

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه مهندسی نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

مدل سازی داده‌های لرزه نگاری انکساری و مقاومت ویژه الکتریکی و تفسیر تطبیقی نتایج در

شناسایی دقیق ساختارهای زیر سطحی؛ به همراه یک مطالعه موردی

ایمان خاکی نجف آبادی

استاد راهنما:

دکتر مهرداد سلیمانی منفرد

اساتید مشاور:

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

دکتر حمید آقاجانی

شهریورماه ۱۳۹۴

تقدیم به سه وجود مقدس

مادر م

پدر م

اساتید م

آنان که ناتوان شدند تا ما به توانایی برسیم

موباشان سپید شد تا ما رو سفید شویم

و عاشقان سوختند تا ما کرامت بخش وجود ما و روسنگر را همان باشند

آزاد مردانی که نیک می اندیشند و عقل و منطق را پیشه خود نموده

و جز رضای الهی و پیشرفت و سعادت جامعه، مدنی ندارند.

شکر و قدردانی

حال که به یاری خداوند متعال این پایان نامه به اتمام رسیده، بر خود لازم می‌دانم که در این چند خط محدود از تلاش ها و کمک های اساتید

ارجمند جناب آقای دکتر مهرداد سلیمانی متفرد، جناب آقای دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی و جناب آقای دکتر حمید آقاجانی که بارها بهمانی های

دلسوزانه خود را بهی بس دشوار را بر من بهوار نموده اند، شکر می‌نویسم و ویژه نمایم و آرزوی کامیابی بیش از پیش را برایشان داشته باشم.

همچنین از زحمات آقایان دکتر ایرج پیروز، دکتر امین روشندل کاهو، دکتر علی نجفی کلاته، دکتر علیرضا عرب امیری، دکتر بهزاد تخم چی،

دکتر سوسن ابراهیمی به عنوان اساتید ارجمند این جانب در طول دوره کارشناسی ارشد کمال شکر را دارم.

در انتها از زحمات و راهنمایی های بهترین دوستانم، مهندسین سید حسین موسوی، میعاد بادا، علی قلی زاده، علی پهلوان لو، سعید قربانی، رامین اسدی،

علی روین تن، سلمان قلاتشی، علی صیادی، فاطمه اعظم پور، نادیه خرمی، کزول شیدانی، ابراهیم میرکالی، علی صادقی، وحید جعفرزاده، مصطفی

امید شعیبی، بهزاد سرلاک، حمید باغ زندانی، مسعود ترابی خواه، مهین محمدزاده و محمد رضایی که با ضربات پیکان موج رفاقت، جریان صداقت را

انتشار و نقل معرفتشان را بر بنده دوچندان ساختند، کمال شکر و قدردانی را دارم.

آنچه در این نوشتار شایسته و درخور یا نقد حاصل تلاش اساتید و دوستان، آنچه ناچخته و نارسا دیدم بر بنده ینجشد.

چکیده:

امروزه به منظور افزایش صحت، دقت و رسیدن به نتیجه مطلوب در مطالعات ژئوفیزیکی، به استفاده از روش‌های مختلف برای یک کار اکتشافی به صورت استفاده از روش‌های اولیه و ثانویه متناسب با هدف مورد نظر، نیاز است. در این مطالعه از سه روش لرزه‌نگاری انکساری، مقاومت‌ویژه الکتریکی و گرانی‌سنجی که از روش‌های عمده ژئوفیزیکی در شناسایی ساختارهای زیرسطحی است، استفاده شده است. این روش‌ها، به طور گسترده در بسیاری موارد مانند کاربردهای مهندسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. هدف نهایی این تحقیق شناسایی ساختارهای زیرسطحی، برآورد ضخامت لایه‌ها، تعیین سطح آب زیرزمینی و مشخص کردن ویژگی‌ها و خواص مهندسی خاک می‌باشد. به این منظور بیست پروفیل لرزه‌نگاری انکساری که هر دو موج فشاری (P) و برشی (S) برداشت، دو پروفیل مقاومت‌ویژه الکتریکی با آرایش قطبی-دوقطبی، دو سونداژ با آرایش شلومبرژه و ۲۵۵ نقطه داده گرانی‌سنجی با فاصله‌ی ایستگاهی ۵ متر در دشت بسطام واقع در حدود ۵ کیلومتری شهرستان شاهرود برداشت شد. سپس داده‌های برداشتی مورد تفسیر، پردازش و مدل‌سازی دوبعدی و یک بعدی قرار گرفت. نتایج حاصل از مدل‌سازی داده‌های لرزه‌نگاری انکساری به روش جملات زمانی^۱ و توموگرافی لرزه‌ای و تفسیر مقادیر سرعت نشان دادند که لایه‌های زیر سطحی در منطقه مورد مطالعه به طور کلی به دو بخش آبرفت دانه ریز تا متوسط به همراه رس و آبرفت دانه متوسط تا درشت دانه تقسیم می‌شود. عمق لایه اول بین ۰/۵ تا ۴ متر و متشکل از رس، ماسه و همچنین از رسوبات دانه‌ریز تا متوسط (خاک هوازده) می‌باشد و لایه دوم از جنس آبرفت دانه متوسط تا درشت می‌باشد. خاکبرداری و پروفیل‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی برداشت شده در محدوده مورد مطالعه تغییرات این لایه‌ها را به خوبی تایید می‌کند.

نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی، چندین گسل خوردگی محتمل را در محدوده مورد مطالعه شناسایی کرده که با برداشت مقاومت ویژه الکتریکی و لرزه‌نگاری عمود بر این گسل خوردگی‌ها، به

^۱ Time-term method

خوبی روش مقاومت ویژه توانست این گسل خوردگی‌ها احتمالی را شناسایی کند. در انتها مقایسه تطبیقی نتایج حاصل از روش‌های لرزه‌نگاری انکساری، مقاومت ویژه الکتریکی و گرانی‌سنجی به خوبی توانسته بودند ساختارهای زیرسطحی، ناهنجاری‌ها، گسل خوردگی‌ها و لایه‌های سطحی را شناسایی و تایید کنند. همچنین نتایج حاصل از مدل‌سازی یک‌بعدی سونداژ برداشتی در ناحیه مورد مطالعه، لایه هفتم را به عنوان لایه آبدار شناسایی و از عمق ۲۰۴ متری به بعد را می‌توان لایه آبدار در نظر گرفت. نتایج حاصل از حفاری چاه آب موجود در منطقه این نتایج را به خوبی تایید می‌کند.

در انتها با توجه به سرعت‌های موج فشاری (P) و برشی (S) تعدادی از پارامترهای مهندسی مانند شاخص تراکم، شاخص مواد، گرادیان چگالی و نسبت تنش محاسبه شده‌اند. مقادیر سرعت و پارامترهای مهندسی، تحکیم و استحکام نشان می‌دهند ناحیه مطالعاتی به دو زون تقسیم می‌شود. زون اول قسمت مرکزی، غربی و نیمه شمالی، خاک با کیفیت بهتری شناخته می‌شود و زون دوم در نیمه جنوبی و شرقی ناحیه مطالعاتی واقع شده که خاک با کیفیت پایین‌تری شناخته می‌شود.

کلمات کلیدی: لرزه‌نگاری انکساری، مقاومت ویژه الکتریکی، گرانی‌سنجی، توموگرافی لرزه‌ای، پارامترهای مهندسی، مدل عمق-سرعت، موج فشاری (P) و برشی (S).

مقالات مستخرج از پایان نامه:

خاکی، ا.، سلیمانی منفرد م، کامکار روحانی، ا. و آقاجانی، ح.، (۱۳۹۳)، "بررسی لایه‌های زیرسطحی

دشت بسطام با استفاده از روش لرزه‌نگاری انکساری"، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین.

خاکی، ا.، سلیمانی منفرد م، کامکار روحانی، ا. و آقاجانی، ح.، (۱۳۹۳)، "بررسی پارامترهای مهندسی

خاک به روش لرزه‌نگاری انکساری، مطالعه موردی دشت بسطام"، کنفرانس ملی مکانیک خاک و

مهندسی پی دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تربیت دبیر شهید رجایی تهران.

خاکی، ا.، سلیمانی منفرد م، کامکار روحانی ا. و آقاجانی، ح.، (۱۳۹۳)، "مدل سازی داده‌های لرزه‌نگاری

انکساری و تفسیر نتایج در شناسایی دقیق ساختارهای زیرسطحی، مطالعه موردی دشت بسطام"

، کنفرانس ملی مکانیک خاک و مهندسی پی دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تربیت دبیر شهید رجایی

تهران.

فهرست مطالب

۱.....	فصل اول
۲.....	۱-۱ مقدمه
۴.....	۲-۱ مطالعات مهندسی
۶.....	۴-۱ روش مقاومت ویژه الکتریکی
۸.....	۵-۱ روش گرانی سنجی
۹.....	۶-۱ ضرورت و هدف از انجام پایان نامه
۹.....	۷-۱ ساختار پایان نامه
۱۱.....	فصل دوم
۱۲.....	۱-۲ مقدمه
۱۲.....	۲-۲ تاریخچه روش لرزه‌ای شکست مرزی
۱۳.....	۳-۲ فرض‌های بنیادی روش لرزه‌ای شکست مرزی
۱۴.....	۵-۲ اصول حاکم بر برداشت‌های لرزه‌ای انکساری
۱۶.....	۲-۵-۱ استفاده از امواج طولی در مطالعات لرزه‌ای اکتشافی
۱۸.....	۲-۵-۲ استفاده از امواج عرضی در مطالعات لرزه‌ای اکتشافی
۱۹.....	۲-۶ برخی از روش‌های تفسیر داده‌های لرزه‌ای
۱۹.....	۲-۶-۱ روش زمان دو طرفه
۲۱.....	۲-۶-۲ ردیابی پرتو

- ۲-۶-۳ توموگرافی لرزه‌ای ۲۲
- ۲-۷ کاربرد لرزه‌نگاری در ژئوتکنیک ۲۳
- ۲-۸ دلیل کاربرد ژئوفیزیک ژئوتکنیکی ۲۴
- ۲-۹ برخی روش‌های مورد استفاده متداول ژئوفیزیک ژئوتکنیکی ۲۴
- ۲-۱۰ مدل‌های الاستیک دینامیکی ۲۵
- ۲-۱۰-۱ مدل یانگ ۲۵
- ۲-۱۰-۲ مدل کپ‌های ۲۵
- ۲-۱۰-۳ مدل برشی ۲۶
- ۲-۱۰-۴ مدل محوری ۲۶
- ۲-۱۰-۵ نسبت پواسون ۲۷
- ۲-۱۰-۶ ثابت‌های لامه ۲۸

۲۹ فصل سوم

- ۳-۱ مقدمه ۳۰
- ۳-۲ تقسیم‌بندی مواد مختلف از لحاظ مقاومت ویژه ۳۳
- ۳-۳ روش‌های الکتریکی به منظور مطالعه آب‌های زیرزمینی ۳۳
- ۳-۴ روش‌های اندازه‌گیری مقاومت ویژه ۳۵
- ۳-۴-۱-۱ آرایش شلومبرژه ۳۵
- ۳-۴-۲ پروفیل زنی مقاومت ویژه ۳۶
- ۳-۴-۲-۱ برداشت با آرایش قطبی - دوقطبی ۳۷

۳-۵ انتخاب آرایش الکترونی مناسب ۳۹

فصل چهارم ۴۱

۴-۱ مقدمه ۴۲

۴-۲ موقعیت جغرافیایی و مسیر دسترسی به منطقه برداشت ۴۲

۴-۳ مدل سازی و تفسیر دوبعدی داده‌های لرزه‌های انکساری ۴۳

۴-۴ موقعیت پروفیل‌های لرزه‌ای ۴۵

۴-۵ تصحیحات و پردازش‌های انجام شده بر روی داده‌ها ۴۸

۴-۶ انتخاب اولین زمان رسیده‌ها ۵۱

۴-۷ مدل مصنوعی داده‌های لرزه ۵۴

۴-۸ مدل‌سازی داده‌ها ۵۶

۴-۹ تفسیر تعدادی از پروفیل‌های موج p ۶۰

۴-۹-۱ تفسیر پروفیل P1 ۶۰

۴-۹-۲ تفسیر پروفیل P2 ۶۱

۴-۹-۳ تفسیر پروفیل P3 ۶۳

۴-۹-۴ تفسیر پروفیل P4 ۶۵

۴-۱۰ مدل سازی و تفسیر تعدادی از پروفیل‌های موج برش S ۶۷

۴-۱۰-۱ تفسیر پروفیل S5 ۶۷

۴-۱۰-۲ تفسیر پروفیل S6 ۶۹

۷۱ ۳-۱۰-۴ تفسیر پروفیل S7

۷۳ ۴-۱۱ واقعیت سنجی مدل‌های حاصل از داده‌های لرزه با ساختارهای زمین‌شناسی منطقه

۷۵ فصل پنجم

۷۶ ۱-۵ مقدمه

۷۶ ۲-۵ تعیین امتداد پروفیل‌های برداشت داده

۷۸ ۳-۵ تفسیر سونداژهای الکتریکی برداشت شده در محدوده مورد مطالعه

۷۸ ۱-۳-۵ نتایج تفسیر با منحنی‌های استاندارد

۷۹ ۱-۳-۵ نتایج تفسیر با نرم افزار IX1D

۸۰ ۲-۳-۵ نتایج تفسیر با نرم افزار IPI2WIN

۸۳ ۴-۵ تفسیر دوبعدی داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی با استفاده از نرم افزار RES2DINV

۸۳ ۵-۵ بررسی پروفیل‌های برداشت شده

۸۳ ۱-۵-۵ بررسی پروفیل ۱

۸۵ ۲-۵-۵ بررسی پروفیل ۲

۸۷ ۶-۵ تفسیر و پردازش داده‌های گرانی سنجی

۸۷ ۱-۶-۵ تفکیک آنومالی‌های محلی و ناحیه‌ای

۸۸ ۱-۶-۵ روش روند سطحی

۹۱ ۲-۶-۵ زاویه تمایل

۹۳ فصل ششم

۹۴ ۱-۶ مقدمه

۲-۶ مقایسه تطبیقی داده‌های لرزه‌نگاری، مقاومت ویژه و گرانی‌سنجی نیمه شمالی منطقه ۹۴

