

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد ژئوالکتریک

استفاده از روش رادار نفوذی به زمین (GPR) به منظور شناسایی گسل ها و مطالعات رسوب شناسی،

مطالعه موردی استان گیلان

نگارنده: مجتبی محمدی

اساتید راهنما

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

دکتر علیرضا عرب امیری

استاد مشاور

مهندس مهدی محمدی ویژه

بهمن ۱۳۹۶

شماره: ۹۶/۹۶/۲۰۸۱
تاریخ: ۹۶/۱۱/۲۳

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای مجتبی محمدی با شماره دانشجویی ۹۳۱۵۳۹۴ رشته ژئوفیزیک گرایش ژئوالکتریک تحت عنوان استفاده از روش رادار نفوذی به زمین (GPR) به منظور شناسایی گسل‌ها و مطالعات رسوب‌شناسی، مطالعه موردی استان گیلان که در تاریخ ۹۶/۱۱/۱۰ با حضور هیأت داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

قبول (با امتیاز ۱۸) در جلسه فوقانی ☒ مردود ☐
نوع تحقیق: نظری ☒ عملی ☐

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	ابوالقاسم کامکار روحانی	دانشیار	
۲- استاد راهنمای دوم	علیرضا عرب امیری	دانشیار	
۳- استاد مشاور	مهدی محمدی ویژه	دانشجوی دکتری	—
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	مهرداد سلیمانی منفرد	دانشیار	
۵- استاد ممتحن اول	امین روشنندل کاهو	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	ایرج پیروز	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده:
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:



تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

تقدیم بہ

روح ہمیشہ جاوید مادر م کہ جہان افلاکی را بر کرہ خاکی ترجیح داد و ہمچنین پدر

مہربانم.

تشکر و قدردانی

بدون شک جایگاه و منزلت معلم فراتر از آن است که در مقام قدردانی از زحمات بی دریغ ایشان با دست ناتوان چغیری بنگارم؛ اما از آنجایی که تجلیل از معلم، سپاس از انسانی است که هدف و غایت آفرینش را تأمین و سلامت امانت بانی را که به دستش سپرده اند را تضمین می کند، بر حسب وظیفه لازم می دانم از اساتید بزرگوارم جناب آقای دکتر ابوالقاسم کاظمی و روحانی و جناب آقای دکتر علیرضا عرب امیری که زحمات راهنمایی این پایان نامه را بر عهده گرفتند و در طی این مدت از محضر پر فیض تدریس شان بهره برده ام کمال تشکر و قدردانی را داشته باشم. قطعاً بدون مساعدت ایشان، این پایان نامه به نتیجه مطلوب نمی رسید.

تعهد نامه

اینجانب مجتبی محمدی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه استفاده از روش رادار نفوذی به زمین (GPR) به منظور شناسایی گسل ها و مطالعات رسوب شناسی، مطالعه موردی استان گیلان تحت راهنمایی دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی و دکتر علیرضا عرب امیری متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا «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.

امضای دانشجو

تاریخ

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 صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.

استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

ایران بر روی یکی از کمربندهای زلزله‌خیز دنیا واقع شده و گسل‌های کوچک و بزرگ متعددی هم در آن وجود دارد. گسل‌ها در بلوک‌های قاره‌ای از جمله عواملی هستند که در صورت آزاد شدن انرژی درونی آنها سبب ایجاد زمین لرزه‌های نسبتاً شدیدی در مجاورت خود می‌شوند. از این رو شناسایی گسل‌ها و جوان بودن و فعال بودن آنها کمک بزرگی در ایجاد شهرها و آبادی‌های دور از این گسل‌ها می‌نماید. در این پایان‌نامه به منظور بررسی‌های تحت الارضی و مطالعه‌ی گسل‌های موجود در زیر رسوبات و همچنین بررسی‌های رسوب شناسی با هدف مطالعه‌ی طبقات رسوبی و شناسایی ساختارهای رسوبی در زیر سطح زمین از روش رادار نفوذی به زمین (GPR) که از قدرت تفکیک بالایی برخوردار است؛ استفاده شده است. در این پژوهش، پس از مطالعات اولیه‌ی زمین شناسی منطقه‌ی مورد نظر که بخش‌هایی از استان گیلان می‌باشد و بررسی امتداد گسل‌های موجود در منطقه، با استفاده از روش GPR، تعداد ۴۵ پروفیل با طول‌های مختلف و بعضاً با امتدادهای غیر خطی و در محل‌های مناسب با استفاده از آنتن‌های با فرکانس مرکزی ۱۰۰ و ۲۵۰ مگاهرتز پوششی و ۲۵ و ۵۰ و ۱۰۰ و ۲۰۰ مگاهرتز غیر پوششی که در مجموع در حدود ۱۱۹/۵۸۶ کیلومتر خطی از محدوده‌ی ذکر شده را در بر می‌گیرد؛ توسط تیمی از سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور برداشت شد. در این پایان‌نامه به بررسی، پردازش و تفسیر برخی از این پروفیل‌ها پرداخته شده است. پس از باز بینی و ویرایش اولیه داده‌های GPR مورد نظر، پردازش و تفسیر این داده‌ها با استفاده از نرم افزار Reflexw صورت گرفت. نتایج به دست آمده نشان می‌دهند که از روش GPR می‌توان برای تشخیص و شناسایی گسل‌ها و تعیین ویژگی‌های آنها مثل شیب و امتداد و همچنین برای تشخیص ساختارهای رسوبی واقع در اعماق کم زیر سطح زمین استفاده کرد.

واژه‌های کلیدی: گسل، رسوب شناسی، رادار نفوذی به زمین (GPR)، گیلان.

مقاله مستخرج از پایان نامه

م. محمدی، ا. کامکار روحانی، ع.ر. عرب امیری، م. محمدی ویژه، "بررسی رسوبات ساحلی در محدوده بندر انزلی با استفاده از روش رادار نفوذی به زمین (GPR)"، نهمین همایش زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران، شهریور ۹۶.

فهرست

فصل اول: کلیات.....	۱
۱-۱ مقدمه.....	۲
۲-۱ مروری بر مطالعات انجام شده.....	۲
۳-۱ ضرورت انجام و اهداف تحقیق حاضر.....	۳
۴-۱ ساختار پایان نامه.....	۴
فصل دوم: مبانی روش GPR و پردازش داده‌های آن.....	۵
۱-۲ مقدمه.....	۶
۲-۲ دستگاه‌های GPR.....	۷
۳-۲ روش‌های برداشت داده‌های GPR.....	۱۰
۱-۳-۲ روش پروفیل‌زنی بازتابی.....	۱۰
۲-۳-۲ روش نقطه‌ی میانی مشترک (CMP).....	۱۱
۳-۳-۲ روش توموگرافی.....	۱۲
۴-۲ انتشار امواج الکترومغناطیسی.....	۱۳
۵-۲ گذردهی دی‌الکتریک.....	۱۵
۶-۲ رسانندگی الکتریکی.....	۱۶
۷-۲ تراوایی مغناطیسی.....	۱۷

- ۸-۲ سرعت انتشار امواج الکترومغناطیسی..... ۱۹
- ۹-۲ بازتاب و عبور امواج الکترومغناطیسی..... ۲۱
- ۱۰-۲ تفکیک پذیری..... ۲۳
- ۱۱-۲ عمق نفوذ..... ۲۳
- ۱۲-۲ پردازش داده‌های GPR..... ۲۴
- ۱-۱۲-۲ تصحیح اشباع سیگنال..... ۲۴
- ۲-۱۲-۲ تصحیح صفر زمانی..... ۲۶
- ۳-۱۲-۲ بهره‌ها..... ۲۷
- ۴-۱۲-۲ کاهش نوفه زمینه..... ۳۱
- ۵-۱۲-۲ تصحیح توپوگرافی..... ۳۲
- ۶-۱۲-۲ نشانگرهای لحظه‌ای..... ۳۴
- ۷-۱۲-۲ مهاجرت..... ۳۵
- فصل سوم: موقعیت جغرافیایی، زمین شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه و برداشت داده‌ها..... ۳۷
- ۱-۳ موقعیت جغرافیایی محدوده‌ی مورد مطالعه..... ۳۸
- ۲-۳ مختصری از زمین شناسی منطقه..... ۳۸
- ۱-۲-۳ زمین شناسی عمومی..... ۳۸
- ۲-۲-۳ واحدهای سنگی کواترنری..... ۳۹
- ۳-۲-۳ واحدهای سنگی آذرین..... ۴۰

۳-۳ گسل‌های استان گیلان.....	۴۱
۳-۳-۱ گسل آستارا (گسل تالش).....	۴۱
۳-۳-۲ گسل لاهیجان.....	۴۲
فصل چهارم: مدل‌سازی پیشرو، پردازش و تفسیر داده‌های GPR به منظور شناسایی گسل‌ها و مطالعات رسوب شناسی در منطقه‌ی مورد مطالعه.....	۴۳
۴-۱ مقدمه.....	۴۴
۴-۲ مدل‌سازی پیشرو داده‌های GPR به روش تفاضل محدود.....	۴۵
۴-۲-۱ مدل لایه‌ی افقی.....	۴۶
۴-۲-۲ مدل گسل نرمال یا مستقیم.....	۴۸
۴-۳-۱ پروفیل ۱.....	۵۱
۴-۳-۱ تحلیل میانگین طیف فرکانسی و دامنه‌ی پروفیل ۱.....	۵۱
۴-۳-۲ پردازش و تفسیر پروفیل ۱.....	۵۳
۴-۴-۲ پروفیل ۲.....	۵۸
۴-۴-۳ پروفیل ۳.....	۶۲
۴-۴-۴ پروفیل ۴.....	۶۴
۴-۴-۵ پروفیل ۵.....	۶۷
۴-۴-۶ پروفیل ۶.....	۷۰
۴-۴-۷ پروفیل ۷.....	۷۲
۴-۱۰ نمایش گسل‌ها در شبکه استرونت.....	۷۵

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات.....	۷۷
۱-۵ جمع‌بندی و نتیجه‌گیری.....	۷۸
۲-۵ پیشنهادات.....	۷۹
پیوست-نقشه‌های زمین شناسی منطقه.....	۸۰
منابع.....	۸۳

فهرست شکل‌ها

شکل ۱-۲: مسیر امواج GPR در یک زمین دو لایه با مقادیر گذردهی نسبی متفاوت.....	۸
شکل ۲-۲: اجزاء دستگاه و اصول روش GPR.....	۹
شکل ۳-۲: رد GPR.....	۱۰
شکل ۴-۲: پیکربندی‌های مختلف آنتن‌ها برای برداشت‌های GPR: الف) روش پروفیل‌زنی بازتابی، ب) روش نقطه‌ای میانی مشترک (CMP) و ج) روش توموگرافی.....	۱۱
شکل ۵-۲: رادارگرام CMP.....	۱۲
شکل ۶-۲: انتشار امواج الکترومغناطیسی در خلاء.....	۱۳
شکل ۷-۲: تغییر جهت انتشار موج در اثر تغییرات در خواص ماده.....	۲۱
شکل ۸-۲: مقطع GPR قبل از اعمال تصحیح اشباع سیگنال.....	۲۵
شکل ۹-۲: مقطع GPR بعد از اعمال تصحیح اشباع سیگنال.....	۲۵
شکل ۱۰-۲: قبل از تصحیح صفر زمانی.....	۲۶
شکل ۱۱-۲: بعد از تصحیح صفر زمانی.....	۲۷
شکل ۱۲-۲: نمایش نحوه‌ی عملکرد بهره‌ی AGC.....	۲۹
شکل ۱۳-۲: نمایش نحوه‌ی عملکرد بهره‌ی SEC.....	۳۰
شکل ۱۴-۲: مقطع GPR قبل از اعمال فیلتر حذف اثر زمینه.....	۳۱

- شکل ۲-۱۵: مقطع GPR بعد از اعمال فیلتر حذف اثر زمینه..... ۳۲
- شکل ۲-۱۶: قبل از اعمال تصحیح توپوگرافی..... ۳۳
- شکل ۲-۱۷: بعد از اعمال تصحیح توپوگرافی..... ۳۳
- شکل ۲-۱۸: یک رویداد ثبت شده بر روی ردهای بازتابی می‌تواند از هر کجای مخروط باشد. در یک مقطع مهاجرت نیافته رویدادهای ثبت شده مستقیماً به زیر فرستنده-گیرنده نسبت داده می‌شوند ۳۶
- شکل ۳-۱: راه‌های دسترسی محدوده‌های مورد مطالعه..... ۳۸
- شکل ۳-۲: نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ استان گیلان..... ۴۱
- شکل ۳-۳: نقشه گسل‌های کواترنری البرز مرکزی..... ۴۲
- شکل ۴-۱: مدل مصنوعی لایه‌های افقی که خصوصیات آنها در جدول (۴-۱) ذکر شده است..... ۴۷
- شکل ۴-۲: پاسخ GPR شکل ۴-۱ به همراه رد GPR..... ۴۷
- شکل ۴-۳: مدل مصنوعی گسل نرمال..... ۴۹
- شکل ۴-۴: الف) پاسخ GPR شکل (۴-۳) به همراه دو رد در طرفین مقطع، ب) مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای..... ۵۰
- شکل ۴-۵: نمایش طیف فرکانسی ردهای پروفیل ۱ (نمودارهای مشکی) و میانگین طیف فرکانسی (نمودار قرمز)..... ۵۱
- شکل ۴-۶: میانگین طیف دامنه بر حسب زمان پروفیل ۱..... ۵۲
- شکل ۴-۷: الف) مقطع عمقی GPR پروفیل ۱ ب) رد شماره‌ی ۵۴۵۸..... ۵۳
- شکل ۴-۸: نقشه زمین شناسی موقعیت برداشت پروفیل ۱ با اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰ بندر انزلی..... ۵۴
- شکل ۴-۹: مقطع GPR خام پروفیل ۱ با استفاده از آنتن فرستنده با فرکانس مرکزی ۱۰۰ مگاهرتز از نوع پوششی..... ۵۴
- شکل ۴-۱۰: مقطع عمقی پروفیل ۱ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش-

- های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر نویز زمینه، توپوگرافی، تبدیل عمقی و مهاجرت f-k..... ۵۶
- شکل ۴-۱۱: مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای پروفیل ۱ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی..... ۵۷
- شکل ۴-۱۲: مقطع نشانگر فرکانس لحظه‌ای پروفیل ۱ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی..... ۵۷
- شکل ۴-۱۳: مقطع فاز لحظه‌ای پروفیل ۲۱ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی..... ۵۸
- شکل ۴-۱۴: الف) توزیع سرعت امواج الکترومغناطیسی نسبت به عمق، ب) برازش هذلولی‌ها بر داده-های برداشتی و ج) مدل نهایی سرعت امواج الکترومغناطیسی نسبت به عمق..... ۵۸
- شکل ۴-۱۵: نقشه زمین شناسی موقعیت برداشت پروفیل‌های ۲ و ۳ با اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بندر انزلی..... ۵۹
- شکل ۴-۱۶: مقطع خام پروفیل ۲ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی..... ۶۰
- شکل ۴-۱۷: مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۲ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k..... ۶۱
- شکل ۴-۱۸: مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای پروفیل ۲ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی..... ۶۱
- شکل ۴-۱۹: مقطع خام پروفیل ۳ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی..... ۶۳
- شکل ۴-۲۰: مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۳ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه، توپوگرافی و مهاجرت f-k..... ۶۳
- شکل ۴-۲۱: مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای پروفیل ۳..... ۶۳
- شکل ۴-۲۲: نقشه زمین شناسی موقعیت برداشت پروفیل‌های ۴ و ۶ با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا..... ۶۵
- شکل ۴-۲۳: مقطع خام پروفیل ۴ با استفاده از آنتن ۲۵۰ مگاهرتز پوششی..... ۶۶

شکل ۴-۲۴: مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۴ با استفاده از آنتن ۲۵۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k ۶۶

شکل ۴-۲۵: مقطع خام پروفیل ۴ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی..... ۶۶

شکل ۴-۲۶: مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۴ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k ۶۷

شکل ۴-۲۷: نقشه زمین شناسی موقعیت برداشت پروفیل‌های ۵ و ۷ با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رشت..... ۶۹

شکل ۴-۲۸: مقطع خام پروفیل ۵ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی..... ۶۹

شکل ۴-۲۹: مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۵ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k ۷۰

شکل ۴-۳۰: مقطع خام پروفیل ۶ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی..... ۷۱

شکل ۴-۳۱: الف) مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۶ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k، ب) مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای و ج) مقطع نشانگر فرکانس لحظه‌ای..... ۷۲

شکل ۴-۳۲: مقطع خام پروفیل ۷ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی..... ۷۳

شکل ۴-۳۳: الف) مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۷ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه، تصحیح توپوگرافی و مهاجرت f-k، ب) مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای ج) مقطع نشانگر فرکانس لحظه‌ای..... ۷۴

شکل ۴-۳۴: نمایش دامنه ردهای طرفین گسل F_2	۷۴
شکل ۴-۳۵: نمایش شیب و امتداد دوگسل F_1 و F_2 و قطبهای P_1 و P_2 در شبکه استریونت.....	۷۵
شکل ۶-۱: نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بندر انزلی و موقعیت برداشت پروفیل‌های ۱، ۲ و ۳.....	۸۰
شکل ۶-۲: نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا و موقعیت برداشت پروفیل‌های ۴ و ۶.....	۸۱
شکل ۶-۳: نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رشت و موقعیت برداشت پروفیل‌های ۵ و ۷.....	۸۲

فهرست جداول

جدول ۲-۱: مشخصات الکترومغناطیسی مواد.....	۱۹
جدول ۴-۱: مشخصات لایه‌های شبیه‌سازی شده‌ی شکل (۴-۱).....	۴۶
جدول ۴-۲: مشخصات مدل مصنوعی گسل نرمال یا مستقیم.....	۴۹

فصل اول

کلیات

۱-۱ مقدمه

رادار نفوذی به زمین (GPR) یک روش ژئوفیزیکی با قدرت تفکیک بالا است؛ که از امواج الکترومغناطیسی فرکانس بالا (۱۲/۵ تا ۲۵۰۰ مگاهرتز) برای آشکارسازی ساختارهای زیر سطحی استفاده می‌کند [۱]. به همین دلیل این روش در حوزه‌ی روش‌های الکترومغناطیسی طبقه‌بندی می‌شود. این روش از نظر انتشار امواج الکترومغناطیسی در زمین و نحوه پردازش و تفسیر داده‌ها به لرزه نگاری بازتابی شباهت دارد. از مزیت‌های اساسی روش GPR می‌توان به ساده، غیر مخرب، سریع و با قدرت تفکیک زیاد بودن آن اشاره کرد [۲]. قدرت تفکیک زیاد این روش، سرعت برداشت داده‌ها، و همچنین غیر مخرب بودن آن در به کارگیری این روش تأثیر به سزایی دارد [۳]. البته این روش محدودیت‌هایی هم دارد؛ که از آن جمله می‌توان به عمق نفوذ کم آن در محیط‌های رسانا به دلیل میرا شدن موج الکترومغناطیسی اشاره کرد. روش GPR براساس تباین در خاصیت گذردهی دی-الکتریکی مواد و هم چنین روابط حاکم بر انتشار امواج الکترومغناطیسی استوار است. امروزه در میان روش‌های ژئوفیزیکی این روش توانسته روز به روز کاربردهای جدیدی را با موفقیت عرضه نماید. از این رو به کارگیری این روش روز به روز پررونق‌تر و اقتصادی‌تر (با صرف زمان و هزینه کمتر) شده است.

۲-۱ مروری بر مطالعات انجام شده

مطالعات GPR در شناسایی گسل‌های پنهان عمدتاً از اواخر قرن ۲۰ میلادی در کشورهای مختلف آغاز شده و مقالاتی در این زمینه منتشر شده که از آن جمله می‌توان به مقالات زیر اشاره کرد:

در مقاله‌ای از رابرت^۱ و همکاران در سال ۲۰۰۷، کاربرد تلفیقی روش‌های لرزه‌نگاری کم عمق و GPR در شناسایی یک گسل فعال در جنوب تایوان مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. همچنین در مقاله-

^۱ Robert

ای از اندرسون^۱ و همکاران در سال ۱۹۹۸، یک گسل کواترنری با روش GPR در جنوب شرق میسوری^۲ مورد بررسی قرار گرفته است. کریستینا^۳ و همکاران در سال ۲۰۱۵، بر روی تصویر سازی سه بعدی یک گسل فعال، مقایسه‌ی داده‌های سه بعدی GPR و رخنمون گسل کاستروویلاری^۴ در کالابریای^۵ ایتالیا بحث و بررسی لازم را انجام دادند. تجسم گسل‌های فعال با استفاده از ویژگی‌های هندسی داده‌های سه بعدی GPR توسط مک کلیمونت^۶ و همکاران در سال ۲۰۰۸ انجام شده و همچنین در مقاله‌ای که توسط جفری^۷ و همکاران در سال ۱۹۹۷ به چاپ رسیده از روش GPR برای بررسی موقعیت گسل‌های کم عمق استفاده شده است. همچنین می‌توان به مطالعات آنان^۸ و دیویس^۹ در سال ۱۹۸۹ در زمینه‌ی لایه‌های منجمد خاک و مطالعات دیگرشان در زمینه‌ی چینه شناسی اشاره کرد.

در ایران نیز مطالعاتی در زمینه GPR انجام شده و منابع متعددی در این مورد منتشر شده است که از آن جمله می‌توان به مقالات زیر اشاره کرد:

اویسی مؤخر و همکاران در سال ۱۳۸۶ به بررسی ساختار شکستگی سراب قنبر در جنوب شهر کرمانشاه با استفاده از روش GPR پرداختند. علیان‌نژاد و همکاران در سال ۱۳۹۲ از تلفیق روش‌های ژئوالکتریک و GPR در شناخت گسل‌های فرعی تهران استفاده کردند. خادمی و همکاران در سال ۱۳۹۲ پهنه‌ی گسلی آزادشهر در تهران را بر اساس برداشت‌های میدانی و ژئوفیزیکی مورد بررسی قرار دادند. بادپا در سال ۱۳۹۴ پارامترهای هندسی تحت‌الارضی شاخه‌های گسل خزر با تلفیق نتایج داده‌های GPR و مغناطیس و مقاومت ویژه‌ی الکتریکی در منطقه‌ی خلیل شهر را محاسبه نمود. عشقی در سال ۱۳۸۹ از روش GPR برای شناسایی ساختارهای زیر سطحی کم عمق در منطقه‌ی جنوب

¹ Anderson

² missouri

³ Christina

⁴Castrovillari

⁵Calabria

⁶McClimont

⁷Jeffrey

⁸Annan

⁹Davis

شرقی دریای خزر استفاده کرده است.

۱-۳ ضرورت انجام و اهداف تحقیق حاضر

امروزه با توجه به افزایش جمعیت و توسعه‌ی ساخت و سازه‌های زیر بنایی، نیاز به مطالعات ژئوفیزیکی جهت شناسایی ساختارهای زیر سطحی روز به روز بیشتر احساس می‌شود. عدم مطالعات دقیق ساختارهای زیر سطحی باعث به وجود آمدن زیان‌های غیر قابل جبران از نظر اقتصادی، اجتماعی و غیره می‌گردد. یکی از این موارد گسل‌های پنهان است که هنگام بروز زلزله اثرات آن در سطح زمین پدیدار می‌گردد؛ که با توجه به توان آن می‌تواند خسارات جبران ناپذیری را به بار آورد. استان گیلان از استان‌های با پتانسیل لرزه‌خیزی بالا در کشورمان می‌باشد؛ که با توجه به شرایط تکتونیکی، بسیاری از مناطق شهری آن در نزدیکی گسل‌ها قرار دارند. از این رو بنا به دلایل ذکر شده، هدف از انجام این تحقیق، مطالعه و بررسی گسل‌های موجود در استان گیلان و نیز بررسی ساختارهای رسوبی با استفاده از روش GPR بوده است.

۱-۴ ساختار پایان نامه

پایان‌نامه پیش رو در پنج فصل تنظیم شده است. در فصل اول مقدمه‌ای در مورد موضوع تحقیق پایان‌نامه، ضرورت و همچنین هدف از انجام این تحقیق آورده شده است. در فصل دوم مبانی روش GPR و پردازش داده‌های آن توضیح داده شده است. در فصل سوم موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و برداشت داده‌های GPR در منطقه مورد نظر مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. در فصل چهارم به پردازش و تفسیر داده‌های GPR در منطقه مورد بررسی پرداخته شده است. و در آخر در فصل پنجم نتیجه‌گیری و پیشنهادات لازم ارائه شده است.

فصل دوم

مبانی روش GPR و پردازش داده‌های آن

روش GPR یکی از روش‌های با قدرت تفکیک بالای ژئوفیزیکی است؛ که با استفاده از امواج الکترومغناطیسی فرکانس بالا (۱۲/۵ تا ۲۵۰۰ مگاهرتز)، تغییرات خواص الکتریکی در اعماق کم را به منظور شناسایی و آشکارسازی ساختارهای زیر سطحی اندازه‌گیری می‌کند [۴]. این ساختارها در صورتی توسط روش GPR قابل شناسایی هستند که دارای تباین مناسبی در مشخصه‌های الکترومغناطیسی با محیط اطراف خود باشند [۵]. اصول اندازه‌گیری در این روش، مبتنی بر انتقال سیگنال الکترومغناطیسی فرکانس بالا به درون زمین است. زمان سیر سیگنال ساطع شده توسط یک آنتن گیرنده، برداشت و ثبت می‌شوند. در این روش امواج الکترومغناطیسی با فرکانس‌های مختلف به داخل زمین ارسال و بازتاب این امواج دریافت و مورد تحلیل قرار می‌گیرد. عمق نفوذ این امواج کم و بستگی به هدایت الکتریکی و گذردهی الکتریکی محیط انتشار موج و مقدار فرکانس مورد استفاده دارد. در حالت کلی هرچه هدایت الکتریکی زمین بیشتر باشد (مانند محیط‌های شیلی و رسی) عمق نفوذ کمتر و هرچه هدایت الکتریکی زمین کمتر باشد، (مانند محیط‌های آهکی و خشک) عمق نفوذ بیشتر می‌شود. همچنین هرچه فرکانس بالاتر باشد، عمق نفوذ کمتر و هرچه فرکانس پایین‌تر باشد، عمق نفوذ بیشتر است. زمانی که سیگنال الکترومغناطیسی ساطع شده از آنتن، به یک ناپیوستگی الکتریکی برخورد می‌کند، بخشی از آن از فصل مشترک عبور کرده و بخشی بازتاب می‌شود، این امر ناشی از تغییر امپدانس امواج الکترومغناطیس در فصل مشترک می‌باشد. مقدار انرژی بازتابی و عبوری و همچنین مقدار انرژی اتلافی بستگی به خواص الکتریکی مواد در دو طرف فصل مشترک دارد. اگر زمان رفت و برگشت موج الکترومغناطیسی که از آنتن فرستنده ساطع شده و بعد از انعکاس یا بازتاب از توده بازتاب‌کننده به آنتن گیرنده باز می‌گردد اندازه‌گیری شود، می‌توان عمق توده مورد نظر را تعیین کرد. این امر در صورتی امکان‌پذیر است که سرعت سیگنال (موج الکترومغناطیس) در محیط مشخص باشد. در این روش، انتشار امواج الکترومغناطیسی در زمین و نحوه‌ی پردازش و تفسیر داده‌ها مشابه روش لرزه‌نگاری بازتابی است و تنها اختلاف این دو روش در نوع امواج ارسالی و طول موج یا

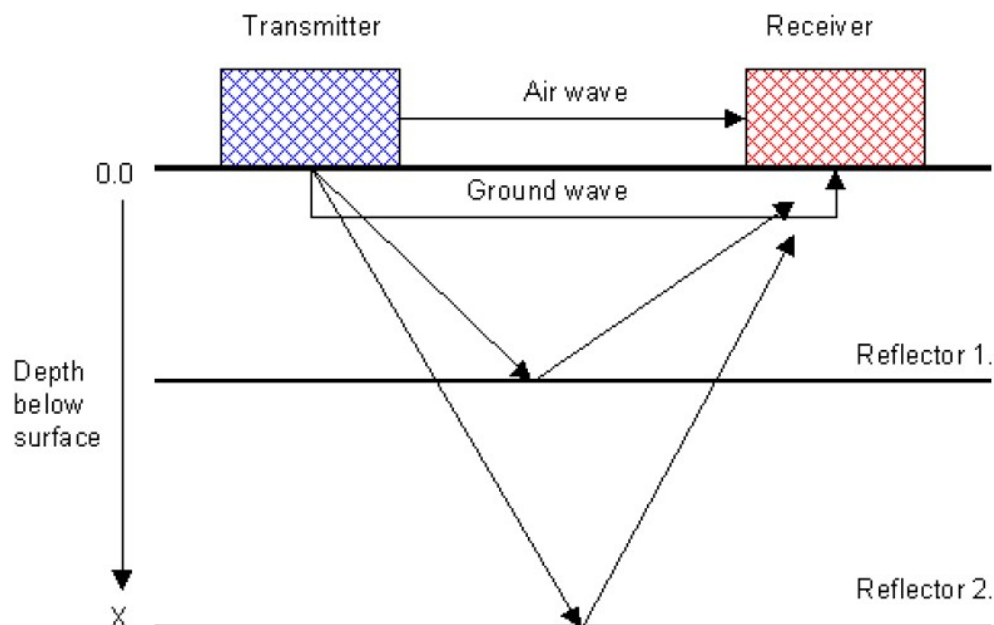
فرکانس آن‌ها است [۶]. روش GPR در برداشته‌ها دارای چهار مزیت اساسی است: ساده، سریع، غیر مخرب و دقیق با قدرت تفکیک زیاد [۲]. قدرت تفکیک زیاد روش GPR، سرعت برداشت داده‌ها و هم‌چنین غیر مخرب بودن این روش علاوه بر در دسترس قرارگرفتن دستگاه‌های آن بر توسعه استفاده از آن تأثیر زیادی دارد [۱۰]. این روش محدودیت‌هایی نیز دارد؛ که از آن جمله می‌توان به عمق نفوذ کم آن (کمتر از ۴۰ تا ۵۰ متر) اشاره کرد.

این روش دارای کاربردهای بسیاری است که از آن جمله می‌توان به تعیین ضخامت افق‌های خاک، عمق سطح ایستابی، آشکارسازی حفرات پر شده از هوا، کانال‌ها و تونل‌های مدفون، به نقشه در آوردن مناطق آلوده، آشکارسازی اشیای مدفون در بررسی‌های باستان‌شناسی، بررسی وضعیت آسفالت و ... اشاره کرد [۵].

