

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد اکتشاف مواد معدنی

اکتشاف کانی سازی سیلیس با استفاده از روش های ژئوفیزیکی رادار نفوذی به

زمین و مقاومت ویژه در منطقه جنوب طرود، شهرستان شاهرود

نگارنده: مهدی ابراهیمی

اساتید راهنما

دکتر آرزو عابدی

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

استاد مشاور

دکتر سعید سعادت

بهمن ۱۳۹۷

شماره: ۴۹۷۴۰۴۵
تاریخ: ۹۷/۱۲/۷

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 مهدی ابراهیمی با شماره دانشجویی ۹۴۰۱۴۲۴ رشته مهندسی معدن گرایش اکتشاف تحت عنوان اکتشاف کانی سازی سیلیس با استفاده از روش های ژئوفیزیکی رادار نفوذی به زمین و مقاومت ویژه در منطقه جنوب طرود، شهرستان شاهرود که در تاریخ ۱۳۹۷/۱۱/۰۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه: ☒ علمی ☐ عملی)	مردود ☐
نوع تحقیق: ☒ نظری ☐ عملی	

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر آرزو عابدی	استادیار	
۲- استاد راهنمای دوم	دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی	دانشیار	
۳- استاد مشاور	دکتر سعید سعادت	دانشیار	
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مهرداد سلیمانی منفرد	دانشیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر علیرضا عرب امیری	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر امین روشندل کاهو	دانشیار	



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 به بهترین اساتید راهنمای زندگی من

پدر و مادر مهربانم

تشکر و قدردانی

در ابتدا از اساتید راهنمای خود، سرکار خانم دکتر عبدی و جناب آقای دکتر کاکار روحانی و استاد مشاور گرامی جناب آقای دکتر سعادت تشکر می‌کنم که با صبر و بردباری بنده را در تکمیل این پروژه راهنمایی نمودند. سپس از تمامی اساتید بزرگوار دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک تشکر میکنم که در سال‌های اخیر، چه در دوره‌ی کارشناسی و چه در دوره کارشناسی ارشد علاوه بر دوس علمی، درس خوب زندگی کردن هم به بنده آموختند. از کارشناسان و کارمندان دانشکده هم تشکر میکنم که در این سال‌ها کمک‌های فراوانی به بنده کردند. از دوستان عزیزم تشکر میکنم که در تک‌تک مراحل این پروژه، از جمله قسمت‌های علمی پایان‌نامه که نیازمند کمک آنها بودم، محبت‌شان را از بنده دریغ نکردند. در نهایت از پدر و مادر عزیزم تشکر و قدردانی میکنم که در تمام مراحل زندگی و تحصیلاتم، همیشه کمک‌حال بنده بودند و تمام تلاش خود را برای موفقیت فرزند کوچکشان کردند. امیدوارم توانسته باشم شمارا سربلند کنم.

با آرزوی موفقیت و سربلندی دانشجویان

مدی ابراهیمی

تعمدنامه

اینجانب مهدی ابراهیمی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد (دکتری) رشته مهندسی اکتشاف معدن دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه اکتشاف کانی سازی سیلیس با استفاده از روش های ژئوفیزیکی رادار نفوذی به زمین و مقاومت ویژه در منطقه جنوب طرود، شهرستان شاهرود تحت راهنمایی دکتر آرزو عابدی و دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی متعهد می شوم.

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه 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

در ایران گوهرسنگ‌های سیلیسی در مناطق مختلف، با محیط مناسب تشکیل گسترش دارند. در این پژوهش به بررسی امکان دستیابی کانی‌سازی سیلیس در اعماق با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی رادار نفوذی به زمین (GPR) و مقاومت‌ویژه در منطقه معدنی سیلیس طرود واقع ۱۲۰ کیلومتری جنوب غرب شاهرود پرداخته می‌شود. بدین منظور برداشت ژئوفیزیکی با روش GPR در ۱۰ پروفیل و برداشت ژئوفیزیکی مقاومت‌ویژه در ۲ پروفیل صورت گرفت و مطالعات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی توسط میکروسکوپ نوری، آنالیز فلورسانس اشعه ایکس (XRF)، آنالیز جذب اتمی و طیف‌سنجی رامان صورت گرفت. بر اساس مطالعات زمین‌شناسی صورت گرفته مهم‌ترین واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه آندزیت و آندزیت - بازالت و بازالت می‌باشد. مهم‌ترین کانی‌سازی سیلیس در منطقه به فرم کوارتز درشت‌بلور از نوع آمیتیست بنفش، خاکستری و کوارتز بی‌رنگ و همچنین کوارتز ریزبلور از نوع آگات و کلسدونی‌های روشن و تیره می‌باشد که داخل شکستگی‌های سنگ‌های آندزیت و آندزیت بازالت را به فرم ژئود و یا رگه - رگچه ای پر کرده است. بر اساس نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی، در روش ژئوفیزیکی GPR در قسمت‌هایی که لایه‌های زیر سطح نسبتاً همگن هستند، موج‌های بازتابی حالت موازی و مرتب دارند، ولی در قسمت‌هایی که ناهمگنی وجود دارد موج‌های بازتابی تشدید شده‌اند. با این حال روش مقاومت‌ویژه محل کانی‌سازی سیلیس را به‌طور محتمل مشخص نمود. برای صحت-سنجی نتیجه روش مقاومت‌ویژه محل آنومالی مورد کاوش قرار گرفت که پس از حفر کانی‌سازی سیلیسی در عمق حدود ۳۰ سانتی‌متری مشاهده گردید.

کلمات کلیدی: طرود، سیلیس، آمیتیست، ژئوفیزیک، رادار نفوذی به زمین، مقاومت‌ویژه

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- ۱- ابراهیمی، م.، عابدی، آ.، کامکار روحانی، ا.، سعادت، س.، "عوامل رنگ‌زا در گوهرسنگ‌های آمتیست جنوب طرود"، یازدهمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور و بیست و یکمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، قم، آبان ۱۳۹۷

فهرست مطالب

و	فهرست جداول
ز	فهرست اشکال
۱	فصل ۱: کلیات
۲	۱-۱ مقدمه.....۲
۳	۲-۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.....۳
۴	۳-۱ مروری بر کارهای انجام شده قبلی.....۴
۴	۱-۳-۱ اکتشاف ذخایر آمتیست در دنیا.....۴
۵	۲-۳-۱ ذخایر آمتیست در ایران.....۵
۷	۴-۱ هدف از انجام مطالعه.....۷
۸	۵-۱ روش مطالعه.....۸
۸	۶-۱ ساختار پایان نامه.....۸
۹	فصل ۲: نمونه برداری و عملیات برداشت ژئوفیزیک
۱۰	۱-۲ مقدمه.....۱۰
۱۰	۲-۲ نمونه برداری.....۱۰

۳-۲ آماده‌سازی ۱۱

۴-۲ روش‌های آنالیز ۱۱

۱-۴-۲ آنالیز فلورسانس اشعه ایکس (XRF) ۱۱

۲-۴-۲ آنالیز طیف‌سنجی رامان ۱۲

۳-۴-۲ آنالیز جذب اتمی ۱۲

۵-۲ برداشت‌های ژئوفیزیکی ۱۲

۱-۵-۲ روش GPR ۱۳

۲-۵-۲ روش مقاومت‌ویژه ۱۴

فصل ۳: زمین‌شناسی منطقه معدنی طرود ۱۷

۱-۳ مقدمه ۱۸

۲-۳ زمین‌شناسی منطقه فلززایی طرود ۱۸

۳-۳ منطقه معدنی سیلیس طرود ۱۹

۴-۳ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۲۰

۵-۳ سنگ‌شناسی ۲۲

۱-۵-۳ بازالت ۲۲

۲-۵-۳ آندزیت بازالت ۲۲

۶-۳ نام‌گذاری سنگ‌ها ۲۳

۷-۳ کانی‌سازی ۲۵

۸-۳ بررسی علت رنگ آمتیست ۲۵

فصل ۴: روش‌های ژئوفیزیکی مورد استفاده ۲۹

۱-۴ روش GPR ۳۰

۱-۱-۴ مقدمه ۳۰

۲-۱-۴ دستگاه GPR ۳۱

۳-۱-۴ انتشار امواج GPR در زمین ۳۲

۴-۱-۴ بازتاب و عبور ۳۴

۵-۱-۴ عمق نفوذ و مشخصه‌های دی‌الکتریک مواد ۳۷

۶-۱-۴ قدرت تفکیک ۳۸

۷-۱-۴ شیوه‌های برداشت داده ۳۸

۸-۱-۴ پردازش داده‌های GPR ۴۲

۲-۴ معرفی روش مقاومت‌ویژه ۴۵

۱-۲-۴ مقدمه ۴۵

۲-۲-۴ اصول روش مقاومت‌ویژه ۴۶

۴۹ ۳-۲-۴ انواع آرایش الکترودی

فصل ۵: تفسیر داده‌های ژئوفیزیک

۵۳

۵۴ ۱-۵ مقدمه

۵۴ ۲-۵ برداشت داده‌های GPR

۵۵ ۳-۵ پردازش و تفسیر داده‌های GPR برداشت‌شده

۵۵ ۱-۳-۵ پروفیل ۱

۵۶ ۲-۳-۵ پروفیل ۲

۵۷ ۳-۳-۵ پروفیل ۳

۵۸ ۴-۳-۵ پروفیل ۴

۵۹ ۵-۳-۵ پروفیل ۷

۶۰ ۶-۳-۵ پروفیل ۱۰

۶۲ ۴-۵ برداشت، مدل‌سازی و تفسیر داده‌های مقاومت‌ویژه

۶۴ ۵-۵ مقایسه و تلفیق نتایج تفسیر داده‌های GPR و مقاومت‌ویژه

فصل ۶: جمع‌بندی، نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۶۷

۶۸ ۱-۶ جمع‌بندی

۶۹ ۲-۶ نتیجه‌گیری

۳-۶ پیشنهادات ۷۰

۷۱

مراجع

فهرست جداول

جدول ۱-۲. مختصات نقاط برداشت نمونه سنگ	۱۰
جدول ۲-۲. نقاط شروع و پایان پروفیل های GPR	۱۳
جدول ۳-۲. نقاط شروع و پایان پروفیل های مقاومت ویژه	۱۴
جدول ۱-۳. نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی نمونه های سنگ	۲۴
جدول ۱-۴. مشخصات الکترومغناطیس مواد	۳۴
جدول ۲-۴. گذردهی نسبی محیط های مختلف، به همراه ضرایب بازتاب محاسبه شده برای فصل مشترک آن ها (علامت منفی به دلیل عبور موج از محیط با سرعت موج الکترومغناطیس بالا به محیط کم سرعت می باشد)	۳۶

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۴
- شکل ۱-۲. محل قرارگیری پروفیل‌های GPR در منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر هوایی
Google Earth ۱۴
- شکل ۲-۲. محل قرارگیری پروفیل‌های مقاومت‌ویژه در منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر هوایی
Google Earth ۱۵
- شکل ۱-۳. بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود ۱۹
- شکل ۲-۳. سیلیس‌های شفاف و نیمه شفاف پراکنده در دشت ۲۰
- شکل ۳-۳. دشت پوشیده از سیلیس. (A) بازالت، (B) آندزیت بازالت، (C) جاده ۲۱
- شکل ۴-۳. رگه‌های سیلیسی داخل آندزیت بازالت ۲۱
- شکل ۵-۳. (الف) مقطع نازک سنگ بازالت. (ب) نمونه دستی سنگ بازالت موجود در منطقه ۲۲
- شکل ۶-۳. (الف) نمونه دستی سنگ آندزیت بازالت در منطقه. (ب) مالاکیتهای پرکننده حفرات
سنگ‌های آندزیت بازالت (ج) میکرولیتهای پلاژیوکلاز و حفرات پر شده با سیلیس. (د) کلسدونیه‌های به
فرم اسفرولیت و رشته‌ای در درز و شکاف موجود در آندزیت بازالت ۲۳
- شکل ۷-۳. نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین آتش‌فشانی ۲۴
- شکل ۸-۳. (الف) انواع کوارتزهای درشت‌بلور در منطقه طرود، (ب) یکی از بزرگ‌ترین ژئودهای
آمتیست در منطقه طرود ۲۵
- شکل ۹-۳. (الف) نمونه آمتیست مورد آنالیز، (ب) نمودارهای رامن حاصل از آنالیز نقاط ۱ و ۲ روی
مقطع ۲۶

- شکل ۴-۱. تعداد مقالات با موضوع GPR بین سال‌های ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۱..... ۳۰
- شکل ۴-۲. اجزاء تشکیل‌دهنده سیستم GPR..... ۳۱
- شکل ۴-۳. ماکزیمم عمق نفوذ قابل‌دسترس در مواد زمین‌شناسی مختلف به‌صورت تابعی از
فرکانس مورد استفاده..... ۳۷
- شکل ۴-۴. شکل شماتیک از پروفیل زنی دورافت مشترک (سمت چپ)، به همراه مقطع زمانی آن
(سمت راست)..... ۳۹
- شکل ۴-۵. آرایش‌های WARR (شکل A) و CMP (شکل B) به همراه شکل شماتیک نمایش
داده‌های آن‌ها (شکل C)..... ۴۱
- شکل ۴-۶. نمایشی از انواع آرایش‌های فرستنده و گیرنده GPR در روش توموگرافی GPR..... ۴۲
- شکل ۴-۷. یک رد منفرد از یک پروفیل GPR قبل و بعد از بکارگیری بهره AGC بر روی آن..... ۴۵
- شکل ۴-۸. خطوط جریان الکتریکی و سطوح هم‌پتانسیل در اطراف یک الکتروود منفرد جریان
A..... ۴۷
- شکل ۴-۹. فرم کلی آرایش الکتروودهای پتانسیل و جریان در روش مقاومت‌ویژه..... ۴۸
- شکل ۴-۱۰. آرایش الکتروودی ونر..... ۵۰
- شکل ۴-۱۱. آرایش الکتروودی شلومبرژه..... ۵۱
- شکل ۴-۱۲. آرایش‌های دوقطبی - دوقطبی..... ۵۲
- شکل ۵-۱. محل برداشت پروفیل GPR..... ۵۴
- شکل ۵-۲. مقطع GPR پروفیل شماره ۱. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های
اصلی..... ۵۶
- شکل ۵-۳. مقطع GPR پروفیل شماره ۲. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های
اصلی..... ۵۷

شکل ۴-۵. مقطع GPR پروفیل شماره ۳. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های	۵۸
اصلی	
شکل ۵-۵. مقطع GPR پروفیل شماره ۴. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های	۵۹
اصلی	
شکل ۶-۵. مقطع GPR پروفیل شماره ۷. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های	۶۰
اصلی	
شکل ۷-۵. مقطع GPR پروفیل شماره ۱۰. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های	۶۱
اصلی	
شکل ۸-۵. محل برداشت پروفیل ۱ مقاومت‌ویژه	۶۲
شکل ۹-۵. مقطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌های مقاومت‌ویژه برداشت‌شده در طول پروفیل	۶۳
۱	
شکل ۱۰-۵. مقطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌های مقاومت‌ویژه برداشت‌شده در طول پروفیل	۶۴
۲	
شکل ۱۱-۵. مقاطع پروفیل ۱ GPR و پروفیل ۱ مقاومت‌ویژه	۶۵
شکل ۱۲-۵. مقاطع پروفیل ۳ GPR و پروفیل ۲ مقاومت‌ویژه	۶۶
شکل ۱-۶. الف) مقایسه پروفیل ۱ GPR و پروفیل ۱ مقاومت‌ویژه، ب) مقایسه پروفیل ۳ GPR و	
پروفیل ۲ مقاومت‌ویژه	۶۹

فصل ۱: کلیات

۱-۱ مقدمه

گوهرسنگ‌ها به دلیل زیبایی، دوام، کمیابی، سختی و شفافیت دارای ارزش‌های مادی فراوانی می‌باشند. در صنعت گوهرسنگ‌ها با اندکی هزینه، مقدار زیادی ارزش افزوده و اشتغال‌زایی ایجاد می‌شود. به‌طور مثال ۵ قیراط معادل ۱ گرم سنگ آمیتیست باکیفیت متوسط حدود ۱۵۰ دلار ارزش دارد، درحالی‌که ۱ گرم طلا در بازار جهانی حدود ۴۳ دلار است. ازاین‌رو می‌توان نتیجه گرفت که چرا در بیشتر کشورهای جهان، بازرگانان بزرگ به تجارت گوهرسنگ‌ها روی آورده‌اند (ملک محمودی و خلیلی، ۱۳۹۳).

بسیاری از اکتشاف گوهرسنگ‌ها با تکنیک نسبتاً ساده و اغلب بدوی انجام شده است. در مناطقی که گوهرسنگ‌ها رخنمون نداشته‌اند، به‌صورت تصادفی اکتشاف شده‌اند؛ که این‌ها در تضاد روش‌های معمول اکتشاف دیگر منابع زمین مانند نفت و گاز و مواد فلزی معدنی هستند (Cook, 1997). روند اکتشاف برای گوهرسنگ از روش‌های بسیار توسعه‌یافته (برای گوهرسنگ الماس) تا غیر سیستماتیک (برای دیگر گوهرسنگ‌ها) را شامل می‌شود. بااین‌وجود دانستن چگونگی شکل ذخایر گوهرسنگ‌ها بهتر است، زیرا می‌توان یک دستورالعمل برای اکتشاف آن‌ها تهیه کرد (Groat and Laurs, 2009). از سال ۱۹۹۷ پیشرفت در روش‌های ژئوفیزیکی فرصت‌هایی را برای کاربرد در اکتشاف و توسعه انواع مختلف ذخایر گوهرسنگ‌ها به وجود آورد. یکسری از روش‌ها برای نواحی با گستره بزرگ کاربرد دارند (برای اکتشاف الماس)، یکسری دیگر از روش‌ها برای نواحی با گستره متوسط به کار گرفته می‌شوند (برای اکتشاف کیمبرلیت‌ها) و دو روش رادار نفوذی به زمین^۱ و لرزه‌نگاری فرکانس بالا برای نواحی با گستره کم به کار می‌روند (Cook, 2002).

در کشور ایران ساختارهای سنگی مختلف وجود دارد و در آن حوادث تکتونیکی مختلف و ماگماتیسم متنوع در چندین مرحله رخ داده است که همه این عوامل باعث به وجود آمدن کانسارهای متفاوت و در نتیجه تشکیل کانی‌های متنوع و شاخص در مقیاس ماکروسکوپی شده است (رحیم زاده، ۱۳۹۵).

¹ Ground-penetrating radar (GPR)

گوهرسنگ‌های سیلیسی که طیف وسیعی از کوارتزهای درشت‌بلور و رنگی (آمتیست، سیتین، رز کوارتز و ...) و سیلیس‌های آمورف (اوپال، کلسدونی، آگات و ژاسپر) را شامل می‌شود، در کمان‌های ماگمایی ترشیری (کمان‌های ارومیه-دختر، معلمان-خواف و البرز-آذربایجان) توزیع فراوانی دارد و قابل پی‌جوئی است (فاضلی اولادی و همکاران، ۱۳۹۰).

استان سمنان دارای چند اثر معدنی از انواع آگات، فیروزه، گارنت، ابسیدین و ژاسپر است. علاوه بر آن، معدن فیروزه باغو و پوسیده، معدن کلسدونی و آمتیست طرود نیز در حال فعالیت هستند. در این پایان‌نامه برای اولین بار به بررسی روش‌های ژئوفیزیکی برای اکتشاف سیلیس در ایران و در محدوده معدنی سیلیس طرود پرداخته می‌شود.

۱-۲ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در ۱۵ کیلومتری جنوب طرود، در طول جغرافیایی $55^{\circ} 00' 34''$ - $55^{\circ} 01' 34''$ و عرض جغرافیایی $35^{\circ} 17' 05''$ - $35^{\circ} 17' 50''$ ، در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. بهترین راه دسترسی به منطقه از سمت جنوب شهرستان شاهرود است. روستای طرود در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شاهرود قرار دارد. از روستای طرود تا منطقه مورد مطالعه جاده خاکی به طول ۲۰ کیلومتر وجود دارد. (شکل ۱-۱)

آب‌وهوای طرود بسیار گرم و خشک است. منطقه کویری طرود شاهرود که به ریگزار چاه جام معروف است. بزرگ‌ترین نخلستان شمال شرق کشور را در خود جای داده است. در این کویر میزان دمای هوا در گرم‌ترین زمان در روز (ماه تیر) به حدود ۶۰ درجه و در شب در حدود ۲۵ تا ۳۰ درجه می‌باشد. این اختلاف فاحش دما باعث خرد شدن کامل سنگ‌ها می‌شود. در فصول سرما میزان دما در روز در حدود ۱۳ تا ۱۷ درجه و در شب در حدود ۰ تا ۷- می‌باشد. میانگین بارندگی در این کویر در حدود ۲ تا ۵ میلی‌متر در سال می‌باشد.



شکل ۱-۱. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

۳-۱ مروری بر کارهای انجام شده قبلی

در رابطه با اکتشاف گوهرسنگ آمیتیست تاکنون کارهای اندکی در دنیا صورت گرفته است، و تنها به دو روش ژئوشیمی سنگ و روش ژئوفیزیکی گاما اسپکترومتري در سال‌های اخیر مطالعاتی صورت گرفته است که در ذیل به این موارد پرداخته می‌شود.