۳-۶ مقایسه مدل دو بعدی پروفیل‌های P6 و S6 لرزه‌نگاری با مدل دو بعدی مقاومت ویژه ۹۶

۴-۶ مقایسه تطبیقی داده‌های مقاومت ویژه و گرانی‌سنجی نیمه جنوبی منطقه ۹۹

۱-۴-۶ مقایسه نقشه‌ی گرانی‌سنجی و لرزه‌نگاری آنکساری ۱۰۱

۱۰۳ فصل هفتم

۱-۷ مقدمه ۱۰۴

۲-۷ تعیین پارامترهای مهندسی خاک ۱۰۴

۱-۲-۷ شاخص تراکم C_i ۱۰۹

۲-۲-۷ شاخص ماده (v) ۱۱۰

۳-۲-۷ گرادیان چگالی (D_i) ۱۱۲

۴-۲-۷ نسبت تنش (S_i) ۱۱۴

۱۱۷ فصل هشتم

۱-۸ نتیجه گیری ۱۱۸

۲-۸ پیشنهادات ۱۲۰

۱۲۱ مراجع

فهرست شکل‌ها

- شکل ۲-۳: زمان رسید موج به ژئوفون‌ها. پایین، مسیر موج مستقیم، انعکاسی و انکساری ۱۵
- شکل ۲-۴: مدل دو لایه‌ای که سطح زمین و فصل مشترک هر دو نامنظم می‌باشند ۱۹
- شکل ۲-۵: منحنی زمان-مسافت مربوط به شکل ۲-۴ ۲۰
- شکل ۲-۶: منحنی زمان-مسافت مربوط به شکل ۲-۴ که در آن منحنی T' از طریق رابطه ۲-۲ رسم شده
است ۲۱
- شکل ۲-۷: مدول‌های کشسان (A) مدول یانگ (B) مدول کپهای (C) مدول برشی (D) مدول محوری ۲۷
- شکل ۳-۱: نحوه توزیع خطوط جریان و پتانسیل در یک آرایش چهار الکترودی ۳۵
- شکل ۳-۲: شمایی از نحوه چیدمان الکترودها در آرایش الکترودی متقارن شلومبرژه ۴۰
- شکل ۳-۳ (الف): آرایش قطبی - دو قطبی مستقیم، (ب): آرایش قطبی - دو قطبی معکوس، (ج): آرایش قطبی -
دوقطبی متقارن ۴۲
- شکل ۴-۱: موقعیت قرارگیری محدوده برداشت و مسیر دسترسی به آن ۴۷
- شکل ۴-۲: موقعیت پروفیل‌های برداشت شده در منطقه ۴۹
- شکل ۴-۳: نمای برداشت موج برشی S ۴۷
- شکل ۴-۴: نمای پروفیل‌های برداشتی و همچنین صفحه فلزی ($20 \times 20 \text{ CM}^2$) و پتک (10KG) برای تولید
موج فشاری P ۴۷
- شکل ۴-۵: نمای داده‌های حاصل از همبستگی ردهای لرزه‌ای فایل ۷ و ۸ پروفیل موج برشی S2 ۵۰
- شکل ۴-۶: قبل از همبستگی ردها ۵۰
- شکل ۴-۷: بعد از همبستگی ردها ۵۰
- شکل ۴-۸: نمایش اولیه داده‌های مربوط به نقطه انفجار ۳ از پروفیل P10 ۵۱
- شکل ۴-۹: لرزه نگاشت قبل از پردازش و تصحیحات اولیه و انتخاب اولین زمان رسیده‌های نقطه انفجار ۴ از

- ۵۳..... P2 پروفیل
- شکل ۱۰-۴: نمودار زمان رسید پروفیل P11..... ۵۳
- شکل ۱۱-۴: مدل اولیه یک گسل خوردگی ساده..... ۵۴
- شکل ۱۲-۴: مدل توموگرافی حاصل از مدل مصنوعی گسل خوردگی ۵۵
- شکل ۱۳-۴: مدل اولیه تغییر سرعت ناگهانی در یک لایه ۵۵
- شکل ۱۴-۴: مدل توموگرافی حاصل از مدل اولیه تغییر سرعت ناگهانی در یک لایه ۵۵
- شکل ۱۵-۴: نمودار زمان- مسافت پروفیل P11..... ۵۶
- شکل ۱۶-۴: تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان- مسافت برای پروفیل P11 و آن پیکان نشان دهنده شروع لایه دوم. ۵۷
- شکل ۱۷-۴: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P11..... ۵۸
- شکل ۱۸-۴: نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل P11..... ۵۸
- شکل ۱۹-۴: مقطع عمقی بدست آمده از روش توموگرافی..... ۵۹
- شکل ۲۰-۴: نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل P1..... ۶۰
- شکل ۲۱-۴: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P1..... ۶۱
- شکل ۲۲-۴: مدل عمق-سرعت بدست آمده از روش توموگرافی، پروفیل P1..... ۶۱
- شکل ۲۳-۴: نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل P2..... ۶۲
- شکل ۲۴-۴: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P2..... ۶۲
- شکل ۲۵-۴: مدل عمق- سرعت بدست آمده از روش توموگرافی ۶۲
- شکل ۲۶-۴: نمودار زمان- مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان- مسافت بدست آمده با استفاده از

- روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل P3 ۶۴
- شکل ۴-۲۷: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P3 ۶۴
- شکل ۴-۲۸: مدل عمق-سرعت بدست آمده از روش توموگرافی ۶۴
- شکل ۴-۲۹: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل P4 ۶۵
- شکل ۴-۳۰: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P4 ۶۶
- شکل ۴-۳۱: مدل عمق-سرعت بدست آمده از روش توموگرافی ۶۶
- شکل ۴-۳۲: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل S5 ۶۷
- شکل ۴-۳۳: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل S5 ۶۸
- شکل ۴-۳۴: مدل عمق-سرعت بدست آمده از روش توموگرافی ۶۸
- شکل ۴-۳۵: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل S6 ۶۹
- شکل ۴-۳۶: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل S6 ۷۰
- شکل ۴-۳۷: مدل عمق-سرعت بدست آمده از روش توموگرافی ۷۰
- شکل ۴-۳۸: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل S7 ۷۱
- شکل ۴-۳۹: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل S7 ۷۲
- شکل ۴-۴۰: مدل عمق-سرعت بدست آمده از روش توموگرافی ۷۲
- شکل ۴-۴۱: استخر حفاری شده در محدوده مورد مطالعه که نمایی از تغییرات لایه‌های زمین‌شناسی را نشان می‌دهد ۷۴

- شکل ۵-۱: شبکه برداشت داده‌های گرانی‌سنجی و موقعیت پروفیل‌های الکتریک ۷۷
- شکل ۵-۲: مدل برازش داده شده به سونداژ S1 با استفاده از نرم‌افزار IXID ۸۰
- شکل ۵-۳: مدل اولیه به دست آمده از منحنی‌های استاندارد به همراه منحنی هموارسازی شده آرایش شلومبرژه (رنگ سیاه) و منحنی مدل اولیه (رنگ قرمز)، سونداژ S1 ۸۱
- شکل ۵-۴: منحنی هموارسازی شده آرایش شلومبرژه (رنگ سیاه) و منحنی مدل معکوس (رنگ قرمز)، سونداژ S1 ۸۲
- شکل ۵-۵: مقطع قائم مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی پروفیل ۱ ۸۴
- شکل ۵-۶: مقطع قائم مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی پروفیل ۲ ۸۶
- شکل ۵-۷: نقشه آنومالی گرانی نسبی بوگه ۸۷
- شکل ۵-۸: نقشه آنومالی ناحیه‌ای درجه دوم ۸۸
- شکل ۵-۹: نقشه آنومالی ناحیه‌ای درجه سوم ۸۹
- شکل ۵-۱۰: نقشه باقیمانده درجه سوم ۹۰
- شکل ۵-۱۱: نقشه حاصل از اعمال فیلتر زاویه تمایل ۹۱
- شکل ۶-۱: موقعیت پروفیل‌های برداشتی و تفسیر تطبیقی نتایج حاصل از داده‌های لرزه‌نگاری انکساری، مقاومت ویژه و گرانی‌سنجی ۹۵
- شکل ۶-۲: مقطع قائم مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی پروفیل ۱ ۱۰۱
- شکل ۶-۳: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P6 ۹۶
- شکل ۶-۴: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل S6 ۹۷
- شکل ۶-۵: مدل عمق سرعت حاصل از روش توموگرافی پروفیل S6 ۹۷
- شکل ۶-۶: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P7 ۹۸
- شکل ۶-۷: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل S7 ۹۸
- شکل ۶-۸: موقعیت پروفیل برداشتی و تفسیر تطبیقی نتایج حاصل از داده‌های مقاومت ویژه و گرانی‌سنجی

- ۱۰۰.....
- شکل ۹-۶: مقطع قائم مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دویعدی پروفیل دوم..... ۱۰۰
- شکل ۱۰-۶: نقشه تغییرات سرعت موج فشارشی در عمق ۱/۵ متری..... ۱۰۲
- شکل ۱۱-۶: نقشه باقیمانده درجه سه محدوده داده‌های لرزه‌نگاری..... ۱۰۲
- شکل ۱-۷: نقشه تغییرات سرعت موج فشارشی در عمق ۱/۵ متری..... ۱۰۵
- شکل ۲-۷: موقعیت پروفیل‌های لرزه‌ای انکساری موج فشاری و برشی..... ۱۰۶
- شکل ۳-۷: نقشه پربند نسبت پواسون در منطقه..... ۱۰۸
- شکل ۴-۷: نقشه پربند مدول یانگ در منطقه..... ۱۰۸
- شکل ۵-۷: نقشه پربند ثابت لامه در منطقه..... ۱۰۸
- شکل ۶-۷: نقشه پربند مدول برشی در منطقه..... ۱۰۸
- شکل ۷-۷: نقشه پربندی شاخص تراکم محدوده مورد مطالعه..... ۱۱۰
- شکل ۸-۷: نقشه پربندی شاخص ماده محدوده مورد مطالعه..... ۱۱۲
- شکل ۹-۷: نقشه پربندی گرادیان چگالی محدوده مورد مطالعه..... ۱۱۳
- شکل ۱۰-۷: نقشه پربندی نسبت تنش محدوده مورد مطالعه..... ۱۱۵

فهرست جدول‌ها

- جدول ۱-۲: سرعت امواج فشاری برای سنگ‌های مختلف پوسته زمین بر حسب متر بر ثانیه ۱۷
- جدول ۱-۳: ارزیابی آرایش‌های متداول با توجه به مهمترین عوامل مؤثر..... ۴۰
- جدول ۱-۵: مدل اولیه حاصل از تفسیر سونداژ S1 با استفاده از منحنی‌های استاندارد به همراه مدل معکوس..... ۷۹
- جدول ۲-۵: مدل اولیه حاصل از تفسیر سونداژ S1 با استفاده از منحنی‌های استاندارد ۸۱
- جدول ۳-۵: مدل معکوس حاصل از تفسیر سونداژ S1..... ۸۲
- جدول ۱-۷: معادلات استفاده شده در محاسبه مدل‌های الاستیسیته ۱۰۷
- جدول ۲-۷: روابط پارامترهای مهندسی ۱۰۷
- جدول ۳-۷: گستره شاخص تراکم و نسبت تنش متناظر با درجه استحکام مواد زیرسطحی ۱۰۹
- جدول ۴-۷: نسبت پواسون، سختی و شاخص ماده متناظر بامواد مختلف..... ۱۱۱
- جدول ۵-۷: گستره پارامترهای مواد زیرسطحی با توجه به نسبت پواسون و شاخص ماده ۱۱۱

۱ فصل اول

کلیات پایان نامه

امروزه با توجه به پیشرفت‌های حاصل در زمینه فناوری و رایانه و همچنین کاهش خطاهای اندازه‌گیری، انتظار افزایش دقت و صحت در اکثر کارهای اکتشافی ژئوفیزیکی رو به افزایش است و ارائه روش‌ها و تکنیک‌های جدید راه را برای رسیدن به نتایج بهتر، هموارتر نموده است. لذا به منظور افزایش صحت و دقت و رسیدن به نتیجه مطلوب در مطالعات ژئوفیزیکی، به استفاده از روش‌های مختلف برای یک کار اکتشافی به صورت استفاده از روش‌های اولیه و ثانویه متناسب با هدف مورد نظر، نیاز است. اغلب یک روش ژئوفیزیکی به تنهایی برای اکتشاف مورد خاص، قابل اعتماد نیست و معمولاً با ابهاماتی روبرو می‌شود.

به عنوان مثال اگر در منطقه‌ای بررسی صحیح و دقیق ساختارهای زیرسطحی ضروری باشد و عملیات حفاری مورد نظر نباشد، اطلاعات کامل را توسط نتایج لرزه‌نگاری شکست مرزی می‌توان به دست آورد ولی نباید لایه پنهان^۱ را در محاسبات عمق نادیده گرفت. با وجود این لایه پنهان بر روی نتایج الکتریکی تأثیری ندارد و می‌تواند برای تأیید داده‌های لرزه‌ای مورد استفاده قرار گیرد. روش لرزه‌نگاری شکست مرزی معمولاً دارای محدودیت‌هایی نیز می‌باشد، مانند:

۱- نبود تباین سرعت^۲ بین مواد از جنس مختلف مانند تشابه سرعت برای لایه خاک اشباع از آب و رسوبات خرد شده و هوازده لایه سنگ‌های رسوبی.

۲- وجود لایه با سرعت معکوس^۳ در مطالعات لرزه‌ای شکست مرزی، به این معنی که سرعت لایه‌ی

^۱ hidden layer

^۲ Velocity Contrast

^۳ inverse Velocity

بالا بیشتر از سرعت لایه‌ی پایین است و موج‌سر^۱ بر طبق قوانین فیزیکی (رابطه اسنل) ایجاد نمی‌شوند. لذا با توجه به هدف مطالعه، بهتر است حداقل از دو روش ژئوفیزیکی مختلف متناسب با آن استفاده نمود.