۲-۲ دستگاه‌های GPR

دستگاه‌های GPR از دهه‌ی ۱۹۸۰ به صورت تجاری در دسترس بوده و میل به کاربرد آن از اواسط دهه ۱۹۹۰ به شدت افزایش یافته است [۳]. دستگاه‌های GPR در دو نوع تک آنتن و دو آنتن موجود می‌باشند [۷]. در نوع تک آنتن از یک آنتن برای ارسال و دریافت امواج الکترومغناطیسی استفاده می‌شود و در نوع دو آنتن از دو آنتن مجزا یکی برای ارسال و دیگری برای دریافت امواج الکترومغناطیسی استفاده می‌شود. فرستنده امواجی با فرکانس‌های بالا (۱۰ تا ۱۰۰۰ مگاهرتز) تولید و به زیر سطح زمین منتشر می‌کند. این امواج پس از برخورد به ناهمگونی‌ها و ناهمواری‌های زیر سطح زمین بازتاب پیدا کرده و توسط آنتن گیرنده دریافت و ثبت می‌گردند [۸]. اولین موجی که توسط آنتن گیرنده دریافت می‌شود، موج موسوم به موج هوایی است که در هوای بین دو آنتن با سرعت نور در خلأ، منتشر می‌شود. دومین موجی که به گیرنده می‌رسد، موج زمینی نام دارد. این موج نیز مستقیماً از فرستنده به گیرنده و در راستای سطح تماس هوا - خاک منتشر می‌شود. به امواج هوایی و زمینی، «امواج مستقیم» نیز گفته می‌شود این امواج مستقل از ساختار زمین هستند. بعد از امواج مستقیم

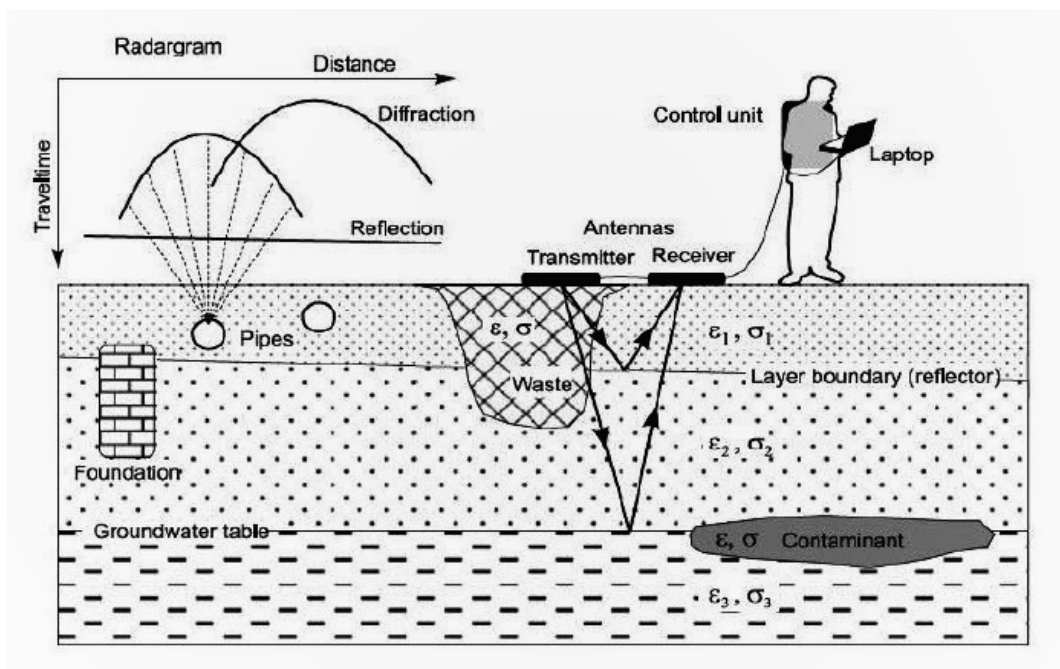
هوایی و زمینی امواجی که در اثر برخورد با فصل مشترک لایه‌ها در زیر زمین بازتاب می‌یابند توسط گیرنده ثبت می‌شوند (شکل (۲-۱)).



شکل ۲-۱: مسیر امواج GPR در یک زمین دو لایه با مقادیر گذردهی نسبی متفاوت [۹].

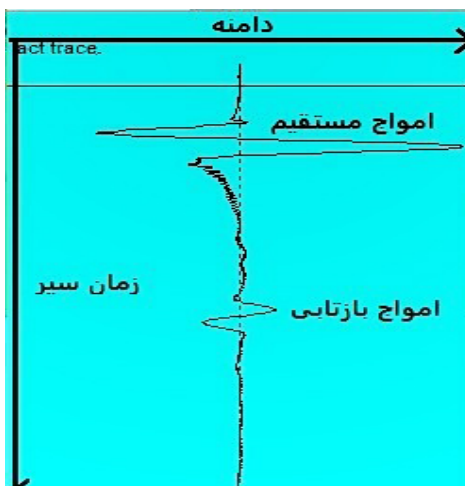
در شکل (۲-۲) اجزاء مختلف دستگاه GPR و همچنین اهداف زیر سطحی مختلف با ویژگی‌های الکتریکی معین نمایش داده شده است. برخی از سیستم‌های GPR دارای یک کامپیوتر همراه می‌باشند؛ که پردازش داده‌ها را در زمان برداشت و پس از آن ممکن می‌سازد. در حالت ساده یک دستگاه GPR از یک تولیدکننده سیگنال و یک گیرنده تشکیل شده است. سیگنال ایجاد شده توسط تولیدکننده، بوسیله آنتن فرستنده به درون زمین فرستاده می‌شود. امواج با سرعت زیادی در زمین منتقل می‌شوند. هنگامی که این امواج به یک شیء و یا سطح بازتاب‌کننده برخورد می‌کنند، بر اثر تغییر امپدانس الکترومغناطیسی در این محل‌ها، قسمتی از امواج از سطح، بازتاب خواهند شد [۱۰]. آنتن گیرنده مستقر در دستگاه، این بازتاب‌ها را به صورت یک پیک بالا نشان می‌دهد و زمان سیر حرکت و دامنه‌های بازتاب را ثبت می‌کند. در نتیجه مقطع اولیه نمایش داده‌های برداشت شده یک مقطع زمانی است که در آن محور قائم، زمان ارسال موج از فرستنده و دریافت با گیرنده را نشان می‌-

دهد. برای تعیین موقعیت مکانی رویدادها، باید این مقاطع زمانی به مقاطع عمقی تبدیل شوند. برای این منظور لازم است تا سرعت سیر موج در ساختارهای زیرسطحی منطقه مورد بررسی، تعیین شود [۱۱].



شکل ۲-۲: اجزاء دستگاه و اصول روش GPR [۱۰].

شکل (۲-۳) نمایی از یک رد GPR را نشان می‌دهد که در آن دامنه امواج دریافت شده بر حسب زمان سیر رسم شده و بر روی آن امواج مستقیم زمینی، هوایی و امواج بازتابی قابل مشاهده می‌باشند. با توجه به این شکل اولین موج دریافتی، موج مستقیم می‌باشد و بعد امواج بازتابی دریافت می‌گردند.



شکل ۳-۲: رد GPR.

۳-۲ روش‌های برداشت داده‌های GPR

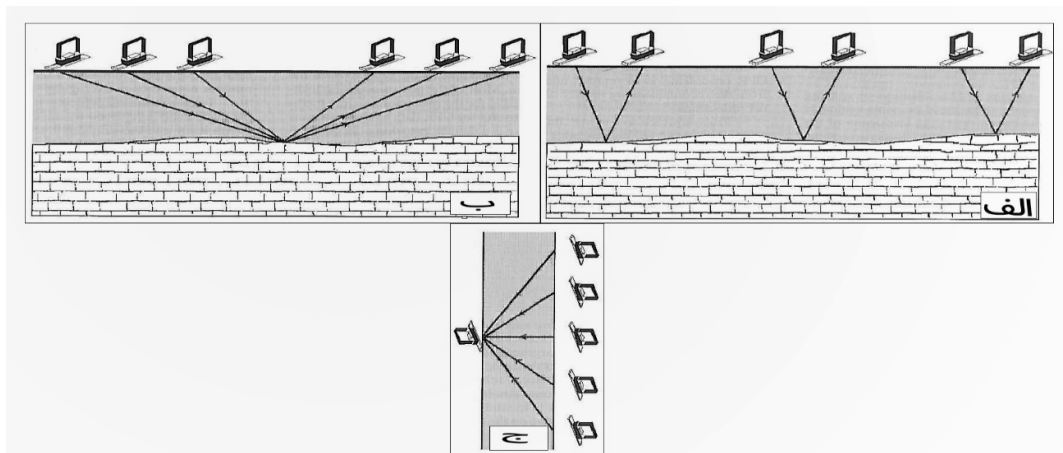
سه روش استاندارد برای برداشت داده‌های GPR وجود دارد که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرند. در شکل (۴-۲) روش‌های برداشت داده‌های GPR نمایش داده شده است.

۱-۳-۲ روش پروفیل‌زنی بازتابی

مهم‌ترین و معمول‌ترین روش برداشت داده‌ها، روش پروفیل‌زنی بازتابی است که در آن آنتن‌های فرستنده و گیرنده در فاصله‌ی ثابتی از هم روی سطح زمین حرکت داده می‌شوند (شکل (۴-۲-الف)). با حرکت آنتن‌ها بر روی سطح زمین تغییرات فضایی در ساختارهای زیر سطحی به صورت نقطه به نقطه مشخص می‌شود. پروفیل‌زنی بازتابی قادر است داده‌ها را به سرعت جمع‌آوری کرده و به صورت یک پروفیل دو بعدی نمایش دهد [۱۲]. با توجه به اینکه فرستنده و گیرنده امواج الکترومغناطیسی را به صورت یک مخروط سه‌بعدی ارسال و دریافت می‌کنند، پاسخ دریافتی توسط گیرنده حجمی از خاک است نه یک نقطه؛ بنابراین اهداف خارج از مرکز سیستم فرستنده-گیرنده در بازتاب شرکت می‌کنند [۹].

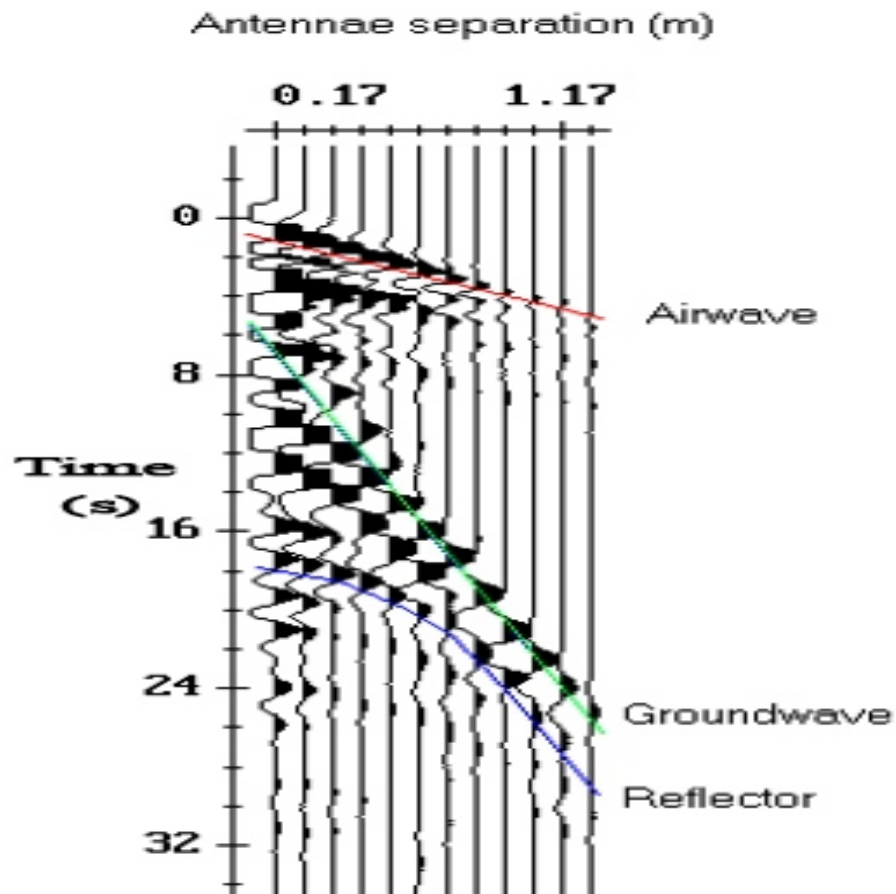
۲-۳-۲ روش نقطه‌ی میانی مشترک^۱ (CMP)

در برداشت CMP ابتدا آنتن‌ها در سطح زمین به اندازه‌ی یک گام از یکدیگر قرار می‌گیرند. سپس آنتن‌ها به اندازه‌ی یکسان مثلاً یک گام حرکتی از موقعیت اولیه‌ی خود در جهت افزایش فاصله‌ی بین آنتن‌ها از یکدیگر دور می‌شوند (شکل (۲-۴-ب)). در هر موقعیت یک رد اندازه‌گیری می‌شود. از این طریق می‌توان سیگنال بازتابیده را با استفاده از زوایای مختلفی اندازه‌گیری نمود. رادار گرام حاصله نشان‌دهنده‌ی زمان سیر بر حسب تابعی از فاصله‌ی جدایش آنتن‌ها خواهد بود (شکل (۲-۵)). در این شکل امواج مستقیم هوایی، زمینی و امواج بازتابی نمایش داده شده است. با افزایش فاصله‌ی بین آنتن‌ها، زمان پیمایش افزایش پیدا می‌کند و با تغییر فاصله‌ی بین آنتن‌ها و زمان پیمایش سیگنال بازگشتی از بازتاب کننده‌ها تخمینی از سرعت برای هر لایه بدست می‌آید. از محاسبه‌ی شیب نمودار x^2 بر حسب t^2 می‌توان سرعت را محاسبه کرد. یک فرض اساسی در روش CMP این است که بازتاب کننده‌های خطی زیر سطح افقی هستند. اگر بازتاب کننده‌ها شیب زیادی نسبت به سطح زمین داشته باشند، زمان بازتاب تنها تابعی از فاصله‌ی فرستنده-گیرنده نبوده و با تغییر شیب بازتاب کننده تغییر می‌کند [۹].



شکل ۲-۴: پیکربندی‌های مختلف آنتن‌ها برای برداشت‌های GPR: الف) روش پروفیل زنی بازتابی، ب) روش نقطه‌ی میانی مشترک (CMP) و ج) روش توموگرافی [۱۳].

¹ Common midpoint



شکل ۲-۵: رادارگرام CMP [۹].

۲-۳-۳ روش توموگرافی^۱

در این روش آنتن‌های فرستنده و گیرنده با یک فاصله‌ی افقی ثابت از یکدیگر جدا شده‌اند و در راستای قائم به موازات یکدیگر حرکت می‌کنند. در این روش جمع‌آوری داده‌ها به دو صورت امکان پذیر است. جمع‌آوری داده‌ها با دور افت یا فاصله‌ی صفر^۲ (ZOG) که در آن بین آنتن‌های فرستنده و

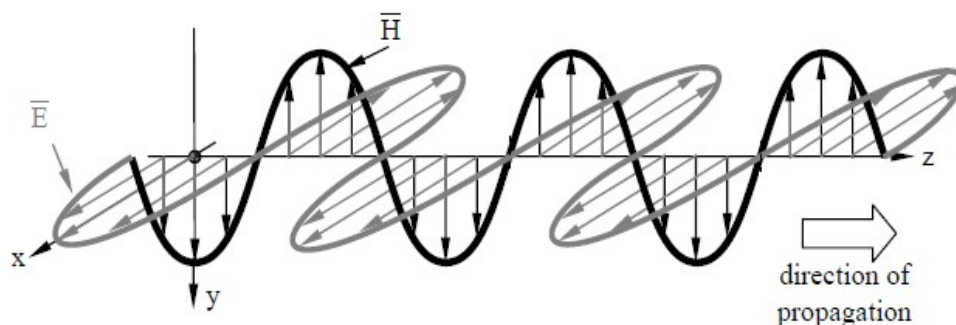
^۱ Tomography

^۲ Zero offset gather

گیرنده هیچ اختلاف ارتفاعی وجود ندارد. روش دیگر جمع‌آوری داده‌ها با دور افت یا فواصل متعدد^۱ (MOG) است؛ که در این روش یکی از آنتن‌ها ثابت در نظر گرفته می‌شود و آنتن دیگر در راستای قائم حرکت می‌کند (شکل (۲-۴-ج)). این روش با استفاده از مسیرهای چندگانه‌ی سیگنال، تصویر واضح‌تری تولید می‌کند و برای تصویرسازی داخلی ساختارهای جامد از قبیل بلوک‌های بتونی و نهشته‌های نزدیک سطح با استفاده از گمانه‌ها به کار می‌رود [۱۴]. تغییرات در سرعت انتشار بین آنتن‌ها، تغییرات در مقادیر دی‌الکتریک که ممکن است مربوط به تغییرات در پارامترهای هیدرولوژی باشد را نشان می‌دهد [۹].

۲-۴ انتشار امواج الکترومغناطیسی

معادلات ماکسول اساس نظریه‌ی انتشار امواج الکترومغناطیسی را تشکیل می‌دهند. موفقیت بزرگ معادلات ماکسول تا حدی در پیش بینی امواج الکترومغناطیسی، خصوصیات رسانندگی، گذردهی دی‌الکتریک و تراوایی مغناطیسی مواد نهفته است [۱۵]. در خلأ تراوایی مغناطیسی و گذردهی الکتریکی ثابت و مستقل از فرکانس هستند [۱۲]. در شکل (۲-۶) انتشار امواج الکترومغناطیسی که در آن میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی بر یکدیگر و بر جهت انتشار موج عمود می‌باشند نمایش داده شده است [۱۵].



شکل ۲-۶: انتشار امواج الکترومغناطیسی در خلأ [۱۵].

¹Multiple offset gather

انتشار امواج الکترومغناطیسی توسط معادله موج یک بعدی که در زیر آورده شده است نشان داده می‌شود [۱۲].

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} = \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (۱-۲)$$

در این رابطه E مولفه‌ی لحظه‌ای میدان الکتریکی، t زمان انتشار موج، ϵ و μ به ترتیب گذردهی مطلق محیط و تراوایی مغناطیسی مطلق محیط می‌باشند که توسط روابط زیر تعریف می‌شوند:

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r \quad (۲-۲)$$

$$\mu = \mu_0 \mu_r \quad (۳-۲)$$

که $\mu_r, \mu_0, \epsilon_r, \epsilon_0$ به ترتیب گذردهی الکتریکی خلأ، گذردهی الکتریکی نسبی، تراوایی مغناطیسی خلأ و تراوایی مغناطیسی نسبی می‌باشند [۱۲].

برای درک انتشار و تضعیف امواج الکترومغناطیسی معادلات ماکسول به شکلی که بردارهای الکتریکی و مغناطیسی را به هم ارتباط می‌دهند به کار گرفته می‌شوند [۱۶]:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (۴-۲)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (۵-۲)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \rho \quad (۶-۲)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad (۷-۲)$$

در این معادلات $\vec{E}$ بردار شدت میدان الکتریکی^۱ (ولت بر متر)، ρ چگالی بار حجمی الکتریکی^۲ (کولن بر متر مکعب)، $\vec{B}$ بردار چگالی شار مغناطیسی^۳ (تسلا)، $\vec{J}$ بردار چگالی جریان الکتریکی^۴ (آمپر بر متر مربع)، $\vec{D}$ بردار جابجایی الکتریکی^۵ (کولن بر متر مربع)، t زمان (ثانیه) و $\vec{H}$ بردار شدت میدان مغناطیسی (آمپر بر متر) است.

که $\vec{J}$ و $\vec{B}$ و $\vec{D}$ به ترتیب به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (۸-۲)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (۹-۲)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (۱۰-۲)$$

خواص الکترومغناطیسی بیشتر مواد و پاسخ مواد به میدان‌های الکترومغناطیسی با روابط آورده شده در بالا شرح داده می‌شوند [۱۷].

۲-۵ گذردهی دی‌الکتریک^۶

گذردهی دی‌الکتریک مهم‌ترین عامل کنترل کننده انتشار امواج الکترومغناطیسی در ساختارهای مورد بررسی هستند [۱۸]. گذردهی توسط یک تابع مختلط که دارای دو بخش حقیقی و موهومی است تعریف می‌شود:

$$\epsilon = \epsilon_r + i\epsilon_r' \quad (۱۱-۲)$$

در این رابطه ϵ گذردهی دی‌الکتریک مختلط، ϵ_r قسمت حقیقی گذردهی مختلط، ϵ_r' قسمت موهومی گذردهی مختلط و $i = \sqrt{-1}$ می‌باشند. گذردهی شامل مؤلفه‌ی ذخیره‌ی انرژی و میزانی از قطبیدگی

¹Electric field strength

²Electric chargedensity

³-Magnetic flux density vector

⁴ Electric current density vector

⁵ Electric displacement vector

⁶ Dielectric permittivity

(حقیقی) ومؤلفه‌ی اتلاف انرژی (موهومی) است که با اتلاف انرژی ناشی از رسانندگی و فرکانس مرتبط می‌باشد [۱۹]. این دو مؤلفه نسبت یکدیگر ۹۰ درجه اختلاف فاز دارند. در این رابطه ϵ_r نسبت گذردهی یک ماده به گذردهی خلأ می‌باشد و توسط رابطه‌ی زیر تعریف می‌شود:

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon_s}{\epsilon_0} \quad (۱۲-۲)$$

در این رابطه ϵ_r ثابت دی‌الکتریک نسبی، ϵ_s گذردهی ماده‌ی تحت بررسی و ϵ_0 گذردهی خلأ می‌باشند.

در صورت اعمال میدان الکتریکی متغیر با زمان بر روی یک ماده‌ی عایق یا با رسانایی خیلی کم، بارهای الکتریکی مقید موجود در آن به آرامی طوری که اثر میدان خارجی را خنثی کنند جابجا می‌شوند [۱۶]. جابجایی بارهای مثبت و منفی ماده، تحت تاثیر میدان الکتریکی خارجی، دو قطبی‌های الکتریکی را به وجود می‌آورد [۱۹]. تعداد گشتاورهای دوقطبی القا شده در واحد حجم ماده ($\vec{D}$)، متناسب با میدان الکتریکی خارجی ($\vec{E}$) که ثابت تناسب گذردهی دی الکتریکی است (F/m) است [۱۸].

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (۱۳-۲)$$

۲-۶ رسانندگی الکتریکی:

اگر E_0 بیشترین شدت میدان الکتریکی باشد و بعد از طی مسافت x به E_x کاهش پیدا کند، نسبت دو دامنه توسط رابطه زیر نشان داده می‌شود :

$$\frac{E_0}{E_x} = \exp(-\alpha x) \quad (۱۴-۲)$$

که α (ضریب میرایی یا تضعیف) عبارت است از:

$$\alpha = \omega \left\{ (\mu \varepsilon / 2) \left[1 + \frac{\sigma^2}{\omega^2 \varepsilon^2} \right]^{1/2} - 1 \right\}^{1/2} \quad (15-2)$$

که ω فرکانس زاویه‌ای موج، μ تراوایی مغناطیسی، ε گذردهی دی‌الکتریک و σ رسانندگی الکتریکی می‌باشند. این رابطه برای مواد غیر مغناطیسی معتبر است. عبارت $\sigma / \omega \varepsilon$ در این رابطه فاکتور اتلاف^۱ نامیده می‌شود. همچنین عمق پوست (δ) از رابطه زیر به دست می‌آید [۷]:

$$\delta = 1 / \alpha \quad (16-2)$$

عوامل متعددی در کاهش شدت سیگنال تأثیر دارند؛ که از آن جمله می‌توان به بازتاب و عبور امواج از فصل مشترک‌ها، پراکندگی امواج در اثر برخورد با اشیایی که ابعاد آن‌ها در حدود طول موج امواج رادار است، اتلاف انرژی به صورت گرما و ... اشاره کرد. البته عامل اصلی در کاهش قدرت سیگنال میرایی یا تضعیف است؛ که تابعی از مشخصات دی‌الکتریک محیط انتشار است [۲۰]. α که ضریب میرایی یا تضعیف گفته می‌شود به رسانندگی الکتریکی، تراوایی مغناطیسی، گذردهی الکتریکی و فرکانس سیگنال وابسته است، در بین موارد ذکر شده رسانندگی دارای بیشترین تأثیر بر اتلاف امواج رادار است.

۷-۲ تراوایی مغناطیسی

تراوایی مغناطیسی معیاری از میزان انرژی ذخیره شده و پراکنده شده در یک ماده می‌باشد که در میدان مغناطیسی خارجی قرار گرفته است [۲۱]. تراوایی مغناطیسی ($\mu = \mu^* \mu_0$) نسبت چگالی شار مغناطیسی به شدت میدان مغناطیسی می‌باشد؛ که توسط رابطه زیر نمایش داده می‌شود:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (17-2)$$

تراوایی مغناطیسی نسبی که به صورت نسبت تراوایی مغناطیسی ماده به تراوایی مغناطیسی خلأ

¹ -Loss factor

تعریف می‌شود بر انتشار امواج رادار تأثیر گذار است؛ اما برای بیشتر موادی که در قلمرو کاربردهای GPR هستند، تراوایی مغناطیسی ماده برابر با تراوایی مغناطیسی خلأ در نظر گرفته می‌شود [۲۲]. بنابراین تراوایی مغناطیسی نسبی برابر واحد بوده و در کاربردهای GPR نقش چندانی ندارد [۱۱]. این کمیت را می‌توان به صورت یک کمیت مختلط تعریف کرد یعنی

$$\mu^* = \frac{\mu}{\mu_0} = \mu' + i\mu'' \quad (۱۸-۲)$$

در روابط فوق μ ، μ^* ، μ' و μ'' به ترتیب تراوایی مغناطیسی ماده، تراوایی مغناطیسی نسبی، قسمت حقیقی تراوایی مغناطیسی نسبی یا مولفه‌ی ذخیره انرژی و قسمت موهومی تراوایی مغناطیسی نسبی یا مولفه‌ی اتلاف انرژی می‌باشد. مشخصات الکترومغناطیس مواد، به مواد تشکیل دهنده و همچنین میزان آب موجود در آنها بستگی دارد و هر کدام از این پارامترها دارای تأثیر به سزایی بر روی سرعت و اتلاف امواج GPR می‌باشند. برخی از مواد مانند یخهای قطبی، نسبت به امواج GPR شفاف بوده و این امواج بدون اتلاف زیاد می‌توانند از آن عبور کنند. لازم به توضیح است که فعالیت‌های اولیه در زمینه GPR در چنین محیط‌هایی صورت گرفته است [۱۸]. برخی دیگر از مواد مانند رس‌های اشباع از آب و همچنین آب دریا نسبت به این امواج کدر بوده و این امواج را بازتاب و یا جذب می‌کنند [۷]. از این رو امواج GPR در فواصل کوتاهی تضعیف (میرا) می‌شوند و نمی‌توانند در اینگونه محیط‌ها انتشار یابند (جدول ۱-۲).

جدول ۲-۱: مشخصات الکترومغناطیسی مواد [۲۳].

مواد معمول	گذردهی نسبی (ϵ_r)	رسانندگی (mS / M)	سرعت (M / nS)	میرایی (dB / M)
هوا	۱	۰	۰/۳۰	۰
آب مقطر	۸۰	۰/۰۱	۰/۰۳۳	2×10^{-3}
آب شیرین	۸۰	۰/۵	۰/۰۳۳	۰/۱
آب دریا	۸۰	3×10^{-3}	۰/۰۱	10^{-3}
ماسه خشک	۳-۵	۰/۰۱	۰/۱۵	۰/۰۱
ماسه اشباع	۲۰-۳۰	۰/۱-۱	۰/۰۶	۰/۰۳-۰/۳
سنگ آهک	۴-۸	۰/۵-۲	۰/۱۲	۰/۴-۱
شیل	۵-۱۵	۱-۱۰۰	۰/۰۹	۱-۱۰۰
لای ها	۵-۳۰	۱-۱۰۰	۰/۰۷	۱-۱۰۰
رس ها	۵-۴۰	۲-۱۰۰۰	۰/۰۶	۱-۳۰۰
گرانیت	۴-۶	۰/۰۱-۱	۰/۱۳	۰/۰۱-۱
نمک خشک	۵-۶	۰/۰۱-۱	۰/۱۳	۰/۰۱-۱
یخ	۳-۴	۰/۰۱	۰/۱۶	۰/۰۱

۲-۸ سرعت انتشار امواج الکترومغناطیسی

سرعت امواج GPR امکان تبدیل زمان سیر موج به عمق و ساخت مدل های چینه شناسی زیر سطحی را فراهم می کند [۲۴]. سرعت انتشار امواج رادار در ساختارهای زیر سطحی را می توان توسط روش CMP اندازه گیری کرد [۲۵]. این کمیت توسط رابطه آتی تعریف می شود:

$$V = C / \{ (\epsilon_r \mu_r / 2) [(1 + P^2) + 1] \}^{1/2} \quad (2-19)$$

در این رابطه C سرعت نور در خلا، ϵ_r ثابت دی الکتریک نسبی، μ_r تراوایی مغناطیسی نسبی است که

برای مواد غیر مغناطیسی برابر یک در نظر گرفته می‌شود، $P = \frac{\sigma}{\omega \epsilon}$ فاکتور اتلاف، σ رسانندگی و ω فرکانس زاویه‌ای می‌باشند. همان طور که از این رابطه پیداست، سرعت انتشار موج الکترومغناطیسی در یک محیط به خواص فیزیکی محیط وابسته است. در مواد کم اتلاف، فاکتور اتلاف مقداری ناچیز دارد؛ به طوری که می‌توان از آن صرف‌نظر کرد. با توجه به مطالب گفته شده سرعت انتشار امواج رادار عبارت است از:

$$V = C/\sqrt{\epsilon_r} \quad (2-20)$$

مشاهده می‌شود که گذردهی الکتریکی عامل کنترل کننده‌ی سرعت موج الکترومغناطیسی در یک محیط است [۷]. در استفاده از رابطه بالا باید به این نکته توجه کرد که در برخورد با مواد با رسانندگی بالا نظیر آب دریا و برخی از انواع رس‌ها و یا در برخورد با مواد مغناطیسی نظیر مگنتیت و هماتیت نمی‌توان از این رابطه استفاده کرد [۲۶]. ولی در عمده‌ی کاربردهای GPR با تقریب خوبی می‌توان از این رابطه استفاده کرد. به طور کلی سه روش برای تعیین سرعت سیر موج GPR در ساختارهای زیرسطحی که به منظور تولید مقاطع عمقی GPR از مقاطع زمانی آن لازم است، وجود دارد:

۱- استفاده از تحلیل سرعت موج GPR، که از تغییر فاصله بین فرستنده و گیرنده مطابق با

توضیحات داده شده در روش برداشت CMP برای به دست آوردن سرعت استفاده می‌شود.

۲- تخمین سرعت موج GPR با شناسایی جنس لایه‌ها و استفاده از مشخصات الکترومغناطیسی

مواد و روابط مربوط به سرعت انتشار امواج الکترومغناطیسی.