۱-۳-۱ اکتشاف ذخایر آمیتیست در دنیا

ازجمله معادنی که به‌صورت اتفاقی کشف شده‌اند می‌توان به معدن آمیتیست Rio Grande Do Sul برزیل اشاره کرد که در سال ۱۸۲۵ توسط مهاجران آلمانی آن منطقه کشف شد و سپس به‌صورت سیستماتیک مورد بهره‌برداری قرار گرفت. همچنین معدن‌های آمیتیست Maraba و Pau D'Arco برزیل در سال‌های ۱۹۷۹ و ۱۹۸۱ نیز به‌صورت کاملاً تصادفی کشف شدند (Epstein, 1988).

ازجمله کارهای انجام گرفته با روش ژئوفیزیک می‌توان به کار Piyaphong Chenari و همکاران در منطقه Bo Rai شرق تایلند در سال ۲۰۱۰ با استفاده از روش مقاومت‌ویژه اشاره کرد که به اکتشاف

لایه گراول گوهرسنگ پرداختند. بر اساس مطالعات آن‌ها با روش مقاومت‌ویژه می‌توان به‌خوبی لایه حاوی گوهرسنگ را از لایه‌های دیگر شناسایی کرد. (Chenrai et al., 2010)

Piyaphong Chenari و همکاران همچنین در سال ۲۰۱۲ نیز در منطقه Chanthaburi شرق تایلند از روش ژئوفیزیکی مقاومت‌ویژه برای اکتشاف لایه حاوی گوهرسنگ استفاده کردند. (Chenrai et al., 2012).

تا سال ۲۰۱۲ هیچ‌گونه کار علمی و سیستماتیک بر روی اکتشاف معادن آمتیست صورت نگرفت، تا اینکه J. Pertille و همکاران در این سال نواحی دارای ژئود آمتیست Quaraí و Los Catalanes در کشورهای برزیل و اروگوئه را به‌صورت سیستماتیک و با روش‌های ژئوشیمی سنگ و ژئوفیزیکی اسپکترومتري گاما موردبررسی قراردادند و خصوصیات گوسان سیلیسی واقع در بالای معدن آمتیست فعال در منطقه را تشریح کردند. طبق تحقیقات آن‌ها، ناحیه گوسان سیلیسی منطقه مورد مطالعه منطبق با کانی‌سازی آمتیست است که در آن منطقه مقدار تشعشعات گاما (cps^1) کاهش پیدا می‌کند (Pertille et al., 2013).

در سال ۲۰۱۵ S'ergio Benjamin Baggio و همکاران نیز گوسان‌های سیلیسی را به‌عنوان یک راهنمای اکتشافی کانی‌سازی آمتیست در ناحیه معدنی Ametista Do Sul در جنوب برزیل مورد مطالعه قراردادند. در این معدن نیز در ناحیه‌ای که محل اصلی کانی‌سازی آمتیست است، مقدار cps نسبت به متوسط منطقه مقدار پایین‌تری دارد. (Baggio et al., 2015).

۱-۳-۲ ذخایر آمتیست در ایران

در کشور ایران چندین کانی‌سازی مهم آمتیست وجود دارد. از جمله این کانی‌سازی‌های آمتیست می‌توان به کانی‌سازی چمالو، شمال غرب زنجان (ابراهیمی و همکاران، ۱۳۹۴)، کانی‌سازی منطقه گوی در استان خراسان رضوی و کانی‌سازی منطقه طرود اشاره کرد.

¹ Counts per second

مهرپرتو و همکاران (۱۳۸۷) منشأ تشکیل ژئودهای سیلیسی (آمتیست) جنوب طرود را بر اساس مطالعات پتروگرافی، بافت‌شناسی و میکروترمومتری موردبررسی قراردادند. بر اساس مطالعات آن‌ها محتمل‌ترین الگو برای تشکیل ژئودها شامل دو مرحله است: ۱- فرآیند نفوذ ماگمای اولیه بازالتی به درون واحد توفی و انفجار ناشی از نفوذ این ماگما که باعث ایجاد ژئودهای اولیه می‌شود. ۲- پر شدن ژئودها با آگات، کوارتزهای بی‌رنگ و کلسیت ناشی از آلتراسیون توف آندزیتی و واحد داسیتی موجود در منطقه (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۸۷).

فاضلی اولادی و همکاران (۱۳۹۰) خاستگاه سیلیس‌های نیمه قیمتی را با نگرشی بر میکروترمومتری سیالات کانه دار در ناحیه طرود - معلمان موردبررسی قراردادند. بر اساس مطالعات آن‌ها تشکیل سیلیس در دو مرحله صورت گرفته است. مرحله اول تشکیل حفرات شکستگی‌ها در واحد تراکی آندزیتی و توف‌های داسیتی به‌عنوان سنگ میزبان سیلیس، و مرحله دوم پر شدن شکستگی‌ها و حفرات توسط سیلیس و سایر کانی‌های همراه (فاضلی اولادی و همکاران، ۱۳۹۰).

شیخی قشلاقی و همکاران (۱۳۹۴) فرآوری، به‌سازی و عوامل رنگ‌زا در گوه‌های جنوب طرود را بررسی کرده‌اند. طبق مطالعات آن‌ها تمرکزهای مختلف آهن و نیز کانی‌های کلسیت و رس، تنوع رنگ در ژاسپریت‌های منطقه طرود را موجب می‌شود. علاوه بر آن عامل رنگ در عقیق‌های نارنجی مایل به صورتی را می‌توان در ارتباط با عناصر آهن، کبالت، منگنز و وانادیوم و عقیق‌های خاکستری را در ارتباط با عناصر کروم و تیتانیوم دانست (شیخی قشلاقی و همکاران، ۱۳۹۴).

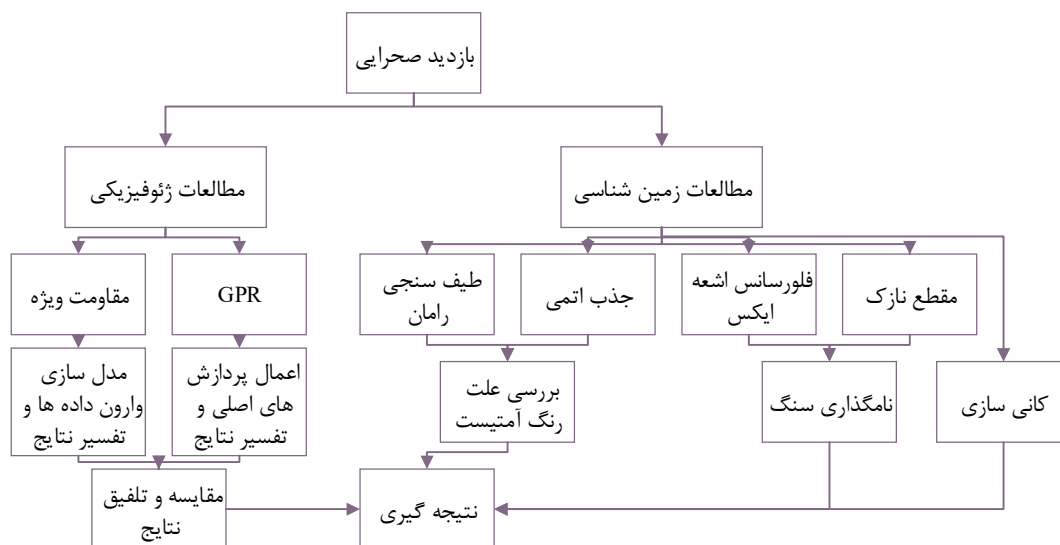
شیخی قشلاقی و قربانی (۱۳۹۴) به بررسی خصوصیات مینرالوگرافی، گوه‌شناسی و ارتباط آن با کیفیت صیقل خوری در آگات‌های جنوب طرود پرداخته‌اند. با توجه به مطالعات انجام‌شده می‌توان چنین نتیجه گرفت که کانی‌سازی آگات در اثر انحلال ولکانیک‌های منطقه شکل گرفته است. همچنین تغییر بافت‌ها در کلیه مقاطع نازک تهیه‌شده از آگات‌ها بیانگر این مطلب است که سرعت سرد شدن از حاشیه به سمت مرکز کاهش یافته است (شیخی قشلاقی و قربانی، ۱۳۹۴).

ابراهیمی و همکاران (۱۳۹۴) مطالعاتی در مورد پتانسیل گوهری آمتیست در منطقه چمالو واقع در شمال غرب استان زنجان انجام داده‌اند. طبق مطالعات آن‌ها بر اساس شواهد موجود در منطقه به این نتیجه رسیده‌اند که عامل کانه‌زایی‌های موجود در منطقه، محلول‌های گرمابی آزادشده از توده نفوذی حاج سیران است که باعث تشکیل آمتیست در حفره‌ها و رگه‌ها شده است (ابراهیمی و همکاران، ۱۳۹۴). در ارتباط با کانی‌سازی سیلیس طرود هیچ‌گونه عملیات اکتشافی صورت نگرفته است؛ و در این پژوهش برای اولین بار در ایران از دو روش ژئوفیزیکی GPR و مقاومت‌ویژه برای تعیین موقعیت قرارگیری عمقی انواع سیلیس‌های موجود در منطقه جنوب طرود استفاده خواهد شد.

۱-۴ هدف از انجام مطالعه

در قدیم روش خاصی برای اکتشاف گوهرسنگ‌ها وجود نداشت. امروزه برای اکتشاف ذخایر گوهرسنگ‌ها می‌توانیم از روش‌های علمی بهره ببریم. روش‌های ژئوفیزیکی از دقیق‌ترین روش‌ها برای اکتشاف منابع معدنی هستند و با دقت بسیار بالایی ذخایر معدنی زیر سطح زمین را به تصویر می‌کشند. از آنجاکه طبق مشاهدات اندازه ژئودهای آمتیست منطقه از چند سانتی‌متر تا ۰/۵ متر و عمق کانی‌سازی حدوداً ۲ الی ۴ متر می‌باشد، در نتیجه با روش ژئوفیزیکی GPR احتمالاً محل تشکیل ژئودهای آمتیست قابل‌شناسایی باشد. همچنین به دلیل اختلاف رسانندگی الکتریکی لایه حاوی کانی‌سازی سیلیس با لایه‌های دیگر، می‌توان عمق لایه حاوی کانی‌سازی سیلیس را در نواحی مختلف به‌منظور برنامه‌ریزی برای استخراج اصولی سیلیس، به‌وسیله روش مقاومت‌ویژه به دست آورد. با توجه به نحوه استخراج گوهرسنگ‌های آمتیست موجود در منطقه طرود که بدترین شکل ممکن انجام می‌شود و بسیاری از ارزش این گوهرسنگ‌ها می‌کاهد و قیمت آن را به بیش یک‌دهم کاهش می‌دهد؛ در نتیجه بهترین کار برای بهره‌برداری بیشتر از این ذخیره گوهرسنگ آمتیست، شناخت محل دقیق کانی‌سازی است.

۵-۱ روش مطالعه



۶-۱ ساختار پایان نامه

این پایان نامه در شش فصل تدوین شده است. در فصل اول به بررسی موضوع و اهمیت آن، فصل دوم نمونه برداری و عملیات برداشت ژئوفیزیکی، فصل سوم زمین شناسی منطقه معدنی سیلیس طرود، فصل چهارم معرفی روش های ژئوفیزیکی، فصل پنجم تفسیر داده های ژئوفیزیک پرداخته شده است، و در نهایت فصل ششم که در آن خلاصه ای از پایان نامه مطرح شده و پس از بیان نتیجه گیری، پیشنهاداتی در مورد بهبود روند انجام کار داده شده است.

فصل ۲ : نمونه برداری و عملیات برداشت

ژئوفیزیک

۱-۲ مقدمه

در این فصل به چگونگی نمونه برداری، روش های ژئوفیزیکی مورد استفاده و روش آنالیز مواد توضیح داده می شود.

۲-۲ نمونه برداری

پس از بازدید صحرایی از منطقه، ۱۱ نمونه سنگ از مناطق مختلفی که سنگ ها رخنمون داشتند جهت تشخیص سنگ های منطقه نمونه برداری شد. مختصات نقاط برداشت نمونه در جدول ۱-۲ آورده شده است.

جدول ۱-۲. مختصات نقاط برداشت نمونه سنگ

شماره نمونه	مختصات جغرافیایی	شماره نمونه	مختصات جغرافیایی
۱	۴۰.S ۳۱۹۸۶۷ m Easting ۳۹۰۷۴۵۰ m Northing	۶	۴۰.S ۳۲۰۴۴۷ m Easting ۳۹۰۷۳۵۶ m Northing
۲	۴۰.S ۳۱۹۴۷۵ m Easting ۳۹۰۷۴۸۶ m Northing	۷	۴۰.S ۳۲۰۱۲۰ m Easting ۳۹۰۷۴۶۵ m Northing
۳	۴۰.S ۳۱۹۳۶۸ m Easting ۳۹۰۷۴۹۸ m Northing	۸	۴۰.S ۳۱۹۳۵۵ m Easting ۳۹۰۷۶۲۱ m Northing
۴	۴۰.S ۳۱۹۳۹۲ m Easting ۳۹۰۷۴۶۸ m Northing	۹	۴۰.S ۳۲۰۱۰۰ m Easting ۳۹۱۹۹۰۲ m Northing
۵	۴۰.S ۳۱۹۳۵۵ m Easting ۳۹۰۷۶۲۱ m Northing		

۲-۳ آماده سازی

برای تهیه مقاطع نازک تعداد ۸ نمونه از سنگ‌ها برش زده شد و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه شد. همچنین ۱۱ نمونه پودر جهت آنالیز XRF و ۲ نمونه پودر جهت جذب اتمی تهیه شد. یک برش از آمتیست برداشت شده از منطقه برای آنالیز میکرو رامان آماده شد.

۲-۴ روش‌های آنالیز

به منظور تعیین نوع سنگ نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۱۱ نمونه پودر مورد آنالیز XRF قرار گرفتند. همچنین جهت بررسی فازهای کانی‌سازی داخل آمتیست، یک نمونه توسط دستگاه uRaman-758-M ساخت شرکت Avantes در آزمایشگاه اندازه‌گیری دانشکده فیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود مورد بررسی قرار گرفت. به منظور بررسی میزان آهن در آمتیست در مقایسه با نمونه کوارتز بی‌رنگ، میزان آهن توسط دستگاه GFS97 Furnace/Autosampler pre-aligned module ساخت شرکت Thermo Elemental در آزمایشگاه جذب اتمی دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شد.

۲-۴-۱ آنالیز فلورسانس اشعه ایکس (XRF)

XRF دستگاهی است برای اندازه‌گیری طول موج و شدت امواج فلورسانس ساطع شده از اتم‌های مختلف در نمونه که نتیجه آن شناسایی نوع و میزان عناصر ماده می‌باشد. دستگاه XRF کاربرد وسیعی در بسیاری از علوم دارد و امروزه به علت پیشرفت‌های شگرف در این زمینه به صورت یکی از وسایل ضروری در آزمایشگاه‌های تحقیقاتی درآمده است. XRF با سرعت عمل بسیار زیاد قادر است عناصر بسیاری را به صورت کیفی و کمی مورد آنالیز قرار دهد. به علت سرعت زیاد و عدم مصرف مواد شیمیایی روش ارزانی نسبت به بقیه روش‌های آنالیزی بوده و محیط‌زیست را نیز آلوده نمی‌سازد. [binaloud.com]

۲-۴-۲ آنالیز طیف‌سنجی رامان

طیف‌سنجی رامان یک تکنیک طیف‌سنجی مولکولی است (یعنی با شناسایی مولکول‌ها سروکار دارد، نه اتم‌ها) که کاربردهای متنوعی در زمینه‌های تحقیقاتی مختلف پیدا کرده است. تکنیک رامان برخلاف سال‌های ابتدایی ابداعش، امروزه بسیار متداول شده و در علوم پایه و کاربردی استفاده فراوانی پیدا کرده است. در حقیقت تکنیک رامان کاربرد گسترده خود را مدیون پیشرفت‌های دستگاهی زیادی است که تاکنون در این زمینه پدید آمده و این تکنیک را بیش‌ازپیش ساده‌تر، قابل‌دسترس‌تر و مقرون‌به‌صرفه‌تر کرده است. البته باوجود پیشرفت‌های به‌عمل‌آمده، هنوز در برخی موارد تفسیر یک طیف رامان دشوار بوده و نیازمند مهارت ویژه‌ای می‌باشد تا از تفسیرهای نادرست اجتناب شود. [edu.nano.ir]

۲-۴-۳ آنالیز جذب اتمی

طیف‌سنجی (یا طیف‌نمایی یا اسپکتروسکوپی) مطالعه ماده و خواص آن، با بررسی نور، صوت و ذرات گسیل‌شده، جذب‌شده یا پراکنده‌شده از ماده موردنظر است. طیف‌سنجی به‌عنوان مطالعه برهمکنش بین نور و ماده نیز تعریف می‌شود. از لحاظ تاریخی طیف‌سنجی به شاخه‌ای از علم برمی‌گردد که برای مطالعات نظری در ساختار ماده و آنالیزهای کیفی و کمی از نور مرئی استفاده می‌شد. در حال حاضر طیف‌سنجی به‌عنوان یک تکنیک جدید نه‌فقط برای نور مرئی بلکه برای بسیاری از تابش‌ها با طول‌موج‌های متفاوت به‌کاربرده می‌شود. طیف‌سنجی جذب اتمی یکی از روش‌های طیف‌سنجی است که به‌وسیله آن می‌توان با دقت بالایی غلظت عناصر فلزی موجود در یک نمونه را تعیین نمود. [edu.nano.ir]

۲-۵ برداشت‌های ژئوفیزیکی

در این پایان‌نامه از دو روش ژئوفیزیکی GPR و مقاومت‌ویژه استفاده شده است. برای روش GPR، تعداد ۱۰ پروفیل و برای روش مقاومت‌ویژه تعداد ۲ پروفیل زده شد.

۲-۵-۱ روش GPR

در این پایان نامه تعداد ۱۰ پروفیل GPR برداشت شد که مختصات شروع و پایان آن‌ها را در جدول ۲-۲ و محل قرارگیری آن‌ها را در شکل ۱-۲ مشاهده می‌شود.

جدول ۲-۲. نقاط شروع و پایان پروفیل‌های GPR

شماره پروفیل	مختصات نقطه شروع	مختصات نقطه پایان	طول پروفیل (متر)
P01	۴۰.S ۳۱۹۳۵۴ m Easting ۳۹۰۷۶۱۳ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۴۰۲ m Easting ۳۹۰۷۵۹۹ m Northing	۳۹
P02	۴۰.S ۳۱۹۳۵۳ m Easting ۳۹۰۷۶۱۰ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۳۴۲ m Easting ۳۹۰۷۶۱۹ m Northing	۱۴
P03	۴۰.S ۳۱۹۳۷۶ m Easting ۳۹۰۷۴۷۹ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۳۸۰ m Easting ۳۹۰۷۵۸۵ m Northing	۱۰۵
P04	۴۰.S ۳۱۹۳۹۳ m Easting ۳۹۰۷۴۸۴ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۳۹۸ m Easting ۳۹۰۷۵۸۷ m Northing	۱۰۳
P05	۴۰.S ۳۱۹۴۰۸ m Easting ۳۹۰۷۴۸۶ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۴۳۴ m Easting ۳۹۰۷۵۷۸ m Northing	۹۸
P06	۴۰.S ۳۱۹۴۱۳ m Easting ۳۹۰۷۴۹۷ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۳۷۲ m Easting ۳۹۰۷۵۰۳ m Northing	۴۱
P07	۴۰.S ۳۱۹۴۲۶ m Easting ۳۹۰۷۵۳۱ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۳۷۹ m Easting ۳۹۰۷۵۴۴ m Northing	۴۷
P08	۴۰.S ۳۱۹۴۳۵ m Easting ۳۹۰۷۵۷۵ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۳۷۷ m Easting ۳۹۰۷۵۸۰ m Northing	۵۵
P09	۴۰.S ۳۱۹۹۰۶ m Easting ۳۹۰۷۲۵۹ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۹۵۵ m Easting ۳۹۰۷۴۹۴ m Northing	۲۴۲
P10	۴۰.S ۳۱۹۹۵۵ m Easting ۳۹۰۷۴۹۴ m Northing	۴۰.S ۳۲۰۰۵۷ m Easting ۳۹۰۷۴۹۳ m Northing	۱۰۲



شکل ۲-۱. محل قرارگیری پروفیل‌های GPR در منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر هوایی Google Earth

۲-۵-۲ روش مقاومت‌ویژه

در این پایان‌نامه تعداد ۲ پروفیل مقاومت‌ویژه با آرایش دوقطبی - دوقطبی . طول گام ۱ تا ۸ برداشت شد که مختصات نقاط شروع و پایان و طول آن‌ها در جدول ۳-۲ و محل قرارگیری آن‌ها در شکل ۲-۲ مشاهده می‌شود.

جدول ۳-۲. نقاط شروع و پایان پروفیل‌های مقاومت‌ویژه

شماره پروفیل	مختصات نقطه شروع	مختصات نقطه پایان	طول پروفیل (متر)
P01	۴۰.S ۳۱۹۳۵۴ m Easting ۳۹۰۷۶۱۳ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۴۰۲ m Easting ۳۹۰۷۵۹۹ m Northing	۳۹
P02	۴۰.S ۳۱۹۳۷۷ m Easting ۳۹۰۷۴۹۲ m Northing	۴۰.S ۳۱۹۳۷۹ m Easting ۳۹۰۷۵۲۹ m Northing	۳۶



شکل ۲-۲. محل قرارگیری پروفیل‌های مقاومت ویژه در منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر هوایی Google Earth

فصل ۳ : زمین شناسی منطقه معدنی طرود

۳-۱ مقدمه

در این بخش بر اساس مشاهدات صحرایی، میکروسکوپی، آنالیز شیمیایی و رامن به معرفی زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، کانی‌سازی‌های سلیس و علت رنگ کوارتز درشت‌بلور پرداخته می‌شود.