به منظور مطالعات مهندسی در این تحقیق، سه روش ژئوفیزیکی لرزه‌نگاری انکساری، مقاومت‌ویژه الکتریکی و گرانی‌سنجی مورد استفاده قرار گرفته است. همانطور که می‌دانید کاوش‌های ژئوفیزیکی به منظور مطالعه ویژگی‌های تکتونیکی و زمین‌شناسی سازندها، تفکیک و بررسی لایه‌های زمین، تعیین ضرایب کشسان لایه‌ها، برآورد پارامترهای دینامیکی لایه‌های زیرسطحی، بررسی رفتار لایه‌های زیرسطحی در مقابل زمین‌لرزه به منظور طراحی سازه‌ها و همچنین شناسایی و تعیین موقعیت ذخایر زیرزمینی از قبیل مخازن حاوی هیدروکربورها، معادن زیر سطحی، سفره‌های آب زیرزمینی و غیره صورت می‌گیرد. روش‌های مورد استفاده در کاوش‌های ژئوفیزیکی بر اساس اصول فیزیکی از قبیل قوانین جاذبه گرانشی، قوانین حاکم بر نحوه انتشار امواج الاستیک، نحوه تأثیر میدان‌های مغناطیسی و الکتریکی و همچنین امواج الکترومغناطیس در مواد تشکیل‌دهنده زمین بنا شده‌اند؛ لذا کمیت‌های فیزیکی مورد بررسی، تنها اطلاعاتی از خواص فیزیکی لایه‌های زمین را ارائه می‌دهند [۱].

بنابراین در صورتی که نتایج حاصل از انجام این روش‌ها به‌طور صحیح مورد تعبیر و تفسیر واقع شوند، می‌توانند اطلاعات مفید و با ارزشی از ویژگی‌های زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه، ساختارهای زیرسطحی و ضخامت لایه‌ها، سطح آب زیرزمینی، ضرایب الاستیسیته و پارامترهای مهندسی و غیره در اختیار متخصصین قرار دهند.

^۱ head waves

۲-۱ مطالعات مهندسی

در مقایسه با ژئوفیزیک اکتشافی، در ژئوفیزیک مهندسی، عمق هدف کمتر است و عمق بررسی‌ها به ندرت از ۱۰۰ متر تجاوز می‌کند. در ژئوفیزیک اکتشافی، اساساً آشکارسازی و ارزیابی ذخایر اقتصادی مورد توجه است در حالی که ژئوفیزیک مهندسی، ارزیابی زمین، اکتشاف مواد مهندسی و مطالعه سازه‌های مهندسی حائز اهمیت می‌باشد [۲].

بسیاری از خصوصیات ژئوتکنیکی خاک و سنگ‌ها (به عنوان مثال چگالی، تخلخل، نفوذپذیری و غیره) را می‌توان به طور غیرمستقیم با استفاده از اندازه‌گیری‌های ژئوفیزیکی تعیین کرد. از مهمترین این خصوصیات که مستقیماً در مطالعات مهندسی مورد استفاده قرار می‌گیرند می‌توان به مقاومت ویژه الکتریکی و سرعت انتشار امواج لرزه‌ای و گرانی‌سنجی اشاره کرد.

مطالعات ژئوفیزیکی در گسترده وسیعی از پروژه‌های مهندسی (از ساختمان‌های بلند و سدهای عظیم گرفته تا انباشت باطله‌های هسته‌ای) مورد استفاده قرار می‌گیرند. روش‌های ژئوفیزیکی کاربرد روز افزونی در ارزیابی ژئوتکنیکی به منظور طراحی، ساخت، تعمیر و نگهداری سازه‌های بزرگ (سدها، پل‌ها، بزرگراه‌ها و غیره) داشته است. پیشرفت‌های قابل توجه در اندازه‌گیری‌های صحرایی و همچنین آزمایشگاهی خصوصیات فیزیکی و مهندسی خاک‌ها و سنگ‌ها، مقبولیت روش‌های ژئوفیزیکی را افزایش داده است.

۳-۱ روش لرزه‌ای شکست مرزی

در روش لرزه‌ای شکست مرزی، انرژی امواج لرزه‌ای در طول سطح مشترک دو لایه که دارای سرعت‌های لرزه‌ای مختلف هستند حرکت می‌کنند. این امواج در مرزهای خاصی که خصوصیات انتشار لرزه‌ای تغییر می‌نماید، شکسته شده و زمان‌های مختلف سیر امواج لرزه‌ای رسیده به سطح زمین (یا

به داخل گمانه) توسط ژئوفون دریافت و بر روی لرزه نگاشت ثبت می‌گردد. با اندازه گیری زمان طی شده توسط جبهه موج لرزه‌ای تا رسیدن به ژئوفون می‌توان عمق سطح شکست دهنده در زیر سطح زمین را محاسبه کرد.

از این روش برای اندازه گیری سرعت امواج در لایه‌های مختلف استفاده می‌شود که می‌تواند نشانه‌ای از جنس مواد و یا سطح ایستابی باشد. روش لرزه‌ای انکساری مزیت‌هایی را نسبت به روش‌های دیگر بخصوص در مطالعات مناطق کم عمق نظیر فعالیتهای ژئوتکنیکی و کاربردهای محیطی و آبهای زیرزمینی را دارد. مطالعات لرزه‌ای انکساری در مناطق سطحی در عمق‌های کمتر از چند ده متر مفید و مؤثر می‌باشد. در مقایسه با روش بازتابی، روش انکساری توانایی خاصی در تهیه اطلاعات جزئی سرعت در عمیق ترین سطح شکننا برای محل زونهای هوازده و خرد شده در سنگ بستر را دارد. روش لرزه‌ای انکساری در مطالعات کم عمق نظیر مطالعات ژئوتکنیک و مهندسی کاربردهای بسیاری دارد. این امر به علت ماهیت عمل روش لرزه‌ای انکساری در خصوص تعیین سرعت در لایه‌های هوازده، تصحیحات بکار رفته، تعیین زون‌های گسلی در مناطق کم عمق و... می‌باشد. امروزه بنا به دلایل مختلف از جمله توسعه بخشهای مختلف زیربنایی شهرها و همچنین نیاز به اجرای پروژه‌های مهندسی و غیره توجه متخصصین بخصوص زمین شناسان و ژئوفیزیکدانان به روش لرزه‌ای انکساری جلب شده است.

مهمترین مزایای استفاده از این روش را در موارد زیر می‌توان خلاصه نمود:

- حل مسائل ساختمان‌های پیچیده زیر سطحی
- مطالعات زمین شناسی ناحیه‌ای (سطح‌های بیش از ۱۰۰ کیلومتر مربع)
- تعیین ساختمان پوسته فوقانی
- تعیین سرعت لایه‌های سطحی و هوازده و همچنین تصحیحات ایستائی و تعیین مقدار آن.
- ضخامت خاک و آبرفت

- مطالعات مهندسی و ژئوتکنیکی
- مطالعه‌ی عمق سنگ بستر^۱
- تعیین میزان مقاومت خاک یا سنگ در برابر شکاف یا جدایش به ویژه در عملیات حفاری یا عمق قابل خاک برداری^۲ سطح زمین.
- تعیین قابلیت حفر و گودبرداری در خاک و سنگ
- شناسایی ناحیه شکستگی^۳
- تعیین مدول‌های کشسانی^۴
- شناخت کانال‌های مدفون^۵

۴-۱ روش مقاومت ویژه الکتریکی

روش مقاومت ویژه الکتریکی از جمله عملیات صحرایی ژئوفیزیکی است که بر اساس انتقال جریان الکتریکی به داخل زمین، ایجاد اختلاف پتانسیل بین دو نقطه و محاسبه مقاومت ویژه عمق‌های مختلف زمین طراحی شده است. در این روش بر اساس استاندارد^۱ که مربوط به مقاومت جنس‌های مختلف خاک، سنگ و همچنین مقادیر مقاومت الکتریکی موادی مثل آب، فلزات، حفرات و ... مطالعات اکتشافی صورت می‌گیرد.

روش مقاومت ویژه قابل مقایسه با سایر روش‌های ژئوفیزیکی (مانند لرزه‌نگاری) و حتی روش‌های اکتشاف مستقیم (مانند حفاری) می‌باشد. از ویژگی‌های مهم این روش می‌توان به موارد زیر اشاره کرد [۳].

انعطاف پذیری: مطالعات صحرایی از شناسایی‌های اولیه تا مطالعات تفصیلی قابل انجام است.

سرعت بالا: اگرچه زمان برداشت داده‌ها با عمق بررسی افزایش می‌یابد، اما به طور کلی برداشت‌های

^۱ depth to bedrock

^۲ rippability

^۳ fractured Zone

^۴ elastic modules

^۵ buried Channels

صحرائی مقاومت‌ویژه با سرعت انجام می‌شود.

هزینه‌های پایین عملیات صحرائی: بخش اعظم هزینه‌ها نیز به دستمزد پرسنل مربوط می‌شود.

سبک و قابل حمل بودن تجهیزات

امکانات و نرم‌افزارهای متعدد موجود برای تفسیر داده‌ها

در کنار این عوامل، محدودیت‌های روش مقاومت‌ویژه عبارتند از [۳]، [۴].

- مدل‌های ژئوالکتریکی حاصل ممکن است با واقعیت‌های زمین‌شناسی متفاوت باشند.
- ابهام در تفسیر داده‌ها، ممکن است مدل‌های متفاوتی بر مشاهدات انجام شده منطبق شوند.
- تفسیر به ساختارهای ساده محدود می‌شود. در ساختارهای پیچیده، تفسیر دشوار و حتی گاهی غیر ممکن است.
- توپوگرافی و تاثیرات مربوط به تغییرات مقاومت‌ویژه نزدیک به سطح که ممکن است باعث حذف و پوشیده شدن اثر تغییرات عمقی شود.
- دقت تخمین عمق در این روش از روش‌های لرزه‌ای بازتابی و یا حفاری، کمتر است.
- عمق نفوذ این روش با توجه به حداکثر توان الکتریکی ارسالی به درون زمین و بدلیل مشکلات عملیاتی مربوط به افزایش طول سیم‌ها، محدودیت دارد. حداکثر عمق عملی در اکثر برداشت‌ها، معمولاً از یک کیلومتر تجاوز نمی‌کند.

یکی از مزایای مهم روش مقاومت‌ویژه الکتریکی این است، که این روش در مقایسه با سایر روش‌های ژئوفیزیکی، قادر به تخمین تنوعی از خواص مختلف مواد می‌باشد. به طور کلی، تلفیق روش مقاومت-ویژه با برداشت‌های لرزه‌ای و گرانی سنجی نتایج قابل‌قبولی را در مطالعات دقیق زیرسطحی فراهم می‌آورد.

از کاربردهای متداول روش ژئوالکتریک، می‌توان به موارد زیر اشاره نمود [۴].

- اکتشاف سفره‌های آب زیرزمینی جهت احداث چاه آب.

- شناسایی مسیر آب‌های زیر زمینی
- شناسایی ساختارهای زمین شناسی مانند گسلها، چین خوردگی‌ها، ناپیوستگی‌ها و...
- تعیین محل قنات‌های قدیمی
- اکتشاف منابع مختلف معدنی فلزی و غیر فلزی مانند سنگ نمک، رس، باریت و...
- تعیین میزان تخلخل سنگ زیر سطحی و میزان نشست
- تعیین محل غارهای کارستی و حفرات موجود در زیر زمین
- شناسایی مناطق آلوده از جمله آلودگی‌های نفتی و گازی زیر زمینی در اثر ترکیدن لوله‌های گاز و نفت
- شناسایی شکافها و محل‌های گذر آب ایجاد شده در بدنه سدهای خاکی و بتنی
- اکتشاف و تعیین محل ذخایر شن و ماسه،
- تعیین کانال‌های مدفون
- برداشت مناطق باستان‌شناسی
- تعیین عمق سنگ و ضخامت روباره

۵-۱ روش گرانی سنجی

اساس روش گرانی سنجی تعیین و بررسی تغییرات شتاب ثقل بین نقاط مختلف سطح زمین است. با توجه به تغییرات شتاب ثقل می توان چگونگی توزیع چگالی سنگ‌ها را در زیر زمین مشخص کرد. در صورتی که کانسار یا ساختمان زمین شناسی با نظم خاصی در زیر زمین قرار گرفته باشد و اختلاف چگالی محسوسی با محیط در بر گیرنده خود داشته باشد، می‌تواند توزیع شتاب ثقل مشخصی را روی سطح زمین به وجود آورد. با تعیین تغییرات جاذبه در سطح زمین به کمک روش گرانی سنجی می‌توان به وجود یا عدم وجود کانسار یا ساختمان زمین شناسی و چگونگی قرار گرفتن آن پی برد. از جمله کاربردهای این روش، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- اکتشاف حفره‌های کارستی و کانال‌های آهکی، تعیین موقعیت و ابعاد این گونه ساختارهای زمین شناسی
- شناسایی گسل‌ها
- اکتشاف هیدروکربن‌ها و کانی‌های غیر فلزی،
- تعیین ضخامت یخچال‌های طبیعی

۶-۱ ضرورت و هدف از انجام پایان نامه

منطقه مورد مطالعه، واقع در دشت بسطام (چاه آب شرکت کشاورزی توحید) می‌باشد. در واقع آب این چاه اسیدی بوده (آب اسیدی باعث تخریب پمپ چاه و خردگی لوله‌های چاه می‌گردد) و با مقدار آبدی کمتر نسبت به سایر چاه‌های منطقه، گمان می‌رود که احتمالاً ناهنجاری‌ها زیرسطحی باعث جدایش حوزه‌ی آبی و سفره آب زیرزمینی این چاه از سایر چاه‌های منطقه شده و این جدایش باعث تغییر کیفیت و کمیت آب چاه مورد مطالعه شده است.

هدف از این پژوهش شناسایی دقیق‌تر ساختارهای زیر سطحی در این ناحیه می‌باشد. همانطور که می‌دانید یکی از اساسی‌ترین ایراداتی که اغلب به اکتشافات با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی وارد می‌باشد، عدم انطباق نتایج به دست آمده از این روش‌ها با واقعیت می‌باشد.

لذا استفاده از دو یا چند روش ژئوفیزیکی و تلفیق نتایج آن‌ها می‌تواند به نتایجی رسید که به واقعیت نزدیک‌تر باشند.

