

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد لرزه شناسی

تضعیف امواج زمین غلت در داده های لرزه ای بازتابی با استفاده از تبدیل موجک

گسسته دو بعدی در حوزه ردلرزه شعاعی

نگارنده: حسام حسین نیا

اساتید راهنما

دکتر امین روشندل کاهو

دکتر بهزاد تخم چی

بهمن ۱۳۹۵

شماره: ۱۸۹۱، ۹۵، ۴۰۸
تاریخ: ۲۳/۱۱/۹۵
ویرایش:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره ۷: صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای حسام حسین نیا به شماره دانشجویی ۹۳۰۶۲۳۴ رشته ژئوفیزیک گرایش لرزه شناسی تحت عنوان: تضعیف امواج زمین غلت در داده‌های لرزه‌ای بازتابی با استفاده از تبدیل موجک گسسته دوبعدی در حوزه ردلرزه شعاعی که در تاریخ ۹۵/۱۱/۱۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

☐ مردود	☐ دفاع مجدد	☒ قبول (با درجه: امتیاز ۱۸.۲۴)
		☐ عملی
		☒ نظری

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۳- خوب (۱۶/۹۹ - ۱۶)

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 بهزاد تخم‌چی	دانشیار	
۳- استاد مشاور			
۴- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر آرزو عابدی	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر مهرداد سلیمانی منفرد	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر ایرج پیروز	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر علیرضا عرب امیری

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: ۲۳/۱۱/۹۵



تقدیم به مهربان فرشتگانی که:

لحظات ناب باور بودن، لذت و غرور دانستن، جبارت خواستن، عظمت رسیدن

و تمام تجربه های یکتا و زیبای زندگیم، مدیون حضور سبز آنهاست

تقدیم به خانواده عزیزم

سپاسگزاری...

نهل را "باران" بید، تا سیرابش کند از آب حیات و "آفتاب" بید تا بتاباند نیرو را و محکم کند

شاخه های تازه رویده را؛ بسی شایسته است از اساتید فرهیخته و فرزندانم جناب آقای دکتر "امین

روشندل کا هو" و جناب آقای دکتر "بهزاد تنم چي" آموزگاران که برایم زندگی؛ بودن و انسان بودن

را معنا کردند و تقدیر و تشکر نمایم. همچنین از دیگر اساتید که در طی این دو سال تحصیلی از محضراتشان

بهره مند شدم، و دوستان و عزیزانی که بنده را در این مسیر همراهی نموده اند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

تعهد نامه

اینجانب **حسام حسین نیا** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک - گرایش لرزه شناسی دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **تضعیف امواج زمین غلت در داده های لرزه ای بازتابی با استفاده از تبدیل موجک گسسته دو بعدی در حوزه ردلرزه شعاعی تحت راهنمایی دکتر امین روشندل کاهو و دکتر بهزاد تخمچی** متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای 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 « Shahrood 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 بافتهای آنها) 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 .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها 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.

تصویرسازی لرزه‌ای به شدت به کیفیت داده‌های لرزه‌ای وابسته است، حضور نوفه‌ها در لرزه‌نگاری امری اجتناب‌ناپذیر است که باعث کاهش پیوستگی رویدادهای بازتابی شده و در کارآمدی مراحل مختلف پردازش داده مانند واهمامیخت، آنالیز سرعت و مهاجرت تأثیر نامناسب دارد. نوفه‌های متعددی در داده‌های لرزه‌ای وجود دارند که به دو دسته‌ی کلی همدوس و ناهمدوس تقسیم می‌شوند. دسته مهمی از نوفه‌های داده‌های لرزه‌ای، نوفه‌های همدوس هستند که از یک ردلرزه به ردلرزه دیگر دارای یک روند می‌باشند و همواره با همراهی رویدادهای اصلی باعث کاهش نسبت سیگنال به نوفه می‌شوند و مشکلات بسیار زیادی در پردازش و تفسیر داده‌های لرزه‌ای ایجاد خواهند کرد. هدف اصلی در این پایان‌نامه تضعیف این دسته از نوفه‌های داده‌های لرزه‌ای می‌باشد.

تاکنون روش‌های مختلفی برای تضعیف نوفه‌های همدوس معرفی شده‌اند. اغلب روش‌های معرفی شده تاکنون، فرآیند تضعیف را در حوزه‌ای به غیر از حوزه دورافت-زمان انجام می‌دهند. از جمله تبدیل‌هایی که برای تغییر حوزه داده‌های لرزه‌ای برای این منظور استفاده می‌شود، تبدیل موجک گسسته دو بعدی و تبدیل ردلرزه شعاعی می‌باشد که هر یک به تنهایی دارای معایبی می‌باشند. در این پایان‌نامه از روش جدیدی مبتنی بر کاربرد مشترک تبدیل موجک و تبدیل ردلرزه شعاعی برای تضعیف نوفه‌های همدوس در داده‌های لرزه‌ای استفاده شده است. مراحل کار بدین صورت است که ابتدا داده‌های لرزه‌ای از حوزه دورافت-زمان با استفاده از تبدیل ردلرزه شعاعی به حوزه ردلرزه شعاعی برده می‌شود. نوفه‌های زمین‌غلت در این حوزه کشیده می‌شوند و فرکانس ظاهری این رویدادها در حوزه جدید به دلیل کشیدگی کاهش پیدا می‌کند. این در حالی است که محتوای بسامدی سایر رویدادها مانند بازتاب‌ها در حوزه جدید تا حد بسیار زیادی دست‌نخورده باقی می‌ماند. این ویژگی تبدیل ردلرزه شعاعی به عنوان یک ابزار مناسب، عملکرد تبدیل موجک گسسته دو بعدی را بهبود داده و محدودیت‌های موجود در تبدیل موجک را تا حد زیادی کاهش می‌دهد. با اعمال تبدیل موجک گسسته دو بعدی در حوزه ردلرزه

شعاعی، سیگنال لرزه‌ای به چهار مؤلفه تجزیه می‌شود و نوفه زمین‌غلت که عمدتاً به صورت تقریباً عمودی در رکورد لرزه‌ای قرار می‌گیرد، در مؤلفه عمودی حاصل از تبدیل موجک گسسته ظاهر می‌شود که با حذف این مؤلفه و بازگشت به حوزه دورافت-زمان، نوفه زمین‌غلت تا حد زیادی از رکورد لرزه‌ای تضعیف می‌شود.

روش جدید دیگری که در این پایان‌نامه برای تضعیف نوفه‌های همدوس استفاده شده است، به کارگیری تبدیل کمانک در حوزه ردلرزه شعاعی می‌باشد. یکی از نقاط ضعف تبدیل موجک عدم توانایی در بازسازی لبه‌ها می‌باشد. تبدیل کمانک این ضعف را برطرف ساخته و به بیان دیگر کیفیت لبه‌ها را پس از بازسازی ارتقا می‌بخشد. موجک‌ها قادر به توصیف اجزای ناهمسانگرد نیستند و بنابراین قادر به توصیف لبه‌ها نخواهند بود، چرا که این ابزارها دارای عناصر جهتی نمی‌باشند. در حالی که کمانک‌ها ابزارهایی چندمقیاسی و قادر به انتخاب جهت می‌باشند. تبدیل کمانک در واقع حوزه فرکانس را به مقیاس‌ها، جهت‌ها و موقعیت‌های مختلف تقسیم می‌کند. از این رو بنا بر ویژگی‌های امواج زمین‌غلت یعنی فرکانس پایین، سرعت کم و دامنه قوی نسبت به بازتابنده‌ها جدایش نسبتاً خوبی در حوزه کمانک بین این امواج حاصل می‌شود. بنابراین، می‌توان با حذف ضرایب کمانک مربوط به مقیاس‌ها و جهت‌هایی که امواج زمین‌غلت در آن حضور دارند و برگشت به حوزه زمان مقاطع بهتری برای تفسیر داشت. الگوریتم روش مانند حالت تبدیل موجک گسسته دو بعدی در حوزه ردلرزه شعاعی می‌باشد، با این تفاوت که تبدیل کمانک جایگزین تبدیل موجک گسسته دو بعدی شده است.

روش‌های مذکور بر روی داده‌های لرزه‌ای واقعی اعمال گردید و نتایج آن مورد بررسی قرار گرفت و به منظور بررسی بیشتر نتایج با روش فیلتر سرعتی $f - k$ مقایسه شد. نتایج بدست آمده حاکی از آن است که روش مبتنی بر کاربرد مشترک تبدیل ردلرزه شعاعی و تبدیل موجک گسسته دو بعدی نسبت به روش فیلتر سرعتی $f - k$ عملکرد مناسب‌تری در بهبود کیفیت داده‌های لرزه‌ای دارد. از طرفی در بین الگوریتم‌های مورد استفاده در حوزه ردلرزه شعاعی روش تبدیل کمانک نسبت به تبدیل موجک گسسته دو بعدی در تضعیف نوفه همدوس زمین‌غلت موفق‌تر عمل کرده است.

کلیدواژه: تضعیف نوفه همدوس، تبدیل ردلرزه شعاعی، تبدیل موجک گسسته دو بعدی، تبدیل کمانک

فهرست مطالب

فصل اول: مقدمه و کلیات.....	۱
۱-۱ مقدمه.....	۲
۲-۱ سوابق تحقیق.....	۳
۳-۱ هدف انجام پایان نامه.....	۷
۴-۱ ساختار پایان نامه.....	۸
فصل دوم: مفاهیم کاربردی و برخی روش های مرسوم تضعیف نوفه زمین غلت.....	۹
۱-۲ مقدمه.....	۱۰
۲-۲ سیگنال و نوفه.....	۱۰
۱-۲-۲ سیگنال.....	۱۰
۲-۲-۲ نوفه.....	۱۱
۱-۲-۱-۲ نوفه ناهمدوس.....	۱۲
۲-۲-۲-۲ نوفه همدوس.....	۱۳
۳-۲ نوفه زمین غلت.....	۱۴
۱-۳-۲ فیلترهای یک بعدی فرکانسی.....	۱۶
۲-۳-۲ فیلترهای دوبعدی فرکانسی.....	۱۷
۳-۳-۲ سایر روش ها.....	۱۹
فصل سوم: ابزار و روش تحقیق.....	۲۳
۱-۳ مقدمه.....	۲۴
۲-۳ تبدیل فوریه.....	۲۶

۳-۳	تبدیل فوریه زمان کوتاه (<i>STFT</i>)	۲۹
۴-۳	تبدیل موجک	۳۱
۱-۴-۳	تبدیل موجک پیوسته	۳۲
۲-۴-۳	گسسته سازی تبدیل موجک پیوسته	۳۴
۳-۴-۳	تبدیل موجک گسسته	۳۵
۴-۴-۳	تبدیل موجک گسسته دو بعدی	۳۸
۵-۴-۳	فرآیند تضعیف نوفه با استفاده از تبدیل موجک گسسته دو بعدی	۴۰
۵-۳	تبدیل ردلرزه شعاعی	۴۰
۱-۵-۳	دگرنامی در تبدیل ردلرزه شعاعی	۴۱
۲-۵-۳	کشیدگی فرکانسی در حوزه ردلرزه شعاعی	۴۲
۶-۳	روش تبدیل موجک شعاعی	۴۴
۷-۳	تبدیل کمانک	۴۶
۱-۷-۳	تعریف کمانک	۴۶
۲-۷-۳	تبدیل ریجالت	۴۷
۳-۷-۳	تبدیل کمانک نسل اول	۵۰
۴-۷-۳	تبدیل کمانک نسل دوم	۵۱
۸-۳	تضعیف نوفه زمین غلت با استفاده از تبدیل کمانک	۵۲
۹-۳	تبدیل کمانک شعاعی	۵۳
فصل چهارم:	اعمال الگوریتم‌های تبدیل موجک و کمانک شعاعی روی داده	۵۵
۱-۴	بررسی عملکرد روش تبدیل موجک شعاعی بر روی داده واقعی	۵۶
۲-۴	پارامترهای تأثیرگذار بر روی عملکرد روش پیشنهادی	۶۱
۳-۴	بررسی عملکرد روش تبدیل کمانک شعاعی بر روی داده واقعی	۶۹

فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات.....	۷۳
۱-۵ نتیجه گیری.....	۷۴
۲-۵ پیشنهادات.....	۷۵
مراجع.....	۷۶

فهرست اشکال

شکل ۱-۲. (الف) یک رکورد مصنوعی نقطه میانی مشترک (CMP) همراه با نوفه تصادفی باند فرکانسی محدود که از نگاهی به نداشت دیگر تغییر میکند. (ب و ج) همان مقطع پس از حذف نوفه تصادفی با فیلتر فرکانس-عدد موج. در زیر هر شکل طیف فرکانس-عدد موج هر رکورد رسم شده است. ۱۳

شکل ۲-۲. رکورد لرزه‌ای چشمه مشترک برگرفته از مجموعه داده‌های آزمایشی نرم‌افزار ویستا حاوی نوفه زمین-غلت و نوفه خطوط انتقال فشار قوی. ۱۵

شکل ۳-۲. فیلترهای فرکانسی: (الف) فیلتر بالاگذر، (ب) فیلتر پایین‌گذر و (ج) فیلتر میانگذر. قسمت خاکستری نماینده فرکانس‌های گذرا است. ۱۷

شکل ۴-۲. فیلتر میانگذر. (الف) رکورد لرزه‌ای چشمه مشترک از شمال آفریقا (ب) همان داده بعد از فیلتر میانگذر با فرکانسهای حاشیه‌ای ۱۵، ۲۰ و ۵۰ هرتز است و (ج) تفاوت بین داده اولیه الف و داده فیلتر شده ب که نشان‌دهنده نوفه موجود در داده لرزه‌ای است. ۱۸

شکل ۵-۲. طیف $f - k$ و جدایی انرژی‌های مختلف. ۱۹

شکل ۶-۲. فیلتر کردن داده خشکی در حوزه $f - k$ (الف) داده خشکی قبل از فیلتر کردن، (ب) طیف $f - k$ داده قبل از فیلتر کردن، (ج) طیف $f - k$ داده بعد از فیلتر کردن و (د) داده فیلتر شده. ۲۰

شکل ۷-۲. (الف) رکورد چشمه مشترک (ایلماز، ۲۰۰۱)، (ب) تبدیل رادون ترکیبی رکورد چشمه مشترک (الف)، (ج) داده بازیابی از فضای خطی و (د) سیگنال حاصل از تفاوت بین (الف) و (ج). ۲۱

شکل ۱-۳. سیگنال پایا با فرکانسهای ۵، ۱۰، ۲۰ و ۵۰ هرتز. ۲۷

شکل ۲-۳. طیف دامنه سیگنال شکل ۱-۳. ۲۷

شکل ۳-۳. سیگنال ناپایا با فرکانسهای ۵، ۱۰، ۲۰ و ۵۰ هرتز در زمانهای متفاوت. ۲۸

شکل ۴-۳. طیف دامنه سیگنال شکل ۳-۳. ۲۸

شکل ۵-۳. عملکرد تبدیل فوریه زمان کوتاه. ۳۰

شکل ۶-۳. سمت چپ نمای یک موج (سینوسی) و سمت راست نمای یک موجک است. ۳۲

شکل ۷-۳. نمایش تفکیک‌پذیری در صفحات مختلف؛ (الف) صفحه زمان، (ب) صفحه فرکانس، (ج) صفحه زمان-فرکانس در تبدیل فوریه زمان کوتاه و (د) صفحه زمان-مقیاس در تبدیل موجک. ۳۴

- شکل ۳-۸. گسسته‌سازی صفحه زمان-فرکانس..... ۳۵
- شکل ۳-۹. فرآیند فیلتر نمودن در ابتدایی‌ترین سطح..... ۳۶
- شکل ۳-۱۰. درخت تجزیه موجک (بانک فیلتر)..... ۳۷
- شکل ۳-۱۱. نمایش مراحل تفکیک و بازسازی سیگنال با استفاده از فیلترهای فرکانسی بالاگذر و پایین‌گذر..... ۳۸
- شکل ۳-۱۲. تبدیل موجک گسسته دوبعدی در اولین سطح..... ۳۹
- شکل ۳-۱۳. تجزیه یک تصویر با استفاده از تبدیل موجک گسسته دوبعدی تا سه مرحله..... ۳۹
- شکل ۳-۱۴. (الف) تصویر شش ضلعی (ب) تجزیه تصویر بعد از اعمال تبدیل موجک گسسته دوبعدی..... ۴۰
- شکل ۳-۱۵. نمایش شماتیک تبدیل ردلرزه شعاعی برای حالتی که مبدا مختصات تبدیل بر مبدا مختصات داده-های لرزه‌ای (الف) منطبق باشد و (ب) منطبق نباشد..... ۴۲
- شکل ۳-۱۶. نمایش چگونگی کاهش فرکانس برای ردلرزه‌های شعاعی که موازی با رویدادهای لرزه‌ای قرار می‌گیرند. (الف) مسیر ردلرزه‌های شعاعی در حوزه زمان-مکان و (ب) ردلرزه‌های شعاعی در حوزه سرعت ظاهری-زمان..... ۴۳
- شکل ۳-۱۷. فلوچارت روش تبدیل موجک شعاعی..... ۴۵
- شکل ۳-۱۸. (الف) تصویر کمانک در حوزه مکان، (ب) همان کمانک در حوزه فرکانس..... ۴۷
- شکل ۳-۱۹. (الف) یک نمونه ریجלט، (ب)، (ج) و (د) به ترتیب از دوران، اتساع و انتقال ریجלט (الف) حاصل شده‌اند..... ۴۸
- شکل ۳-۲۰. اعمال تبدیل ریجלט بر روی یک داده..... ۴۹
- شکل ۳-۲۱. طرح شماتیک تبدیل کرولت گسسته نسل اول..... ۵۱
- شکل ۳-۲۲. نمایش ضرایب تبدیل کمانک در حوزه ردلرزه شعاعی در حضور نوفه زمین‌غلت..... ۵۲
- شکل ۳-۲۳. نمایش ضرایب تبدیل کمانک در حوزه ردلرزه شعاعی بعد از حذف نوفه زمین‌غلت..... ۵۳
- شکل ۳-۲۴. فلوچارت روش تبدیل کمانک شعاعی..... ۵۴

شکل ۴-۱. (الف) یک رکورد چشمه مشترک واقعی از مجموعه داده‌های آزمایشی نرم‌افزار ویستا پس از کنترل تقویت اتوماتیک و حذف اولین رسیدها، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ هستند و (د) طیف $f - k$ رکورد لرزه‌ای چشمه مشترک. ۵۷

شکل ۴-۲. رکورد چشمه مشترک واقعی در حوزه $r - t$ ۵۸

شکل ۴-۳. چهار مؤلفه حاصل از اعمال تبدیل موجک گسسته دوبعدی بر روی رکورد چشمه مشترک واقعی در حوزه $r - t$ ، (الف) مؤلفه تقریب، (ب) مؤلفه عمودی، (ج) مؤلفه افقی و (د) مؤلفه قطری. ۵۸

شکل ۴-۴. رکورد چشمه مشترک واقعی در حوزه $r - t$ بعد از حذف مؤلفه عمودی. ۵۹

شکل ۴-۵. (الف) رکورد چشمه مشترک واقعی تضعیف نوفه شده در شکل ۴-۱ (الف)، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ هستند و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد. ۵۹

شکل ۴-۶. (الف) رکورد چشمه مشترک واقعی تضعیف نوفه شده در شکل ۴-۱ (الف) با استفاده از فیلتر $f - k$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ هستند و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد. ۶۰

شکل ۴-۷. اختلاف رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده با استفاده از (الف) روش پیشنهادی و (ب) فیلتر $f - k$ با رکورد چشمه مشترک اصلی. ۶۱

شکل ۴-۸. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده در شکل ۴-۱ (الف) با استفاده از روش پیشنهادی با مبدأ مختصات $(x_0 = 0 \text{ m}, t_0 = -0.1 \text{ s})$ و موجک $coif5$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد. ۶۲

شکل ۴-۹. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده در شکل ۴-۱ (الف) با استفاده از روش پیشنهادی با مبدأ مختصات $(x_0 = 0 \text{ m}, t_0 = -0.1 \text{ s})$ و موجک $haar$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد. ۶۲

شکل ۴-۱۰. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده در شکل ۴-۱ (الف) با استفاده از روش پیشنهادی با مبدأ مختصات $(x_0 = 0 \text{ m}, t_0 = -0.1 \text{ s})$ و موجک $sym10$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد. ۶۳

شکل ۴-۱۱. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مبدأ مختصات ($x_0 = 0\text{ m}$ و $t_0 = -0.1\text{ s}$)، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می باشد..... ۶۴

شکل ۴-۱۲. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مبدأ مختصات ($x_0 = 0\text{ m}$ و $t_0 = -0.05\text{ s}$)، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می باشد..... ۶۴

شکل ۴-۱۳. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مبدأ مختصات ($x_0 = 0\text{ m}$ و $t_0 = 0\text{ s}$)، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می باشد..... ۶۵

شکل ۴-۱۴. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مبدأ مختصات ($x_0 = 0\text{ m}$ و $t_0 = 0.05\text{ s}$)، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می باشد..... ۶۵

شکل ۴-۱۵. رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده بعد از اعمال روش پیشنهادی با مبدأ مختصات ثابت ($x_0 = 0\text{ m}$ و $t_0 = -0.1\text{ s}$) و موجکهای (الف) $db5$ ، (ب) $coif5$ ، (ج) $haar$ و (د) $sym10$ ۶۶

شکل ۴-۱۶. مقایسه طیفهای دامنه ردلرزه شماره ۴۷ بعد از اعمال روش پیشنهادی با مبدأ مختصات ثابت ($x_0 = 0\text{ m}$ و $t_0 = -0.1\text{ s}$) و با موجکهای (الف) $db5$ ، (ب) $coif5$ ، (ج) $haar$ و (د) $sym10$ ۶۷

شکل ۴-۱۷. رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده بعد از اعمال روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مختصاتهای (الف) $t_0 = -0.1\text{ s}$ ، (ب) $t_0 = -0.05\text{ s}$ ، (ج) $t_0 = 0\text{ s}$ و (د) $t_0 = 0.05\text{ s}$ ۶۸

شکل ۴-۱۸. مقایسه طیفهای دامنه ردلرزه شماره ۴۷ بعد از اعمال روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مختصاتهای (الف) $t_0 = -0.1\text{ s}$ ، (ب) $t_0 = -0.05\text{ s}$ ، (ج) $t_0 = 0\text{ s}$ و (د) $t_0 = 0.05\text{ s}$ ۶۸

شکل ۴-۱۹. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با تعداد سه مقیاس و هشت جهت، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می باشد..... ۶۹

شکل ۴-۲۰. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با تعداد

سه مقیاس و دوازده جهت، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد

چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد. ۷۰

شکل ۴-۲۱. نمایش طیف دامنه ردلرزه شماره ۴۷ برای (الف) روش تبدیل موجک شعاعی با موجک $db5$ و مبدأ

مختصات $(x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = -0.1 \text{ s})$ و (ب) روش تبدیل کمانک شعاعی با تعداد سه مقیاس و هشت

جهت. ۷۱

فصل اول

مقدمه و کلیات

۱- ۱ مقدمه

به طور خلاصه علم ژئوفیزیک، علم مطالعه زمین با استفاده از روش‌های مبتنی بر اصول فیزیکی می‌باشد. هدف اصلی بررسی‌های ژئوفیزیکی، تعیین محل ساختارهای زمین‌شناسی و در صورت امکان اندازه‌گیری ابعاد و ویژگی‌های فیزیکی آن‌هاست.

روش‌های ژئوفیزیکی به صورت گسترده‌ای در اکتشاف نفت استفاده می‌شوند و مطالعات ژئوفیزیکی برخلاف مطالعات زمین‌شناسی بیشتر کمی و غیرتوصیفی‌اند تا کیفی و توصیفی. لرزه‌شناسی شاخه‌ای از ژئوفیزیک است که با استفاده از امواج لرزه‌ای حاصل از چشمه طبیعی یا مصنوعی به مطالعه ساختار درونی زمین می‌پردازد. امروزه این شاخه از دانش ژئوفیزیک، توسعه بسیاری یافته است.

در یک عملیات لرزه‌ای، معمولاً یک سیگنال از چشمه به درون زمین فرستاده می‌شود و لایه‌های زیرسطحی قسمتی از انرژی سیگنال چشمه را به طرف سطح بازتاب می‌کنند. امواج بازتابی ثبت شده در ایستگاه‌های گیرنده برای به دست آوردن اطلاعات از خصوصیات لایه‌های زیرسطحی مورد استفاده قرار می‌گیرند. بنابراین، کیفیت بالای داده‌ها می‌تواند در استخراج این اطلاعات از ردلرزه کمک شایانی بکند (شریف^۱ و جلدرات^۲، ۱۹۹۵). داده‌های لرزه‌ای خام همواره شامل انرژی‌های ناخواسته هستند. از این انرژی‌های ناخواسته و نامطلوب در لرزه‌شناسی به عنوان نوفه یاد می‌شود. حضور این نوفه‌ها و تداخل آن‌ها با سیگنال مطلوب باعث تغییر شکل سیگنال اصلی شده و در نهایت باعث تغییر یا از بین رفتن اطلاعات مورد نیاز می‌گردد. نوفه‌های موجود در داده‌های لرزه‌ای به دو دسته کلی تقسیم می‌شوند: نوفه‌های همدوس و نوفه‌های ناهمدوس (چن^۳، ۲۰۱۳). نوفه‌های ناهمدوس از لحاظ انرژی با سیگنال اصلی همبستگی ندارند. در واقع فاز نوفه در ردلرزه‌های مجاور مستقل است و رفتاری غیرقابل پیش‌بینی

^۱ Sheriff

^۲ Geldart

^۳ Chen

دارد (شلومبرژه^۱، ۲۰۰۹). از این رو به آن‌ها، نوفه‌های تصادفی نیز گفته می‌شود. در مقابل انرژی نوفه‌های همدوس یا فقط در حوزه‌ی زمان، یا در هر دو حوزه زمان و مکان با انرژی سیگنال همبستگی دارد. در واقع رفتار آن‌ها از هر ردلرزه به ردلرزه‌ی دیگر قابل پیش‌بینی است (شلومبرژه، ۲۰۰۹). به همین دلیل تضعیف نوفه‌های همدوس به مراتب سخت‌تر است. نوفه‌های زمین‌غلت^۲، دسته مهمی از نوفه‌های همدوس همراه داده‌های لرزه‌ای خشکی می‌باشند که دارای فرکانس کم، دامنه بالا و سرعت پایین می‌باشند. این نوفه‌ها در واقع امواج ریلی پاششی هستند که در سطح منتشر می‌شوند. نوفه‌های موجود در داده‌های لرزه‌ای و انواع آن‌ها به تفصیل در فصل دوم مورد بررسی قرار می‌گیرند.

۲-۱ سوابق تحقیق

روش‌های گوناگونی برای تضعیف نوفه‌های زمین‌غلت معرفی شده است. یکی از متداول‌ترین روش‌ها، روش فیلتر باندگذر می‌باشد (ایلماز^۳، ۲۰۰۱). در مواقعی که نوفه زمین‌غلت دامنه‌های قابل توجهی فقط در فرکانس‌های پایین‌تر از باند فرکانسی سیگنال دارد، یک فیلتر باندگذر فرکانسی ساده ابزاری مناسب برای تضعیف این گونه از نوفه‌ها می‌باشد. اما در مواردی که نوفه و سیگنال همپوشانی باند فرکانسی داشته باشند، فیلتر فرکانسی باندگذر عملکرد خوبی در تضعیف نوفه ندارد و ممکن است بسیاری از انرژی‌های بازتابی مفید را از بین ببرد. چن^۴ و همکاران (۲۰۱۵) برای حل مشکل همپوشانی فرکانسی در فیلتر باندگذر، روشی ساده اما موثر معرفی کردند. یکی دیگر از روش‌های متداول برای تضعیف نوفه‌های زمین‌غلت، روش فرکانس-عدد موج $(f - k)$ می‌باشد (ایلماز، ۲۰۰۱). ایده اصلی روش $f - k$ این است که داده‌ها ابتدا از حوزه زمان-مکان به حوزه $f - k$ منتقل و پس از حذف مؤلفه‌های ناخواسته، داده‌ها به حوزه قبلی بازگردانده می‌شوند و رکورد نوفه‌زدا شده به دست می‌آید. یکی از

^۱ Schlumbergers Oilfield Glossary

^۲ Ground roll

^۳ Yilmaz

^۴ Chen

بزرگترین معایب این فیلتر ایجاد رویدادهای کاذب در خروجی می باشد که در مواجهه با الیاسینگ مکانی و زمانی دارای شدت بیشتری می باشد. بریسک^۱ و میکاون^۲ (۱۹۸۶) با استفاده از تبدیل رادون^۳، راسل^۴ و همکاران (۱۹۹۰) با استفاده از تبدیل $\tau - p$ به تضعیف امواج زمین غلت پرداختند. لیو^۵ (۱۹۹۹)، مونتگن^۶ و واسکنسلوس^۷ (۲۰۰۶) و سیاه کوهی^۸ (۱۳۷۹) با استفاده از تبدیل کارهونن- لاو^۹، نوفه زمین غلت را از داده های لرزه ای تضعیف نمودند. در این تبدیل، داده لرزه ای به یک سری تصاویر مشخصه تجزیه می شود که نماینده مهمترین خصوصیات رکورد لرزه ای می باشد. با توجه به این که نوفه زمین غلت دارای انرژی زیادی است، در تصاویر مشخصه ابتدایی این تبدیل ظاهر می شود که با استفاده از آن ها می توان نوفه زمین غلت را بازسازی کرد و از داده اولیه کم نمود.