۳-۲ زمین‌شناسی منطقه فلزایی طرود

منطقه فلزایی طرود در بخش شمالی زون ایران مرکزی قرار دارد. این بخش روند شمال خاوری - جنوب باختری دارد و محدوده آن بین گسل‌های درونه (کویر بزرگ) و میامی - عطاری یا سمنان جای دارد که قسمت باختری گسل میامی ممکن است به گسل عطاری یا سمنان پیوسته باشد. گسل عطاری به‌عنوان جداکننده زون البرز از زون ایران مرکزی معرفی شده‌اند. به نظر می‌رسد که گسل عطاری و گسل میامی در اصل یکی بوده باشند و در شمال آن‌ها یک زون تدریجی بین ایران مرکزی و البرز قرار گرفته باشد (قربانی، ۱۳۸۶).

کمان ماگمایی طرود - چاه‌شیرین که به‌صورت نوار باریک و طولی در امتداد تقریباً خاوری - باختری بین دو گسل طرود در جنوب و گسل باغو در شمال به‌صورت یک فرا زمین در بین دو حوضه انجیلو در شمال قرار گرفته است. این کمان ماگمایی شامل ترادف ضخیمی از گدازه‌ها و توف‌های مربوط به ائوسن است، که توسط توده‌های گرانیتوئیدی ائوسن - الیگوسن قطع شده و دگرسانی گرمابی گسترده‌ای در آن‌ها ایجاد شده است. فعالیت‌های هیدروترمالی پیامد تزریق توده در این سنگ‌ها، نقش اصلی را در کانی‌سازی داشته‌اند، به‌طوری‌که اغلب کانسارهای منطقه در حاشیه یا نزدیک توده‌های نفوذی تشکیل شده‌اند (قربانی، ۱۳۸۶).

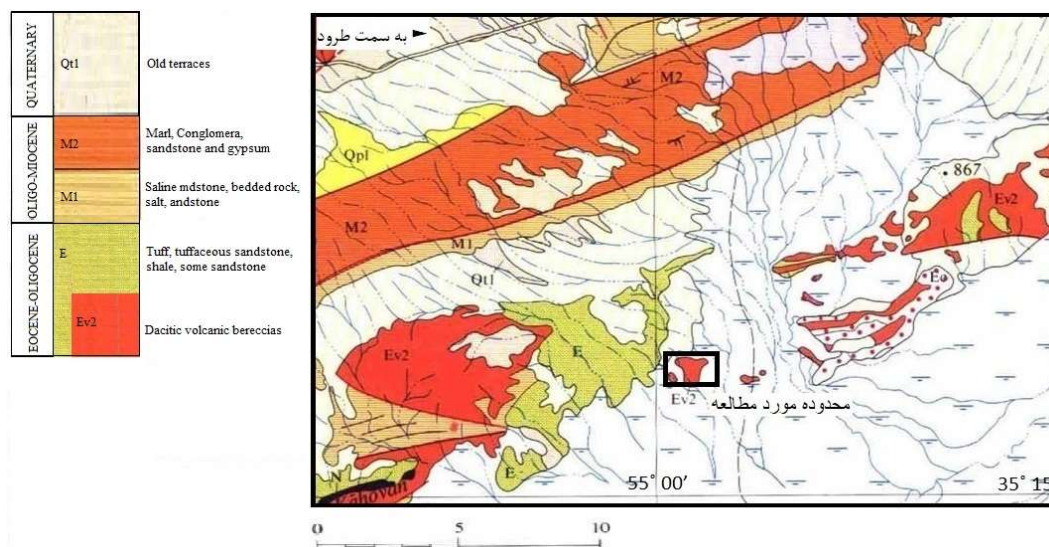
در منطقه معدنی طرود دو گونه شاخص از کانی‌سازی اقتصادی دیده می‌شود: (قربانی، ۱۳۸۶)

۱- کانی‌سازی فلزی شامل: آهن، مس، طلا، سرب و روی و

۲- کانی‌سازی غیرفلزی شامل: سلیس، بنتونیت، فلدسپات، نمک، گچ.

۳-۳ منطقه معدنی سیلیس طرود

منطقه معدنی سیلیس طرود در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود قرار می‌گیرد. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود، تشکیلات رسوبی از نوع ماسه‌سنگ، گل‌سنگ، مارن، کنگلومرا و آبرفت گسترده‌ترین واحدهای رخنمون یافته در جنوب روستای طرود به سمت منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۳-۱) و در محدوده منطقه معدنی برش‌های آتشفشانی داسیتی در نقشه نمایش داده شده است. بر اساس بررسی‌های صحرایی در مسیر حرکت از جنوب طرود به سمت منطقه مورد مطالعه (در داخل دشت) سطح منطقه از بازالت‌های خردشده از اندازه خیلی ریز تا حدود ۳۰ سانتی‌متر پوشیده شده است که ناشی از فرسایش توده‌های بازالتی جوان می‌باشد. در نزدیکی منطقه معدنی سطح دشت توسط قطعات ریزودرشت سیلیس روشن سنگ‌فرش شده است.



شکل ۳-۱. بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور،

(۱۳۵۵)

۳-۴ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه معدنی سیلیس طرود دشتی به وسعت ۵/۰ کیلومترمربع را در بر می‌گیرد. بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های نمونه‌های سنگ و کانی در منطقه مورد مطالعه، کلسدونی و آگات‌های کروی شفاف و نیمه شفاف به رنگ‌های سفید، خاکستری، صورتی و بی‌رنگ در ابعاد میلی‌متری تا چند سانتی متر به صورت پراکنده سطح دشت منطقه را پوشانده‌اند و منظر سفیدرنگی برای منطقه ایجاد کرده است (شکل ۳-۲). سنگ‌های ولکانیکی آندزیت، آندزیت بازالت و بازالت فراوان‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در محدوده مطالعه می‌باشند (شکل ۳-۳). کوارتزهای درشت‌بلور به فرم ژئود و نیز کلسدونی و آگات داخل شکستگی‌های سنگ‌های آندزیت بازالت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۲. سیلیس‌های شفاف و نیمه شفاف پراکنده در دشت



شکل ۳-۳. دشت پوشیده از سیلیس. (A) بازالت، (B) آندزیت بازالت، (C) جاده



شکل ۴-۳. رگه‌های سیلیسی داخل آندزیت بازالت

۳-۵ سنگ‌شناسی

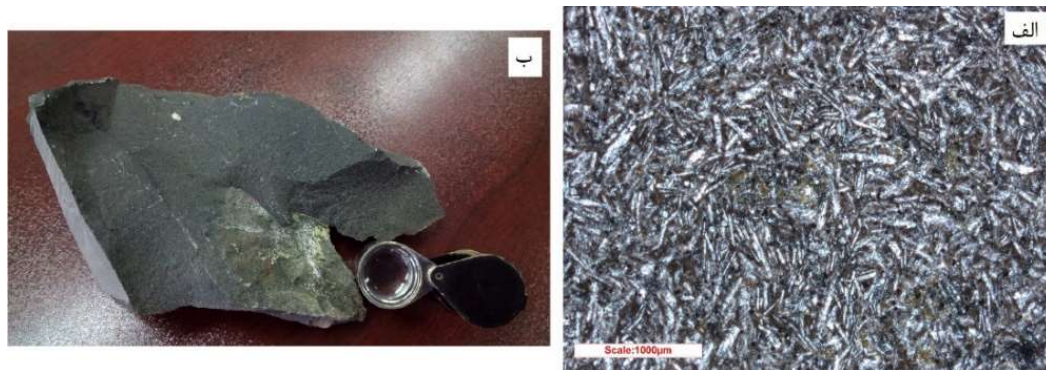
بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی و آنالیز شیمیایی در محدوده‌ی معدن آمتیست به وسعت ۰/۵ کیلومترمربع، مهم‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته بازالت و آندزیت بازالت است. در داخل شکستگی های آندزیت بازالت، کانی سازی کوارتز درشت‌بلور و ریزبلور صورت گرفته است. دانه‌های مالاکیت نیز داخل حفرات سنگ‌های آندزیت بازالت را پر کرده است.

۳-۵-۱ بازالت

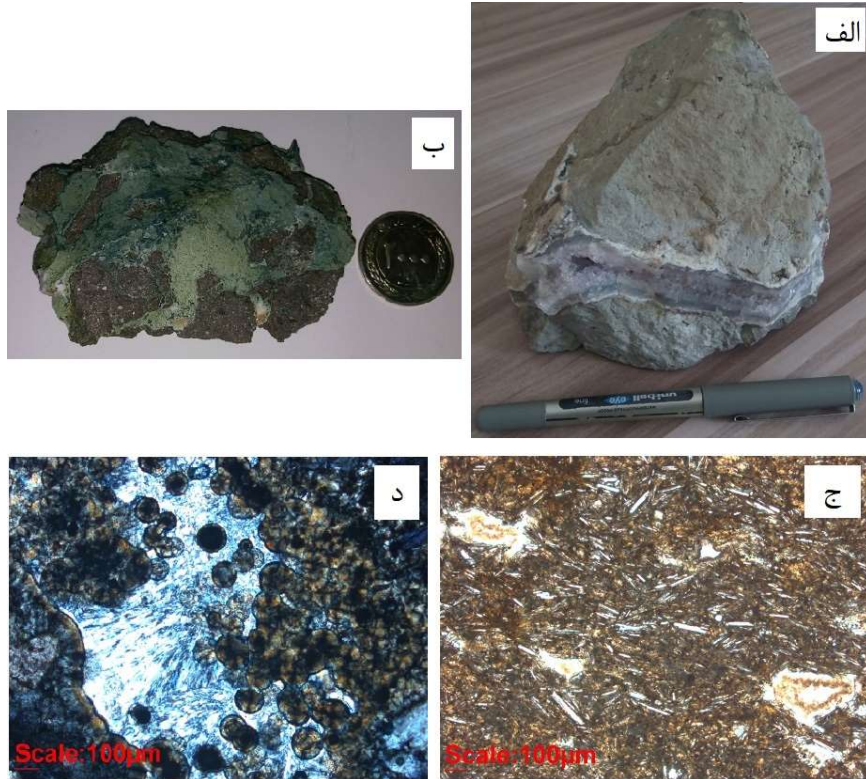
بازالت‌های منطقه دارای بافت ریزبلور، هیالوپیلیتیک، اینترگرانولار و پورفیری هستند. این سنگ‌ها حاوی پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین هستند که پلاژیوکلازها در بعضی قسمت‌ها تبدیل به سرسیت و پیروکسن‌ها تبدیل به رودنگیت شده‌اند. (شکل ۳-۵)

۳-۵-۲ آندزیت بازالت

نمونه‌های آندزیت بازالت دارای بافت بادامکی هستند که حفرات توسط مالاکیت و کلسیت پر شده است. در مقاطع نازک بیشتر کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز مشاهده گردید. (شکل ۳-۶)



شکل ۳-۵. الف) مقطع نازک سنگ بازالت. ب) نمونه دستی سنگ بازالت موجود در منطقه



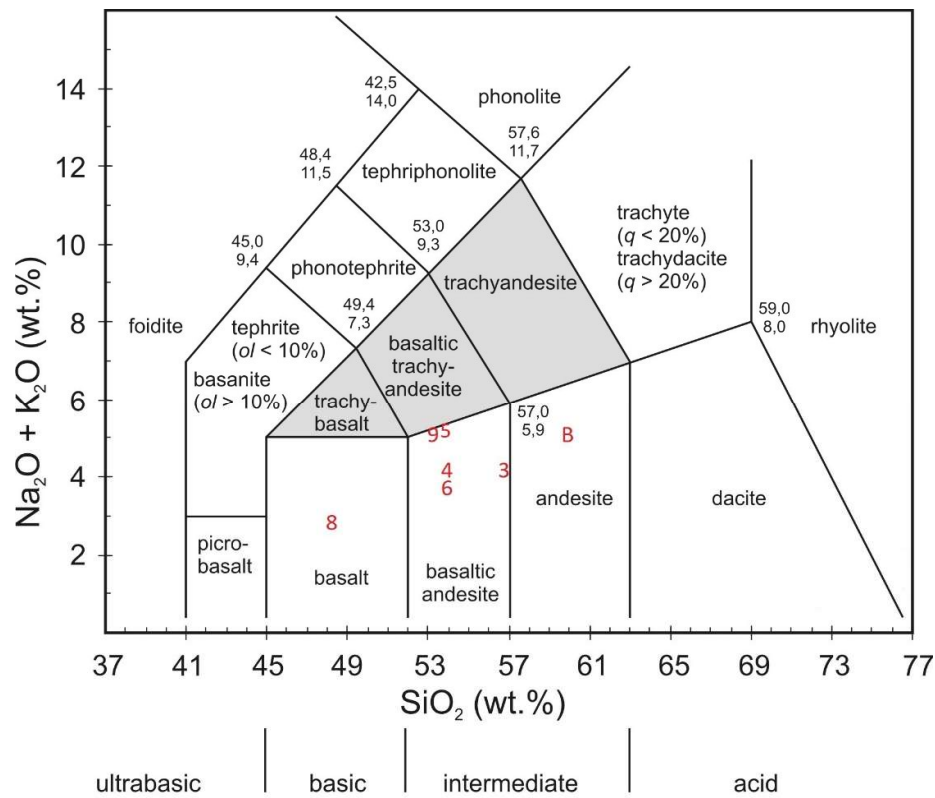
شکل ۳-۶. الف) نمونه دستی سنگ آندزیت بازالت در منطقه. ب) مالاکیتهای پرکننده حفرات سنگهای آندزیت بازالت ج) میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و حفرات پر شده با سیلیس. د) کلسدونی‌های به فرم اسفرولیت و رشته‌ای در درز و شکاف موجود در آندزیت بازالت

۳-۶ نام‌گذاری سنگ‌ها

به‌منظور نام‌گذاری سنگ‌های آذرین به‌طور معمول نمودارهایی استفاده می‌کنند که مجموع K_2O و Na_2O در مقابل مقدار SiO_2 قرار دارد. نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی نمونه سنگ‌های جمع‌آوری شده از منطقه در جدول ۳-۱ مشاهده می‌شود.

جدول ۳-۱ نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگ

Sample	B	3	5	6	8	9	4	4'
SiO ₂	59.55	56.75	53.3	54.02	48.25	53.16	54.06	53.14
Al ₂ O ₃	16.69	18.06	11.15	18.11	17.86	16.28	18.52	18.52
Fe ₂ O ₃	5.95	4.99	10.1	5.42	9.36	8.91	6.39	6.34
CaO	6.11	9.23	7.41	7.16	10.71	7.32	6.34	6.34
Na ₂ O	3.31	3.14	2.23	2.54	2.12	2.59	2.71	3.1
K ₂ O	1.26	1.03	3.13	1.19	0.77	2.59	1.39	1.52
MgO	2.78	1.82	5.32	1.85	5.56	2.59	3.15	3.02
TiO ₂	0.635	0.925	1.05	0.945	0.932	0.872	0.778	0.779
MnO	0.112	0.063	0.1	0.048	0.143	0.189	0.049	0.063
P ₂ O ₅	0.241	0.313	0.51	0.459	0.222	0.224	0.406	0.411
SO ₃	0.02	0.128	-	0.087	0.019	0.042	0.021	0.032
L.I.O	3.18	3.66	5	8.31	3.82	5.08	5.93	6.5



شکل ۳-۷. نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین آتشفشانی (Bas et al., 1986)

همان‌طور که در شکل ۳-۷ مشاهده می‌شود سنگ‌های منطقه عمدتاً از جنس بازالت، آندزیت و آندزیت بازالت هستند.

۷-۳ کانی سازی

مهم‌ترین کانی‌سازی سیلیس در منطقه به فرم آمیتیست، کوارتز بی‌رنگ و خاکستری و تا حد کمی قرمز و زرد و نیز آگات می‌باشند که داخل شکستگی‌های سنگ‌های آندزیت و آندزیت بازالته‌ها را پر کرده است (شکل ۸-۳-الف). علاوه بر آن‌ها، سیلیس‌های کروی و تخم‌مرغی شکل در دشت به صورت پراکنده وجود دارد. ژئودهای حاوی آمیتیست در اندازه‌های کمتر از ۰/۵ سانتی‌متر تا ۰/۵ متر در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌گردد (شکل ۸-۳-ب) که در حاشیه به سمت مرکز ژئود ابتدا کلسدون‌های ریزبلور و سپس بلورهای آمیتیست قابل مشاهده است.

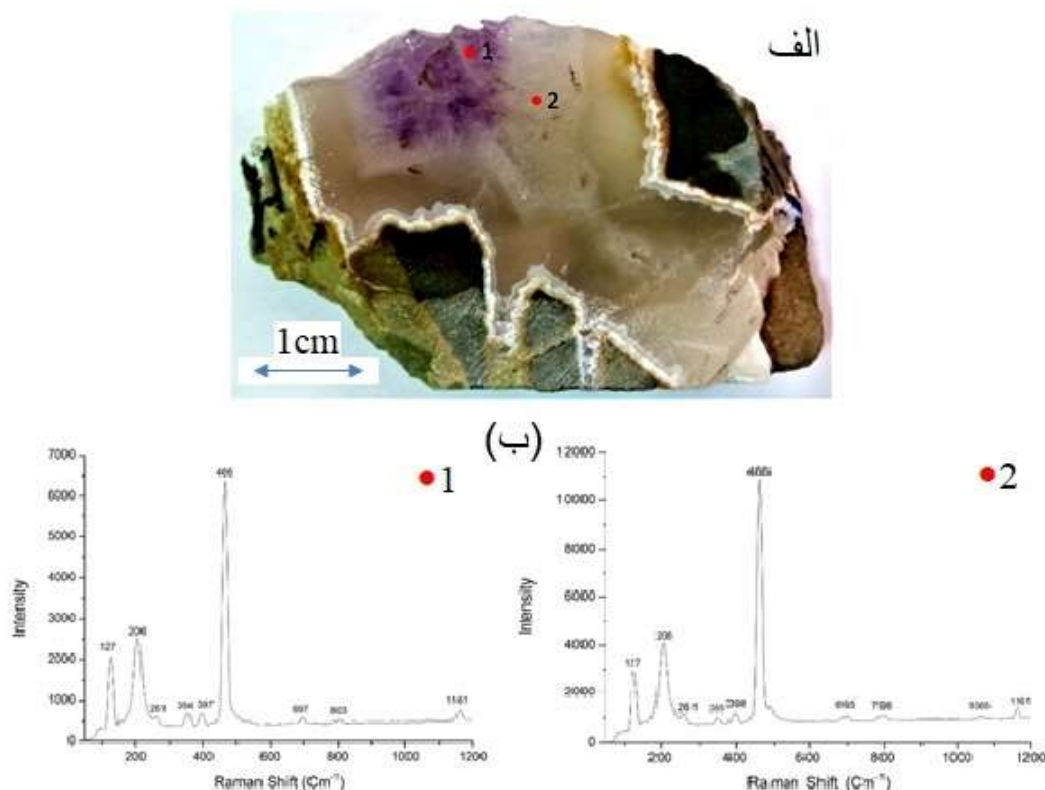


شکل ۸-۳-الف) انواع کوارتزهای درشت‌بلور در منطقه طرود ، ب) یکی از بزرگ‌ترین ژئودهای آمیتیست در منطقه طرود

۸-۳ بررسی علت رنگ آمیتیست

به منظور بررسی دقیق‌تر فازهای سیلیس در آمیتیست آنالیز رامان بر روی آمیتیست بنفش (شکل ۹-۳-الف، نقطه ۱) و کوارتز بی‌رنگ (شکل ۹-۳-الف، نقطه ۲) صورت گرفت. طیف آمیتیست در نقاط 127 cm^{-1} ، 206 cm^{-1} ، 261 cm^{-1} ، 354 cm^{-1} ، 397 cm^{-1} ، 466 cm^{-1} ، 697 cm^{-1} ، 803 cm^{-1} و 1161 cm^{-1} آشکارسازی شد و فاقد هرگونه ناخالصی است؛ و طیف کوارتز بی‌رنگ در نقاط 127 cm^{-1} ، 206 cm^{-1} ، 261 cm^{-1} ، 355 cm^{-1} ، 398 cm^{-1} ، 466 cm^{-1} ، 695 cm^{-1} ، 798 cm^{-1} ، 1065 cm^{-1} و 1161 cm^{-1}

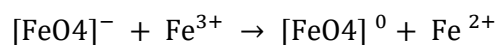
cm^{-1} آشکارسازی شد (شکل ۹-۳ ب). نتیجه طیف‌سنجی رامان مطابقت کامل با آنالیز استاندارد کانی آمیتیست و کوارتز بی‌رنگ دارد (Zhuk, 2017).



شکل ۹-۳ الف) نمونه آمیتیست مورد آنالیز، ب) نمودارهای رامان حاصل از آنالیز نقاط ۱ و ۲ روی مقطع با انجام آنالیز جذب اتمی بر روی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، میزان آهن در نمونه بنفش‌رنگ آمیتیست ۴۸۰ ppm و در نمونه کوارتز بی‌رنگ ۱۵۰ ppm به دست آمد. میزان آهن بیشتر آمیتیست نسبت به کوارتز بی‌رنگ بیانگر یکی از دلایل رنگ بنفش آمیتیست در این منطقه می‌باشد.