۷-۱ ساختار پایان نامه

پایان نامه حاضر در هشت فصل تنظیم شده است. در فصل اول به بیان مقدمات کلی و توضیحاتی درباره خصوصیات روش‌های مورد استفاده و همچنین هدف از انجام این تحقیق پرداخته شده است. در فصل دوم اصول و کلیات مهم روش لرزه‌نگاری انکساری بیان و خلاصه‌ای از کاربردهای ژئوفیزیک در تحقیقات ژئوتکنیکی و مدول‌های الاستیک دینامیکی بیان شده است. در فصل سوم اصول و کلیات مهم روش مقاومت‌ویژه الکتریکی به صورت خلاصه بیان می‌شود. در فصل چهارم موقعیت جغرافیایی و درباره عملیات صحرائی لرزه‌نگاری انکساری مطالبی بیان و سپس به تفسیر و مدل‌سازی دو بعدی لرزه‌ای پرداخته و نتایج آن آورده شده است. در فصل پنجم، تفسیر و مدل‌سازی یک بعدی و دو بعدی

مقاومت ویژه پرداخته شده و همچنین مبانی روش گرانی سنجی و روش‌های تصحیحات، پردازش و تفسیر داده‌ها بیان خواهد شد. در فصل ششم مقایسه و تطبیق نتایج حاصل از سه روش لرزه‌نگاری انکساری، مقاومت ویژه و گرانی سنجی آورده شده است و در فصل هفتم، پارامترهای مهندسی محدوده مورد مطالعه بررسی و تحلیل شده و در نهایت نتیجه‌گیری و پیشنهادات در فصل هشتم آورده شده است.

روش لرزه نگاری انکساری (شکست مرزی)

۱-۲ مقدمه

در روش شکست مرزی زمان رسیدن موج‌های فشاری و برشی تولید شده توسط منبع انرژی اندازه-گیری می‌شود، که انرژی مورد نیاز برای تولید امواج لرزه‌ای توسط ضربه پتک یا انداختن وزنه ایجاد می‌شود. امواج منتشر شده، در ایستگاه‌های گیرنده بعد از انتشار در زمین، توسط آشکارسازهای^۱ حساس به ارتعاش، ثبت می‌شوند. اولین نوسان رسیده نشان دهنده زمان رسید می‌باشد. داده‌های خام از زمان سیر امواج از نقطه انفجار تا ژئوفون‌ها و فاصله بین نقطه انفجار تا ژئوفون‌ها تشکیل شده است. سپس این داده‌های زمان-مسافت پردازش شده، به شکل سرعت در برابر عمق تبدیل می‌شوند. با داشتن فاصله و زمان‌های سیر بین نقاط چشمه و ایستگاه‌های گیرنده می‌توان سرعت یک موج را در یک لایه خاص تخمین زد. در کارهای خشکی لرزه‌ای عموماً نقاط چشمه و آشکارسازها را در یک خط راست قرار می‌دهند که سیستم پروفیل زنی خطی^۲ نامیده می‌شود.

۲-۲ تاریخچه روش لرزه‌ای شکست مرزی

تاریخ روش لرزه‌ای شکست مرزی به سال ۱۹۱۰ میلادی زمانی که مینتروپ به استفاده امواج لرزه‌ای در داخل زمین اشاره نمود، باز می‌گردد. هم‌زمان با اجرای عملیات لرزه شکست مرزی جهت اکتشافات نفت در سواحل خلیج آمریکا و در ایران نیز ساختمان‌های بزرگ گنبد نمکی برای اولین بار توسط این روش تعیین گردید. تا سال ۱۹۲۹ روش شکست مرزی توانسته بود تعداد پنجاه گنبد نمکی را که به اکتشاف مواد هیدروکربنی منجر گردید، کشف نماید. در حالی که تا آن زمان توسط علم زمین شناسی فقط یک گنبد نمکی مورد شناسایی قرار گرفته بود.

^۱ detector

^۲ in-line profiling

۳-۲ فرض‌های بنیادی روش لرزه‌ای شکست مرزی

در بررسی‌های لرزه‌ای شکست مرزی کم عمق، فاصله بین ایستگاه‌های گیرنده کم نگه داشته می‌شوند (۵ تا ۱۰ متر). اصطلاح کم عمق مربوط به نوع پروژه است نه روش لرزه‌ای شکست مرزی، مثلاً عمق مورد توجه در پروژه‌های مهندسی عمران به ندرت از ۱۰۰ متر تجاوز می‌کند [۵].

روش لرزه‌ای شکست مرزی از حرکت امواج در طول سطح زمین و همچنین در لایه‌های زیرین که فشردگی بیشتری دارند و سرعت‌ها بالا هستند، استفاده می‌کند. امواج در ساختار زیرسطحی به عنوان امواج شکسته، که موج سر نامیده می‌شوند، به سطح زمین برمی‌گردند. در یک فاصله بیشتر از فاصله بحرانی، امواج که فاصله طولانی‌تر اما سریع‌تری را در لایه‌های زیرین طی می‌کنند، زودتر از امواج مستقیم می‌رسند. فاصله بین چشمه لرزه‌ای و نقاطی که امواج شکستی به عنوان اولین رسیده‌ها ثبت می‌شوند، تابعی از سرعت‌ها و عمق‌ها می‌باشد. تفسیر نهایی برای بدست آوردن سرعت‌ها و عمق‌ها، می‌تواند به صورت دستی یا توسط پردازش داده‌ها انجام شود. اگر سیگنال‌ها را از هر دو طرف آرایه در جهت رو به شیب و عکس شیب موجود باشد، اعتبار تخمین سرعت‌ها و عمق‌ها افزایش پیدا می‌کند. معمولاً فقط سرعت امواج طولی بر اساس اولین رسیده‌ها، برای تفسیرها به کار می‌روند [۶].

فرض‌های بنیادی این روش به صورت زیر می‌باشد:

- امواج با سرعت‌های مختلف در ساختارهای زمین‌شناسی متفاوت انتشار می‌یابند.
- تباین بین سرعت‌ها بزرگ است.
- سرعت لایه‌ها با افزایش عمق، افزایش پیدا می‌کند.

تصویر پیوسته از ساختار زیر سطحی، از مشخصه‌های ممتاز روش لرزه‌ای می‌باشد و جزئیات سنگ بستر را در طول مسیر بررسی بدست می‌آورد. مقدار سرعت‌ها به درجه اشباع و تخلخل سنگ بستگی دارد. کیفیت سنگ بستر را می‌توان از روی حرکت امواج در طول سنگ بستر و سرعت آن تخمین زد. سرعت‌های پایین، مواد سنگی کیفیت پایین و تراکم کم را نشان می‌دهند و بالعکس. ساختار سرعت

لایه‌ها حضور گسل، زون‌های شکست خورده، زون‌های پیوسته، فرورفتگی، برآمدگی در سطح سنگ بستر و غیره را نشان می‌دهد [۷].

روش لرزه‌ای شکست مرزی یک روش سریع با هزینه کم می‌باشد که می‌تواند در زمان کوتاهی یک پروژه را ارزیابی کند. مقایسه آماری بین تخمین‌های بدست آمده برای عمق سنگ بستر، توسط روش حفاری و لرزه‌ای یک مقدار متفاوت در حدود ± 1 متر، برای روباره با عمق ۱۰ متر را نشان می‌دهد. بنابراین بین عمق بدست آمده توسط حفاری و لرزه‌ای تفاوت وجود دارد، ولی در کل مقدار آن‌ها مورد انتظار می‌باشد. روش حفاری فقط از یک نقطه نمونه می‌گیرد ولی روش لرزه‌ای عمق میانگینی را در زیر نقاط انفجار یا چشمه لرزه‌ای و گیرنده می‌دهد. روش حفاری تنها جزئیات و وضعیت زمین‌شناسی مربوط به چاه را به طور دقیق مشخص می‌کند. بنابراین اساساً پارامترهای کلی عمق و کیفیت سنگ‌ها در مجاورت چاه حفاری ناشناخته است و با توجه به هزینه بالای روش حفاری، استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی که منطقه وسیعی را پوشش می‌دهد، مقرون به صرفه است [۷].

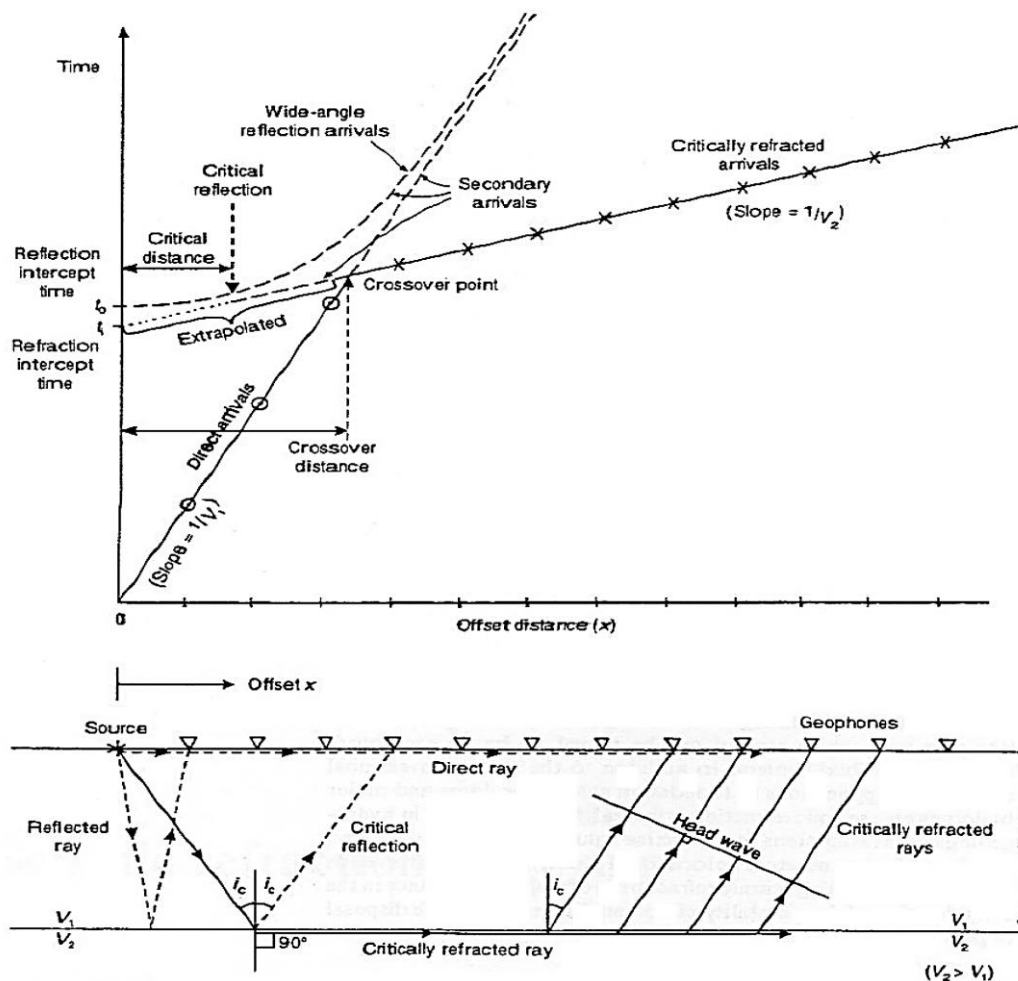
۲-۴ اصول حاکم بر برداشت‌های لرزه‌ای انکساری

برداشت‌های انکساری براین اصل استوار است که هنگامی که یک موج لرزه‌ای (P و یا S) به مرزی با تباین سرعت در طرفین برخورد می‌کند، جهت انتشار موج در ورود به محیط جدید تغییر می‌کند. میزان این تغییر جهت به تباین سرعت موج لرزه‌ای در مرز بستگی دارد و از اصول قانون اسنل پیروی می‌کند. زاویه بحرانی برای یک فصل مشترک مشخص، برای موج P ممکن است از موج S متفاوت باشد. (زیرا نسبت سرعت‌های دو لایه برای موج P و S الزاماً یکسان نیست).

روش لرزه‌ای انکساری به حالتی وابسته است که سرعت با عمق افزایش می‌یابد. در صورتیکه سرعت در محیط دوم کمتر از محیط تابش موج باشد، موج انکساری عمود بر سطح نزدیک شده و در حالت خاص باعث پدیده لایه پنهان می‌شود که در جای خود مورد بررسی قرار گرفته است.

در روش انکساری فرض بر این است که ضخامت کلیه لایه‌های موجود در زیر سطح از طول موج انرژی برخوردی بزرگتر بوده و همچنین ضخامت هر لایه، بزرگتر یا مساوی لایه بالایی آن باشد. معمولاً در برداشت‌های انکساری فقط موج P در نظر گرفته می‌شود. مواردی وجود دارد که بررسی امواج S نیز در تفسیر نهایی مفید خواهد بود.

مولفه‌های اصلی یک برداشت لرزه‌ای انکساری در شکل ۱-۲ نشان داده شده است. با اندازه‌گیری زمان رسیدن موج در هر کدام از ژئوفون‌ها و رسم آن، نمودار زمان - مسافت نشان داده شده در شکل ۲-۳ بدست می‌آید.



شکل ۱-۲: زمان رسیدن موج به ژئوفون‌ها. پایین، مسیر موج مستقیم، انعکاسی و انکساری [۹].

در فاصله‌ای که به نام فاصله بحرانی^۱ نامیده می‌شود، زمان رسیدن موج انعکاسی و اولین انکسار یکسان می‌باشد. در حقیقت فاصله بحرانی فاصله‌ای است که در آن، زاویه انعکاس با زاویه شکست بحرانی برابر خواهد بود. فاصله مهم دیگری که وجود دارد، فاصله تقاطع است که در این فاصله، موج انکساری از موج مستقیم پیشی می‌گیرد. بنابراین، ملاحظه می‌شود که همیشه اولین موج لرزه‌ای که به یک ژئوفون می‌رسد، موج مستقیم و یا موج انکساری می‌باشد. امواج انکساری به این دلیل که بخشی از مسیر خود را در لایه با سرعت بیشتر (V_2) طی می‌کنند، در نقطه تقاطع از امواج مستقیم سبقت می‌گیرند. امواج اولیه دریافتی توسط کلیه ژئوفون‌های واقع در بعد از این فاصله، از نوع انکساری خواهد بود.