۳- استفاده از هذلولی‌های پراش نظیر هذلولی‌های پراش ایجاد شده توسط لوله‌ها که در برخی

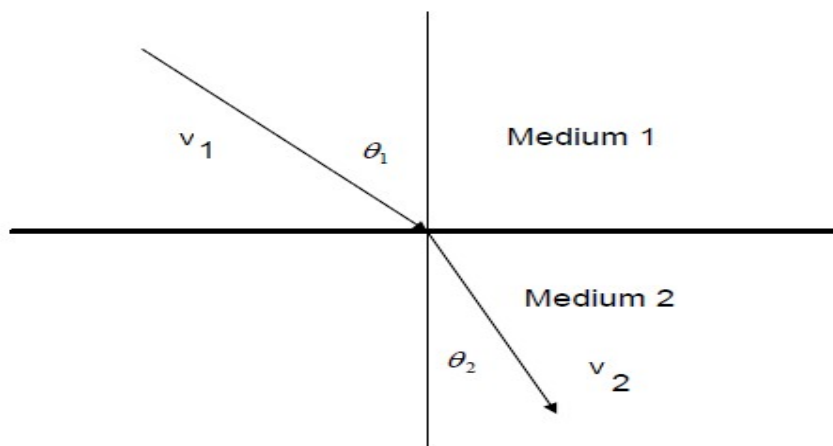
مقاطع GPR دیده می‌شوند.

۹-۲ بازتاب و عبور امواج الکترومغناطیسی

روش GPR بر اساس تشخیص سیگنال بازتاب یا پراکنده شده استوار است. مرزهای مسطح، ساده‌ترین مدل برای بررسی‌های اولیه هستند. هنگامی که امواج الکترومغناطیسی به فصل مشترک دو محیط برخورد می‌کنند به دلیل اختلاف امپدانس دو محیط، بازتاب و انکسار می‌یابند. قسمتی از انرژی موج بازتاب می‌شود و قسمت دیگر از فصل مشترک عبور کرده در محیط دوم نفوذ می‌کند [۱۸]. جهت سیر امواج بر طبق قانون اسنل^۱ تغییر می‌کند:

$$\sin \theta_1 / V_1 = \sin \theta_2 / V_2 \quad (2-21)$$

در این رابطه θ_1, θ_2, V_1 و V_2 به ترتیب زاویه تابش، زاویه شکست، سرعت انتشار موج الکترومغناطیسی در محیط اول و سرعت انتشار موج الکترومغناطیسی در محیط دوم می‌باشند. در صورتی که $V_1 > V_2$ باشد محیط دوم زاویه بحرانی بالایی دارد به طوری که انرژی از محیط اول به محیط دوم انتشار پیدا نمی‌کند. زاویه بحرانی با جاگذاری $\theta_1 = 90^\circ$ به دست می‌آید [۲۷].



شکل ۲-۷: تغییر جهت انتشار موج در اثر تغییرات در خواص ماده [۲۶].

^۱-Snell

ضرایب بازتاب و عبور فرسnel چگونگی تغییرات دامنه امواج الکترومغناطیسی را در عبور از فصل مشترک دو ماده بیان می کنند. نسبت دامنه موج منعکس شده به دامنه موج فرودی به وسیله ضریب بازتاب برای میکروموج ها بین محیط اول و محیط دوم توسط رابطه زیر تعریف می شود [۲۸]:

$$R = \frac{Z_2 \cos \theta_1 - Z_1 \cos \theta_2}{Z_2 \cos \theta_1 + Z_1 \cos \theta_2} \quad (2-22)$$

در روش GPR به دلیل نزدیکی فرستنده و گیرنده در اغلب برداشت ها، امواج به صورت عمود ارسال و دریافت می شوند. در صورتی که موج به طور عمودی به مرز جداکننده دو محیط بتابد، ضریب بازتاب از رابطه زیر به دست می آید:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (2-23)$$

در این روابط Z_1 و Z_2 به ترتیب امپدانس الکترومغناطیسی محیط های اول و دوم می باشند. امپدانس الکترو مغناطیسی برای هر ماده از رابطه زیر به دست می آید:

$$Z = \sqrt{\frac{j\omega\mu}{\sigma + j\omega\epsilon}} \quad (2-24)$$

در این رابطه ω فرکانس زاویه ای، μ تراوایی مغناطیسی، σ رسانندگی، ϵ گذردهی الکتریکی و $j = \sqrt{-1}$ می باشند.

ضریب عبور امواج الکترومغناطیسی در فصل مشترک دو ماده عبارت است از [۲۸]:

$$T = \frac{2Z_2 \cos \theta_1}{Z_2 \cos \theta_1 + Z_1 \cos \theta_2} \quad (2-25)$$

برای تابش عمودی این معادله به صورت زیر نوشته می شود:

$$T = \frac{2Z_2}{Z_2 + Z_1} \quad (2-26)$$

اگر امپدانس در فصل مشترک دو محیط افزایش پیدا کند فاز سیگنال بازتابیده شده مثبت و بر عکس اگر امپدانس در فصل مشترک دو محیط کاهش پیدا کند فاز موج بازگشتی منفی خواهد بود [۸].

۲-۱۰ تفکیک پذیری

توانایی سیگنال‌ها برای تفکیک اهداف نزدیک به هم در فضا و زمان را قدرت تفکیک گویند؛ که به فرکانس، پارامترهای الکتریکی و شکل هندسی هدف بستگی دارد. بررسی تئوری تفکیک پذیری به منظور تخمین عملکرد GPR در تفکیک لایه‌ها و اهداف زیر سطحی بسیار مفید است [۱۹]. فرکانس آنتن یک عامل مهم در طراحی برداشت، تعیین قدرت تفکیک و عمق نفوذ است [۲۹]. قدرت تفکیک عمودی با استفاده از فرکانس مرکزی بازگشتی تخمین زده می‌شود [۳]. فرکانس مرکزی فرکانسی است که بیشترین تمرکز انرژی در آن فرکانس می‌باشد. قدرت تفکیک عمودی معمولاً یک چهارم طول موج سیگنال رادار در نظر گرفته می‌شود [۳۰]. به عنوان مثال یک فرستنده ۱۰۰ مگاهرتزی برای بررسی ماسه اشباع از آب شیرین طول موج ۰/۶ متر و تفکیک پذیری ۰/۱۵ متر تولید می‌کند. طول موج امواج رادار به سرعت و فرکانس موج الکترومغناطیسی بستگی دارد و توسط رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$\lambda = \frac{V}{f} \quad (2-27)$$

در این رابطه λ ، V و f به ترتیب طول موج، سرعت و فرکانس امواج رادار می‌باشند.

۲-۱۱ عمق نفوذ

عمق نفوذ و دقت روش GPR وابسته به فرکانس موجی است که توسط دستگاه به درون زمین ارسال می‌شود. هر چه این موج فرکانس پایین‌تری داشته باشد، عمق نفوذ آن افزایش می‌یابد و می‌توان لایه‌های عمیق‌تری از زمین را توسط این موج شناسایی نمود [۳۱]. اما در مقابل قدرت تفکیک و در نتیجه دقت روش کمتر می‌شود. یعنی در اعماق کمتر قدرت تفکیک بالاتری وجود دارد و اجسام با

ابعاد کوچکتر را نیز می‌توان شناسایی نمود. اما هر چه عمق بیشتر می‌شود، اجسام باید ابعاد بزرگ-تری داشته باشند تا توسط این روش قابل شناسایی باشند. برای GPR عمق نفوذ به شدت به جنس مواد زیر سطحی بستگی دارد [۳۲]. عمق نفوذ امواج رادار از مقاومت ویژه الکتریکی، گذردهی الکتریکی محیط انتشار موج و همچنین از فرکانس موج مورد استفاده تأثیر می‌پذیرد [۳۳]. موج الکترومغناطیسی منتشر شده در مواد زیرسطحی با گذشت زمان و نفوذ به عمق به شدت تضعیف می‌شود. تضعیف موج مزبور به فرکانس آن بستگی دارد و بیشترین فرکانس موج معمولاً بیشترین تضعیف آن را هم دارد [۳۲]. عمق نفوذ به محتوای رس خاک نیز بستگی دارد، هرچه میزان رس بیشتر باشد، امواج الکترومغناطیسی تضعیف شده و عمق بررسی کمتر می‌شود [۳۴].

۲-۱۲ پردازش داده های GPR

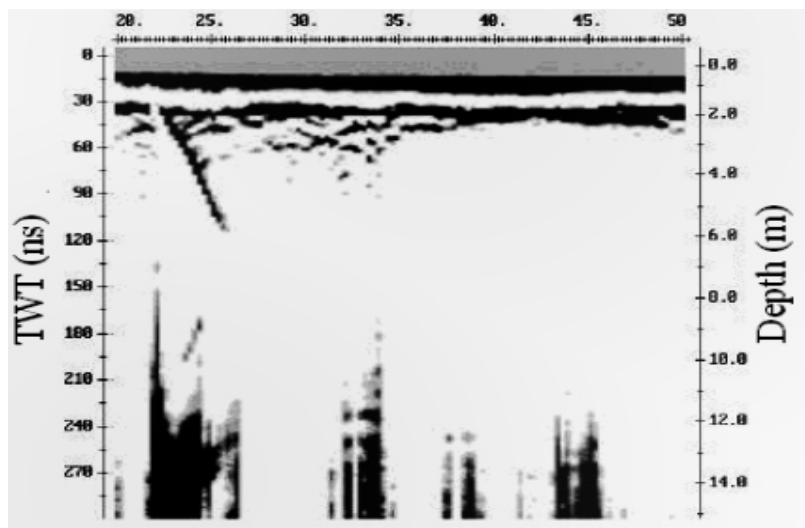
یکی از مراحل مهم در همه‌ی روش‌های ژئوفیزیکی، پردازش مناسب داده‌ها قبل از تفسیر است. هدف از پردازش داده‌های ژئوفیزیکی غلبه بر محدودیت‌های ذاتی داده‌های برداشت شده، به منظور رسیدن به اطلاعات دقیق‌تر از اهداف زیر سطحی است. در نهایت پردازش‌های مناسب منجر به تفسیر منطقی و مطمئن‌تری خواهد شد. بسته به نوع فعالیت‌ها و مقدار نوفه، دامنه پردازش‌ها متفاوت می‌باشد [۳۵].

۲-۱۲-۱ تصحیح اشباع سیگنال^۱

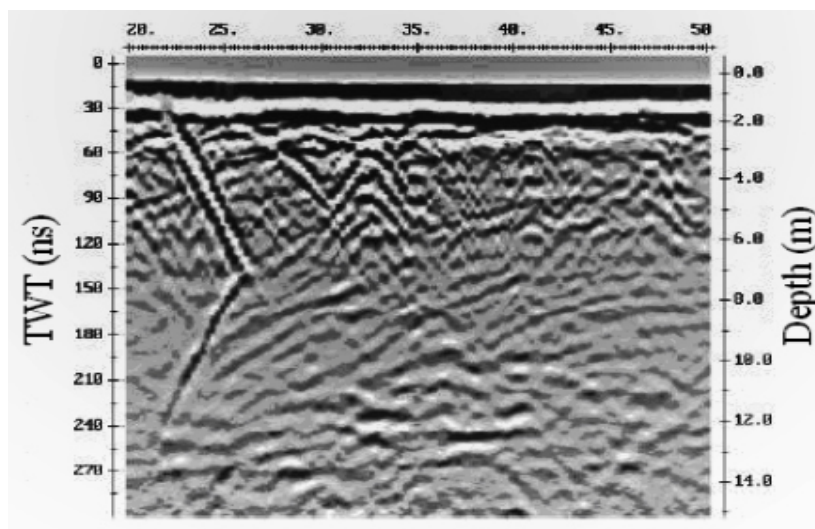
به علت فاصله زمانی کوتاه بین پالس‌های ارسالی توسط فرستنده و پالس‌هایی که بصورت مستقیم از طریق هوا و زمین به گیرنده می‌رسند و بازتاب‌های نزدیک سطح گیرنده از سیگنال اشباع می‌شود [۳۶]. وقتی این اتفاق می‌افتد یک زوال آهسته فرکانس پایین (Wow) بر روی داده‌ها ایجاد می‌شود؛ که بازتاب‌های فرکانس بالا را می‌پوشاند [۳۷]. مقدار اهمیت Wow به خصوصیات الکتریکی زمین و جدایش آنتن‌ها بستگی دارد [۳۸]. برای حذف این مولفه‌های فرکانس پایین از روی داده‌ها از یک فیلتر بالاگذر استفاده می‌شود که Dewow نام دارد [۳۹]. در شکل (۲-۸) مقطع GPR قبل از اعمال

¹Signal Saturation Correction

پردازش و در شکل (۲-۹) بعد از اعمال پردازش تصحیح اشباع سیگنال نمایش داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود بعد از اعمال پردازش مزبور و حذف مؤلفه‌های فرکانس پایین بازتاب کننده‌ها به خوبی قابل تشخیص می‌باشند.



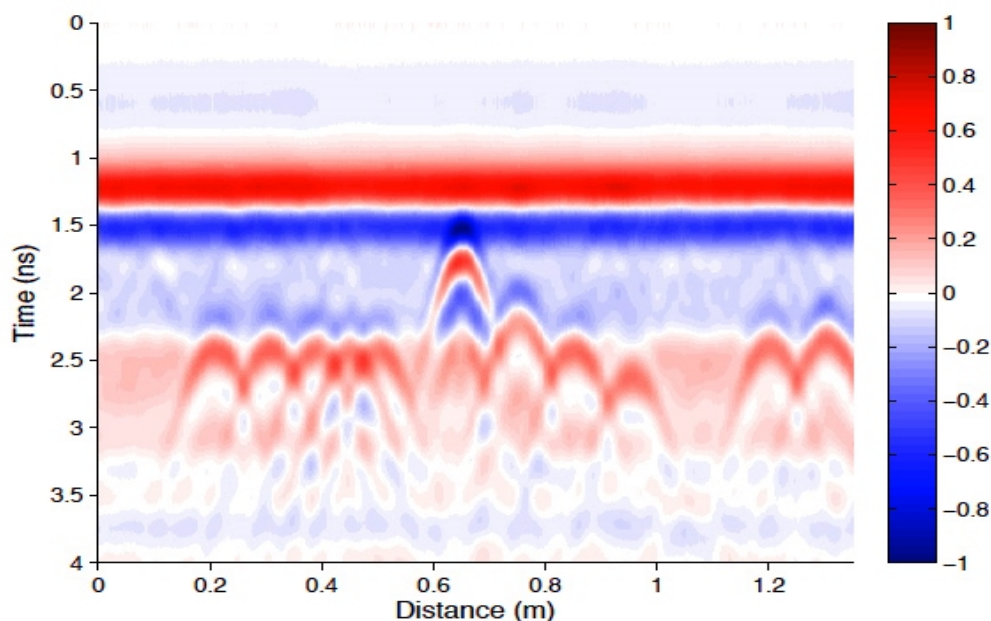
شکل ۲-۸: مقطع GPR قبل از اعمال تصحیح اشباع سیگنال [۴۰].



شکل ۲-۹: مقطع GPR بعد از اعمال تصحیح اشباع سیگنال [۴۰].

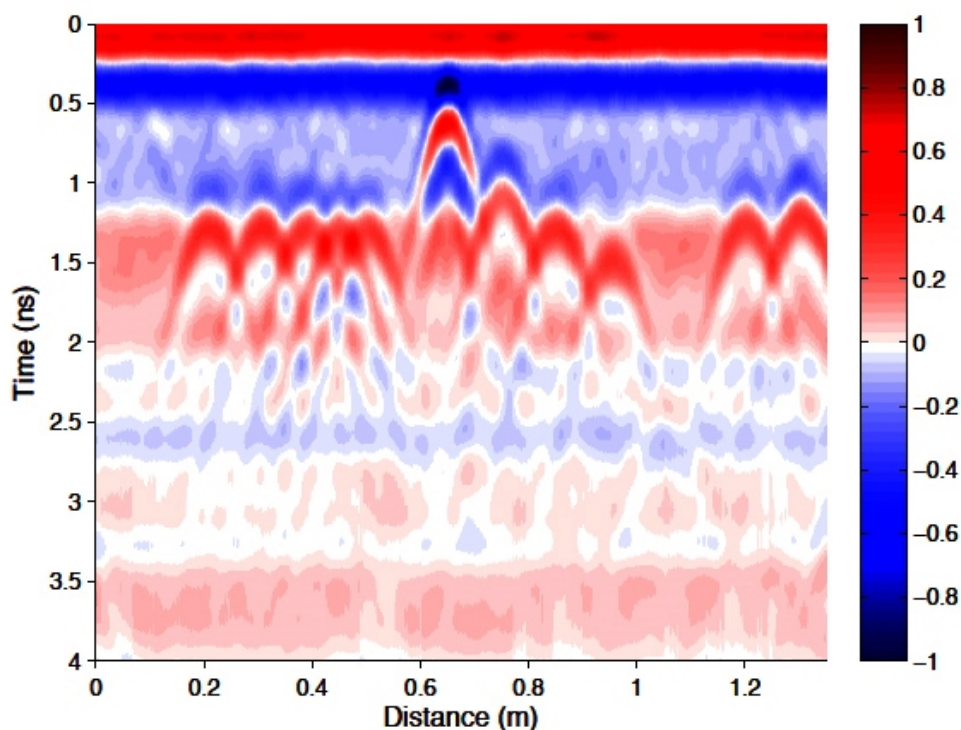
۲-۱۲-۲ تصحیح صفر زمانی^۱

تصحیح صفر زمانی اولین مرحله‌ی پردازش داده‌های GPR است [۳]. به عنوان یک قاعده وضعیت صفر زمانی نقطه‌ی بازتاب موج هوایی یا اولین پیک منفی تریس‌ها در نظر گرفته می‌شود [۴۱]. نقطه صفر زمانی در واقع زمان رسیدن اولین رویداد است [۴۲]. این تصحیح باعث می‌شود تمامی بازتاب‌ها در مکان واقعی خود قرار گیرند [۴۱]. این تصحیح برای دستیابی به زمان سیر درست و عمق واقعی بازتاب کننده‌ها بر روی داده‌های GPR اعمال می‌شود [۴۲] در شکل (۲-۱۰) مقطع GPR قبل از اعمال تصحیح صفر زمانی و در شکل (۲-۱۱) بعد از اعمال تصحیح مزبور و انتقال بازتاب کننده‌ها به مکان واقعی خود را نمایش می‌دهد.



شکل ۲-۱۰: قبل از تصحیح صفر زمانی [۴۳].

¹ Static correction



شکل ۲-۱۱: بعد از تصحیح صفر زمانی [۴۳].

۲-۱۲-۳ بهره‌ها

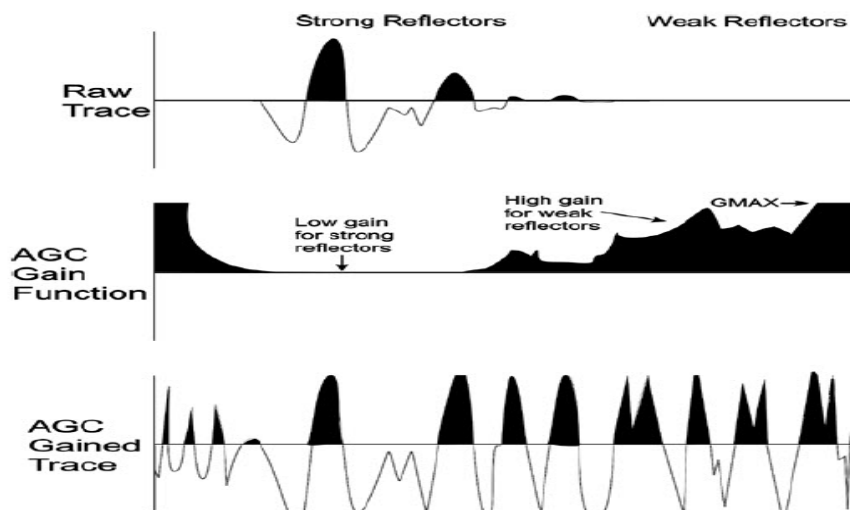
مرحله بعدی پردازش انتخاب یک تابع بهره برای داده‌ها است. درک تأثیرات توابع بهره بر روی داده‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است. سیگنال‌های رادار در اثر انتشار در ساختارهای زیر سطحی به سرعت تضعیف می‌شوند، بنابراین تشخیص رویدادهایی که در اعماق زیاد قرار دارند، کار مشکلی خواهد بود [۱۸]. بهره‌ها رویدادهای عمیق را که در اثر تضعیف سیگنال و گسترش هندسی به درستی قابل تشخیص نیستند، را ترمیم می‌کنند [۴۴]. با اعمال بهره‌ها بر روی داده‌ها توان سیگنال در اعماق بیشتر افزایش می‌یابد. استفاده از بهره‌ها راه مناسبی برای نمایش داده‌ها است؛ ولی نباید تأثیرات نامطلوب آن را در برجسته کردن نوفه‌های محیطی و سیستماتیک نادیده گرفت. استفاده از بهره‌ها باید با دقت انجام شود؛ تا اطلاعات مربوط به ساختارهای زیرسطحی بدون به وجود آمدن هر گونه

مشکلی به دست آیند [۳۳].

بهره‌ها انواع مختلفی دارند؛ که شامل: بهره ثابت، بهره نمایی، بهره گسترش هندسی و نمایی^۱ (SEC) و کنترل بهره اتوماتیک^۲ (AGC) هستند؛ که هر بهره پارامترهای خاص خود را دارد [۴۴]. بهره‌های AGC و SEC دو نمونه از محبوب ترین بهره‌ها هستند. بهره‌ی AGC دامنه‌های پایین هر رد را تقویت می‌کند و بیشتر در مشخص کردن پیوستگی بازتابنده‌ها کاربرد دارد. این بهره اطلاعات حاوی دامنه نسبی بازتاب کننده‌ها را حفظ نمی‌کند [۴۵]. به این ترتیب در صورت استفاده از این بهره اطلاعات به دست آمده از دامنه نسبی سیگنال‌ها از بین می‌روند. این اطلاعات در برخی از کاربردها بسیار ارزشمند بوده و برای حفظ آن‌ها از انواع مختلف بهره‌ها نظیر بهره‌ی SEC استفاده می‌شود [۳۳]. در بررسی‌های رسوب‌شناسی به نقشه در آوردن تمام فصل مشترک‌های رسوبی حائز اهمیت است؛ از این رو در بیشتر مطالعات رسوب شناسی از بهره AGC استفاده می‌شود. این بهره به طور معکوس با توان سیگنال متناسب است و بهره را تا حدودی که کاربر تعریف می‌کند بر روی داده‌ها اعمال می‌کند، از این رو سعی در یکسان سازی سیگنال‌ها دارد [۴۶]. شکل‌های (۲-۱۲) و (۲-۱۳) به ترتیب نحوه‌ی عملکرد بهره‌های AGC و SEC را نشان می‌دهند. همانطور که در شکل (۲-۱۲) دیده می‌شود بهره‌ی AGC با اعمال یک تابع بهره که با عکس شدت سیگنال متناسب است تمام سیگنال‌ها را یکسان می‌کند.

¹ Spreading and exponential compansation Gain

² Automatic gain control

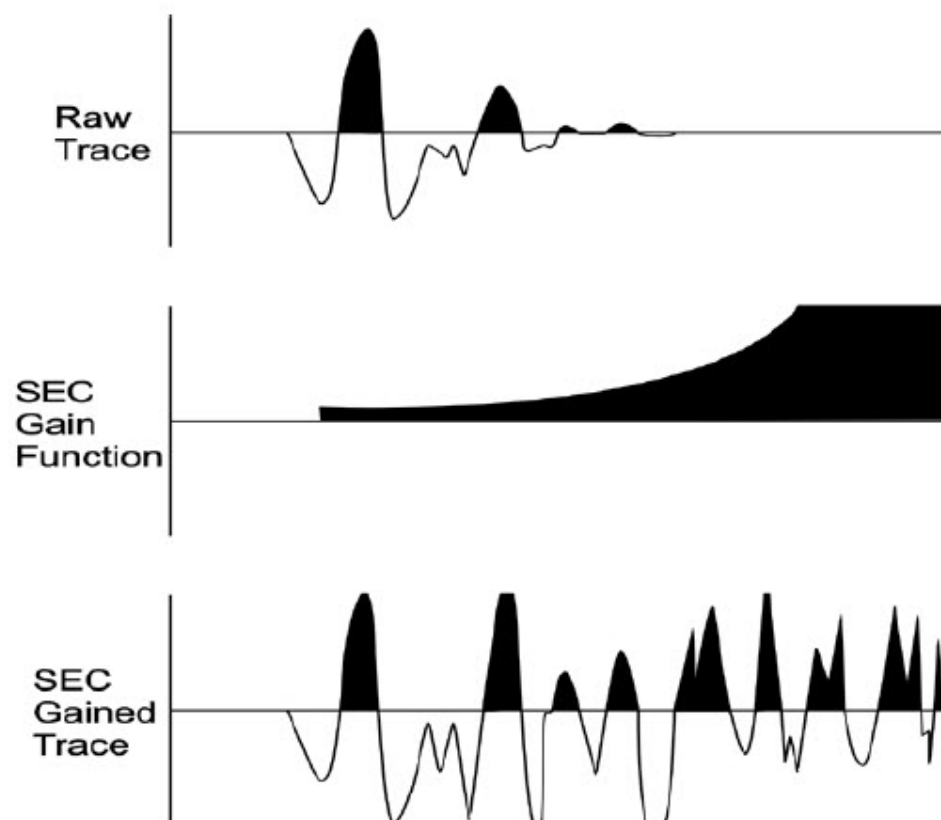


شکل ۲-۱۲: نمایش نحوه‌ی عملکرد بهره‌ی AGC [۴۰].

بهره SEC ترکیبی از بهره‌ی هندسی (خطی) و نمایی است و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$g(t) = (1 + \alpha)e^{bt} \quad (2-28)$$

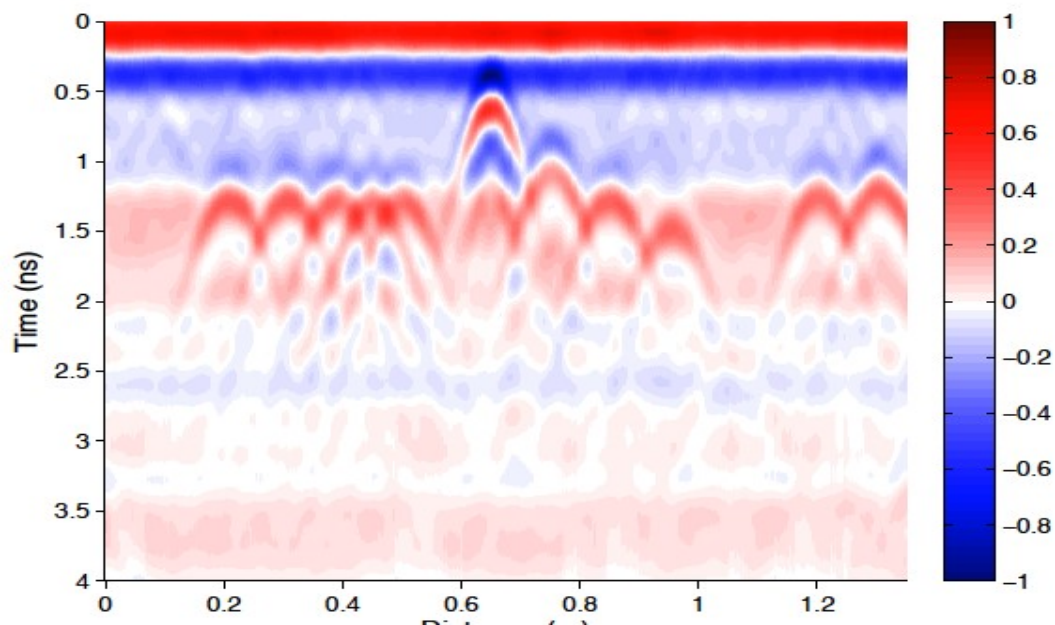
در این رابطه α نسبت بهره خطی تابع به پهنای پالس و b توان بهره‌ی نمایی است که هر دو توسط کاربر تعریف می‌شوند و با انتخاب مناسب α و b و زمان آغاز و پایان به راحتی افت نمایی و خطی جبران می‌شود [۴۷]. این بهره با استفاده از اطلاعات مربوط به اتلاف انرژی سیگنال ناشی از پخش هندسی و اتلاف نمایی ناشی از رسانندگی سعی در بازسازی شکل سیگنال و پاسخ‌های بازتابی دارد [۳۳]. بر خلاف AGC، بهره SEC اطلاعات حاوی دامنه‌ی نسبی بازتاب‌ها را حفظ می‌کند و با قدرت واقعی، سیگنال بازگشتی بازتابنده‌ها را نمایش می‌دهد [۴۴]. با این حال این موضوع زمانی صادق است که کاربر بهره‌ی معادل همان عمق را به درستی اعمال کند. همانطور که شکل (۲-۱۳) نشان می‌دهد بهره‌ی SEC با اعمال یک تابع بهره مناسب باعث می‌شود سیگنال‌ها به حالت واقعی خود نزدیک شوند.



شکل ۲-۱۳: نمایش نحوه عملکرد بهره‌ی SEC [۴۰].

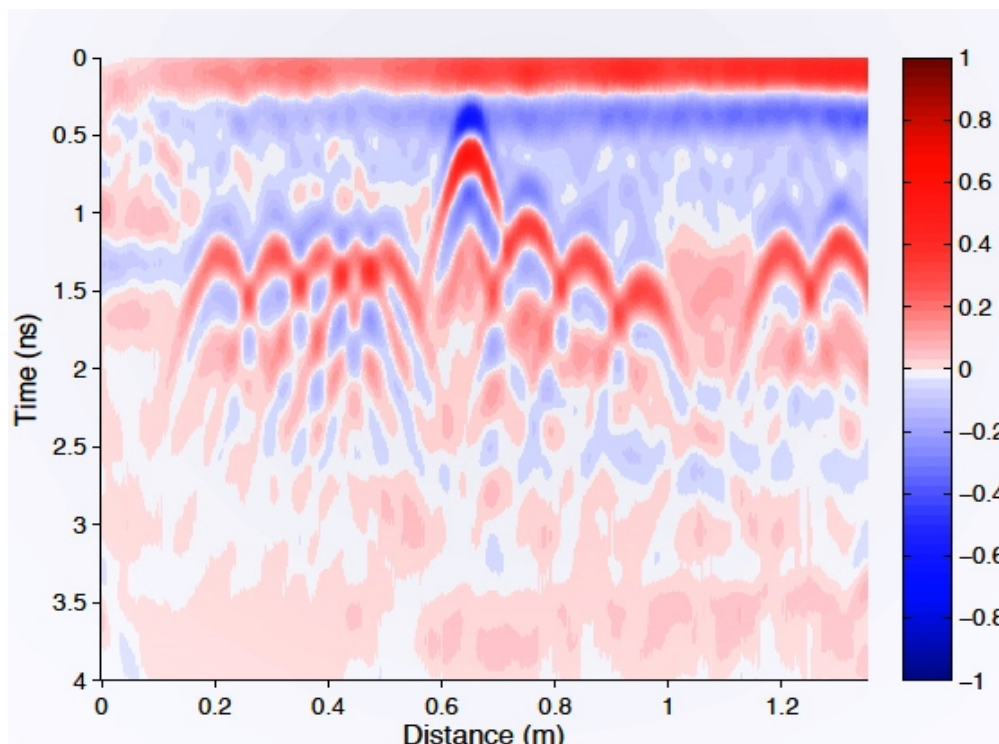
۲-۱۲-۴ کاهش نوفه زمینه^۱

کاهش نوفه زمینه یکی از رایج‌ترین مراحل پردازش است که بر روی داده‌های GPR اعمال می‌شود. این فیلتر یک فیلتر فضایی است و به شکل یک فیلتر بالاگذر عمل می‌کند. این فیلتر باعث می‌شود سیگنال‌های ضعیف‌تر در مقاطع GPR تیزتر دیده شوند [۴۸]. این فیلتر در واقع اثرات نوفه‌های ناخواسته را تا حدودی کاهش می‌دهد و به عبارتی می‌توان گفت که باعث کاهش اثر زمینه می‌شود [۴۹]. در شکل (۲-۱۴) مقطع GPR قبل از اعمال پردازش مزبور و شکل (۲-۱۵) بعد از اعمال آن را نمایش می‌دهند.