نوفه زمین غلت به عنوان نوفه خطی همدوس معمولاً با سرعت ظاهری و فرکانس پایین تر از رویدادهای بازتابی در رکوردهای چشمه مشترک ظاهر می گردد. به عبارت دیگر این نوفه ها دارای برونراند متفاوتی نسبت به حادثه های اصلی می باشند (اولهویچ^{۱۰}، ۱۹۶۴). این ویژگی، راهی مناسب برای تضعیف این نوع از نوفه ها پیش روی محققان گشوده است. یکی از این روش ها، تبدیل ردلرزه شعاعی می باشد. تبدیل ردلرزه شعاعی اولین بار در گزارش های گروه اکتشاف نفت دانشگاه استنفورد معرفی شد و برای مهاجرت دادن داده های لرزه ای و کاهش بازتاب های تکراری، مورد استفاده قرار گرفت (کلربات^{۱۱}، ۱۹۷۵).

^۱ Brysk

^۲ Mc Cowan

^۳ Radon Transform

^۴ Russell

^۵ Liu

^۶ Montagne

^۷ Vasconcelos

^۸ Siahkahi

^۹ Karhunen-Love

^{۱۰} Olhovich

^{۱۱} Claerbout

و اتولینی^۱، ۱۹۷۹ و ۱۹۸۲). اما این تبدیل هیچ‌گاه در پردازش داده‌های ژئوفیزیکی، جایگاهی همانند تبدیل‌های $f - k$ و $\tau - p$ پیدا نکرد و مورد توجه قرار نگرفت. هنلی^۲ (۱۹۹۹ و ۲۰۰۱) به منظور کاهش نوفه‌های خطی همدوس، ردلرزه شعاعی را مجدداً مورد استفاده قرار داد. تانر^۳ (۱۹۸۰) از این تبدیل به منظور تضعیف بازتاب‌های تکراری با طول موج بلند بهره جست. کلربات (۱۹۸۳) نیز از خواص این تبدیل اولین بار در تضعیف نوفه‌های همدوس زمین‌غلت استفاده کرد. سپس هنلی (۱۹۹۹، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۳) به توسعه کاربرد تبدیل ردلرزه شعاعی برای تضعیف نوفه‌های همدوس پرداخت. باقری و ریاحی (۱۳۸۷) از تبدیل ردلرزه شعاعی برای تضعیف امواج زمین‌غلت و شکست مرزی استفاده کردند. از دیگر روش‌های تضعیف نوفه زمین‌غلت، روش‌های مبتنی بر تجزیه مقدار تکین می‌باشد (کندال^۴ و همکاران، ۲۰۰۵؛ چو^۵ و هاول^۶، ۲۰۰۸؛ پورسانی^۷ و همکاران، ۲۰۱۰؛ موجیکا^۸ و همکاران، ۲۰۱۳ و لیما^۹ و پورسانی، ۲۰۱۵). با این وجود تمامی روش‌هایی که در بالا ذکر شد، ماهیت طبیعی سیگنال لرزه‌ای یعنی فرض ناپایا بودن آن را در نظر نمی‌گیرند. لذا روش‌هایی معرفی شدند که فرض ناپایایی داده‌های لرزه‌ای را در نظر می‌گیرند. الگوریتم تضعیف نوفه در حوزه زمان-فرکانس یک ابزار مناسب برای این منظور می‌باشد که توسط الباث^{۱۰} و همکاران (۲۰۱۰) معرفی شد. عسکری^{۱۱} و سیاه‌کوهی (۲۰۰۸) با استفاده از تبدیل s و تبدیل $t - f - k$ ، کارسلی^{۱۲} و بایراک^{۱۳} (۲۰۰۸) با استفاده از فیلتر وینر و

^۱ Ottolini

^۲ Henley

^۳ Tanner

^۴ Kendall

^۵ Chiu

^۶ Howell

^۷ Porsani

^۸ Mojica

^۹ Lima

^{۱۰} Elboth

^{۱۱} Askari

^{۱۲} Karsli

^{۱۳} Bayrak

تصویرسازی زمان-فرکانس، لیو^۱ و فومل^۲ (۲۰۱۳) با استفاده از تبدیل زمان-فرکانس محلی نوفه زمین-غلت را تضعیف نمودند. همچنین روش‌های گوناگونی مبتنی بر تبدیل موجک معرفی شده است (دیکان^۳ و وات^۴، ۱۹۹۷؛ عبدالجواد^۵ و خنه^۶، ۲۰۰۰؛ ماتئوس^۷ و آساریو^۸، ۲۰۰۲؛ گودرزی^۹ و ریاحی^{۱۰}، ۲۰۱۲؛ مارتینلی^{۱۱} و همکاران، ۲۰۱۳؛ آلمیدا^{۱۲} و همکاران، ۲۰۱۵).

آلمیدا و همکاران (۲۰۱۲) و ماتئوس و آساریو (۲۰۰۲)، نشان دادند که تبدیل موجک می‌تواند برای تجزیه سیگنال لرزه‌ای به باندهای فرکانسی مختلف مورد استفاده قرار گیرد و به طور مؤثر نوفه زمین‌غلت را از سیگنال بازتابی تجزیه کند. در نتیجه یک محیط کار مناسب برای تضعیف نوفه‌های همدوس به دلیل جهت‌گیری تقریباً عمودی نوفه زمین‌غلت نسبت به بازتاب‌ها فراهم می‌شود.

با توجه به تفاوت‌های امواج زمین‌غلت از بازتاب‌ها در رکوردهای لرزه‌نگاری یعنی محدوده فرکانسی و جهت متفاوت و نیز انرژی نسبتاً زیاد می‌توان برای تضعیف آن‌ها از تبدیل جدیدی به نام کمانک^{۱۳} بهره برد. می‌توان گفت تبدیل کمانک نوع پیشرفته تبدیل موجک است، زیرا داده را به پدیده‌هایی در مقیاس‌ها، جهت‌ها و موقعیت‌های مختلف تجزیه می‌کند. در تبدیل کمانک، علیرغم تبدیل موجک، هر زیرباند فرکانسی به جهت‌های مختلف تجزیه می‌شود. از این رو در حوزه کمانک جدایش بهتری میان پدیده‌های مقاطع لرزه‌ای از جمله بازتاب‌ها و امواج زمین‌غلت حاصل می‌شود.

^۱ Liu

^۲ Fomel

^۳ Deighan

^۴ Watts

^۵ Abdul-Jauwad

^۶ Khene

^۷ Matos

^۸ Osorio

^۹ Goudarzi

^{۱۰} Riahi

^{۱۱} Martinelli

^{۱۲} Almeida

^{۱۳} Curvelet

تبدیل کمانک نخستین بار توسط کندس^۱ و داناهاو^۲ (۱۹۹۹) بر پایه تبدیل ریجالت^۳ معرفی شد که به تبدیل کمانک نوع اول شهرت دارد. بنابر مشکلات تبدیل کمانک نوع اول، حالت جدید آن تحت عنوان تبدیل کمانک نوع دوم توسط کندس و داناهاو (۲۰۰۲) معرفی شد و دو روش برای تبدیل کمانک گسسته نوع دوم توسط کندس و داناهاو (۲۰۰۵) ارائه گردید. تبدیل کمانک در شاخه‌های مختلف پردازش تصویر از جمله تضعیف نوفه (استارک^۴ و همکاران، ۲۰۰۰) موفقیت‌های بسیاری داشته است. در زمینه تضعیف امواج زمین‌غلت از مقاطع لرزه‌نگاری می‌توان به (یارهام^۵ و همکاران، ۲۰۰۴ و ۲۰۰۶؛ یارهام و هرمن، ۲۰۰۸؛ ژنگ^۶ و همکاران، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰) اشاره نمود. در تضعیف نوفه‌های تصادفی نیز در داده‌های لرزه‌ای می‌توان از (نیل‌امانی^۷ و همکاران، ۲۰۰۸؛ هنگ‌لی^۸ و تیان‌یو^۹، ۲۰۰۹؛ آیدی^{۱۰} و زیولینگ^{۱۱}، ۲۰۱۰) نام برد.

۳-۱ هدف انجام پایان‌نامه

به دلیل پاششی بودن امواج زمین‌غلت، این امواج به صورت بادبزی در رکورد چشمه مشترک مشاهده می‌شوند و رویدادهای بازتابی کم‌عمق را در دورافت‌های نزدیک و رویدادهای عمیق را در دورافت‌های دور می‌پوشانند (هنلی، ۲۰۰۳؛ چن و همکاران، ۲۰۱۵). بنابراین لزوم تضعیف آن‌ها یک چالش اساسی در پردازش داده‌های لرزه‌ای می‌باشد. هر کدام از روش‌های نامبرده برای تضعیف نوفه‌های زمین‌غلت

^۱ Candes

^۲ Donoho

^۳ Ridgelet

^۴ Stark

^۵ Yarham

^۶ Zhang

^۷ Neelamani

^۸ Henglei

^۹ Tianyou

^{۱۰} Aidi

^{۱۱} Xiuling

دارای مزایا و معایب مربوط به خود هستند. به عنوان مثال روش‌های مرسوم مانند فیلتر سرعتی $f - k$ و فیلتر $p - \tau$ فرض ناپایایی سیگنال لرزه‌ای را در نظر نمی‌گیرند. از طرفی روش‌های مبتنی بر تبدیل موجک، حساسیت بالایی به رخدادهای الیاس شده دارند که یکی از ویژگی‌های متداول نوفه‌های همدوس به دلیل جهت‌گیری عمودی آن‌ها می‌باشد.

از این رو در این پایان‌نامه، سعی شده است با استفاده از ترکیب تبدیل ردلرزه شعاعی و تبدیل موجک گسسته دو بعدی، نوفه زمین‌غلت موجود در داده‌های لرزه‌ای تضعیف شود. تبدیل ردلرزه شعاعی با تبدیل کردن رخدادهای افقی در حوزه زمان-دورافت به رخدادهای عمودی در حوزه سرعت ظاهری-زمان یک محیط کار ایده‌آل برای تبدیل موجک گسسته دوبعدی فراهم می‌کند و به عنوان یک ابزار مناسب محدودیت‌های موجود در تبدیل موجک را تا حد زیادی کاهش می‌دهد. همچنین برای بررسی بیشتر و دسترسی به نتایج بهتر از تبدیل کمانک در حوزه ردلرزه شعاعی استفاده شده است.

۱-۴ ساختار پایان‌نامه

این پایان‌نامه دارای پنج فصل می‌باشد. پس از بیان مقدمه، تاریخچه، هدف و ضرورت انجام پایان‌نامه، در فصل دوم مفاهیم کلی سیگنال و نوفه و روش‌های متداول تضعیف نوفه زمین‌غلت مطرح می‌شود. در فصل سوم مروری گذرا به تبدیل‌های زمان-فرکانس متداول تا تبدیل موجک گسسته و همچنین به توضیح مبانی و روش کار تبدیل ردلرزه شعاعی و تبدیل کمانک پرداخته می‌شود. در فصل چهارم روش‌های مذکور بر روی داده‌های لرزه‌ای واقعی اعمال می‌شود و نتایج آن‌ها با نتایج یک روش متداول مقایسه می‌شود. در پایان نتایج حاصل از پایان‌نامه و پیشنهادات بدست آمده از این تحقیق ارائه می‌شود.

فصل دوم

مفاهیم کاربرد ی و برخی روش های مرسوم تضعیف نوفه

زمین غلت

۲-۱ مقدمه

در این فصل ابتدا به بیان مفاهیم کلی سیگنال و نوفه پرداخته و در ادامه به دسته‌بندی نوفه‌های لرزه‌ای پرداخته می‌شود. در نهایت چند روش مرسوم تضعیف نوفه‌های همدوس در داده‌های لرزه‌ای معرفی خواهند شد.

۲-۲ سیگنال و نوفه

در علم پردازش سیگنال، به منظور تضعیف نوفه از اختلاف مشخصات بین سیگنال و نوفه استفاده می‌شود. در اغلب روش‌های تضعیف نوفه، داده‌ها با استفاده از یک تبدیل به حوزه‌ای که نمایش بهتری از مرز تفکیک سیگنال و نوفه را ارائه دهند، انتقال داده می‌شوند و با شناسایی نوفه و صفر کردن ضرایب آن‌ها و برگردان داده اصلاح شده به حوزه اول، سیگنال بدون نوفه را بازیابی می‌کنند. برای این منظور، داشتن درک درستی از سیگنال و نوفه و اختلاف بین آن‌ها الزامی است.

۲-۲-۱ سیگنال

سیگنال تابعی از یک یا چند متغیر مستقل است که حاوی اطلاعاتی درباره رفتار فیزیکی یک سیستم می‌باشد (اپنهایم^۱ و همکاران، ۱۹۹۷). مفهوم سیگنال را می‌توان برای توصیف انواع پدیده‌های فیزیکی به کار گرفت. بسته به اینکه ماهیت ویژگی مورد مطالعه چگونه باشد، می‌توان بیان‌های متفاوتی از سیگنال داشت. به عنوان نمونه سیگنال تصویری، سیگنال صوتی، سیگنال مکانیکی، سیگنال الکتریکی و همین‌طور سیگنال لرزه‌ای از دسته مهم سیگنال‌ها می‌باشد.

ارائه یک تعریف دقیق از سیگنال لرزه‌ای مشکل است، به این دلیل که مرز بین سیگنال و نوفه به شدت به تحلیل پردازشگر از مسئله بستگی دارد. به طور کلی، در لرزه‌شناسی اکتشافی، کلمه سیگنال به هر رویدادی در نگاشت‌های لرزه‌ای اطلاق می‌شود که از آن بتوان اطلاعاتی استخراج کرد (تلفورد^۲ و

^۱ Oppenheim

^۲ Telford

همکاران، ۱۹۹۰). سیگنال لرزه‌ای می‌تواند شامل بازتاب از مرزهای دولایه با خواص الاستیکی متفاوت، امواج شکست مرزی در مطالعات لرزه‌نگاری مهندسی و حتی برخی پراش‌های خاص که می‌توانند برای تشخیص موقعیت برخی رخساره‌های زیرسطحی کمک کند، باشد. حتی در بعضی از مطالعات مهندسی، امواج سطحی و زمین‌غلت به عنوان سیگنال در نظر گرفته می‌شود و از مطالعه پاشش آن‌ها، اطلاعاتی در رابطه با سرعت موج S به دست می‌آورند.

۲-۲-۲ نوفه

در لرزه‌نگاری بازتابی به هر سیگنال به غیر از امواج بازتابی که توسط گیرنده دریافت می‌شود، سیگنال غیرواقعی، نوفه و یا امواج مزاحم گفته می‌شود (تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰). این سیگنال‌ها در داده‌برداری لرزه‌ای بازتابی ایجاد مزاحمت می‌کنند و باعث پایین آمدن کیفیت مقطع لرزه‌ای می‌شوند. از تعاریف دیگری که برای نوفه در ژئوفیزیک اکتشافی ارائه شده می‌توان به تعریف دوبرین^۲ و ساویت^۳ (۱۹۸۸) اشاره کرد، به این صورت که به سیگنال‌های لرزه‌ای کاذب ناشی از حرکت زمین، که ربطی به بازتابنده‌ها ندارند نوفه می‌گویند. در واژه‌نامه شلومبرژه نوفه به صورت اختلالاتی که به وسیله انرژی‌های لرزه‌ای شناخته شده یا ناشناخته به وجود می‌آید، مانند زمین‌غلت ناشی از چشمه، فعالیت‌های انسانی و ... تعریف شده است.

نسبت سیگنال به نوفه که به اختصار به صورت S/N نمایش داده می‌شود برابر نسبت انرژی سیگنال در بخش معینی از نگاشت به کل انرژی نوفه در همان بخش است. کوچک بودن نسبت سیگنال به نوفه نشانه‌ای از پایین بودن کیفیت داده است. به طور کلی اگر S/N کوچکتر از واحد باشد، کیفیت نگاشت در حد مرزی است و با کاهش بیشتر این نسبت، کیفیت مقطع لرزه‌ای به شدت افت می‌کند (باقری، ۱۳۸۶).

^۲ Dobrin

^۳ Savit

نوفه‌های لرزه‌ای در حالت کلی از لحاظ همبستگی انرژی آن‌ها با انرژی سیگنال اصلی به دو دسته نوفه های همدوس و نوفه‌های ناهمدوس تقسیم می‌شوند (شریف و جلدرات، ۱۹۹۵؛ ایلماز، ۲۰۰۱).

۲-۱-۲-۱ نوفه ناهمدوس

این نوع از نوفه‌ها از لحاظ انرژی با سیگنال اصلی همبستگی ندارند. در واقع فاز نوفه در ردلرزه‌های مجاور مستقل است و رفتاری غیرقابل پیش‌بینی دارد. از این رو به آن‌ها، نوفه‌های تصادفی نیز گفته می‌شود. این دسته از نوفه‌ها به صورت نوسان‌های تصادفی در تمام زمان‌ها و فرکانس‌ها مشاهده می‌شوند. در یک عملیات لرزه‌نگاری خشکی، نوفه تصادفی از طریق عواملی چون تجهیزات برداشت، وسایل نقلیه، باد، خطوط برق فشار قوی، حرکت حیوانات و همچنین عبور و مرور افرادی که در حال کار هستند، ایجاد می‌شود (آروپزا^۱، ۲۰۱۰). در یک عملیات لرزه‌نگاری دریایی، نوفه تصادفی می‌تواند از طریق عواملی چون قایق‌های عبوری در منطقه محل برداشت داده (این نوع نوفه می‌تواند حتی از صدها کیلومتر دورتر برسد)، امواج آب و ... ایجاد شود (آروپزا، ۲۰۱۰). همچنین داده‌های دریایی که در شرایط بد آب و هوایی برداشت می‌شوند، دارای کیفیت پایین‌تری نسبت به داده‌هایی است که در شرایط مطلوب آب و هوایی برداشت می‌شوند. البته باید به این نکته توجه داشت که برداشت داده بدون نوفه تقریباً غیرممکن است. تمام تلاش‌ها در مراحل برداشت داده و نیز پردازش، ارتقای کیفیت داده‌های برداشت شده و مقابله با نوفه‌ها است.

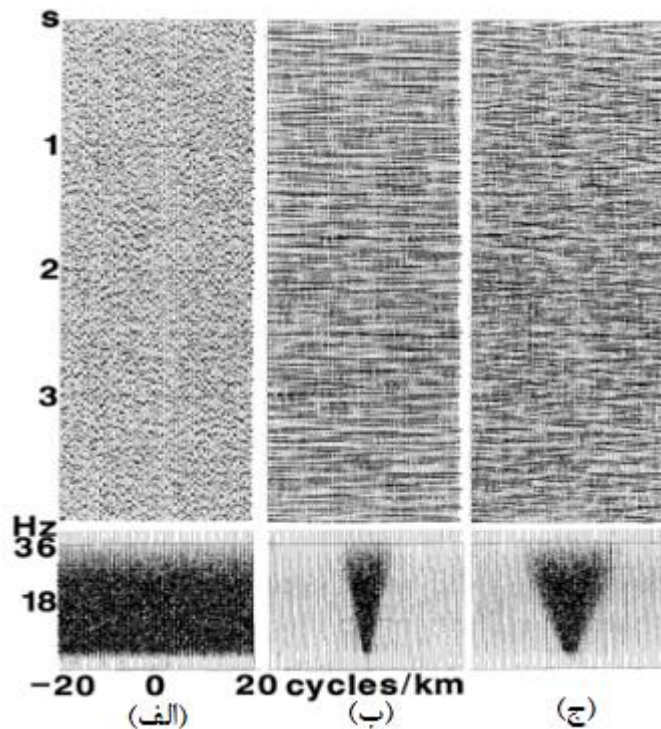
روش‌های زیادی برای تضعیف این نوفه وجود دارد که از جمله فیلتر پیش‌گو (کانالس^۲، ۱۹۸۴) و فیلتر غیرخطی پیش‌گو (گولونای^۳، ۲۰۰۰) را می‌توان نام برد. برای تضعیف نوفه ناهمدوس فرض می‌شود که مجموع دامنه‌های نوفه ناهمدوس صفر است (ایلماز، ۲۰۰۱). شکل ۱-۲ یک رکورد مصنوعی نقطه

^۱ Oropeza

^۲ Canales

^۳ Gulunay

میانی مشترک (CMP) همراه با نوفه تصادفی و تضعیف آن با استفاده از فیلتر فرکانس-عدد موج با ناحیه رانش متفاوت را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۱. (الف) یک رکورد مصنوعی نقطه میانی مشترک (CMP) همراه با نوفه تصادفی باند فرکانسی محدود که از نگاشتی به نگاشت دیگر تغییر می‌کند. (ب و ج) همان مقطع پس از حذف نوفه تصادفی با فیلتر فرکانس-عدد موج. در زیر هر شکل طیف فرکانس-عدد موج هر رکورد رسم شده است (ایلماز، ۲۰۰۱).

۲-۲-۲-۲ نوفه همدوس

این دسته از نوفه‌ها که به آن‌ها نوفه‌های منظم نیز گفته می‌شود، دارای روند مشخصی می‌باشند و در داده لرزه‌ای به صورت سیگنال مشاهده می‌شوند. انرژی نوفه‌های همدوس یا فقط در حوزه‌ی زمان، یا در هر دو حوزه زمان و مکان با انرژی سیگنال همبستگی دارد. در واقع رفتار آن‌ها از هر ردلرزه به ردلرزه‌ی دیگر قابل پیش‌بینی است (شلومبرژه، ۲۰۰۹). به همین دلیل به دو دسته نوفه‌های همدوس مکانی و زمانی تقسیم می‌شوند. نوفه‌های همدوس مکانی مانند امواج زمین‌غلت، بازتاب‌های تکراری^۱،

^۱ Multiples

امواج هوا^۱، پراکنش‌های کناری^۲ و امواج هدایت شده^۳ هستند که هم در راستای زمان و هم در راستای مکان با سیگنال بازتابی همبسته هستند و به آن نوفه چشمه هم گفته می‌شود. نوفه همدوس مکانی خود به دو دسته خطی و غیر خطی تقسیم می‌شود. نوفه همدوس مکانی خطی به دلیل اینکه در رکوردهای چشمه مشترک به صورت خطی قابل مشاهده هستند، به این صورت نام‌گذاری شده‌اند (آروپزا، ۲۰۱۰). امواج زمین‌غلت، امواج هوا، پراکنش‌های کناری و امواج راهنما جزء نوفه‌های همدوس مکانی خطی می‌باشند. دسته دوم نوفه همدوس مکانی غیرخطی نام‌گذاری شده‌اند. چندگانه‌ها و امواج شبیح نمونه‌هایی از این دسته هستند.

در مورد نوفه همدوس زمانی باید خاطر نشان کرد که این نوع نوفه توسط چشمه‌های لرزه‌ای تولید نمی‌شود و فقط در راستای زمان همبسته هستند. نمونه بارز آن ردلرزه‌هایی هستند که تمام یا بخش بزرگی از آن‌ها با نوفه دامنه بالا آلوده و تخریب می‌شوند (آروپزا، ۲۰۱۰). مانند ردلرزه‌ای که بر اثر نوفه‌های ترافیکی و خطوط انتقال برق فشار قوی آلوده شده‌اند. شکل ۲-۲، دو نمونه از نوفه‌های همدوس مکانی (نوفه زمین‌غلت) و زمانی (نوفه خطوط انتقال فشار قوی) را که از مجموعه داده‌های آزمایشی نرم‌افزار ویستا^۴ برداشته شده، نشان می‌دهد.

از آن جایی که هدف از این پایان‌نامه تضعیف نوفه‌های همدوس و به طور خاص تضعیف امواج زمین‌غلت می‌باشد، لذا در ادامه نوفه زمین‌غلت به تفصیل مورد بررسی قرار می‌گیرد و همچنین چند روش مرسوم برای تضعیف این دسته از امواج معرفی خواهد شد.

۲-۳ نوفه زمین‌غلت

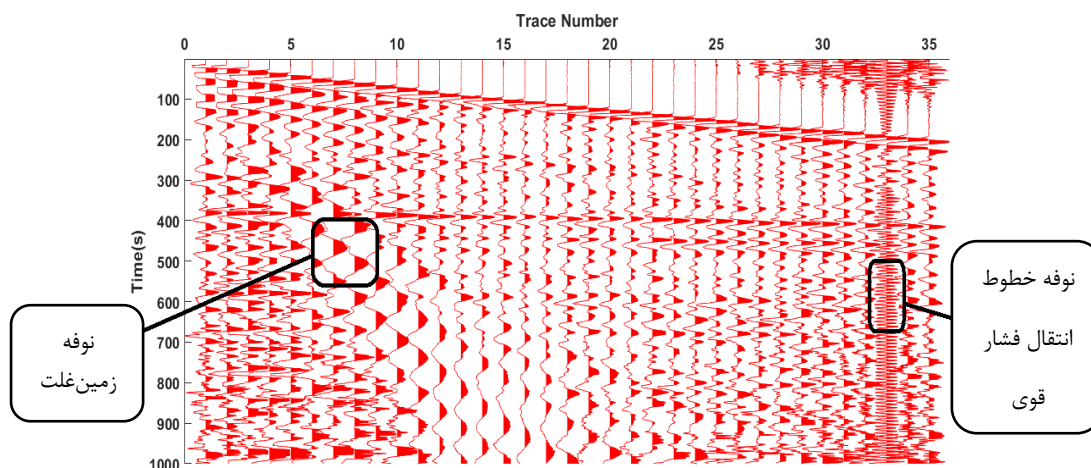
یکی از مهم‌ترین نوفه‌های موجود در داده‌های لرزه‌ای خشکی، نوفه زمین‌غلت است که از جمله

^۱ Air waves

^۲ Side-scattered noise

^۳ Guided waves

^۴ Vista



شکل ۲-۲. رکورد لرزه‌ای چشمه مشترک برگرفته از مجموعه داده‌های آزمایشی نرم‌افزار ویستا حاوی نوفه زمین‌گلت و نوفه خطوط انتقال فشار قوی.

ویژگی‌های آن می‌توان به پاششی بودن، دامنه بالا، فرکانس پایین و سرعت گروه پایین اشاره کرد (ایلماز، ۲۰۰۱؛ شریف، ۲۰۰۲). مولفه قائم موج ریلی را معمولاً زمین‌گلت می‌نامند. این امواج به دلیل پاششی بودن به صورت بادبزنی در رکوردهای چشمه مشترک مشاهده می‌شوند و رویدادهای بازتابی کم‌عمق را در دورافت‌های نزدیک و رویدادهای عمیق را در دورافت‌های دور می‌پوشانند (هنلی، ۲۰۰۳؛ چن و همکاران، ۲۰۱۵). شدت این نوفه در بعضی موارد به اندازه‌ای است که سیگنال بازتابی ثبت شده، بدون پردازش، غیر قابل استفاده است. بنابراین، لزوم تضعیف آن‌ها یک چالش اساسی در پردازش داده‌های لرزه‌ای می‌باشد. تلاش‌های زیادی برای تضعیف این نوفه و بهبود نسبت سیگنال به نوفه انجام شده است، اما هر یک از روش‌ها دارای مزایا و معایبی می‌باشند.

در اغلب مواقع، تفکیک سیگنال از نوفه در حوزه دیگر غیر از حوزه زمان، راحت‌تر است. حوزه فرکانس با توجه به خصوصیات امواج مختلف لرزه‌ای، یک محیط مناسب برای این منظور است. برای انتقال داده لرزه‌ای از حوزه زمان به حوزه فرکانس از تبدیل فوریه استفاده می‌شود (هاتن^۱ و همکاران، ۱۹۸۶) که این تبدیل می‌تواند یک بعدی یا دوبعدی باشد. تبدیل فوریه یک بعدی محور زمان داده را به محور

^۱ Hatton

فرکانس تبدیل می‌کند. در حالی که تبدیل فوریه دوبعدی علاوه بر انتقال محور زمان به حوزه فرکانس، محور دورافت را نیز به حوزه عدد موج منتقل می‌کند (هاتن و همکاران، ۱۹۸۶).

۲-۳-۱ فیلترهای یک بعدی فرکانسی

فیلتر یک بعدی فرکانسی، همان‌گونه که از نام آن برمی‌آید، مولفه نوفه را با حذف فرکانس مشخصه‌اش و عبور فرکانس‌های سیگنال تضعیف می‌کند. موج زمین‌غلت با فرکانس پایین مشخص می‌شود در حالی که سیگنال لرزه‌ای حاوی یک بازه محدود فرکانسی است که حد بالایی آن خیلی بیشتر از بالاترین فرکانس امواج زمین‌غلت است، بنابراین این نوع فیلتر کردن یک روش مناسب برای تضعیف زمین‌غلت است. این روش در حوزه فرکانسی انجام می‌شود و شامل ساختن یک تابع تبدیل فاز صفر با یک طیف دامنه خاص است. بعد از تبدیل فوریه، داده اولیه به حوزه فرکانس منتقل می‌شود و فیلتر طراحی شده یک بعدی فرکانسی بر روی آن اعمال می‌شود. سپس، تبدیل فوریه معکوس بر روی نتیجه مرحله قبل اعمال می‌شود و داده فیلتر شده به دست می‌آید (کنستانتینسکو^۱، ۲۰۰۶). فیلتر فرکانسی می‌تواند به صورت فیلترهای باندگذر، باندناگذر، بالاگذر و یا پایین‌گذر باشد. تمام این فیلترها به صورت یک سیگنال فاز صفر با طیف دامنه‌ای که یکی از چهار مشخصه مذکور را داشته باشد، ساخته می‌شود (پروآکیس^۲ و مانولاکیس^۳، ۲۰۰۷). شکل ۲-۳ (الف)، یک فیلتر پایین‌گذر را نشان می‌دهد، این فیلتر همان‌گونه که از نامش بر می‌آید فرکانس‌های بالا را حذف می‌کند و به فرکانس‌های پایین اجازه عبور می‌دهد. شکل ۲-۳ (ب)، یک فیلتر بالاگذر را نشان می‌دهد که فرکانس‌های پایین را حذف می‌کند و به فرکانس‌های بالا اجازه عبور می‌دهد. فیلتر فرکانسی مورد استفاده برای تضعیف زمین‌غلت معمولاً یک فیلتر میان‌گذر است، زیرا فرکانس‌های سیگنال لرزه‌ای در یک بازه معین قرار دارند در حالی که نوفه زمین‌غلت با فرکانس پایین و نوفه محیطی با فرکانس بالا هستند. بازه معمول سیگنال لرزه‌ای بین

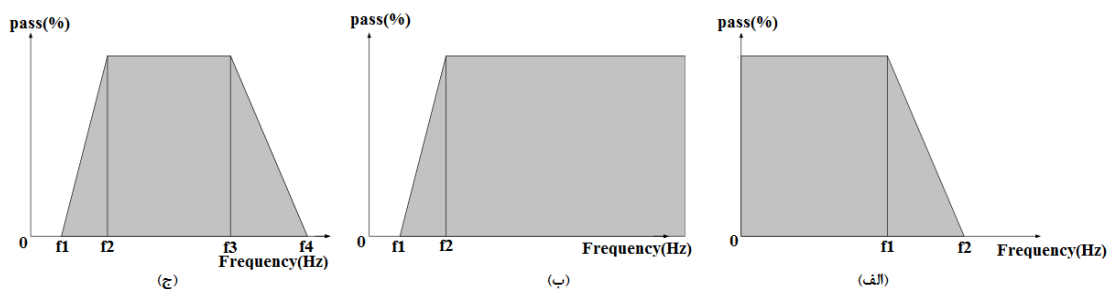
^۱ Constantinescu

^۲ Proakis

^۳ Manolakis

۱۰ و ۷۰ هرتز با یک فرکانس غالب حدود ۳۰ هرتز است (کنستانتینسکو، ۲۰۰۶). همان‌طور که در شکل ۳-۲ (ج) مشخص است فیلتر میان‌گذر یک باند فرکانسی معین را عبور می‌دهد که برابر با باند فرکانسی سیگنال لرزه‌ای است.