با توجه به ویژگی منحنی‌های زمان-فاصله که در بالا ذکر گردید، فاصله ژئوفون‌ها تا منبع مولد موج در برداشت انکساری معمولاً زیاد انتخاب می‌شود تا اطمینان حاصل شود که فواصل انتخابی از فاصله تقاطع بیشتر بوده و امواج انکساری اولین امواج دریافتی خواهند بود. هر چقدر عمق لایه منکسر کننده بیشتر باشد، فاصله منبع تا ژئوفون‌ها نیز باید بیشتر باشد. محل منبع لرزه‌ای نسبت به گسترش ژئوفون‌ها باید به گونه‌ای باشد که پوشش کافی از سطح منکسر کننده را فراهم آورد.

۲-۴-۱ استفاده از امواج طولی در مطالعات لرزه‌ای اکتشافی

آگاهی از سرعت موج‌های لرزه‌ای در تفسیر داده‌های لرزه‌ای و استفاده از نتایج آن بسیار مهم است. مطالعه و تعیین سرعت امواج تراکمی (V_p) در لایه‌ها با روش لرزه‌ای از سه جهت مورد توجه است. اولاً برای اینکه تبدیل زمان انتشار امواج لرزه‌ای به عمق را بتوان انجام داد، ثانیاً نوع سنگ‌های تشکیل دهنده و در بعضی مواد حالت طبیعی سیال موجود در سنگ‌ها را مشخص نمود. ثالثاً مقایسه رفتاری این موج با اطلاعات به دست آمده از موج عرضی، پارامتر خوبی برای تفسیرهای ژئوفیزیکی منطقه

^۱ Critical Distance

می تواند مورد مطالعه باشد. در کارهای اکتشافی استفاده از امواج تراکمی (P) عموماً از امواج عرضی (S) مناسب تر است. سرعت های لرزه ای محاسبه شده با نمونه های صحرایی بنا به دلایل زیر کاملاً مطابقت ندارد:

الف) عدم تطابق شرایط فیزیکی و شیمیایی دو محیط.

ب) تنوع سنگ های موجود در طبیعت (آذرین، رسوبی، دگرگونی).

ج) عوامل مؤثر بر سرعت امواج لرزه ای که از آن میان به تخلخل، چگالی، دما، اندازه دانه، مقدار گاز موجود، فشار منفذی، میزان اشباع آن از سیالات، سن زمین شناسی و غیره می توان اشاره نمود.

به این دلیل سرعت های محاسبه شده با توجه به نتایج تجربی به دست آمده به صورت محدوده ی سرعتی ذکر می گردد. با وجود این، تفاسیر دقیق سرعتی از منحنی های زمان-مسافت به شناخت سنگ شناسی منطقه و یا اطلاعات زمین شناسی موجود و تلفیق اطلاعات لرزه ای با اطلاعات زمین شناسی منطقه ی مورد مطالعه، نیاز دارد. به عنوان مثال سرعت امواج لرزه برای یک نوع سنگ آذرین، رسوبی و دگرگونی در عمق های مختلف و همچنین شرایط زمین شناسی مختلف تفاوت خواهد داشت. جدول ۱-۲ سرعت امواج تراکمی را برای تعدادی از مواد پوسته ی زمین بر حسب متر بر ثانیه نشان می دهد.

جدول ۱-۲: سرعت امواج فشاری برای سنگ های مختلف پوسته زمین بر حسب متر بر ثانیه [۱۰].

سرعت موج p (m/s)	نوع سنگ	سرعت موج p (m/s)	نوع سنگ
۱۰۰-۵۰۰	خاک	۲۰۰-۱۷۰۰	آبرفت
۲۰۰-۲۰۰۰	ماسه نرم	۱۶۰۰-۷۰۰۰	اهک
۲۰۰-۱۰۰۰	ماسه نرم و خشک	۴۰۰-۲۳۰۰	گراول کم عمق
۱۵۰۰-۲۰۰۰	ماسه نرم و حاوی آب	۳۰۰۰-۳۵۰۰	گراول عمیق
۷۰۰-۳۵۰۰	ماسه سنگ	۱۰۰۰-۲۵۰۰	رس

۲-۴-۲ استفاده از امواج عرضی در مطالعات لرزه‌ای اکتشافی

اگرچه زلزله شناسان برای اولین بار از موج‌های S و P برای شناخت ساختمان درونی زمین استفاده نمودند اما امروزه با توجه به ماهیت امواج عرضی و خاصیت قطبش این موج در دو جهت افقی (SH) و قائم (SV)، اطلاعات مفیدی را با مقایسه داده‌های حاصل از امواج طولی در لرزه‌نگاری اکتشافی می‌توان به دست آورد. امواج عرضی برخلاف امواج طولی قابلیت عبور از مایعات و گازها را ندارد که این خود در مقایسه با امواج طولی راهی برای شناخت تغییرات لیتولوژیکی می‌باشد. اساس کار مطالعات لرزه‌ای سه مؤلفه‌ای^۱ توسط امواج SH، SV، P و مطالعات سه بعدی^۲ حاصل از جهات مختلف X-Y-Z یا به اختصار ۳D-۳C نیز بر پایه‌ی این سه موج در سه جهت می‌باشد. اجرای این عملیات که امروزه برای اکثر کارهای لرزه‌ای اکتشافی (به ویژه اکتشافات نفتی) و مطالعاتی سه بعدی انجام می‌شود، باعث بالا بردن صحت و دقت داده‌ها و در نهایت تفسیر صحیح و رسیدن به نتایج واقعی می‌گردد. باید به این نکته اشاره کرد که هزینه اجرای عملیات لرزه‌ای سه بعدی- سه مؤلفه‌ای چندین برابر عملیات دو بعدی است ولی نتایج به دست آمده دقیق تر و با قدرت تفکیک پذیری بالاتر می‌باشد. امروزه عملیات سه بعدی- سه مؤلفه‌ای در فعالیتهای لرزه‌ای شکست مرزی نسبت به لرزه‌ای بازتابی محدودتر است ولی نیاز به توسعه‌ی اجرای آن به ویژه در مطالعات مناطق کم عمق برای کاربردهای مهندسی روز به روز بیشتر احساس می‌گردد. یکی از اهداف مهم آن تعیین سرعت لرزه‌ای برای مشخص شدن دقیق تر پدیده‌های زمین شناختی و ساختاری، محدوده‌ی مکانی آن‌ها و سایر مطالعات زیرسطحی زمین است که با استفاده از سرعت، سایر اطلاعات مورد نیاز را می‌توان محاسبه نمود. با وجود این در کشورهای توسعه یافته این مطالعات در بخش لرزه‌ای در حال گسترش روز افزون است.

^۱ three-Component

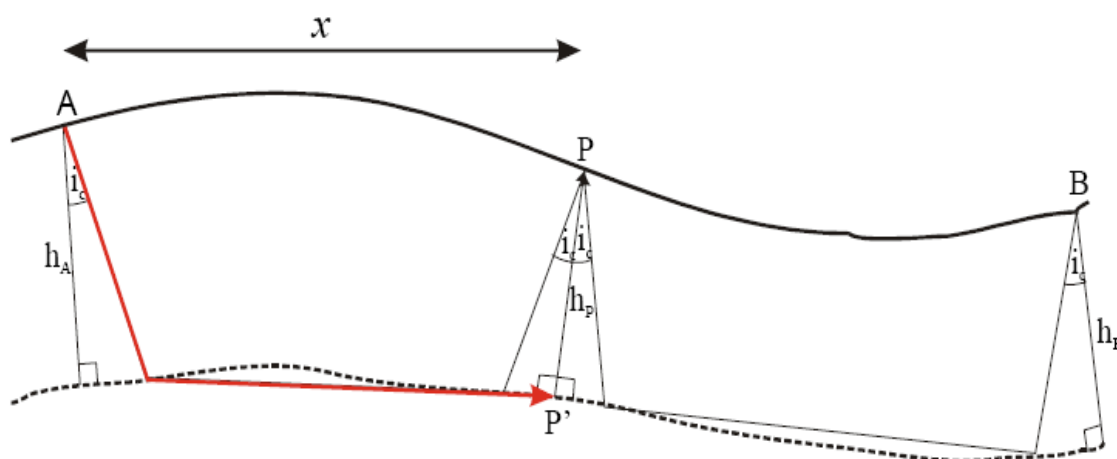
^۲ three-dimension

۵-۲ برخی از روش‌های تفسیر داده‌های لرزه‌ای

برای تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی روش‌های گوناگونی وجود دارد که از جمله این روش‌ها می‌توان به روش خطوط موازی و روش تصحیح ABEM برای بدست آوردن زمان تقاطع‌های صحیح در نقاط انفجار اشاره کرد. روش ABC و Hale برای محاسبه عمق در گیرنده به کار می‌رود.

۱-۵-۲ روش زمان دو طرفه

روش زمان دو طرفه به خاطر استفاده از زمان تأخیرها به زمان رسیدهای ثبت شده، در دو جهت رو به شیب و عکس شیب لایه نیاز دارد. همانطور که نشان داده خواهد شد با استفاده از محاسبه زمان تأخیر، می‌توان عمق فصل مشترک را بدست می‌آورد.



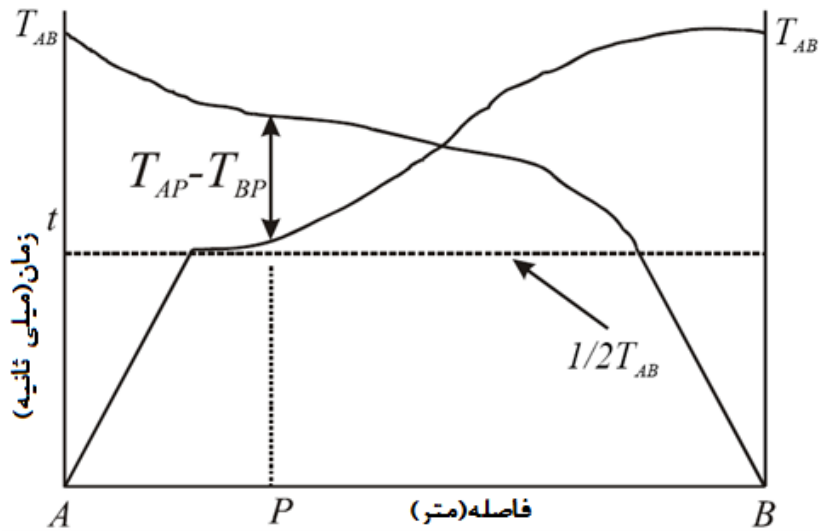
شکل ۲-۲: مدل دو لایه‌ای که سطح زمین و فصل مشترک هر دو نامنظم می‌باشند [۱۱].

با توجه به شکل ۲-۴، $T_{AP'}$ را می‌توان به صورت رابطه ۱-۲ بیان کرد:

$$T_{AP'} = T_{AP} - \frac{t_0}{2} \quad 1-2$$

که $\frac{t_0}{2}$ همان زمان تأخیر می‌باشد. با توجه به مفهوم زمان تأخیر خواهیم داشت:

$$T_{AP'} = \frac{T_{AB}}{2} + \frac{(T_{AP} - T_{BP})}{2} \quad 2-2$$



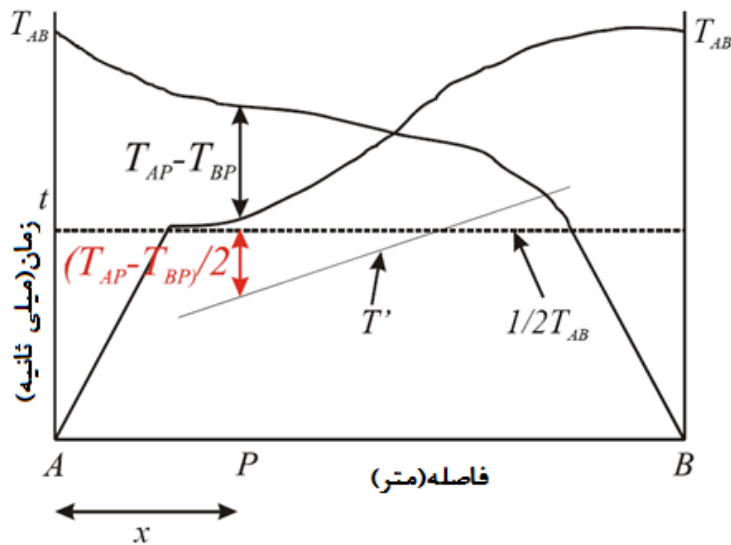
شکل ۲-۳: منحنی زمان-مسافت مربوط به شکل ۲-۲ [۱۱].

T_{AB} زمان دو طرفه می‌باشد و در شکل ۲-۳، $\frac{T_{AB}}{2}$ که عبارت اول و $\frac{(T_{AP}-T_{BP})}{2}$ عبارت دوم

رابطه ۲-۲ می‌باشد، رسم شده است.

با استفاده از رابطه ۱-۲ و با اضافه کردن $\frac{(T_{AP}-T_{BP})}{2}$ به خط $\frac{T_{AB}}{2}$ می‌توان منحنی T' را بدست آورد.

شیب T' برابر $\frac{1}{V_2}$ می‌باشد. (شکل ۲-۳)



شکل ۲-۴: منحنی زمان-مسافت مربوط به شکل ۲-۲ که در آن منحنی T' از طریق رابطه ۲-۲ رسم شده است [۱۱].

۲-۵-۲ ردیابی پرتو

در لرزه شناسی انتشار موج لرزه‌ای از مبدا به گیرنده‌ها را بررسی می‌کنند، تا ساختار زمین را بررسی شود. حرکت این امواج از قوانین فیزیکی مشخصی تبعیت می‌کند. بنابراین می‌توان از روش‌های متداول اپتیکی برای مطالعه موج لرزه‌ای استفاده شود.