گذارهای میان بلور، گذارهای اوربیتالی مولکولی، مراکز رنگی و آمیختگی مکانیکی ناخالصی از جمله عواملی هستند که باعث رنگ‌زایی کانی‌ها می‌شود (Hurlbut and Klein, 1977). مدت‌زمان زیادی گمان بر این بود که رنگ آمیتیست مربوط ناخالصی‌هایی از جمله مواد معدنی، هیدروکربن‌ها، تیتانیوم و منگنز است. با این حال تحقیقات در دهه ۷۰ میلادی نشان داده است که آهن سه‌ظرفیتی برای سیلیس به‌عنوان

عامل رنگ‌زایی عمل می‌کند. هوساکا و تاکی (۱۹۸۳) به این نکته اشاره کرده‌اند که عامل رنگ‌زایی آمیتست، آهن سه‌ظرفیتی بینابینی و جانشینی است (Hosaka and Taki, 1983). منشأ رادیواکتیو و حضور آهن موجود در شبکه آمیتست، شرط لازم برای تغییر از کوارتز بی‌رنگ به آمیتست بنفش می‌باشد. وقتی که Fe^{3+} موجود در شبکه تتراآندرید SiO_4 تحت تأثیر ضربه توسط اشعه‌ی گاما از یک منبع رادیواکتیو قرار بگیرد، یک الکترون e^- از دست داده و به فرم Fe^{4+} درمی‌آید که یک حالت غیرمعمول از اکسیدان آهن است. سپس Fe^{4+} به Fe^{2+} احیا شده و همراه Fe^{3+} یک مرکز رنگی در بلور ایجاد می‌کند (Zhuk, 2017).



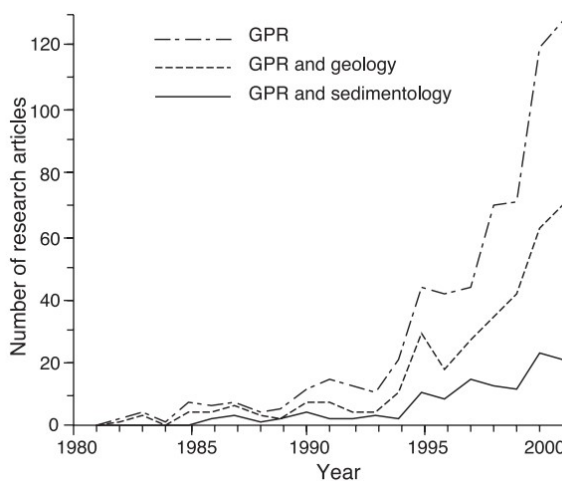
تحقیق انجام‌شده بر روی آمیتست‌های مصنوعی ایجادشده حاکی از آن است که تبدیل آهن Fe^{3+} به Fe^{4+} عامل اصلی رنگی شدن کوارتز بی‌رنگ به کوارتز بنفش یا آمیتست می‌باشد که توسط تشعشع گاما صورت می‌گیرد (Dedushenko et al., 2004).

فصل ۴ : روش های ژئوفیزیکی مورد استفاده

۴-۱ روش GPR

۴-۱-۱ مقدمه

روش GPR یکی از روش‌های ژئوفیزیک سطحی است و شباهت زیادی با روش لرزه‌نگاری انعکاسی یا بازتابی دارد. در روش GPR از امواج الکترومغناطیس استفاده می‌شود، ولی در روش لرزه‌نگاری انعکاسی، موج به کاررفته مکانیکی بوده و از نوع موج صوتی است. اولین استفاده از امواج الکترومغناطیس به اواسط دهه ۱۹۲۰ برمی‌گردد که از آن برای مطالعات یخچال‌ها استفاده می‌شد (Plewes and Hubbard, 2001). با کاربرد آن مهندسی عمران و باستان‌شناسی و زمین‌شناسی، استفاده از این روش از دهه ۱۹۷۰ به بعد بیشتر شد (Conyers and Goodman, 1997; Daniels, 1996; Reynolds, 1997). با این حال تا دهه ۱۹۸۰ سیستم‌های GPR به صورت تجاری در دسترس نبودند و دستیابی به اطلاعات دیجیتال امکان‌پذیر نبود (Annan and Davis, 1992). از اواسط دهه ۱۹۹۰ علاقه به کار با روش GPR با توجه به رشد زیاد مقالات در این مورد قابل مشاهده است. (شکل ۴-۱)



شکل ۴-۱. تعداد مقالات با موضوع GPR بین سال‌های ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۱ (Neal, 2004)

۴-۱-۲ دستگاه GPR

دستگاه GPR مورد استفاده در پایان نامه ساخت شرکت RadarTeam در کشور سوئد است. این دستگاه

دارای ۳ آنتن با فرکانس های ۹۰ مگاهرتز، ۱۲۰ مگاهرتز و ۲۶۰ مگاهرتز می باشد.

این دستگاه دارای یک کامپیوتر همراه است که داده های برداشت شده را نمایش می دهد و پردازش

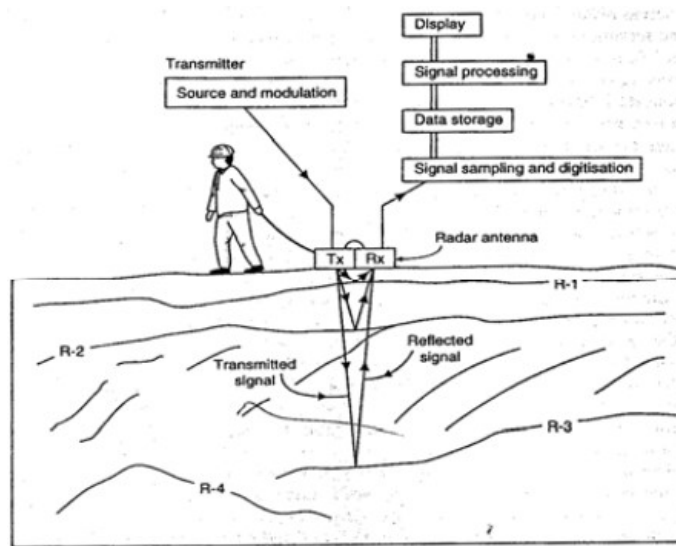
می کند. این کامپیوتر همراه از طریق سیستم بلوتوث با آنتن در ارتباط است و داده ها را دریافت می کند.

همچنین یک دستگاه GPS جانبی بر روی دستگاه وجود دارد که نقاط برداشت را با دقت ثبت می کند.

سیستم GPR از یک مولد سیگنال، یک فرستنده (Tx) و یک گیرنده (Rx) تشکیل شده است (شکل

۴-۲). دستگاه های GPR در دو شیوه تک آنتن و دو آنتن به کار می روند. در مورد اول از یک آنتن و در

مورد دوم از دو آنتن مجزا برای ارسال و دریافت امواج استفاده می شود.



شکل ۴-۲. اجزاء تشکیل دهنده سیستم GPR (Reynolds, 1997)

زمانی که پالس الکترومغناطیس ساطع شده از آنتن به یک ناپیوستگی الکتریکی برخورد می کند، بخشی

از آن از فصل مشترک عبور کرده و بخشی بازتاب می شود. این امر ناشی از تغییر امپدانس امواج

الکترومغناطیس در فصل مشترک دو محیط می باشد. 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 الکترومغناطیس که از آنتن فرستنده ساطع و بعد از انعکاس از توده بازتاب‌کننده به آنتن گیرنده بازمی‌گردد را اندازه‌گیری کنیم، می‌توان عمق توده موردنظر را تعیین کرد. این امر در صورتی امکان‌پذیر است که سرعت پالس (موج الکترومغناطیس) در محیط مشخص باشد.

زمان رفت و برگشت موج از آنتن فرستنده و بازتاب از توده‌های زیرسطحی و دریافت در گیرنده، از چند ده تا چندین هزار نانوثانیه متغیر است و برای ثبت چنین زمان‌هایی به دستگاه‌هایی با دقت بسیار بالا احتیاج داریم.

بیشتر سیستم‌های GPR از دو آنتن برای ارسال و دریافت امواج استفاده می‌کنند (البته در بعضی سیستم‌ها از یک آنتن مشترک به‌عنوان فرستنده و گیرنده استفاده می‌شود). ساده‌ترین آنتن‌ها، دوقطبی‌های الکتریکی بوده که از یک میله فلزی به قطر چند میلی‌تر تا ۲ سانتی‌متر، ساخته شده‌اند. معمولاً این میله‌ها از جنس آلومینیوم بوده و دارای روکشی از جنس نیکل می‌باشند

۴-۱-۳ انتشار امواج GPR در زمین

پارامترهایی که رفتار امواج الکترومغناطیس در یک محیط را تعیین می‌کنند عبارت‌اند از (Neal, 2004):

(۱) گذردهی دی‌الکتریک^۱ (ϵ)

(۲) رسانندگی الکتریکی^۲ (σ)

(۳) تراوایی مغناطیس^۳ (μ)

زمانی که یک میدان متناوب الکتریکی به ماده‌ای اعمال می‌شود، بارهای الکتریکی محصور در آن ماده به آزادی نمی‌توانند جابه‌جا شوند و به آن میدان متناوب با جابه‌جایی‌های کوچکی پاسخ می‌دهند و

¹ Dielectric permittivity

² Electric conductivity

³ Magnetic permeability

اصطلاحاً پلاریزه می‌شوند. پاسخ یون‌ها، الکترون‌ها و مولکول‌های دوقطبی به این میدان‌ها متفاوت می‌باشد.

موج الکترومغناطیس درون زمین به صورت یک مخروط ۳ بعدی به سمت پایین حرکت می‌کند، و در این حین عواملی بر سرعت و اتلاف این امواج تأثیرگذارند. سرعت امواج GPR در محیط‌های زیرسطحی توسط رابطه زیر داده می‌شود:

$$V = \frac{C_0}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r \frac{1 + \sqrt{1 + (\sigma / \epsilon \omega)}}{2}}} \quad (1-4)$$

در رابطه بالا C_0 سرعت موج الکترومغناطیس در هوا، μ_r نشان‌دهنده تراوایی نسبی و ϵ_r گذردهی نسبی محیط نسبت به هوا و ω فرکانس زاویه‌ای موج GPR می‌باشند. عبارت $\sigma / \epsilon \omega$ که به فاکتور اتلاف معروف است، در محیط‌های کم اتلاف مانند شن و ماسه‌های خالص نزدیک به صفر بوده و قابل صرف‌نظر می‌باشد (جدول ۱-۴). همچنین اثر μ_r در محیط‌های غیرمغناطیس و در محدوده فرکانس‌های GPR کوچک بوده و می‌توان آن را مطابق با محیط‌های غیر مغناطیس برابر ۱ در نظر گرفت. به این ترتیب رابطه (۱-۴) به صورت زیر خلاصه می‌شود (Parasnis, 1997; Reynolds, 1997):

$$V = \frac{C_0}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2-4)$$

در استفاده از رابطه بالا باید این نکته را مدنظر قرار داد 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 این رابطه صحیح نمی‌باشد (Neal, 2004).

مشخصات الکترومغناطیس مواد، به مواد تشکیل‌دهنده و همچنین میزان آب موجود در آن‌ها بستگی دارد و هر کدام از این پارامترها دارای تأثیر بسزایی بر روی سرعت و اتلاف امواج GPR می‌باشند. مشخصات الکترومغناطیس مواد مختلف شامل مقادیر گذردهی نسبی، رسانندگی، سرعت و اتلاف موج در محیط‌های مختلف در جدول ۱-۴ آورده شده است.

جدول ۴-۱. مشخصات الکترومغناطیس مواد (Knödel et al., 2007)

مواد معمول	گذردهی نسبی	رسانندگی (mS/M)	سرعت (M/nS)	اتلاف (dB/M)
هوا	۱	۰	۰/۳۰	۰
آب مقطر	۸۰	۰/۰۱	۰/۰۳۳	۰/۰۰۲
آب شیرین	۸۰	۰/۵	۰/۰۳۳	۰/۱
آب دریا	۸۰	۳۰۰۰	۰/۰۱	۱۰۰۰
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
لای‌ها	۵ - ۳۰	۱ - ۱۰۰	۰/۰۷	۱ - ۱۰۰
رس‌ها	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

۴-۱-۴ بازتاب و عبور

همان‌طور که ذکر شد قسمتی از موج الکترومغناطیس در برخورد با فصل مشترک دو محیط با امپدانس‌های الکترومغناطیس متفاوت، عبور کرده و قسمت دیگر بازتاب می‌یابد. قسمتی از انرژی عبوری ممکن است توسط فصل مشترک دیگری در زیر این لایه بازتاب شود، و به همین ترتیب الی آخر، امپدانس Z در هر محیط توسط رابطه زیر بیان می‌شود:

$$Z = \frac{\omega\mu}{\kappa} \quad (۳-۴)$$

که در رابطه بالا k به صورت زیر تعریف می شود:

$$k = (\omega^2 \epsilon \mu + i \omega \mu \sigma)^{1/2} \quad (4-4)$$

در رابطه (4-4)، $i = \sqrt{-1}$ بوده و از آنجا که k یک کمیت مختلط است، Z نیز یک کمیت مختلط می باشد.

اگر برخورد موج به فصل مشترک دو محیط به صورت عمودی باشد، ضرایب عبور و بازتاب توسط رابطه زیر بیان می شوند:

$$R = \frac{z_2 - z_1}{z_2 + z_1} \quad (5-4)$$

$$T = \frac{2z_2}{z_2 + z_1} \quad (6-4)$$

برخورد عمودی نشان دهنده استفاده از یک آنتن به عنوان فرستنده و گیرنده بوده و یا در صورتی که از دو آنتن مجزا برای ارسال و دریافت امواج استفاده می شود، فاصله آنتن ها نسبت به هم کوچک تر از فاصله بازتاب کننده تا آنتن ها باشد. اگر محیط غیر مغناطیسی باشد با فرض اینکه: $\mu_1 = \mu_2 = \mu_0$ ، ضریب بازتاب توسط رابطه زیر بیان می شود:

$$R = \frac{(\omega \epsilon_1 + i \sigma_1)^{1/2} - (\omega \epsilon_2 + i \sigma_2)^{1/2}}{(\omega \epsilon_1 + i \sigma_1)^{1/2} + (\omega \epsilon_2 + i \sigma_2)^{1/2}} \quad (7-4)$$

که در این رابطه ϵ گذردهی مطلق هر محیط می باشد. برای ساده کردن رابطه بالا شرایط را محدودتر می کنیم و با در نظر گرفتن $\sigma_1 = \sigma_2 = 0$ یعنی دو محیط غیر رسانا، و با قرار دادن، $\epsilon_i = \epsilon_{ir} \epsilon_0$ خواهیم داشت:

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{1r}} - \sqrt{\epsilon_{2r}}}{\sqrt{\epsilon_{1r}} + \sqrt{\epsilon_{2r}}} \quad (8-4)$$

در این رابطه ϵ_{1r} و ϵ_{2r} به ترتیب گذردهی نسبی محیط های ۱ و ۲ و ϵ_0 گذردهی هوا می باشند (Parasnis, 1997).

صرف نظر از توده‌های فلزی، توده‌های غیرمعمول گرافیتی و سولفیدی با رسانندگی بالا، مواد مغناطیسی نظیر مگنتیت و هماتیت، خاک‌های اشباع از آب، فصل مشترک آب شور و مواردی نظیر این، رابطه (۴-۸) با دقت نسبتاً خوبی ضریب بازتاب را نشان می‌دهد.

برای به دست آوردن یک مقیاس کمی از ضرایب بازتاب، توجه به جدول ۴-۲ می‌تواند بسیار مؤثر واقع شود:

جدول ۴-۲. گذردهی نسبی محیط‌های مختلف، به همراه ضرایب بازتاب محاسبه شده برای فصل مشترک آن‌ها (علامت منفی به دلیل عبور موج از محیط با سرعت موج الکترومغناطیس بالا به محیط کم سرعت می باشد) (Davis and Annan, 1989; Zeng and McMechan, 1997)

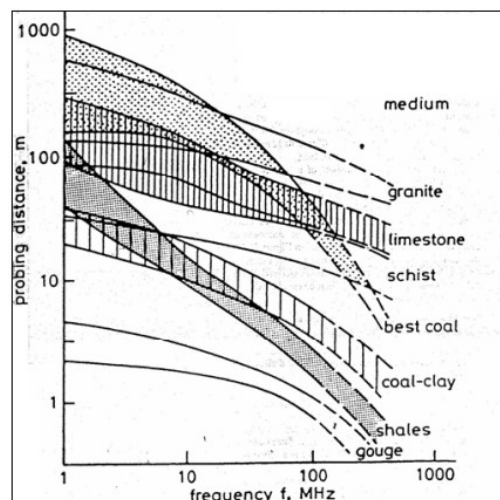
فصل مشترک	ϵ_{r1}	ϵ_{r2}	ضریب بازتاب
هوا - خاک خشک	۱	۴	-۰/۰۵
هوا - خاک مرطوب	۱	۲۵	-۰/۶۷
خاک خشک - خاک مرطوب	۴	۲۵	-۰/۴۳
خاک خشک - سنگ	۴	۶	-۰/۰۱
خاک مرطوب - سنگ	۲۵	۶	۰/۳۴
یخ - آب	۳/۲	۸۱	-۰/۶۷
خاک مرطوب - آب	۹	۸۱	-۰/۵
خاک مرطوب - هوا	۹	۱	۰/۵
خاک خشک - فلز	۴	۳۰۰	≈ -۱

هر چه ضریب بازتاب بزرگ‌تر باشد، انرژی که به گیرنده می‌رسد بالاتر بوده و فصل مشترک بهتر آشکارسازی می‌شود. به عنوان مثال فصل مشترک خاک و فلز دارای ضریب بازتابی در حدود ۱ می‌باشد، به این معنی که تمام انرژی موج ارسالی از این فصل مشترک بازتاب می‌شود. از این رو فلزات مدفون در خاک اهداف بسیار مناسبی برای آشکارسازی توسط روش GPR می‌باشند. فصل مشترک خاک و سنگ،

دارای ضریب بازتاب پایین‌تری نسبت به دیگر فصل مشترک‌هاست. از اختلاف بین ضرایب بازتاب در این فصل مشترک‌ها می‌توان در تفسیر داده‌های GPR استفاده کرد.

۴-۱-۵ عمق نفوذ و مشخصه‌های دی‌الکتریک مواد

عمق نفوذ امواج الکترومغناطیس به مقاومت‌ویژه و گذردهی محیط انتشار و همچنین فرکانس موج الکترومغناطیس وابسته است. کوک^۱ در سال ۱۹۷۵ یک شکل شماتیک برای ماکزیمم عمق قابل دسترس قابل دسترس در مواد مختلف زمین‌شناسی ارائه کرده است. همان‌طور که در شکل ۳-۴ دیده می‌شود، موادی که دارای ریز بالایی هستند نسبت به سنگ‌های ماسیو دارای عمق نفوذ کمتری می‌باشند. این مسئله را می‌توان ناشی از رسانندگی بالاتر مواد حاوی ریز نسبت به سنگ‌های ماسیو دانست (جدول ۴-۱).



شکل ۳-۴. ماکزیمم عمق نفوذ قابل دسترس در مواد زمین‌شناسی مختلف به صورت تابعی از فرکانس مورد استفاده (Reynolds, 1997)

در عمل استفاده از روش GPR در زمین‌های با مقاومت‌ویژه پایین (کمتر از ۱۰۰ اهم-متر) نامناسب است. این شرایط در محیط‌های سیلتی و رسی و در حضور آب‌های زیرزمینی شور مزه، معمول است (Van Overmeeren, 1994).

^۱ Cook

۴-۱-۶ قدرت تفکیک

در ژئوفیزیک به توانایی تفکیک سیگنال‌ها از اهداف نزدیک به هم را قدرت تفکیک گویند. در این روش تفکیک‌پذیری به پهنای باند، فرکانس مرکزی و همچنین پارامترهای الکتریکی از قبیل رسانندگی و ضریب دی‌الکتریک و نیز شکل هندسی هدف وابسته است.

از نظر علمی تفکیک‌پذیری عمودی برابر با یک‌چهارم طول موج است (طول موج: $\lambda = \frac{v}{f}$). در اینجا v برابر با سرعت موج الکترومغناطیس و f فرکانس مرکزی می‌باشد، ولی در عمل برای پرهیز از اشتباه این مقدار را بزرگ‌تر در نظر می‌گیرند.

از آنجاکه طول موج تابعی از سرعت امواج در محیط است، قدرت تفکیک این روش در سنگ‌های مرطوب بیشتر از سنگ خشک می‌باشد. این مطلب از سرعت فوق‌العاده پایین امواج در آب ناشی می‌شود (Knödel et al., 2007).

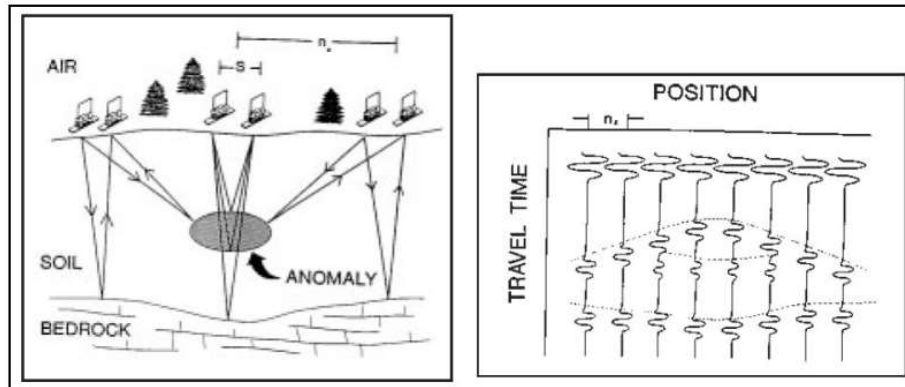
۴-۱-۷ شیوه‌های برداشت داده

برداشت داده‌های GPR را می‌توان به ۳ شیوه عمده تقسیم‌بندی کرد. در ادامه هر یک از این روش‌ها را به اختصار بررسی می‌کنیم.