شکل ۲-۱۴: مقطع GPR قبل از اعمال فیلتر حذف اثر زمینه [۴۳].

¹Backgroundremoval

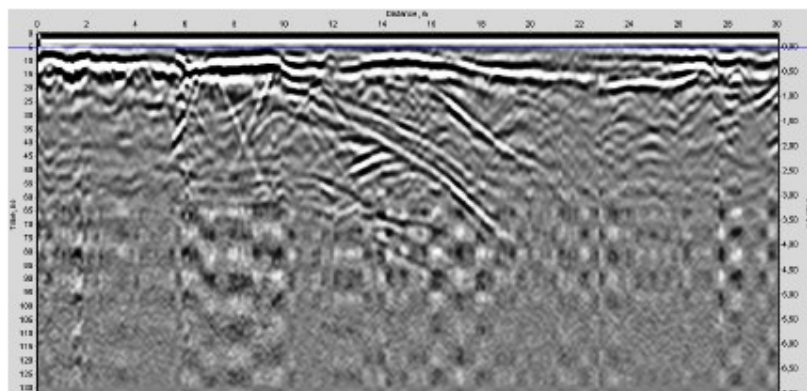


شکل ۲-۱۵: مقطع GPR بعد از اعمال فیلتر حذف اثر زمینه [۴۳].

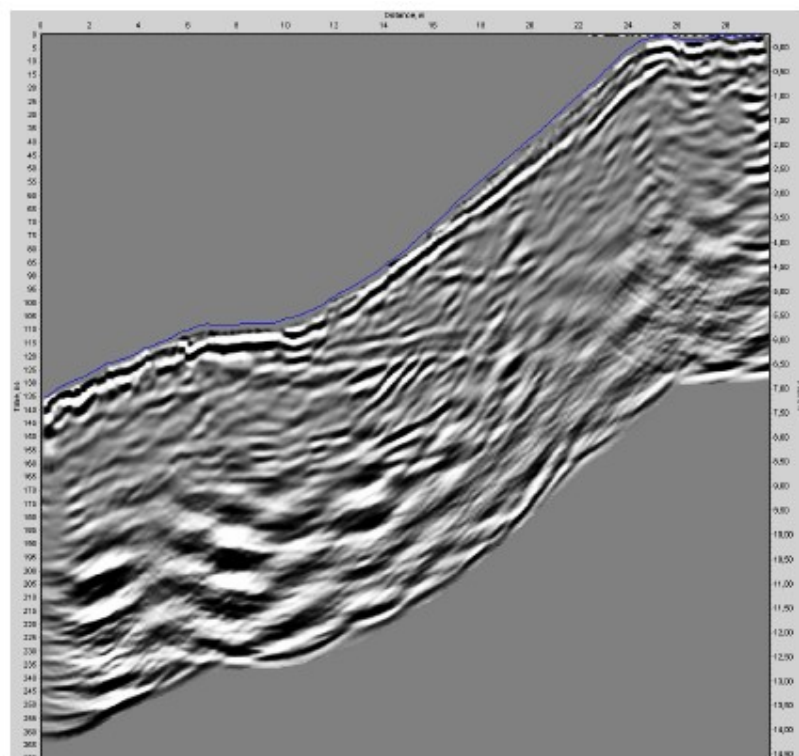
۲-۱۲-۵ تصحیح توپوگرافی

معمولاً داده‌های به دست آمده از روش GPR به صورت یک مقطع دو بعدی نمایش داده می‌شوند؛ که محورهای قائم و افقی آن به ترتیب متناسب با زمان و مسافت طی شده در سطح زمین می‌باشند. بعد از مشخص کردن سرعت امواج GPR در مقطع و تخصیص سرعت امواج به سیگنال‌های GPR، مقطع زمانی تبدیل به مقطع عمقی می‌شود که در آن محور قائم، عمق را نشان می‌دهد. سطح زمین معمولاً افقی نیست، که این امر باعث ایجاد بی‌نظمی در پروفیل GPR می‌شود. برای از بین بردن این بی‌نظمی‌ها از تصحیح توپوگرافی استفاده می‌شود [۵۰]. داده‌های توپوگرافی توسط تراز لیزری، توتال استیشن، GPS و غیره به دست می‌آیند. ساده‌ترین روش تصحیح توپوگرافی اندازه‌گیری افزایش ارتفاع آنتن نسبت به نقطه اولیه است. سپس با جابجایی عمودی هر رد GPR در طول پروفیل مطابق با داده‌های ارتفاعی تصحیح توپوگرافی انجام می‌شود [۵۱]. تصحیح توپوگرافی در واقع تطبیق وضعیت

ارتفاعی هر رد GPR در طول پروفیل GPR با سطح زمین است. بعد از اعمال این تصحیح، بازتاب-کننده‌ها در مکان واقعی خود قرار می‌گیرند [۳۰]. شکل (۲-۱۶) مقطع GPR قبل از اعمال تصحیح توپوگرافی و شکل (۲-۱۷) بع از اعمال آن را نمایش می‌دهند.



شکل ۲-۱۶: قبل از اعمال تصحیح توپوگرافی [۵۰].



شکل ۲-۱۷: بعد از اعمال تصحیح توپوگرافی [۵۰].

۲-۱۲-۶ نشانگرهای لحظه‌ای

نشانگرهای لحظه‌ای کمیت‌های استخراج شده از داده‌های GPR هستند؛ که در صورت استفاده‌ی صحیح از آن‌ها مفسر راحت‌تر به نتایج مطلوب دست پیدا می‌کند [۵۲]. در روش GPR معمولاً از نشانگرهای دامنه، فاز و فرکانس لحظه‌ای استفاده می‌شود. پارامترهای لحظه‌ای از تجزیه تحلیل سیگنال مختلط به دست می‌آیند. یک سیگنال ژئوفیزیکی (رد GPR یا لرزه‌ای) از دو قسمت حقیقی و موهومی تشکیل شده‌اند؛ که قسمت موهومی تبدیل هیلبرت قسمت حقیقی است [۵۳].

$$Z(t) = s(t) + i s^*(t) = \alpha(t) e^{i v(t)} \quad (2-29)$$

که در آن $s(t)$ بخش حقیقی سیگنال زمانی $z(t)$ و $s^*(t)$ بخش موهومی سیگنال زمانی $z(t)$ و $i = \sqrt{-1}$ در این صورت نشانگرهای دامنه^۱ ($\alpha(t)$) و فاز^۲ ($v(t)$) به صورت زیر تعریف می‌شوند [۵۳]:

$$\alpha(t) = [s(t)^2 + s^*(t)^2]^{1/2} \quad (2-30)$$

$$v(t) = \tan^{-1} \left(\frac{s^*(t)}{s(t)} \right) \quad (2-31)$$

نشانگر فرکانس^۳ ($f(t)$) مشتق زمانی نشانگر فاز لحظه‌ای است و با رابطه زیر تعریف می‌شود [۵۳]:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \frac{dv(t)}{dt} \quad (2-32)$$

نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای مقیاسی برای شدت بازتاب است و متناسب با ریشه‌ی دوم انرژی سیگنال در یک لحظه از زمان می‌باشد. مقدار آن تقریباً بین صفر و بیشترین مقدار دامنه‌ی رد مورد نظر تغییر می‌کند. این نشانگر یک موجک با قسمت‌های مثبت و منفی بر روی رد را به صورت یک تک پالس با

¹ envelope

² phase

³ frequency

مؤلفه مثبت تبدیل می‌کند. این فرآیند ماهیت نوسانی امواج رادار را از بین برده و داده‌ها را در تفکیک واقعی خود نمایش می‌دهد [۴۶]. نشانگر دامنه می‌تواند به عنوان یک متمایز کننده مؤثر در مشخصه‌های زیر استفاده گردد:

توالی لایه‌ها، اثر کاهش ضخامت لایه، عدم پیوستگی، تغییرات اساسی سنگ شناسی، تغییرات اساسی در نهشته‌های محیطی و تغییرات جانبی نشان دهنده گسل .

نشانگر فاز لحظه‌ای می‌تواند برای توصیف پیوستگی یا عدم پیوستگی بازتاب‌کننده‌ها به کار گرفته شود. بنابراین فاز لحظه‌ای می‌تواند برای تفکیک لایه‌ها، پیوستگی ساختارها و تغییرات جانبی استفاده شود. لازم به ذکر است که این نشانگر بهترین مشخص کننده پیوستگی جانبی می‌باشد. مقدار آن بین $+\pi$ و $-\pi$ تغییر می‌کند. این نشانگر مستقل از دامنه بازتاب است و می‌تواند رویدادهای ضعیف مربوط به فصل مشترک‌های نزدیک را بر روی سیگنال بهتر نمایش دهد [۴۶].

نشانگر فرکانس لحظه‌ای در تمیز دادن موارد زیر مؤثر است:

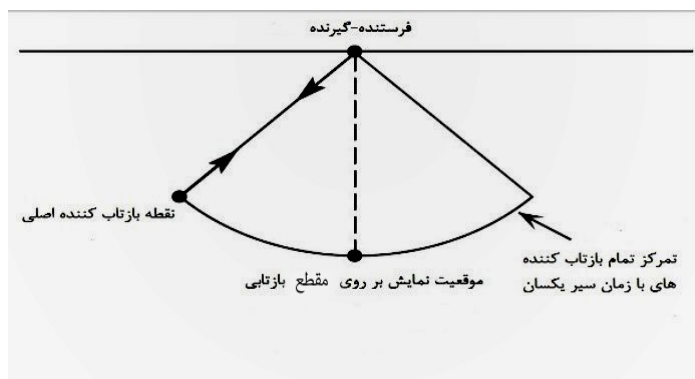
آشکارسازی مرزهای لایه‌های نازک، شاخص مناطق دارای شکستگی (این نواحی با فرکانس پایین ظاهر می‌شوند)، فرکانس لحظه‌ای هم چنین می‌تواند نشانگر ضخامت لایه و پارامترهای سنگ شناسی باشد [۵۴].

۷-۱۲-۲ مهاجرت^۱

در مقاطع GPR فرض اینکه رویدادهای ثبت شده بر روی ردهای بازگشتی، دقیقاً در زیر نقطه‌ی برداشت واقع شده‌اند؛ نادرست است، به این دلیل که آنتن‌های GPR امواج الکترومغناطیسی را به صورت یک مخروط سه‌بعدی پیچیده ارسال و دریافت می‌کنند. در نتیجه یک رویداد ثبت شده بر روی ردها می‌تواند از هر کجای مخروط باشد [۳]. مهاجرت یک عملگر پردازشی است که سبب حذف

¹ Migration

اثر انتشار موج از روی ردهای ثبت شده و قرار گرفتن بازتابنده‌ها در محل واقعی خود و همچنین موجب بالا رفتن قدرت تفکیک جانبی در مقطع نهایی می‌شود. مهاجرت بازتابنده‌های شیب‌دار را به موقعیت صحیح خود در زیر سطح انتقال می‌دهد [۵۵]. در شکل (۲-۱۸) موقعیت فرستنده-گیرنده، نقطه بازتاب کننده‌ی اصلی و موقعیت نمایش آن بر روی پروفیل نمایش داده شده است.



شکل ۲-۱۸: یک رویداد ثبت شده بر روی ردهای بازتابی می‌تواند از هر کجای مخروط باشد. در یک مقطع مهاجرت نیافته رویدادهای ثبت شده مستقیماً به زیر فرستنده-گیرنده نسبت داده می‌شوند [۳].

یکی از انواع مهاجرت، که در این پایان‌نامه از آن استفاده شده مهاجرت $f-k$ است. در این نوع مهاجرت، داده‌ها نخست توسط تبدیل فوریه دو بعدی، از حوزه مکان-زمان به حوزه فرکانس-عدد موج انتقال داده می‌شوند، پس از انجام محاسبات مربوط به مهاجرت، مجدداً داده‌ها توسط تبدیل فوریه معکوس به حوزه مکان-زمان انتقال داده می‌شوند [۵۶].

فصل سوم

موقعیت جغرافیایی، زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه و برداشت داده‌ها

۳-۱ موقعیت جغرافیایی محدوده‌ی مورد مطالعه

محدوده‌ی مورد مطالعه بخش‌هایی از استان گیلان می‌باشد که در شکل (۳-۲) با دایره‌های سیاه رنگ مشخص شده‌اند. استان گیلان، در سمت شمال و شمال غرب کشور، بین طول‌های جغرافیایی $48^{\circ}38'$ تا $50^{\circ}36'$ شرقی و عرض‌های $36^{\circ}34'$ تا $38^{\circ}27'$ شمالی قرار دارد. مساحت این استان 13952 کیلومتر مربع بوده و مرکز آن شهر رشت با ارتفاع 7 - متر از سطح دریا است [۵۷]. راه‌های دسترسی محدوده‌ی مورد مطالعه در شکل (۳-۱) آمده است. با توجه به گستردگی و وجود محدودیت‌های مکانی در منطقه‌ی مورد مطالعه، اندازه‌گیری‌ها عمدتاً در طول راه‌ها و جاده‌های مواصلاتی صورت گرفته است.



شکل ۳-۱: راه‌های دسترسی محدوده‌های مورد مطالعه [۵۸].

۳-۲ مختصری از زمین‌شناسی منطقه

۳-۲-۱ زمین‌شناسی عمومی

استان گیلان در بخش غربی البرز قرار دارد. در این استان دو مورفولوژی حاکم است. در بخش جنوبی استان ارتفاعات بلند و خشن البرز چهره ساز است. در حالیکه در کوهپایه‌ها و دشت ساحلی خزر

مورفولوژی تپه ماهوری و دشت گونه دارد، که با پادگانه‌های دریایی و یا نهشته‌های آبرفتی جوان پوشیده شده است. شواهد زمین شناسی نشان می‌دهد که در مورفولوژی گفته شده، گسل‌های حد کوه و دشت و زمین ساخت نقش اساسی دارد [۵۷]. در شکل (۲-۳) نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ استان گیلان که در آن محدوده‌ی پروفیل‌های برداشتی با دایره‌های سیاه رنگ مشخص شده، آورده شده است.

۲-۲-۳ واحدهای سنگی کواترنری

به منظور پرهیز از افزایش حجم مطالب، فقط محدوده‌هایی که پروفیل‌ها برداشت شده‌اند، مورد بررسی قرار می‌گیرد [۵۹]:

۱- نهشته‌های آبرفتی و دشت سیلابی (Q^{al}): این واحد چینه‌شناسی از نهشته‌های بستر رودخانه ها و دشت‌های سیلابی، از رسوبات بد جور شده‌ی گراولی، ماسه‌ای تا رسی سخت نشده تشکیل شده است. مهم‌ترین گسترش آنها، از بندر انزلی تا منطقه دستک است. در دشت ساحلی منطقه یاد شده، ده ها رودخانه بزرگ و کوچک در جریان بوده که شبکه رودخانه سفیدرود کامل‌ترین آنها به شمار می‌رود.

۲- نهشته‌های دلتایی (Q_2^d): در دشت ساحلی استان گیلان، نهشته‌های دلتایی در قالب واحدهای چینه‌شناسی Q_2^d مشخص شده‌اند؛ این واحدها، از رسوبات تفکیک نشده محیط های رودخانه‌ای و دریایی ترکیب یافته‌اند که از رسوبات عمدتاً خوب جور شده ماسه‌ای، حاوی خرده صدف نرم تنان و کانی‌های سنگین مگنتیت و ایلمنیت تشکیل شده‌اند.

۳- رسوبات دریایی کهن (Q_1^m): در منطقه ساحلی استان گیلان، واحدهای Q_1^m ، محل رخنمون واحدهای چینه‌شناسی رسوبات دریایی کهن به شمار می‌رود. دشت‌های بین لنگرود، سنگر، شفت و فومن، آستانه اشرفیه، لشت‌نشاء، رودسر و لاهیجان، محل گسترش نهشته‌های کهن دریایی محسوب می‌شوند؛ رسوبات متشکله این نهشته‌ها، بافت بسیار

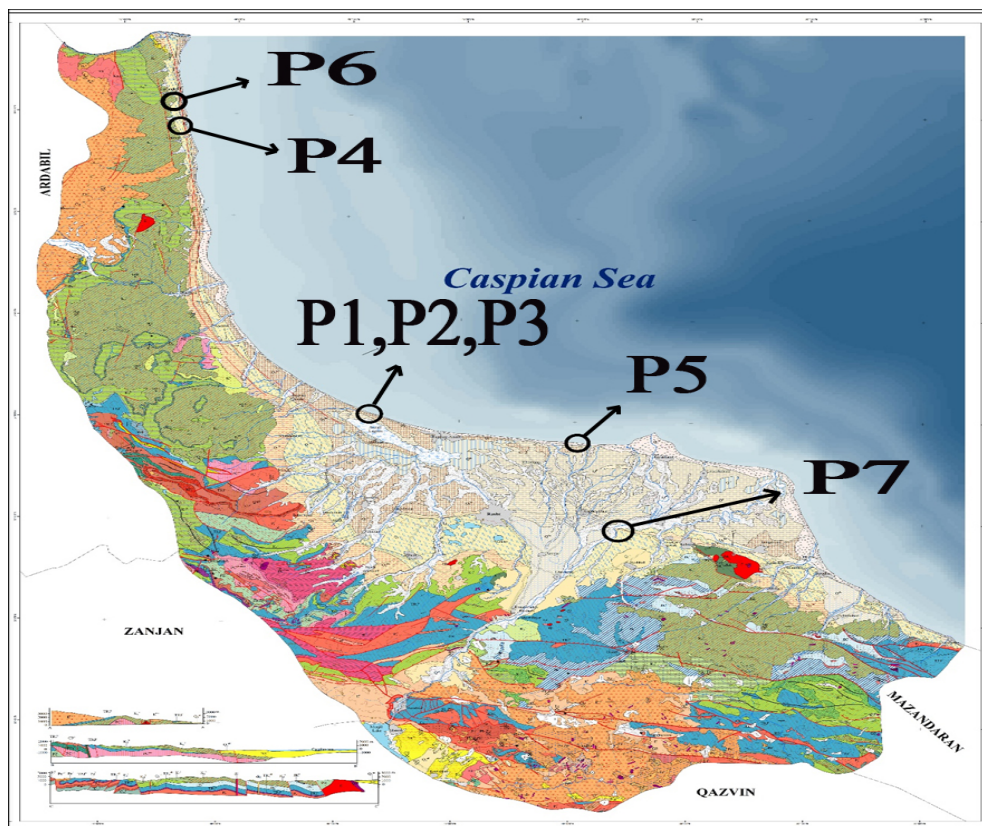
متغیری دارد و عمدتاً از رسوبات ماسه‌ای با زمینه سیلتی ترکیب یافته‌اند. البته در دشت‌های یاد شده، افق‌های سطحی رسوبات، سرشار از خاک‌دانه و مواد آلی هستند.

۴- نهشته‌های دریایی جدید (Q_2^m): نشان‌دهنده رخساره نهشته‌های جدید دریایی در مناطق ساحلی هستند که با دیگر رخساره‌های کواترنر، همچون نهشته‌های دشت‌های سیلابی و رودخانه‌ای و دلتایی، تداخل بسیار داشته و تفکیک دقیق آنها به دلیل حذف شواهد ژنتیکی به علت کشاورزی و ساخت و ساز مناطق مسکونی، بسیار دشوار است. این واحدها مرکب از رسوبات ماسه‌ای، سیلتی، رسی همراه با خرده صدف، کانی‌های سنگین تیره و افق‌هایی از مواد آلی هستند.

۵- نهشته‌های ساحلی و ماسه‌ی بادی (Q_2^b): نهشته‌های عهد حاضر ساحلی و تلماسه‌های ساحلی در اشکال مختلف منطقه فراساحل را شامل می‌شوند. رسوبات و مواد متشکله نهشته‌های ساحلی از رسوبات ماسه‌ای سرشار از خرده صدف، کانی‌های سنگین تیره و تا اندازه‌ای مواد آلی است.

۳-۲-۳ واحدهای سنگی آذرین

۱- گدازه‌ها و توف‌های آندزیتی و اسیدی (P_e^{vt}): این واحد از آندزیت، توف، گدازه برشی، تناوب توف و ماسه‌سنگ توفی با پیروکسن آندزیت و گدازه برشی تشکیل شده است؛ محل رخنمون این واحد در دامنه‌های ارتفاعات آستارا، حویق، شیرآباد و هشتپر می‌باشد؛ مرز زیرین آن واحدهای سنگی رسوبی کرتاسه فوقانی و مرز بالایی، بیشتر نهشته‌های کواترنر هستند.



شکل ۳-۲: نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ استان گیلان [۶۰].

۳-۳ گسل‌های استان گیلان

گسل‌های مهم استان گیلان عبارت است از: گسل بُنان، گسل آستارا، گسل لاهیجان، گسل خزر و گسل رودبار. در ادامه ویژگی‌های دو گسل آستارا و لاهیجان که در این پایان‌نامه مورد بررسی قرار گرفته‌اند پرداخته می‌شود. در شکل (۳-۳) که نقشه گسل‌های کواترنری استان گیلان است، دو گسل آستارا و لاهیجان مشخص شده‌اند.

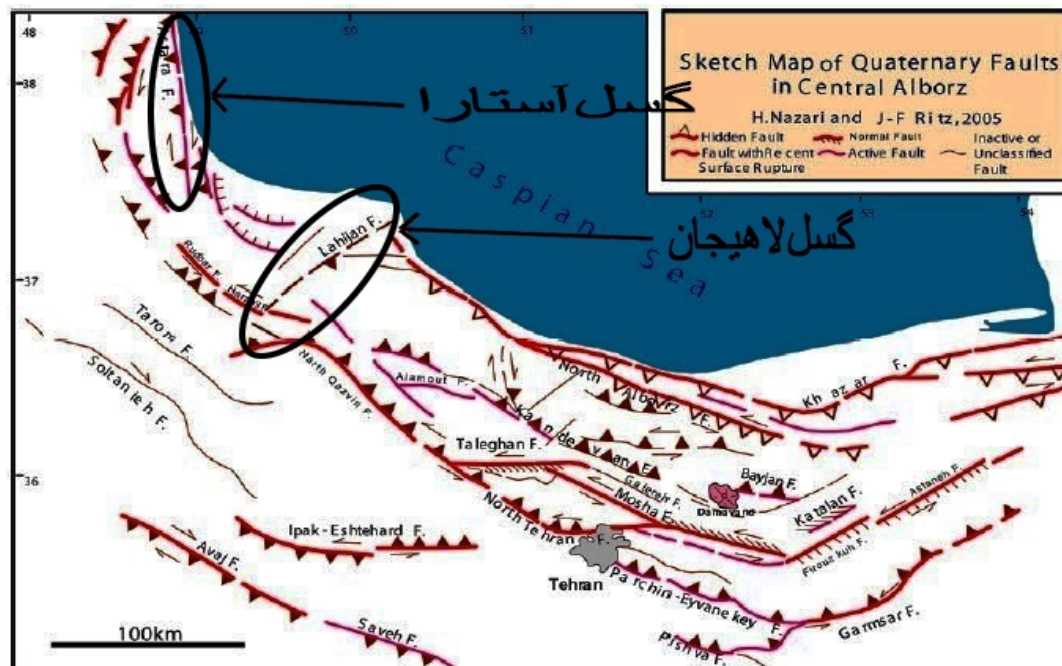
۳-۳-۱ گسل آستارا (گسل تالش)

گسل آستارا در سوی باختر دشت گیلان و مرز بین کوه و دشت کشیده شده که با تغییر روند، راستای آن از خاوری- باختری به شمالی- جنوبی تبدیل می‌شود [۶۱]. درازای این گسل از انتهای خاوری آن در محل گسل لاهیجان تا مرز ایران و آذربایجان در حدود ۲۰۲ کیلومتر است؛ اما به سوی شمال این

گسل تا کیلومترها با راستای شمال-شمال باختری ادامه دارد و درازای کل آن به حدود ۴۰۰ کیلومتر می‌رسد. شیب این گسل با توجه به فیزیوگرافی عمومی ناحیه و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها به سوی باختر و به زیربندی‌های البرز است [۶۲]. این گسل با زمین لرزه‌هایی در ژرفای بین ۱۵-۲۱ کیلومتر همراه بوده است؛ که ساز و کار کانونی آن‌ها نشانگر شیب بسیار کمی به سوی باختر می‌باشد [۶۳].

۳-۳-۲ گسل لاهیجان

گسل لاهیجان یک گسل معکوس با امتداد N55E و شیب ۷۰ درجه به سوی جنوب شرقی می‌باشد [۶۴]. این گسل به عنوان مرز میان گسل‌های آستارا و کاسپین در نظر گرفته می‌شود [۶۵]. به نظر برخی پژوهشگران هیچ شاهد لرزه‌ای برای توجیح چنین ساختاری وجود ندارد و رویدادهای زمین-ریختی آشکاری برای فعالیت عهد حاضر در طول این گسل دیده نشده است [۶۶].



شکل ۳-۳: نقشه گسل‌های کواترنری البرز مرکزی [۶۷].

فصل چهارم

مدل سازی پیشرو، پردازش و تفسیر داده های GPR به منظور شناسایی

گسل ها و مطالعات رسوب شناسی در منطقه مورد مطالعه

۴-۱ مقدمه

به طور کلی هدف از پردازش داده‌های ژئوفیزیکی، غلبه بر نوفه‌ها و محدودیت‌های ذاتی داده‌های برداشت شده و همچنین افزایش قدرت تفکیک اهداف زیر سطحی برای دستیابی به اطلاعات دقیق‌تر از این اهداف می‌باشد. در صورتی که پردازش بر روی داده‌ها اطلاعات دقیق‌تری در اختیارمان قرار دهد، در نهایت منجر به تفسیر منطقی و مطمئن‌تری خواهد شد. GPR به منظور بررسی گسل‌ها و مطالعات رسوب شناسی، توسط گروه ژئوفیزیک زمینی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور در امتداد پروفیل‌های با طول‌های مختلف و بعضاً با امتدادهای غیر خطی با استفاده از آنتن‌های فرستنده با فرکانس مرکزی ۱۰۰ و ۲۵۰ مگاهرتز پوششی در استان گیلان برداشت شدند. دستگاه GPR استفاده شده در این اندازه‌گیری ساخت شرکت سوئدی Mala بوده است. برای پردازش داده‌های GPR از نرم افزار Reflex-w نسخه‌ی 8.2.2 و نرم افزار Win_Ekko_pro استفاده شده است. برای تهیه‌ی تمام مقاطع موجود در این پایان‌نامه، از یک روال پردازش و مقیاس رنگی مشترک استفاده شده است. در این پایان‌نامه به منظور دستیابی به تصاویر واضح‌تر از ساختارهای زیر سطحی جهت شناسایی این ساختارها از مراحل پردازشی که در ادامه به طور مختصر بیان می‌شوند استفاده شده است:

۱. به منظور قرارگیری ردها در مکان واقعی خود و دستیابی به زمان سیر درست و عمق واقعی بازتاب کننده‌ها از تصحیح صفر زمانی استفاده شده است.
۲. در گام بعدی برای حذف نوفه‌های فرکانس پایین تصحیح اشباع سیگنال یا Dewow که یک فیلتر بالا گذر می‌باشد؛ با در نظر گرفتن پنجره‌ی زمانی ۱۵ نانو ثانیه به کار گرفته شده است.
۳. بعد از اعمال فیلتر Dewow بر روی داده‌ها از کنترل بهره‌ی اتوماتیک (AGC) با در نظر گرفتن طول پنجره ۱۵ نانو ثانیه به منظور افزایش توان سیگنال در اعماق زیاد استفاده شده است.

۴. به منظور کاهش نوفه زمینه در مقاطع پردازش شده فیلتر حذف زمینه بر روی داده‌ها اعمال شده است.

۵. با توجه به اینکه آنتن‌های فرستنده و گیرنده امواج الکترومغناطیس را به صورت یک مخروط پیچیده سه بعدی ارسال و دریافت می‌کنند، یک رویداد ثبت شده بر روی ردها می‌تواند از هر کجای مخروط باشد. در نتیجه در مقاطع GPR فرض اینکه رویدادهای ثبت شده بر روی رد-های بازگشتی، دقیقاً در زیر نقطه‌ی برداشت واقع شده‌اند؛ نادرست است. برای حذف اثر انتشار موج از روی ردها و قرار گرفتن بازتابنده‌ها در محل واقعی خود و افزایش قدرت تفکیک جانبی، پردازش مهاجرت $f-k$ با تخصیص سرعت مربوط به هر پروفیل بر روی داده‌ها اعمال شد.

۶. به منظور تطبیق ارتفاعی هر رد در طول پروفیل از تصحیح توپوگرافی استفاده شده است.

۷. برای دستیابی به نتایج مطلوب جهت تفسیر بهتر مقاطع از برخی از نشانگرهای لحظه‌ای استفاده شده است.

۴-۲ مدل سازی پیشرو داده‌های GPR به روش تفاضل محدود

رفتار حاکم بر میدان‌های الکترومغناطیسی را می‌توان توسط معادلات ماکسول و شرایط مرزی مناسب شبیه‌سازی نمود. پاسخ سیستم GPR برای مدل‌های مصنوعی فرضی مختلف متناظر با اهداف و ساختارهای زیر سطحی باید توسط یکی از روش‌های مدل‌سازی عددی تولید گردد، تا این هسته‌ی مدل‌سازی پیشرو منجر به شناسایی رفتار مدل‌های مختلف در پاسخ‌ها شده و عملیات مدل‌سازی معکوس داده‌های GPR در کاربردهای عملی را فراهم نماید. بنابراین برای اینکه مشخص شود تحت شرایط مختلف محیطی چه اطلاعاتی از داده‌های واقعی به دست می‌آید از الگوریتم مدل‌سازی پیشرو داده‌های GPR به روش تفاضل محدود در نرم‌افزار ReflexW استفاده شده است.