مسیر پرتو، یک خط سیر هندسی در جهت انتشار امواج می‌باشد. در صورت ثابت بودن نقطه مبدا، نقطه گیرنده و زاویه تابش ثابت، پرتو ثابت خواهد بود. اصل فرما هندسه مسیر موج را مشخص می‌کند. در لرزه‌شناسی روش ردیابی پرتو بر پایه این مفهوم بنا نهاده شده است، که انرژی لرزه‌ای مسیر هندسی مشخصی را طی می‌کند، که توسط معادلات موج تعیین می‌شوند. از لحاظ فیزیکی این معادلات چگونگی انتشار انرژی را در طی مسیر حرکت آن قبل از اینکه به علت تفاوت سرعت منکسر شود، مشخص می‌کند.

جهت انجام روش ردیابی پرتو، هم به دانش زمین‌شناسی و هم به دانش کامپیوتر نیاز است. به این روش معمولاً برای گرفتن اطلاعات درباره ساختار داخل زمین نیاز است. کاربرد این روش یافتن بعضی

پارامترها برای مدل ساخته شده می‌باشد.

روش ردیابی پرتو به عبارت دیگر روشی برای محاسبه مسیر امواج یا ذرات در یک سیستم با مناطق دارای سرعت سیرهای متفاوت است. تحت چنین شرایطی موج ممکن است خم شود، تغییر مسیر دهد، یا بازتاب کند. روش ردیابی پرتو این کار را با پیش بردن مرتب باریکه نور یا اشعه در داخل محیط به صورت مجازی انجام می‌دهد. در موارد ساده‌تر می‌توان انتشار امواج را به صورت ریاضیات ابتدایی‌تر بررسی کرد. اما در مواردی که نیاز به آنالیز جزئی‌تر است، باید از کامپیوتر جهت انتشار امواج بیشتر استفاده کرد. برای انجام عملیات ردیابی پرتو باید به صورت مجازی چشمه‌ها را به صورت تعداد زیادی در نظر گرفت، سپس مسیر حرکت آن را بررسی نمود. در طی عملیات شبیه‌سازی و با گسترش آن ممکن است تراکم موج، طول موج و قطبش آن تغییر داده شود [۱۲].

۳-۵-۲ توموگرافی لرزه‌ای

معکوس‌سازی داده‌های لرزه‌ای انکساری به طور معمول برای محاسبه مدل عمق سرعت در اعماق کم مورد استفاده قرار می‌گیرند. توموگرافی تکنیکی است که انرژی منتشر شده در یک محیط را اندازه‌گیری می‌کند؛ سپس مؤلفه‌های این انرژی برای استنباط مشخصات محیطی که در آن پخش شده‌اند، به کار گرفته می‌شوند [۱۳].

توموگرافی لرزه‌ای یکی از روش‌های تفسیر داده‌های لرزه‌ای می‌باشد که در آن از روش‌های معکوس بر روی یک شبکه، برای تعیین سرعت در سلول‌های دو بعدی در طول یک پروفیل، به منظور بدست آوردن مدل سرعت استفاده می‌شود. در نتیجه توموگرافی لرزه‌ای در بسیاری از موارد مدلی ارائه می‌دهد که از تفکیک پذیری و دقت بالایی برخوردار است. توموگرافی لرزه‌ای بهترین برآزش مدل سرعت را با تکرار مقایسه اختلاف سرعت ساختارها با داده‌های مشاهده شده ایجاد می‌کند [۱۴].

۶-۲ کاربرد لرزه نگاری در ژئوتکنیک

در بحث ژئوتکنیک رفتار مکانیکی سنگ‌ها و خاک‌ها در محل اجرای طرح‌ها مهندسی و نحوه بهسازی شرایط زمین در محل اجرای طرح‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد.

عمده‌ترین مسائلی که مهندسی ژئوتکنیک با آن درگیر است عبارت از آماده‌سازی ساختگاه برای احداث سازه، آگاهی از تأثیر احداث سازه بر بناها و تأسیسات موجود در اطراف آن، طراحی پی‌های کم عمق و عمیق، مسائل مربوط به پایداری دامنه‌های طبیعی یا مصنوعی، سازه‌های نگهدارنده سطحی، تونل‌ها و فضاهای زیرزمینی می‌باشد. باید توجه داشت که مهندسی ژئوتکنیک بسیار جوان است و هنوز به کمال خود نرسیده است و هنوز محدودیت‌های بسیاری در بکارگیری فرضیه‌ها و مفاهیمی که یکی بعد از دیگری در اینجا و آنجا ارائه می‌شود، وجود دارد. لذا می‌توان گفت که در حال حاضر هنوز هم استفاده از تجربه و قضاوت مهندسی، رکن اساسی بررسی‌ها و طراحی ژئوتکنیکی است.

زمین‌شناسی مهندسی ضمن بررسی تأثیر محیط زمین‌شناسی بر سازه‌های مهندسی یا پروژه‌های عمرانی راه حل‌های مناسبی جهت کاهش یا برطرف نمودن خطرات احتمالی ارائه می‌دهد.

به طور معمول ژئوفیزیک ژئوتکنیکی برای بسیاری از موارد بررسی‌های مهندسی از قبیل زیر استفاده می‌گردد:

- **تعیین خصوصیات زیرسطحی:** سنگ بستر، نوع سنگ، مرز لایه‌ها، آب زیرزمینی، جریان آب

زمین، مکان‌یابی شکستگی‌ها، نواحی ضعیف، رس‌های منبسط شونده و ...

- **خصوصیات مهندسی مواد زمین:** سختی، چگالی، مقاومت الکتریکی، تخلخل و ...

- **نشست:** تعیین و تشخیص حفرات زیرزمین که توسط فروچاله‌ها ایجاد شده اند، معادن متروکه و ...

- **مکان‌یابی اشیاء مدفون ساخت دست بشر:** تجهیزات مدفون، مخازن ذخیره زیرزمینی و ...

۷-۲ دلیل کاربرد ژئوفیزیک ژئوتکنیکی

برداشت ژئوفیزیک ژئوتکنیکی اغلب ابزارهای سریع و پرهزینه برای بدست آوردن اطلاعات زیر سطحی مخصوصاً مناطق خیلی وسیع هستند.

از مزایای این برداشت‌ها در کارهای ژئوتکنیکی می‌توان قابلیت ساده حمل دستگاه‌ها در رسیدن منطقه، عدم مضر بودن و ایمنی اپراتور نام برد. بعلاوه برداشت‌های ژئوفیزیکی خطر کمتری را نسبت به حفاری شامل می‌شوند چرا که خطر کمتری در رابطه با بهره برداری و رویارویی با شرایط سخت دارند. برداشت‌های ژئوفیزیکی در کارهای مهندسی برای کاهش گمانه‌های مورد نیاز قابل استفاده هستند.

ژئوفیزیک ژئوتکنیکی در واقع توصیف و تشریح مؤلفه‌های ژئوتکنیکی محل مورد نظر می‌باشد و لذا جانمایی برای گمانه زنی و آزمایش فیزیکی مستقیم نیست، بلکه یک برنامه چالزنی و حفاری مقرون به صرفه بوده و مکملی برای برنامه‌های آزمایشی می‌باشد، به طوری که به جای یک نقطه اندازه گیری یک تصویر حجمی از زیر سطح را فراهم می‌کند [۱۵].

۸-۲ برخی روش‌های مورد استفاده متداول ژئوفیزیک ژئوتکنیکی

ابزارهای ژئوفیزیک ژئوتکنیکی معمولاً برای به تصویر در آوردن زیر سطح زمین برای پشتیبانی از تحقیقات ژئوتکنیکی بکار می‌روند. معمولاً روش‌های ژئوفیزیکی مورد استفاده شامل لرزه‌نگاری بازتابی، لرزه‌نگاری انکساری، تجزیه و تحلیل چند کاناله امواج سطحی (MASW)، ریز لرزه‌های انکساری (ReMi)، رادار نفوذ کننده در زمین (GPR)، الکترومغناطیس (EM)، مقاومت ویژه الکتریکی، پلاریزاسیون القایی (IP)، مغناطیس‌سنجی، پتانسیل خودزا (SP) و گرانی‌سنجی می‌باشند.

۹-۲ مدول‌های الاستیک و دینامیکی

امواج لرزه‌ای هنگام انتشار در جامدات سبب تغییر شکل ذره‌ای در آنها خواهند شد. سرعت سیر تغییر شکل ذرات بسته به خواص الاستیک و چگالی مواد در اجسام مختلف متفاوت خواهد بود که در ادامه خلاصه ای از مدول‌های الاستیک دینامیک بیان می‌شود.

۱-۹-۲ مدول یانگ^۱

این مدول نشان دهنده‌ی نسبت بین تنش نرمال و کرنش نرمال است. اگر یک میله‌ی آهنی را که دارای اندازه اولیه L و مساحت قاعده A است در نظر بگیریم و آن را از دو طرف تحت تأثیر تنش کششی F قرار دهیم، طول آن به اندازه ΔL تغییر می‌کند. مدول یانگ را با علامت E نشان می‌دهند. در حقیقت این مدول اندازه نسبت تنش یک جهته به کرنش در همان جهت است.

$$E \approx \left(\frac{\Delta F}{A}\right) \left(\frac{\Delta L}{L}\right) \quad 1-2$$

۲-۹-۲ مدول کپه‌ای^۲

اگر جسم تحت تأثیر تنش سه محوره قرار گیرد، تغییر حجم پیدا می‌کند. مدول بالک (کپه‌ای) به صورت نسبت تنش حجمی (ΔP) اعمال شده به تغییر حجم ($\Delta V/V$) ایجاد شده بیان می‌شود. مدول بالک را مدول تراکم ناپذیری^۳ و عکس آن را مدول تراکم پذیری^۴ گویند. مدول بالک با علامت K نشان داده می‌شود.

^۱ Young's Modulus

^۲ bulk Modulus

^۳ incompressibility

^۴ compressibility, C

$$k = \Delta P / \left(\frac{\Delta V}{V} \right) = \frac{1}{C} \quad 2-2$$

۲-۹-۳ مدول برشی^۱

مدول برشی عبارت از نسبت تش برشی به کرنش برشی است. کرنش برشی تغییر شکل جسم بدون تغییر حجم آن است. این مدول را با μ نشان می‌دهند. اگر تنش برشی برابر با $\sigma_{ij} = 2\mu\epsilon_{ij}$ باشد، آنگاه $\mu = \frac{\sigma_{ij}}{2\epsilon_{ij}}$ خواهد بود واضح است که هر چه μ بزرگتر باشد، ϵ_{ij} کوچکتر می‌شود. توجه کنید که μ غیرمنفی بوده و واحد تنش را دارد. مدول برشی برای گازها و مایعات برابر صفر است. مدول برشی جهت اندازه‌گیری مقاومت کرنش برشی به کار رفته است و به مدول سختی^۲ نیز اشاره دارد [۱۶].

۲-۹-۴ مدول محوری^۳

مدول محوری یا طولی با علامت ψ نشان داده می‌شود و عبارات است از نسبت تنش طولی به کرنش طولی، در شرایطی که هیچ نوع کرنش جانبی نداشته باشد. به عبارت دیگر آن جسم فقط تحت تأثیر تنش طولی در جهت محور طولی خود تغییر شکل می‌دهد. در این حالت کرنش جانبی به وجود نمی‌آید.

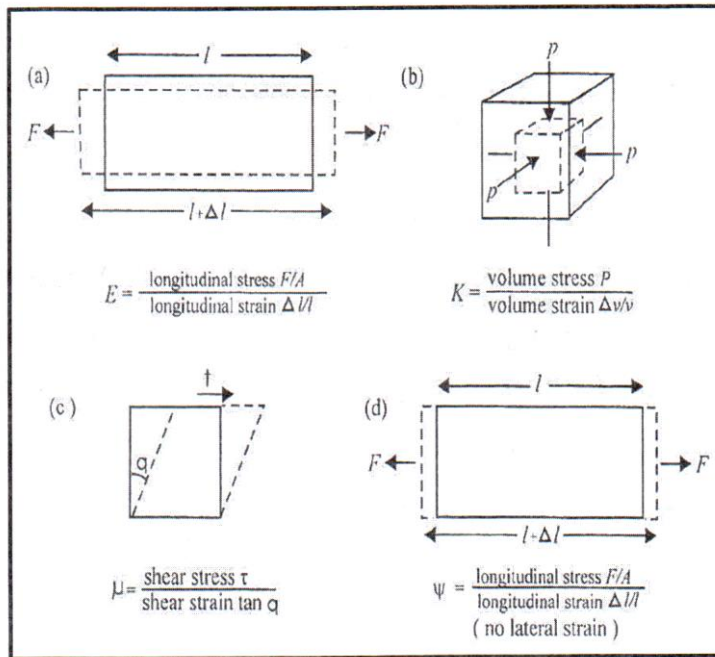
$$\psi = \frac{F/A}{\Delta L/L} = \frac{\text{تنش طولی}}{\text{کرنش طولی}} \quad 3-2$$

شکل ۲-۵ تغییر شکل اجسام را برای ضرایب فوق نشان می‌دهد.

^۱ shear Modulus

^۲ modulus of rigidity

^۳ longitudinal modulus



شکل ۲-۵: مدول‌های کشسان [۱۶]: (a) مدول یانگ (b) مدول کپهای (c) مدول برشی (d) مدول محوری

۲-۹-۵ نسبت پواسون^۱

نسبت پواسون به صورت نسبت کرنش عرضی به کرنش محوری زمانی که تنش یک جهته به کار برده می‌شود تعریف می‌گردد و با علامت σ نشان داده می‌شود. باید دقت نمود که اندیس‌ها در تنش (σ_{ij}) هر گونه اشتباهی را مانع می‌شوند. اگر میله‌ای به طول L در یک بعد (مثلاً در جهت X) به اندازه ΔL کشیده شود و از طرف دیگر به اندازه Δw تغییرات محوری نشان می‌دهد این نسبت را به صورت رابطه ۲-۴ می‌توان نشان داد:

$$\sigma = \frac{\Delta w/w}{\Delta L/L} = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad ۲-۴$$

^۱ poisson's ratio

در صورت مشخص بودن چگالی نسبت پواسون عبارت از نسبت سرعت موج عرضی به سرعت موج طولی $(\frac{V_s}{V_p})$ می‌باشد. نسبت پواسون بدون ابعاد بوده و مقدار آن بین صفر تا ۰/۵ (برای مایعات) متغیر است. اکثر مواد زمین نسبت پواسون بین ۰/۲۰ تا ۰/۴۰ دارند.