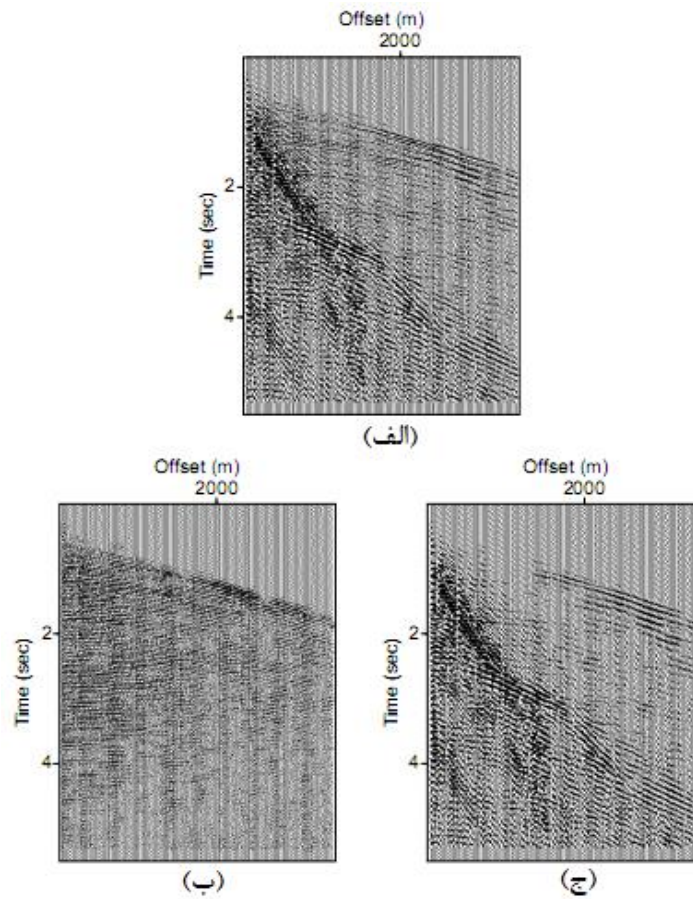
شکل ۴-۲ (الف) یک رکورد لرزه‌ای چشمه مشترک خام را نشان می‌دهد، شکل ۴-۲ (ب) رکورد فیلتر شده با فیلتر میان‌گذر را نشان می‌دهد و شکل ۴-۲ (ج) نوفه یا به عبارت دیگر تفاضل بین داده اولیه و داده فیلتر شده را نمایش می‌دهد (کنستانتینسکو، ۲۰۰۶). همان‌طور که مشاهده می‌شود، اعمال فیلتر باندگذر سبب تضعیف نوفه زمین‌غلت موجود در رکورد خام شده است.



شکل ۳-۲. فیلترهای فرکانسی: (الف) فیلتر پایین‌گذر، (ب) فیلتر بالاگذر و (ج) فیلتر میان‌گذر (کنستانتینسکو، ۲۰۰۶). قسمت خاکستری نماینده فرکانس‌های گذرا است.

۲-۳-۲ فیلترهای دوبعدی فرکانسی

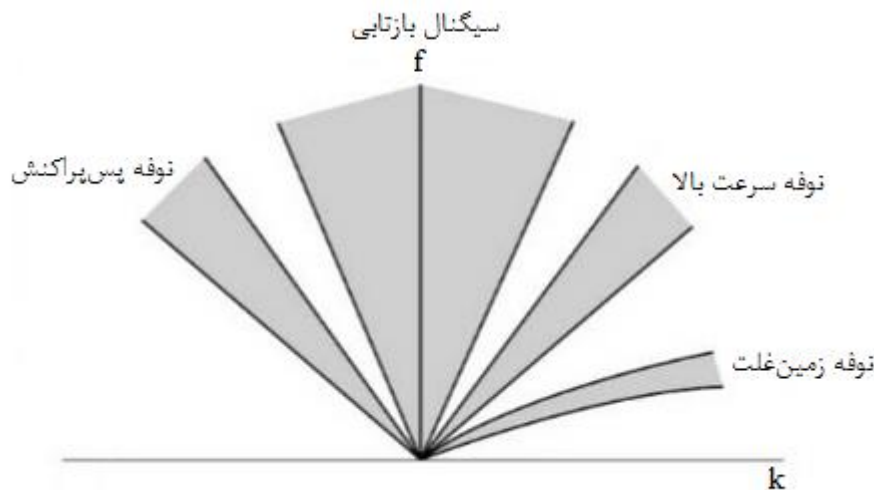
در فیلترهای فرکانس-عدد موج $(f - k)$ ابتدا با استفاده از تبدیل فوریه دو بعدی، داده به حوزه فرکانس-عدد موج منتقل می‌شود و سپس با توجه به خصوصیات فرکانس پایین و سرعت کم امواج زمین‌غلت، آن‌ها را تضعیف می‌کنند (ایلماز، ۲۰۰۱). فرکانس تعداد نوسانات در یک ثانیه را مشخص می‌سازد و عدد موج تعداد طول موج در یک متر در امتداد محور افقی را نشان می‌دهد (بعضی مؤلفان k را به عنوان تعداد طول موج در یک متر در امتداد محور افقی ضرب در 2π تعریف می‌کنند). رابطه بین فرکانس و عدد موج با معادله $f = v_a k$ داده می‌شود، یعنی شیب یک خط در حوزه $(f - k)$ ، سرعت ظاهری (v_a) است (شریف و جلدرات، ۱۹۹۵).



شکل ۲-۴. فیلتر میان گذر. (الف) رکورد لرزه‌ای چشمه مشترک از شمال آفریقا (ایلماز، ۲۰۰۱، ثبت شماره ۱۰)، (ب) همان داده بعد از فیلتر میان گذر با فرکانس‌های حاشیه‌ای ۱۵، ۲۰، ۵۰ و ۸۰ هرتز است و (ج) تفاوت بین داده اولیه (الف) و داده فیلتر شده (ب) که نشان‌دهنده نوفه موجود در داده لرزه‌ای است (کنستانتینسکو، ۲۰۰۶).

ترسیم رکورد لرزه‌ای در این حوزه، طیف $f - k$ نامیده می‌شود. در این طیف انرژی‌های مختلف به عنوان تابعی از فرکانس و شیب (سرعت ظاهری) رسم و جدا می‌شوند (شکل ۲-۵). بنابراین، وقتی داده از حوزه زمان-دورافت $(t - x)$ به حوزه فرکانس-عدد موج $(f - k)$ منتقل می‌شود، نوفه خطی از سیگنال جدا می‌شود (شریف و جلدارت، ۱۹۹۵). با استفاده از تبدیل $f - k$ این امکان وجود دارد که یک قسمت معین از طیف $f - k$ (مثلاً قسمتی که حاوی امواج زمین‌گلت است) حذف گردد. وقتی داده به حوزه $t - x$ بازگردانده می‌شود، امواج زمین‌گلت در داده اولیه تضعیف شده‌اند. ناحیه‌ای که

حذف می‌شود، معمولاً به صورت یک بادبزنی^۱ تعریف می‌شود که در آن شیب‌ها یا سرعت‌ها صفر می‌شوند (هاتن و همکاران، ۱۹۸۶). شکل ۲-۶ کاربرد یک فیلتر $(f - k)$ میان‌گذر به داده خشکی را نشان می‌دهد (کنستانتینسکو، ۲۰۰۶).



شکل ۲-۵. طیف $f - k$ و جدایی انرژی‌های مختلف (با تغییر از شریف و جلدرات، ۱۹۹۵).

روش تضعیف نوفه زمین‌غلت در حوزه $f - k$ به صورت زیر است (کنستانتینسکو، ۲۰۰۶):

- اعمال تبدیل فوریه دوبعدی بر روی رکورد لرزه‌ای مورد نظر.
- حذف ناحیه‌ای از طیف $f - k$ که مربوط به نوفه زمین‌غلت است.
- برگرداندن طیف $f - k$ اصلاح شده به حوزه $t - x$ با استفاده از تبدیل فوریه دوبعدی معکوس.

۲-۳-۳ سایر روش‌های تضعیف نوفه زمین‌غلت

یکی از روش‌های دیگر برای تضعیف نوفه زمین‌غلت، روش‌های مبتنی بر تبدیل رادون^۲ می‌باشد (ساجی^۳، ۲۰۰۲). تبدیل رادون خصوصیتی دارد که آن را برای تضعیف نوفه همدوس مؤثر می‌سازد.

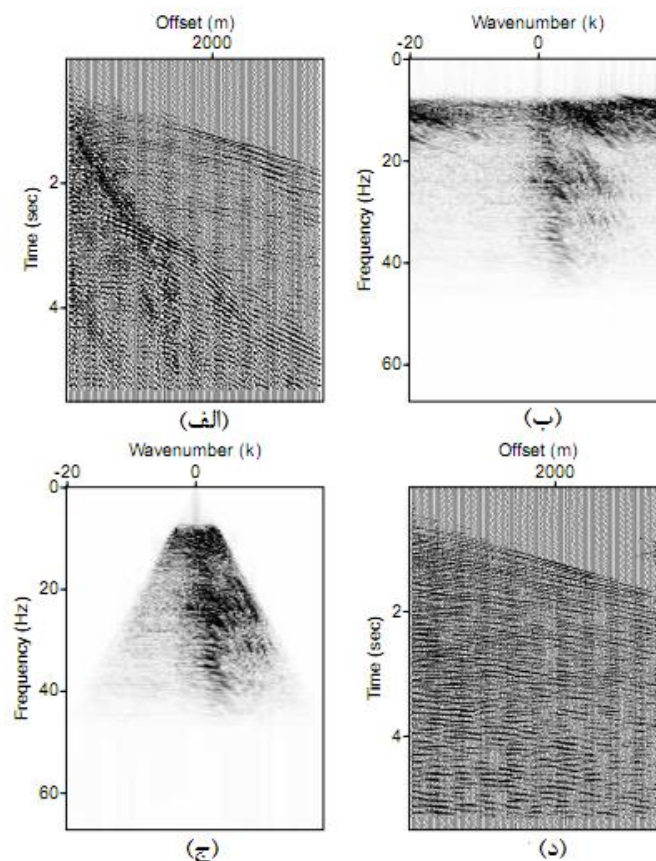
^۱ Fan shape

^۲ Radon transform

^۳ Succhi

تبدیل رادون خطی، پدیده‌های خطی را متمرکز ساخته و آن‌ها را بر اساس پارامتر پرتو جدا می‌کند، در حالی که پدیده‌های هذلولی به وسیله تبدیل رادون هذلولی متمرکز خواهند شد و بر اساس سرعت جدا می‌شوند. ایده اولیه توسط رادون (۱۹۱۷) بیان شد.

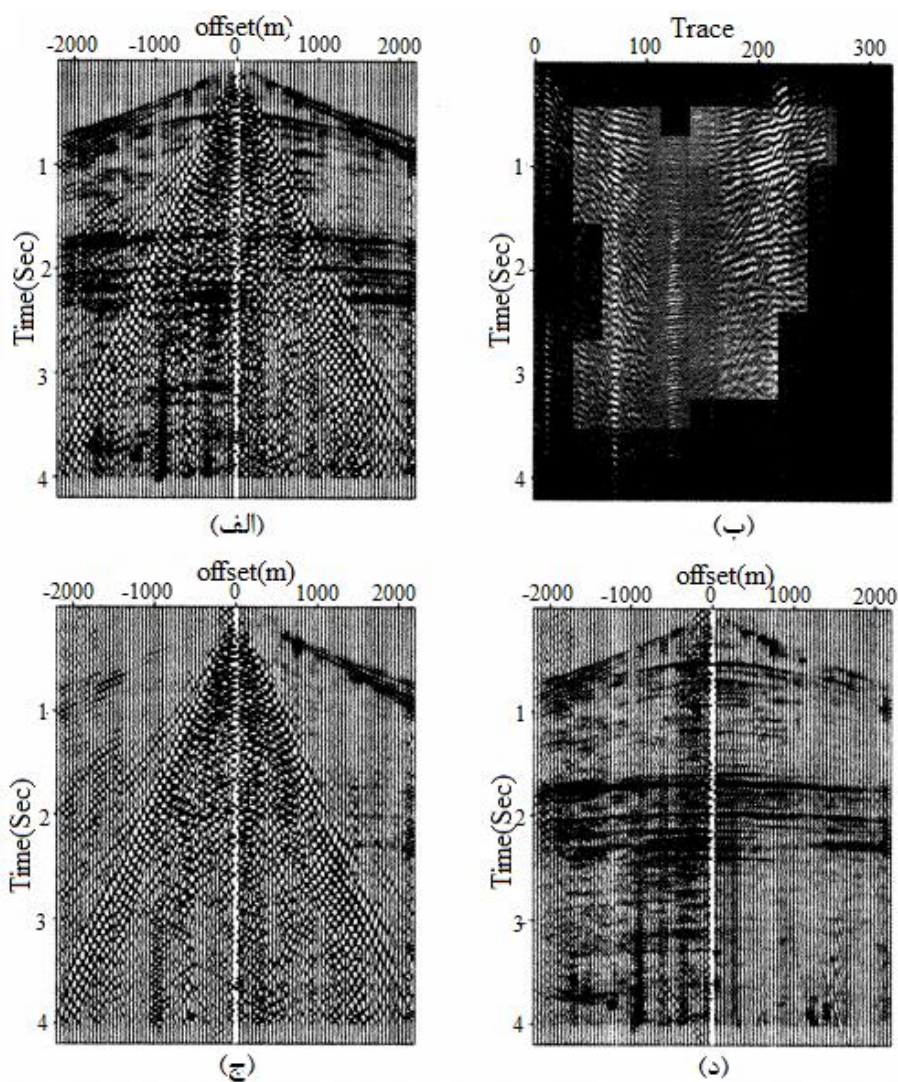
وقتی داده لرزه‌ای حاوی بازتاب‌ها و زمین‌غلت است، استفاده از تبدیل رادون خطی یا یک تبدیل رادون هذلولی هر دو پدیده را به طور همزمان متمرکز نمی‌سازد. یک راه‌حل تطبیق دادن یک عملگر ترکیبی است که شامل هر دو مسیر انتگرال‌گیری خطی و هذلولی باشد و به طور همزمان سیگنال و نوفه را مدل‌سازی کند. این تبدیل رادون اولین بار توسط ترد^۱ و همکاران (۲۰۰۱) ارائه گردید و تبدیل رادون ترکیبی نام‌گذاری شد.



شکل ۲-۶. فیلتر کردن داده خشکی در حوزه $f - k$ (الف) داده خشکی قبل از فیلتر کردن، (ب) طیف $f - k$ داده قبل از فیلتر کردن، (ج) طیف $f - k$ داده بعد از فیلتر کردن و (د) داده فیلتر شده (کنستانتینسکو، ۲۰۰۶).

^۱ Trad

در شکل ۷-۲ (الف) یک رکورد چشمه مشترک واقعی مشاهده می‌شود. شکل ۷-۲ (ب) تبدیل رادون ترکیبی رکورد شکل ۷-۲ (الف) را نشان می‌دهد. نیمه سمت راست تبدیل رادون هذلولی و نیمه سمت چپ تبدیل رادون خطی است. با تفکیک نواحی مربوط به موج زمین‌غلت و سیگنال‌های بازتابی می‌توان نوفه زمین‌غلت را مدل‌سازی نمود (شکل ۷-۲ (ج)) و پس از کسر از داده اولیه، رکورد نوفه‌زدا شده را به دست آورد (شکل ۷-۲ (د)). قسمت کمی از زمین‌غلت در ردلرزه‌های با دورافت کم باقی می‌ماند.



شکل ۷-۲. (الف) رکورد چشمه مشترک (ایلماز، ۲۰۰۱)، (ب) تبدیل رادون ترکیبی رکورد چشمه مشترک (الف)، (ج) داده بازیابی از فضای خطی و (د) سیگنال حاصل از تفاوت بین (الف) و (ج) (ترد و همکاران، ۲۰۰۱).

فصل سوم

ابزار و روش تحقیق

۳-۱ مقدمه

ایده نمایش یک تابع بر حسب مجموعه کاملی از توابع پایه، اولین بار توسط فوریه^۱ (۱۸۸۲)، ریاضیدان و فیزیکدان فرانسوی طی رساله‌ای در آکادمی علوم راجع به انتشار حرارت، برای نمایش توابع به کار گرفته شد. در واقع برای آن که یک تابع $f(x)$ به شیوه‌ای ساده و فشرده نمایش داده شود، فوریه ثابت کرد که می‌توان از محورهای استفاده کرد که به کمک مجموعه‌ای نامتناهی از توابع سینوسی ساخته شوند. به عبارت دیگر فوریه نشان داد که یک تابع $f(x)$ را می‌توان به وسیله حاصل جمع بی‌نهایت تابع سینوسی و کسینوسی نمایش داد. پایه‌های فوریه به صورت ابزارهایی اساسی با کاربردهایی فوق‌العاده موثر در علوم درآمده‌اند، زیرا برای نمایش انواع متعددی از توابع و در نتیجه کمیت‌های فیزیکی فراوان به کار می‌روند. با گذشت زمان، ضعف پایه‌های فوریه نمایان شد، به عنوان مثال دانشمندان پی بردند که پایه‌های فوریه و نمایش توابع سینوس‌وار در مورد سیگنال‌های پیچیده نظیر تصاویر، نه تنها ایده‌آل نیستند بلکه از شرایط مطلوب دورند و به شکل کارآمدی قادر به نمایش ساختارهای گذرا نظیر مرزهای موجود در تصاویر نیستند. همچنین آن‌ها متوجه شدند که تبدیل فوریه فقط برای توابع پایا مورد استفاده قرار می‌گیرد و برای توابع غیر پایا کارآمد نیست (البته گابور^۲ (۱۹۴۶) با استفاده از توابع پنجره‌ای که منجر به تبدیل فوریه پنجره‌ای شد، این مشکل را تا حدودی برطرف کرد).

هار^۳ (۱۹۰۹) اولین کسی بود که به موجک‌ها اشاره کرد. ریاضیدانان به قصد تحلیل ساختارهای تکین^۴ به فکر اصلاح پایه‌های فوریه افتادند و بعد از آن یک ژئوفیزیکدان فرانسوی به نام مورلت^۵ (۱۹۷۰) متوجه شد که پایه‌های فوریه بهترین ابزار ممکن در اکتشافات زیر زمین نیستند، این موضوع در

^۱ Fourier

^۲ Gabor

^۳ Haar

^۴ Singular structures

^۵ Morlet

آزمایشگاهی متعلق به الف آلکین^۱ منجر به اکتشاف موجک‌ها گردید.

میر^۲ (۱۹۸۰) ریاضیدان فرانسوی، نخستین پایه‌های موجکی متعامد را کشف کرد (تعامد نوعی از ویژگی‌ها را بیان می‌کند که موجب تسهیلات فراوانی در استدلال و محاسبه می‌شود، پایه‌های فوریه نیز متعامدند). مورلت (۱۹۸۲) مفهوم موجک و تبدیل موجک را به عنوان یک ابزار برای آنالیز سیگنال زمین‌لرزه معرفی کرد و گراسمن^۳ (۱۹۸۵) فیزیکدان نظری فرانسه نیز فرمول وارونی را برای تبدیل موجک بدست آورد.

میر و مالات^۴ (۱۹۸۷) از پایه‌های موجک متعامد آنالیز چند تفکیکی را بسازند و مالات (۱۹۸۹) تجزیه موجک‌ها و الگوریتم‌های بازسازی را با به کاربردن آنالیز چند تفکیکی به وجود آورد. مورنزی^۵ و آنتوان^۶ (۱۹۹۰) موجک‌ها را به فضای دو بعدی و سپس به فضاهایی با ابعاد دیگر گسترش دادند و بدین ترتیب بود که آنالیز موجکی پایه‌گذاری گردید.

تبدیل‌های ریاضی برای به دست آوردن اطلاعات اضافی از سیگنال‌ها (که از خود سیگنال قابل دستیابی نیستند) استفاده می‌شوند. برای پردازش سیگنال، تبدیل‌های ریاضی زیادی می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد که در میان آن‌ها تبدیل فوریه مشهورترین به شمار می‌رود. در سال‌های اخیر تبدیل موجک به عنوان یکی از تبدیل‌های ریاضی کارآمد در زمینه پردازش سیگنال معرفی شده است.

بسیاری از سیگنال‌های مورد مطالعه در شاخه‌های متفاوت علمی و مهندسی، سیگنال‌های حوزه زمان هستند. به این معنی که آن‌چه سیگنال نشان می‌دهد، تابعی از زمان می‌باشد. معمولاً لفظ سیگنال تنها به توابع حوزه زمان (مانند رکورد یک زلزله یا یک نگاشت لرزه‌ای) گفته می‌شود. در حالی که می‌توان پاسخ‌های حوزه مکان را نیز سیگنال نامید. مثلاً نگاشت ثبت شده از یک برداشت چاه‌پیمایی، حوزه

^۱ Alph Alkin

^۲ Meyer

^۳ Grossman

^۴ Mallat

^۵ Murenzi

^۶ Antoine

مکان به حساب می‌آید.

در یک نگاه کلی هدف از اعمال یک تبدیل ریاضی بر یک سیگنال، به دست آوردن اطلاعات اضافی است که در سیگنال خام اولیه قابل دسترس نمی‌باشد. در بسیاری موارد اطلاعات سودمند سیگنال در محتوای فرکانسی آن نهفته است که به آن طیف سیگنال می‌گویند. به بیان دیگر طیف یک سیگنال نشان دهنده فرکانس‌های موجود در آن سیگنال می‌باشد.

۳-۲ تبدیل فوریه

تبدیل فوریه سیگنال را به توابع نمایی مختلط (توابع سینوس و کسینوس) تجزیه می‌کند و سیگنال را با استفاده از رابطه (۱-۳) از حوزه زمان به حوزه فرکانس می‌برد (پروآکیس و مانولاکیس، ۱۹۹۶).

$$x(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)e^{-2j\pi ft} dt \quad (1-3)$$

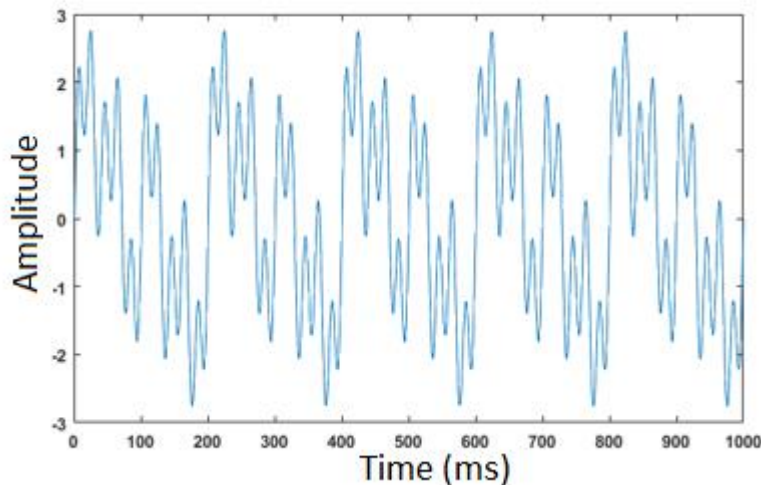
رابطه (۱-۳) تبدیل فوریه سیگنال پیوسته $x(t)$ را نشان می‌دهد که در آن f فرکانس و t زمان می‌باشد. حدود انتگرال در رابطه (۱-۳) بین $-\infty$ تا $+\infty$ می‌باشد، این نشان می‌دهد که یک فرکانس غالب، صرف نظر از اینکه در چه زمان‌هایی در سیگنال ظاهر شود، حاصل انتگرال را به یک میزان تحت تأثیر قرار می‌دهد. این نکته ناکارآمدی تبدیل فوریه را در آنالیز سیگنال‌هایی که فرکانس متغیر دارند، نشان می‌دهد. این گونه سیگنال‌ها در اصطلاح ناپایا نامیده می‌شوند (گابور، ۱۹۴۸؛ پولیکار^۱، ۲۰۰۱). تبدیل فوریه تنها بیان‌کننده این است که فرکانس f در سیگنال مورد نظر وجود دارد یا خیر، اما هیچ نوع اطلاعاتی در مورد بازه زمانی متناظر با پدیداری آن فرکانس در اختیار نمی‌گذارد. لذا توجه به پایا بودن یا نبودن سیگنال، پیش از انجام آنالیز فوریه الزامی است.

به منظور روشن‌تر شدن موضوع، دو سیگنال $x_1(t)$ و $x_2(t)$ مفروض است. سیگنال $x_1(t)$ حاصل جمع چهار سیگنال سینوسی با فرکانس‌های ۵، ۱۰، ۲۰ و ۵۰ هرتز مطابق رابطه (۲-۳) می‌باشد که در تمام زمان‌ها حضور دارند.

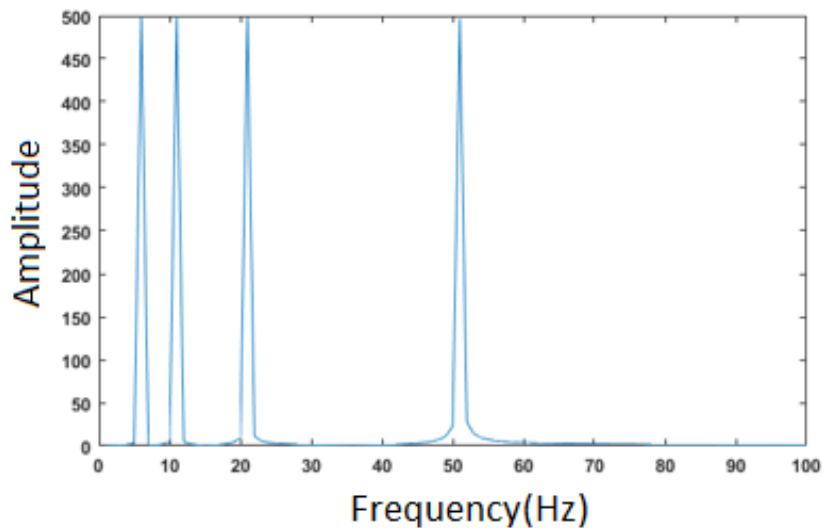
^۱ Polikar

$$x_1(t) = \sin(10\pi t) + \sin(20\pi t) + \sin(40\pi t) + \sin(100\pi t) \quad (2-3)$$

شکل ۱-۳ سیگنال $x_1(t)$ و شکل ۲-۳، طیف دامنه آن را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در طیف دامنه سیگنال $x_1(t)$ ، در فرکانس‌های ۵، ۱۰، ۲۰ و ۵۰ هرتز یک قله مشاهده می‌شود که نشان از حضور فرکانس‌های ۵، ۱۰، ۲۰ و ۵۰ هرتز در سیگنال $x_1(t)$ می‌باشد.



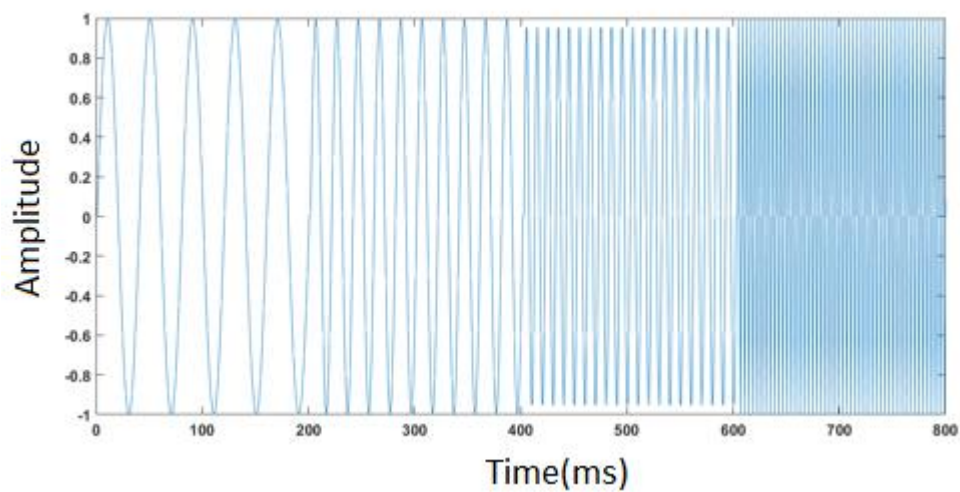
شکل ۱-۳. سیگنال پایا با فرکانس‌های ۵، ۱۰، ۲۰ و ۵۰ هرتز.