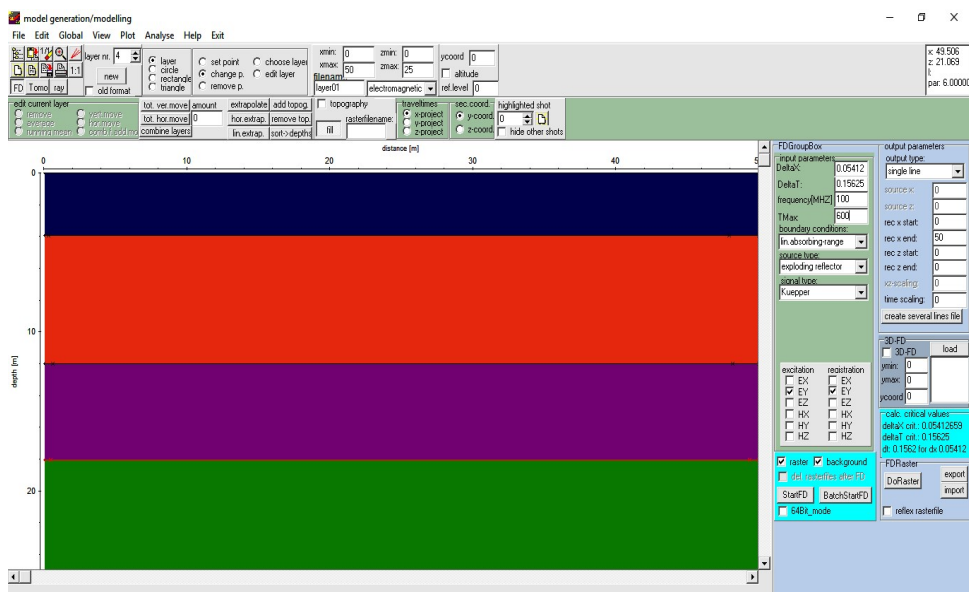
۱-۲-۴ مدل لایه‌ی افقی

در این بخش به منظور بررسی نحوه‌ی عملکرد امواج الکترومغناطیسی در برخورد با مرز جدا کننده‌ی لایه‌ها که از نظر خواص فیزیکی نظیر گذردهی دی الکتریک با یکدیگر تباین قابل توجهی دارند، مدل لایه‌ی افقی ساخته شد (شکل (۱-۴)). مدل مورد نظر از چهار لایه که مشخصات فیزیکی و ضخامت آنها در جدول (۱-۴) زیر آمده، تشکیل شده است.

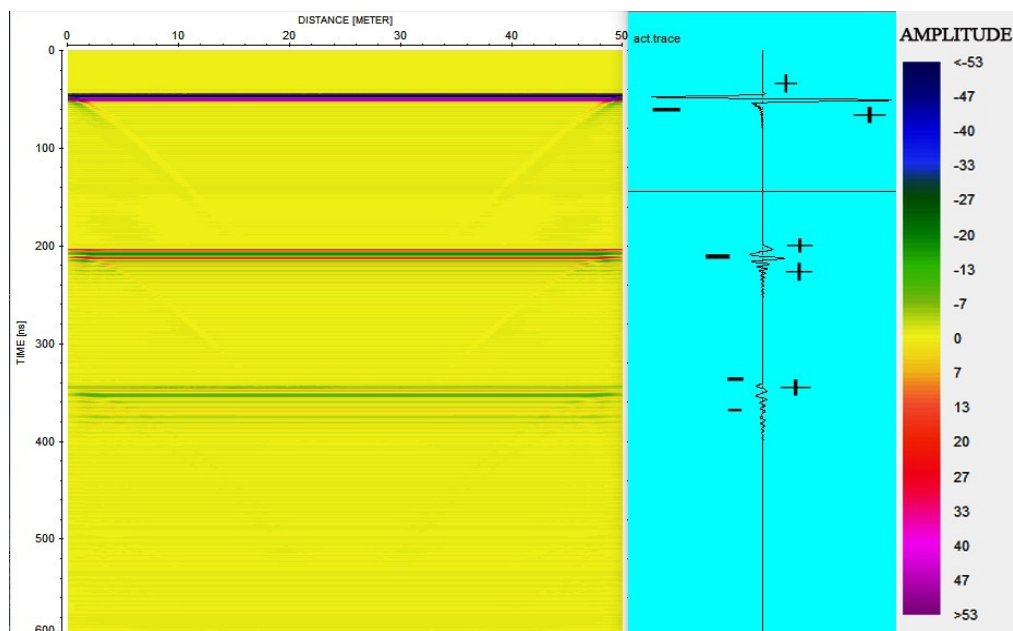
جدول ۱-۴: مشخصات لایه‌های شبیه‌سازی شده‌ی شکل (۱-۴)

لایه‌ها	ضخامت (m)	گذردهی دی الکتریک	رسانندگی (s/m)
لایه ۱	۴	۳	۰/۰۰۰۱
لایه ۲	۸	۹	۰/۰۰۰۳
لایه ۳	۶	۱۲	۰/۰۰۰۵
لایه ۴	۷	۶	۰/۰۰۰۲

شکل (۱-۴) مدل مصنوعی لایه‌های افقی ساخته شده و شکل (۲-۴) پاسخ GPR آن را نمایش می‌دهد.



شکل ۴-۱: مدل مصنوعی لایه‌های افقی که خصوصیات آنها در جدول (۴-۱) ذکر شده است.



شکل ۴-۲: پاسخ GPR شکل ۴-۱ به همراه رد GPR.

امواج الکترومغناطیسی که توسط دستگاه فرستنده ارسال می‌شوند، در برخورد با اجسام وسطوحی که از لحاظ گذردهی نسبی الکتریکی با محیط اطراف خود تباین قابل توجهی دارند، بازتاب یافته و یک موجک با سه قسمت عمده در ردهای GPR ایجاد می‌کنند [۳۹]. با در نظر گرفتن قطبیت موجک

بازتاب یافته از مرز لایه‌ها می‌توان به مقایسه‌ی ماهیت لایه‌ها پرداخت. اگر امواج ارسالی از محیط با گذردهی نسبی الکتریکی کمتر به محیط با گذردهی نسبی الکتریکی بیشتر وارد شوند، موجک بازتابی در مرز جدا کننده‌ی دو محیط دارای قطبیت منفی بوده و قسمت‌های مختلف آن به ترتیب عبارتند از: مثبت-منفی-مثبت (بازتاب یا R منفی) و برعکس اگر امواج ارسالی از محیط با گذردهی نسبی-الکتریکی بیشتر به محیط با گذردهی نسبی الکتریکی کمتر وارد شوند، موجک بازتابی از مرز دو محیط دارای قطبیت مثبت بوده (بازتاب یا R مثبت) و قسمت‌های مختلف آن به ترتیب عبارتند از: منفی-مثبت-منفی. با توجه به مطالب فوق موجک بازتابی همان طور که در شکل (۴-۲) نشان داده شده در مرز لایه اول و دوم دارای قطبیت منفی (R منفی)، در مرز بازتابی دوم دارای قطبیت منفی (R منفی) و در مرز بازتابی سوم دارای قطبیت مثبت (R مثبت) می‌باشد.

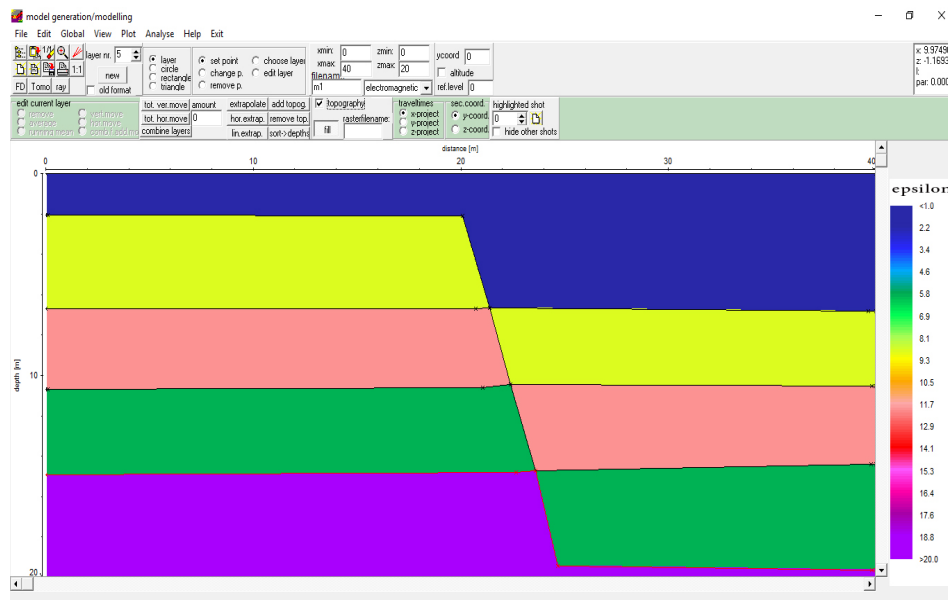
۴-۲-۲ مدل گسل نرمال یا مستقیم

یکی از اهداف پایان‌نامه حاضر بررسی رفتار گسل‌ها با استفاده از روش GPR است. گسل یا گسله به شکستگی‌هایی گفته می‌شود که سنگ‌های دو طرف صفحه‌ی شکستگی نسبت به یکدیگر حرکت کرده باشند. این جابجایی می‌تواند از چند میلی‌متر تا صدها متر باشد. با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی مختلف می‌توان گسل‌هایی را که باعث جابجایی قابل توجه لایه‌ها شده‌اند، را بررسی و شناسایی کرد. معمولاً تعیین گسل‌ها با توجه به اختلاف خواص فیزیکی لایه‌های اطراف گسل امکان‌پذیر است. بنابراین احتمال شناسایی گسل‌هایی که در توده‌ی سنگ‌های همگن (مانند گرانیت) رخ می‌دهند بسیار کم است. در مقابل، تعیین گسل‌هایی که باعث جابجایی لایه‌های مختلف می‌شوند (به عنوان مثال لایه شیل را به طور جانبی در کنار لایه ماسه سنگ قرار می‌دهند) آسان‌تر است. در زیر مدل مصنوعی گسل نرمال یا مستقیم در یک ساختار لایه‌ای متشکل از پنج لایه با خواص الکتریکی متفاوت از یکدیگر و پاسخ GPR متناظر با آن مورد بررسی قرار گرفته است. مشخصات مدل مصنوعی گسل نرمال مزبور در جدول (۴-۲) آمده است.

جدول ۴-۲: مشخصات مدل مصنوعی گسل نرمال یا مستقیم.

لایه	ضخامت (m)	گذردهی نسبی الکتریکی	رسانندگی (s/m)
لایه ۱	۲ تا ۷	۳	۰/۰۰۰۱
لایه ۲	۵	۹	۰/۰۰۱
لایه ۳	۴	۱۲	۰/۰۰۵
لایه ۴	۴	۶	۰/۰۰۰۱
لایه ۵	۵	۲۰	۰/۰۰۱

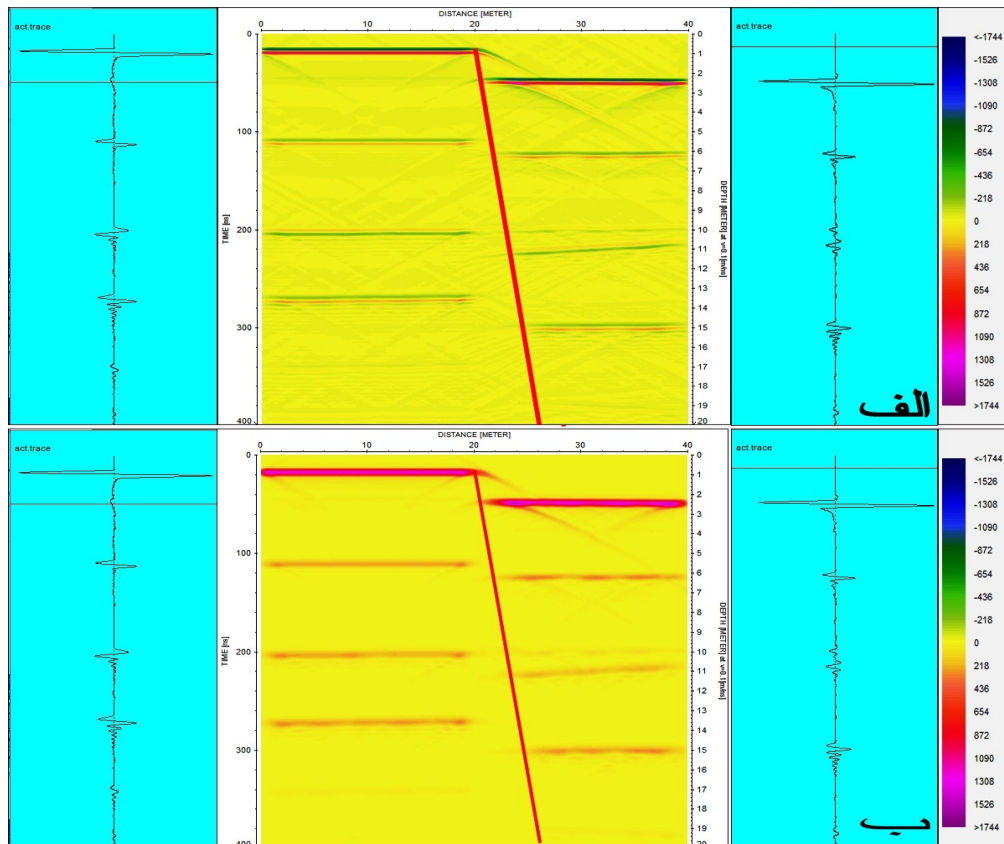
شکل (۴-۳) مدل مصنوعی گسل نرمال ساخته شده و شکل ۴-۴ پاسخ GPR آن به همراه دو رد مختلف را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۳: مدل مصنوعی گسل نرمال (مشخصات این مدل در جدول (۴-۲) آورده شده است).

در شکل (۴-۴ الف) که پاسخ GPR مدل مصنوعی گسل نرمال است، گسلی که باعث جابجایی لایه‌ها شده با خط مورب به رنگ قرمز نمایش داده شده است. همچنین علاوه بر جابجایی لایه‌ها در مقطع

پاسخ GPR، این جابجایی توسط جابجایی‌های موجک‌های بازتابی نیز که در طرفین مقطع فوق قرار دارند نمایش داده شده است. در شکل (۴-۴-ب) مقطع حاصل از نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای نیز نمایش داده شده است؛ این نشانگر در تشخیص مرزها و جابجایی لایه‌ها به خوبی عمل کرده است.

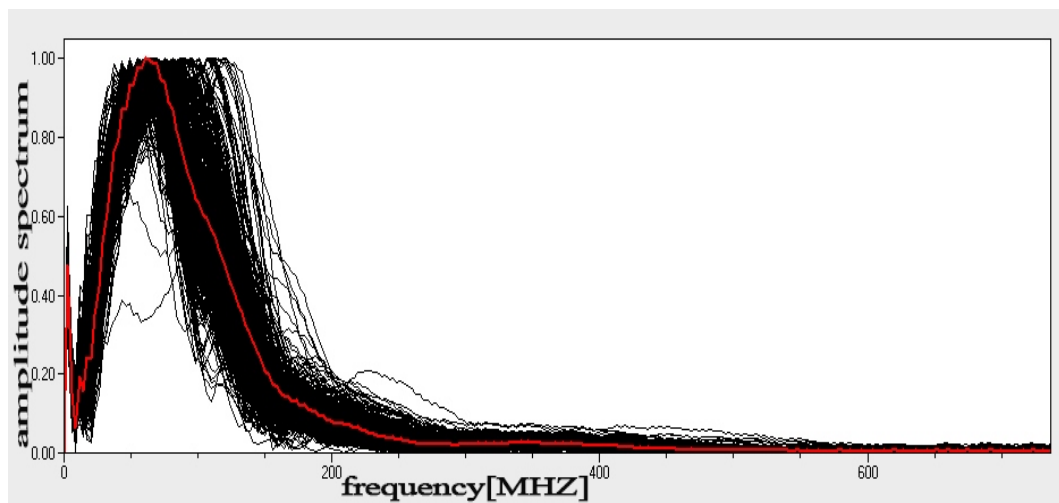


شکل ۴-۴: الف) پاسخ GPR شکل (۴-۳) به همراه دو رد در طرفین مقطع، ب) مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای.

۳-۴ پروفیل ۱

۱-۳-۴ تحلیل میانگین طیف فرکانسی و دامنه‌ی پروفیل ۱

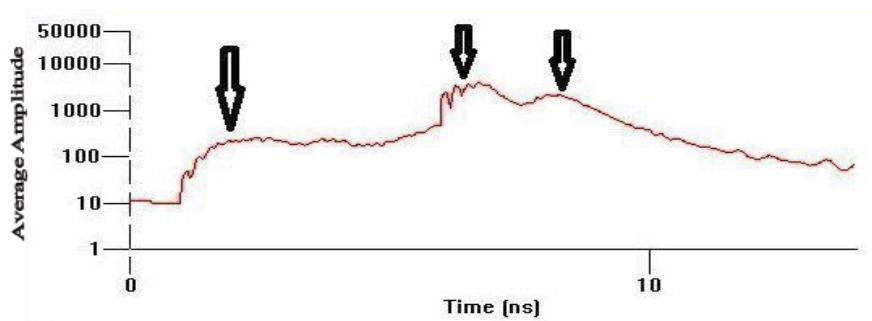
با توجه به وجود نوفه در داده‌ها، دامنه‌ی پردازش‌های به کار گرفته شده بر روی داده‌های GPR متفاوت می‌باشد. لذا قبل از انجام هرگونه پردازشی بر روی داده‌ها، پردازش‌گر باید دید صحیحی از میانگین طیف فرکانسی و دامنه‌ی پروفیل‌های مورد بررسی داشته باشد. نمودار طیف دامنه به منظور تعیین فرکانس مرکزی و طراحی فیلترهای مناسب بر روی داده‌ها به منظور حذف نوفه‌های با فرکانس مشخص می‌تواند مفید واقع شود. در شکل (۴-۵) تغییرات میانگین طیف دامنه نسبت به فرکانس پروفیل ۱ نمایش داده شده است.



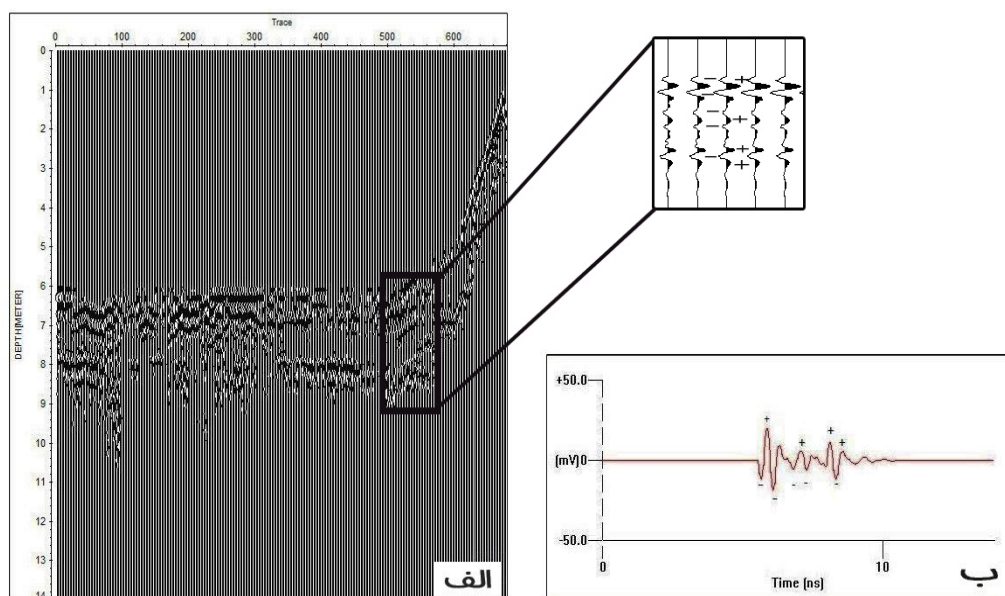
شکل ۴-۵: نمایش طیف فرکانسی ردهای پروفیل ۱ (نمودارهای مشکی) و میانگین طیف فرکانسی (نمودار قرمز).

اجسام و سطوحی که از لحاظ گذردهی الکتریکی با محیط اطراف خود تباین قابل توجهی دارند، امواج الکترومغناطیسی ارسالی از فرستنده‌ی دستگاه GPR را بازتاب و یک موجک با سه قسمت عمده در ردهای GPR ایجاد می‌کنند [۳۹]. با مشخص شدن قطبیت موجک بازتاب یافته از فصل مشترک‌های زیر سطحی، می‌توان به مقایسه‌ی لایه‌های زیر سطحی پرداخت. در شکل (۴-۶) پیک‌هایی که نمایان-

گر مرزهای بازتابی هستند، با پیکان یا فلش نمایش داده شده‌اند. پیک اول از سمت چپ نمایان گر مرز بازتابی اول یا فصل مشترک هوا و زمین می‌باشد. در شکل (۴-۷-ب) قسمت‌های مختلف این مرز بازتابی بر روی رد شماره ۵۴۵۸ به ترتیب عبارتند از، مثبت-منفی-مثبت، پس گذردهی نسبی الکتریکی محیط اول کمتر از محیط دوم (سرعت در محیط اول بیشتر از محیط دوم) است با توجه به اینکه محیط اول هوا و محیط دوم محیط نیمه اشباع از آب می‌باشد و سرعت در هوا بیشتر از محیط-های دیگر است. پیک دوم، نمایان گر مرز بازتابی دوم است، در شکل (۴-۷-ب) قسمت‌های مختلف این مرز بازتابی بر روی رد شماره ۵۴۵۸ عبارتند از، منفی-مثبت-منفی، که بیان گر این مطلب است که گذردهی نسبی الکتریکی محیط دوم کمتر از محیط سوم (سرعت در محیط دوم بیشتر از محیط سوم است) می‌باشد؛ محیط دوم محیط نیمه اشباع از آب و محیط سوم با توجه به اینکه زیر سطح ایستابی قرار دارد محیط اشباع از آب در نظر گرفته شده؛ با افزایش میزان آب سرعت در آن محیط کاهش می‌یابد. پیک سوم نمایان گر مرز بازتابی سوم می‌باشد، قسمت‌های مختلف این مرز بازتابی بر روی رد مذکور عبارتند از، مثبت-منفی-مثبت، که این موضوع بیانگر این است که گذردهی نسبی الکتریکی محیط سوم بیشتر از محیط چهارم (سرعت در محیط سوم کمتر از محیط چهارم) که این امر می‌تواند ناشی از نفوذ کمتر آب در این محیط به علت تخلخل نسبی کمتر و میزان آب کمتر در این محیط می‌باشد.



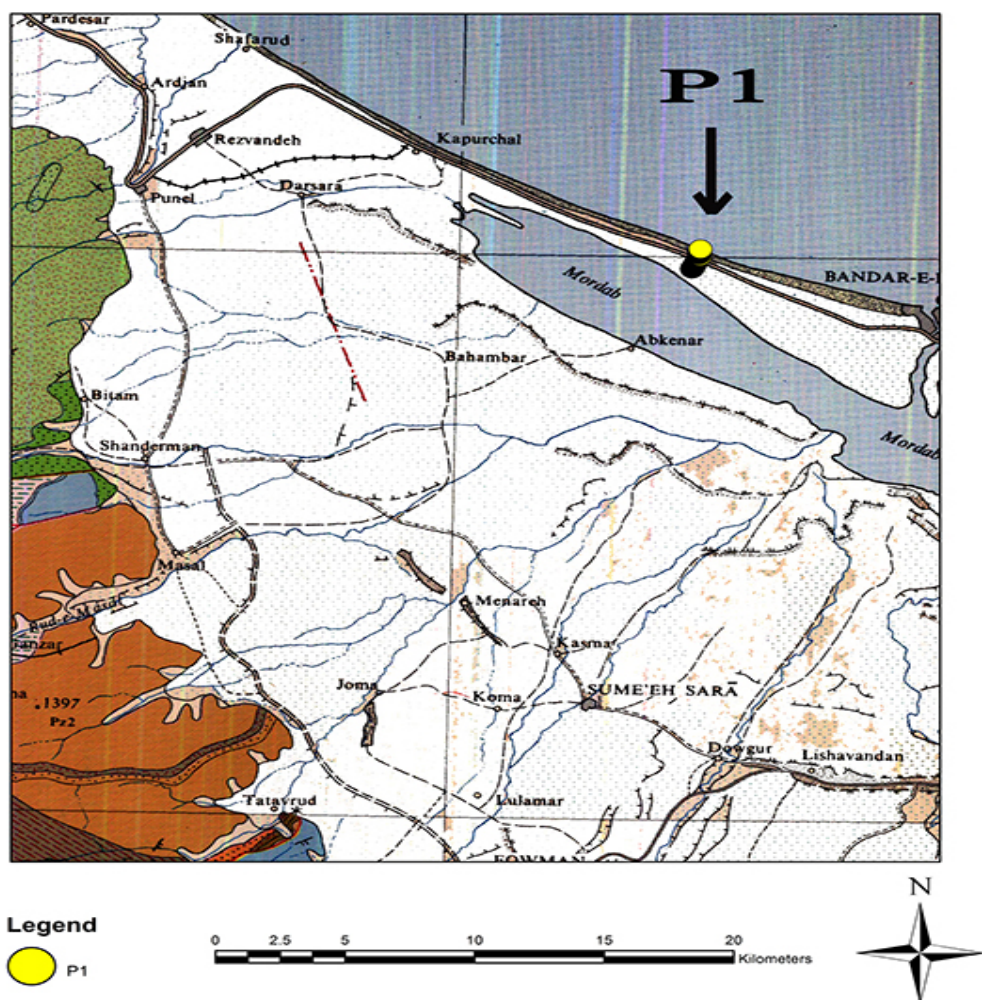
شکل ۴-۶: میانگین طیف دامنه بر حسب زمان پروفیل ۱.



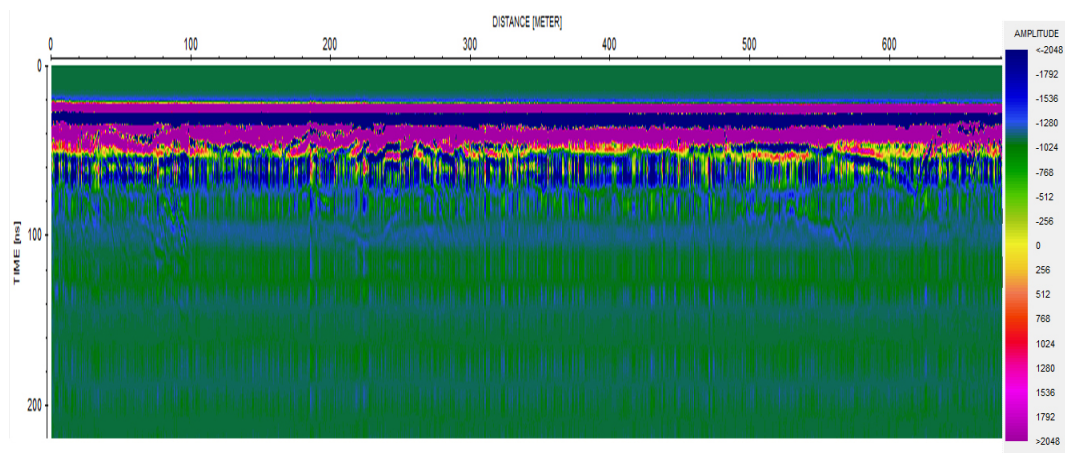
شکل ۴-۷: الف) مقطع عمقی GPR پروفیل ۱ ب) رد شماره‌ی ۵۴۵۸.

۴-۳-۲ پردازش و تفسیر پروفیل ۱

پروفیل ۱ با استفاده از آنتن فرستنده با فرکانس مرکزی ۱۰۰ مگاهرتز پوششی در حاشیه‌ی غربی شهر بندر انزلی و جاده بندر انزلی- کپورچال به طول ۶۸۲ متر و با امتداد جنوب غربی - شمال شرقی در مسیر راه مرغداری بومی گیلان به منظور بررسی نحوه‌ی رسوب‌گذاری در مناطق ساحلی برداشت شد. لیتولوژی در محل برداشت پروفیل ۱ از جنس نهشته‌های ساحلی و ماسه‌ی بادی (Q_2^b) می‌باشد. موقعیت برداشت این پروفیل در شکل (۴-۸) نمایش داده شده است.



شکل ۴-۸: نقشه زمین شناسی موقعیت برداشت پروفیل ۱ با اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بندر انزلی [۳۳].

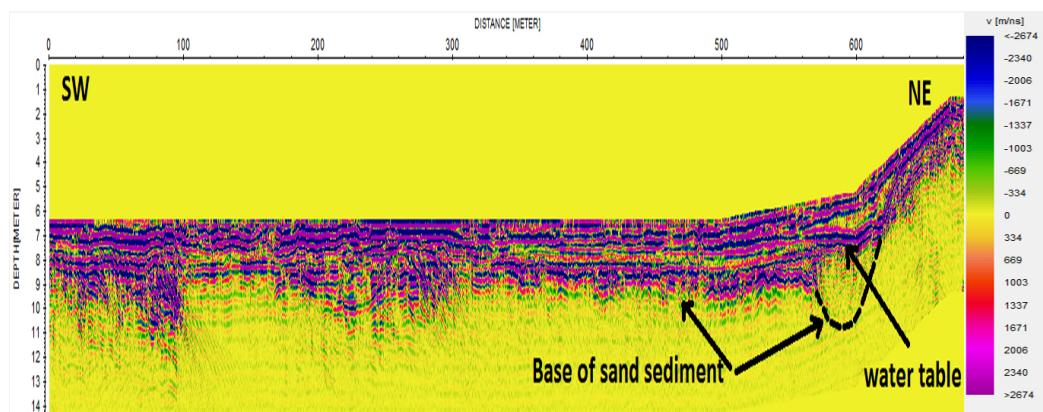


شکل ۴-۹: مقطع GPR خام پروفیل ۱ با استفاده از آنتن فرستنده با فرکانس مرکزی ۱۰۰ مگاهرتز از نوع پوششی.

