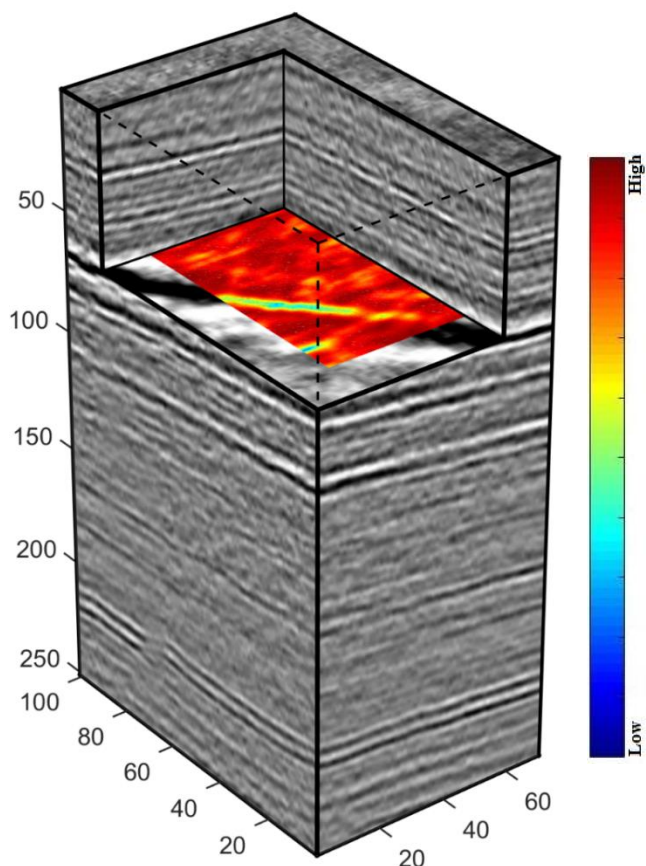
به طور کلی با توجه به شکل‌های (۲-۴) تا (۳۱-۴) مشاهده می‌شود که موقعیت گسل روی مکعب-های تحلیل $5 \times 5 \times 5$ و $3 \times 3 \times 5$ بهتر مشخص شده است. همچنین با افزایش فرکانس از ۲۵ هرتز به ۴۵ هرتز مشاهده می‌شود که در فرکانس بالا یعنی فرکانس ۴۵ هرتز موقعیت گسل به خوبی مشخص شده است. به منظور بررسی و مقایسه نتایج به دست آمده، نشانگر همدوسی متداول نیز برای ابعاد مکعب تحلیلی که نشانگر همدوسی طیفی مختلط محاسبه شده‌اند، محاسبه گردید که در شکل‌های (۳۲-۴) تا (۳۷-۴) نشان داده شده‌اند.



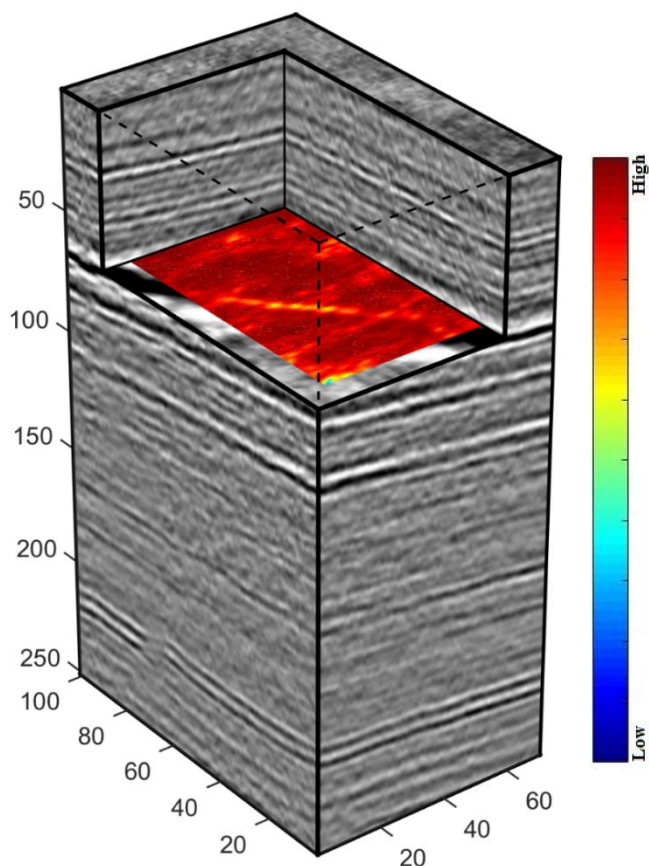
شکل ۴-۳۳. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