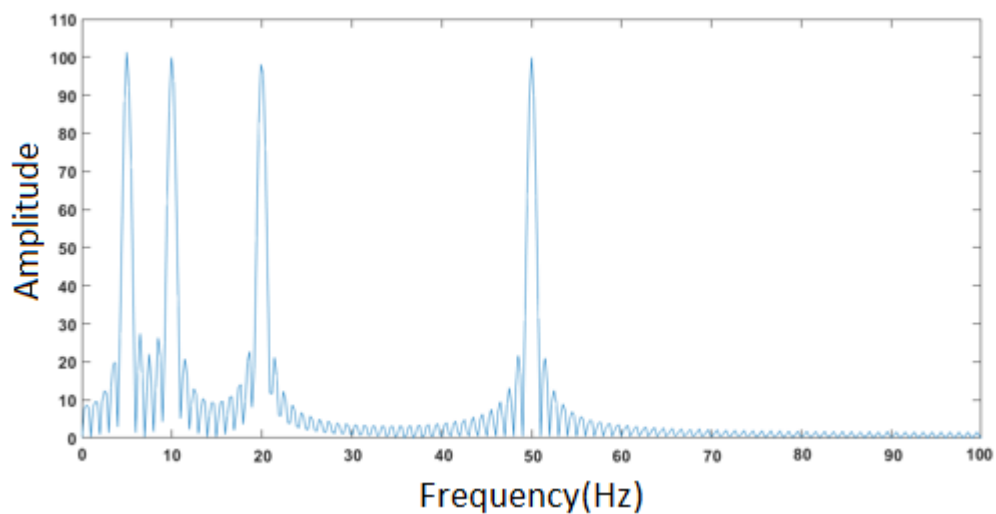
شکل ۲-۳. طیف دامنه سیگنال شکل ۱-۳.

سیگنال $x_2(t)$ از پشت سر هم قرار گرفتن سیگنال‌های سینوسی با فرکانس‌های به ترتیب ۵، ۱۰، ۲۰ و ۵۰ هرتز ایجاد شده است. شکل ۳-۳ سیگنال $x_2(t)$ و شکل ۴-۳، طیف دامنه آن را نشان می‌دهد.

چنانچه مشاهده می‌شود، طیف دامنه دو سیگنال دارای قله‌هایی تقریباً مشابه هستند و حضور فرکانس‌های ۵، ۱۰، ۲۰ و ۵۰ هرتز را در هر دو سیگنال نشان می‌دهند و هیچگونه اطلاعات زمانی در اختیار قرار نمی‌دهند. لذا تبدیل فوریه ابزار مناسبی برای تمایز بین این دو سیگنال نیست. بنابراین باید تبدیل‌هایی را مورد استفاده قرار داد که به نوعی اطلاعات زمانی را در کنار اطلاعات فرکانسی به طور همزمان داشته باشد. اولین تلاش در این زمینه منجر به معرفی تبدیل فوریه زمان کوتاه گردید (گابور، ۱۹۴۸).



شکل ۳-۳. سیگنال ناپایا با فرکانس‌های ۵، ۱۰، ۲۰ و ۵۰ هرتز در زمان‌های متفاوت.



شکل ۳-۴. طیف دامنه سیگنال شکل ۳-۳.

۳-۳ تبدیل فوریه زمان کوتاه^۱ (STFT)

مهم‌ترین ضعف تبدیل فوریه در آنالیز سیگنال ناپایا می‌باشد. برای رفع این مشکل، تبدیل فوریه زمان کوتاه ارائه شد. در این حالت سیگنال به بخش‌هایی به اندازه کافی کوچک تقسیم می‌گردد به طوری که بتوان هر یک از این بخش‌ها را پایا فرض کرد. سپس تبدیل فوریه در هر بازه (پنجره) به طور جداگانه انجام و نتایج به ترتیب مجاور هم قرار داده می‌شوند. این نکته در شکل ۳-۳ نیز به وضوح دیده می‌شود، چرا که به وضوح این سیگنال ناپایا در هر بازه 0.2 ثانیه‌ای پایا است. حاصل این تبدیل، سیگنال ورودی را در دو بعد زمان و فرکانس نشان می‌دهد و این روش می‌تواند اطلاعاتی را راجع به اینکه در چه زمانی کدام فرکانس‌ها ثبت شده‌اند، بدهد. از نظر ریاضی تبدیل فوریه زمان کوتاه به صورت رابطه (۳-۳) نمایش داده می‌شود (بوآشاش^۲، ۲۰۰۳).

$$STFT_x(\tau, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \omega^*(t - \tau) e^{-2j\pi f t} dt \quad (3-3)$$

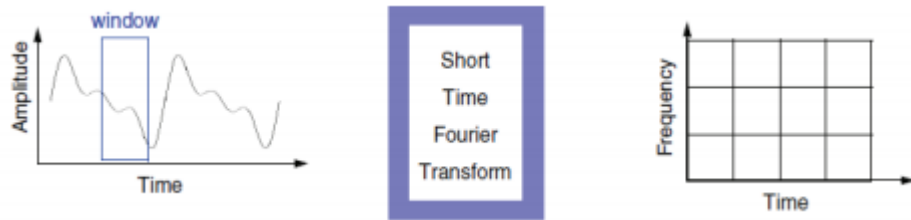
در رابطه بالا $\omega(t)$ تابع پنجره و τ مقدار جابجایی پنجره در هر مرحله است. در حقیقت، تبدیل فوریه زمان کوتاه، همان تبدیل فوریه سیگنال پنجره شده است. با شروع از ابتدای سیگنال، تابع پنجره در سیگنال ضرب شده و سپس تبدیل فوریه این سیگنال پنجره شده محاسبه می‌گردد، در گام بعد پنجره به میزان τ انتقال می‌یابد و روند قبل مجدداً تکرار می‌شود. شکل ۳-۵ مفهوم تبدیل فوریه زمان کوتاه را به خوبی نمایش می‌دهد. معمولاً در عمل به هنگام اجرای تبدیل فوریه زمان کوتاه، طول پنجره زمانی انتخاب شده برای تمام طول سیگنال یکسان است. همان‌طور که در شکل ۳-۵ ملاحظه می‌شود، قدرت تفکیک زمان-فرکانس در کل صفحه زمان-فرکانس تغییر نکرده است و این ضعف اصلی تبدیل فوریه زمان کوتاه است (لوئیس^۳ و ریدر^۴، ۱۹۹۷).

^۱ Short Fourier Transform

^۲ Boashash

^۳ Louis

^۴ Rieder



شکل ۳-۵. عملکرد تبدیل فوریه زمان کوتاه (بوآشاش، ۲۰۰۳).

در تبدیل فوریه، مشکلی در تفکیک‌پذیری فرکانسی وجود ندارد. به طور مشابه، در حوزه زمان نیز مشکلی در تفکیک‌پذیری زمانی وجود ندارد. آنچه که باعث می‌شود در حوزه فرکانس بهترین تفکیک-پذیری فرکانسی وجود داشته باشد، هسته نمایی $e^{-2j\pi ft}$ است که در تمام زمان‌ها، از $-\infty$ تا $+\infty$ حضور دارد. حال آن‌که در تبدیل فوریه زمان کوتاه پنجره مورد استفاده متناهی است که سبب کاهش تفکیک‌پذیری فرکانسی می‌گردد (مالات، ۲۰۰۹). به عبارت دیگر، در تبدیل فوریه زمان کوتاه، موقعیت زمانی دقیق مؤلفه فرکانسی در دسترس نمی‌باشد، بلکه مطابق شکل ۳-۵ اطلاعات یک باند فرکانسی در یک محدوده زمانی در دسترس می‌باشد. لذا به دلیل محدود بودن طول پنجره، تفکیک-پذیری فرکانسی تبدیل فوریه زمان کوتاه بهترین نخواهد بود (پولیکار، ۲۰۰۱؛ بوآشاش، ۲۰۰۳). با انتخاب پنجره زمانی بزرگ، تفکیک‌پذیری فرکانسی افزایش می‌یابد. حال آنکه تفکیک‌پذیری زمانی یک پنجره بزرگ کم است. در مقابل، با انتخاب پنجره زمانی کوچک، تفکیک‌پذیری زمانی مناسب می‌باشد، اما تفکیک‌پذیری فرکانسی نامناسب خواهد بود. از آن‌جا که پنجره به کار رفته در محاسبه تبدیل فوریه زمان کوتاه ثابت است، لذا بر حسب سیگنال مورد تحلیل، بایستی نوعی مصالحه بین تفکیک‌پذیری زمانی و فرکانسی برقرار باشد، زیرا نمی‌توان همزمان برای هر دو تفکیک‌پذیری مقدار مناسب در نظر گرفت.

مشکل تفکیک‌پذیری ثابت در تبدیل فوریه زمان کوتاه ریشه در اصل عدم قطعیت هایزنبرگ دارد (پولیکار، ۲۰۰۱؛ مالات، ۱۹۸۹). طبق این اصل نمی‌توان توصیف زمان-فرکانس یک سیگنال را به طور دقیق داشت، یعنی نمی‌توان فهمید که در یک سیگنال به طور دقیق چه مؤلفه‌های فرکانسی در چه

زمان‌هایی وجود دارد، بلکه تنها می‌توان فهمید که در کدام بازه‌های زمانی، چه باند فرکانسی موجود است. این اصل به طور مستقیم به مفهوم تفکیک‌پذیری برمی‌گردد و به دلیل پنجره مورد استفاده ایجاد می‌شود. اگرچه مشکلات تفکیک‌پذیری زمان و فرکانس در نتیجه یک پدیده فیزیکی (اصل عدم قطعیت هایزنبرگ) بوده و ربطی به نوع تبدیل مورد استفاده ندارد، می‌توان از یک رویکرد جایگزین برای تحلیل سیگنال‌ها استفاده نمود که اصطلاحاً آنالیز تفکیک چندگانه نامیده می‌شود (پولیکار، ۲۰۰۱؛ مالات، ۱۹۸۹) که سنگ بنای تبدیل موجک می‌باشد.

۳-۴ تبدیل موجک

منظور از آنالیز تفکیک چندگانه، تحلیل سیگنال در فرکانس‌های مختلف با تفکیک‌پذیری‌های متفاوت است. بدین ترتیب، برخلاف تبدیل فوریه زمان کوتاه، در آنالیز تفکیک چندگانه، با هریک از مؤلفه‌های فرکانسی به طور یکسان رفتار نمی‌شود. در حقیقت هدف آنالیز تفکیک چندگانه، ارائه تفکیک‌پذیری زمانی مناسب و تفکیک‌پذیری فرکانسی نادقیق در فرکانس‌های بالا و در مقابل، تفکیک‌پذیری فرکانسی خوب و تفکیک‌پذیری زمانی ضعیف در فرکانس‌های پایین است. این رویکرد به ویژه در کاربردهایی که سیگنال مورد تحلیل دارای مؤلفه‌های فرکانس بالا در مدت زمان کوتاه بوده و مؤلفه‌های فرکانس پایین آن‌ها برای بازه‌های بلند زمانی باقی می‌مانند، مفید می‌باشد.

تئوری موجک برای غلبه بر مشکلات تبدیل فوریه زمان کوتاه ارائه گردیده است. در این روش، مسئله تقسیم سیگنال به بخش‌های مختلف، با استفاده از مقیاس‌گذاری و انتقال دادن یک تابع حل می‌شود. تبدیل موجک یک تبدیل خطی است که هدف از آن انتقال سیگنال از حوزه زمان به حوزه زمان-مقیاس می‌باشد. ویژگی اصلی تبدیل موجک در مقابل تبدیل فوریه زمان کوتاه این است که تمامی توابع پایه از انتقال و مقیاس یک تابع به نام موجک مادر به دست می‌آیند. یک موجک در حکم تابعی تعریف می‌شود که میانگین صفر دارد و هم در زمان و هم در فرکانس متمرکز است.

همان‌طور که در شکل ۳-۶ نشان داده شده است، موج یک تابع نوسانی در زمان یا مکان می‌باشد

در حالی که موجک شکلی از موج است با انرژی محدود و مقدار متوسط صفر. بنابراین در تبدیل فوری و تبدیل فوری زمان کوتاه از موج برای آنالیز سیگنال استفاده می‌شود در حالی که در تبدیل موجک از موجک برای آنالیز سیگنال استفاده می‌شود.

همان‌طور که اشاره شد، در تبدیل فوری زمان کوتاه از یک پنجره زمانی از پیش تعیین شده استفاده می‌شود که این امر باعث تفکیک‌پذیری ثابت در صفحه زمان-فرکانس می‌شود. به دلیل طبیعت ناپایای سیگنال لرزه‌ای، فرکانس با زمان تغییر می‌کند، بنابراین یک پنجره با طول متغیر با زمان نیاز است.



شکل ۳-۶. سمت چپ نمای یک موج (سینوسی) و سمت راست نمای یک موجک است (فوگال^۱، ۲۰۰۹).

۳-۴-۱ تبدیل موجک پیوسته^۲ (CWT)

تبدیل موجک پیوسته به عنوان روش جایگزین برای تبدیل فوری زمان کوتاه ارائه گردید و هدف آن فائق آمدن بر مشکلات مربوط به تفکیک‌پذیری در تبدیل فوری زمان کوتاه است. در تبدیل موجک پیوسته مشابه با تبدیل فوری زمان کوتاه، همبستگی^۳ سیگنال مورد نظر با موجک محاسبه می‌شود که در حقیقت نقش همان تابع پنجره را دارد. اختلاف عمده میان تبدیل فوری زمان کوتاه و تبدیل موجک وجود دارد که عبارتند از:

۱. در تبدیل موجک، از سیگنال پنجره شده، تبدیل فوری گرفته نمی‌شود، بلکه همبستگی عرضی

^۱ Fogal

^۲ Continuous wavelet transform

^۳ Correlation

میان سیگنال و موجک محاسبه می‌شود.

۲. در تبدیل موجک، عرض پنجره برای مؤلفه‌های فرکانسی مختلف، متفاوت است که به طور حتم مهم‌ترین ویژگی تبدیل موجک است (مالات، ۱۹۸۹).

بر این اساس، تبدیل موجک پیوسته به صورت رابطه (۳-۴) تعریف می‌گردد (مالات، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۹).

$$CWT_x^\psi(\tau, s) = \frac{1}{\sqrt{s}} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \psi^*\left(\frac{t-\tau}{s}\right) dt \quad (۳-۴)$$

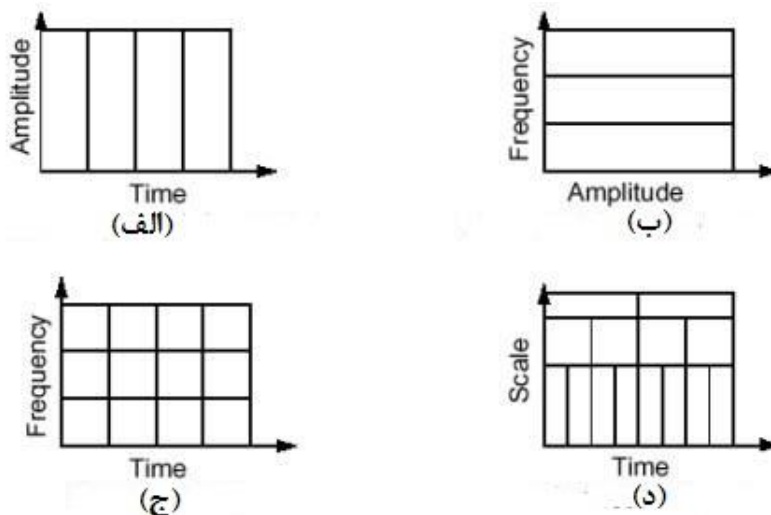
در رابطه (۳-۴)، s و τ به ترتیب پارامتر مقیاس و انتقال می‌باشند. علامت * نشان دهنده مزدوج مختلط است. τ مشابه با مفهوم انتقال زمانی در تبدیل فوریه زمان کوتاه است که میزان جابجایی پنجره را معلوم می‌کند. اما برخلاف تبدیل فوریه زمان کوتاه، در تبدیل موجک به طور مستقیم پارامتر فرکانس وجود ندارد و در مقابل، از پارامتر مقیاس استفاده می‌شود که به طور معکوس با فرکانس ارتباط دارد. در رابطه (۳-۴)، ψ تابع پنجره است که موجک نامیده می‌شود (آدیسون^۱، ۲۰۰۲).

همان‌طور که بیان شد، در تبدیل موجک به جای فرکانس، پارامتر مقیاس وجود دارد. مفهوم مقیاس در تبدیل موجک همانند مفهوم مقیاس در نقشه می‌باشد به عبارت دیگر، در تبدیل موجک نیز مقیاس‌های بزرگ، متناظر با یک دید کلی و فارغ از جزئیات به سیگنال است (متناظر با فرکانس‌های پایین) و مقیاس‌های کوچک، متناظر با نگاه به جزئیات سیگنال است و لذا در تناظر با فرکانس‌های بالا خواهد بود (پولیکار، ۲۰۰۱). بنابراین در تبدیل موجک پیوسته نیازی به تنظیم طول پنجره نیست و می‌توان با تغییر دادن مقیاس موجک، طول پنجره بهینه را با توجه به محتوای فرکانسی داده‌ها به دست آورد.

در شکل ۳-۷، تفکیک‌پذیری تبدیل موجک در مقایسه با نمایش زمانی و فرکانسی و تبدیل فوریه زمان کوتاه نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، صفحه زمان-مقیاس تبدیل موجک،

^۱ Addison

برخلاف صفحه زمان-فرکانس تبدیل فوریه زمان کوتاه دارای قدرت تفکیک چندگانه است.



شکل ۳-۷. نمایش تفکیک پذیری در صفحات مختلف؛ (الف) صفحه زمان، (ب) صفحه فرکانس، (ج) صفحه زمان-فرکانس در تبدیل فوریه زمان کوتاه و (د) صفحه زمان-مقیاس در تبدیل موجک (بوآشاش، ۲۰۰۳).

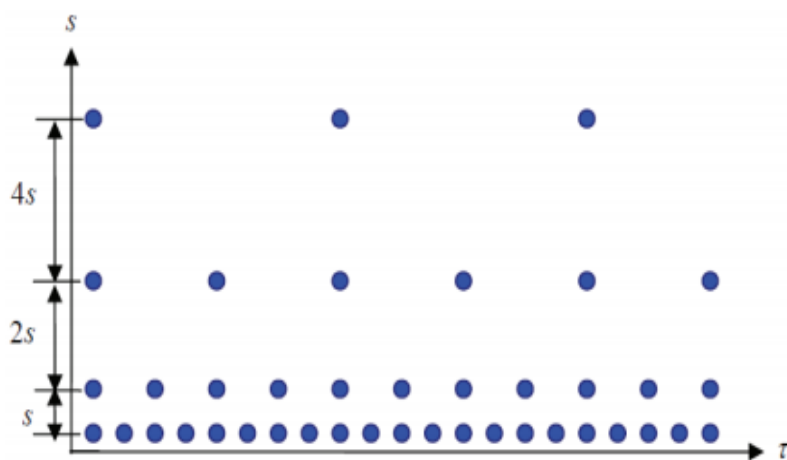
۳-۴-۲ گسسته سازی تبدیل موجک پیوسته

در تبدیل موجک پیوسته تغییرات s و t به آرامی و به صورت پیوسته صورت می گیرد که این کار باعث افزونگی^۱ در داده ها می شود. لذا با توجه به نوع سیگنال هایی که در لرزه شناسی مورد بررسی قرار می گیرد و برای کاربرد عملی در کامپیوتر لازم است از نسخه گسسته شده آن استفاده شود (پولیکار، ۲۰۰۱).

برای گسسته سازی تبدیل موجک پیوسته ساده ترین روش، نمونه برداری از صفحه زمان-مقیاس در نقاط مختلف آن است که با تغییر مقیاس، می توان نرخ نمونه برداری را تغییر داد. بدین ترتیب در مقیاس های بالاتر (فرکانس های پایین تر) می توان نرخ نمونه برداری را با توجه به فرکانس نایکوئیست، کاهش داد. نمونه برداری نایکوئیست، حداقل نرخ نمونه برداری مجاز از سیگنال پیوسته در زمان است که قابل بازسازی

^۱ Redundancy

می‌باشد. بنابراین با کاهش نرخ نمونه‌برداری در فرکانس‌های پایین، زمان محاسبات به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد (مالات، ۱۹۸۹؛ پولیکار ۲۰۰۱). برای گسسته‌سازی مقیاس از $S = S_0^j$ و زمان از $\tau = k S_0^j \tau_0$ استفاده می‌شود که نشان می‌دهد گسسته‌سازی بر حسب یک درجه‌بندی لگاریتمی صورت می‌پذیرد به نحوی که برای هر مقیاس، یک نرخ نمونه‌برداری جداگانه استفاده می‌شود. شکل ۸-۳ نحوه گسسته کردن تبدیل موجک پیوسته را با استفاده از روش بالا نشان می‌دهد.



شکل ۸-۳. گسسته‌سازی صفحه زمان-مقیاس (مالات، ۱۹۸۹؛ پولیکار، ۲۰۰۱).

۳-۴-۳ تبدیل موجک گسسته^۱ (DWT)

شکل متداول امروزی تبدیل موجک گسسته توسط دوبیچز^۲ (۱۹۸۸) مطرح گردید. گسسته کردن تبدیل موجک پیوسته امکان محاسبه آن را با کامپیوتر فراهم می‌کند، اما این یک تبدیل گسسته صحیح نیست. حقیقت امر این است که سری‌های موجک در واقع یک نسخه نمونه‌برداری شده از CWT هستند و اطلاعاتی که بخصوص در مواقعی که بازسازی سیگنال مد نظر است، ارائه می‌دهند، به شدت تکراری است. این تکرار از طرف دیگر، به زمان محاسبات و منابع قابل توجهی نیاز دارد. تبدیل موجک گسسته

^۱ Discrete wavelet transform

^۲ Daubechies

اطلاعات کافی و مناسبی را هم در مورد تجزیه و هم ترکیب سیگنال اصلی با درصد کاهش قابل توجهی در زمان محاسبات، ارائه می‌دهد. در DWT پارامترهای انتقال و مقیاس به طور غیرپیوسته مطابق رابطه (۵-۳) انتخاب می‌شوند.

$$a = 2^{j/2}, \quad b = 2^j t - k \quad (5-3)$$

که k و j اعداد صحیح هستند. لذا، موجک‌های مقیاس‌شده و شیفت داده شده به صورت رابطه (۶-۳) به دست می‌آید.

$$\psi_{j,k}(t) = 2^{j/2} \psi(2^j t - k) \quad (6-3)$$

تبدیل موجک گسسته در واقع تجزیه سیگنال یا ردلرزه به باندهای مختلف فرکانسی (مقیاسی) است. در تبدیل موجک گسسته دو دسته تابع برای تجزیه به کار می‌روند (دوبیچز، ۱۹۸۸؛ مالات، ۱۹۸۹):

۱- توابع مرتبط با مقیاس

۲- توابع مرتبط با موجک مادر

که به ترتیب مربوط به فیلترهای پایین‌گذر و بالاگذر هستند. تفکیک سیگنال به باندهای فرکانسی مختلف، با فیلترهای پایین‌گذر و بالاگذر صورت می‌گیرد (دوبیچز، ۱۹۸۸؛ مالات، ۱۹۸۹).

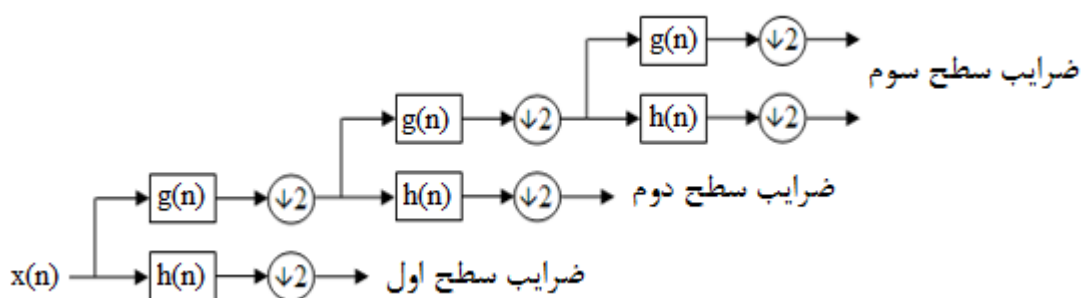
در عمل سیگنال اولیه از دو فیلتر عبور داده می‌شود که عبارتند از فیلترهای بالاگذر ($h(n)$) و پایین‌گذر ($g(n)$) و این یک سطح از عملیات تفکیک سیگنال با تبدیل موجک گسسته را تشکیل می‌دهد. شکل ۹-۳ فرآیند تجزیه یک سیگنال در ابتدایی‌ترین سطح توسط تبدیل موجک گسسته را نشان می‌دهد.



شکل ۹-۳. فرآیند فیلتر نمودن در ابتدایی‌ترین سطح (مالات، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۹).

با توجه به اینکه ضرایب خروجی فیلتر پایین‌گذر، شکل اولیه سیگنال را دنبال می‌کنند به همین دلیل به این ضرایب، تقریب^۱ گفته می‌شود. همچنین ضرایب خروجی فیلتر بالاگذر، جزئیات فرکانس بالای سیگنال را دربردارند، به همین دلیل به این ضرایب، جزئیات^۲ گفته می‌شود. پس از هر مرحله اعمال دو فیلتر، یک مرحله فرآیند زیرنمونه‌برداری^۳ نیز انجام می‌شود. به این معنی که تعداد نمونه‌ها نسبت به حالت اولیه با ضریب ۲ کاهش می‌یابد. این فرآیند باعث می‌شود که دقت تفکیک زمانی نصف اما دقت تفکیک فرکانسی دو برابر شود و این در حالی است که باند فرکانسی سیگنال در هر مرحله نصف باند فرکانسی سیگنال قبلی است. البته در نوع تبدیل موجک گسسته پایا، دیگر فرآیند زیرنمونه‌برداری انجام نمی‌شود.

فرآیند اعمال فیلترهای بالاگذر و پایین‌گذر می‌تواند بر روی خروجی‌های مرحله قبل مجدداً انجام شود و این عمل تا هر تعداد که لازم باشد، تکرار می‌شود. البته در عمل، تکرار فرآیند بر روی خروجی حاصل از فیلتر پایین‌گذر در هر مرحله انجام می‌شود. در شکل ۳-۱۰ فرآیند تجزیه یک سیگنال در سه سطح توسط تبدیل موجک گسسته نشان داده شده است. به این شکل درخت تجزیه موجک می‌گویند که به نام بانک فیلتر شناخته شده است (مالات، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۹).



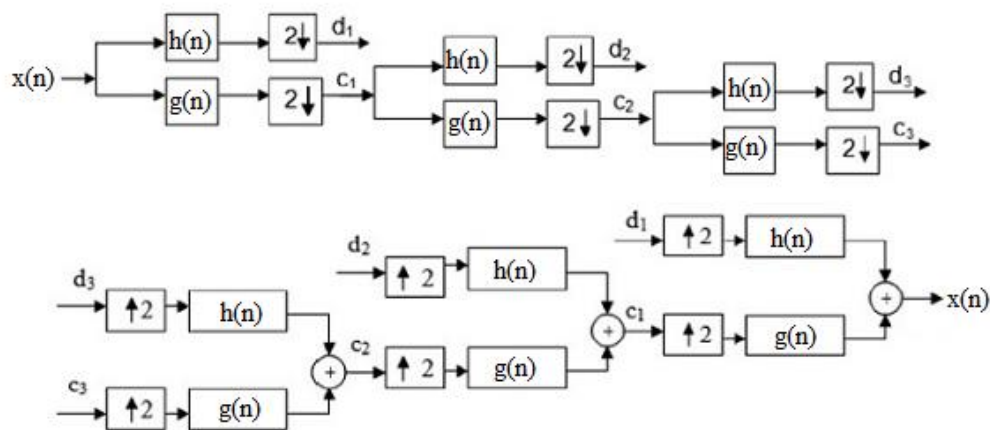
شکل ۳-۱۰. درخت تجزیه موجک (بانک فیلتر) (مالات، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۹).

^۱ Approximation

^۲ Detail

^۳ Downsampling

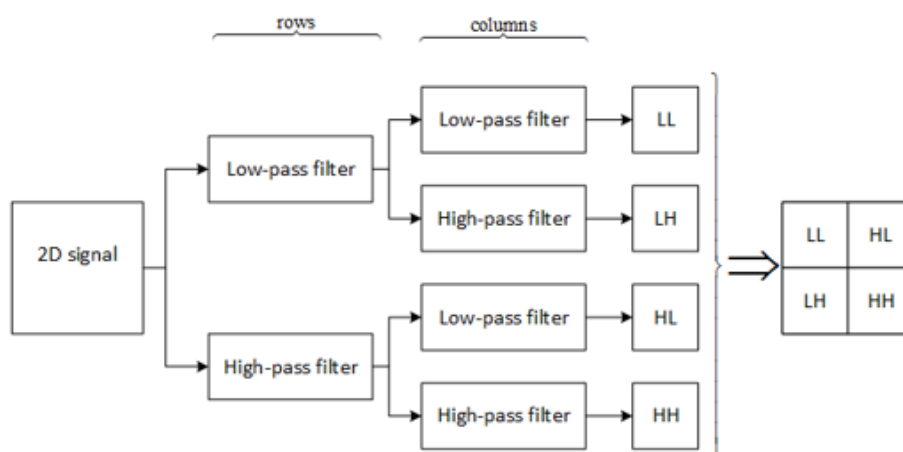
برای بازسازی سیگنال، عکس عملیات فوق صورت می‌پذیرد. سیگنال‌ها در هر مرحله با نرخ نمونه‌برداری دوبرابر از فیلترهای $(g(n))$ و $(h(n))$ عبور کرده و سپس جمع می‌شوند. در شکل ۳-۱۱ مراحل تجزیه و بازسازی سیگنال توسط تبدیل موجک گسسته به صورت شماتیک نشان داده شده است.