۶-۹-۲ ثابت‌های لامه^۱

μ و λ جزو ضرایب کشسانی هستند که به ضرایب لامه معروف می‌باشند. ثابت لاندا همان مفهومی را در جامدات دارد که مدول بالک در سیالات دارد. ضریب لاندا به نام تراکم ناپذیری مایع^۲ گفته می‌شود. در سیالات مقدار این دو کمیتی یکسان است در حالی که در جامدات مقدار لاندا (λ) به مدول برشی نیز بستگی پیدا می‌کند.

$$\lambda = k - \frac{2\mu}{3} \quad ۵-۲$$

^۱ Lamé's Constants

^۲ fluid incompressibility

مقاومت ویژه الکتریکی

۱-۳ مقدمه

روش مقاومت ویژه به مطالعه لایه بندی زیرسطحی بر اساس مقاومت ویژه الکتریکی اندازه گیری شده در سطح زمین می پردازد [۱۷]. مقاومت ویژه الکتریکی، اطلاعاتی از شکل و ویژگی های الکتریکی ناهمگنی های زیرسطح زمین ارائه می دهد. هدف از برداشت های الکتریکی تخمین چگونگی توزیع مقاومت ویژه در زیر سطح زمین بوسیله ی اندازه گیری های سطحی می باشد. مقاومت ویژه زمین به عوامل مختلفی همچون کانی ها، محتوی آب، تخلخل و درجه اشباع آب در سنگ بستگی دارد. برداشت های مقاومت ویژه الکتریکی برای چند دهه به منظور شناسایی و اکتشاف آب های زیرزمینی، اکتشاف مواد معدنی و بررسی های ژئوتکنیکی به کار می رفته اند که اخیراً به منظور مطالعات زیست محیطی نیز از آن استفاده می شود [۱۸].

در روش مقاومت ویژه الکتریکی، از یک چشمه ی الکتریکی مصنوعی برای اندازه گیری مقاومت ویژه الکتریکی زمین استفاده می شود. برای این کار، معمولاً از چهار الکتروود استفاده می شود؛ که دو تا برای فرستادن جریان الکتریکی و دو تای دیگر، برای اندازه گیری اختلاف پتانسیل الکتریکی استفاده می شود. در صورت غیرهمگن^۱ و غیرهمسان گرد^۲ بودن زمین، داده های حاصل از این روش نشان دهنده ی مقادیر مقاومت ویژه های واقعی زمین نیستند؛ بلکه این مقادیر مقاومت ویژه های ظاهری زیر سطح زمین را نشان می دهند [۱۸].

مقاومت ویژه الکتریکی، اطلاعاتی از شکل و ویژگی های الکتریکی ناهمگنی های زیر سطح زمین را نشان می دهد. در مورد رسانایی مواد با مقاومت الکتریکی R ، طول L ، و سطح مقطع A در زیر سطح زمین، رابطه ۱-۳ برقرار است:

¹ inhomogeneous

² anisotropy

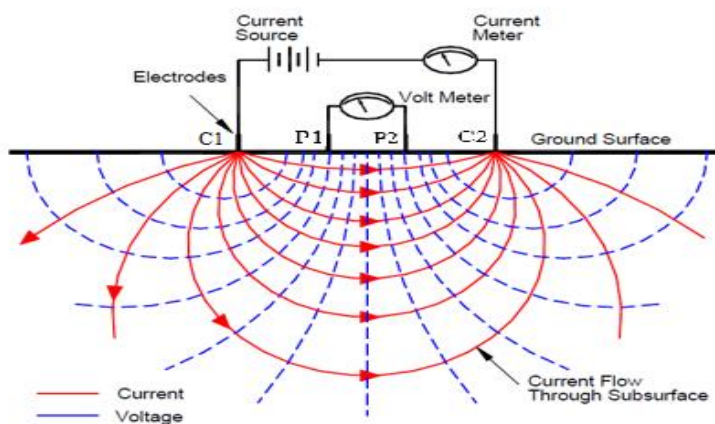
$$R = \rho \frac{l}{A} \quad ۱-۳$$

بر اساس قانون اهم رابطه اخير به صورت رابطه ۲-۳ در می آید :

$$\rho = \frac{\Delta V \cdot A}{I \cdot l} \quad ۲-۳$$

در این رابطه، ρ مقاومت ویژه الکتریکی، I شدت جریان الکتریکی، ΔV اختلاف پتانسیل الکتریکی و l طول استوانه فرضی می باشد. این رابطه برای تعیین مقاومت ویژه یک محیط همگن^۱ و همسان گرد^۲ مناسب می باشد، اما برای یک محیط ناهمگن و ناهمسان گرد باید مقاومت ویژه را در هر نقطه تعیین نمود [۱۹].

در شکل ۱-۳ نمونه ای از یک آرایش چهار الکترودی نشان داده شده است. در این شکل، الکترودهای C1 و C2 نشان دهنده الکترودهای جریان، و الکترودهای P1 و P2 پتانسیل می باشند.



شکل ۱-۳: نحوه توزیع خطوط جریان و پتانسیل در یک آرایش چهار الکترودی [۲۰].

¹ Homogeneous

² Isotrop

در این آرایش چهار الکترودی، اختلاف پتانسیل الکتریکی ایجاد شده بین دو الکترود پتانسیل، طبق رابطه ۳-۳ محاسبه می‌شود.

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi r} \left(\frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}} \right) \quad 3-3$$

که در آن ΔV ، اختلاف پتانسیل ایجاد شده بین دو الکترود پتانسیل، r_{C1P1} فاصله بین الکترودهای C1 و P1، r_{C2P1} فاصله بین الکترودهای C2 و P1، r_{C1P2} برابر فاصله بین الکترودهای C1 و P2 و r_{C2P2} فاصله بین الکترودهای C2 و P2 می‌باشند.

پس از اندازه‌گیری اختلاف پتانسیل، می‌توان اندازه‌ی مقاومت ویژه ظاهری^۱ زمین را با استفاده از رابطه ۴-۳ محاسبه نمود [۱۸].

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad 4-3$$

که در آن K از رابطه ۵-۳ به دست می‌آید.

$$K = \left(\frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}} \right) \quad 5-3$$

در این رابطه ρ_a ، مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری زمین، و K ضریب هندسی^۲ برای آرایش مورد استفاده است. ضریب هندسی، به نحوه قرارگیری الکترودها در هر آرایش بستگی دارد. در زمین‌های همگن، مقاومت ویژه به دست آمده از این معادله ثابت و مستقل از فاصله الکترودی و موقعیت الکترودها در سطح زمین است. در صورت وجود ناهمگنی‌های زیرسطحی، مقدار مقاومت ویژه اندازه‌گیری شده با تغییر موقعیت الکترودها، تغییر می‌کند. در این صورت، مقادیر اندازه‌گیری شده مقاومت ویژه ظاهری هستند. دستگاه‌های اندازه‌گیری مقاومت ویژه معمولاً مقدار مقاومت زمین (R) را اندازه‌گیری می‌کنند. رابطه‌ی بین مقاومت اندازه‌گیری شده توسط دستگاه و مقاومت ویژه الکتریکی

¹ Apparent resistivity

² Geometrical factor

ظاهری به صورت رابطه‌ی ۶-۳ تعریف می‌شود [۹].

$$\rho_a = KR$$

۶-۳

۲-۳ تقسیم‌بندی مواد مختلف از لحاظ مقاومت ویژه

به کمک برداشت‌های ژئوالکتریک، توزیع مقاومت ویژه در زیرزمین تعیین می‌شود. به منظور برقراری تناظر بین مقادیر مقاومت ویژه و ساختارهای زمین‌شناسی، آگاهی از مقادیر مقاومت ویژه مربوط به انواع مختلف مواد زیرسطحی و زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه، الزامی است. به طور کلی، مقاومت ویژه سنگ‌ها عمدتاً به میزان خردشدگی، درصد تخلخل و درصد شکستگی‌های موجود در سنگ بستگی دارد. سنگ‌های رسوبی عمدتاً متخلخل و دارای اشباع شدگی آب بالاتری می‌باشند، معمولاً از مقاومت ویژه‌ی کمتری برخوردارند. خاک‌های رسی معمولاً مقاومت ویژه پایین‌تری نسبت به خاک‌های ماسه‌ای دارند. اما نکته قابل توجه، هم‌پوشانی مقادیر مقاومت ویژه سنگ‌ها و خاک‌ها می‌باشد. این امر به این دلیل است؛ که مقاومت ویژه الکتریکی سنگ و یا نمونه‌ی خاک به عوامل دیگری مثل تخلخل، اشباع آب و غلظت نمک‌های غیرمحلول نیز وابسته است [۲۱].

سنگ‌های با ترکیب متغیر مثل سنگ‌های رسوبی با رخساره‌های دانه‌بندی شده، مقادیر مقاومت ویژه منعکس‌کننده نسبت‌های مختلفی از مواد تشکیل دهنده می‌باشند [۹].

۳-۳ روش‌های الکتریکی به منظور مطالعه آب‌های زیرزمینی

آب‌های زیرزمینی به خاطر نمک‌ها و یون‌های محلولی که دارند، از نظر یونی هادی می‌باشند، در نتیجه اندازه‌گیری مقاومت ویژه زمین، امکان تشخیص حضور آب‌های زیرزمینی را با در نظر گرفتن موارد زیر فراهم می‌سازد:

الف) سنگ سخت فاقد تخلخل و شکستگی و یا ماسه سنگ خشک فاقد آب یا رس، مقاومت ویژه خیلی بالایی دارد که می تواند تا چندین ده هزار اهم - متر باشد.

ب) سنگ متخلخل یا شکسته شده حاوی آب آزاد، دارای مقاومت ویژه ای است که مقدار آن به مقدار مقاومت ویژه آب محتوی و تخلخل سنگ بستگی دارد و مقدار مقاومت ویژه آن از چندین ده تا چندین هزار اهم - متر می تواند متغیر باشد.

ج) لایه رسی نفوذ ناپذیر، اگر حاوی آب محصور باشد، مقاومت ویژه پایینی دارد معمولاً از چند اهم - متر تا چندین ده اهم - متر.

روش های مقاومت ویژه را می توان هم در روش پروفیل زنی برای به نقشه درآوردن تغییرات جانبی و تشخیص مرزها (مانند گسل ها و دایک ها) و رخساره های^۱ قائم یا زون های شکسته شده و هم در روش سونداژ زنی (مثلاً سونداژ زنی شلومبرژه) برای تشخیص عمق افق های ژئوالکتریکی (مثلاً عمق لایه های زمین شناسی و آب های زیرزمینی) به کار برد [۲۲].

مقاومت ویژه الکتریکی خاک ها و سنگ ها با دیگر ویژگی های آنها که مورد توجه زمین شناسان، آب شناسان و مهندسين ژئوتکنیک می باشند، مرتبط است. پارامترهای زمین شناسی دیگری که بر روی مقاومت ویژه الکتریکی تأثیر می گذارند عبارتند از [۴]:

الف) محتوای رس،

ب) رسانندگی یا هدایت ویژه آب های زیرزمینی،

ج) تخلخل خاک یا مجموعه سازند،

د) درجه اشباع آب.

^۱ Facies

۴-۳ روش‌های اندازه‌گیری مقاومت ویژه

در حالت کلی داده‌های مقاومت ویژه با اهداف مدل‌سازی به صورت یک بعدی، دوبعدی و سه بعدی برداشت می‌شوند [۲۳]. این برداشت‌ها به دو شکل عمده انجام می‌گیرد. یکی از این روش‌ها، روش گمانه‌زنی یا سونداژزنی الکتریکی^۱ نامیده می‌شود. در این روش یک نقطه به صورت عمقی مورد بررسی قرار می‌گیرد و روش پروفیل‌زنی یا سونداژزنی الکتریکی قائم (VES^۲) نیز نامیده می‌شود. در واقع روش سونداژزنی الکتریکی قائم از تعدادی سونداژ الکتریکی تشکیل شده؛ که در یک پروفیل خطی برداشت شده‌اند و در نتیجه می‌توانند به صورت دو بعدی نیز تفسیر شوند [۲۴]. برای اجرای این روش، معمولاً از آرایش شلومبرژه استفاده می‌گردد. روش دوم، روش ترانسه‌زنی یا پروفیل‌زنی می‌باشد؛ که برای تشخیص تغییرات جانبی مقادیر مقاومت ویژه زیر سطحی مورد استفاده قرار می‌گیرد [۱۸]. در روش سونداژزنی، تغییرات عمقی و یا قائم مقاومت ویژه مورد بررسی قرار می‌گیرد [۱۸].

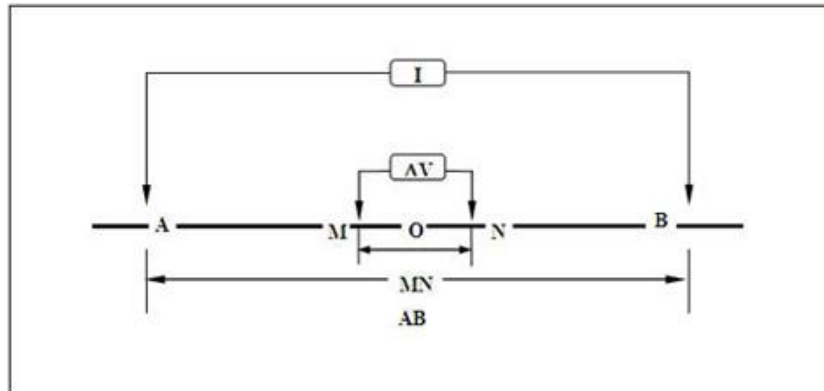
مقادیر مقاومت ویژه با توجه به فاصله و بر روی نمودارهای لگاریتمی (هر دو محور لگاریتمی) رسم می‌شوند. اگر چه روش‌هایی برای تفسیر شیب لایه‌ها نیز پیشنهاد شده، اما سونداژ ژئوالکتریکی تنها در مواقعی که فصل مشترک لایه‌ها افقی باشد؛ به خوبی جواب می‌دهد [۲۵].

۳-۴-۱-۱ آرایش شلومبرژه

این آرایش بطور گسترده در اکتشافات الکتریکی استفاده می‌شود. چهار الکتروود B,N,M,A در طول یک خط راست، در روی سطح زمین و به ترتیبی که در شکل ۳-۲ دیده می‌شود قرار می‌گیرند. در این آرایش فاصله الکتروودهای فرستنده حداقل ۵ برابر فاصله الکتروودهای پتانسیل از همدیگر است.