اولین پردازشی که بر روی مقاطع اعمال می‌شود، تصحیح صفر زمانی است. با اعمال این تصحیح بر روی داده‌ها بازتاب‌کننده‌ها در راستای قائم جابجا شده و در مکان واقعی خود قرار گرفته و با توجه به قرار گرفتن سطح زمین در عمق صفر، تخمین عمق بازتاب‌کننده‌ها با دقت بیشتری امکان‌پذیر می‌شود. بعد از تصحیح جابجایی صفر زمانی به منظور حذف نوفه‌های فرکانس پایین، فیلتر Dewow بر روی داده‌ها اعمال شد. به منظور افزایش قدرت سیگنال که با نفوذ به عمق تضعیف می‌شود؛ از کنترل بهره اتوماتیک (AGC) و به منظور حذف اثر زمینه، تصحیح حذف زمینه بر روی داده‌ها اعمال شد. با توجه به وجود توپوگرافی در منطقه برداشت و به منظور انتقال رویدادها به مکان واقعی خود از تصحیح توپوگرافی و به منظور حذف اثر جهت‌گیری منبع و گیرنده بر روی بازتاب‌کننده‌ها و توزیع هندسی سطح آنها مهاجرت f-k بر روی داده‌ها اعمال شد و در پایان تبدیل عمقی این پروفیل با استفاده از اطلاعات به دست آمده برای سرعت در اعماق مختلف که از برداشت CMP به دست آمد، صورت گرفت (شکل (۴-۱۴)). در شکل (۴-۱۴) قسمت الف) توزیع سرعت امواج الکترومغناطیسی نسبت به عمق، ب) برازش هذلولی‌ها بر داده‌های برداشتی و ج) مدل نهایی سرعت امواج الکترومغناطیسی نسبت به عمق نمایش داده شده است. همان‌طور که در شکل (۴-۱۴) ج) مشاهده می‌شود سرعت انتشار امواج الکترومغناطیسی از سطح تا عمق ۲ متری پروفیل برابر ۰/۱۲ متر ثانیه و از عمق ۲ تا ۵ متری پروفیل ۰/۰۷ متر بر ثانیه به دست آمده است. تبدیل عمقی این مقطع با در نظر گرفتن دو محیط نیمه مرطوب و اشباع از آب صورت گرفته است. بدین ترتیب که بالای سطح ایستابی آب (عمق ۲ متری)، سرعت برابر ۰/۱۲ متر بر ثانیه در نظر گرفته شده و تبدیل عمقی ناحیه بین بازتاب شاخص دوم و سطح ایستابی با تخصیص سرعت ۰/۰۷ متر بر ثانیه صورت گرفته است. در مقطع پروفیل ۱ (شکل (۴-۱۰)) به نظر می‌رسد قسمت مرتفع جاده که در حال حاضر جاده انزلی- کپورچال روی آن قرار گرفته است، یک زبانه ماسه‌ای است که سبب ایجاد ارتفاع در این ناحیه شده است. همان‌طور که در مقطع نشان داده شده در شکل (۴-۱۰) دیده می‌شود، بازتاب دوم که با واژه Base of sand sediment مشخص شده است، یک افزایش عمق در فاصله

ایستگاه‌های ۵۷۰ تا ۶۱۰ متری از خود نشان می‌دهد. از طرفی لایه‌بندی‌های موجود در بالای این سطح و زیر سطح ایستابی آب، روند خاص و منظم رسوب‌گذاری ساحلی را در این ناحیه نشان نمی‌دهند. به نظر می‌رسد این فرورفتگی به واسطه علل ثانویه چه با منشأ زمین‌شناختی و چه با دخل و تصرف انسان پر شده باشند. در مقطع شکل (۴-۱۰) و در فواصل ایستگاه‌های ۲۵ تا ۱۰۰ متری، در عمق ۲/۵ متری که عمق نفوذ پروفیل در این مناطق افزایش پیدا کرده است، لایه‌های رسوبی به خوبی قابل تشخیص بوده و شبیه به سمت شمال شرقی دارند. در فواصل ایستگاه‌های ۲۰۰ تا ۳۰۰ متری پروفیل و در عمق ۱/۵ متری که با افزایش عمق نفوذ به دلیل تغییر در دانه‌بندی رسوبات همراه بوده یک ساختار رسوبی شبیه تپه‌ی ماسه‌ای قابل تشخیص است.

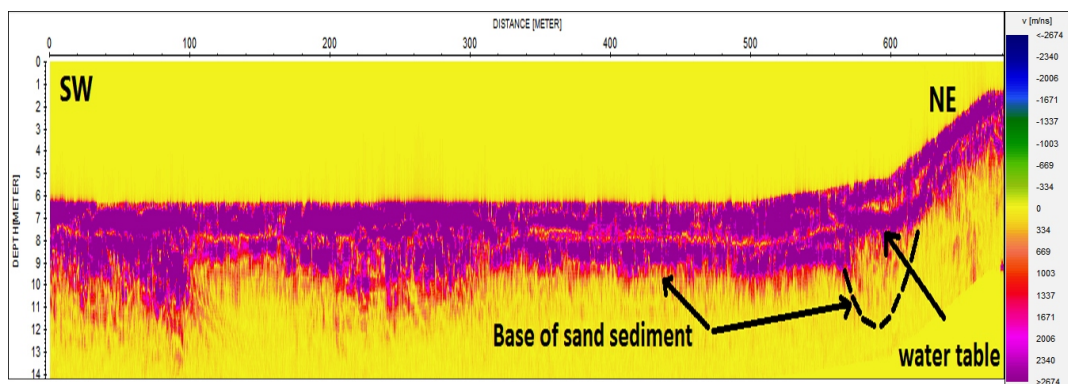
در شکل (۴-۱۰) مقطع عمقی پروفیل مورد نظر بعد از اعمال تصحیحات فوق نمایش داده شده است.



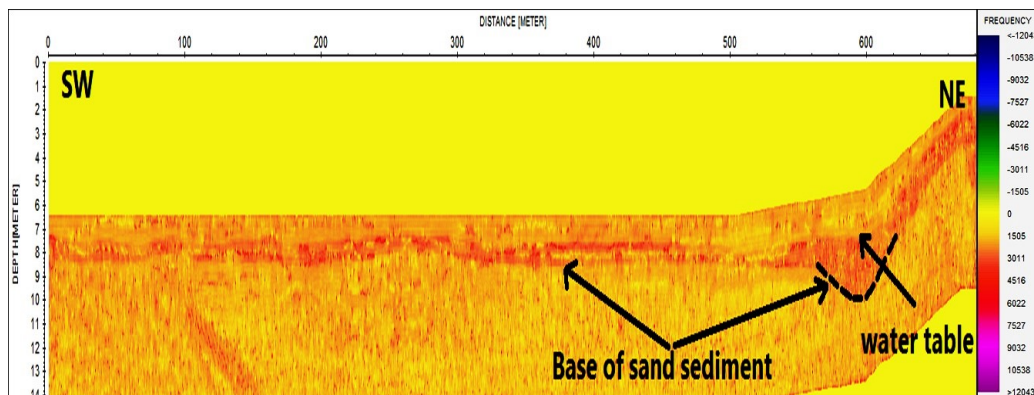
شکل ۴-۱۰: مقطع عمقی پروفیل ۱ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر نویز زمینه، توپوگرافی، تبدیل عمقی و مهاجرت f-k.

خصوصیات فرکانسی یک سیگنال در اثر تغییر جنس لایه‌ها تغییر می‌کند. لذا بعد از اعمال پردازش‌های مذکور به منظور تفکیک بهتر ساختارها از نشانگرهای لحظه‌ای استفاده شد. شکل‌های (۴-۱۱) و (۴-۱۲) و (۴-۱۳) به ترتیب مقاطع دامنه‌ی لحظه‌ای، فرکانس لحظه‌ای و فاز لحظه‌ای را نشان می‌-

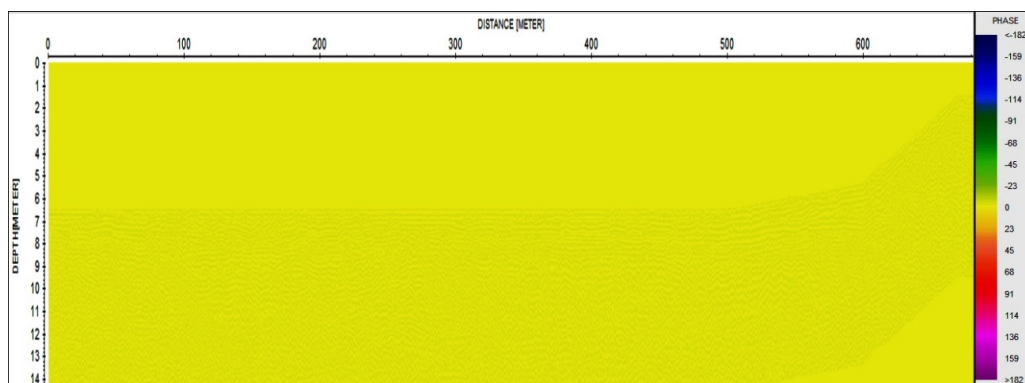
دهند. مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای (شکل (۴-۱۱))، سطح ایستابی آب، بازتاب شاخص دوم و مناطقی که در مقطع شکل (۴-۱۰) عمق نفوذ افزایش پیدا کرده به خوبی نشان داده است. مقطع فرکانس لحظه‌ای که در شکل (۴-۱۲) نمایش داده شده است. بازتاب شاخص دوم و سطح ایستابی به خوبی قابل تشخیص است؛ ولی این نشانگر در تشخیص مناطقی که با افزایش عمق نفوذ همراه بوده- اند؛ ضعیف عمل کرده است. نشانگر فاز لحظه‌ای که در شکل (۴-۱۳) آورده شده در نمایش ساختار- های مورد بحث در مقطع ضعیف عمل کرده است.



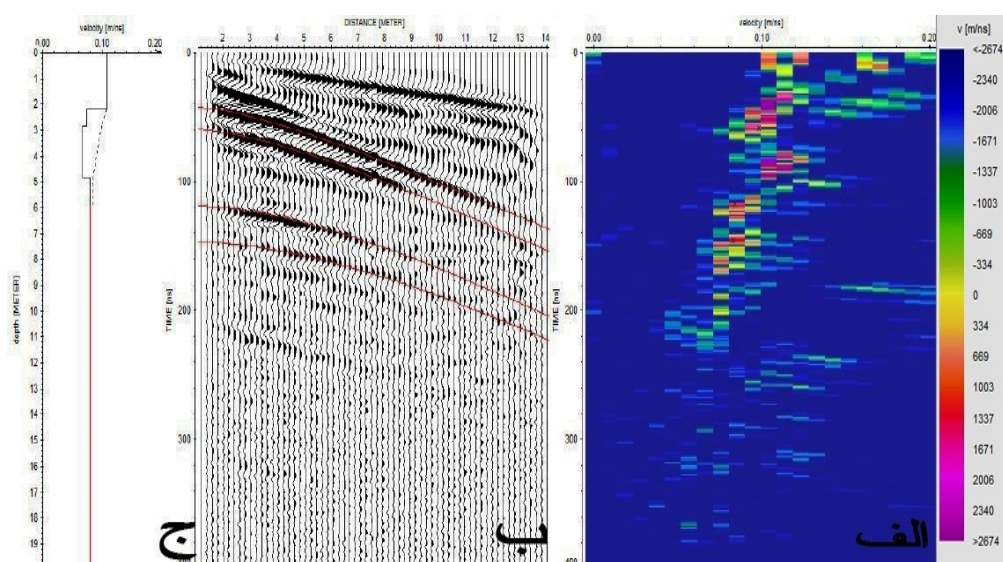
شکل ۴-۱۱: مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای پروفیل ۱ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی.



شکل ۴-۱۲: مقطع نشانگر فرکانس لحظه‌ای پروفیل ۱ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی.



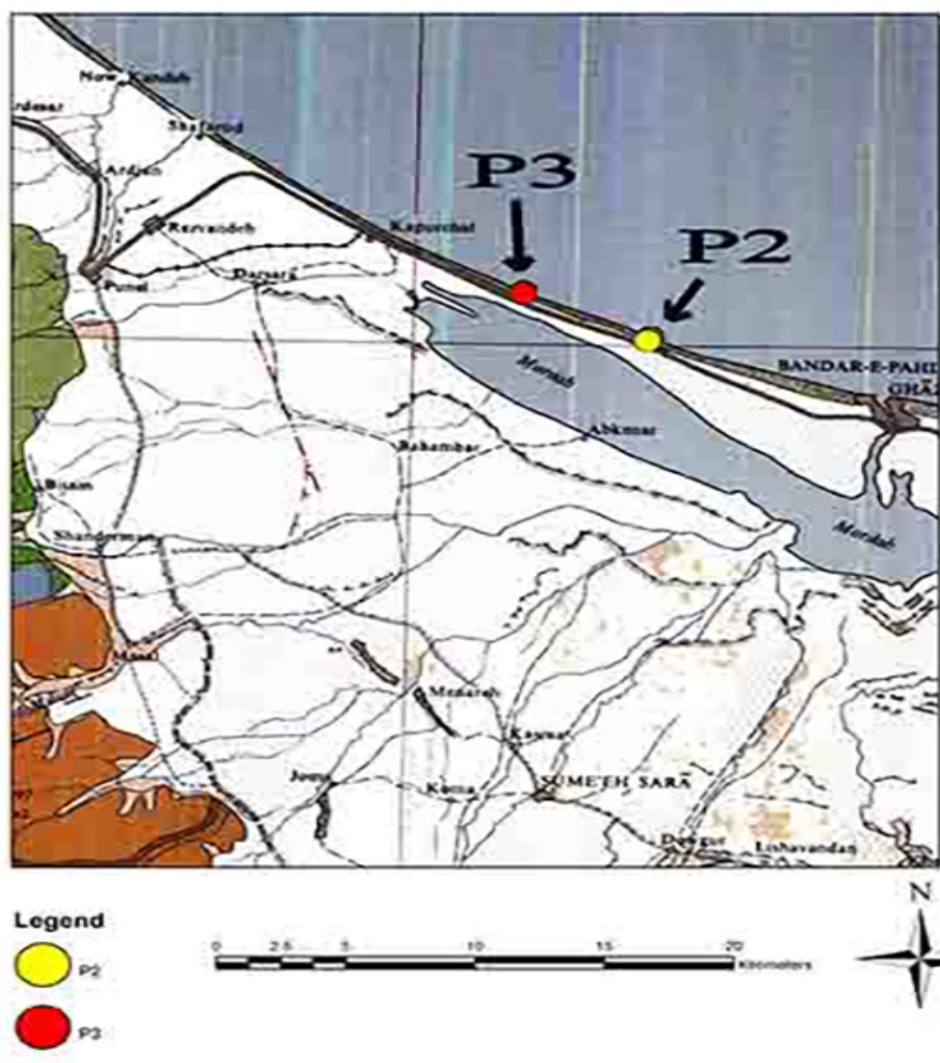
شکل ۴-۱۳: مقطع فاز لحظه ای پروفیل ۲۱ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی.



شکل ۴-۱۴: الف) توزیع سرعت امواج الکترومغناطیسی نسبت به عمق، ب) برازش هذلولی ها بر داده های برداشتی و ج) مدل نهایی سرعت امواج الکترومغناطیسی نسبت به عمق.

۴-۴ پروفیل ۲

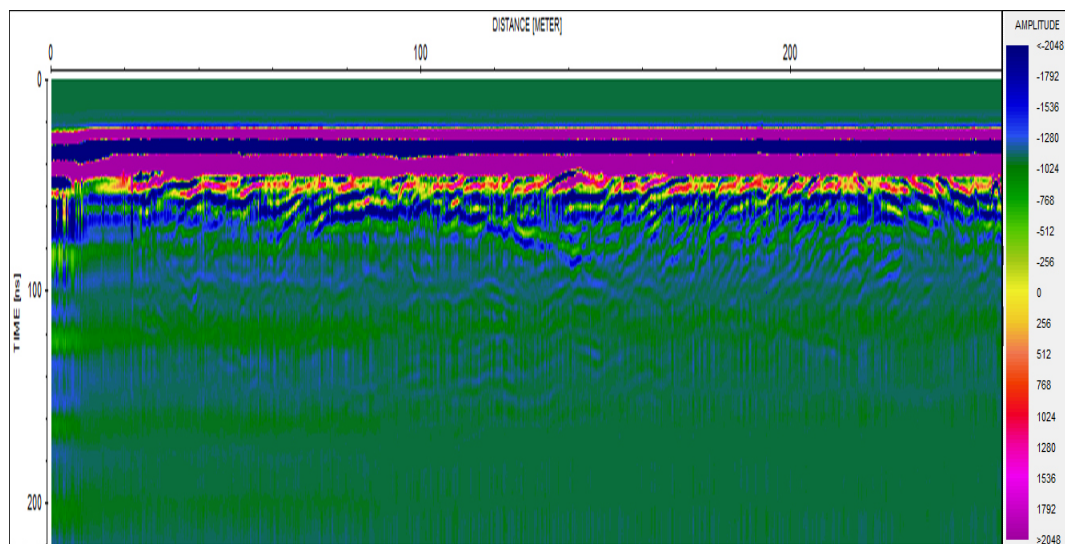
پروفیل ۲ به طول ۲۵۷ متر با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی با امتداد شمال شرقی- جنوب غربی به منظور مطالعات رسوب شناسی برداشت شد. موقعیت برداشت این پروفیل در شکل (۴-۱۵) مشخص شده است. لیتولوژی در محل برداشت پروفیل از جنس از جنس نهشته های ساحلی و ماسه- ی بادی (Q_2^b) می باشد.



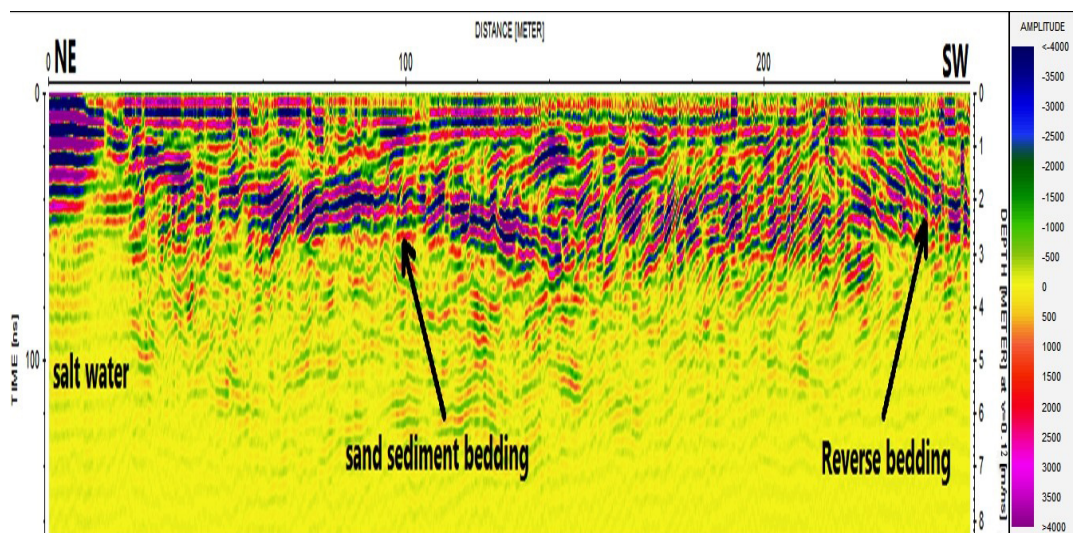
شکل ۴-۱۵: نقشه زمین شناسی موقعیت برداشت پروفیل‌های ۲ و ۳ با اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بندر انزلی [۳۳].

مقطع خام و مقطع زمانی و عمقی این پروفیل پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت $f-k$ به ترتیب در شکل‌های (۴-۱۶) و (۴-۱۷) نمایش داده شده است. لازم به ذکر می‌باشد که تبدیل عمقی این مقطع با تخصیص سرعت ۰/۱۲ متر بر نانو ثانیه که در برداشت CMP برای لایه‌های کم عمق در پروفیل ۱ به دست آمد، با توجه به اینکه هر دو پروفیل در مناطق ساحلی برداشت شده‌اند، صورت گرفته است. همان‌طور که از مقطع پردازش یافته‌ی این پروفیل در شکل (۴-۱۷) پیداست در ابتدای پروفیل، عمق نفوذ کاهش پیدا کرده

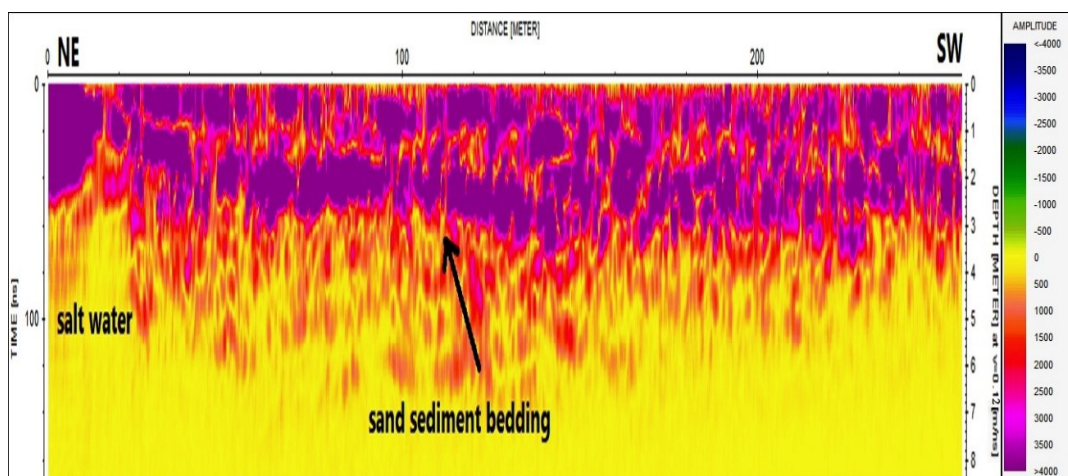
که این امر ناشی از وجود رطوبت و رسانندگی بالا در این قسمت از پروفیل به دلیل نفوذ آب شور می-باشد. در ادامه این پروفیل همانطور که شکل (۴-۱۷) نشان می‌دهد، پدیده رسوب‌گذاری به خوبی قابل تشخیص بوده و لایه‌های رسوبی عمدتاً دارای شیب ملایمی به سمت شمال شرقی می‌باشند ولی در قسمت‌های انتهایی پروفیل، شیب لایه‌های رسوبی در عمق کمتر از ۳ متر در فاصله ۲۲۰ تا ۲۵۰ متری پروفیل تغییر می‌کند. در شکل (۴-۱۸) که مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای این پروفیل نمایش داده شده، بستر رسوب‌گذاری و ناحیه‌ی با عمق نفوذ پایین امواج به دلیل نفوذ آب شور مشخص شده و این نشانگر به درستی در تشخیص این مناطق عمل کرده است. از آنجا که نشانگرهای فرکانس لحظه‌ای و فاز لحظه‌ای ضعیف عمل کرده اند و به منظور اختصار در تدوین پایان‌نامه از نمایش مقاطع مربوط به آنها خودداری شده است.



شکل ۴-۱۶: مقطع خام پروفیل ۲ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی.



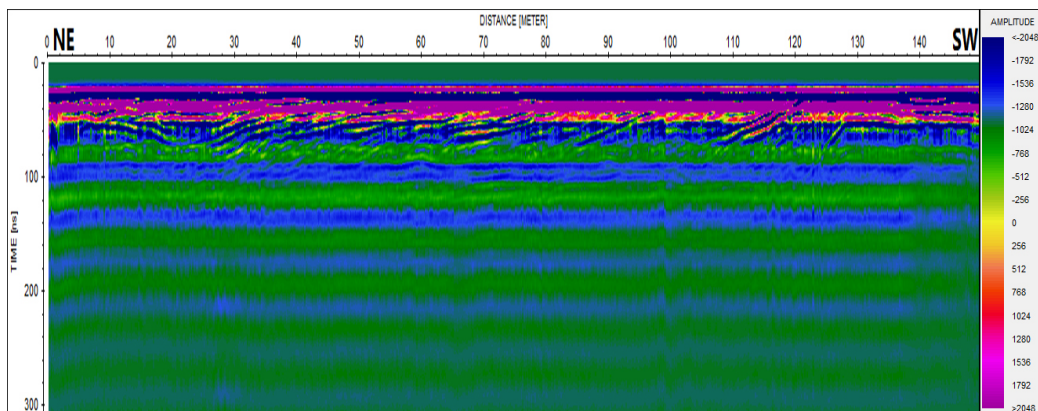
شکل ۴-۱۷: مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۲ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k.



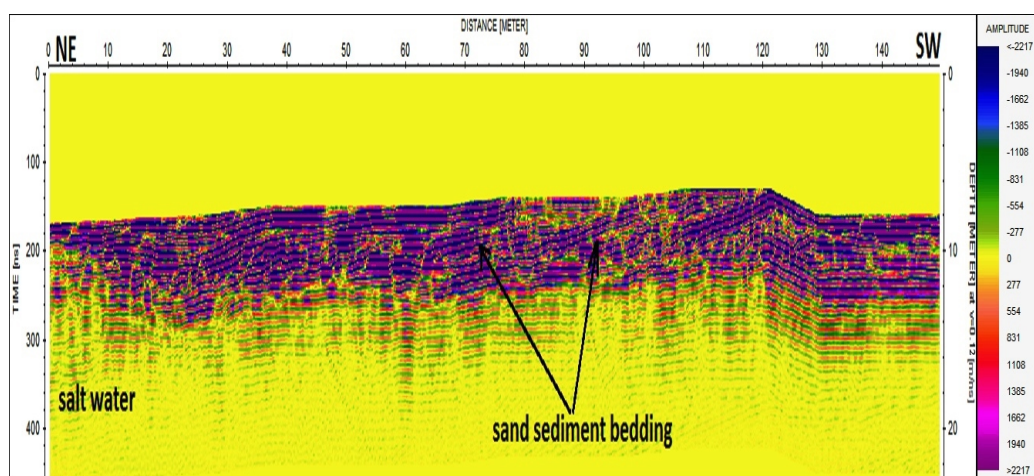
شکل ۴-۱۸: مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای پروفیل ۲ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی.

۴-۵ پروفیل ۳

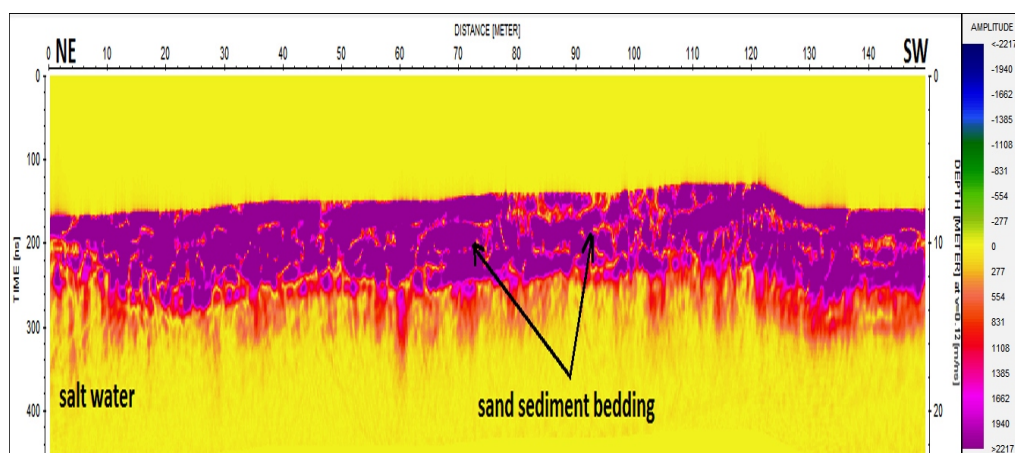
پروفیل ۳ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی به طول ۱۵۰ متر و با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی در محل ساحل سنگاچین به منظور مطالعات روسوب‌شناسی برداشت شد. لیتولوژی در محل برداشت پروفیل از جنس نهشته‌های ساحلی و ماسه‌ی بادی (Q_2^b) می‌باشد. موقعیت برداشت این پروفیل در شکل (۴-۱۵) مشخص شده است. مقطع خام این پروفیل در شکل (۴-۱۹) و مقطع زمانی و عمقی این پروفیل بعد از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه، توپوگرافی و مهاجرت f-k و تبدیل عمقی در شکل (۴-۲۰) نمایش داده شده است. لازم به ذکر می‌باشد که تبدیل عمقی این مقطع با تخصیص سرعت ۰/۱۲ متر بر نانو ثانیه که در برداشت CMP برای لایه‌های کم عمق در پروفیل ۱ به دست آمد، با توجه به اینکه هر دو پروفیل در مناطق ساحلی برداشت شده‌اند، صورت گرفته است. همان‌طور که در شکل (۴-۲۰) دیده می‌شود نحوه‌ی رسوب‌گذاری در این محیط به خوبی قابل تشخیص بوده و رسوبات شیب ملایمی به سمت شمال شرقی داشته و در قسمت‌های انتهایی پروفیل لایه‌های رسوبی به صورت افقی بر روی یکدیگر قرار گرفته‌اند. در ابتدای پروفیل، عمق نفوذ به دلیل نفوذ زبانه آب شور کاهش یافته است. به طور کلی عمق نفوذ در این پروفیل بالا نیست. عمق نفوذ کم امواج GPR در این پروفیل را در درجه‌ی اول می‌توان به وجود رطوبت و نفوذ آب شور و وجود مواد رسی ریزدانه نسبت داد. در بعضی مناطق عمق نفوذ به یک باره افزایش یافته است. که این افزایش عمق نفوذ می‌تواند به دلیل افزایش اندازه ذرات و یا کاهش رطوبت اتفاق افتاده باشد. مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای (شکل (۴-۲۱)) نیز این موارد را به خوبی نمایش می‌دهد.



شکل ۴-۱۹: مقطع خام پروفیل ۳ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی.



شکل ۴-۲۰: مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۳ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه، توپوگرافی و مهاجرت f-k.

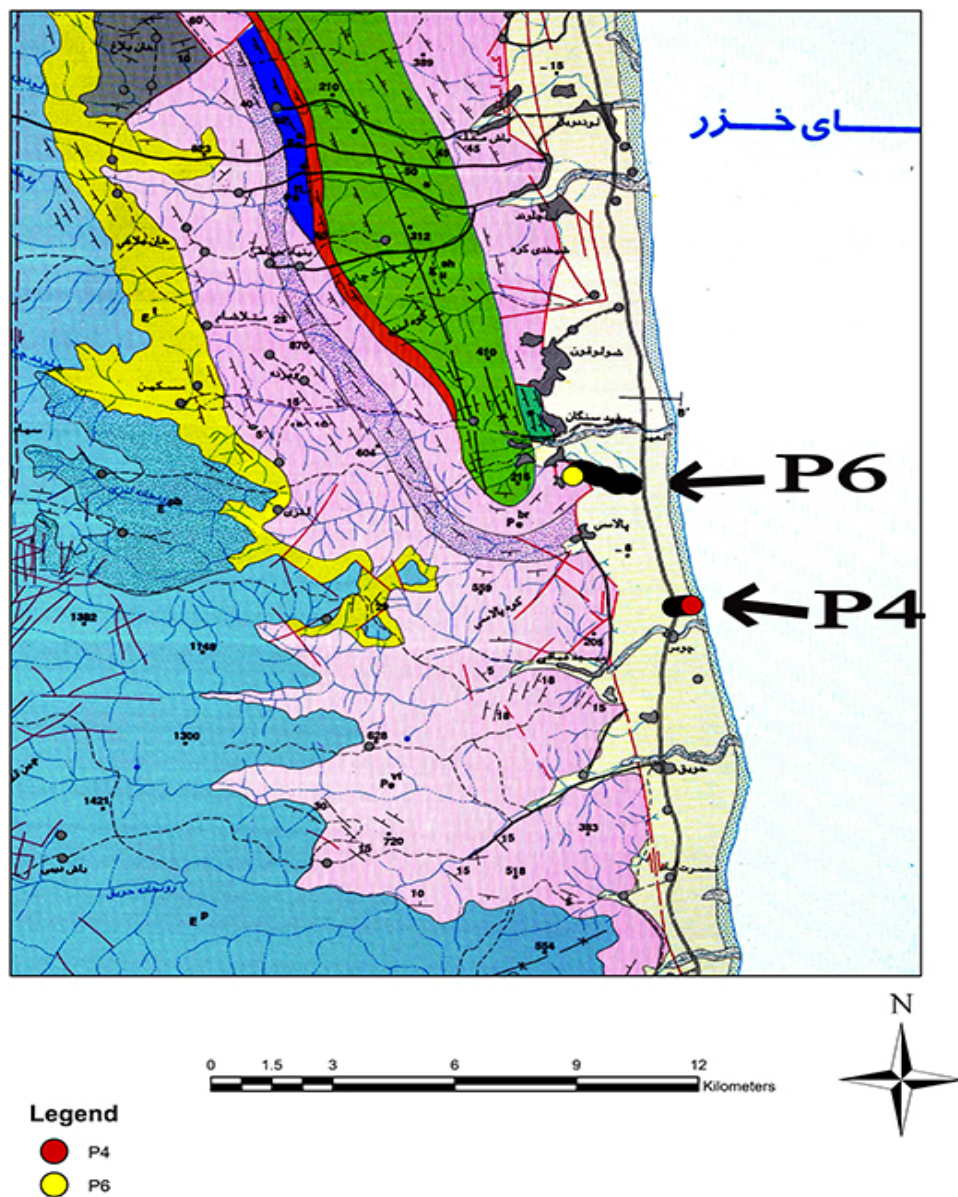


شکل ۴-۲۱: مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای پروفیل ۳.