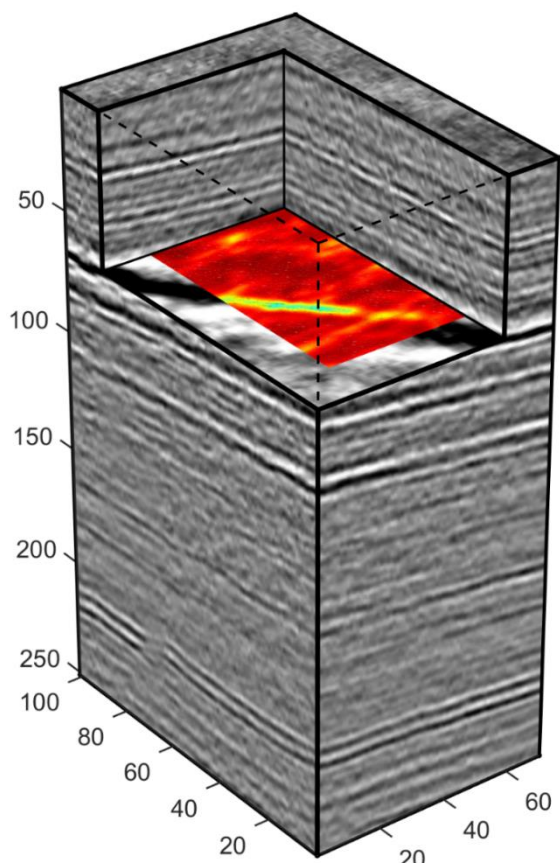
شکل ۴-۳۲. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



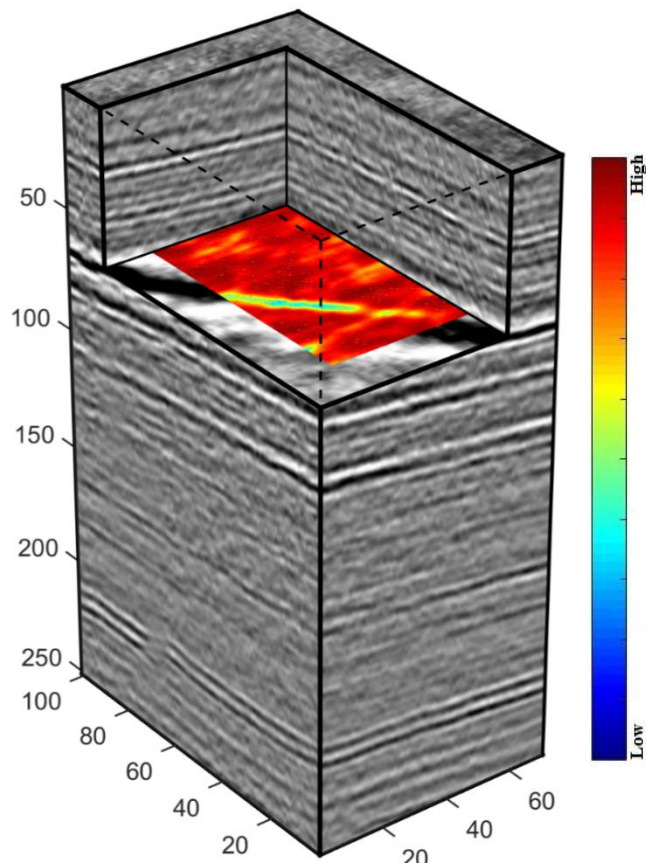
شکل ۴-۳۵. نمایش نشانگر هم‌دوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



شکل ۴-۳۴. نمایش نشانگر هم‌دوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