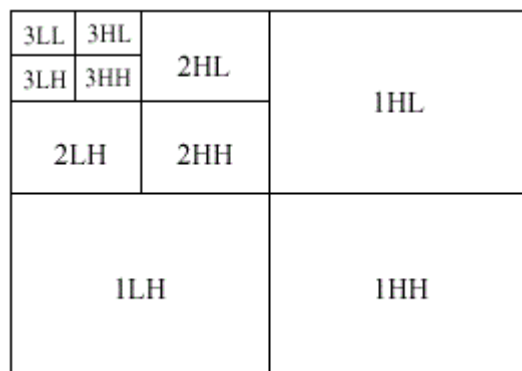
شکل ۳-۱۱. نمایش مراحل تفکیک و بازسازی سیگنال با استفاده از فیلترهای فرکانسی بالاگذر و پایین‌گذر (مالات، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۹).

۳-۴-۴ تبدیل موجک گسسته دو بعدی

برای انجام تبدیل موجک گسسته دو بعدی بر روی یک سیگنال دوبعدی کافیهست که ابتدا فیلترهای بالاگذر و پایین‌گذر در راستای افقی بر روی سیگنال دو بعدی اعمال شود و در مرحله بعد فیلترهای بالاگذر و پایین‌گذر بر روی خروجی دو فیلتر قبل در راستای عمودی اعمال می‌شود. سپس با کنار هم قرار دادن خروجی‌ها، مطابق شکل ۳-۱۲، یک مرحله تبدیل موجک گسسته دو بعدی به دست می‌آید. به منظور محاسبه تبدیل موجک برای سطح بعدی، مراحل فوق بر روی خروجی دو مرحله اعمال فیلتر پایین‌گذر تکرار می‌شود. در شکل ۳-۱۳ تبدیل موجک گسسته دو بعدی تا سه مرحله تکرار نشان داده شده است.

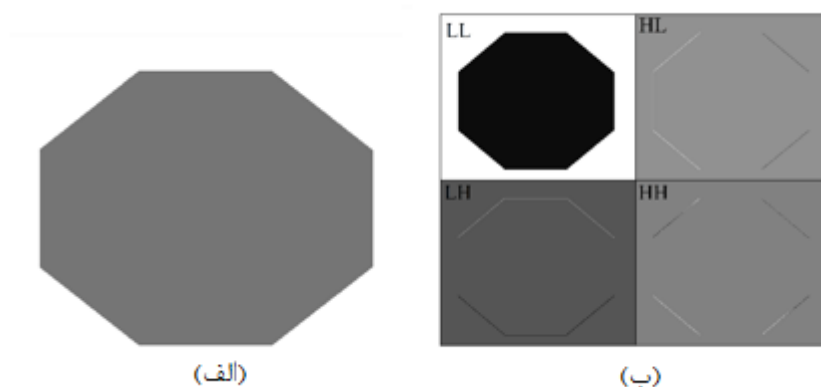


شکل ۳-۱۲. تبدیل موجک گسسته دو بعدی در اولین سطح (مالات ۱۹۹۹ و ۲۰۰۹).



شکل ۳-۱۳. تجزیه یک تصویر با استفاده از تبدیل موجک گسسته دو بعدی تا سه مرحله (مالات، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۹).

همان‌طور که در شکل ۳-۱۲ مشاهده می‌شود، سیگنال دو بعدی بعد از عبور از فیلترهای بالاگذر و پایین‌گذر به چهار زیر باند تجزیه می‌شود. زیرباند تقریبی (LL) یک تقریب کلی از سیگنال مورد تجزیه را نمایش می‌دهد. زیرباند عمودی (HL) جزئیات عمودی سیگنال، زیرباند افقی (LH) جزئیات افقی و زیرباند قطری (HH) تغییرات قطری سیگنال را بارز می‌کند. به منظور درک بهتر این موضوع از تصویر هشت ضلعی (شکل ۳-۱۴ الف) در محیط نرم افزار *MATLAB* تبدیل موجک گسسته دو بعدی گرفته شده و نتیجه تجزیه آن در شکل ۳-۱۴ ب) نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۴. (الف) تصویر هشت ضلعی (ب) تجزیه تصویر بعد از اعمال تبدیل موجک گسسته دو بعدی.

همان‌طور که مشاهده می‌شود، خطوط عمودی شش ضلعی در مولفه عمودی (HL) حاصل از تبدیل موجک گسسته دو بعدی ظاهر شده است. همین‌طور خطوط قطری در مولفه قطری (HH) و خطوط افقی در مولفه افقی (LH) قابل مشاهده است. یک تقریب کلی از تصویر هشت ضلعی نیز در مولفه تقریب (LL) حاصل از تبدیل موجک گسسته دو بعدی ظاهر شده است.

۳-۴-۵ فرآیند تضعیف نوفه با استفاده از تبدیل موجک گسسته دو بعدی

چون نوفه زمین‌گلت یک نوع نوفه لرزه‌ای با جهت‌گیری تقریباً عمودی می‌باشد، از سایر رخدادهای لرزه‌ای غیر عمودی مجزا خواهد شد. بنابراین رخدادهای عمودی مانند نوفه زمین‌گلت، در مولفه عمودی حاصل از تبدیل موجک گسسته دو بعدی ظاهر می‌شود (ماتئوس و آساریو، ۲۰۰۲). در نتیجه به منظور فیلتر کردن نوفه زمین‌گلت، فرآیندهای پردازشی برای زیرباند عمودی به کار گرفته می‌شود. این مسئله باعث می‌شود که به راحتی بتوان بدون آسیب زدن به رخدادهای لرزه‌ای دلخواه مانند بازتاب‌ها این نوفه را فیلتر کرد.

۳-۵ تبدیل ردلرزه شعاعی

تبدیل ردلرزه شعاعی یک طرح ساده برای تبدیل دامنه ردلرزه‌ها از مختصات دورافت-زمان سیر $(x - t)$ به مختصات سرعت ظاهری یا زاویه-زمان سیر $(r - t)$ می‌باشد. در این تبدیل محور زمان

ثابت و بدون تغییر است. در حالی که پارامتر دورافت داده‌ها به سرعت ظاهری مربوط به هر یک از ردلرزه‌های شعاعی تغییر می‌یابد. تبدیل ردلرزه شعاعی و معکوس آن را می‌توان با یک نگاشت خطی به صورت روابط (۷-۳) تا (۹-۳) نشان داد (هنلی، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۳).

$$R\{S(x, t)\} = S'(v, t') \quad (۷-۳)$$

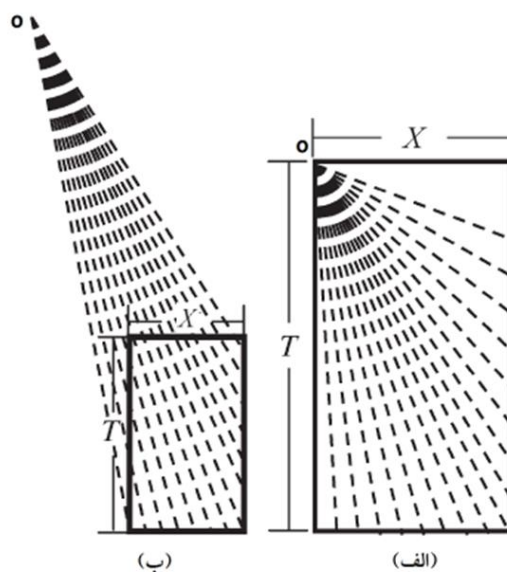
$$R^{-1}\{S'(v, t')\} = S(x, t) \quad (۸-۳)$$

$$\hat{t} = t - t_0, \quad v = \frac{x - x_0}{t - t_0} \quad (۹-۳)$$

که $S(x, t)$ داده‌های لرزه‌ای در حوزه $x - t$ و $S'(v, t')$ داده‌های لرزه‌ای در حوزه $r - t$ می‌باشند. همچنین x_0 و t_0 مبدأ مختصات مربوط به تبدیل ردلرزه شعاعی می‌باشند. با توجه به موقعیت مبدأ مختصات تبدیل و مبدأ مختصات داده‌های لرزه‌ای دو حالت مختلف برای تبدیل ردلرزه شعاعی می‌توان در نظر گرفت. در شکل ۱۵-۳ (الف) این دو مبدأ بر یکدیگر منطبق هستند که در این حالت به آن تبدیل ردلرزه شعاعی می‌گویند؛ ولی در شکل ۱۵-۳ (ب) این دو مبدأ بر یکدیگر منطبق نیستند که در این حالت به آن تبدیل شیب ردلرزه شعاعی گفته می‌شود (هنلی، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۳).

۳-۵-۱ دگرنامی در تبدیل ردلرزه شعاعی

ماهیت شعاعی تبدیل ردلرزه شعاعی باعث می‌شود که فاصله ردلرزه‌های شعاعی با دور شدن از مبدأ تبدیل افزایش پیدا کند. به عبارت دیگر، در زمان‌ها و دورافت‌های ابتدایی، نمونه‌های حوزه زمان-مکان توسط ردلرزه‌های شعاعی نظیر به نظیر تصویر می‌شوند. اما در زمان‌ها و دورافت‌های زیاد به علت افزایش فاصله ردلرزه‌های شعاعی ممکن است بعضی از نمونه‌های داده در حوزه زمان-مکان به هیچ نمونه‌ای در حوزه ردلرزه شعاعی تصویر نشوند. بنابراین، تعداد ردلرزه‌های شعاعی حداقل بایستی به گونه‌ای انتخاب شود که فاصله آن‌ها در لبه‌های انتهایی داده با فاصله نمونه‌های داده در حوزه زمان-مکان برابر باشد، یعنی برابر با مجموع تعداد نمونه‌ها در طول یک ردلرزه و تعداد کل ردلرزه‌ها در حوزه زمان-مکان. با این تعداد می‌توان اطمینان پیدا کرد که تمامی نمونه‌های داده در حوزه زمان-مکان حداقل به یک نمونه در حوزه جدید تصویر می‌شوند.

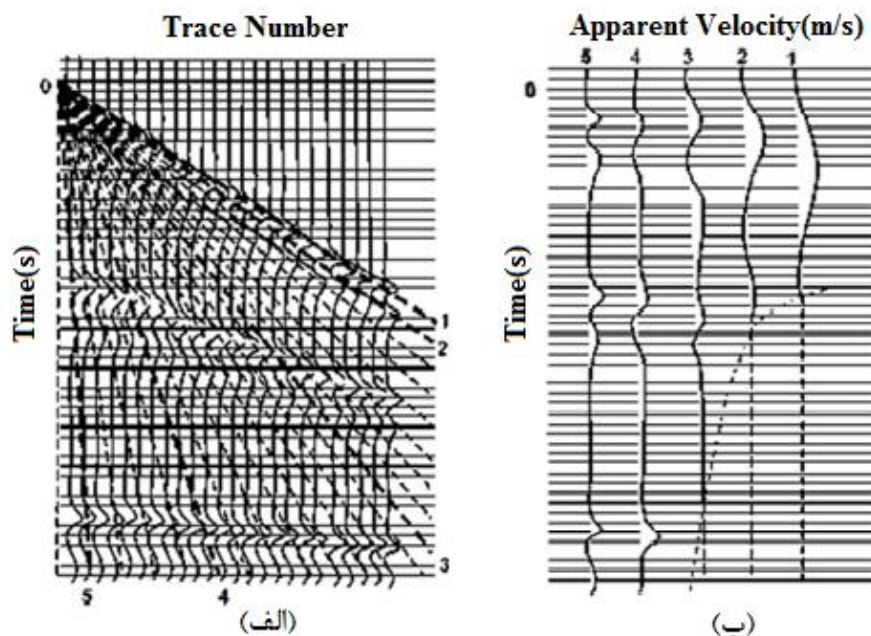


شکل ۳-۱۵. نمایش شماتیک تبدیل ردلرزه شعاعی برای حالتی که مبدأ مختصات تبدیل بر مبدأ مختصات داده‌های لرزه‌ای (الف) منطبق باشد و (ب) منطبق نباشد (هنلی، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۳).

۳-۵-۲ کشیدگی فرکانسی در حوزه ردلرزه شعاعی

هر پدیده در حوزه ردلرزه شعاعی، از نظر زمانی می‌تواند کشیده یا فشرده شود که این امر به زاویه بین جبهه موج پدیده مورد نظر و خطوط شعاعی مورد نظر که پدیده را قطع می‌کند، بستگی دارد. به منظور درک بهتر این موضوع طرح‌واره‌ای از خطوط شعاعی مربوط به تبدیل $r - t$ در شکل ۳-۱۶ (الف) آورده شده است. در این شکل پنج عدد از خطوط شعاعی که به صورت خط‌چین هستند، شماره‌گذاری و برای بررسی انتخاب شده‌اند. لازم به ذکر است که هر خط شعاعی، سرعت ثابتی دارد. این خطوط از شروع امواج لرزه‌ای تا لبه انتهایی داده‌ها در حوزه $x - t$ انتخاب شده‌اند. مقدار دامنه مربوط به ردلرزه‌ها در حوزه $r - t$ با درونیابی دامنه‌های دو تا از نزدیک‌ترین ردلرزه‌ها در حوزه $x - t$ بدست آمده‌اند. شکل ۳-۱۶ (ب)، نمایی از ردلرزه‌های شعاعی انتخاب شده از شکل ۳-۱۶ (الف) را نشان می‌دهد، که شماره ردلرزه‌های آن با شماره شعاع‌ها در شکل ۳-۱۶ (الف) متناظر است. چون شعاع‌های دارای سرعت زیاد، جبهه موج پدیده‌های خطی را به صورت تقریباً موازی قطع می‌کنند، این پدیده‌های خطی در حوزه ردلرزه شعاعی به صورت پدیده‌های با بسامد بسیار کم در می‌آیند. همان‌طور که در شکل ۳-۱۶ (الف)

مشاهده می‌شود، خط شعاعی شماره پنج پدیده رسید مستقیم خطی را در زاویه زیاد و در طول یک بازه زمانی کوتاه قطع می‌کند. وقتی که زاویه بین جبهه موج و خطوط شعاعی کوچک باشد، مثلاً شعاع‌های یک و دو مسیر شعاع رسید مستقیم اول را در زمان بیشتری قطع می‌کند. این کشیدگی پدیده، بسامد ظاهری در حوزه ردلرزه شعاعی را کاهش می‌دهد، چنانچه در شکل ۱۶-۳ (ب) برای شعاع‌های یک و دو رخ داده است. این در حالی است که شعاع‌های سه و چهار و پنج که رسید اول را در زوایای بیشتری قطع کرده‌اند، نسبتاً این پدیده را کمتر کشیده‌اند. بنابراین، اگر زاویه بین خطوط شعاعی و جبهه موج یک پدیده بیشتر مد نظر باشد، آن پدیده در حوزه ردلرزه شعاعی فشرده می‌شود. در مقابل اگر این زاویه کوچک باشد، پدیده مورد نظر کشیده خواهد شد. چنانچه مشاهده می‌شود، این زاویه بین پدیده‌های بازتاب و اکثر خطوط شعاعی زیاد است و در نتیجه پدیده‌های بازتاب در حوزه ردلرزه شعاعی تقریباً بدون تغییر باقی می‌مانند و بسامد ظاهری آنها در این حوزه دست نخورده باقی می‌ماند. در حالی که زاویه بین نوفه زمین‌گلت و اکثر خطوط شعاعی کم است. در نتیجه بسامد ظاهری نوفه زمین‌گلت در حوزه ردلرزه شعاعی کاهش پیدا می‌کند.



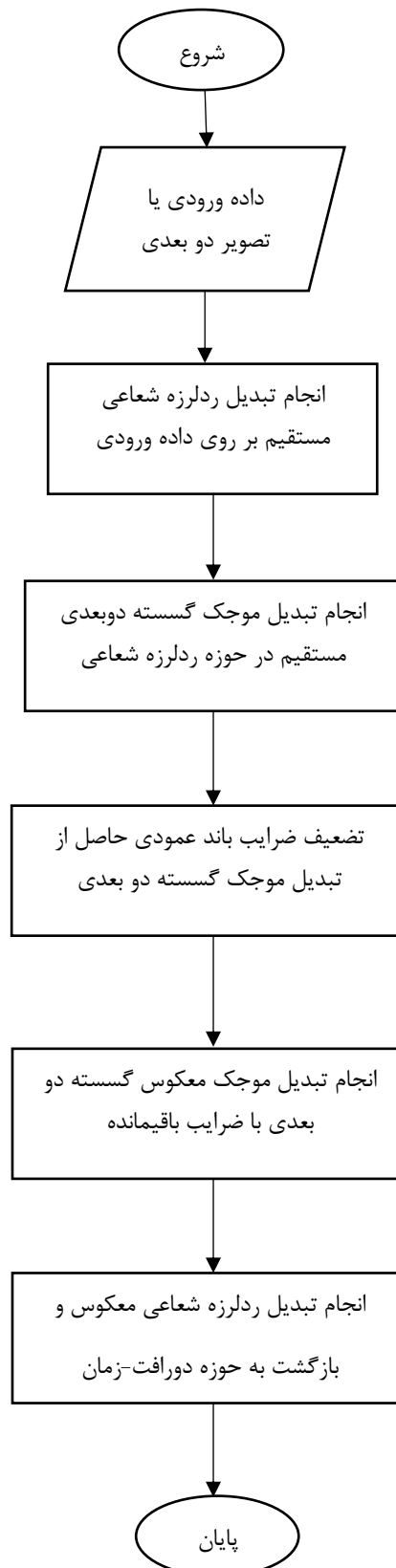
شکل ۱۶-۳. نمایش چگونگی کاهش فرکانس برای ردلرزه‌های شعاعی که موازی با رویدادهای لرزه‌ای قرار می‌گیرند. (الف) مسیر ردلرزه‌های شعاعی در حوزه زمان-مکان و (ب) ردلرزه‌های شعاعی در حوزه سرعت ظاهری-زمان (هنلی، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۳).

۳-۶ روش تبدیل موجک شعاعی

در این پایان‌نامه، از روشی مبتنی بر کاربرد مشترک تبدیل موجک گسسته دو بعدی و تبدیل ردلرزه شعاعی به منظور تضعیف نوفه‌های زمین‌گلت استفاده شده است که توسط آلمیدا و همکاران (۲۰۱۵) معرفی شده است. در این روش ابتدا داده‌های لرزه‌ای به حوزه ردلرزه شعاعی برده می‌شوند. بعد از تبدیل ردلرزه شعاعی همان‌طور که توضیح داده شد رخدادهای خطی در حوزه دورافت-زمان $(x - t)$ به رخدادهای عمودی در حوزه سرعت ظاهری-زمان $(r - t)$ تبدیل می‌شوند. نوفه‌های زمین‌گلت در این حوزه کشیده شده و فرکانس ظاهری این پدیده‌ها به دلیل کشیدگی، کاهش پیدا می‌کند. این در حالی است که محتوای فرکانسی دیگر پدیده‌ها مثل بازتاب‌ها در حوزه ردلرزه شعاعی تا حد بسیار زیادی دست‌نخورده باقی می‌ماند. این ویژگی تبدیل ردلرزه شعاعی به عنوان یک ابزار مناسب، عملکرد تبدیل موجک گسسته دو بعدی را بهبود داده و محدودیت‌های موجود در تبدیل موجک را تا حد زیادی کاهش می‌دهد. با اعمال تبدیل موجک گسسته دو بعدی در حوزه ردلرزه شعاعی سیگنال لرزه‌ای به چهار باند تجزیه می‌شود و نوفه زمین‌گلت که عمدتاً به صورت عمودی در مقاطع لرزه‌ای قرار می‌گیرد، در مولفه عمودی حاصل از تبدیل موجک گسسته ظاهر می‌شود که با حذف این مولفه و بازگشت به حوزه دورافت-زمان نوفه زمین‌گلت تا حد زیادی از داده‌های لرزه‌ای تضعیف می‌شود. الگوریتم پیشنهاد شده برای تضعیف نوفه زمین‌گلت بر اساس تبدیل موجک در حوزه ردلرزه شعاعی به صورت زیر خلاصه می‌شود:

- انجام تبدیل ردلرزه شعاعی مستقیم بر روی رکورد لرزه‌ای چشمه مشترک
- انجام تبدیل موجک گسسته دو بعدی مستقیم در اولین سطح در حوزه ردلرزه شعاعی
- تضعیف ضرایب باند عمودی (HL) حاصل از تبدیل موجک گسسته دو بعدی در اولین سطح
- انجام تبدیل موجک معکوس گسسته دو بعدی در اولین سطح با ضرایب باقیمانده
- انجام تبدیل ردلرزه شعاعی معکوس و بازگشت به حوزه دورافت-زمان

شکل ۳-۱۷ فلوچارت روش تبدیل موجک شعاعی را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۷. فلوچارت روش تبدیل موجک شعاعی.

۳-۷ تبدیل کمانک

تبدیل کمانک تلاش دارد که تبدیل موجک را قدرتمندتر از آنچه هست نشان دهد. لذا این تبدیل نقاط ضعف موجک را برطرف نموده و نقاط قوت آن را تقویت می‌نماید. یکی از نقاط ضعف تبدیل موجک عدم توانایی در بازسازی لبه‌ها می‌باشد. تبدیل کمانک این ضعف را برطرف ساخته و به بیان دیگر کیفیت لبه‌ها را پس از بازسازی ارتقا می‌بخشد (فدیلی^۱ و استارک، ۲۰۰۷).

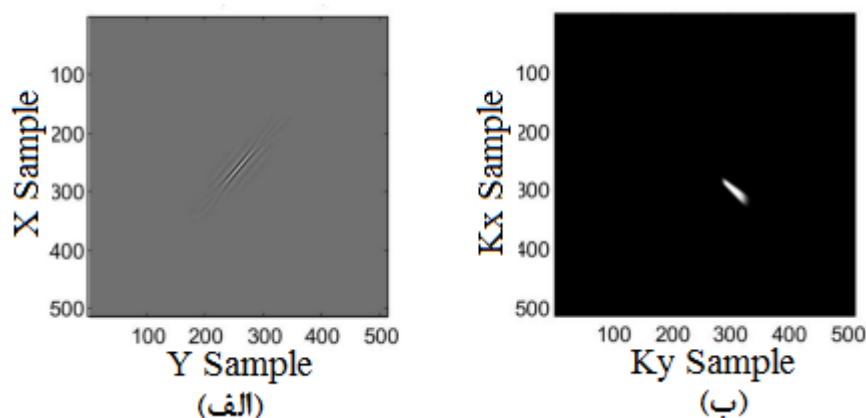
موجک‌ها قادر به توصیف اجزای ناهمسانگرد^۲ نیستند و بنابراین قادر به توصیف لبه‌ها نخواهند بود. زیرا تبدیل موجک دارای عناصر جهتی نمی‌باشد. بنابراین کمانک‌ها به جهان علم معرفی شدند تا با استفاده از نظمی که در لبه‌ی منحنی‌ها وجود دارد این مشکل را حل نمایند. کمانک‌ها ابزارهایی چندمقیاسی و قادر به انتخاب جهت می‌باشند.

۳-۷-۱ تعریف کمانک

کمانک در فضای دو بعدی، شکلی از موج است که در یک جهت مانند یک لبه (ridge) هموار است و در جهت عمود بر آن نوسان می‌کند. ابعاد آن در زمان و فرکانس از قانون مقیاس‌گذاری سهمی (ناهمسانگرد) تبعیت می‌کند به طوری که عرض آن برابر با توان دوم طول آن است. کمانک در زمان و فرکانس بسیار متمرکز است (شکل ۳-۱۸). یعنی جز در بازه بسیار کوچک در بقیه نقاط مقدار صفر دارد (کندس، ۲۰۰۳). بنابراین ویژگی‌ها به راحتی قابل انطباق با پدیده‌های موجود در مقاطع لرزه‌نگاری مانند بازتاب‌ها و غیره می‌باشد.

^۱ Fadili

^۲ Anisotropic



شکل ۳-۱۸. (الف) تصویر کمانک در حوزه مکان، (ب) همان کمانک در حوزه فرکانس.

کمانک‌ها از اتساع، دوران و انتقال یک تابع خاص (ψ) به نام کمانک مادر حاصل می‌شوند. تابع ψ با پارامتر مقیاس ($0 < a < 1$)، جهت (θ) و موقعیت (b) اندیس‌گذاری می‌شود:

$$\psi_{a,b,\theta}(x) = a^{-3/4} \psi(D_a R_\theta(x - b)) \quad (3-10)$$

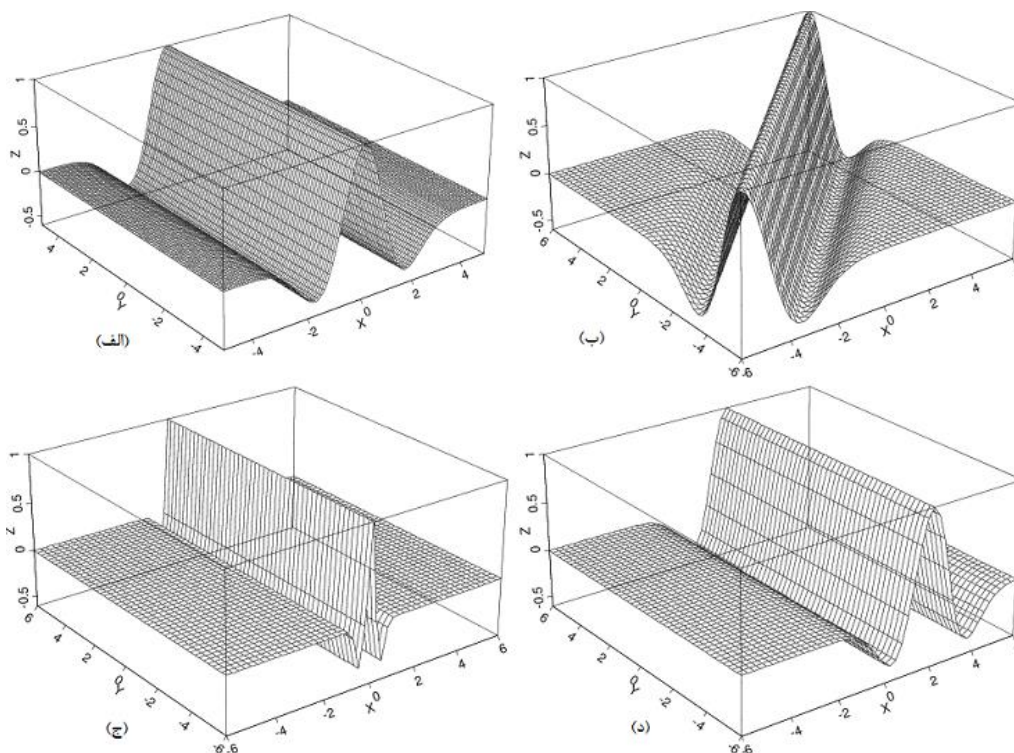
که در آن $D_a = \begin{pmatrix} 1/a & 0 \\ 0 & 1/\sqrt{a} \end{pmatrix}$ ، ماتریس مقیاس‌گذاری سهمی و R_θ دوران به اندازه‌ی θ رادیان است.

۳-۷-۲ تبدیل ریجالت

قبل از تبدیل کمانک تبدیلی به نام تبدیل ریجالت معرفی گردیده است. تئوری ریجالت توسط کندس (۱۹۹۸) ارائه شده است. تابع پایه ریجالت به صورت رابطه (۳-۱۱) بیان می‌شود.

$$\psi_{a,b,\theta}(x_1, x_2) = a^{-1/2} \psi((x_1 \cos(\theta) + x_2 \sin(\theta) - b)/a) \quad (3-11)$$

که در آن a پارامتر مقیاس، θ پارامتر جهت و b پارامتر انتقال است. در شکل ۳-۱۹ چند نمونه ریجالت نشان داده شده است.



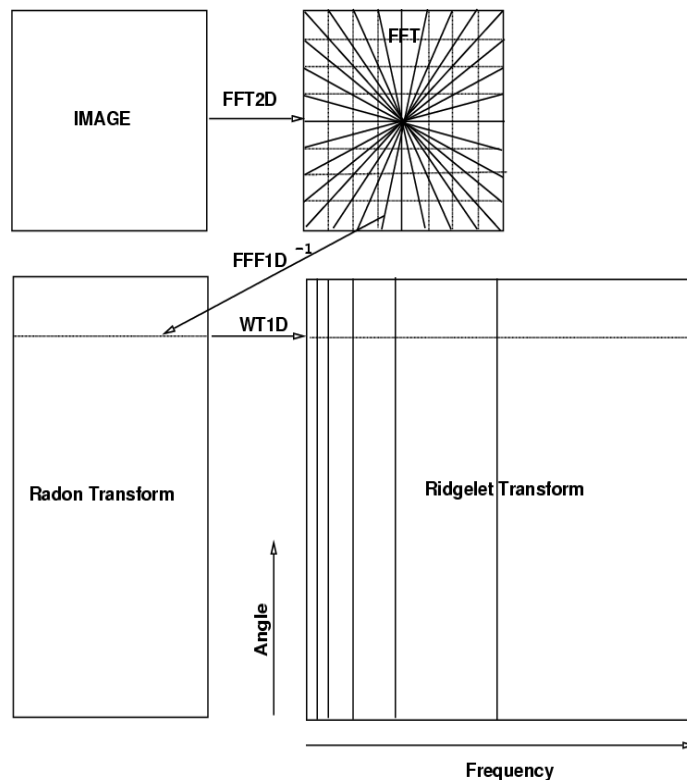
شکل ۳-۱۹. (الف) یک نمونه ریجלט، (ب) و (ج) و (د) به ترتیب از دوران، اتساع و انتقال ریجלט (الف) حاصل شده‌اند (فدیلی و استارک، ۲۰۰۷).