۴-۱-۷-۱ پروفیل زنی بازتابی یا دور افت مشترک

در این روش آنتن‌ها با فواصل ثابت روی سطح زمین جابه‌جا می‌شوند، زمان انتشار امواج GPR تا بازتاب‌کننده و بازگشت تا گیرنده اندازه‌گیری شده و درروی محور قائم و فواصل جابه‌جایی آنتن‌ها روی محور افقی نشان داده می‌شوند (شکل ۴-۴). اگر سرعت امواج GPR مستقلاً اندازه‌گیری شود و یا اینکه از داده‌های چاه‌نگاری به دست آید، عمق بازتاب‌کننده‌ها (توده‌های زیرسطحی) قابل محاسبه می‌باشد (Reynolds, 1997). در این روش می‌توان هم از مود تک آنتن و هم از مود دو آنتن که قبلاً توضیح داده شد، بهره گرفت. در روش دور افت مشترک آرایش‌های مختلفی برای جهت‌گیری آنتن‌ها معرفی

شده که با توجه به هدف مورد مطالعه می‌تواند اطلاعات بیشتری در اختیارمان قرار دهد. اما مرسوم‌ترین آرایش آنتن‌ها موازی یکدیگر و عمود بر خطوط برداشت می‌باشد (Annan, 2001).



شکل ۴-۴. شکل شماتیک از پروفیل زنی دورافت مشترک (سمت چپ)، به همراه مقطع زمانی آن (سمت راست) (Reynolds, 1997)

این روش پروفیل زنی که معمول‌ترین روش برداشت داده‌ها است، هم به صورت پروفیل زنی پیوسته و هم گسسته صورت می‌پذیرد. در روش پروفیل زنی گسسته، آنتن‌ها در موقعیت ثابت روی زمین قرار گرفته و بعد از انجام برداشت به ایستگاه بعدی منتقل می‌شوند. در این حالت چون آنتن‌ها ثابت بوده و کوپلینگ بین آنتن‌ها و زمین مداوم است، بازتاب‌ها به صورت واضح و با دامنه بیشتری دیده می‌شوند. از مزیت‌های دیگر آن می‌توان به دسته کردن^۱ ردها برای حذف نوفه‌های پیشا^۲ در حین برداشت داده‌ها اشاره کرد (Neal, 2004).

۴-۱-۷-۲ برداشت‌های CMP/WARR

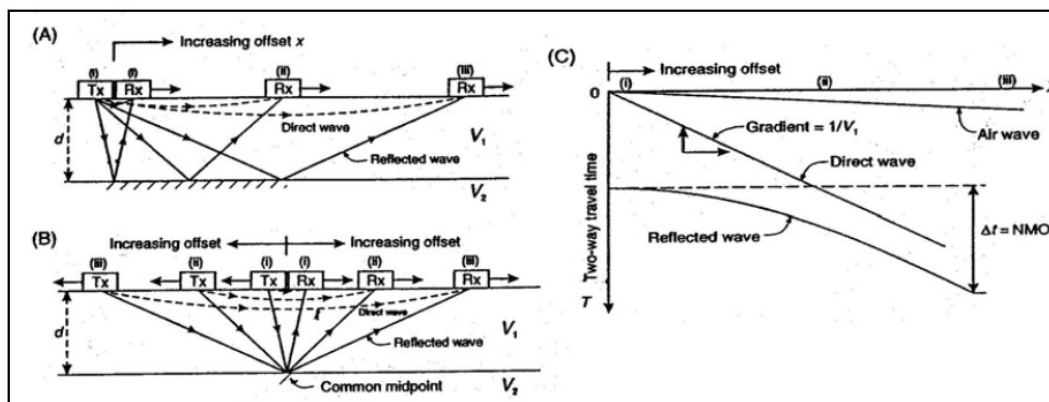
برداشت‌های نقطه میانی مشترک (CMP) و بازتاب و شکست گشاد زاویه (WARR) معادل الکترومغناطیس لرزه‌نگاری انکساری و بازتابی گشاد زاویه می‌باشند. این آرایش‌ها برای به دست آوردن تخمینی از تغییرات سرعت امواج GPR نسبت به عمق به کار می‌روند (Annan, 2001). همان‌طور که در شکل ۴-۵ نمایش داده شده است در آرایش WARR، فرستنده در موقعیت ثابتی قرار گرفته و

^۱ Stack

^۲ Random

گیرنده در طول پروفیل جابه‌جا می‌شود. این شیوه از برداشت بایستی در منطقه‌ای انجام شود که بازتاب‌کننده‌های اصلی در منطقه برداشت، صفحه‌ای و افقی باشند و در صورت داشتن شیب، شیب آن‌ها بسیار کم باشد. همچنین در استفاده از این روش فرض بر این است که مشخصات بازتاب‌کننده‌های زیرسطحی در تمام منطقه برداشت تغییر نمی‌کند (Reynolds, 1997). واضح است که چنین فرضی در همه‌جا صحیح نمی‌باشد.

برای پرهیز از فرض آخر آرایش CMP را بکار می‌بریم، در این روش هر دو آنتن فرستنده و گیرنده حول نقطه‌ای ثابت، نسبت به هم جابه‌جا می‌شوند. همان‌طور که در شکل ۴-۵ دیده می‌شود، بازتاب‌ها از یک نقطه مشترک زیرسطحی به دست می‌آیند و فرض یکنواخت بودن مشخصات زیرسطحی که در آرایش WARR در نظر گرفته شد، به این ترتیب حذف می‌شود. در سیستم‌های اولیه GPR که از کابل‌های فلزی برای اتصالات بهره می‌بردند، از آرایش WARR استفاده می‌کردند. ولی با استفاده از سیستم‌های مدرن، از جمله دستگاه‌هایی که از کابل‌های فیبر نوری استفاده می‌کنند، آرایش CMP به دلیل مزایای ذکر شده نسبت به آرایش WARR روش استاندارد برداشت داده‌ها برای به دست آوردن سرعت در توده‌های زیرسطحی می‌باشد (Annan, 2001).



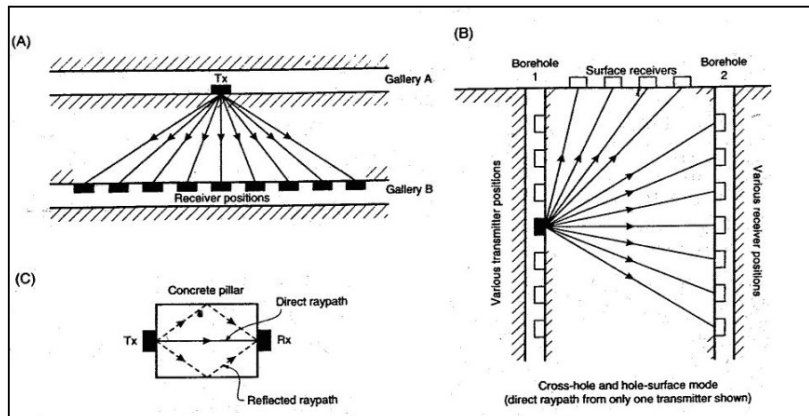
شکل ۴-۵. آرایش‌های WARR (شکل A) و CMP (شکل B) به همراه شکل شماتیک نمایش داده‌های آن‌ها (شکل C) (Reynolds, 1997)

لازم به توضیح است که از آوردن امواج انکساری در شکل ۴-۵ خودداری شده است. به دلیل سرعت بالای امواج GPR در هوا امواج معمولاً در فصل مشترک بین هوا و زمین، منکسر می‌شوند.

۴-۱-۷-۳ توموگرافی GPR

اساس روش توموگرافی GPR بر اندازه‌گیری دقیق زمان پیمایش موج GPR و دامنه پالسی که درون محیط منتشر می‌شود، بنا شده است. استفاده از این نوع آرایش به دلیل نیاز به پردازش‌های با دامنه گسترده و شرایط خاص عملیات، معمول نمی‌باشد. در این روش آنتن‌های فرستنده و گیرنده در دو طرف محیط مورد بررسی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶). با توجه به مشخص بودن فاصله آنتن‌ها، سرعت موج در محیط محاسبه شده و از روی دامنه موج ورودی و دوره پالس GPR، اتلاف و پخش امواج در محیط محاسبه می‌گردد. در نهایت برای تبدیل این مقادیر به پارامترهای موردنظر و تهیه توموگرام‌ها، پردازش‌های گسترده‌ای روی داده‌ها صورت می‌پذیرد.

از این روش برای بررسی‌های درون گمانه‌ای، بررسی سازه‌های انسانی از قبیل تست توده‌های بتونی و بررسی ستون‌ها و پایه‌های پل‌ها، استفاده می‌شود. در معادن نیز با استقرار فرستنده در یک تونل و گیرنده در تونل دیگر، همان‌طور که در شکل ۴-۶ دیده می‌شود، از این روش استفاده می‌شود.



شکل ۴-۶. نمایشی از انواع آرایش‌های فرستنده و گیرنده GPR در روش توموگرافی GPR (Reynolds, 1997)

۴-۱-۸ پردازش داده‌های GPR

به‌طور کلی هدف از پردازش داده‌های ژئوفیزیکی، غلبه بر محدودیت‌های ذاتی داده‌های برداشت‌شده، برای دستیابی به اطلاعات واقعی‌تر از توده‌های زیرسطحی می‌باشد. در صورتی که پردازش بر روی داده‌ها اطلاعات دقیق‌تری در اختیارمان قرار دهد، در نهایت منجر به تفسیر منطقی و مطمئن‌تری خواهد شد.

با توجه به هدف مورد مطالعه دامنه پردازش‌های مورد استفاده بر روی داده‌ها می‌تواند متفاوت باشد. به‌عنوان مثال فیلتر کردن داده‌ها برای حذف نوفه‌های محیطی که از پردازش‌های ابتدایی مورد استفاده در روش GPR می‌باشد، برای برجسته کردن بازتاب‌های زیرسطحی در برخی از کاربردها می‌تواند کافی باشد. در صورتی که در برخی مطالعات دیگر، دامنه گسترده‌تری از پردازش‌ها مورد نیاز می‌باشد. در این پایان‌نامه برای داده‌های GPR از سه پردازش حذف پس‌زمینه^۱، تصحیحات توپوگرافی^۲ و کنترل بهره اتوماتیک^۳ استفاده می‌شود که در ادامه به توضیح این پردازش‌ها پرداخته می‌شود.

^۱ Background removal

^۲ Topography

^۳ Automatic gain control (AGC)

۴-۱-۸-۱ حذف پس زمینه

در برخی مواقع نویزهای زمینه و پیشا با دسته کردن ردها به هنگام برداشت داده‌ها، کاهش می‌یابند و در بعضی مواقع با انتخاب آنتن‌های با فرکانس متفاوت با نویزها از ایجاد چنین مشکلاتی بر روی داده‌ها اجتناب می‌شود. البته با افزایش تعداد دسته‌ها در ایستگاه‌های برداشت، زمان لازم برای اکتساب داده‌ها افزایش می‌یابد و با انتخاب فرکانس متفاوت با نویزها ممکن است با اهداف اولیه برداشت از جمله عمق نفوذ و قدرت تفکیک موردنظر سازگار نباشد.

۴-۱-۸-۲ تصحیحات توپوگرافی

وجود توپوگرافی نامنظم بر اکثر داده‌های ژئوفیزیک تأثیرات نامطلوبی دارد. از آنجا که دستگاه‌های GPR زمان رسیدن امواج را اندازه‌گیری می‌کنند، وجود توپوگرافی نامنظم نیز می‌تواند تغییرات بارزی در مقاطع GPR را سبب شود.

آنتن‌های GPR امواج را به صورت مخروط ۳ بعدی درون زمین منتشر می‌کنند. از آنجا که انرژی منتشرشده به سمت پایین همواره عمود بر سطح زمین بوده، از این رو در سطوح شیب‌دار انرژی منتشرشده به صورت عمود به سمت پایین نبوده و دارای یک مؤلفه افقی می‌باشد. اندازه این مؤلفه افقی با افزایش شیب افزایش می‌یابد. این موضوع معمولاً در برخورد با شیب‌های بزرگ‌تر از ۶ درجه به علت اشتباه در تعیین موقعیت دقیق بازتاب‌ها حائز اهمیت می‌باشد و شیوه‌های متفاوتی از پردازش داده‌ها را طلب می‌کند (Lehmann and Green, 2000).

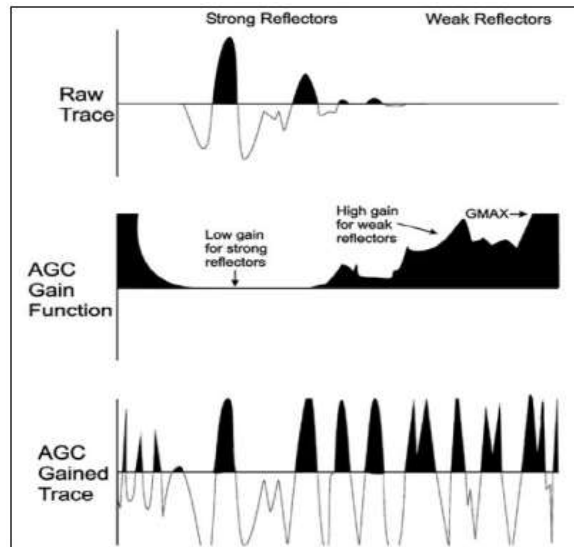
۴-۱-۸-۳ کنترل بهره اتوماتیک

دامنه سیگنال انتشاری در توده‌های زیرسطحی با افزایش زمان پیمایش سیگنال مربوطه به صورت تصاعدی کاهش می‌یابد؛ از این رو پاسخ دریافتی از توده‌های عمیق، ضعیف‌تر می‌باشد. برای حل این

مشکل با اعمال بهره بر روی داده‌ها، توان سیگنال در اعماق بیشتر را افزایش می‌دهیم. بهره یک تابع متغیر با زمان است و از بهره‌های مختلفی برای اعمال بر داده‌های GPR استفاده می‌شود.

در بررسی‌های رسوب‌شناسی به نقشه درآوردن تمام فصل مشترک‌های رسوبی حائز اهمیت است. از این رو در بیشتر مطالعات رسوب‌شناسی از کنترل بهره اتوماتیک (AGC) استفاده می‌شود (شکل ۴-۷). این بهره به‌طور معکوس با توان سیگنال متناسب است و بهره را در حدودی که کاربر تعریف می‌کند بر روی داده‌ها اعمال می‌کند. از این رو سعی در یکسان‌سازی تمام سیگنال‌ها دارد (Sensors and software, 1999).

همان‌طور که در شکل ۴-۷ دیده می‌شود، بکارگیری بهره AGC بر روی داده‌ها تمامی بازتاب‌ها را یکسان می‌نماید.



شکل ۴-۷. یک رد منفرد از یک پروفیل GPR قبل و بعد از بکارگیری بهره AGC بر روی آن (Sensors and software, 1999)

۴-۲ معرفی روش مقاومت ویژه

۴-۲-۱ مقدمه

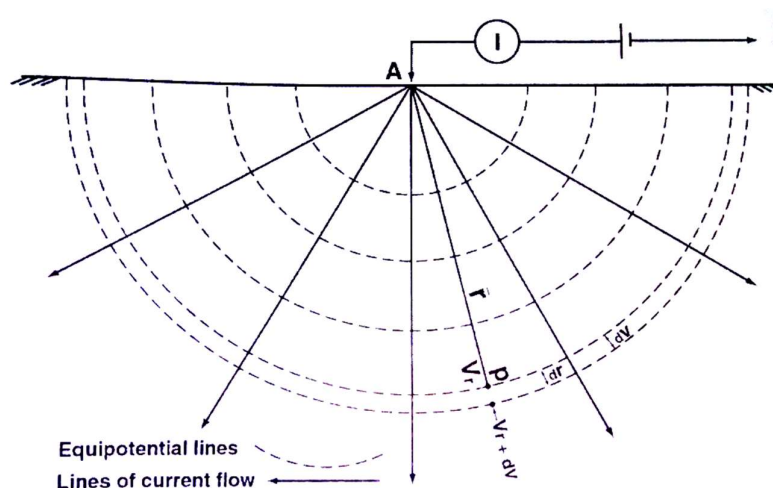
روش‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی از اوایل سال ۱۹۰۰ میلادی شروع شد و از سال ۱۹۷۰ با توجه به پردازش‌های رایانه‌ای که برای تحلیل داده‌های آن به کار گرفته شد، گسترش یافت. این روش علاوه بر اکتشاف معدن، به‌طور گسترده در مطالعات منابع آب‌های زیرزمینی نیز کاربرد دارد (نوروزی، ۱۳۹۲). روش اکتشافی مقاومت‌ویژه انواع قابل‌ملاحظه‌ای دارد، ولی بسیاری از این انواع روش‌ها دیگر استفاده نمی‌گردند. در کلیه روش‌های مقاومت‌ویژه از چشمه‌های مصنوعی جریان استفاده می‌کنند که از طریق الکترودهای نقطه‌ای به زمین داده می‌شود. سپس پتانسیل‌ها را در الکترودهای دیگری واقع در مجاورت شارش جریان اندازه‌گیری می‌کنند. در بیشتر موارد جریان نیز یادداشت می‌شود. به این صورت امکان این وجود دارد که مقاومت‌ویژه مؤثر یا ظاهری در زمین به دست آید.

عمده‌ترین عیب این روش حساسیت زیاد آن به تغییرات کوچک مقاومت‌ویژه در مجاورت سطح زمین است. به زبان الکتریک، مقدار نویز بسیار بالاست. در روش‌های مغناطیسی به هنگام استفاده از مغناطیس‌سنج با حساسیت میلی گاما وضع مشابهی پیش می‌آید (زمردیان و حاجب حسینی، ۱۳۷۵). جدا از آرایه الکترودی مورد استفاده در اندازه‌گیری مقاومت‌ویژه با جریان مستقیم، دو روند اندازه‌گیری وجود دارد. یکی زمانی که تغییرات مقاومت‌ویژه را در عمق بررسی می‌کنند، که این روش را گمانه‌زنی قائم الکتریکی می‌نامند. روش دیگر دنبال کردن تغییرات جانبی مقاومت‌ویژه در یک عمق نسبتاً ثابت است که پروفیل زنی مقاومت‌ویژه می‌نامند (نوروزی، ۱۳۹۲).

۴-۲-۲ اصول روش مقاومت‌ویژه

در کلیه روش‌های مقاومت‌ویژه از چشمه‌های مصنوعی جریان استفاده می‌کنند که از طریق الکترودهای نقطه‌ای به زمین ارسال می‌شود. سپس اختلاف پتانسیل الکتریکی بین الکترودهای دیگری واقع در مجاورت شارش جریان بر اساس نوع آرایش الکترودی مورد استفاده اندازه‌گیری می‌کنند. در بیشتر موارد جریان نیز یادداشت می‌شود. به این صورت مقاومت‌ویژه ظاهری زمین به دست می‌آید. برای انجام این روش معمولاً جریان مستقیم (DC) و یا جریان متناوب (AC) با فرکانس خیلی کم (معمولاً کمتر از ۱ هرتز) را توسط الکترودهای جریان وارد زمین می‌کنند و اختلاف پتانسیل را توسط یک جفت الکترو پتانسیل اندازه‌گیری می‌نمایند (کلاگری، ۱۳۸۹).

جریان الکتریکی یک الکترو د منفرد (مثل A) را در داخل محیط همگن و ایزوتروپ با مقاومت‌ویژه معین در نظر می‌گیریم (شکل ۴-۸). جریان الکتریسیته به صورت نیمکره‌هایی در داخل زمین پخش خواهند شد و سطح هم‌پتانسیل نیز عمود بر خطوط جریان خواهد بود. حال می‌خواهیم افت پتانسیل را در نقطه P که به فاصله r از الکترو د جریان A قرار دارد محاسبه کنیم. مطابق شکل ۴-۸ در نقطه P جریان I در سطح نیمکره‌ای به مساحت $2\pi r^2$ پخش خواهد شد. بنابراین چگالی جریان برابر است با $J=I/A=I/2\pi r^2$



شکل ۸-۴. خطوط جریان الکتریکی و سطوح هم‌پتانسیل در اطراف یک الکتروود منفرد جریان A (کلاگری،

(۱۳۸۹)

ابتدا تغییرات بسیار جزئی (گرادیان) پتانسیل را در نقطه P که در رابطه با چگالی جریان است محاسبه می‌نماییم. اگر افت پتانسیل را در نقطه P (نسبت به نقطه A) V_r و همچنین افت پتانسیل در یک فاصله بسیار جزئی (dr) از این نقطه را dv فرض می‌کنیم (شکل ۸-۴)، اختلاف پتانسیل در دونقطه برابر خواهد بود با :

$$\Delta V = V_r - (V_r + dv) = V_r - V_r - dv = -dv$$

$$-dv = RI \rightarrow dv = -RI = -\rho \left(dr / 2\pi r^2 \right) I$$

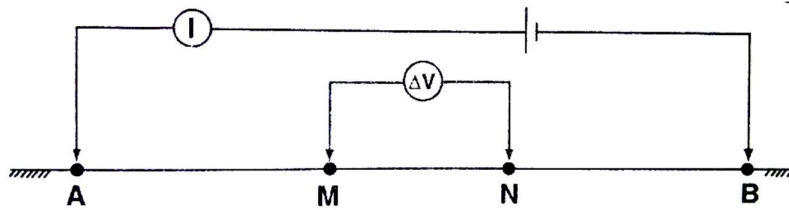
$$dv = -\frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{dr}{r^2} \right) \quad (۹-۴)$$

برای محاسبه کل افت پتانسیل در نقطه P نسبت به نقطه A (V_r) کافی است که از رابطه (۹-۴) نسبت به فاصله r انتگرال بگیریم. یعنی:

$$V_r = \int dv = -\int \frac{\rho I}{2\pi} \times \frac{dr}{r^2} \rightarrow V_r = \frac{-\rho I}{2\pi} \times \frac{1}{r} \quad (۱۰-۴)$$

توسط رابطه (۱۰-۴) می‌توان پتانسیل را در هر نقطه (در سطح یا زیر سطح) از یک محیط همگن و ایزوتروپ محاسبه نمود (کلاگری، ۱۳۸۹).