شکل ۴-۳۷. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

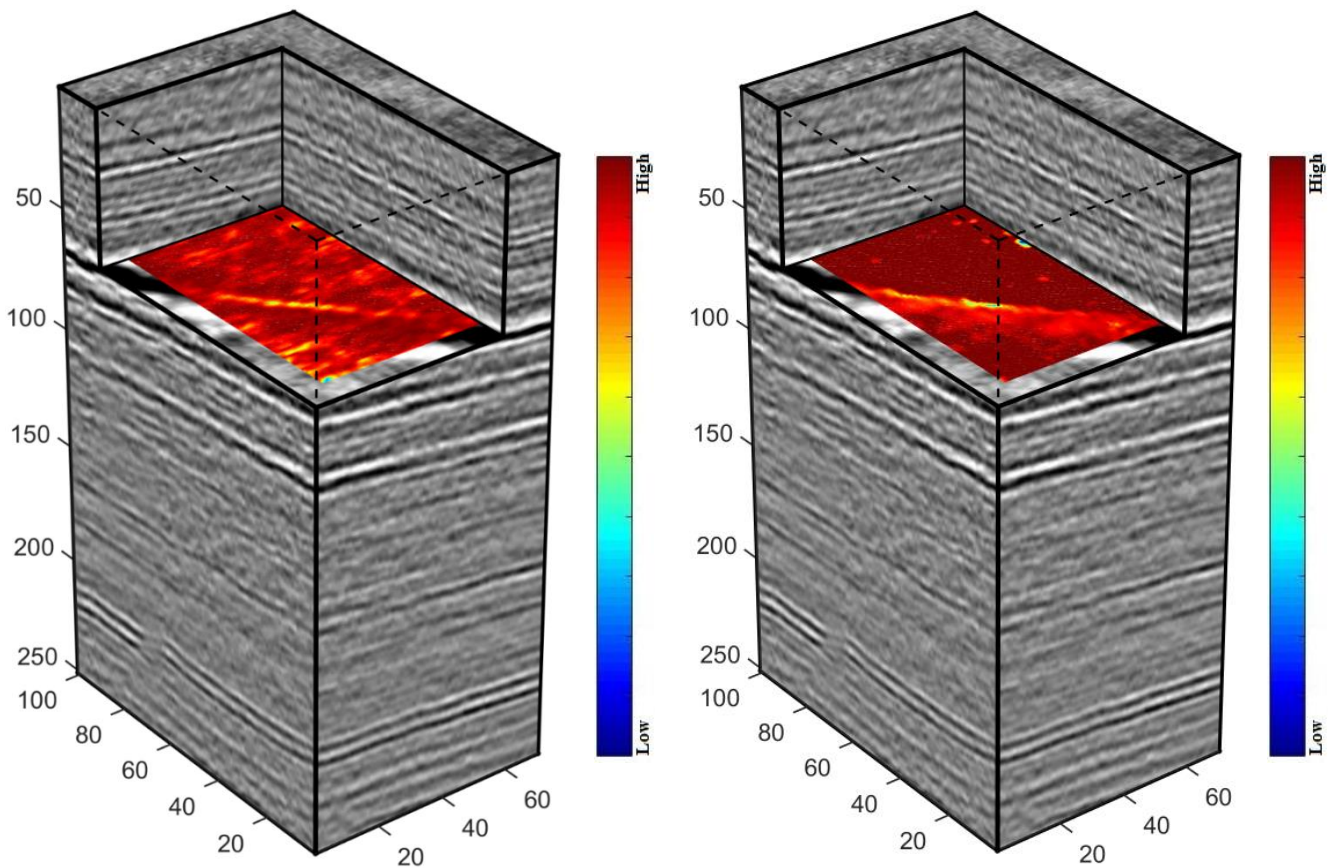


شکل ۴-۳۶. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 7$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