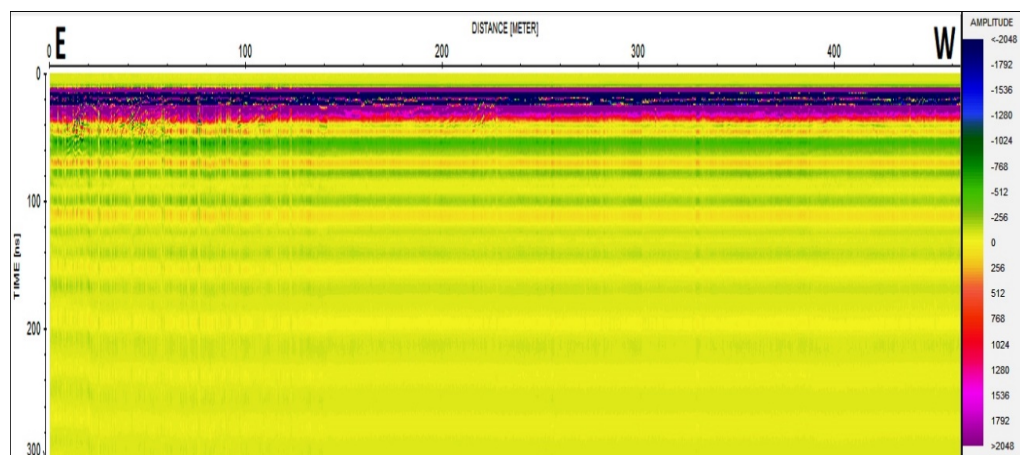
۴-۶ پروفیل ۴

پروفیل ۴ با استفاده از آنتن‌های ۱۰۰ و ۲۵۰ مگاهرتز پوششی به طول ۴۶۴ متر در جاده‌ی ساحلی چوبر با امتداد شرقی - غربی از سمت ساحل دریا به سمت جاده به منظور مطالعات رسوب شناسی برداشت شد. قسمت‌های ابتدایی این پروفیل بر روی ماسه‌های ساحلی واقع شده است. لیتولوژی در محل برداشت پروفیل ۴ از جنس نهشته‌های دریایی جدید (Q_2^m) می‌باشد. موقعیت برداشت این پروفیل در شکل (۴-۲۲) مشخص شده است. در شکل (۴-۲۳) مقطع خام این پروفیل با استفاده از آنتن ۲۵۰ مگاهرتز پوششی، در شکل (۴-۲۵) مقطع خام این پروفیل با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، در شکل (۴-۲۴) مقطع عمقی و زمانی این پروفیل با استفاده از آنتن ۲۵۰ مگاهرتز پوششی بعد از اعمال پردازش‌های تصحیح جابجایی صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، کنترل بهره‌ی اتوماتیک (AGC)، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k و در شکل (۴-۲۶) مقطع عمقی و زمانی این پروفیل با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی بعد از اعمال پردازش‌های تصحیح جابجایی صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، کنترل بهره اتوماتیک (AGC)، فیلتر نویز زمینه و مهاجرت f-k به نمایش در آمده است. تبدیل عمقی این مقاطع با استفاده از سرعت ۰/۱ متر بر نانو ثانیه صورت گرفته است. این سرعت با استفاده از روش برازش هذلولی‌ها برای این مقاطع به دست آمده است. همان‌طور که از این مقاطع دیده می‌شود، جزئیات بیشتری در مقطع (۴-۲۴) قابل تشخیص است. این مطلب از قدرت تفکیک بالاتر آنتن ۲۵۰ مگاهرتز در مقایسه با آنتن ۱۰۰ مگاهرتز ناشی شده است. در فاصله ۱۰ تا ۲۵ متری پروفیل، یک تپه ماسه ای کوچک در طول پروفیل به چشم می‌خورد. قله‌ی این تپه در فاصله‌ی ۲۰ متری پروفیل در هر دو مقطع (۴-۲۴) و (۴-۲۶) مشاهده می‌شود. لایه‌بندی رسوبی و نحوه‌ی رسوب‌گذاری در این محیط به خوبی قابل تشخیص است. این رسوبات با شیب ملایمی به سمت دریا بر روی هم انباشته شده‌اند. عمق نفوذ پایین مقاطع از ابتدا تا فاصله ۱۰ متری پروفیل به دلیل مرطوب بودن سطح زمین به واسطه حضور آب نسبتاً شور دریا و نفوذ زبانه آب شور در بخش -

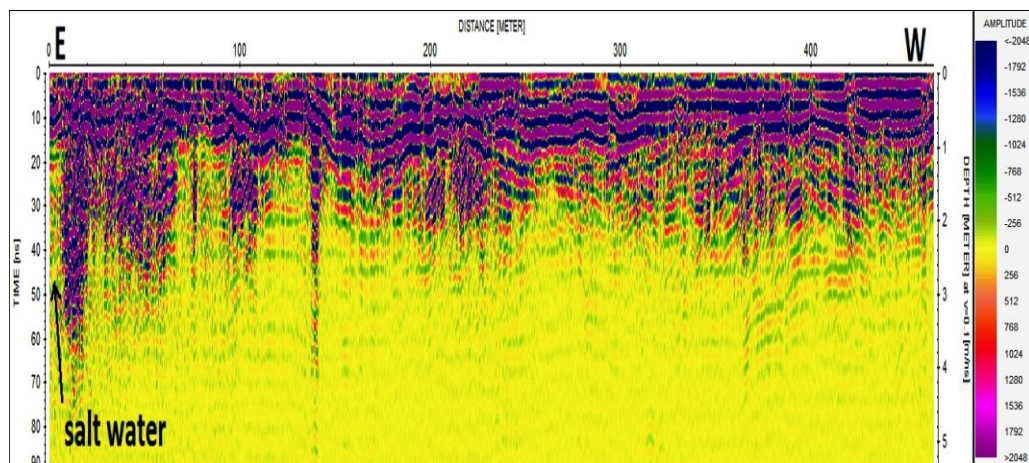
های زیر سطحی می‌باشد. در بعضی از قسمت‌ها (فواصل ۱۰۰ و ۱۴۰ متری) عمق نفوذ به طور ناگهانی افزایش پیدا کرده که این افزایش در عمق نفوذ می‌تواند ناشی از تغییر یا افزایش در اندازه ذرات و کاهش رسانندگی الکتریکی در این قسمت‌ها باشد.



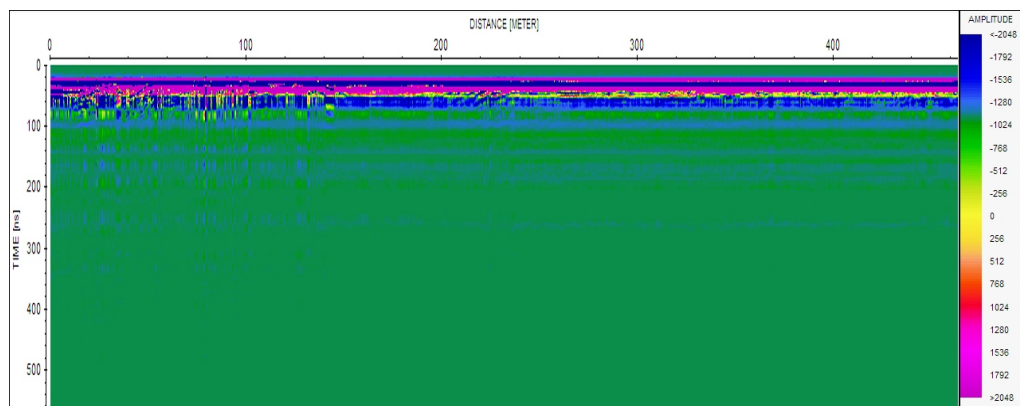
شکل ۴-۲۲: نقشه زمین شناسی موقعیت برداشت پروفیل‌های ۴ و ۶ با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا [۶۸].



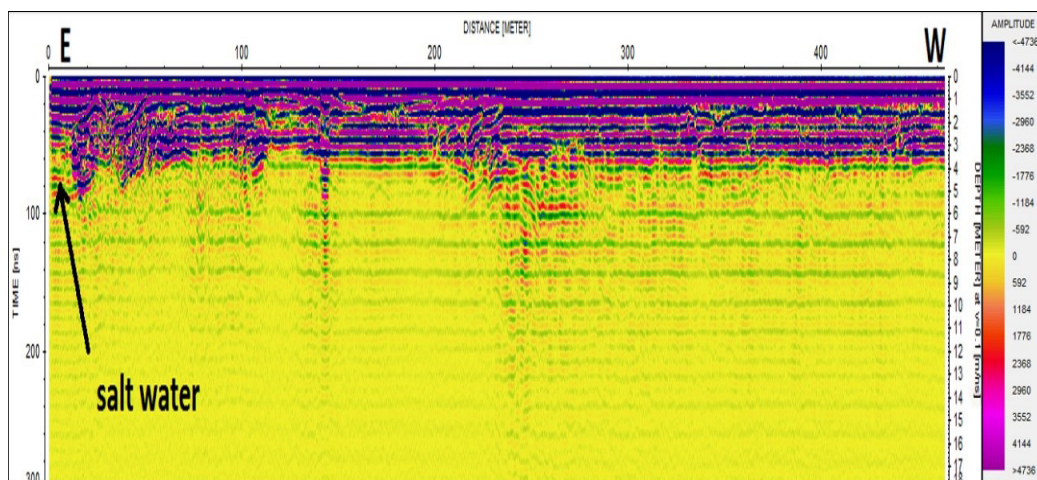
شکل ۴-۲۳: مقطع خام پروفیل ۴ با استفاده از آنتن ۲۵۰ مگاهرتز پوششی.



شکل ۴-۲۴: مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۴ با استفاده از آنتن ۲۵۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k.



شکل ۴-۲۵: مقطع خام پروفیل ۴ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی.

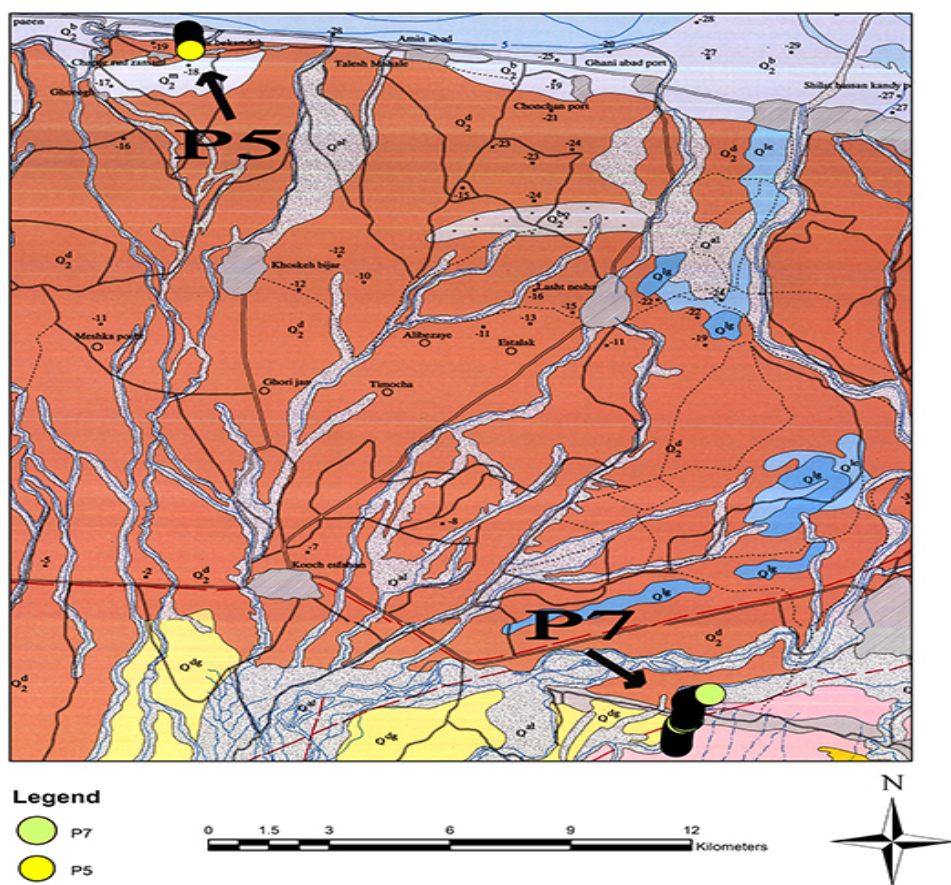


شکل ۴-۲۶: مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۴ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k.

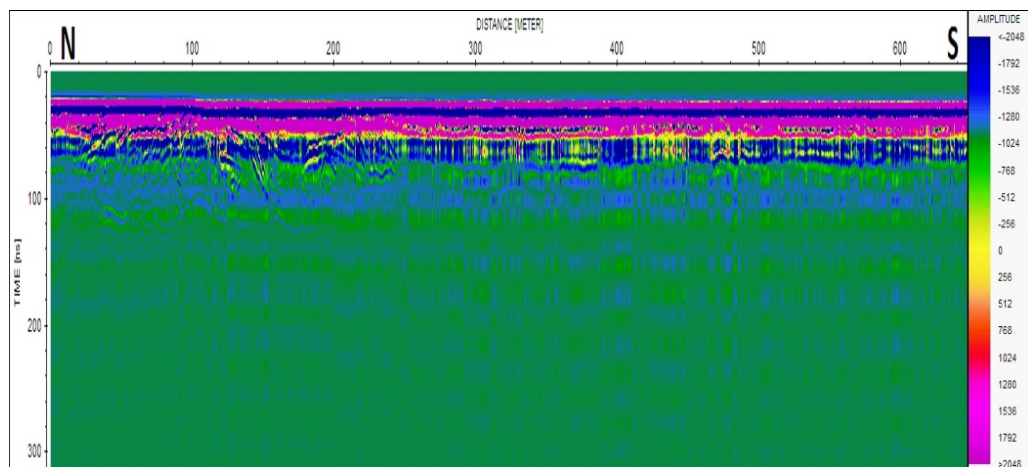
۴-۷ پروفیل ۵

پروفیل ۵ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی به طول ۶۴۹ متر در یک مسیر ساحلی واقع در روستای امیر بکنده و با امتداد شمالی- جنوبی به منظور مطالعات رسوب شناسی برداشت شد. موقعیت برداشت این پروفیل در شکل (۴-۲۷) نمایش داده شده است. لیتولوژی در محل برداشت پروفیل به ترتیب از ابتدای پروفیل تا فاصله ۲۲۰ متری از جنس نهشته‌های دلتایی تفکیک نشده (Q_2^d) و ادامه پروفیل از جنس نهشته‌های ساحلی و ماسه بادی (Q_2^b) می‌باشد. در شکل (۴-۲۸) مقطع خام و در شکل (۴-۲۹) مقطع زمانی و عمقی این پروفیل بعد از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k نمایش داده شده است. تبدیل عمقی این پروفیل با استفاده از سرعت ۰/۱۲ متر بر ثانیه صورت گرفته است. این سرعت با استفاده از روش برازش هذلولی‌ها برای این مقاطع به دست آمده است. همانطور که از این مقاطع دیده می‌شود، نحوه‌ی رسوب گذاری رسوبات ساحلی در این محیط کاملاً مشهود است. بازتاب‌ها نشان دهنده‌ی فصل مشترک‌های رسوبی است که به صورت شیب دار بر روی یکدیگر انباشته شده-

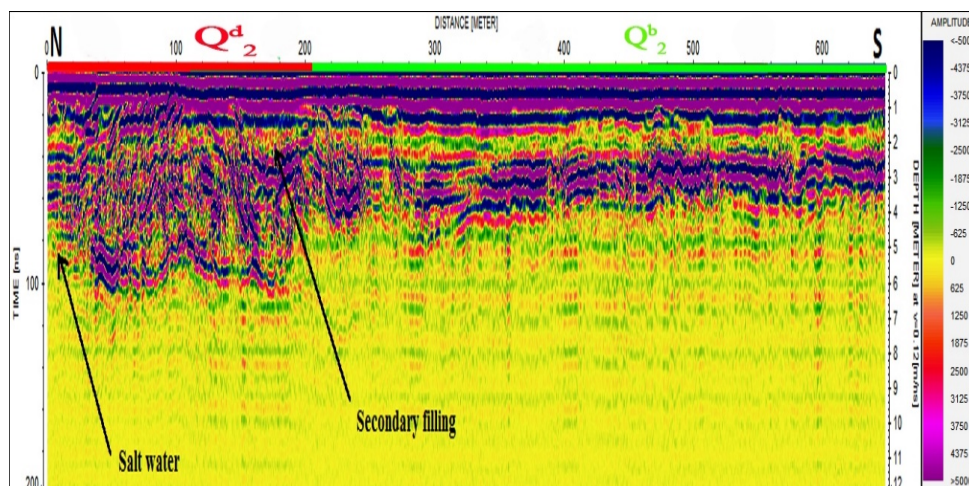
اند. در فاصله ۱۳۰ متری تا فاصله‌ی ۱۷۰ متری پروفیل شیب رسوبات به صورت معکوس یکدیگر تغییر کرده است. این ناحیه می‌تواند یک فرو رفتگی متداول در پشت زبانه‌های ماسه‌ای ساحلی باشد که به واسطه فرایند های ثانویه از رسوبات ماسه‌ای پر شده است. . یک بازتاب افقی در عمق تقریبی ۶ متری در طول پروفیل قابل تشخیص است، این بازتاب در ابتدای پروفیل تا فاصله ۳۰ متری آن در مقطع محو می‌شود. دلیل این امر نفوذ زبانه آب شور دریا و رطوبت خاک در این نواحی است. در عمق تقریباً ۲ متری پروفیل و در فاصله‌ی ۲۷۰ متری تا انتهای پروفیل رسوب‌گذاری به شکلی متفاوت از قسمت‌های ابتدایی پروفیل که لایه‌ها شیب‌دار بودند با شیب کمتر و به صورت تقریباً افقی بر روی یکدیگر انباشته شده و با افزایش نسبت ذرات ریز دانه نسبت به ذرات درشت دانه‌ی ماسه‌ای عمق نفوذ در قسمت‌های انتهایی تا حدودی کاهش یافته است.



شکل ۴-۲۷: نقشه زمین شناسی موقعیت برداشت پروفیل های ۵ و ۷ با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رشت [۶۹].



شکل ۴-۲۸: مقطع خام پروفیل ۵ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی.

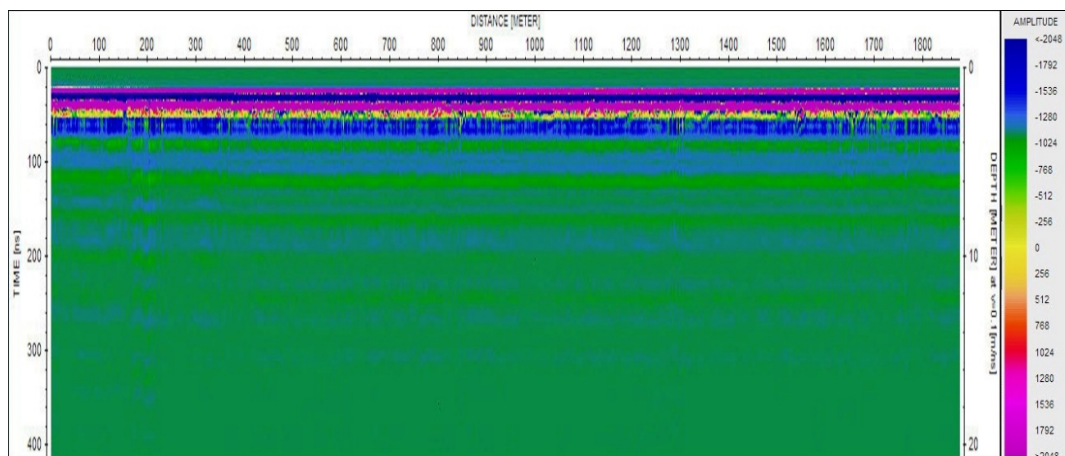


شکل ۴-۲۹: مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۵ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k.

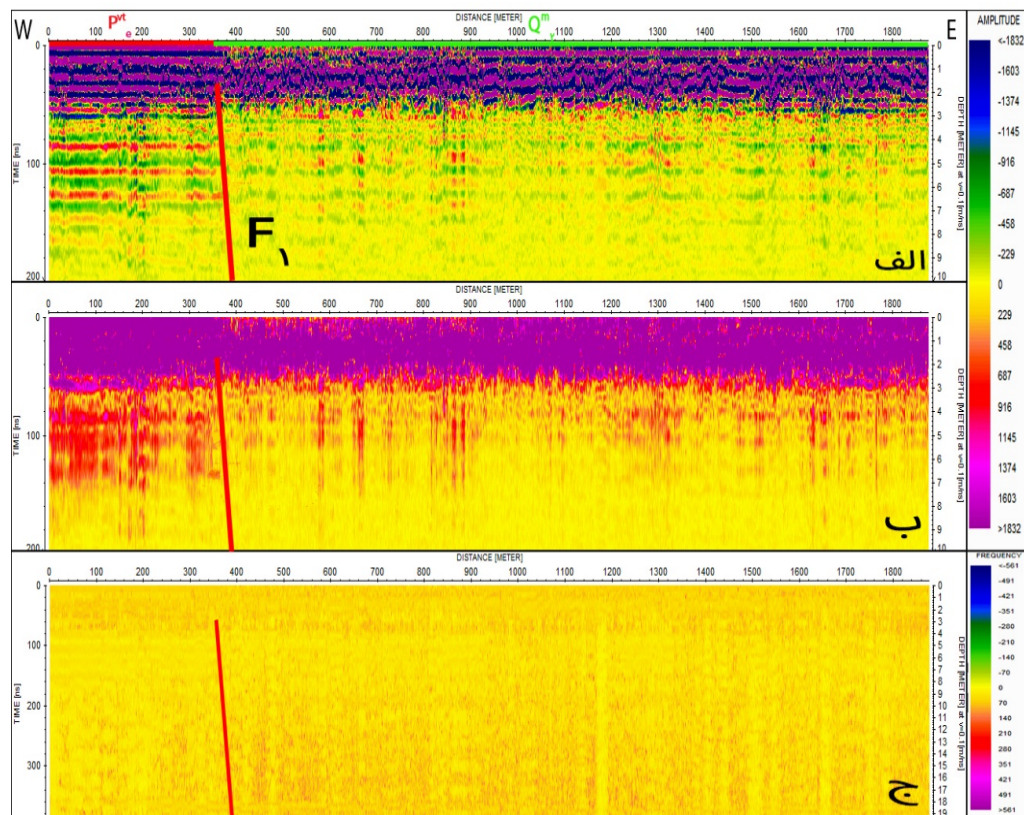
۴-۸ پروفیل ۶

پروفیل ۶ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی به طول ۱۸۷۸ متر در مسیر جاده‌ی روستای مطالع سرا با امتداد تقریبی غربی-شرقی به منظور بررسی گسل برداشت شد. موقعیت برداشت این پروفیل در شکل (۴-۲۲) نمایش داده شده است. لیتولوژی در این ناحیه به ترتیب تا فاصله‌ی تقریبی ۳۵۰ متری از جنس ماسه سنگ توفی به همراه گدازه‌های برشی و گدازه‌های پیروکسن (P_e^{vt}) و در ادامه‌ی پروفیل از جنس نهشته‌های جدید دریایی (Q_2^m) می‌باشد. در شکل‌های (۴-۳۰) مقطع خام پروفیل و در شکل (۴-۳۱) مقطع عمقی و زمانی این پروفیل پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت f-k (شکل (۴-۳۱-الف))، مقطع حاصل از نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای (شکل (۴-۳۱-ب)) و مقطع حاصل از نشانگر فرکانس لحظه‌ای (شکل (۴-۳۱-ج)) نمایش داده شده است. تبدیل عمقی این پروفیل با استفاده از سرعت ۰/۱ متر بر نانو ثانیه صورت گرفته است. از ابتدای پروفیل تا فاصله ۳۵۰ متری لایه‌بندی به صورت افقی صورت گرفته و این قسمت از پروفیل از عمق نفوذ بیشتری نسبت به ادامه پروفیل برخوردار است. از فاصله

۳۵۰ متری تا انتهای پروفیل لایه‌بندی از روند منظمی پیروی نمی‌کند و در بعضی فواصل لایه‌ها به صورت شیب‌دار بر روی یکدیگر انباشته شده‌اند. این پروفیل در فاصله‌ی تقریبی ۳۲۰ متری در شکل (۴-۳۱-الف) از روی گسل آستارا عبور کرده که گسل مذکور در مقطع پردازش شده با خط قرمز رنگ مشخص شده است. در فاصله‌ی ذکر شده به علت تغییر جنس لایه‌ها در طرفین گسل عمق نفوذ در طرفین گسل یکسان نبوده و قسمت غربی آن از عمق نفوذ بیشتری برخوردار است. تغییرات دامنه در طرفین گسل در نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای به خوبی مشخص بوده ولی مقطع نشانگر فرکانس لحظه‌ای در نمایش گسل ضعیف عمل کرده است.



شکل ۴-۳۰: مقطع خام پروفیل ۶ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی.

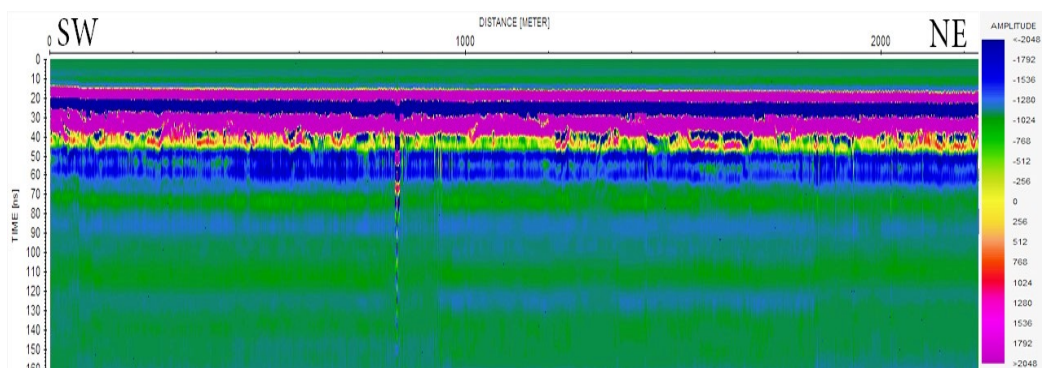


شکل ۴-۳: الف) مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۶ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه و مهاجرت $f-k$ ، ب) مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای و ج) مقطع نشانگر فرکانس لحظه‌ای.