حال می‌خواهیم اختلاف پتانسیل را در هر نقطه از سطح زمین (محیط نیمکره‌ای) در رابطه با یک جفت الکتروود جریان (A و B) محاسبه نماییم. اگر دو الکتروود جریان A (مثبت) و B (منفی) و دو الکتروود پتانسیل M و N را همانند شکل ۹-۴ در سطح زمین در نظر بگیریم، اختلاف پتانسیل (ΔV) بین دو الکتروود M و N به صورت زیر محاسبه می‌شود:



شکل ۹-۴. فرم کلی آرایش الکتروودهای پتانسیل و جریان در روش مقاومت ویژه (کلاگری، ۱۳۸۹)

$$V_M^{A,B} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad \text{کل پتانسیل در نقطه M به واسطه الکتروودهای جریان A و B}$$

$$V_N^{A,B} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad \text{کل پتانسیل در نقطه N به واسطه الکتروودهای جریان A و B}$$

اختلاف پتانسیل کل اندازه‌گیری شده توسط الکتروودهای M و N به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$V_M^{A,B} - V_N^{A,B} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (۱۱-۴)$$

رابطه (۱۱-۴) را می‌توان به صورت زیر نوشت :

$$\rho = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \times \frac{\Delta V}{I} \quad (۱۲-۴)$$

عبارت $2\pi / [(1/AM) - (1/BM) - (1/AN) + (1/BN)]$ را فاکتور هندسی آرایش الکتروودی

می‌نامند و معمولاً آن را با حرف K نشان می‌دهند. بنابراین رابطه (۱۲-۴) به صورت زیر خلاصه می‌شود

(کلاگری، ۱۳۸۹):

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (۱۳-۴)$$

اگر ρ در یک محیط همگن و ایزوتروپ اندازه‌گیری شود، آنگاه آن را ρ_t یعنی مقاومت ویژه واقعی می‌نامند. اما اگر اندازه‌گیری در یک محیط ناهمگن و غیر ایزوتروپ صورت گیرد، آنگاه آن را ρ_a یعنی مقاومت ویژه ظاهری می‌گویند که مقدار آن تابعی از چند متغیر زیر می‌باشد (کلاگری، ۱۳۸۹):

۱- فواصل بین الکترودها^۱ یعنی AM، BM، AN، BN

۲- وضعیت هندسی آرایش الکترودها

۳- مقاومت ویژه واقعی و دیگر خصوصیات مواد زیرسطحی از قبیل ضخامت لایه‌ها، شیب لایه‌ها

و خواص آنیزوتروپی لایه‌ها

۴-۲-۳ انواع آرایش الکترودی

مقدار ρ در رابطه (۱۲-۴) تابعی از چهار متغیر AM، BM، AN و BN می‌باشد. چند نوع از آرایش‌های الکترودی مرسوم عبارت‌اند از (کلاگری، ۱۳۸۹):

۱- آرایش ونر^۲

۲- آرایش شلومبرژه^۳

۳- آرایش دوقطبی - دوقطبی^۴

^۱ Electrode Spacing

^۲ Wenner

^۳ Schlumberger

^۴ Dipole - Dipole

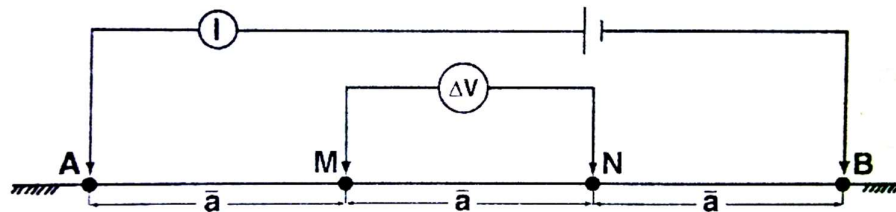
۴-۲-۳-۱ آرایش وئر

این آرایش معروف اولین بار توسط وئر در سال ۱۹۱۶ پیشنهاد شد. در این آرایش چهار الکترود A، M، N و B در روی زمین در طول یک خط راست طوری قرار می‌گیرند که $a=AM=MN=NB$ باشد (شکل ۴-۱۰). مقدار ρ_w برای آرایش وئر به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\rho_w = K_w \frac{\Delta V}{I}$$

$$K_w = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)} = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{a} - \left(\frac{1}{2a}\right) - \left(\frac{1}{2a}\right) + \left(\frac{1}{a}\right)\right)}$$

$$\rho_w = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (4-14)$$



شکل ۴-۱۰: آرایش الکترودی وئر (کلاگری، ۱۳۸۹)

۴-۲-۳-۲ آرایش شلومبرژه

این آرایش به طور گسترده در اکتشافات الکتریکی مورد استفاده قرار می‌گیرد. چهار الکترود A، M، N و B در طول یک خط راست و در روی سطح زمین و به ترتیبی که در شکل ۴-۱۱ نشان داده شده قرار می‌گیرند. در این آرایش $AB \geq 5MN$ می‌باشد، یعنی حداقل AB باید ۵ برابر MN باشد. در این آرایش ρ_s به صورت زیر محاسبه می‌شود:

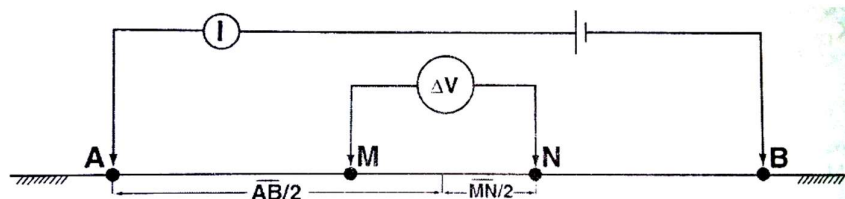
$$K_s = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)}$$

$$AM = (AB/2) - (MN/2) \quad AN = (AB/2) + (MN/2)$$

$$BM = (AB/2) + (MN/2) \quad BN = (AB/2) - (MN/2)$$

$$K_s = \pi \frac{(AB/2)^2 - (MN/2)^2}{MN}$$

$$\rho_s = \pi \frac{(AB/2)^2 - (MN/2)^2}{MN} \times \frac{\Delta V}{I} \quad (15-4)$$



شکل ۴-۱۱. آرایش الکترونی شلومبرژه (کلاگری، ۱۳۸۹)

۴-۳-۳-۲-۳ آرایش دوقطبی - دوقطبی

استفاده از آرایش‌های مختلف دوقطبی - دوقطبی در اکتشاف الکتریکی از سال ۱۹۵۰ به‌طور گسترده بیشتر شده است. مخصوصاً زمانی که تئوری‌های لازم توسط آلپین^۱ توسعه یافتند. در آرایش‌های دوقطبی - دوقطبی فاصله بین الکترودهای جریان A و B (AB) و فاصله بین الکترودهای پتانسیل M و N (MN) تقریباً ثابت بوده و به‌طور قابل ملاحظه‌ای کمتر از فاصله بین مراکز دو دایپل یعنی r خواهد بود (کلاگری، ۱۳۸۹). شکل ۴-۱۲ انواع مختلف آرایش دایپل-دایپل را نشان می‌دهد.

میدان الکتریکی حاصله از یک دایپل در یک نقطه معین به‌طور عکس متناسب با توان سوم فاصله (r) می‌باشد و دیگر آنکه برای یک زاویه آزمون‌ی معین (θ) مقدار ρ_{dd} تابعی از متغیر r می‌باشد. از بین آرایش‌های مختلف دوقطبی - دوقطبی، آرایش‌های محوری^۲ و استوایی^۳ بیشتر از بقیه مورد استفاده قرار می‌گیرند. با افزایش فاصله AB، جریان الکتریکی لازم برای تولید اختلاف پتانسیل (ΔV) در یک فاصله معین r، کاهش می‌یابد. ρ_{dd} حاصله از آرایش دوقطبی - دوقطبی محوری از رابطه زیر به دست می‌آید:

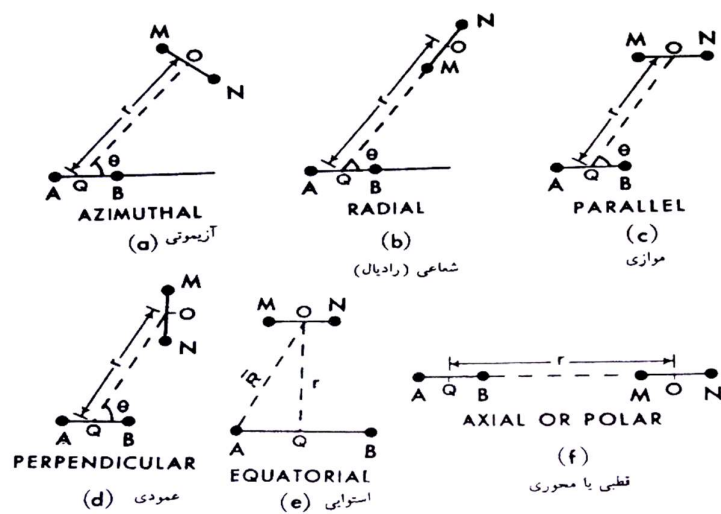
^۱ Alpin

^۲ Axial

^۳ Equatorial

$$\rho_{dd} = \pi \left(\frac{r^2}{AB} - r \right) \frac{\Delta V}{I}$$

(۱۶-۴)



شکل ۴-۱۲. آرایش‌های دوقطبی - دوقطبی (کلاگری، ۱۳۸۹)

فصل ۵ : تفسیر داده‌های ژئوفزیک

۵-۱ مقدمه

در این فصل در ابتدا به برداشت داده‌های GPR و مقاومت ویژه پرداخته می‌شود و بعد از آن داده‌های برداشت‌شده مورد تحلیل و بررسی قرار می‌گیرد.

۵-۲ برداشت داده‌های GPR

هدف از برداشت با روش GPR در این مطالعه، تعیین محل یا موقعیت تشکیل ژئودهای آمتیست در منطقه است. در این بررسی برای رسیدن به پاسخی که تا حدودی قابلیت اعتبارسنجی داشته باشد، ابتدا یک پروفیل GPR در کنار یک سینه کار که در حال استخراج بوده، برداشت کردیم و با مقایسه با شواهد زمینی حاصل از استخراج نتایج GPR اعتبارسنجی شدند. بر روی داده‌های GPR برداشت‌شده در منطقه، پردازش‌های لازم اعمال شد. این پردازش‌ها عبارت‌اند از حذف پس‌زمینه، تصحیحات توپوگرافی و کنترل بهره اتوماتیک.

در مجموع، ۱۰ پروفیل در منطقه برداشت شد. ۲ پروفیل بر روی سینه کار معدن که دیواره آن مشخص بود، ۶ پروفیل در محوطه مسطح در نزدیکی محل استخراج و ۲ پروفیل در منطقه دورتر که در ارتفاع پایین‌تری نسبت به محوطه برداشت قبلی قرار داشت، برداشت‌ها انجام شد.



شکل ۵-۱. محل برداشت پروفیل GPR

پردازش داده‌ها توسط نرم‌افزار Prism 2 انجام شده است. از مزیت‌های این نرم‌افزار می‌توان به راحتی در ورود اطلاعات، پردازش، نمایش و تفسیر داده‌های GPR اشاره کرد.

۵-۳ پردازش و تفسیر داده‌های GPR برداشت شده

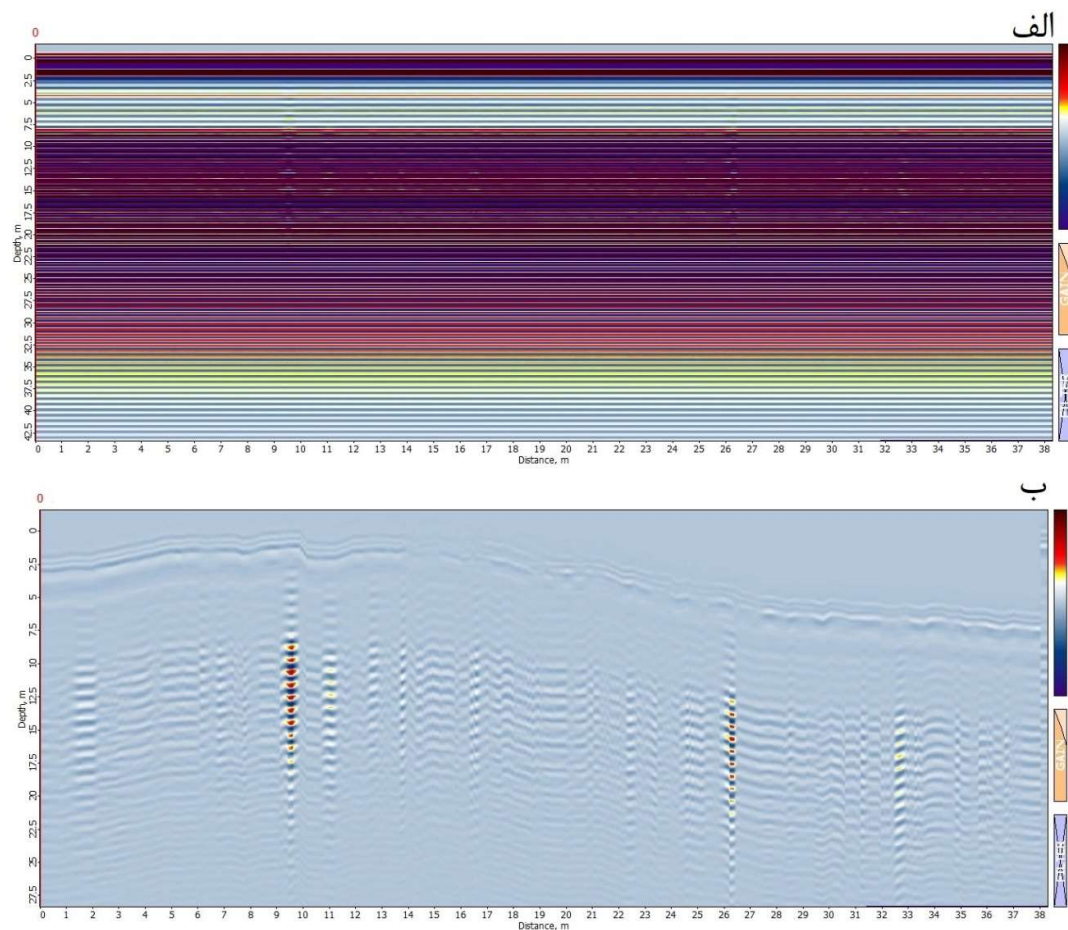
برای پردازش داده‌های GPR پروفیل‌های مختلف برداشت شده، ابتدا از حذف پس‌زمینه استفاده شد، سپس تصحیحات توپوگرافی روی داده‌ها اعمال شد. همچنین فیلتر پردازشی کنترل بهره اتوماتیک (AGC) بر روی پروفیل‌ها اعمال شد، هرچند که نتیجه‌ی محسوسی در بر نداشت. این روند بر روی تمامی پروفیل‌ها اعمال شده است.

در ادامه تعدادی از پروفیل‌های شاخص برداشت شده را قبل و بعد از پردازش خواهیم دید.

۵-۳-۱ پروفیل ۱

طول این پروفیل ۳۹ متر است. حدود ۲۵ متر اولیه آن روی سینه کار و ادامه مسیر بر روی قسمتی برداشت شد که خاک به صورت دست ریز در آن قسمت ریخته شده است. مقطع عمقی GPR پروفیل ۱ پیش و پس از پردازش در شکل ۵-۲ نشان داده شده است.

همان‌طور که مقطع GPR این پروفیل بعد از اعمال پردازش‌های اصلی (شکل ۵-۲-ب) نشان می‌دهد، بازتاب‌های موج GPR در بخش‌های مختلف این مقطع به خوبی، مخصوصاً در فاصله ۱۰ و ۲۶ متری از ابتدای پروفیل، قابل‌رؤیت است که حاکی از فصل مشترک‌های بین بخش‌های مختلف عمقی خاک و سنگ (سیلیس، آندزیت بازالیت) دارد.

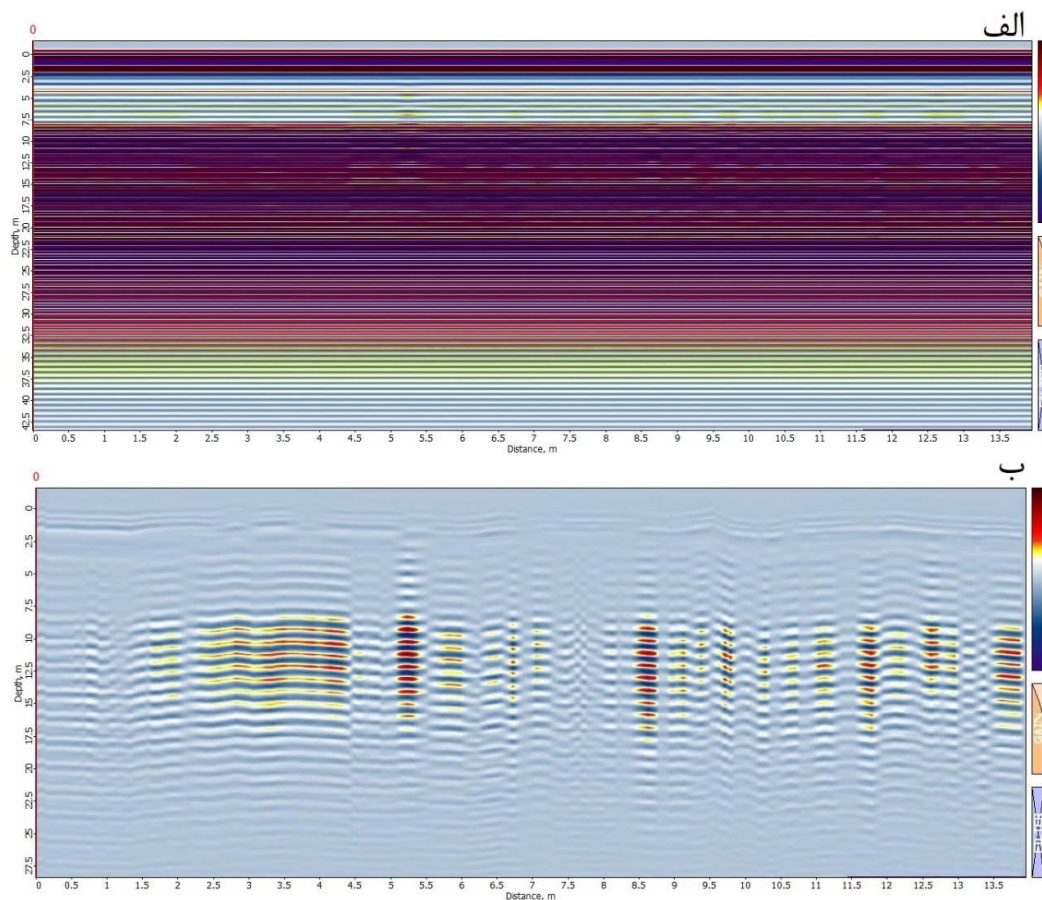


شکل ۵-۲. مقطع GPR پروفیل شماره ۱. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های اصلی

۵-۳-۲ پروفیل ۲

طول این پروفیل حدود ۱۴ متر است که بازهم بر روی سینه کار معدن برداشت شده است. این پروفیل در راستای پروفیل اول، ولی مسیر حرکت آن در خلاف جهت آن است. مقطع عمقی GPR پروفیل ۲ پیش و پس از پردازش در شکل ۵-۳ مشاهده می‌شود.