۴-۳ مقایسه روش همدوسی طیفی مختلط با روش همدوسی متداول

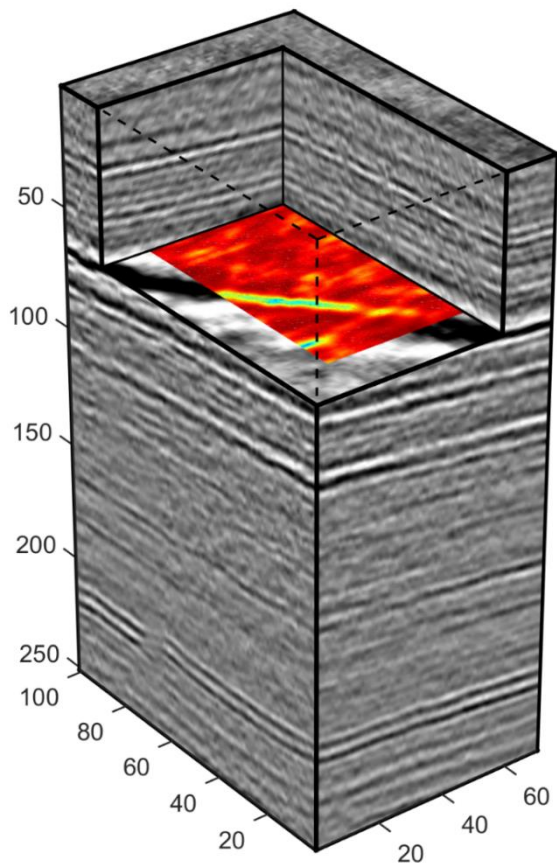
همانطور که مشاهده می‌شود با مقایسه شکل (۴-۳۸) با شکل (۴-۳۹) و شکل (۴-۴۰) با شکل (۴-۴۱) می‌توان متوجه شد که روش همدوسی طیفی مختلط در فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 5$ و $3 \times 3 \times 5$ نتایج به مراتب بهتری را از همدوسی متداول دارد. اما با مقایسه شکل (۴-۴۲) با شکل (۴-۴۳) مشاهده می‌شود که روش همدوسی متداول در مقایسه با روش همدوسی طیفی مختلط نتایج بهتری را نشان می‌دهد و موقعیت گسل را به خوبی نشان داده است. علت اینکه

نتایج در فرکانس‌های پایین مانند فرکانس‌های بالا خوب نبوده است به این دلیل است که از نظر قدرت تفکیک زمانی در فرکانس‌های پایین، کمتر می‌باشند به همین خاطر فرکانس‌های پایین حساسیت کمتری را به تغییرات جانبی دارند چون در راستای قائم که زمانی می‌باشد قدرت تفکیک خیلی خوبی ندارند. بنابراین نمی‌توان انتظار داشت که در فرکانس‌های پایین گسل را به خوبی مشاهده کرد به همین خاطر فرکانس‌های بالا مناسب‌ترند.