تبدیل ریجלט در حقیقت همان تبدیل موجک است که بر قطعات تبدیل رادون اعمال می‌گردد. ایده‌ی این تبدیل این است که ابتدا تبدیل رادون را بر روی تصویر (سیگنال) دو بعدی مورد نظر اعمال کرده و سپس تبدیل موجک یک بعدی بر روی آن اعمال شود. الگوریتم تبدیل ریجלט به طور خلاصه در زیر آمده است (کندس و داناهاو، ۱۹۹۹):

- محاسبه تبدیل فوریه دو بعدی
- استخراج خطوط عبوری از میان مبدا مختصات در حوزه فوریه دو بعدی
- محاسبه تبدیل فوریه معکوس یک بعدی هر خط (که در واقع دستیابی به تبدیل رادون بلوک مربوطه می‌باشد).
- محاسبه تبدیل موجک یک بعدی قطعات تبدیل رادون

در شکل ۳-۲۰ به صورت شماتیک، الگوریتم تبدیل ریجלט بر روی سیگنال دو بعدی نمایش داده شده است. شرح مفصل این تبدیل خارج از حوزه این پایان‌نامه است و لذا به بیان این مفاهیم بسنده

می‌شود. مطالب بیشتر در مورد تبدیل ریجالت را می‌توان در منابع کندس و داناهاو (۱۹۹۹) و دو و وترلی (۲۰۰۳) یافت.



شکل ۳-۲۰. اعمال تبدیل ریجالت بر روی یک داده، برگرفته از (کندس و داناهاو، ۱۹۹۹).

همان‌طور که ذکر شد کمانک‌ها به علت غلبه بر مشکلات موجک‌ها شکل گرفته‌اند و همانند موجک‌ها از خانواده تبدیل‌های با وضوح چندگانه می‌باشند. از جمله دلایل برتری این تبدیل نسبت به ابزارهای هم‌خانواده خود می‌توان به موارد زیر اشاره نمود (کندس و داناهاو، ۱۹۹۹):

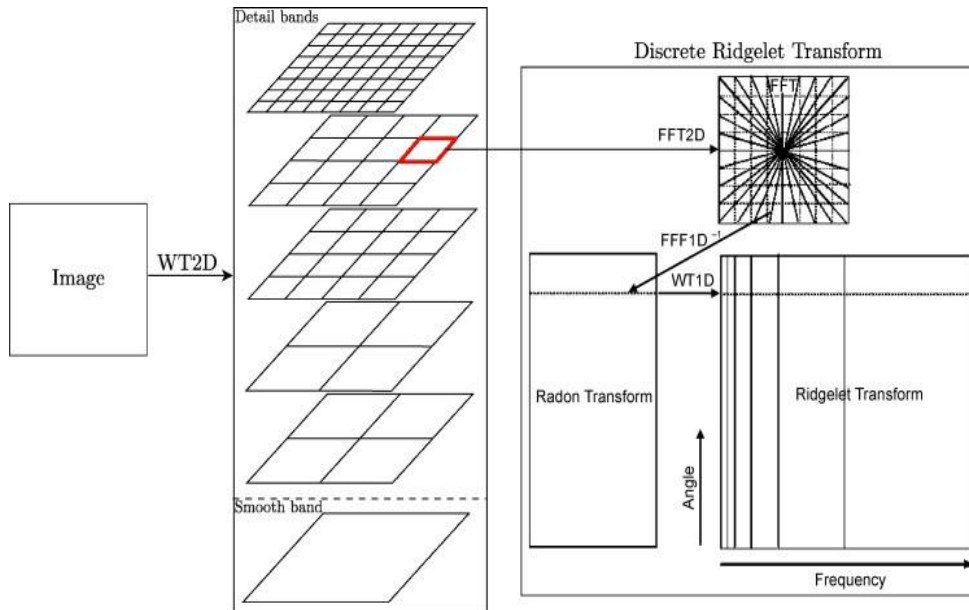
- نمایش مطلوب‌تری از مدل‌های قطعه هموار
- نمایش تنک‌تر از تصویر (سیگنال)
- همخوانی بهتر با تصاویر بدووضع

تبدیل کمانک در سال‌های اخیر به دنیای علم معرفی شده و پس از معرفی آن به سرعت در علوم مختلف از جمله ژئوفیزیک، نجوم، مهندسی پزشکی و نیز دیگر علوم وابسته به پردازش تصویر به سرعت گسترش یافته است. در این بخش به انواع مختلف تبدیل کمانک پرداخته می‌شود.

۳-۷-۳ تبدیل کمانک نسل اول

در مطالب گذشته توضیح مختصری در مورد تبدیل ریجالت ارائه شد. یکی از نواقص این تبدیل عدم توانایی آن در بازسازی لبه‌های منحنی‌شکل در تصاویر دو بعدی است. کمانک نسل اول تلاشی است در جهت حذف این نقیصه. در این نوع تبدیل کمانک با استفاده از ریجالت‌های ریزمقیاس می‌توان بر این مشکل غلبه نمود. در این رویکرد تصویر را به قطعات بسیار کوچکی تقسیم نموده و آن را به اصطلاح محلی می‌نمایند. لذا تبدیل ریجالت خطوط منحنی را مانند خطوطی راست خواهد دید و به خوبی آن را بازسازی خواهد نمود (کندس و داناهاو، ۲۰۰۰). با استفاده از تبدیل کمانک نسل اول می‌توان یک تصویر را با یک تبدیل ولی با اندازه‌های مختلف بلوک تجزیه نمود (شکل ۳-۲۱). اندازه بلوک‌ها در هر سطح از مقیاس می‌تواند تغییر کند. یعنی در آن سطوح مختلفی از ریجالت‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. تجزیه گسسته کمانک‌ها به صورت زیر می‌باشد (کندس و داناهاو، ۲۰۰۰):

- تجزیه تصویر به زیرباندها با استفاده از تبدیل موجک گسسته دو بعدی
- تجزیه پنجره‌ها با استفاده از ریجالت



شکل ۳-۲۱. طرح شماتیک تبدیل کمانک گسسته نسل اول (کندس و داناھو، ۲۰۰۰).

۳-۷-۴ تبدیل کمانک نسل دوم

از جمله مشکلات تبدیل کمانک نسل اول می‌توان به پیچیدگی بازسازی به وسیله این روش اشاره نمود. همچنین این نوع تبدیل از همپوشانی پنجره‌ها استفاده می‌کند که این خود باعث افزایش حجم محاسبات می‌شود. اما کمانک نسل دوم نمایش ساده‌تری را ارائه می‌نماید. همچنین این نسل از کمانک‌ها دارای پنجره‌هایی کنار هم است که باعث کاهش قابل توجه حجم محاسبات می‌گردد. به علاوه این تبدیل در الگوریتم خود از ریجالت استفاده نمی‌نماید که این خود عاملی است که بر سرعت آن می‌افزاید.

از ضرب یک کمانک $\varphi_{j,l,k}$ در یک تابع $f \in L^2(R^2)$ ضریب کمانک حاصل می‌شود:

$$c(j, k, l) = \langle f, \varphi_{j,l,k} \rangle = \int_{\mathbb{R}^2} f(x) \overline{\varphi_{j,l,k}(x)} dx \quad (۱۱-۳)$$

این ضریب برای حالت گسسته به صورت رابطه (۳-۱۲) تعریف می‌شود.

$$C^D(j, l, k) = \sum_{0 \leq t_1, t_2 < n} f[t_1, t_2] \overline{\varphi_{j,l,k}^D[t_1, t_2]} \quad (۱۲-۳)$$

۳-۸ تضعیف نوفه زمین غلت با استفاده از تبدیل کمانک

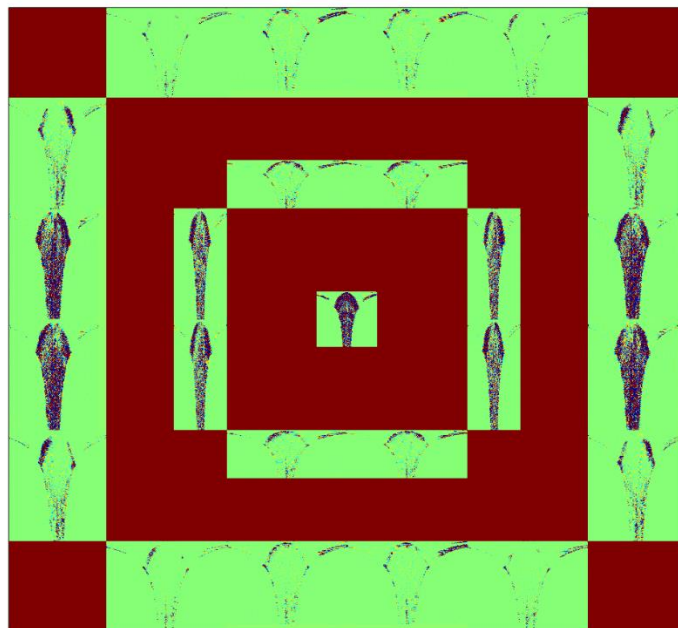
به منظور تضعیف امواج زمین غلت در حوزه کمانک مراحل زیر انجام می شود:

۱. ابتدا تبدیل کمانک مستقیم بر رکورد لرزه نگاری اعمال و ضرایب کمانک برای هر مقیاس و جهت خاص به دست می آید.

۲. حذف ضرایب مربوط به مقیاس ها و جهت هایی که نوفه زمین غلت در آن ها حضور دارد.

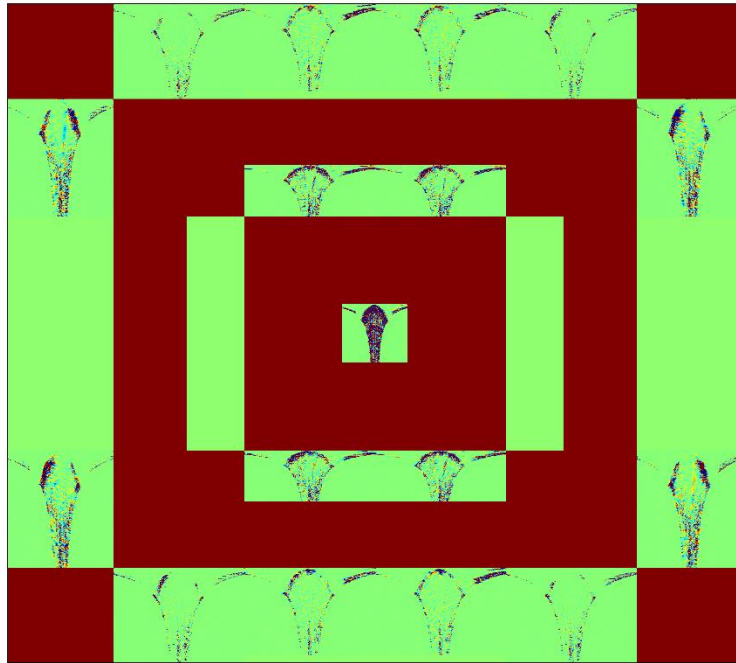
۳. اعمال تبدیل کمانک معکوس بر روی رکورد تضعیف نوفه شده

به منظور درک بهتر ضرایب تبدیل کمانک و نحوه ظاهر شدن نوفه زمین غلت در هر یک از مقیاس ها و جهت ها، تبدیل کمانک مستقیم با تعداد سه مقیاس و هشت زاویه در حوزه ردلرزه شعاعی انجام شده است. شکل ۳-۲۲ ضرایب تبدیل کمانک مستقیم در حضور نوفه زمین غلت را نشان می دهد. مقیاس صفر (مرکزی ترین مقیاس) خاصیت جهتی ندارد و مولفه تقریب در آن قرار گرفته است. از مقیاس ۱ خاصیت جهتی بودن شروع می شود. همان طور که مشاهده می شود، نوفه زمین غلت فقط در جهت ها و مقیاس های خاصی (در جهت های نزدیک به ۹۰ درجه در هر مقیاس بنا بر ماهیت نوفه زمین غلت) از ضرایب کمانک به صورت متقارن حضور دارد و در جهت ها و مقیاس های دیگر وجود ندارد.



شکل ۳-۲۲. نمایش ضرایب تبدیل کمانک در حوزه ردلرزه شعاعی در حضور نوفه زمین غلت.

لذا با حذف مقیاس‌ها و جهت‌های مربوط به نوفه زمین‌غلت و اعمال تبدیل کمانک معکوس آسیبی به سیگنال‌های بازتابی وارد نمی‌شود. شکل ۳-۲۳ ضرایب تبدیل کمانک بعد از حذف جهت‌هایی که نوفه زمین‌غلت در آن‌ها حضور داشته را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بدون اینکه آسیبی به بازتابنده‌های لرزه‌ای وارد شود، نوفه زمین‌غلت تضعیف شده است.

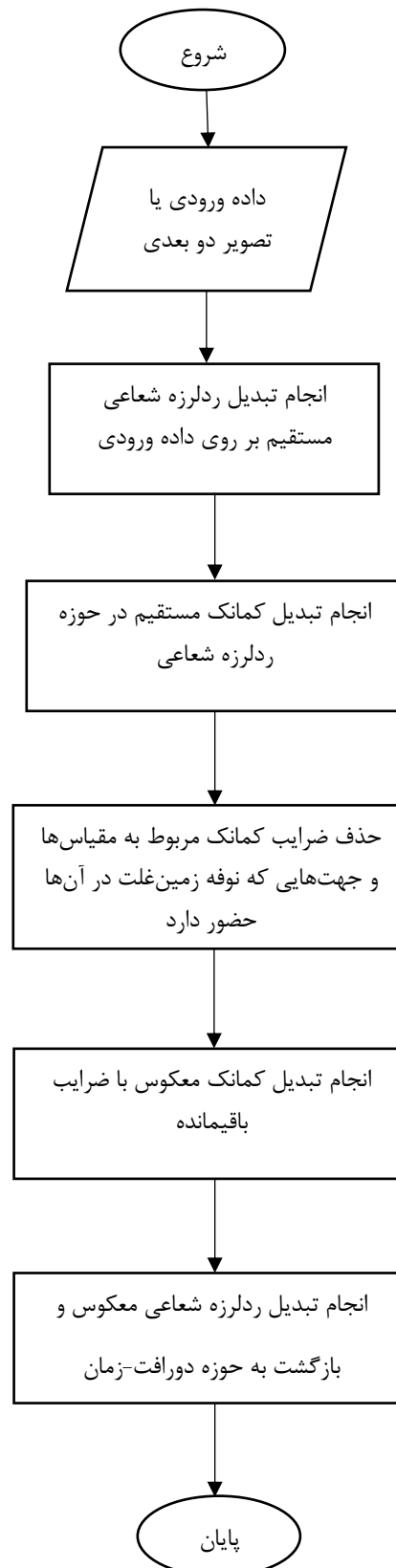


شکل ۳-۲۳. نمایش ضرایب تبدیل کمانک در حوزه ردلرزه شعاعی بعد از حذف نوفه زمین‌غلت.

۳-۹ تبدیل کمانک شعاعی

الگوریتم تبدیل کمانک شعاعی همانند تبدیل موجک شعاعی می‌باشد با این تفاوت که به جای تبدیل موجک از تبدیل کمانک در حوزه ردلرزه شعاعی استفاده می‌شود.

شکل ۳-۲۴ فلوچارت روش تبدیل کمانک شعاعی را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۲۴. فلوچارت روش تبدیل کمانک شعاعی.

فصل چهارم

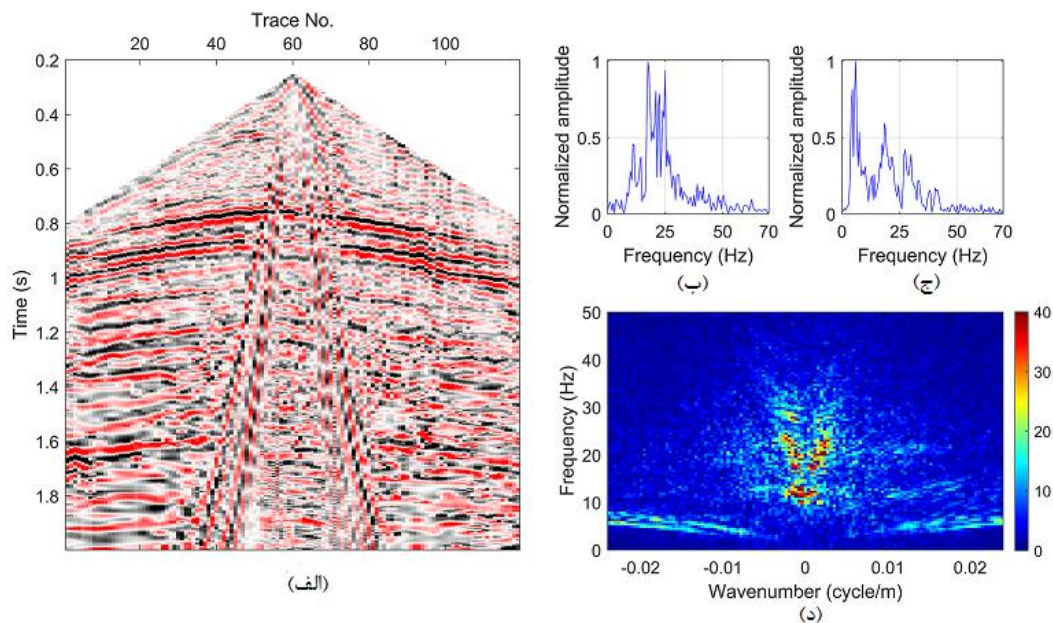
اعمال الگوریتم‌های تبدیل موجک و کمانک شعاعی روی داده

۴-۱ بررسی عملکرد روش تبدیل موجک شعاعی بر روی داده واقعی

در این بخش به بررسی عملکرد روش تبدیل موجک گسسته دو بعدی در حوزه ردلرزه شعاعی بر روی داده واقعی و همچنین مقایسه آن با فیلتر سرعتی $f - k$ پرداخته می‌شود. شکل ۴-۱ (الف) یک رکورد چشمه مشترک واقعی از مجموعه داده‌های آزمایشی موجود در نرم‌افزار ویستا می‌باشد. فاصله نمونه-برداری زمانی $S = 0.02$ و فاصله نمونه‌برداری مکانی 20 متر است. محل چشمه در مرکز آرایه گیرنده قرار گرفته است. بنابراین رکورد چشمه مشترک مربوطه متقارن است. رکورد لرزه‌ای چشمه مشترک پس از کنترل تقویت اتوماتیک^۱ و حذف رسیدهای مستقیم، طیف $f - k$ و طیف دامنه مربوط به دو ردلرزه موجود در آن (ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷) در شکل ۴-۱ نشان داده شده است. مؤلفه فرکانسی پایین با دامنه بزرگ در طیف دامنه ردلرزه شماره ۴۷ که در شکل ۴-۱ (ج) نشان داده شده است، به خوبی حضور نوفه زمین‌غلت را در این ردلرزه نشان می‌دهد، در صورتی که در طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ چنین مؤلفه‌ای وجود ندارد. همچنین فرکانس پایین و عدد موج بالا که ویژگی نوفه زمین‌غلت است، در طیف $f - k$ ردلرزه که در شکل ۴-۱ (د) نشان داده شده است، دیده می‌شود.

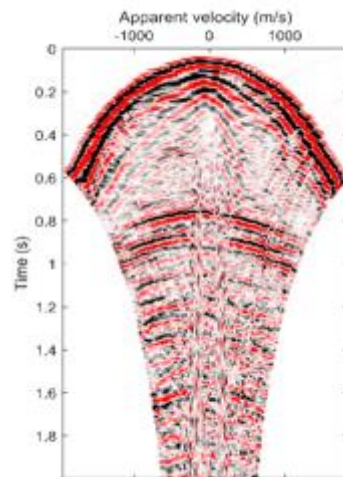
به منظور تضعیف نوفه زمین‌غلت، روش پیشنهادی بر روی رکورد چشمه مشترک واقعی اعمال گردید. مبدا مختصات تبدیل ردلرزه شعاعی $x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = -0.1 \text{ s}$ در نظر گرفته شده و سرعت ظاهری از -5000 تا $+5000$ و تعداد 450 ردلرزه شعاعی برای انجام تبدیل شعاعی استفاده شده است. شکل ۴-۲ رکورد چشمه مشترک واقعی در حوزه $r - t$ را نشان می‌دهد. شکل ۴-۳ نتیجه حاصل از اعمال تبدیل موجک گسسته دو بعدی با موجک مادر $db5$ بر روی رکورد چشمه مشترک در حوزه $r - t$ (شکل ۴-۲) برای به دست آوردن 4 باند شرح داده شده و تضعیف ضرایب باند عمودی را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بیشتر نوفه زمین‌غلت در مؤلفه ضریب قائم قرار گرفته است.

^۱ Automatic Gain Control

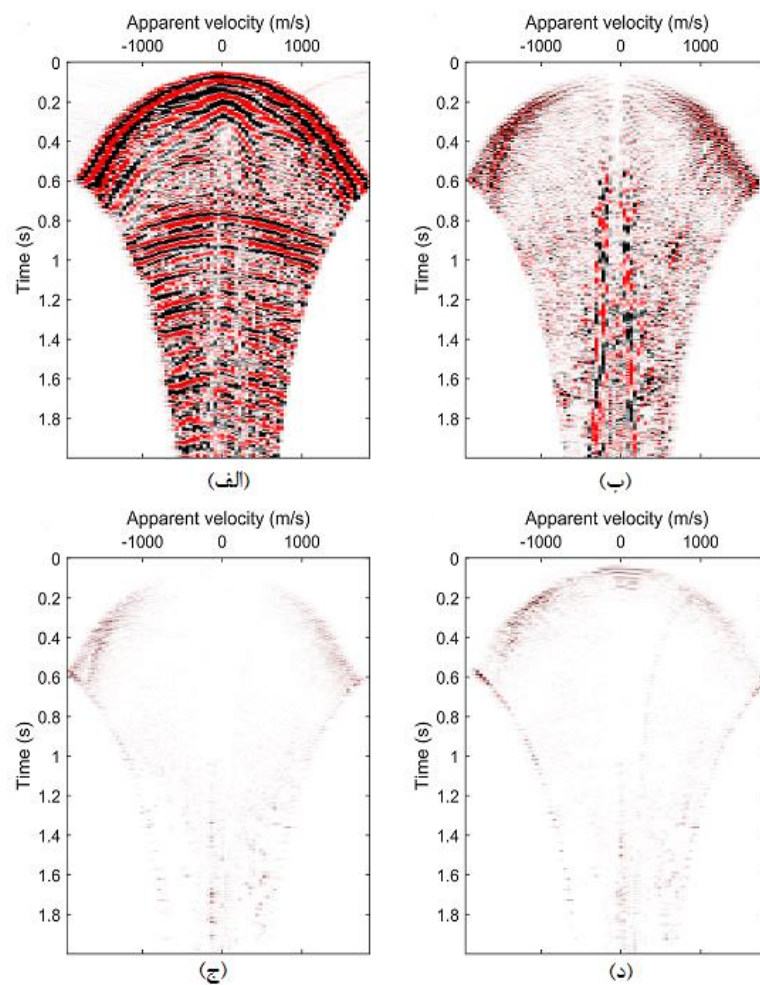


شکل ۴-۱. (الف) یک رکورد چشمه مشترک واقعی از مجموعه داده‌های آزمایشی نرم‌افزار ویستا پس از کنترل تقویت اتوماتیک و حذف اولین رسیده‌ها، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ هستند و (د) طیف $f - k$ رکورد لرزه‌ای چشمه مشترک.

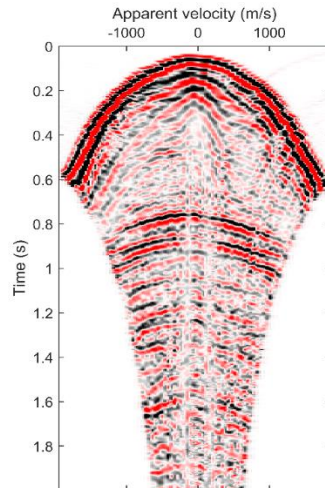
شکل ۴-۴ رکورد چشمه مشترک واقعی در حوزه $r - t$ بعد از حذف باند عمودی حاصل از تبدیل موجک گسسته دو بعدی را نشان می‌دهد. نتیجه نهایی رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده از اعمال معکوس تبدیل ردلرزه شعاعی بر روی شکل ۴-۴ به دست می‌آید که در شکل ۵-۴ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، با توجه به تضعیف نوفه زمین‌گلت، ویژگی‌های شاخص آن که در شکل ۴-۱ مشاهده می‌شد، یعنی مؤلفه فرکانس پایین با دامنه بزرگ در طیف دامنه ردلرزه شماره ۴۷ (شکل ۴-۱ ج) و فرکانس پایین، عدد موج بالا در طیف $f - k$ (شکل ۴-۱ د)، به شدت در شکل ۵-۴ کاهش پیدا کرده است. در حالی که پدیده‌های بازتاب تقریباً دست‌نخورده باقی مانده‌اند.



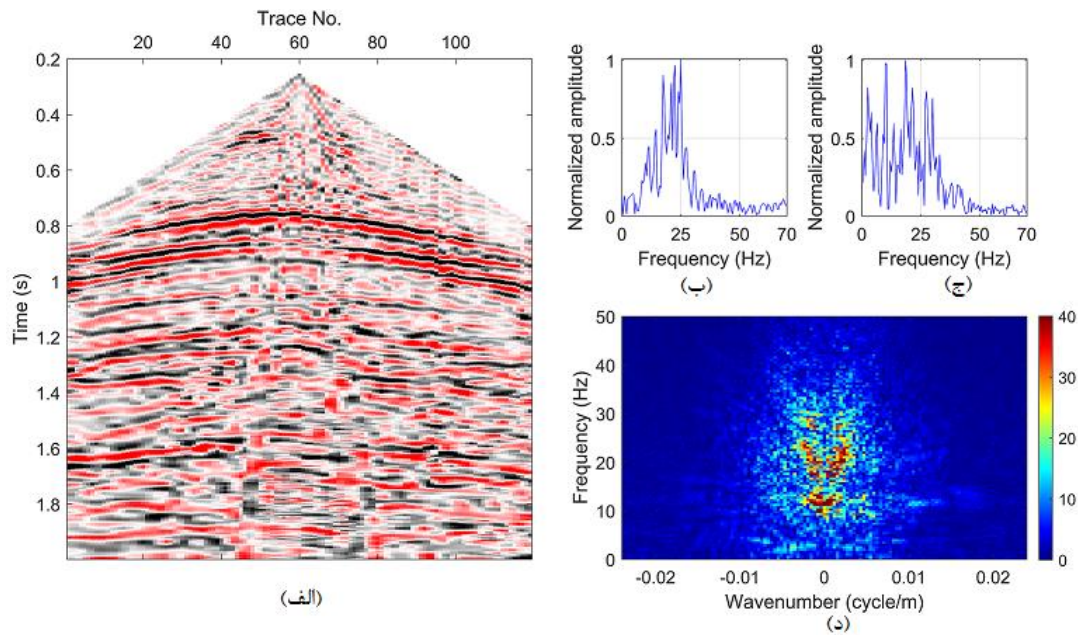
شکل ۴-۲. رکورد چشمه مشترک واقعی در حوزه $r - t$.



شکل ۴-۳. چهار مؤلفه حاصل از اعمال تبدیل موجک گسسته دو بعدی بر روی رکورد چشمه مشترک واقعی در حوزه $r - t$ ، (الف) مؤلفه تقریب، (ب) مؤلفه عمودی، (ج) مؤلفه افقی و (د) مؤلفه قطری.



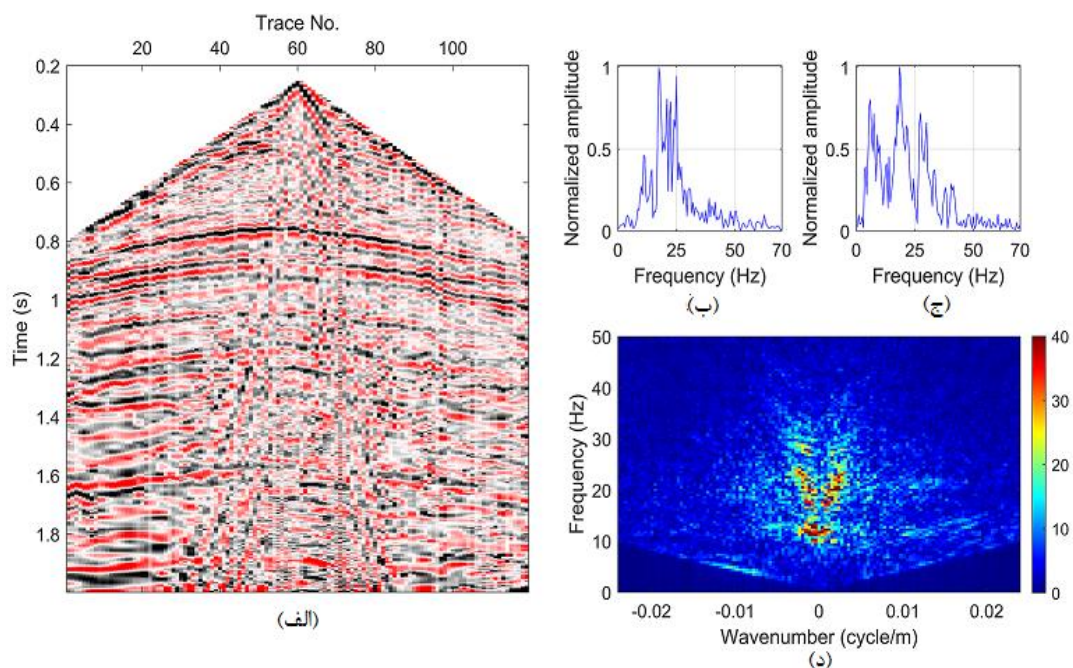
شکل ۴-۴. رکورد چشمه مشترک واقعی در حوزه $r - t$ بعد از حذف مؤلفه عمودی.