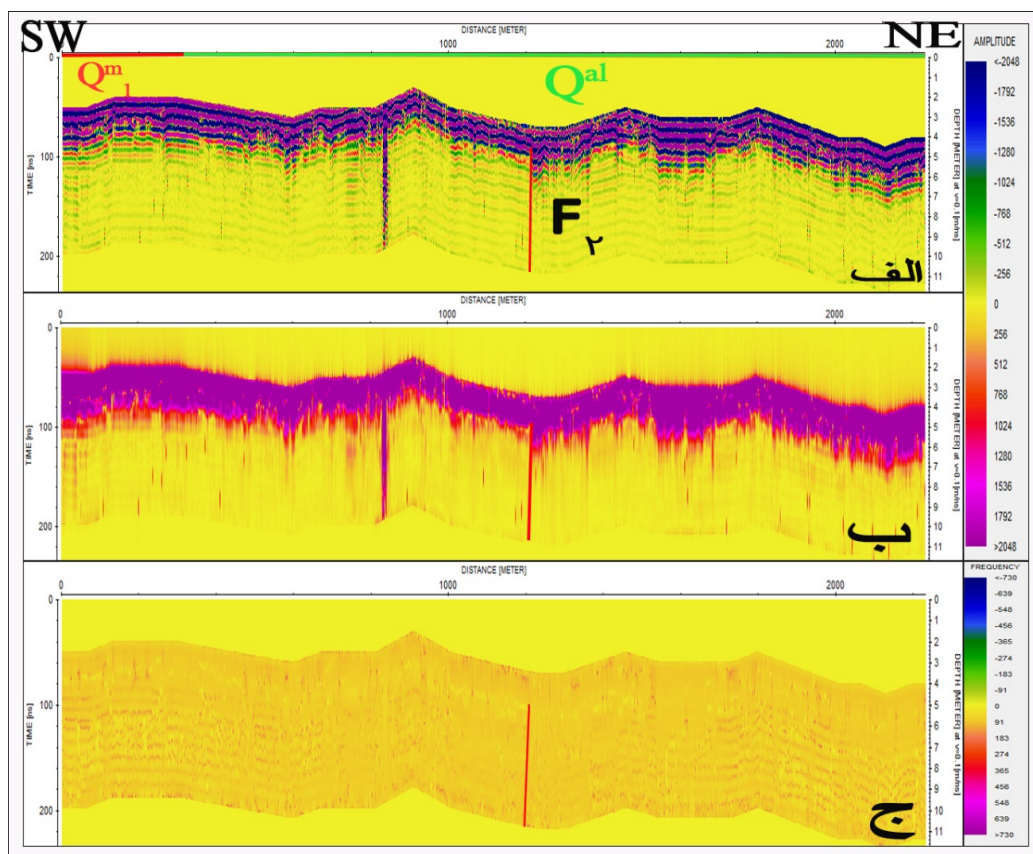
۴-۹ پروفیل ۷

پروفیل ۷ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی به طول ۲۲۳۴ متر و با امتداد جنوب غرب - شمال شرق در مسیر جاده‌ی کلدۀ پایین به منظور بررسی گسل مورد پیمایش قرار گرفت. موقعیت برداشت این پروفیل در شکل (۴-۲۷) نمایش داده شده است. در فاصله‌ی تقریبی ۱۲۰۰ متری از روی یک گسل احتمالی عبور کرده و لیتولوژی در این ناحیه به ترتیب تا فاصله‌ی ۲۲۰ متری پروفیل از جنس رسوبات کهن (Q_1^m) و ادامه پروفیل از جنس آبرفت‌های رودخانه‌ای جوان (Q^{al}) می‌باشد. مقطع خام این پروفیل در شکل (۴-۳۲) و مقطع عمقی و زمانی، مقاطع نشانگرهای دامنه‌ی لحظه‌ای

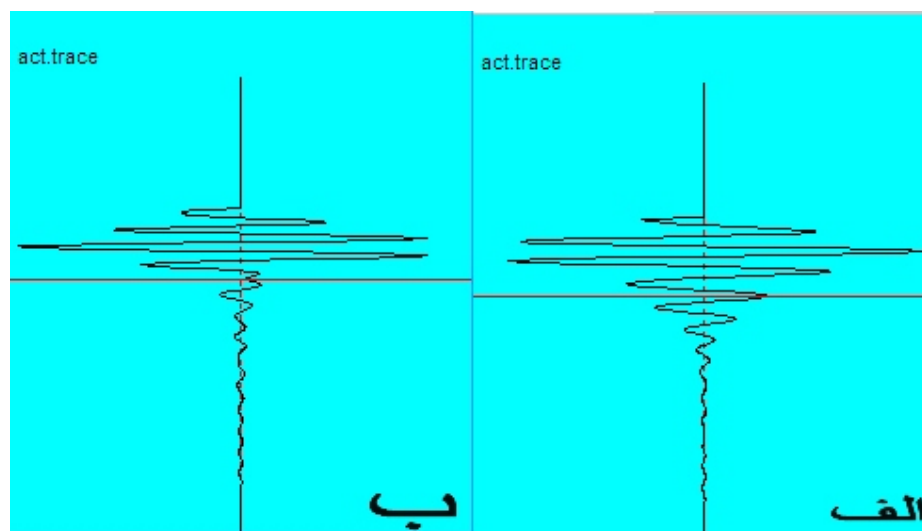
و فرکانس لحظه‌ای به ترتیب در شکل‌های (۴-۳۳-الف)، (۴-۳۳-ب) و (۴-۳۳-ج) پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه، تصحیح توپوگرافی و مهاجرت $f-k$ نمایش داده شده‌اند. تبدیل عمقی این پروفیل با تخصیص سرعت ۰/۱ متر بر نانو ثانیه صورت گرفته است. عمق نفوذ در این مقطع به دلیل حضور رسوبات ریزدانه بالا نیست و پروفیل از ابتدا تا انتها از عمق نسبتاً ثابتی برخوردار می‌باشد. از سطح تا عمق تقریبی ۱ متری پروفیل دامنه‌ها از شدت بیشتری برخوردار می‌باشند؛ با توجه به اینکه پروفیل بر روی جاده آسفalte برداشت شده، این بازتاب‌ها مربوط به خاک‌های تراکم یافته‌ای است که برای زیرسازی جاده استفاده شده‌اند. در فاصله ۸۳۰ تا ۸۴۵ متری پروفیل عمق نفوذ به دلیل پدیده حلقوی (رینگی) شدن امواج GPR به خاطر عبور از روی پل و بازتاب‌های چندگانه افزایش پیدا کرده است. در فاصله ۱۲۰۰ متری پروفیل گسلش مشهودی باعث جابجایی لایه‌ها در طرفین گسل شده است. تغییرات دامنه‌ها در دو طرف مرز گسل کاملاً بارز بوده و این مطلب در شکل (۴-۳۴) نیز که دو رد GPR در طرفین گسل می‌باشند، به خوبی نمایش داده شده است. این تغییرات در مقاطع نشانگرهای دامنه‌ی لحظه‌ای و فرکانس لحظه‌ای نیز به خوبی قابل تشخیص است. در فاصله ۱۵۰۰ تا ۱۷۰۰ متری عمق نفوذ نسبت به دیگر نقاط افزایش پیدا کرده و بازتاب‌ها از شدت بیشتری برخوردار هستند، این امر ناشی از افزایش اندازه دانه‌بندی در این فاصله از پروفیل است، که در مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای نیز این مطلب به وضوح قابل مشاهده است.



شکل ۴-۳۲: مقطع خام پروفیل ۷ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی.



شکل ۴-۳۳: الف) مقطع زمانی و عمقی پروفیل ۷ با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی، پس از اعمال پردازش‌های تصحیح صفر زمانی، تصحیح اشباع سیگنال، بهره‌ی AGC، حذف اثر زمینه، تصحیح توپوگرافی و مهاجرت f-k، ب) مقطع نشانگر دامنه‌ی لحظه‌ای ج) مقطع نشانگر فرکانس لحظه‌ای.



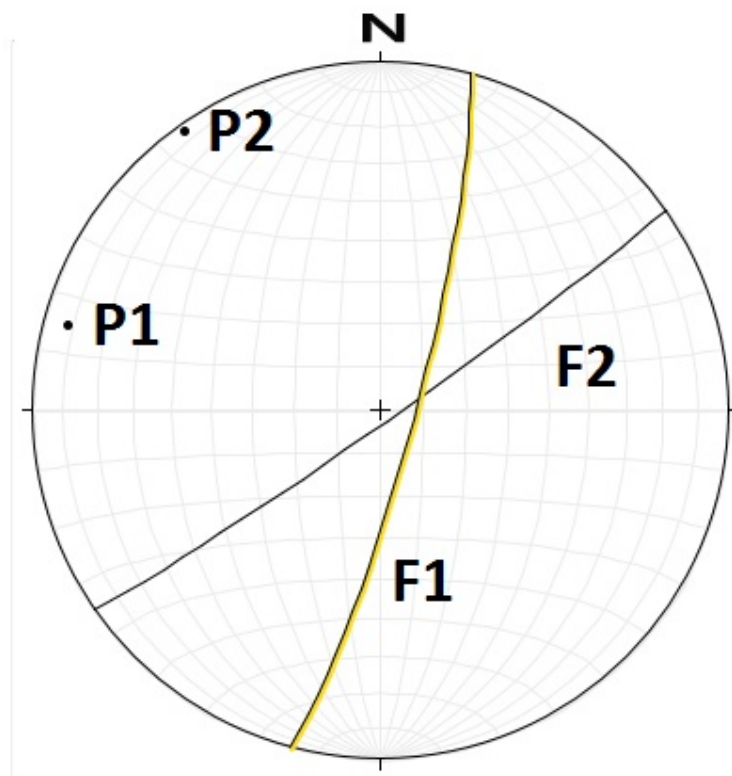
شکل ۴-۳۴: نمایش دامنه ردهای طرفین گسل F2.

۴-۱۰ نمایش گسل‌ها در شبکه استرونت

در نهایت در این تحقیق، با در دست داشتن امتداد گسل‌ها از اطلاعات تکتونیکی منطقه و محاسبه شیب و جهت شیب گسل‌ها با استفاده از مقاطع GPR و انتقال این اطلاعات به نرم‌افزار Streonet شیب و امتداد عمومی گسل‌ها و قطبیدگی گسل‌ها ترسیم شدند. در شکل (۴-۳۵)، F_1 و F_2 دو گسل مربوط به پروفیل‌های ۶ و ۷ و P_1 و P_2 قطب‌های مربوطه می‌باشند. ویژگی‌های این گسل‌ها به شرح زیر می‌باشد:

F_1 : N15E<82SE

F_2 : N55E<87SE



شکل ۴-۳۵: نمایش شیب و امتداد دو گسل F_1 و F_2 و قطب‌های P_1 و P_2 در شبکه استریونت.

فصل پنجم

نتیجہ گیری و پیشہادات

۵-۱ جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

به طور کلی نتایج حاصل از این پژوهش را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

۱- همان طور که در این تحقیق دیده شد روش GPR می‌تواند کمک شایانی در تشخیص گسل-

ها بنماید و همچنین در بسیاری موارد قادر به تشخیص شیب و امتداد گسل در عمق کم بوده و ویژگی‌های الکترومغناطیسی و ساختاری گسل و لایه‌های اطراف گسل را نیز تا حد زیادی تخمین بزند.

۲- پروفیل‌هایی که در سواحل ماسه‌ای کنار دریا به منظور بررسی‌های رسوب شناسی برداشت شده‌اند (شکل (۴-۲۹))، از عمق نفوذ بالاتری نسبت به رسوبات دانه‌ریز (شکل (۴-۳۳-الف)) برخوردار بوده و فرآیند رسوب‌گذاری در این مقاطع به خوبی قابل تشخیص است.

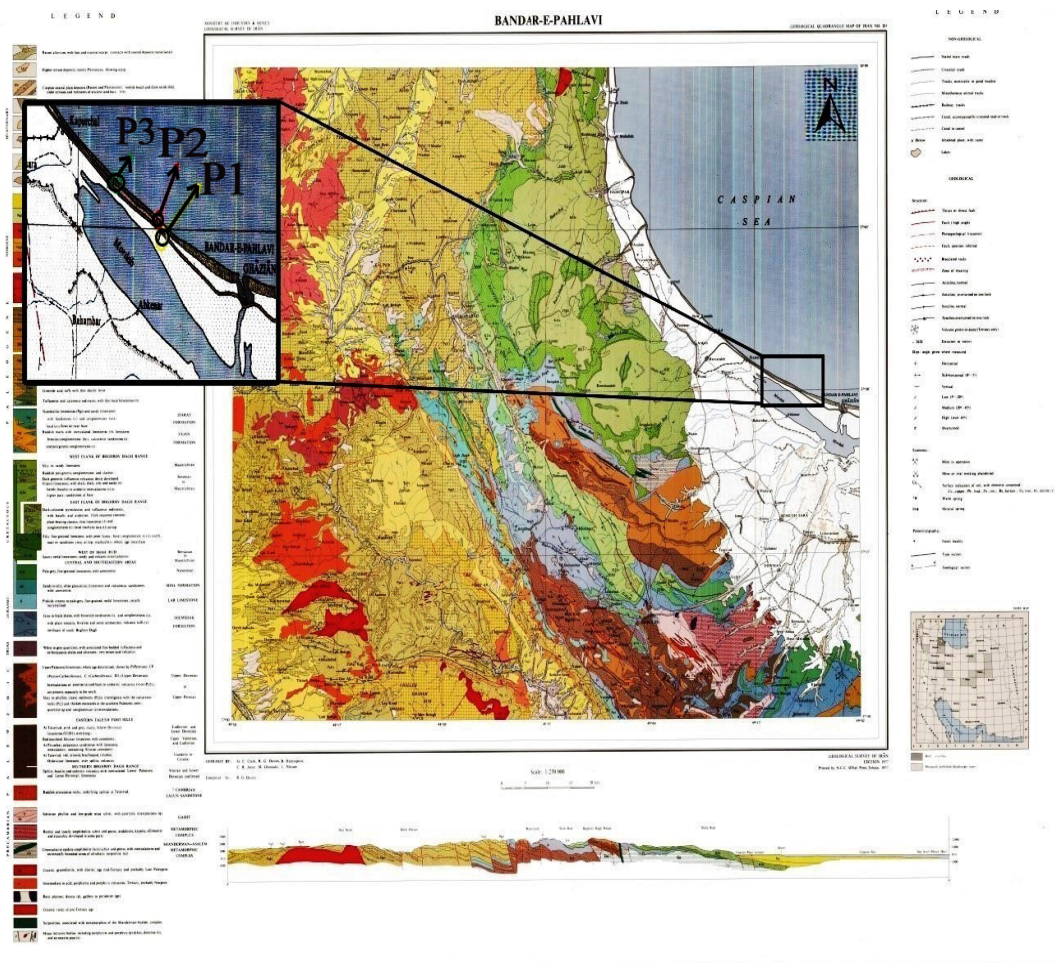
۳- برداشت‌هایی که به منظور آشکارسازی گسل‌ها در رسوبات نزدیک سطح صورت گرفت، عمدتاً بر روی رسوبات دلتایی و رودخانه‌ای قرار داشته‌اند. عمده‌ی این رسوبات در نواحی دور از ساحل دریا حاوی مقادیر قابل توجهی از رسوبات ریز دانه (عمدتاً رسی و سیلتی) می‌باشند. از طرفی رطوبت بالای خاک در این مناطق، رسانندگی بالای این نهشته‌های رسوبی را سبب شده است. با این حال در بررسی‌هایی که صورت گرفته است، علیرغم عمق نفوذ پایین روش GPR موقعیت گسل‌ها در طول پروفیل‌ها مشخص گردیده است.

۴- روش GPR در بررسی‌های رسوب شناسی کم عمق، علاوه بر تشخیص گسل می‌تواند پیوستگی لایه‌ها، افقی یا شیبدار بودن لایه‌ها، یکنواختی یا عدم یکنواختی لایه‌ها و حتی دانه‌بندی و میزان تقریبی رسوبات دانه ریز مانند رس و رطوبت را مشخص کند.

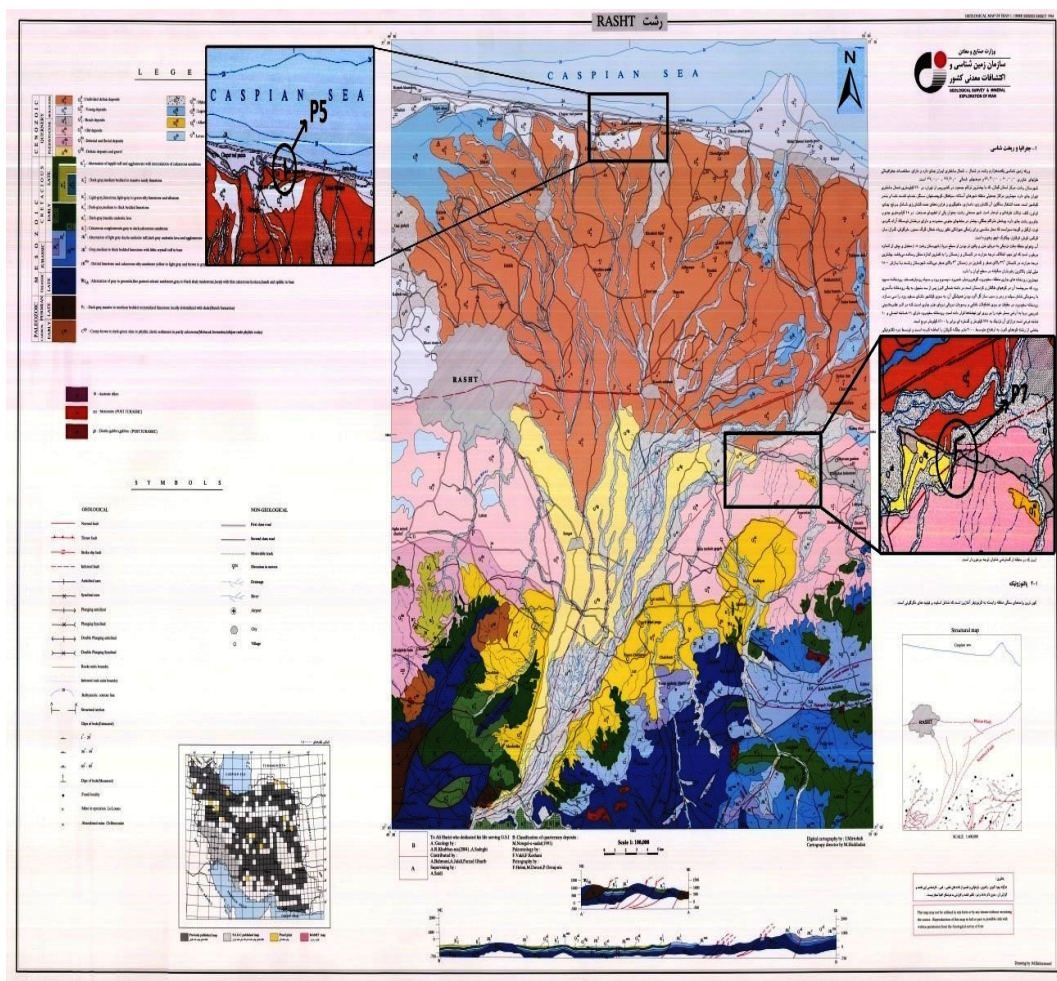
۲-۵ پیشنهادات

- ۱- جهت بررسی بیشتر گسل‌ها پیشنهاد می‌شود برداشت به روش GPR با استفاده از آنتن‌های با فرکانس‌های مختلف با شبکه‌بندی منظم صورت گیرد.
- ۲- توصیه می‌شود از فرآیند ترکیب برداشت‌های GPR به علت طبیعت غیر مخرب و سرعت بالای برداشت با سایر روش‌های ژئوفیزیکی همچون روش مقاومت ویژه‌ی الکتریکی با توجه با این که به کارگیری روش‌های ژئوفیزیکی به صورت مکمل اطمینان از نتیجه را افزایش می‌دهد، برای شناسایی گسل‌ها استفاده کرد.

سوست- نقشه های زمین شناسی منطقه



شکل ۶-۱: نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بندر انزلی و موقعیت برداشت پروفیل های ۱، ۲ و ۳ [۳۳].



شکل ۳-۶: نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رشت و موقعیت برداشت پروفیل‌های ۵ و ۷ [۶۹].

منابع

- [۱]. محمدی ویژه م، (۱۳۸۷)، پایان نامه ارشد: "برداشت، پردازش و تفسیر داده‌های رادار نفوذی به زمین (GPR) در منطقه‌ی شاهرود و مقایسه‌ی نتایج آن با نتایج ژئوالکتریک در منطقه‌ی مزبور"، دانشکده‌ی مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- [2]. Shafri, H. Z. M., Abdollah, R. S. A., Roslee, M. and Numiandy, R., 2008, Optimization for ground penetrating radar (GPR) mixture model in road pavement density data analysis, IGARSS, USA.
- [3]. Neal, A., 2004, Ground penetrating radar and its use in sedimentology, principles, problems and progress. Earth-science Reviews, 66, 261-330.
- [4]. Van Dam, R. L. and Schlager, W., 2000, "Identifying causes of ground-penetrating radar reflections using time-domain reflectometry and sedimentological analyses", Sedimentology, 47, 435-449.
- [۵]. افرا م، کامکار روحانی ا، (۱۳۸۹)، "پردازش و تفسیر داده‌های رادار نفوذی به زمین (GPR) به منظور شناسایی حفره‌های زیر زمینی در منطقه بسطام"، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.
- [۶]. اویسی موخر م، (۱۳۸۶)، "بررسی ساختار شکستگی سراب قنبر در جنوب شهر کرمانشاه با استفاده از روش رادار"، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱، شماره ۱، ۱۳۸۶، ص ۸۱-۸۹.
- [7]. Reynolds, J.M., 1997, An introduction to applied and environmental geophysics: John Wiley.
- [۸]. رشمه کریم، ا، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کاربرد روش های ژئوفیزیکی رادار نفوذی به زمین (GPR) و توموگرافی مقاومت ویژه (ERT) در کاوش های باستان شناسی، مطالعه موردی تپه حصار دامغان"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- [9]. Howe, A., 2000, PhD.thesis, "Ground penetrating radar for the parameterization of subsurface hydrological properties", Geography. depart. King's College London.

[10]. Knödel K., Lange G. and Voigt H.J. (2007), "Environmental Geology: Handbook of Field Methods and Case Studies", In. Blindow N., Eisenburger D., Illich B., Petzold - H. and Richter, T. (Aut), Book part 4: Ground Penetrating Radar, 283-284, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

[۱۱]. احمدپور ا، (۱۳۹۴)، پایان نامه ارشد: "مدل سازی پیشرو و وارون داده های GPR و بررسی نتایج در چند مورد مطالعاتی"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

[12]. Daniels D. J.(2004) "Ground penetrating radar, The Institution of Electrical Engineers", The Institution of Electrical Engineers, Londo,United Kingdom, 75-84, and455-460.

[13]. Casas, A., V. Pinto, et al. (2000). "Fundamental of ground penetrating radar in environmental and engineering applications." Annals of Geophysics 43(6).

[14]. Gilson, E.W. Redman, J.D. Pilon, J. Annan, A.P. 1996. Near surface applications of borehole radar. PEMD #126. Sensors & Software Inc., Mississauga, Ontario.

[15]. Staelin, D. H. (2011). "Electromagnetics and applications." Department of Electrical Engineering and Computer Science, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA, 26-31.

[16]. Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff. R. E.(1990)"Applied Geophysics", Cambridge university press, 284-286.

[17]. Jol H. M.(2009) "Ground Penetrating Radar: Theory and Applications", Oxford: Elsevier Science, 6-32.

[18]. Annan A. P. (2001) "Ground penetrating radar workshop note":sensors and software.

[۱۹]. پرنوس، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد: "پردازش، مدل سازی و تفسیر داده های GPR به منظور تعیین

عمق، ضخامت و محدوده جانبی یخچال ها در منطقه علم کوه مازندران"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

[۲۰]. مصری ا، (۱۳۹۲)، پایان نامه ارشد: "بررسی طبقه بندی توصیفی خاک ها و تشخیص مناسب بودن

آن‌ها از نظر کشاورزی با استفاده از روش رادار نفوذی به زمین (GPR) - مطالعه موردی مزرعه کشاورزی بسطام"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

[21]. Powers M.H. (1997) "Modeling frequency-dependent GPR", The Leading Edge (Tulsa OK), November, 16, no.11, 1657-1662.

[22]. Pervin, S. (2015). Investigation of dielectric properties of rocks and minerals for GPR data interpretation, University of Alberta, 36.

[23]. Sensors and software, 1999, Ground penetrating radar survey design.

[24]. Philip, N. S. (2004). "Ground penetrating radar and seismic refraction as tools to characterize shallow subsurface conditions on Tongass National Forest Alaska" , 17.

[25]. de Menezes Travassos, J. and P. d. T. L. Menezes (2004). "GPR exploration for groundwater in a crystalline rock terrain." Journal of Applied Geophysics **55**(3): 239-248.

[26]. Annan, A. P., 2001, Ground penetrating radar workshop note: Sensors and software.

[27]. Jol H. M. (2009), "Ground Penetrating Radar: Theory and Applications", Oxford: Elsevier Science, 508.

[28]. Goodman, D. and S. Piro (2013). GPR remote sensing in archaeology, Springer Science & Business Media, 15-17.

[29]. Baker GS, Jordan TE and Pardy J. 2007. An introduction to ground penetrating radar (GPR). *The geological society of America special papers* **432**: 1-18.

[30]. Bristow CS. 2009. Ground penetrating radar in aeolian dune sands. In *Ground penetrating radar: theory and applications*, Jol HM (ed). Elsevier: Amsterdam; 273-298.

[31]. Eder K., Reidler C., Mayer C. Leopold M. (2008) "Crevasse detection in Alpien areas using ground penetrating radar as a component for a mountain gulde system, The International Archives of the Photogrammetry" Remote Sensing and Spatial Inf. Sci., 37, 838-839.

[32]. Sato, M. (2009). Principles of mine detection by ground-penetrating radar. Anti-personnel Landmine Detection for Humanitarian Demining, Springer: 19-26.

[۳۳]. حمزه پور ب، نوایی ا، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بندر انزلی، سازمان زمین شناسی ایران، ۱۳۵۷.

[34]. Bristow CS. 2013. Ground penetrating radar. In *Treatise on geomorphology*, vol ۱۴, Shroder JF (ed). Academic Press: San Diego; 183-194.

[۳۵]. حسینی م، (۱۳۹۵)، " آشکارسازی دقیق تأسیسات زیرسطحی شهری با برداشت و مدلسازی دوبعدی و سه بعدی داده های رادار نفوذی به زمین (GPR)، مطالعه موردی: دانشگاه صنعتی شاهرود"، نشریه ی پژوهش های ژئوفیزیک کاربردی، دوره 2، شماره 2، ص ۶۷-۷۶.

[36]. Fisher, S.C., Stewart, R.R., Jol, H.M., 1996. Ground penetrating radar (GPR) data enhancement using seismic techniques. J. Environ. Eng. Geophys. 1, 89–96.

[37]. Sensors and Software, 1999a. Technical Manual 25: Pulse- EKKO 100 Run. User's Guide v1.2. Sensors and Software, Ontario.

[38]. Sensors and Software, 1998. Technical Manual 29: PulseEKKO Tools. User's Guide v2.0. Sensors and Software, Ontario.

[39]. Steven, A. Arcone., Daniel, E. Lawson. And Allan, J. Delaney. (1995) "Short-pulse radar wavelet recovery and resolution of dielectric contrasts within englacial and basal ice of Matanuska Glacier, Alaska, U.S.A" J. of Glaciology., 137, 41, 68-86.

[40]. Sensors and software, 1999, Win_EKKO User's Guide, Version 1.0.

[41]. Robinson, M., C. Bristow, et al. "1.5. 5. Ground Penetrating Radar".

[42]. Dojack, L. (2012). Ground Penetrating Radar Theory, Data Collection, Processing, and Interpretation: A Guide for Archaeologists, University of British Columbia.

[43]. Warren C., (2009), PhD. Thesis, "Numerical Modelling of high-frequency ground penetrating radar antennas", Doctor of Philosophy The University of Edinburgh.

[44]. Cassidy NJ. 2009. Ground penetrating radar data processing, modelling and analysis. In *Ground penetrating radar: theory and applications*, Jol HM (ed). Elsevier: Amsterdam; 141-176.

[45]. Jol HM and Bristow CS. 2003. GPR in sediments: Advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In *Ground penetrating radar in*

sediments, Bristow CS and Jol HM (eds). Geological Society: London, Special Publication **211**; 9-28.

[46]. Sensors and software, 1999, Win_EKKO Users Guide, Version 1.0.

[47]. Sandmeier, K. J., 2012- Reflexw manual, Sandmeier Scientific Software.

[48]. Annan AP. 2005. Ground-penetrating radar. In *Near surface geophysics*, Butler DK (ed). Society of Exploration Geophysicists: Tulsa, Investigations in Geophysics **13**; 357-438.

[۴۹]. بادپا م، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "به کارگیری روشهای مغناطیس هوابرد، مقاومت ویژه الکتریکی و رادار نفوذی به زمین در بررسی گسل ها و ناپیوستگی های خلیل شهر"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

[50]. Prokhorenko, V., V. Ivashchuk, et al. (2012). Topographic correction of GPR profile based on odometer and inclinometer data. Ground Penetrating Radar (GPR), 2012 14th International Conference on, IEEE.

[51]. M. R. Sgambati, S. Koepnick, D. S. Coming, N. Lancaster, and F. C. Harris, Jr., "Immersive visualization and interactive analysis of ground penetrating radar data," Advanced in Visual Computing: Proc. of the VII Int. Symp., ISVC 2011, Las Vegas, NV, USA, September 2011, Part II, 33-44.

[۵۲]. صالحی م، (۱۳۹۳)، "طراحی فیلتر هندسی پراشده در داده های GPR با استفاده از نشانگر انحنای"، شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ص ۶۹-۷۴.

[53]. Liu, L. and M. Oristaglio (1998). GPR signal analysis: Instantaneous parameter estimation using the wavelet transform. Proc. 7th International Conference on Ground Penetrating Radar.

[۵۴]. ابراهیمی پ، (۱۳۹۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کاربرد روش آدابوست در تفسیر داده های لرزه بازتابی"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

[۵۵]. محمدی س، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کوچ اشعه گاوسی با استفاده از روش دنبال کردن پرتوی مختلط در حوزه عمق"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی

[56]. Kempen L. V., and Sahli, H. (1999) "Ground – Penetrating Radar Data Processing: A selective survey of the state of the art literature" Vrije Universiteit Brussel Faculty Of Applied Sciences. Technical Report IRIS-TR-0060.

[57]. www.ngdir.ir.

[58]. www.my-gilan.blogfa.com.

[۵۹]. سازمان بنادر و دریانوردی، (۱۳۸۴)، مطالعات مدیریت یکپارچه مناطق ساحلی کشور (ICZM).

[۶۰]. نوگل سادات م، حداد ایرانی ن، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گیلان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۰.

[۶۱]. نظری ح، شهیدی ع، (۱۳۹۰)، زمین ساخت ایران «البرز»، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور پژوهشکده علوم زمین.

[62]. Berberian, M. 1983. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 163-183.

[63]. Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. B., Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, v.148, 214-245.

[۶۴]. صفری ح، قاسمی م، آق آتابای م، رضوی پیش ر، (۱۳۹۰)، "تحلیل ساختاری پهنه‌ی گسلی لاهیجان-البرز باختری"، مجله علوم زمین، شماره ۸۸، ص ۱۳ تا ۱۸.

[۶۵]. درویش زاده ع، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر تهران، صفحه ۴۳۴.

[66]. Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qoraishi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, v. 25, no. 5, 659–672.

[67]. Nazari, H., Ritz, F. 2005-Neotectonic in Central Alborz. *Geosciences (Geological Survey of Iran)*. Vol.17.No.1. 74-93.

[۶۸]. سلطانی غ. ع، خدابنده ع. ا، باباخانی ع. ر، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا، سازمان زمین

شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

[۶۹]. وکیلی ف، داوری م، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رشت، سازمان زمین شناسی و اکتشافات

معدنی کشور، ۱۳۸۳.

Abstract

Iran is located on one of the world earthquake belts and it consists of multiple faults. Among the factors that are reasons of powerful earthquakes around faults, released energy from them in continental blocks is one of these factors. So reconnaissance of faults, being young and being active faults are efficient factors that help not to create city around these faults. It is used from Ground penetrating radar (GPR) method which has high resolution in this research in order to study subsurface investigations and faults under sediments and also sediment surveys with aim of studying underground sediment layers. In this research, after first geology recognition of desired area that are some parts of Gilan province, and surveying of faults in the area, by GPR method, 45 profiles with different lengths and nonlinear strike are surveyed by Geological Survey and Mineral Explorations of Iran (GSI) team in proper location by using 100 and 250 MHZ of covered antenna and 50, 100 and 200 MHZ of uncovered antenna that consists of 119/586 Km from the desired area. Some of these profiles Process and interpret in this research. After reviewing and editing of first GPR data, processing and interpretation of these data is done by Reflexw software. The obtained results show that it can be used from GPR method for diagnosis and recognition of faults and determining of their Characterizations like dip and strike and also for distinguishing of sediments at shallow depth of subsurface.

Key words: fault, Sedimentology, Ground penetrating radar (GPR), Gilan.



Shahrood University of Technology
Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc. Thesis in Geoelectric

**Using ground penetrating radar (GPR) locating faults and
Sedimentology studies, case study Gilan Province.**

By: Mojtaba Mohammadi

Supervisors:
Dr. Abolghasem Kamkar Rouhani

Dr. Alireza Arab Amiri

Advisor:
Mahdi Mohammadi Vijhe

January 2018