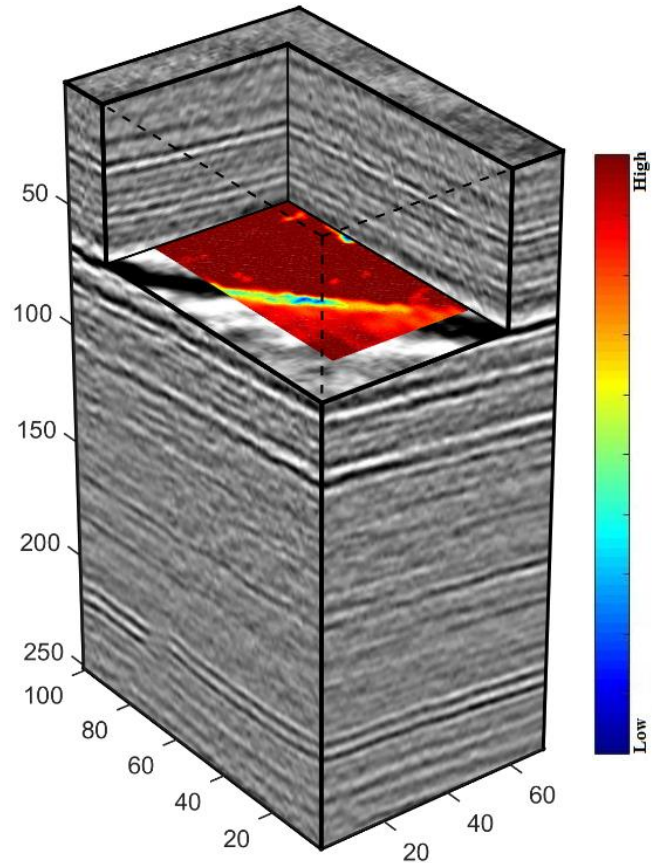


شکل ۴-۳۹. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

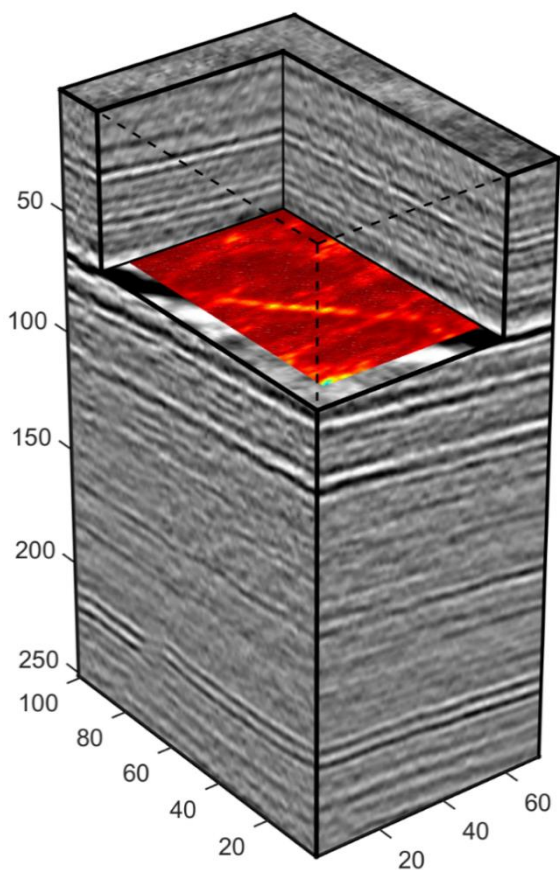
شکل ۴-۳۸. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



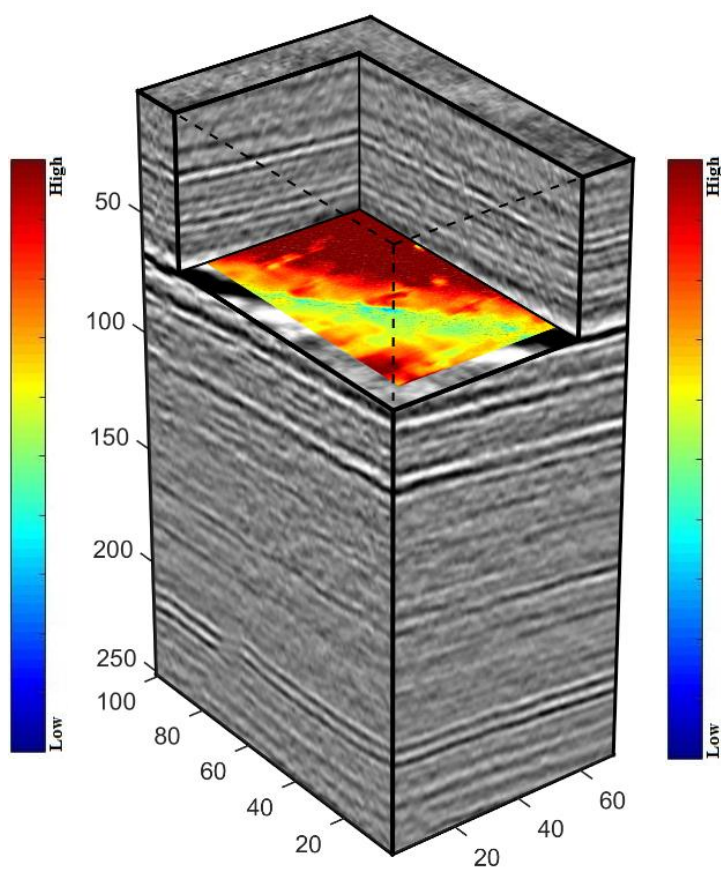
شکل ۴-۴۱. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



شکل ۴-۴۰. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $5 \times 5 \times 5$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



شکل ۴-۴۳. نمایش نشانگر همدوسی متداول به ازای ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی در داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.



شکل ۴-۴۲. نمایش نشانگر همدوسی طیفی مختلط به ازای فرکانس ۴۵ هرتز و ابعاد مکعب تحلیل $3 \times 3 \times 9$ به صورت رنگی بر روی نمایش سه بعدی داده لرزه‌ای واقعی به صورت مقیاس خاکستری.

فصل ۵

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

یکی از نشانگرهایی که برای شناسایی گسل و ناپیوستگی‌ها استفاده می‌شود، نشانگر لرزه‌ای همدوسی می‌باشد. در این پایان‌نامه با استفاده از ترکیب تجزیه طیفی و نشانگر لرزه‌ای همدوسی که به آن همدوسی طیفی مختلط گفته می‌شود، سعی شد که کارایی نشانگر همدوسی بالاتر رود. بررسی نتایج به دست آمده از اعمال نشانگر همدوسی طیفی مختلط بر روی داده‌های واقعی و مقایسه آن‌ها با نتایج نشانگر همدوسی متداول نشان داد که:

۱. نشانگر همدوسی طیفی مختلط نسبت به روش همدوسی متداول در فرکانس‌های بالا پاسخ بهتری خواهد داشت و در شناسایی گسل‌ها و ناپیوستگی‌ها قدرت تفکیک بهتری را نشان می‌دهد.