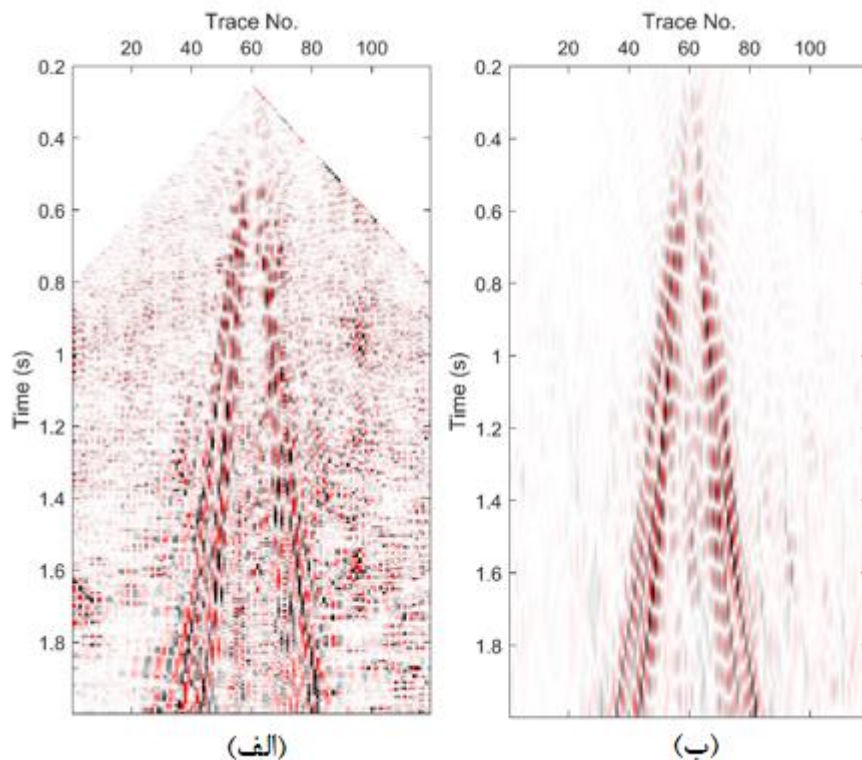
شکل ۴-۵. (الف) رکورد چشمه مشترک واقعی تضعیف نوفه شده با استفاده از روش پیشنهادی در شکل ۴-۱ (الف)، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ هستند و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.

یکی از روش‌های مرسوم تضعیف نوفه زمین‌گلت، فیلتر $f - k$ می‌باشد. به منظور بررسی بیشتر، نتایج روش پیشنهادی در این پایان‌نامه با نتایج روش متداول $f - k$ مقایسه گردیده است. به دلیل همپوشانی باند فرکانسی رویدادهای بازتابی و نوفه زمین‌گلت، طیف $f - k$ به وضوح نمی‌تواند مرزهای سیگنال و

نوفه را نشان دهد. لذا انتخاب ناحیه تضعیف در روش فیلتر $f - k$ دشوار و همراه با تضعیف سیگنال‌های بازتابی یا باقی ماندن بخشی از نوفه زمین‌گلت می‌باشد. نتایج فیلتر $f - k$ در شکل ۴-۶ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بخشی از نوفه زمین‌گلت در خروجی فیلتر $f - k$ باقی مانده است که اعوجاجاتی را در رکورد چشمه مشترک ایجاد می‌کند. به منظور ارزیابی تأثیر روش پیشنهادی، اختلاف رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده با رکورد چشمه مشترک اصلی مربوط به هر دو روش در شکل ۴-۷ نشان داده شده است. مقایسه شکل‌های ۴-۷ (الف) و ۴-۷ (ب) نشان می‌دهد که تقریباً در هر دو روش بازتابنده‌های لرزه‌ای دست نخورده باقی مانده است. همچنین، روش پیشنهادی عملکرد بهتری نسبت به فیلتر $f - k$ در تضعیف نوفه زمین‌گلت داشته و بیشتر نوفه همدوس را تضعیف نموده است. به علاوه، روش تبدیل موجک شعاعی نوفه تصادفی را نیز تا حدی کاهش داده است.



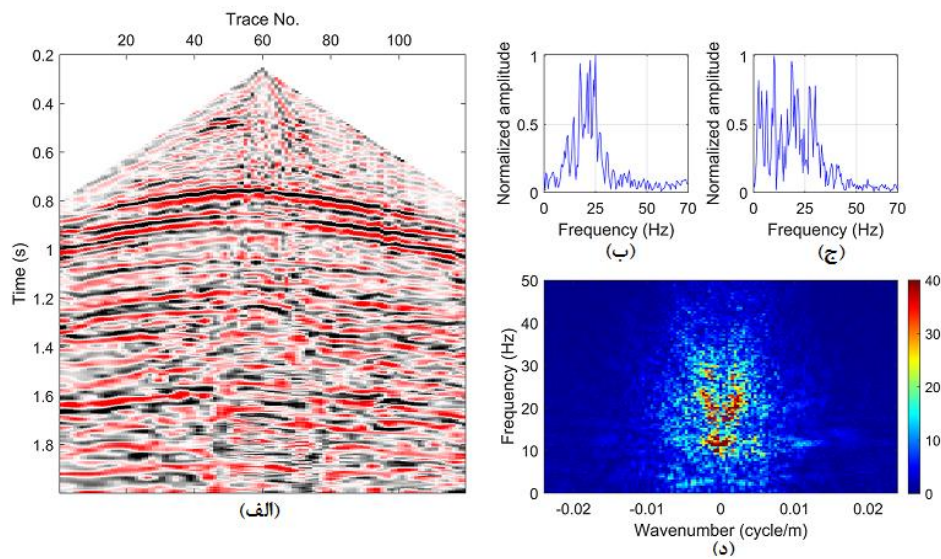
شکل ۴-۶. (الف) رکورد چشمه مشترک واقعی تضعیف نوفه شده در شکل ۴-۱ (الف) با استفاده از فیلتر $f - k$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ هستند و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.



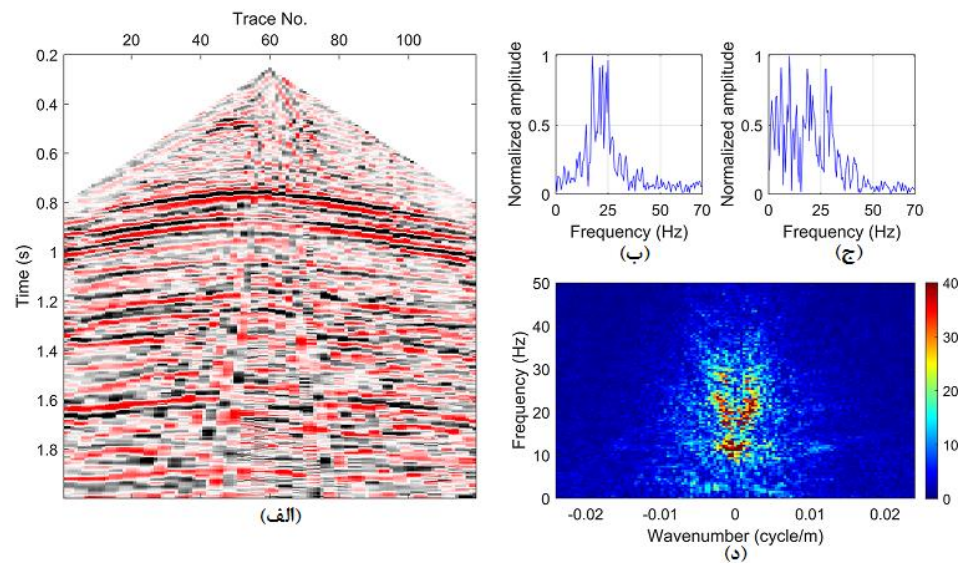
شکل ۴-۷. اختلاف رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده با استفاده از (الف) روش پیشنهادی و (ب) فیلتر $f - k$ با رکورد چشمه مشترک اصلی.

۴-۲ پارامترهای تأثیرگذار بر روی عملکرد روش پیشنهادی

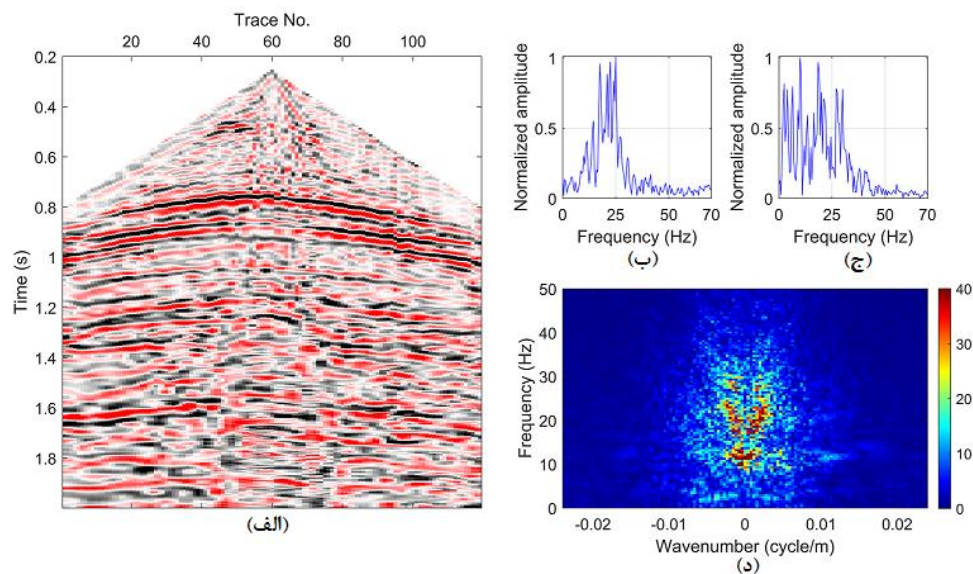
در ادامه در مورد تأثیر پارامترهای مبدأ مختصات تبدیل ردلرزه شعاعی و نوع موجک بر روی نتایج روش پیشنهادی بحث خواهد شد. شکل‌های ۴-۸ تا ۴-۱۰ نتایج نهایی حاصل از اعمال روش پیشنهادی بر روی رکورد چشمه مشترک واقعی ذکر شده در شکل ۴-۱ (الف) با مبدأ مختصات ثابت $(x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = -0.1 \text{ s})$ و به ترتیب با موجک‌های $haar$ ، $coif5$ و $sym10$ را نشان می‌دهند. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بعد از تضعیف نوفه زمین‌غلت، ویژگی‌های شاخص آن که در شکل ۴-۱ مشاهده می‌شد، یعنی مؤلفه فرکانس پایین با دامنه بزرگ در طیف دامنه ردلرزه شماره ۴۷ شکل ۴-۱ (ج) و فرکانس پایین، عدد موج بالا در طیف $f - k$ شکل ۴-۱ (د)، به شدت در تمامی حالت‌ها کاهش پیدا کرده است.



شکل ۴-۸. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با مبدأ مختصات $(x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = -0.1 \text{ s}$) و موجک $coif5$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.



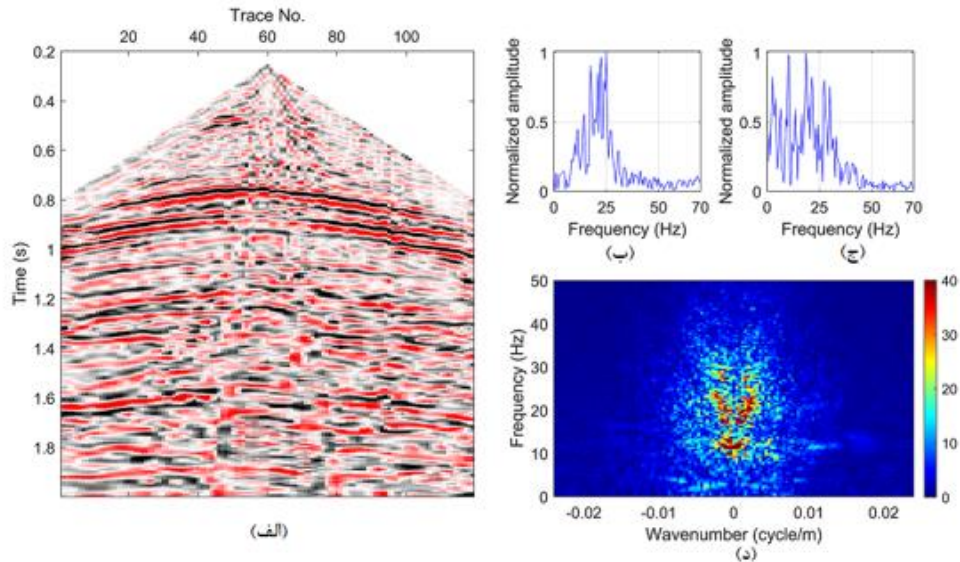
شکل ۴-۹. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با مبدأ مختصات $(x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = -0.1 \text{ s}$) و موجک $haar$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.



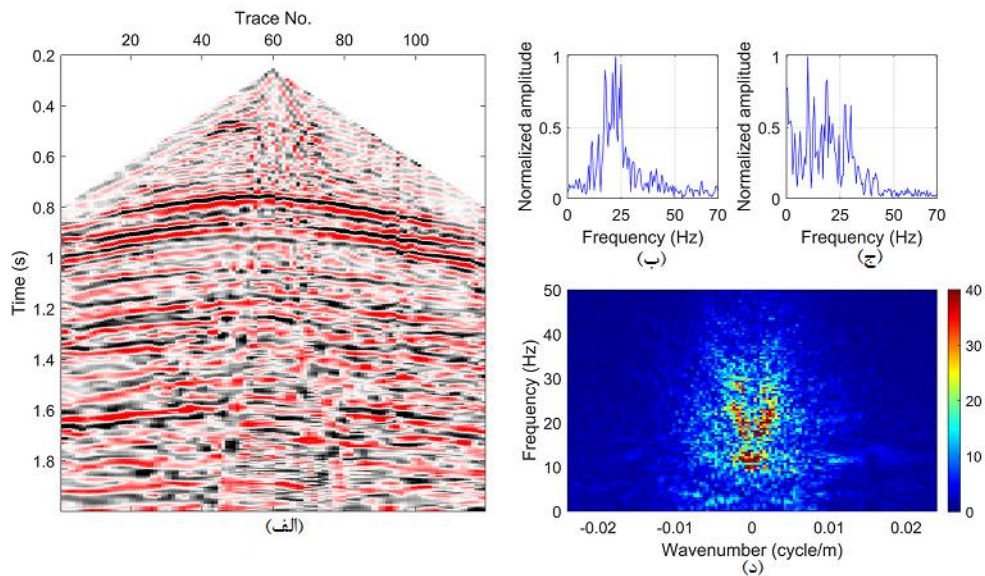
شکل ۴-۱۰. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با مبدا مختصات $(x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = -0.1 \text{ s}$) و موجک sym10، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.

همان‌طور که مشاهده می‌شود، در یک مبدأ مختصات ثابت از تبدیل ردلرزه شعاعی به ازای موجک‌های مختلف تغییر محسوسی در نتایج روش پیشنهادی اتفاق نمی‌افتد. فقط موجک db5 که در ابتدای این فصل مورد بررسی قرار گرفت، اندکی نوفه زمین‌گلت را نسبت به سایر موجک‌ها بهتر تضعیف کرده است. مبدأ مختصات تبدیل ردلرزه شعاعی معمولاً در نزدیک یا در محل چشمه لرزه‌ای در حوزه دورافت-زمان $(x - t)$ در نظر گرفته می‌شود. بنابراین، مختصات x در مبدأ یعنی $x_0 = 0 \text{ m}$ در نظر گرفته شده است. مقدار مختصات t از مبدأ می‌تواند برای به تصویر کشیدن رکورد چشمه مشترک از حوزه $x - t$ به حوزه $r - t$ متفاوت باشد. حال به منظور بررسی تأثیر مبدأ مختصات تبدیل ردلرزه شعاعی بر روی نتایج روش پیشنهادی، نوع موجک ثابت در نظر گرفته می‌شود. چون موجک db5 نسبت به سایر موجک‌ها نتیجه بهتری در تضعیف نوفه زمین‌گلت داشته است، موجک انتخابی را db5 در نظر گرفته و نتایج روش پیشنهادی برای مبدأ مختصات‌های مختلف تبدیل ردلرزه شعاعی بررسی شده است. شکل‌های ۴-۱۱ تا ۴-۱۴ نتایج نهایی حاصل از اعمال روش پیشنهادی بر روی رکورد چشمه

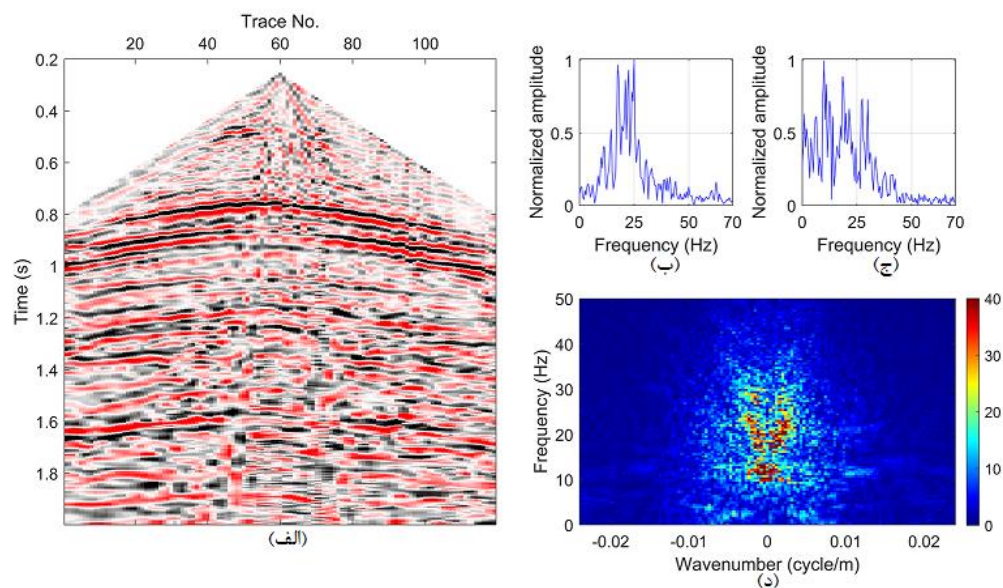
مشترک واقعی ذکر شده در شکل ۴-۱ (الف) با موجک ثابت $db5$ و به ترتیب با مبدأ مختصاتهای $(t_0 = -0.1 s)$ ، $(t_0 = -0.05 s)$ ، $(t_0 = 0 s)$ و $(t_0 = 0.05 s)$ را نشان می‌دهند.



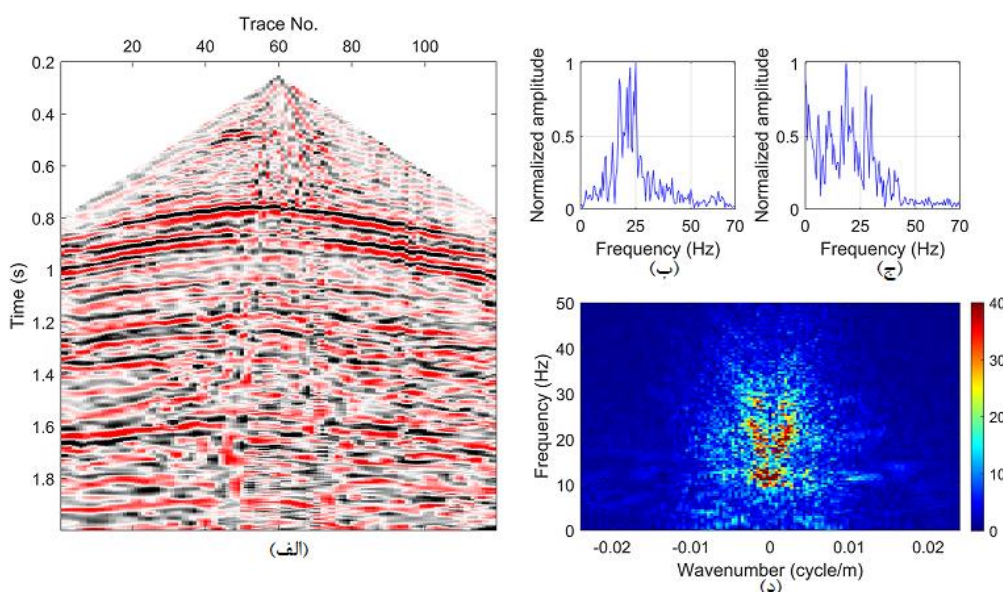
شکل ۴-۱۱. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مبدأ مختصات $(x_0 = 0 m$ و $t_0 = -0.1 s)$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.



شکل ۴-۱۲. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مبدأ مختصات $(x_0 = 0 m$ و $t_0 = -0.05 s)$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.

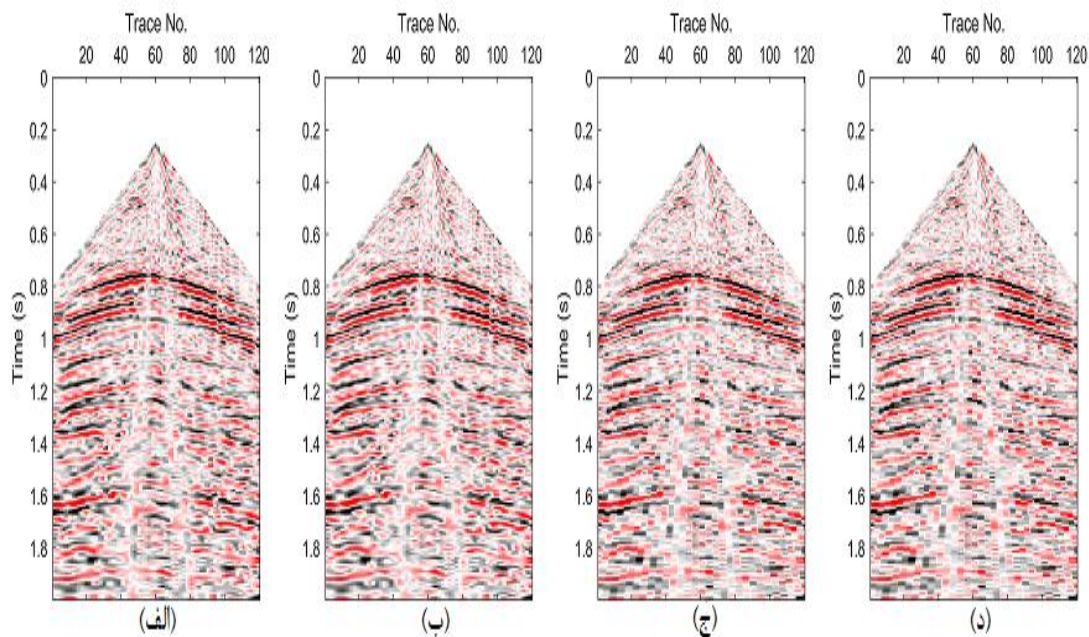


شکل ۴-۱۳. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مبدأ مختصات $(x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = 0 \text{ s})$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.

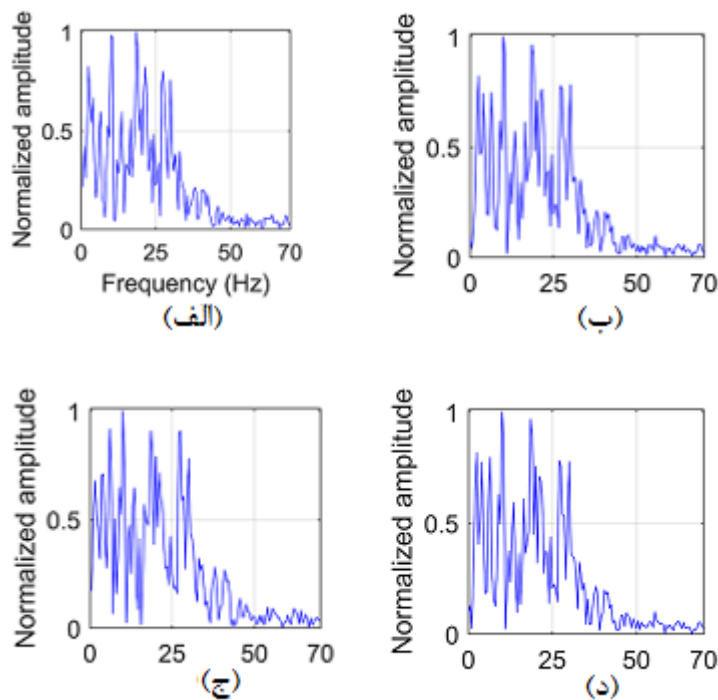


شکل ۴-۱۴. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مبدأ مختصات $(x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = 0.05 \text{ s})$ ، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.

همان‌طور که مشاهده می‌شود، برای یک موجک ثابت به ازای مبدأ مختصات‌های مختلف تبدیل ردلرزه شعاعی، تغییر محسوسی در نتایج روش پیشنهادی اتفاق نمی‌افتد. فقط در مبدأ مختصات ($x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = -0.1 \text{ s}$) نسبت به سایر مختصات‌ها اندکی نوفه زمین‌غلت بهتر تضعیف شده است. به منظور نتیجه‌گیری کلی در مورد نوع موجک مورد استفاده، شکل ۴-۱۵ رکوردهای چشمه مشترک تضعیف نوفه شده بعد از اعمال روش پیشنهادی با مبدأ مختصات ثابت ($x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = -0.1 \text{ s}$) و با موجک‌های مختلف *db5*، *coif5*، *haar* و *sym10* را نشان می‌دهد. شکل ۴-۱۶ طیف‌های دامنه مربوط به ردلرزه شماره ۴۷ برای هر کدام از رکوردهای چشمه مشترک در شکل ۴-۱۵ را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود موجک *db5* نسبت به سایر موجک‌ها عملکرد بهتری در تضعیف نوفه زمین‌غلت داشته است. این مسئله به وضوح در طیف دامنه ردلرزه شماره ۴۷ مشهود است.

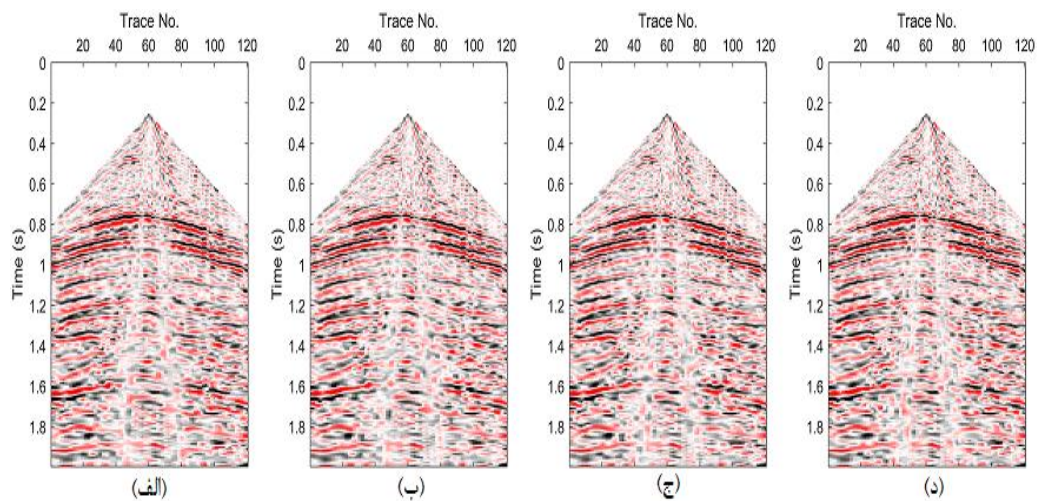


شکل ۴-۱۵. رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده بعد از اعمال روش پیشنهادی با مبدأ مختصات ثابت ($x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = -0.1 \text{ s}$) و موجک‌های (الف) *db5*، (ب) *coif5*، (ج) *haar* و (د) *sym10*.

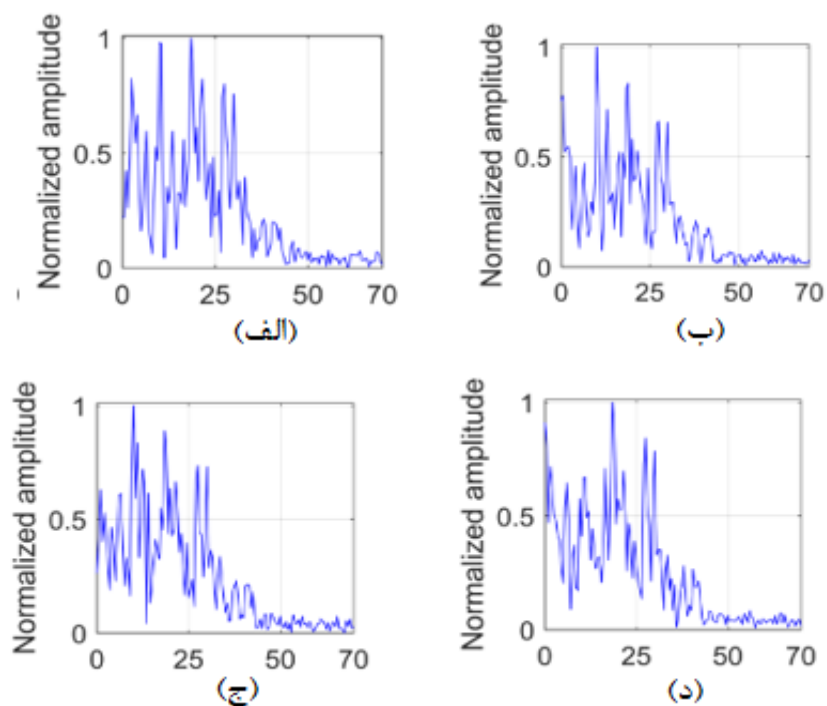


شکل ۴-۱۶. مقایسه طیف‌های دامنه ردلرزه شماره ۴۷ بعد از اعمال روش پیشنهادی با مبدأ مختصات ثابت $(x_0 = 0 \text{ m}$ و $t_0 = -0.1 \text{ s})$ و با موجک‌های (الف) *db5*، (ب) *coif5*، (ج) *haar* و (د) *sym10*.