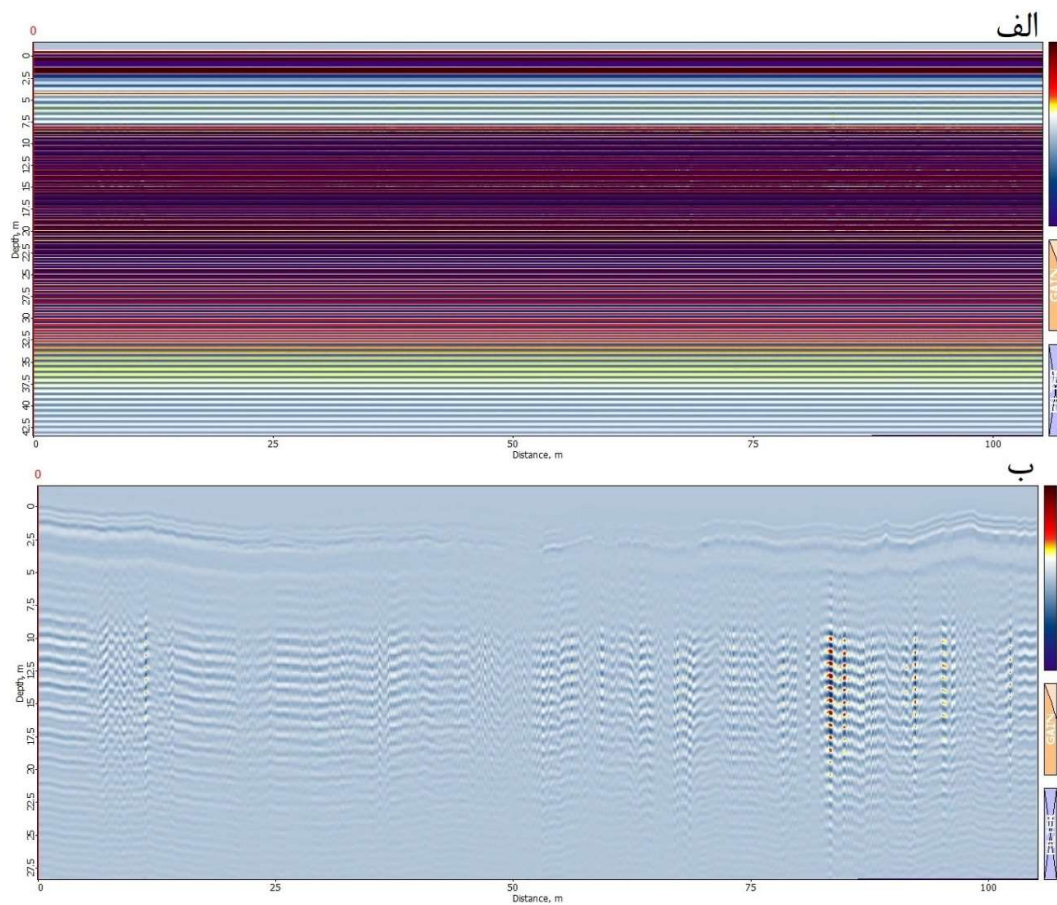
مقطع GPR این پروفیل بعد از اعمال پردازش‌های اصلی (شکل ۵-۳-ب) نشان‌دهنده تغییرات عمقی بسیار زیاد بین خاک و سنگ آندزیت بازالیت در زیر محل قرارگیری پروفیل ۲ است.



شکل ۳-۵. مقطع GPR پروفیل شماره ۲. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های اصلی

۳-۳-۵ پروفیل ۳

طول این پروفیل ۱۰۵ متر در راستای جنوب به شمال در دشت نزدیک محل استخراج معدن برداشت شد. مقطع عمقی GPR پروفیل ۳ پیش و پس از پردازش در شکل ۴-۵ نشان داده شده است. همان‌طور که مقطع GPR این پروفیل پس از اعمال پردازش‌ها (شکل ۴-۵ ب) نشان می‌دهد، در ابتدای پروفیل لایه‌های خاک به‌خوبی از هم تفکیک‌شده دیده می‌شود و در انتهای مسیر که به محل استخراج معدن و حضور توده آندزیت بازالتی نزدیک است، محل تفکیک خاک و توده آندزیت بازالتی به‌خوبی نمایان است.



شکل ۴-۵. مقطع GPR پروفیل شماره ۳. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های اصلی

۴-۳-۵ پروفیل ۴

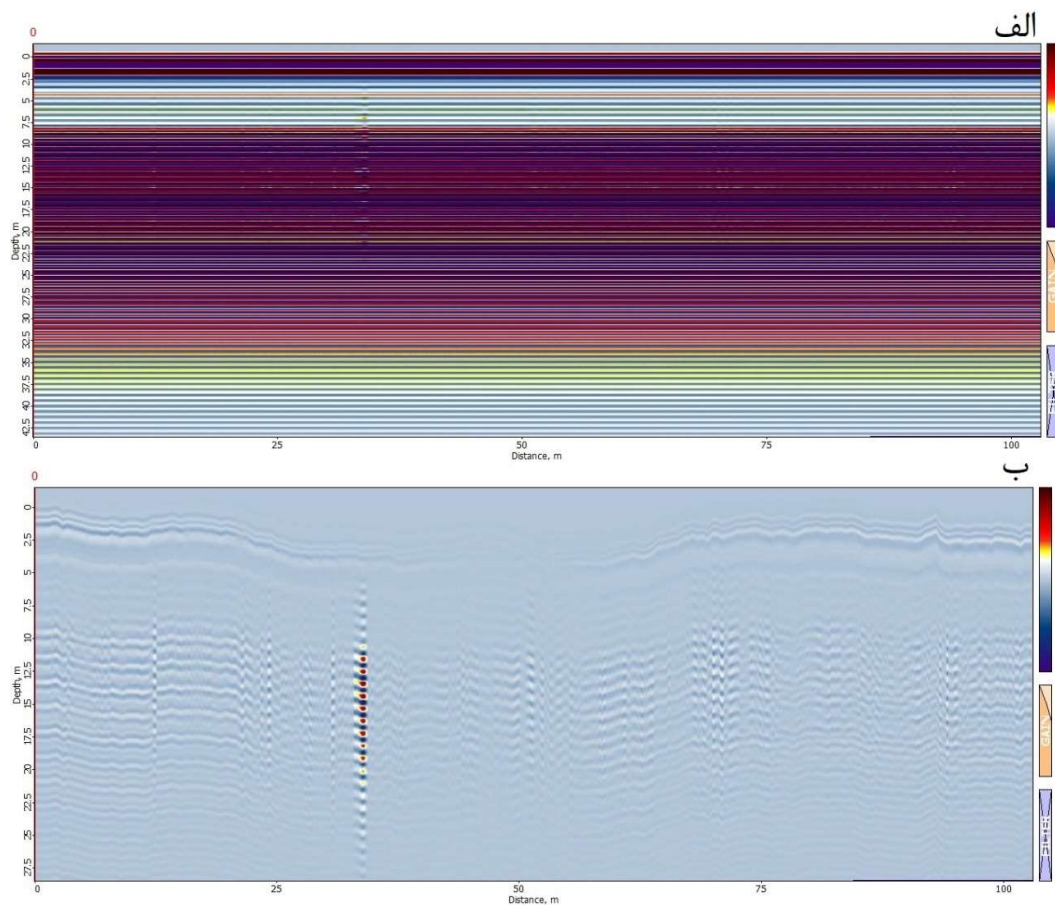
این پروفیل به موازات پروفیل ۳ و در سمت شرق آن قرار دارد و طول آن ۱۰۳ متر است. مقطع عمقی

GPR پروفیل ۴ پیش و پس از پردازش در شکل ۵-۵ مشاهده می‌شود.

تقریباً در کل مقطع GPR پروفیل ۴ پس از پردازش‌های اصلی (شکل ۵-۵-ب) لایه‌های افقی مشاهده

می‌شود که نشان‌دهنده نسبتاً همگن بودن لایه‌های زیرین است. بازتاب موجی که در ۳۵ متری مشاهده

می‌شود، محل برون‌زد توده بازالتی در محل برداشت پروفیل است.



شکل ۵-۵. مقطع GPR پروفیل شماره ۴. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های اصلی

۵-۳-۵ پروفیل ۷

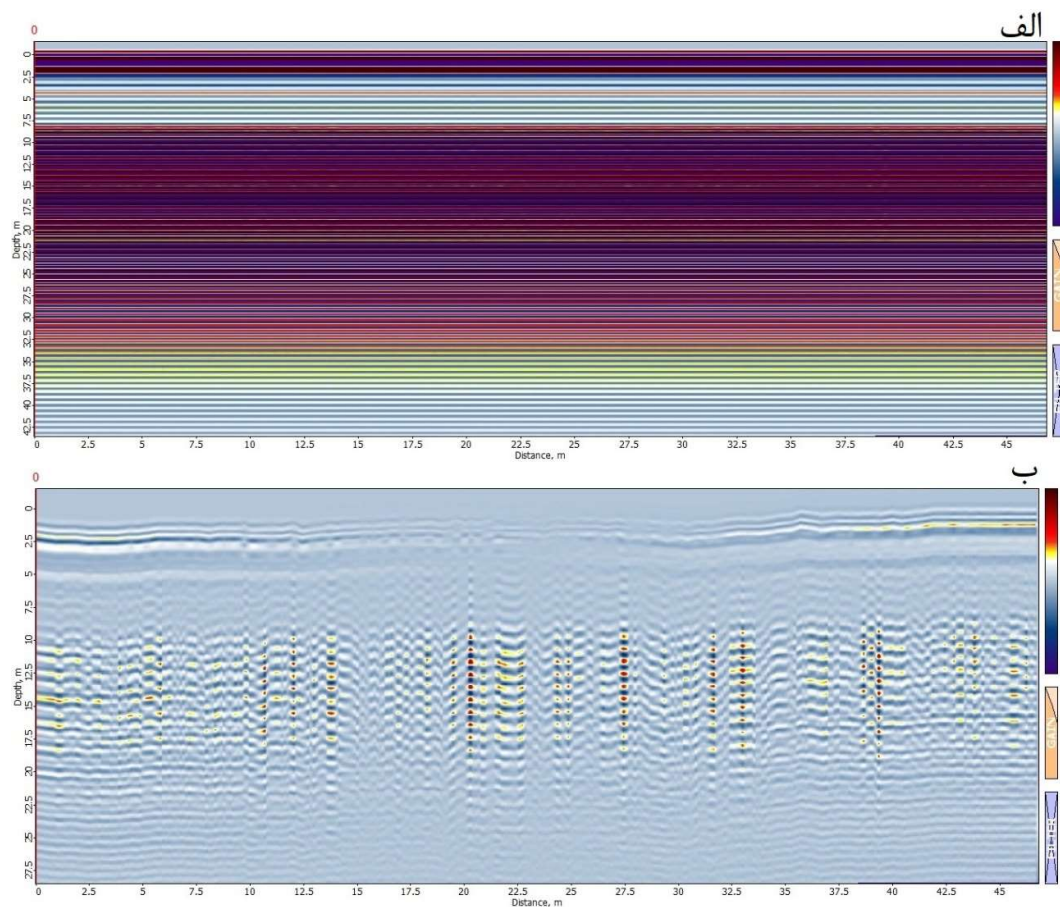
پروفیل ۷ به موازات پروفیل ۶ و در سمت شمال آن قرار دارد. طول این پروفیل ۴۷ متر است. مقطع

عمقی GPR پروفیل ۷ پیش و پس از پردازش در شکل ۵-۶ نشان داده شده است.

این پروفیل در راستای برون‌زدگی‌های بازالت در منطقه برداشت شد. تعداد بسیار موج‌های بازتابی در

مقطع GPR پروفیل ۷ پس از پردازش‌های اصلی (شکل ۵-۶-ب) به علت شکستگی‌های بسیار در توده

بازالتی موجود در زیر محل برداشت پروفیل ۷ است.

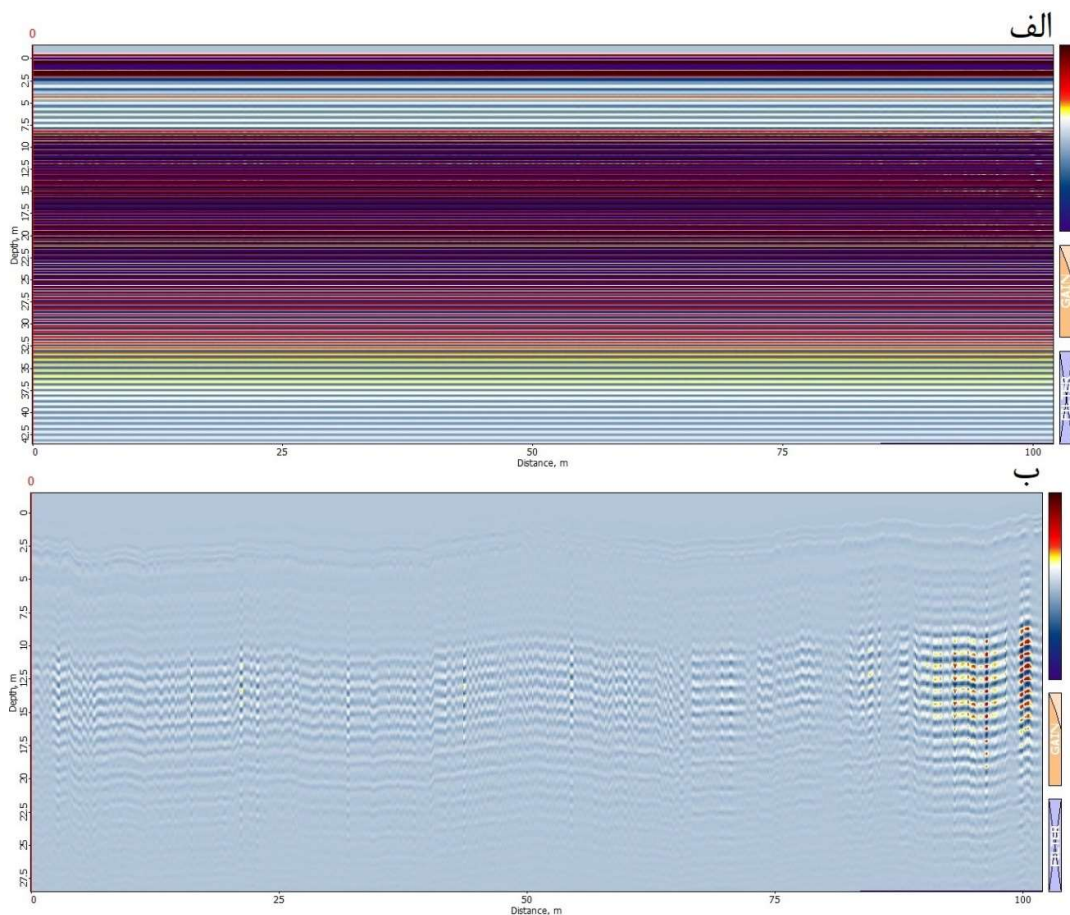


شکل ۵-۶. مقطع GPR پروفیل شماره ۷. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های اصلی

۵-۳-۶ پروفیل ۱۰

این پروفیل نیز در همان محل پروفیل ۹ برداشت شد که شروع آن از نقطه پایان پروفیل ۹ و امتداد آن به سمت شرق است. طول این پروفیل ۱۰۲ می‌باشد. مقطع عمقی GPR پروفیل ۱۰ پیش و پس از پردازش در شکل ۷-۵ نشان داده شده است.

در طول مقطع GPR پروفیل ۱۰ پس از پردازش‌های اصلی (شکل ۷-۵-ب) لایه‌ها به صورت نسبتاً همگن دیده می‌شوند. در انتهای پروفیل ۱۰ قسمتی از برون‌زدگی توده بازالتی قرار داشت که قسمتهایی از این توده در انتهای پروفیل ۱۰ در شکل ۷-۵-ب مشاهده می‌شود.



شکل ۵-۷. مقطع GPR پروفیل شماره ۱۰. الف) قبل از پردازش، ب) بعد از اعمال پردازش‌های اصلی همانطور که در مقاطع GPR مشاهده کردید، داده‌ها دارای نوفه‌های بسیاری هستند و امواج سطحی در اعماق تکرار شده‌اند. همچنین به دلیل سطح ایستابی بالا، جنس سنگ‌های منطقه و قدرت کم آنتن دستگاه مورد استفاده، امواج GPR تا عمق بسیار کمی نفوذ کرده‌اند و باقی امواج دستگاه نوفه هستند. با این حال با استفاده از پردازش داده‌های GPR ساختارهای زمین‌شناسی از هم تفکیک شد.

۴-۵ برداشت، مدل سازی و تفسیر داده‌های مقاومت ویژه

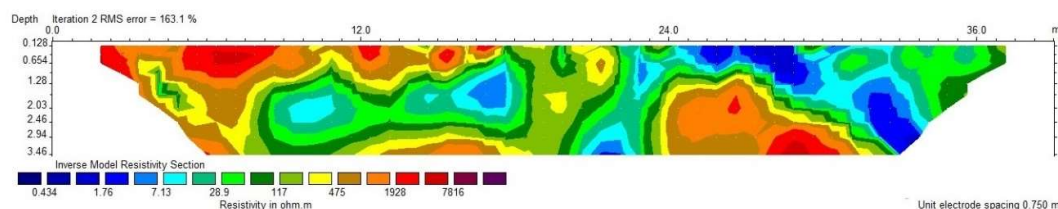
دو پروفیل مقاومت ویژه برداشت شده در منطقه بر روی دو پروفیل ۱ و ۳ GPR قرار داشته و به عبارت دیگر بر روی آن‌ها منطبق هستند. آرایه الکترودی انتخاب شده برای برداشت، آرایه دوقطبی - دوقطبی است. فاصله الکترودی ۱/۵ متر و طول گام‌ها ۱ تا ۸ می‌باشد.



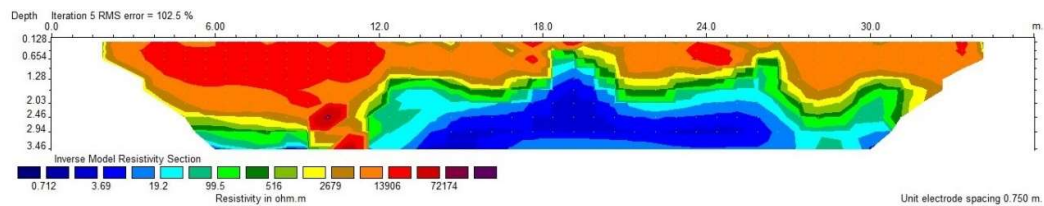
شکل ۵-۸. محل برداشت پروفیل ۱ مقاومت ویژه

دستگاه مورد استفاده برای برداشت داده‌های مقاومت ویژه، Terrameter SAS 1000 ساخت شرکت ABEM است که نیروی جریان الکتریکی آن از یک باتری ماشین تأمین می‌شود. داده‌های خام را ابتدا وارد اکسل کرده و سپس خروجی فایل dat گرفته می‌شود تا بتوان آن را وارد نرم‌افزار RES2DINV کرد. بعد از ورود داده‌ها از منوی Inversion گزینه Use model refinement را انتخاب و فاصله الکترودی را نصف شد تا دقت وارون سازی داده‌ها بیشتر شود. بعد از این مرحله داده‌ها از منوی Inversion گزینه Least-squares inversion وارون سازی می‌شوند.

همان‌طور که قبلاً گفته شد، پروفیل ۱ مقاومت‌ویژه دقیقاً منطبق بر پروفیل ۱ GPR برداشت شد. این پروفیل به طول ۳۹ متر است و بر روی دیواره سینه کار معدن قرار دارد. بعد از انجام مدل‌سازی وارون بر روی داده‌های مقاومت‌ویژه برداشت‌شده در طول پروفیل ۱ نتایج این مدل‌سازی وارون در شکل ۵-۹ نشان داده شده است.



شکل ۵-۹. مقطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌های مقاومت‌ویژه برداشت‌شده در طول پروفیل ۱ همان‌طور که در مقطع مقاومت‌ویژه نشان داده شده در شکل ۵-۹ دیده می‌شود مقاومت‌ویژه سطحی در ابتدای این پروفیل بالا بوده که به دلیل وجود سیلیس‌های نزدیک سطح، این مقاومت‌ویژه بالا در مقطع دیده می‌شود. همچنین در فاصله ۲۵ متری تا تقریباً انتهای پروفیل وجود خاک‌های سطحی و عمقی به مقدار قابل‌توجه سبب کاهش مقاومت‌ویژه در این بخش از پروفیل شده است. علاوه بر این در فاصله ۹ تا ۱۹ متری پروفیل در عمق مقاومت‌ویژه کاهش پیدا کرده که احتمالاً به دلیل دگرسانی و خردشدگی آندزیت بازالت‌ها می‌باشد. در نهایت در فاصله ۲۴ تا ۳۰ متری پروفیل در عمق افزایش مقاومت‌ویژه دیده می‌شود که ناشی از وجود احتمالی سیلیس‌های مقاوم می‌باشد. پروفیل ۲ مقاومت‌ویژه هم در راستای پروفیل ۲ GPR قرار دارد، با این تفاوت که کل پروفیل دوم را در بر نمی‌گیرد و شامل قسمتی از آن به طول ۳۶ متر می‌شود. مقطع مدل‌سازی وارون مقاومت‌ویژه پروفیل ۲ بعد از اعمال فیلترهای بیان‌شده در شکل ۵-۱۰ مشاهده می‌شود.