۲. در روش همدوسی طیفی مختلط هر چقدر میزان طول پنجره برای محاسبه تجزیه طیفی کمتر باشد، با توجه به افزایش قدرت تفکیک زمانی نتایج تجزیه طیفی، قدرت تفکیک نتایج نشانگر همدوسی طیفی مختلط افزایش می‌یابد.

۳. ابعاد مکعب تحلیل در روش همدوسی طیفی مختلط بر نتایج تاثیر می‌گذارد و ابعاد کوچک‌تر پاسخ بهتری را می‌دهند و موقعیت گسل را بهتر نشان می‌دهند.

پیشنهادات:

۱. استفاده از روش‌های جدید نظیر تبدیل S، تبدیل موجک یا تبدیل فوریه زمان کوتاه واهمامیخت برای تجزیه طیفی که قدرت تفکیک بالاتری دارند و بررسی اثر و میزان تاثیر آن‌ها بر روی نتایج نشانگر همدوسی طیفی مختلط.

۲. استفاده از توابع مختلف به عنوان پنجره برای محاسبه تبدیل فوریه زمان کوتاه.

۳. بررسی اثر عمق ناپیوستگی بر روی نتایج.

۴. با توجه به اینکه سیگنال در فرکانس‌های بالا احتمالاً تنک‌تر می‌شوند می‌توان از الگوریتمی استفاده کرد که مدت زمان اجرای کمتری داشته باشد.

فصل ٦

منابع و مأخذ

جواهری نیستانک، ع.، ۱۳۸۵، کاربرد نشانگر لرزه‌ای همدوسی در به تصویر کشیدن گسل‌ها در داده‌های لرزه‌ای سه بعدی، پایان‌نامه، دانشگاه تهران موسسه ژئوفیزیک.

خجسته، ف.، ۱۳۹۳، معرفی تبدیل زمان-زمان و کاربرد آن در فیلتر کردن داده‌های لرزه‌ای، پایان‌نامه، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رضایی. م.، ۱۳۸۰، زمین شناسی نفت، انتشارات علوی، تهران، چاپ اول، پاییز ۱۳۸۰.

روشندل کاهو، ا.، ۱۳۸۸، بهبود تبدیل‌های زمان-فرکانس در مطالعه داده‌های لرزه‌ای، پایان‌نامه، دانشگاه تهران موسسه ژئوفیزیک.

روشندل کاهو، ا.، نجاتی کلاته، ع.، ۱۳۹۱، تجزیه طیفی با قدرت تفکیک زیاد و کاربرد آن در آشکارسازی سایه‌های بسامد کم ناشی از مخازن گازی، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۶، صفحه ۶۱-۶۸.

مداحی، ح.، علوی، ا.، عبداللهی فرد، ا.، امیری بختیار، ح.، طالبی، ح.، ۱۳۸۸، تعیین نواحی با تراکم شکستگی بالا در میدان نفتی بی‌بی حکیمه با استفاده از داده‌های حفاری و شاخص بهره‌دهی مخزن، اکتشاف و تولید، شماره ۵۸.

معماریان، ح.، صداقت، م.، ۱۳۷۵، زمین‌شناسی فیزیکی (جلد دوم، فرآیندهای درونی)، انتشارات پیام نور، تهران، چاپ اول، ۱۳۷۵.

هاشمی گازار، ع.، جواهریان، ع.، ۱۳۸۸، استفاده از نشانگر لرزه‌ای شباهت در شناسایی ریزگسل‌های سازند گازی خانگیان، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۷، شماره ۱، صفحه ۲۱-۳۲.

Al-Dossary, S., and K. J. Marfurt, 2006, 3-D volumetric multispectral estimates of reflector curvature and rotation: *Geophysics*, 71, no. 5, P41-P51.

Alam, A., 2012, Parallelization of the Estimation Algorithm of the 3D Structure Tensor: Technical report, IDE-1201.

Aqrawi, A. A., Boe, T. H., and Barros, S., 2011, Detecting salt domes using a dip guided 3D Sobel seismic attribute, SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1014-1018.

Aqrawi, A. A., Weinzierl, W., Daber, R., and Boe, T. H., 2012, Directional guided seismic attributes and their use in assisting structural, stratigraphic and lithological interpretation: SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1-5.