همچنین برای نتیجه‌گیری کلی در مورد مبدأ مختصات، در شکل ۴-۱۷ رکوردهای چشمه مشترک تضعیف نوفه شده بعد از اعمال روش پیشنهادی با موجک ثابت *db5* با مختصات‌های متفاوت $(t_0 = -0.1 \text{ s})$ ، $(t_0 = -0.05 \text{ s})$ ، $(t_0 = 0 \text{ s})$ و $(t_0 = 0.05 \text{ s})$ را نشان می‌دهد. شکل ۴-۱۸ طیف‌های دامنه مربوط به ردلرزه شماره ۴۷ از هر کدام از این رکوردها را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، پارامتر مبدأ مختصات تبدیل ردلرزه شعاعی تغییر محسوسی در نتایج ایجاد نمی‌کند. با این وجود مختصات $t_0 = -0.1 \text{ s}$ عملکرد نسبتاً بهتری نسبت به سایر مختصات‌ها دارا می‌باشد. این مسئله به وضوح در طیف دامنه ردلرزه شماره ۴۷ در شکل ۴-۱۸ مشهود است.



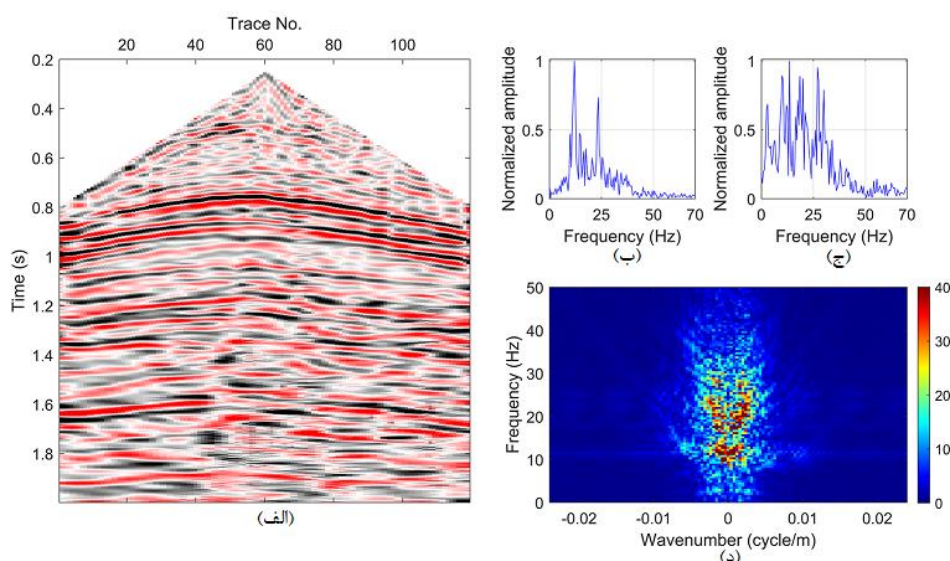
شکل ۴-۱۷. رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده بعد از اعمال روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مختصات‌های (الف) $t_0 = -0.1$ s، (ب) $t_0 = -0.05$ s، (ج) $t_0 = 0$ s و (د) $t_0 = 0.05$ s.



شکل ۴-۱۸. مقایسه طیف‌های دامنه ردلرزه شماره ۴۷ بعد از اعمال روش پیشنهادی با موجک ثابت $db5$ و مختصات‌های (الف) $t_0 = -0.1$ s، (ب) $t_0 = -0.05$ s، (ج) $t_0 = 0$ s و (د) $t_0 = 0.05$ s.

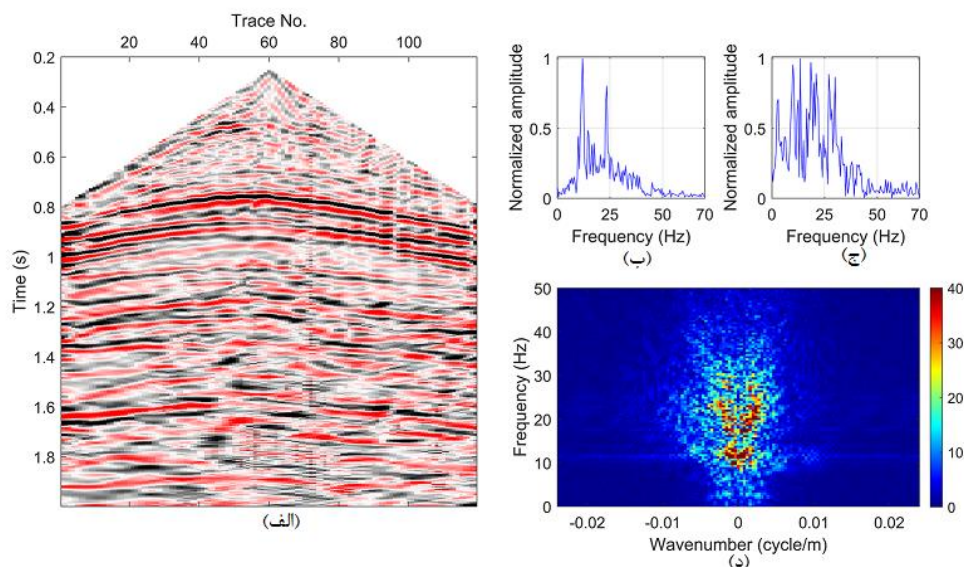
۳-۴ بررسی عملکرد روش تبدیل کمانک شعاعی بر روی داده واقعی

در این بخش به بررسی عملکرد روش تبدیل کمانک در حوزه ردلرزه شعاعی بر روی داده واقعی پرداخته می‌شود. لذا الگوریتم مربوطه بر روی داده واقعی (شکل ۱-۴) به ازای مقیاس‌ها و جهت‌های مختلف اعمال می‌شود. شکل ۱۹-۴ نتیجه نهایی حاصل از اعمال روش تبدیل کمانک شعاعی بر روی داده ذکر شده با تعداد سه مقیاس و هشت جهت را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، با توجه به تضعیف نوفه زمین‌غلت، ویژگی‌های شاخص آن که در شکل ۱-۴ مشاهده می‌شد، یعنی مؤلفه فرکانس پایین با دامنه بزرگ در طیف دامنه ردلرزه شماره ۴۷ (شکل ۱-۴ ج) و فرکانس پایین، عدد موج بالا در طیف $f - k$ (شکل ۱-۴ د)، به شدت در شکل ۱۹-۴ کاهش پیدا کرده است. در حالی که پدیده‌های بازتاب تقریباً دست‌نخورده باقی مانده‌اند.



شکل ۱۹-۴. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۱-۴ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با تعداد سه مقیاس و هشت جهت، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.

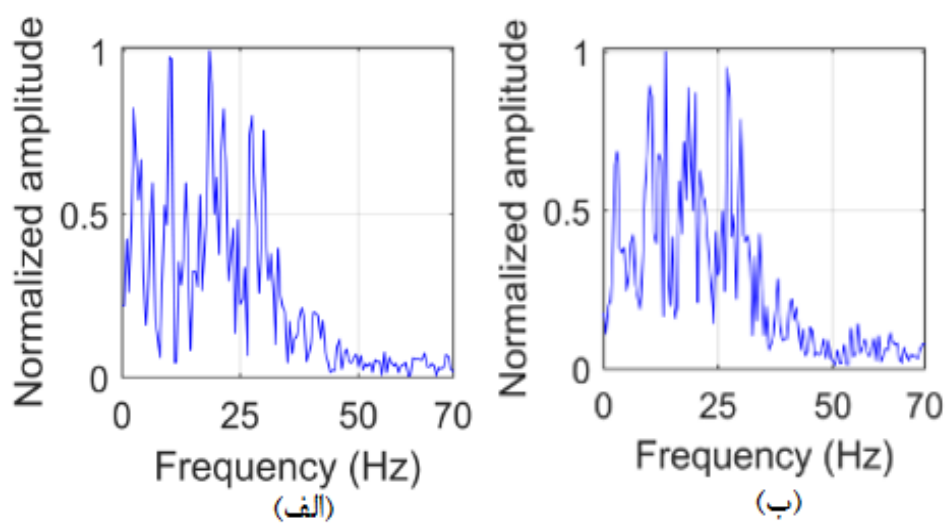
همچنین شکل ۲۰-۴ نتیجه نهایی حاصل از اعمال روش تبدیل کمانک شعاعی بر روی داده ذکر شده با تعداد سه مقیاس و دوازده جهت را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۲۰. (الف) رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده شکل ۴-۱ (الف) با استفاده روش پیشنهادی با تعداد سه مقیاس و دوازده جهت، (ب) و (ج) به ترتیب طیف دامنه ردلرزه شماره ۱۵ و ۴۷ و (د) طیف $f - k$ رکورد چشمه مشترک تضعیف نوفه شده می‌باشد.

همان‌طور که مشاهده می‌شود، نتیجه تضعیف نوفه در حالتی که تعداد جهت‌ها هشت در نظر گرفته شد نسبت به حالتی که تعداد جهت‌ها دوازده در نظر گرفته شده است، اندکی بهتر بوده است. در واقع در روش تبدیل کمانک در تعداد مقیاس‌ها و جهت‌های زیاد، نوفه زمین‌غلت در جهت‌های زیادی قرار می‌گیرد و همپوشانی بیشتری با سیگنال بازتابی پیدا می‌کند، لذا تضعیف آن به مراتب سخت‌تر است. از طرفی در نظر گرفتن تعداد مقیاس‌ها و جهت‌های زیاد زمان محاسبات را افزایش می‌دهد. بنابراین در مقیاس‌ها و جهت‌های کم روش تبدیل کمانک شعاعی عملکرد بهتری دارد.

از طرفی به منظور مقایسه روش‌های تبدیل موجک و کمانک شعاعی با یکدیگر، طیف دامنه ردلرزه شماره ۴۷ که آغشته به نوفه زمین‌غلت است، برای هر دو روش با بهترین جواب‌ها در شکل ۴-۲۱ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، روش تبدیل کمانک شعاعی نسبت به روش تبدیل موجک شعاعی از عملکرد بهتری در تضعیف نوفه زمین‌غلت برخوردار بوده است.



شکل ۴-۲۱. نمایش طیف دامنه ردلرزه شماره ۴۷ برای (الف) روش تبدیل موجک شعاعی با موجک $db5$ و مبدأ مختصات $(x_0 = 0\text{ m}$ و $t_0 = -0.1\text{ s}$) و (ب) روش تبدیل کمانک شعاعی با تعداد سه مقیاس و هشت جهت.

فصل پنجم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۵-۱ نتیجه گیری

در این پایان نامه از روشی مبتنی بر کاربرد مشترک تبدیل ردلرزه شعاعی و تبدیل موجک گسسته دو بعدی برای تضعیف نوفه زمین غلت در داده های لرزه ای استفاده شد. چون تبدیل ردلرزه شعاعی رخدادهای خطی در حوزه دورافت-زمان $(x - t)$ را به رخدادهای عمودی در حوزه سرعت ظاهری-زمان $(r - t)$ تبدیل می کند، لذا یک محیط کار مطلوب برای تبدیل موجک گسسته دو بعدی فراهم می کند. به منظور بررسی عملکرد روش پیشنهادی نتایج آن با روش فیلتر سرعتی $f - k$ مقایسه گردید. روش پیشنهادی در عین حال که انرژی بازتابی را در رکورد چشمه مشترک به کار گرفته شده حفظ می کند، در تضعیف نوفه زمین غلت نیز مؤثر و مناسب است. در حالی که در روش $f - k$ بخشی از نوفه زمین غلت در خروجی فیلتر $f - k$ باقی می ماند که اعوجاجاتی را در رکورد چشمه مشترک ایجاد می کند. همچنین پارامترهای تأثیرگذار در این روش به تفصیل مورد بررسی قرار گرفت. دو پارامتر مهم در این روش یعنی نوع موجک و مبدأ مختصات تبدیل ردلرزه شعاعی تأثیر چندانی بر روی نتایج روش پیشنهادی نداشتند و فقط موجک $db5$ با مبدأ مختصات $t_0 = -0.1$, $x_0 = 0$ اندکی در تضعیف نوفه زمین غلت بهتر عمل کرد. به منظور دسترسی به نتایج بهتر از تبدیل کمانک به جای تبدیل موجک در حوزه ردلرزه شعاعی استفاده شد. در حوزه کمانک در مقیاس های پایین دقت تفکیک جهتی بالاست. بنابراین امواج زمین غلت فقط در چهار جهت به طور متقارن حضور دارند و با صفر نمودن ضرایب کمانک در این جهتها آسیبی به بازتابنده ها وارد نمی شود. در مقیاس های بالا ممکن است در برخی جهات هم زمین غلت و هم بازتابنده ها حضور داشته باشند و صفر قرار دادن ضرایب کمانک در این جهتها تا حدی سبب تضعیف بازتابنده ها می شود.

در تبدیل موجک نسبت به تبدیل کمانک بازتابنده ها بیشتر آسیب می بینند. زیرا تبدیل موجک گسسته دو بعدی فقط جزئیاتی از داده را در سه جهت افقی، قائم و قطری ارائه می دهد در حالی که

تبدیل کمانک جهت‌های بیشتری را شامل می‌شود بنابراین با حذف جهت‌های زمین‌غلت بازتابنده‌ها کمتر تضعیف می‌شوند.

از جمله مهمترین مزایای روش تبدیل موجک شعاعی می‌توان به سادگی اجرای آن و کم بودن زمان محاسبات در این روش اشاره کرد.

۲-۵ پیشنهادات

با توجه به مطالعات صورت گرفته می‌توان پیشنهادات زیر را ارائه داد

۱- می‌توان به منظور دسترسی به نتایج بهتر از الگوریتم‌های جدیدتر مانند تبدیل کانتورلت، شیرلت

و یا تجزیه مد متغیر در حوزه ردلرزه شعاعی استفاده کرد.

۲- همچنین به منظور کاهش تعداد ردلرزه‌های لازم برای جلوگیری از دگرنامی و در نتیجه کاهش

میزان درونیابی می‌توان از تبدیل شیب ردلرزه شعاعی استفاده کرد.

مراج

باقری، م.، (۱۳۸۶)، تضعیف امواج سطحی در حوزه ردلرزه شعاعی، پایان نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

سیاهکوهی، ح.، (۱۳۷۹)، "استفاده از تبدیل Karhunen-Loeve در پردازش داده های لرزه ای سه بعدی" *مجله فیزیک زمین و فضا*، دوره ۲۶، شماره ۱، ص ۹۷-۱۰۶

Abdul-Jauwad S. and Khène M. (2000) "Two-dimensional wavelet-based ground roll filtering" Technical Program Expanded Abstracts, **SEG**, pp. 2107-2110.

Addison P. S. (2002) "**The illustrated wavelet transform handbook**", IOP Publishing Ltd, Napier University, Edinburgh, UK.

Aidi W. and Xiuling Zh. (2010) "Seismic signal denoising method based on curvelet transform" 6th International Conference on Natural Computation, **IEEE**, pp. 3624-3627.

Almeida L. J., Manenti R. R. and Porsani M. J. (2015) "Coherent noise attenuation using the wavelet transform on radial basis" Technical Program Expanded Abstracts, **SEG**, pp. 4720-4724.

Askari R. and Siahkoohi H. R. (2008) "Ground roll attenuation using the s and x-f-k transforms" **Geophysical Prospecting**, 56, 1, pp. 105-114.

Boashash B. (2003), "**Time frequency signal analysis**", A comprehensive reference, Elsevier, Oxford, UK.

Brysk H. and McCowan D. W. (1986) "A slant-stack procedure for point-source data" **Geophysics**, 51, 7, pp. 1370-1386.

Canales L. L. (1984) "Random noise reduction" Technical Program Expanded Abstracts, **SEG**, pp. 525-527.

Candes E. J. and Donoho D. L. (1999b) "Curvelets: a surprisingly effective nonadaptive representation for objects with edges" Technical Report, Statist of depart, Stanford University.

Candes E. J. and Donoho D. L. (2000) "Recovering edges in ill-posed inverse problems: optimality of curvelet frame" **Ann. Statist.**, 30, pp. 784-842.

Candes E. J. and Donoho D. L. (1999a) "Ridgelets: The key to high dimentional intermittency?" Statist of depart, Stanford University, 357, pp. 2495-2509.

Candes E. J. and Guo F. (2002) “New multiscale transform, minimum total variation synthesis: application to edge-preserving image reconstruction” **Sig. Process., Special Issue on Image and Video Coding Beyond Standards**, **82**, pp. 1519-1543.

Candes E. J., Demanet L., Donoho D. L., and Ying L., (2005) “Fast discrete curvelet transform” **SIAM Multiscale Modeling and Simulation**, **5**, pp. 861-899.

Candes E. J. (1999) “Monoscale ridgelets for the representation of images with edges” Technical Report, Statist of depart, Stanford University.

Candes E. J., (1998), Phd. thesis, “Ridgelets: theory and application”, Statist. depart. Stanford University.

Candes E. J. (2003) “What is a curvelet?” Notices of the AMS, **50**, pp. 1402-1403.

Chen Y., Jiao S., Ma J., Chen H., Zhou Y., and Gan S., (2015) “Ground-roll noise attenuation using a simple and effective approach based on local band-limited orthogonalization” **Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE**, **12**, **11**, pp. 2316-2320.

Chiu S. K. and Howell J. E. (2008) “Attenuation of coherent noise using localized-adaptive eigenimage filter” Technical Program Expanded Abstracts, **SEG**, pp. 2541-2545.

Claerbout J. F. (1983) “Ground roll and radial traces” Stanford Exploration Project Report, **SEP**, **35**, pp. 43-53.

Claerbout J. F. (1975) “Slant-stack and radial traces” Stanford Exploration Project Report, **SEP**, **5**, pp. 1-12.

Constantinesco C. M., (2006), MSc. thesis, “Coherent noise attenuation using radon techniques”, Phsy. depart. Alberta University.

Daubechies I. (1998) “Orthonormal bases of compactly supported wavelets” **Commun. Pure Appl. Math.**, **41**, pp. 909-996.

de Matos M. C. and Osório P. L. M. (2002) “Wavelet transform filtering in the 1d and 2d for ground roll suppression” Technical Program Expanded Abstracts, **SEG**, pp. 2245-2248.

Deighan A. J. and Watts D. R. (1997) “Ground-roll suppression using the wavelet transform” **Geophysics**, **62**, **6**, pp. 1896-1903.

Do M. N. and Vetterli M. (2003) “The finite ridgelet transform for image representation” **Transactions on Image Processing, IEEE**, **12**, pp. 16-28.

Dobrin M. B. and Savit C. H. (1998), **“Introduction to geophysical prospecting”**, McGraw Hill Book Company, pp. 867.

Elboth T., Vik Presterud I., and Hermansen D. (2010) “Time-frequency seismic data de-noising” **Geophysical Prospecting**, **58**, **3**, pp. 441-453.

Fadili M. J. and Starck J. L. (2007) “Curvelets and ridgelets” **Encyclopedia of Complexity and Systems Science**, **14**, pp. 1718-1738.

Fugal L. D. (2009), “**Conceptual wavelets in digital signal processing**”, Space & Signals Technologies LLC.

Gabor D. (1946) “Theory of communication” Part 1: The analysis of information, **Journal of the Institution of Electrical Engineers-Part III: Radio and Communication Engineering**, **93**, pp. 429-441.

Goudarzi A. R. and Riahi M. A. (2012) “Adaptive seismic ground roll attenuation using the double density dual tree discrete wavelet transform (dwt) method” **Journal of Earth Sciences Research**, **16**, **2**, pp. 113-120.

Gulunay N., Magesan M., Baldock S. (2001) “Spatial prediction filters for attenuation of seismic interference noise” **CGG. Americas Inc.**

Henglei Z. and Tianyou L. (2009) “Noise attenuation for seismic signal by non-linear thresholding in curvelet domain” 2nd International Congress, Image and Signal Processing, **IEEE**, pp. 17-19.

Henley D. C. (2003) “Coherent noise attenuation in the radial trace domain” **Geophysics**, **68**, pp. 1408-1416.

Henley D. C. (1999) “The radial trace transform: an effective domain for coherent noise attenuation and wavefield separation” 69th Annual International Meeting, Extended Abstracts, **SEG**, pp. 1204-1207.

Henley D. C. (2000) “Wavefield separation and other useful applications in the radial trace domain” 70th Annual international Meeting, Extended Abstracts, **SEG**, pp. 2111-2114.

Hotton L., Worthington M. H., and Makin J. (1986), “**Seismic data processing theory and practice**”, Blackwell Scientific publications.

Karsli H. and Bayrak Y. (2008) “Ground-roll attenuation based on wiener filtering and benefits of time-frequency imaging” **The Leading Edge**, **27**, **2**, pp. 206-209.

Kendall R., Jin S., Ronen S., and De Meersman K. (2005) “An svd-polarization filter for ground roll attenuation on multicomponent data” Technical Program Expanded Abstracts, **SEG**, pp. 928-931.

Lima R. R. and Porsani M. J. (2015) “Ground roll attenuation and improvement of velocity analysis using svd filtering in the frequency domain and lp deconvolution” 14th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, pp. 1279-1284.

Liu X. (1999) “Ground roll supression using the karhunen-loeve transform” **Geophysics**, **64**, **2**, pp. 564-566.

Liu Y. and Fomel S. (2013) “Seismic data analysis using local time-frequency decomposition” **Geophysical Prospecting**, **61**, **3**, pp. 516-525.

Louis P. M. A. K and Rieder A. (1997), “**Wavelets theory and applications**”, John Wiley and Sons.

Mallat S. (1989) “A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation” **Pattern Anal. and Machine Intell, IEEE**, **11**, 7, pp. **674-693**.

Mallat S. (1999), “**A wavelet tour of signal processing**”, 2nd edition, Elsevier, USA.

Mallat S. (2009), “**A wavelet tour of signal processing**”, 3th edition, Elsevier, USA.

Martinelli J. C., Manenti R. R., de Almeida L. J. A. and Porsani M. J. (2013) “Ground roll suppression using the radial-wavelet transform” 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, pp. **1421-1426**.

Mojica O. F., Porsani M. J., and da Silva M. G. (2013) “Using svd filters for velocity analysis and ground-roll attenuation” **Revista Brasileira de Geofísica**, **31**, 1, pp. **75-84**.

Montagne R. and Vasconcelos G. L. (2006) “Optimized suppression of coherent noise from seismic data using the karhunen-loeve transform” *Physical Review E*, **74**, 1, pp. **016213**.

Morlet J., Arens G., Fourgeau E., and Giard D. (1982) “Wave propagation and sampling theory” **Geophysics**, **47**, pp. **203-236**.

Morlet J., Arens G., Fourgeau E., and Giard D. (1982a) “Wave propagation and sampling theory” Part I: Complex signal land scattering in multilayer media, **J. of. Geophys.**, **47**, pp. **203-221**.

Neelamani R., Baumstein A. I., Gillard D. G., Hadidi M. T., and Soroka W. L. (2008) “Coherent and random noise attenuation using the curvelet transform” **The Leading Edge**, pp. **240-248**.

Olhovich V. A. (1964) “The causes of noise in seismic reflection and refraction work” **Geophysics**, **29**, pp. **1015-1030**.

Oppenheim A. V., Willsky A. S., and Nawab S. (1997), “**Signal and system**”, Prentice Hall.

Oropeza V. E., (2010), MSc. thesis, “The singular spectrum analysis method and its application to seismic data denoising and reconstruction”, Alberta University.

Ottolini R. (1981) “Downward continuation of common midpoint gathers by transformation into snell trace coordinates” Stanford Exploration Project Report, **SEP**, **26**, pp. **83-94**.

Ottolini R. (1979) “Migration of radial trace sections” Stanford Exploration Project Report, **SEP**, **20**, pp. **97-115**.

Polikar R. “The wavelet tutorial” <http://users.rowan.edu/polikar/WAVELETS/WTtutorial.html>.

Porsani M. J., Silva M. G., Melo P. E., and Ursin B. (2010) “Svd filtering applied to ground-roll attenuation” **Journal of Geophysics and Engineering**, **7**, 3, pp. **284**.

- Proakis J. G. and Manolakis D. G. (1996), “**Digital signal processing: principles, algorithm, and application**”, Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- Proakis J. G. and Manolakis D. G. (2007) “**Digital signal processing, principles, algorithms, and application**”, Pearson Prentice Hall.
- Radon J. (1917) “Über die bestimmung von funktionen durch ihre integralwerte langsgewisser manningfaltigkeiten (on the determination of functions from their integrals along certain manifolds)” **Berichte Saechsische Akademie der Wissenschaften**, **29**, pp. 262-277.
- Russell B., Hampson D., and Chun J. (1990) “Noise elimination and the radon transform” **The Leading Edge**, **9**, **10**, pp. 18-23.
- Sacchi M. D., (2002), “**Statistical and transform methods in geophysical signal processing**” Phys. depart. Alberta University.
- Schlumbergers (2009), <http://www.glossary.oilfield.slb.com>.
- Sheriff R. E. and Geldart L. P. (1995), “**Exploration seismology**”, Cambridge University Press.
- Starck J. L., Candes E. J., and Donoho D. L. (2000) “The curvelet transform for image denoising” Transactions on Image Processing, **IEEE**, **11**, pp. 131-141.
- Taner M. T. (1980) “Long-period sea-floor multiples and their suppression” **Geophysical Prospecting**, **28**, pp. 30-48.
- Telford W. M., Geldart L. P., and Sheriff R. E. (1990), “**Applied geophysics**” Vol. 1, Cambridge University Press.
- Trad D., Sacchi M. D., and Ulrych T. J. (2001) “A hybrid linear-hyperbolic radon transform” **Journal of Seismic Exploration**, **9**, pp. 303-318.
- Yarham C. and Herrmann F. J. (2008) “Bayesian ground roll separation by curvelet domain sparsity promotion” Ann. Internat. Mtg, **SEG**, pp. 2576-2580.
- Yarham C., Boeniger U., and Herrmann F. J. (2006) “Curvelet-based ground roll removal” Ann. Internet. Mtg, **SEG**, pp. 2777-2782.
- Yarham C., Trad D., and Herrmann F. J. (2004) “Curvelet processing and imaging: adaptive ground roll removal” CSEG National Convention, Great Exploration-Canada and Beyond, pp. 1-4.
- Yilmaz Ö. (2001), “**Seismic data analysis**”, Vol. 1, Society of Exploration Geophysics Tulsa, Ok.
- Zhang Zh. Y., Zhang X. D., Yu H. Y., and Pan X. Y. (2010) “Noise suppression based on a fast discrete curvelet transform” **Journal of Geophysics and Engineering**, **7**, pp. 105-112.

Abstract

Seismic imaging is highly dependent on the quality of seismic data. The presence of noise in seismology is inevitable that reduces continuity of the reflection events and effectiveness of the various stages of data processing such as deconvolution, velocity analysis and migration has negative effects. There are many noises in seismic data that are divided into two general categories of coherent and incoherent. Major categories of noise in seismic data, are coherent noises that are coherent from trace to trace and always decrease signal to noise ratio together with the main events and many problems in the processing and interpretation of seismic data will be created. The main objective of this thesis undermine this category is the noise of seismic data.

Many different methods have been introduced to suppression of coherent noises. Most methods have been introduced, undermining the process in a domain other than the domain of the time-offset. Including converting that to change the domain of seismic data used to this purpose, is two-dimensional discrete wavelet transform and radial traces transform that individually are a number of disadvantages. In this thesis, has been used a new method based on joint application of the two-dimensional discrete wavelet and radial trace transforms in order to eliminate the coherent noise in seismic data. Process is that first seismic data are taken from time-offset domain into the radial trace domain using the radial trace transform, ground roll noises are stretched in this domain and the apparent frequency of these events in the new domain because the strain is reduced. However, the frequency content of other events such as reflections in the new domain remain largely untapped. This feature radial trace transform as a good tool, improved performance of two-dimensional discrete wavelet transform and limitations the wavelet transform greatly reduced. With two-dimensional discrete wavelet transform is applied in radial trace domain, the seismic signal is decomposed into four components and ground roll noise mostly for almost vertical seismic placed on record, The vertical component of the discrete wavelet transform appears that removing this component and return to the domain of time- offset, ground roll noise is attenuate from the seismic record. Another new method in this thesis to undermine coherent noise is used, is the use curvelet transform in radial trace domain. One of the weaknesses of the wavelet transform is the inability to rebuild the edges. Curvelet transform fix these weaknesses, and in other words, improves of the edge quality after the reconstruction. Wavelets are not able to describe the anisotropic components and therefore, will not be able to describe the edges, because this tool has not been directional elements. While curvelets tools multi-scale and are able to choose the direction. Curvelet transform is divided the frequency domain into scale, directions and different positions. Thus, according to the characteristics of the ground roll waves of low frequency, low speed and high amplitude compared to be reflective of relatively good separation between these waves can be produced in the curvelet domain. So, remove the curvelet coefficients related to the scales and directions that ground roll waves are present and back in time, can be found the better sections for the interpretation. The method algorithm is such as two-dimensional discrete wavelet transform method with the difference that converts two-dimensional discrete wavelet transform is replaced curvelet transform.

These methods were applied on real seismic data, and results were examined and in order to more determine, the results were compared with f-k speed filter. The results indicate that the method based on joint application of the two-dimensional discrete wavelet and radial trace transform compared of the f-k filtering has better performance in improve the quality of seismic data. On the other hand, from between the algorithms used in radial trace domain, the curvelet transform method compared of two-dimensional wavelet transform in attenuation ground roll coherent noise been more successful.

Key words: Coherent noise attenuation, radial trace transform, two-dimensional discrete wavelet transform, curvelet transform



Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc. Thesis in Seismic Exploration

**Ground roll waves attenuation in seismic reflection data using
the two dimensional discrete wavelet transform in radial trace
domain**

By: Hesam Hosein Nia

Supervisors:

Dr.Amin Roshandel Kahoo

Dr.Behzad Tokhmechi

February 2017