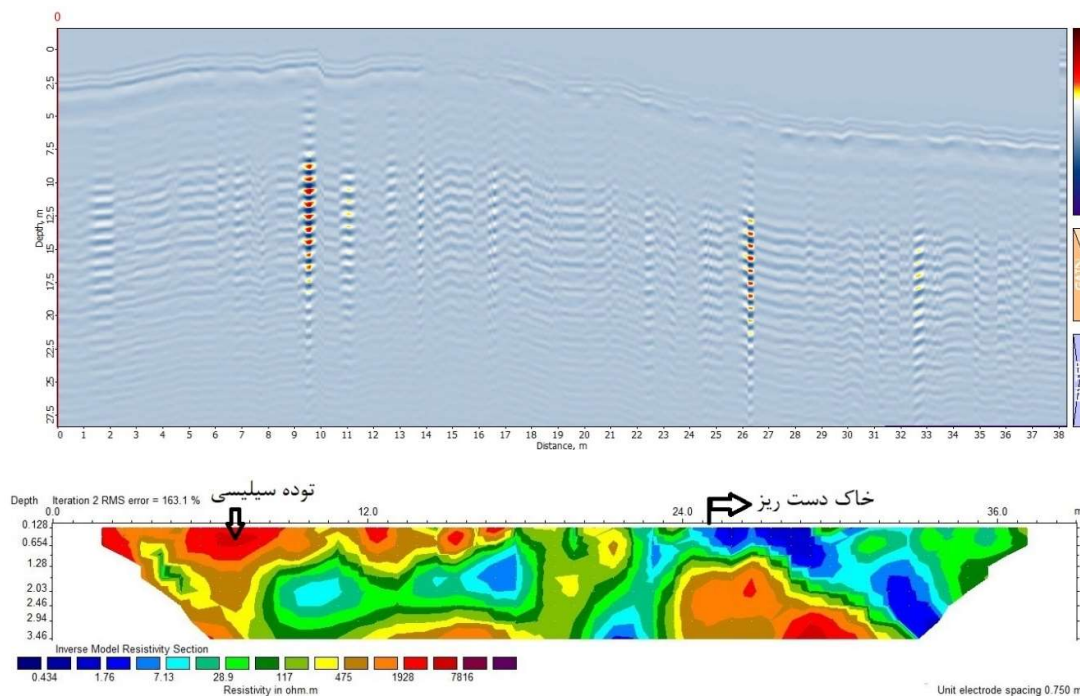
شکل ۵-۱۰. مقطع حاصل از مدل سازی وارون داده های مقاومت ویژه برداشت شده در طول پروفیل ۲ همان طور که در شکل ۵-۱۰ مشاهده می شود، یک توده با مقاومت ویژه بالا در ابتدای پروفیل ۲ مقاومت ویژه دیده می شود که نشان دهنده توده بازالتی ای است که بر روی زمین برون زدگی دارد. همچنین در باقی قسمت های سطحی این پروفیل مقاومت ویژه نسبتاً بالایی مشاهده می شود که حاصل از آبرفت های رسی همراه با تکه های سیلیس است که مقاومت بالا دارند. علاوه بر این در قسمت های عمقی از متر ۱۲ تا انتهای پروفیل مقاومت ویژه کاهش پیدا کرده که نشان از دگرسانی و خردشدگی سنگ های بازالت و همچنین وجود رطوبت در زیر محل پروفیل ۲ مقاومت ویژه است.

۵-۵ مقایسه و تلفیق نتایج تفسیر داده های GPR و مقاومت ویژه

از آنجا که پروفیل های ۱ و ۳ GPR منطبق بر پروفیل های ۱ و ۲ مقاومت ویژه بوده ، در نتیجه می توان نتایج تفسیر GPR و مقاومت ویژه آن ها را با هم مقایسه و تلفیق نموده و به نتایج دقیق تر و مطمئن تری رسید.

مقطع GPR پروفیل ۱ و مقطع مدل سازی وارون داده های مقاومت ویژه پروفیل ۱ در شکل ۵-۱۱ و مقطع GPR پروفیل ۳ و مقطع مدل سازی وارون داده های مقاومت ویژه پروفیل ۲ در شکل ۵-۱۲ نشان داده شده اند. در شکل ۵-۱۱ کل طول مقطع GPR و مقاومت ویژه برهم منطبق هستند، ولی در شکل ۵-۱۲ پروفیل مقاومت ویژه فقط مقداری از پروفیل GPR را شامل می شود که این مقدار از متر ۱۳ تا ۴۹ متر پروفیل GPR است.

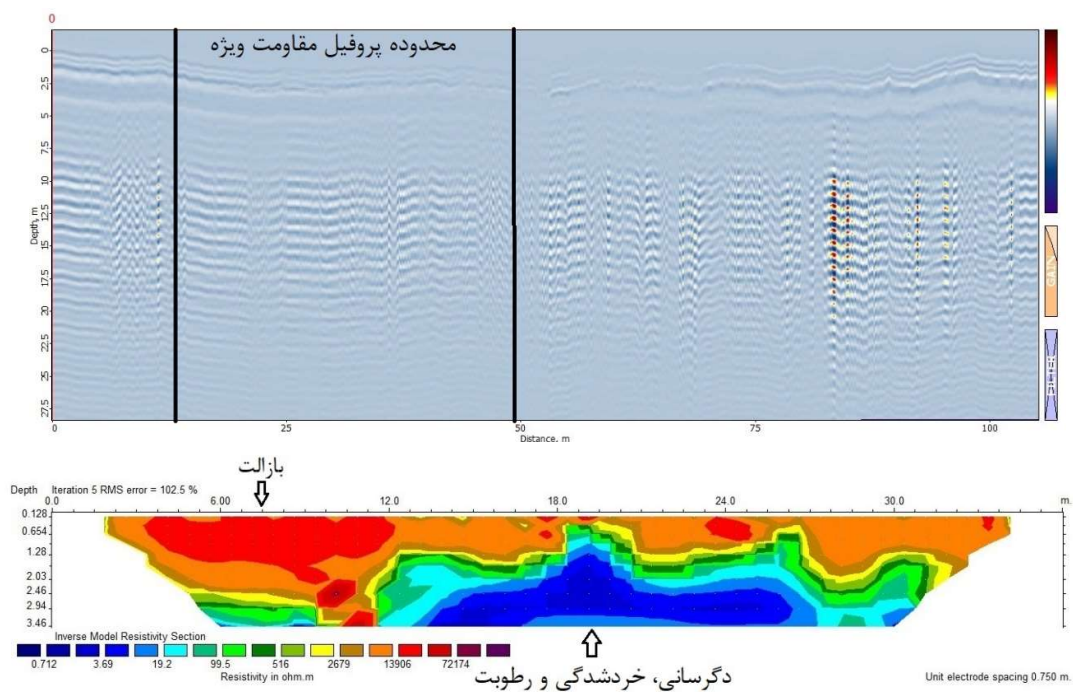
در مقایسه مقطع پروفیل ۱ GPR و مقطع پروفیل ۱ مقاومت ویژه، موج‌های بازگشتی GPR در قسمت‌هایی مشاهده می‌شود که ناهمگنی زیادی در زمین وجود دارد. به‌طور مثال در متر ۱۰ پروفیل مقاومت ویژه مقدار مقاومت ویژه زمین به‌طور ناگهانی تغییر می‌کند، موج بازگشتی GPR را در مقطع پروفیل ۱ GPR مشاهده می‌شود. همچنین در متر ۲۷ هم نشان‌دهنده ناهمگنی زیاد در این قسمت از پروفیل می‌باشد.



شکل ۵-۱۱. مقاطع پروفیل ۱ GPR و پروفیل ۱ مقاومت ویژه

برای اطمینان از وجود این آنومالی یا بی‌هنجاری، این قسمت از سطح زمین مورد حفاری دستی قرار گرفت. بعد از حفر حدود ۳۰ سانتی‌متر از سطح زمین، به توده سیلیسی بسیار سختی برخورد کردیم که به‌وسیله چکش هم قابل خرد شدن نبود.

در پروفیل ۲ مقاومت ویژه لایه‌ها به‌صورت نسبتاً همگن‌تری نسبت به پروفیل ۱ مقاومت ویژه دیده می‌شود. اثر این نسبتاً همگن بودن لایه‌ها در پروفیل ۳ GPR قابل مشاهده است، به‌طوری‌که بازتاب‌های GPR به‌صورت کاملاً مرتب و موازی لایه‌بندی زمین را نشان می‌دهند.



شکل ۵-۱۲. مقاطع پروفیل ۳ GPR و پروفیل ۲ مقاومت ویژه

فصل ۶ : جمع بندی، نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱ جمع‌بندی

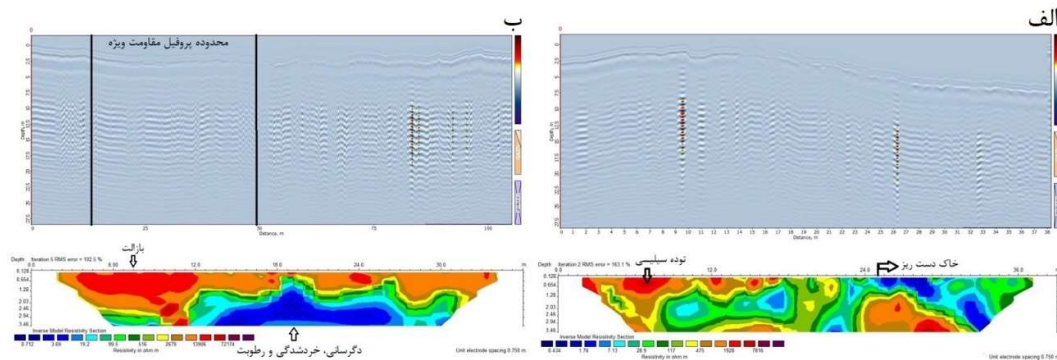
گوهرسنگ‌های سیلیسی که طیف وسیعی از کوارتزهای درشت‌بلور و رنگی (آمتیست، سیتین، رز کوارتز و ...)، کوارتزهای ریزبلور (کلسدونی، آگات و ژاسپر) و نیز آمورف (اوپال) را شامل می‌شود، در کمان‌های ماگمایی ترشیری (کمان‌های ارومیه-دختر، معلمان-خواف و البرز - آذربایجان) توزیع فراوانی دارد و قابل پی‌جوئی است (فاضلی اولادی و همکاران، ۱۳۹۰). یکی از مهم‌ترین منابع آمتیست ایران، منطقه معدنی سیلیس طرود می‌باشد که تاکنون مطالعات اندکی در رابطه با زمین‌شناسی و نحوه تشکیل آمتیست صورت گرفته ولی هیچگونه مطالعه اکتشافی سیستماتیکی صورت نگرفته است. در این پژوهش برای اولین بار در ایران برای اکتشاف کانی‌سازی سیلیس در منطقه طرود از دو روش ژئوفیزیکی GPR و مقاومت‌ویژه استفاده شد.

کانی‌سازی سیلیس در منطقه به فرم آمتیست، کوارتز بی‌رنگ و خاکستری و تا حد کمی قرمز و زرد و نیز آگات می‌باشند که داخل شکستگی‌های سنگ‌های آندزیت و آندزیت بازالت‌ها را پر کرده است. کلسدونی و آگات‌های کروی شفاف و نیمه شفاف به رنگ‌های سفید، خاکستری، صورتی و بی‌رنگ در ابعاد میلی‌متری تا چند سانتی‌متر به صورت پراکنده سطح دشت منطقه را پوشانده‌اند و منظر سفیدرنگی برای منطقه ایجاد کرده است.

تشکیل کانی‌سازی سیلیس در دو مرحله صورت گرفته است. در مرحله اول ایجاد شکستگی‌ها در آندزیت‌ها و توف‌های آندزیتی که میزبان ژئودها می‌باشند، و در مرحله دوم پر شدن ژئودها و رگه‌ها با آگات، آمتیست، کوارتزهای ریزبلور و درشت‌بلور بی‌رنگ (فاضلی اولادی و همکاران، ۱۳۹۰، مهرپرتو و همکاران، ۱۳۸۷).

برداشت‌های ژئوفیزیکی به تعداد ۱۰ پروفیل GPR و ۲ پروفیل مقاومت‌ویژه برداشت شد. از آنجا که ۲ پروفیل مقاومت ویژه برداشت شده با دو ۲ پروفیل GPR منطبق بر هم بودند، نتایج تفسیر GPR و مقاومت‌ویژه آن‌ها را با هم مقایسه و تلفیق شد و نتایج دقیق‌تر و مطمئن‌تری حاصل شد.

در قسمت های از پروفیل مقاومت ویژه که ناهمگنی زیادی وجود دارد، موج های بازگشتی در مقاطع GPR مشاهده می شود، اما در قسمت های از پروفیل مقاومت ویژه که نسبتاً همگن هستند، بازتاب های GPR به صورت کاملاً مرتب و موازی دیده می شوند. (شکل ۶-۱)



شکل ۶-۱. الف) مقایسه پروفیل ۱ GPR و پروفیل ۱ مقاومت ویژه، ب) مقایسه پروفیل ۳ GPR و پروفیل ۲ مقاومت ویژه

۶-۲ نتیجه گیری

۱- بر اساس مطالعات انجام شده بر روی کانی سازی آمتیست، وجود عنصر آهن در ساختار شیمیایی آمتیست می تواند یکی از عوامل اصلی رنگ زایی آمتیست باشد.

۲- با استفاده از روش ژئوفیزیکی GPR، ساختارهای زمین شناسی از هم تفکیک شد، اما نوع و جنس ساختار قابل تشخیص نبود.

۳- روش مقاومت ویژه به خوبی محل کانی سازی سیلیس و سایر ساختارهای زمین شناسی را مشخص نمود.

۴- برای صحت سنجی نتیجه حاصل از روش مقاومت ویژه، محلی که مقطع ۲ مقاومت ویژه آنومالی یا بی هنجاری نشان داده بود مورد حفاری دستی قرار گرفت و در عمق حدود ۳۰ سانتی متری یک توده سیلیسی مشاهده شد.

۶-۳ پیشنهادات

- ۱- استفاده از روش‌های رادیومتری مانند روش اسپکترومتری گاما برای مشخص کردن و تفکیک رس‌ها (پتاسیم ۴۰) و مواد رادیواکتیو (اورانیوم و تورיום) از سیلیس در منطقه پیشنهاد می‌گردد.
- ۲- از آنجا که روش مقاومت‌ویژه بر روی دو پروفیل برداشت‌شده در منطقه مورد مطالعه نتایج خوبی در بر داشته است، توصیه می‌شود پروفیل‌های مقاومت‌ویژه بیشتری در منطقه طراحی و اجرا گردد.
- ۳- با توجه به حجم زیاد سیلیس موجود در منطقه، پیدا کردن منشأ سیلیس‌های منطقه پیشنهاد می‌گردد.

مربع

ابراهیمی، م.، نعمت اللهی، م.، آقامرادی، ف.، (۱۳۹۴)، "پتانسیل گوهری آمتیست در منطقه چمالو، شمال غرب زنجان"، بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه زنجان.

رحیم زاده، ب.، (۱۳۹۵)، "درآمدی بر کانی های کلکسیون ایران، معرفی و لزوم توجه به آن"، سومین همایش ملی گوهرشناسی و بلورشناسی، انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.

زمردیان، ح.، حاجب حسینی، ح.، (۱۳۷۵)، "ژئوفیزیک کاربردی"، جلد یک، دانشگاه تهران.

شیخی قشلاقی، ر.، قربانی، م.، (۱۳۹۴)، "خصوصیات مینرالوگرافی، گوهرشناسی و ارتباط آن با کیفیت صیقل خوری در آگات های جنوب ترود"، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۸، ص ۴۴.

شیخی قشلاقی، ر.، قربانی، م.، مسعودی، ف.، (۱۳۹۴)، "فرآوری، بهسازی و عوامل رنگ زا در گوهرهای جنوب ترود"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲۳، ص ۵۴۵.

فاضلی اولادی، ا.، بستامی، ع.، فرهادی نژاد، ط.، شاهرخی، و.، محمدزاده هاوستینی، س.، (۱۳۹۰)، "بررسی خاستگاه سیلیس های نیمه قیمتی با نگرشی بر میکروترمومتری سیالات کانه دار در ناحیه طرود - معلمان (استان سمنان)"، سی امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

قربانی، م.، (۱۳۸۶)، "زمین شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران"، آرین زمین.

کلاگری، ع.، (۱۳۸۹)، "اصول اکتشافات ژئوفیزیکی"، علی اصغر کلاگری.

ملک محمودی، ف.، خلیلی، م.، (۱۳۹۳)، "بررسی منشأ و شرایط شکل گیری آگات های خور و بیابانک (استان اصفهان)". مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۶، ص ۲۷۷.

مهرپرتو، م.، فیضی، ع.، سلطانی، ص.، قاسمی سیانی، م.، (۱۳۸۷)، "بررسی منشأ تشکیل ژئودهای سیلیسی (آمتیست) جنوب طرود بر اساس مطالعات پتروگرافی، بافت شناسی و میکروترمومتری"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز، شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب.

نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود، (۱۳۵۵)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
نوروزی، غ، (۱۳۹۲)، "روش های الکتریکی در ژئوفیزیک اکتشافی: مقاومت ویژه - پلاریزاسیون القایی
- الکترومغناطیس"، دانشگاه تهران.

Annan, A.P., (2001). Ground penetrating radar workshop notes. Sensors Softw. Inc.,
Ontario, Canada.

Annan, A.P., Davis, J.L., (1992). Design and development of a digital ground penetrating
radar system. Gr. Penetrating Radar. Geol. Surv. Canada, Pap 90, 15–23.

Baggio, S.B., Hartmann, L.A., Massonne, H.-J., Theye, T., Antunes, L.M., 2015. Silica
gossan as a prospective guide for amethyst geode deposits in the Ametista do Sul
mining district, Paraná volcanic province, southern Brazil. J. Geochemical Explor.
159, 213–226.

Bas, M.J.L., Maitre, R.W.L., Streckeisen, A., Zanettin, B., (1986). A chemical
classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol.

Chenrai, P., Charusiri, P., Galong, W., (2010). One Dimensional Resistivity Sounding for
Resolving Gem-bearing Gravel Layer: A Comparison of Schlumberger with Wenner
Techniques at Bo Rai, Eastern Thailand. Bull. Earth Sci. Thailand.

Chenrai, P., Charusiri, P., Galong, W., (2012). Geophysical technique applied to
gemexploration in Chanthaburi, Eastern Thailand. Aust. J. Basic Appl. Sci. 6, 459–
464.

Conyers, L.B., Goodman, D., (1997). Ground-Penetrating Radar: An Introduction for
Archaeologists. Altamira Press, London.

Cook, F.A., (1997). Application of geophysics in gemstone exploration. Gems Gemol.

Cook, F.A., (2002). Geophysical methods used in exploration for gemstones. CSEG Rec.
27.

Daniels, D., (1996). Surface Penetrating Radar, The Inst. Electr. Eng., London.

Epstein, D.S., (1988). Amethyst Mining In Brazil. Gems Gemol. 24, 214–228.

Davis, J.L., Annan, A.P., (1989). GROUND-PENETRATING RADAR FOR HIGH-

RESOLUTION MAPPING OF SOIL AND ROCK STRATIGRAPHY 1. Geophys. Prospect. 37, 531–551.

Dedushenko, S.K., Makhina, I.B., Mar'in, A.A., Mukhanov, V.A., Perfiliev, Y.D., (2004). What oxidation state of iron determines the amethyst colour?. ICAME 2003. Springer, pp. 417–422.

Groat, L.A., Laurs, B.M., (2009). Gem formation, production, and exploration: Why gem deposits are rare and what is being done to find them. Elements 5, 153–158.

Hosaka, M., Taki, S., (1983). Hydrothermal growth of amethyst and citrine in NaCl and KCl solutions. J. Cryst. Growth 64, 572–576.

Hurlbut, C.S., Klein, C., (1977). Manual of mineralogy (after James D. Dana). Wiley.

Knödel, K., Lange, G., Voigt, H.-J., (2007). Environmental geology: handbook of field methods and case studies. Springer Science & Business Media.

Lehmann, F., Green, A.G., (2000). Topographic migration of georadar data: Implications for acquisition and processing. Geophysics 65, 836–848.

Neal, A., (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. Earth-science Rev. 66, 261–330.

Parasnis, D.S., (1997). Principles of applied geophysics. London, Engl. 400.

Pertille, J., Hartmann, L.A., Duarte, S.K., Arena, K., Rosa, M.L.C.C., Barboza, E.G., (2013). Gossan characterization in the Quaraí and Los Catalanes amethyst geode districts (Brazil and Uruguay), Paraná volcanic province, using rock geochemistry and gamma-spectrometry. J. Geochemical Explor.

Plewes, L.A., Hubbard, B., (2001). A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. Prog. Phys. Geogr. 25, 203–236.

Reynolds, J.M., (1997). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley, Chichester.

Sensors and software, (1999). pulseEKKO 100 RUN User's Guide, Version 1.2.

Van Overmeeren, R.A., (1994). Georadar for hydrogeology. First Break 12, 401–408.

www.binaloud.com

www.edu.nano.ir

Zeng, X., McMechan, G.A., (1997). GPR characterization of buried tanks and pipes. *Geophysics* 62, 797–806.

Zhuk, Y., (2017). Critical Assessment of the Mineralogical Collections at Uppsala University using Raman Spectroscopy

Abstract

In Iran, silica gemstone mineralization has been occurred in different places with suitable geological environments. In this research, possibility to detect silica mineralization at depth has been carried out by Ground-penetrating radar (GPR) and Resistivity geophysical methods at the Toroud silica mining area, located in 120 km southwest of Shahrood City. The GPR and resistivity data have been acquired along 10 and 2 survey lines, respectively. Mineralogical and petrological studies has been done by polarized microscope, X-ray fluorescence (XRF), Atomic Absorption (AA) and Raman spectroscopy. Based on the geological studies, andesite, andesite-basalt and basalt are the main rocks exposed in the study area. The silica mineralization has been occurred as coarse grain quartz including purple, gray amethyst and rock crystal; also light and dark agate and chalcedony as fine grain quartz. The silica mineralization has filled the fractures inside andesite and andesite-basalt rocks as geode or vein/veinlet structures. The GPR results have revealed that where underline layers are nearly homogeneous, the reflected waves show parallel patterns but at heterogeneous layers they show abundant variations. Based on the resistivity results, the probable silica mineralization has been detected in some places. To verify the revealed resistivity anomalies, drilling in one of the probable places of resistivity anomalies was carried out and the top of silica mineralization at the depth of 30 cm was observed.

Keywords: Toroud, Silica, Amethyst, Geophysics, Ground-penetrating radar, Resistivity



Shahrood University of
Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc. Thesis in Mineral Exploration

Exploration of Silica mineralization using GPR and resistivity geophysical methods in south Toroud area, Shahrood region

Mahdi Ebrahimi

Supervisors:

Dr. Arezoo Abedi

Dr. Abolghasem Kamkar-Rouhani

Advisor:

Dr. Saeid Saadat

January 2019