Bahorich, M. S., and S. L. Farmer, 1995, #3D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube: 65th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 93-96.

Bakker, P., van Vliet, L. J., and Verbeek, P. W., 1999, edge-preserving orientation adaptive filtering: Proceeding of the IEEE-CS Conference on Computer Vision and Pattern Recognition, 535-540.

Bourne, S.J., Bauckmann, F., Rijkels, L., Stephenson, B.J., Weber, A., Willemse, E.J.M., 2000, Predictive modelling of naturally fractured reservoirs using geomechanism and flow simulation 9th Abu Dhabi Intern Petroleum Exhibition and Conference (Abu Dhabi, UAE), 10p.

Cagniard, L., 1953, Basic theory of the magnetotelluric method in geophysical prospecting, Geophysics, 8, 605-635.

Castagna, J., S. Sun, and R. Siegfried, 2003, Instantaneous spectral analysis: Detection of low-frequency shadows associated with hydrocarbons: The Leading Edge, 22, 120-127.

Chopra, S., and Marfurt, K. J., 2007, Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization: Society of Exploration Geophysicists.

Cordell, I., 1973, Gravity Analysis Using An Exponential Density-Depth Function- San Jacinto Garben, California, Geophysics, 38, 684-690.

Dobrin, M.D., Savit, C.H., 1988, Introduction to geophysical prospecting, (4th ed.), McGraw-Hill, New York, 868.

Dorigo, M., Gambardella, L.M, 1997, Ant colony system: a cooperating learning approach to the traveling salesman problem, IEEE transactions on evolutionary computation 1 (1), 1-24.

Fangyu, L., Wenkai, L., 2014, Coherence attribute at different spectral scales, Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists.

Gabor, D., 1946, Theory of communication: J. IEEE (London), 93(III), 429-457.

Gao, D., 2013, Wavelet spectral probe for seismic structure interpretation and fracture characterization: A workflow with case studies: Geophysics, 78, no. 5, 057-067.

Gersztenkorn, A., and Marfurt, K. J., 1996, Coherency computations with eigenstructure: Presented at the 58th Internat. Mtg., European Assn. Geoscientists and Engineers, Extended Abstracts, x031.

Gersztenkorn, A., and K. J. Marfurt, 1999, Eigenstructure-based coherence computations as an aid to 3-D structural and stratigraphic mapping: Geophysics, 64, 1468-1479.

Golub, G. H., and Van Loan, C. F., 1989, Matrix computations: John Hopkins Univ. Press.

Griffiths, D. H., King, R.F., 1988, Applied geophysics for engineers and geologists, pergamon press, newyork.

Hafiz, D. A., Sheta, W. M., Bayoumi, S., and Youssef, B. A. B., 2011, A New Approach for 3D Range Image Segmentation using Gradient Method: Journal of Computer Science, Volume 7, 475-487.

Hardage, B., 2009, Frequencies are fault finding factors: Looking low aids data interpretation: AAPG Explorer, 30, no. 9, 34.

Hashemi, S. H., 2010, Semi Automatic fault Surface Extraction Using Ant-tracking in One of Iranian Offshore Reservoirs, 14th Geophysics Conference of Iran, 723-726.

Laughlin, K., P. Garossino, and G. Partyka, 2002, Spectral decomposition applied to 3D: AAPG Explorer, 23, 28-31.

Luo, Y., Higgs, W. G., and Kowalik, W. S., 1996, Edge detection and stratigraphic analysis using 3D seismic data: 66th Annual International Meeting, SEG, 324-327.

Luo, Y., Higgs, W. G., and Kowalik, W. S., 2012, Edge detection and stratigraphic analysis using 3D seismic data: Chevron Petroleum Technology Company, La Habra, CA 90633, USA.

Mallat, S., 1999, A wavelet tour of signal processing, 2nd edition, Elsevier, USA.

Marfurt, K. J., 2007, Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization, 45-59.

Marfurt, K. J., Kirilin, R. L., Farmer, S. L., Bahorich, M. S., 1998, 3-D seismic attributes using a semblance-based coherency algorithm, Geophysics, Vol, 63, no. 4.

Odoh, B. I., Ilechukwu, J. N., Okoli, N. I., 2014, The use of seismic Attributes to enhance fault interpretation of O^T field, Niger Delta, International Journal of Geosciences, 5, 826-834.

Park, R. G., 1989, Foundation of structural geology, 358p.

Partyka, G. A., J. Gridley, and J. Lopez, 1999, Interpretational applications of spectral decomposition in reservoir characterization: The Leading Edge, 18, 353-360.

Paul M. K., Datta, S., And Banerjee, B., 1966, Direct Interpretation Of Two-Dimensional Structural faults From Gravity Data, Geophysics, 31, 940-948.

Pedersen, S.I., Skov, T., Randen, T., and Sonneland, L, 2005, Automatic 3D fault extraction using artificial ants, Mathematical methods and modelling in hydrocarbon exploration and production, Iske, A. and Randen, T., eds, Springer-Verlag.

Pedersen, S. I., Randen, T., Sonneland, L., and Steen, O, 2002, Automatic fault extraction using artificial ants, society of exploration geophysicists, international exposition and 72nd annual meeting; technical program, expanded abstracts with

authors' biographies, SEG annual meeting expanded technical program abstracts with biographies, vol. 72, p. 512-515.

Pinengar, C. R., and Mansinha, L., 2003, The S-transform with windows of arbitrary and varying shape: *Geophysics*, 68, 381-385.

Proakis, J. G., and Manolakis, D. G., 1989, *Introduction to digital signal processing*, Macmillan Publishing Company, Republic of Singapore.

Randen, T., Pedersen, S.I., and Sonneland, L., 2001, Automatic extraction of fault surfaces from three-dimensional seismic data: expanded abstracts, *Int. Mtg., Soc. exploration geophysics*, 551–554.

Roberts, A., 2001, Curvator attributes and their application to 3D interpreted horizon, *First Break*; vol: 19, no. 2.

Sobel, I., and Feldman, G., 1968, A 3×3 Isotropic Gradient Operator for Image Processing presented at the Stanford Artificial Intelligence Project (SAIL).

Stockwell, R. G., Mansinha, L., and Lowe, R. P., 1996, Localization of the complex spectrum: The S transform: *IEEETrans. Signal Process*, 44, 998-1001.

Sun, D. S., Y. Ling, X. Y. Guo, J. Gao, and J. X. Lin, 2010, Application of discrete frequency coherence cubes in the fracture detection of volcanic rocks in full-azimuth seismic data: 80th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1342-1346.

Taner, M.T., 2001, *Seismic attributes: Recorder*, 26, 48-56.

Taner, M. T., Koehler F., and Sheriff, R. E., 1979, Complex seismic trace analysis: *Geophysics*, 44, 1041-1063.

Telford w. M., Geldart L. P. and Sheriff R. E., 1998, *Applied geophysics*, Second edition Cambridge university press, newyork, P 45-47 and 522-560.

Tomas, G. B., 1972, *Tomas' Calculus early transcendentals*, 13th edition.

Abstract

One of the ways that today in the interpretation of seismic data reflects the interpreter facilitates work is the use of seismic attributes. Used in identification of faults, buried delta, fluvial channel, reefs, thin layers, change facies rocks and etc. Seismic attributes are different types of markers in the study of seismic coherence (coherence seismic attribute) and spectral analysis is used. Represents an efficient way to portray a cohesive seismic discontinuity structural such as faults and stratigraphic deposits as channels, and adverse changes in the seismic response reveals. There are several ways use to calculate the coherence of seismic markers in the study of algorithms specific structure (eigenstructure-based algorithm). Using spectral analysis show, spectral range of geological discontinuity.

To calculate the spectral analysis of linear time - frequency is used short-time Fourier transform. In this research, to identify the quality of geological discontinuity at different scales, the combination of is used spectral decomposition and coherency. In this study is considered appropriate, the combination of these two markers in identifying fault resolution. In order to demonstrate the use of a combination of the two markers, the markers on real seismic data taken from one of Iran's gas fields have been implemented located in the North East. As well as to enable the combination of the two markers were compared, the combination of these two markers with markers seismic coherence and spectral analysis. The results showed that the resolution represents a combination of the two is greater than the resolution of each of the markers.

Key words:

Seismic attributes, seismic marker coherence, spectral decomposition.



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

Petroleum Department

Thesis for Master of Science in Petroleum Engineering

Faults detection using coherence attribute at different spectral interval

Zahra Jalalvand

Supervisors

Dr. Amin Roshandel Kahoo

Dr. Mehrdad Soleimani Monfared

February 2016