^۱ Electrical sounding

^۲ Vertical electric sounding



شکل ۲-۳: شمایی از نحوه چیدمان الکترودها در آرایش الکترودی متقارن شلومبرژه

ضریب آرایش الکترودی این آرایش از رابطه ۷-۳ محاسبه می شود:

$$K_s = \frac{\left(\frac{AB}{2}\right)^2 - \left(\frac{MN}{2}\right)^2}{MN} \quad ۷-۳$$

مقاومت ویژه الکتریکی با استفاده از آرایش شلومبرژه مطابق رابطه ۸-۳۳ بدست می آید:

$$\rho = K_s * \frac{\Delta V}{I} \quad ۸-۳۳$$

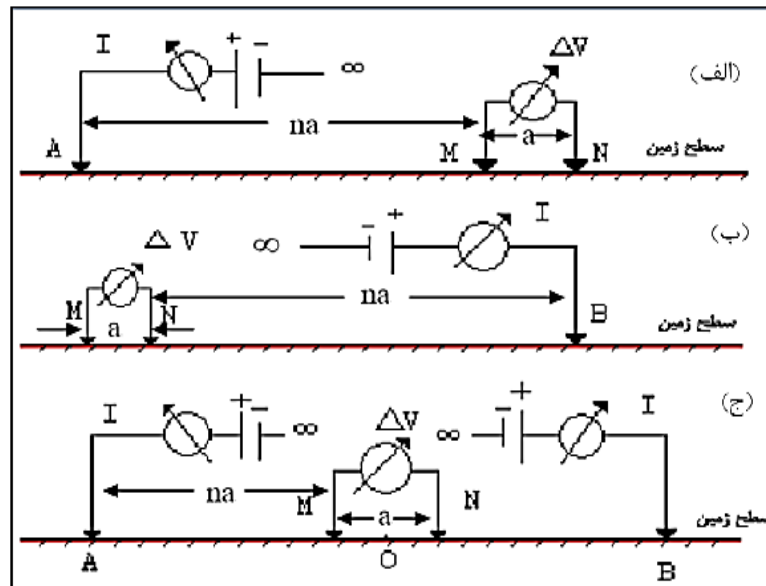
۲-۴-۳ پروفیل زنی مقاومت ویژه

در روش پروفیل زنی، تغییرات جانبی مقاومت ویژه زیرسطحی در طول یک خط پروفیل بررسی می شوند. در این روش، فاصله میان الکترودهای جریان و پتانسیل ثابت باقی مانده ولی موقعیت مرکز آرایش با جا به جایی الکترودها در هر مرحله تغییر می کند. به این ترتیب می توان تغییرات جانبی لایه ها را در یک عمق معین بررسی کرد. با بررسی تغییرات جانبی مقاومت ویژه حاصل از اندازه گیری های ژئوالکتریک به روش پروفیل زنی، می توان بی هنجاری های زیرزمینی و محدوده یا وسعت آنها در زیر سطح زمین را مشخص نمود. از کاربردهای مهم این روش می توان اکتشاف گسل ها و دایک ها، حفرات، رودخانه های مدفون و دیگر ساختارهای قائم یا با شیب زیاد را نام برد [۱۸].

۱-۲-۴-۳ برداشت با آرایش قطبی - دوقطبی

این روش ترکیبی از حالت کاوش‌های عمقی و جانبی است. در شکل ۳-۳ (الف) از قطب مثبت باتری، توسط جریان A، جریان الکتروسیته I، به داخل زمین تزریق می‌گردد. الکتروود جریان متصل به قطب منفی باتری، در فاصله‌ای بینهایت دور به زمین متصل شده است. توسط الکتروودهای M و N اختلاف پتانسیل زمین اندازه‌گیری می‌شود. فرض بر این است که $\frac{AM}{MN} = 6$ می‌باشد. چون الکتروودهای M و N در طرف راست الکتروود A واقع هستند آن را یک آرایش قطبی - دوقطبی مستقیم می‌نامیم. حال اگر مانند شکل (ب) الکتروودهای M و N را در طرف چپ الکتروود جریان B قرار دهیم، آن را یک آرایش قطبی - دوقطبی معکوس می‌نامیم. در اینجا نیز فرض بر این است که $\frac{BM}{MN} = 6$ می‌باشد. در شکل ۳-۳ (ج) هر دو آرایش قطبی - دوقطبی مستقیم و معکوس، در هم ادغام شده‌اند. در صورتی که الکتروودهای A و B نسبت به نقطه O متقارن باشند، به این دو آرایش، آرایش قطبی - دوقطبی متقارن می‌گوییم [۲۶]، [۲۷].

در عمل هر چهار الکتروود فوق‌الذکر را در امتداد یک خط راست قرار می‌دهند به طوری که امتداد این خط، بر امتداد ناهمگنی‌های مورد مطالعه حتی‌المقدور عمود باشد.



شکل ۳-۳: الف) آرایش قطبی - دو قطبی مستقیم، ب) آرایش قطبی - دو قطبی معکوس، ج) آرایش قطبی - دو قطبی متقارن [۲۷].

پیروز در سال ۱۳۸۲ نشان داد که استفاده از آرایش قطبی-دوقطبی، همیشه و تحت هر شرایطی نمی‌تواند یک نمودار بهینه باشد. منظور از یک نمودار بهینه، نموداری است که دقیقاً در محل ناهمگنی جانبی، بیشترین تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی را نشان دهد. نمودار بهینه فقط در شرایط خاصی حاصل می‌شود. این شرایط که می‌باید همزمان برقرار باشند، عبارت انداز:

۱- انتخاب مناسب علامت ضریب بازتاب

۲- انتخاب مناسب ترتیب قرار دادن الکترودهای آرایش قطبی - دوقطبی نسبت به محل ناهمگنی جانبی

لذا برای اینکه همیشه و تحت هر شرایطی یک نمودار بهینه حاصل شود، استفاده از آرایش متقارن بهترین راه حل می‌باشد. لازم به ذکر است که منظور از ناهمگنی جانبی موارد زیر می‌باشند:

- ۱- گسل‌ها، درزه‌ها و شکاف‌های قائم،
- ۲- دایک‌ها،
- ۳- رگه‌های هادی قائم.

۵-۳ انتخاب آرایش الکترودی مناسب

آرایش‌های الکترودی متنوعی وجود دارد؛ که هر کدام مزایا و معایب خاص خود را دارند. عوامل متعددی در انتخاب آرایش الکترودی تأثیر دارند؛ که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد [۲۸].

- ۱- نسبت سیگنال به نوفه، ۲- جفت شدگی الکترومغناطیسی، ۳- حساسیت به موقعیت جانبی، ۴- قابلیت تفکیک ساختارهای شیب‌دار، ۵- قدرت تفکیک‌پذیری ساختارهای افقی، ۶- عمق نفوذ، ۷- حساسیت به عمق آنومالی‌ها (عمق هدف)، ۸- حساسیت نسبت به شیب، ۹- حساسیت به ناهمگنی‌های سطحی در عملیات سونداژزنی، ۱۰- حساسیت به ناهمگنی‌های سطحی در عملیات پروفیل‌زنی، ۱۱- حساسیت به توپوگرافی سنگ بستر، ۱۲- حساسیت به اثرات جانبی، ۱۳- حساسیت به روباره هادی و ۱۴- حساسیت به توپوگرافی.

معمولاً اطلاعات کافی در رابطه با همه این عوامل در دسترس نیست. حتی برای بعضی از این عوامل، بررسی سیستماتیک و منظم برای مجموعه گسترده‌ای از مدل‌های زمینی انجام نشده است. در جدول ۱-۳ ارزیابی مختصری از اولویت آرایش‌های مورد استفاده با توجه به تأثیر عوامل مذکور، ارائه شده است [۲۸]. در این جدول، عدد ۱ نشان‌دهنده این است که آرایش مربوطه مناسب‌ترین آرایش است؛ عدد ۵ نشان می‌دهد که آرایش مذکور مناسب نیست. اعداد ۲، ۳ و ۴ نیز به ترتیب اولویت‌های بعدی را نشان می‌دهند. در مواردی که ارزیابی دقیقی صورت نگرفته و هیچ قطعیت و مطالعات مستندی در دسترس نیست، با علامت * یا + مشخص شده‌اند، اعداد ستون اول جدول پارامترهای انتخاب آرایه می‌باشد که در بالا با همین شماره گذاری ذکر شده. برای تکمیل این جدول، نیاز به مطالعات دقیق و گسترده می‌باشد [۲۸].

جدول ۳-۱: ارزیابی آرایش‌های متداول با توجه به مهمترین عوامل مؤثر [۲۸].

آرایش	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴
دوقطبی-دوقطبی	۵	۱	۲	۴	۲	+	۲	۴	۴	۲	۱	+	۱	+
قطبی-دوقطبی	۴	۲	۳	۵	۲	+	۳	۵	۳	۱	۲	+	۱	+
شلومبرژه	۲	۴	۴	۲*	۱	+	۱	۲	۱	۳	۳*	+	۱	+
ونر	۱	۵	۵	۳*	۱	+	۱	۲	۲	۳	۳*	+	۱	+

پردازش، تفسیر و مدل سازی داده‌های لرزه‌نگاری انکساری

۱-۴ مقدمه

در این فصل روش لرزه‌نگاری به منظور شناسایی ساختارهای زیرسطحی و محاسبه سرعت موج فشاری و موج برشی به منظور محاسبه پارامترهای مهندسی در ناحیه مورد مطالعه بیان می‌شود، در فصل‌های قبل کلیاتی از مفاهیم اولیه لرزه‌نگاری انکساری بیان شد. در این فصل در ابتدا پردازش‌های اولیه‌ای که روی داده‌ها انجام شده بیان و در ادامه تفسیر و مدل‌سازی دو بعدی پروفیل‌های برداشتی لرزه‌نگاری انکساری منطقه پرداخته می‌شود.

۲-۴ موقعیت جغرافیایی و مسیر دسترسی به منطقه برداشت

منطقه مورد مطالعه در شمال تا شمال غرب شهر شاهرود واقع در استان سمنان قرار دارد. راه دسترسی به منطقه در شکل ۱-۴ نمایش داده شده است که از مسیر جاده شاهرود - آزادشهر و پس از تغییر مسیر به سمت شهر مجن در حدود ۵ کیلومتر مجن به راه اختصاصی پادگان دهم محرم می‌رسد که در این مسیر با پیمودن حدود ۶ کیلومتر، محدوده مورد نظر قابل دسترسی است.

برداشت لرزه در مطالعه حاضر در قسمتی از دشت بسطام و در محدوده عرض جغرافیایی ۴۰۴۱۵۴۰ تا ۴۰۴۱۶۹۰ متر شمالی و طول جغرافیایی ۳۱۶۴۶۰ تا ۳۱۶۵۴۰ متر شرقی و زون ۴۰S در سیستم UTM واقع است و مساحت تقریبی منطقه برداشت ۱/۵ هکتار است. از نظر زمین شناسی این منطقه پوشیده از آبرفت‌های عهد حاضر است.



شکل ۱-۴: موقعیت قرارگیری محدوده برداشت و مسیر دسترسی به آن

۳-۴ مدل سازی و تفسیر دوبعدی داده‌های لرزه‌نگاری انکساری

با استفاده از داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی برداشت شده به وسیله پردازش رایانه‌ای، به وسیله نرم-افزار SeisImager که توسط شرکت Geometrics معرفی شده است، ساختارهای زمین‌شناسی منطقه مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت، که بدین وسیله بتوان دید کلی از ساختارهای زیرسطحی منطقه بدست آورد. این نرم‌افزار برای استخراج اولین زمان رسیده‌ها از برنامه PickWin و برای مدل‌سازی داده‌ها و محاسبه مقاطع سرعت و دنبال کردن پرتو از برنامه Plotrefa، استفاده می‌کند و در برنامه Plotrefa از ترکیب روش زمان دوطرفه با آنالیز کمترین مربعات برای مدل‌سازی استفاده شده است.

در این نرم افزار از سه روش مجزای معکوس سازی که شامل روش جملات زمانی^۱، روش متقابل^۲ و توموگرافی^۳ است، استفاده می شود.

روش جملات زمانی و روش متقابل بر مبنای زمان تاخیر می باشند، با این تفاوت که در روش جملات زمانی نحوه محاسبه زمان تاخیر با یک تکنیک معکوس سازی کمترین مربعات خطی و به صورت خودکار انجام می گیرد، ولی در روش متقابل، زمان تاخیر به صورت دستی محاسبه می شود.

در مورد روش توموگرافی در این نرم افزار هیچ کنترلی روی فواصل مش بندی شده وجود ندارد، در عوض این نرم افزار مدلی با ابعاد سلول متغیر ایجاد می کند که سلول های کوچکتر در سطح و سلول های بزرگتر در عمق قرار می گیرند. این تغییر ابعاد باعث کاهش زمان پردازش و همچنین جلوگیری از خطای ناشی از پوشش امواج در اعماق بیشتر می شود [۲۹].

برای ایجاد مدل اولیه در این روش دو راه وجود دارد. راه اول استفاده از الگوریتم معکوس سازی جملات زمانی برای تولید یک مدل لایه ای ساده می باشد. در مرحله بعد یک مدل مش بندی شده جایگزین این مدل لایه ای می شود، این روش یک روش مفید برای داده های ساده می باشد که می توان گرادیان های مشخص را به منکسر کننده های مجزا اختصاص دهد. در روش دوم یک مدل به عنوان مدل اولیه استفاده می شود.

در این پایان نامه به منظور مدل سازی داده های لرزه ای از روش توموگرافی و روش جملات زمانی استفاده شده است. ابتدا با استفاده از الگوریتم جملات زمانی یک مدل لایه ای ساخته می شود. سپس مدل فوق به عنوان مدل اولیه برای استفاده در روش توموگرافی استفاده شده و در نهایت معکوس سازی به روش توموگرافی با ۱۰ تکرار انجام می شود که در ادامه مدل بدست آمده برای هر پروفیل

^۱ Time-term method

^۲ Reciprocal method

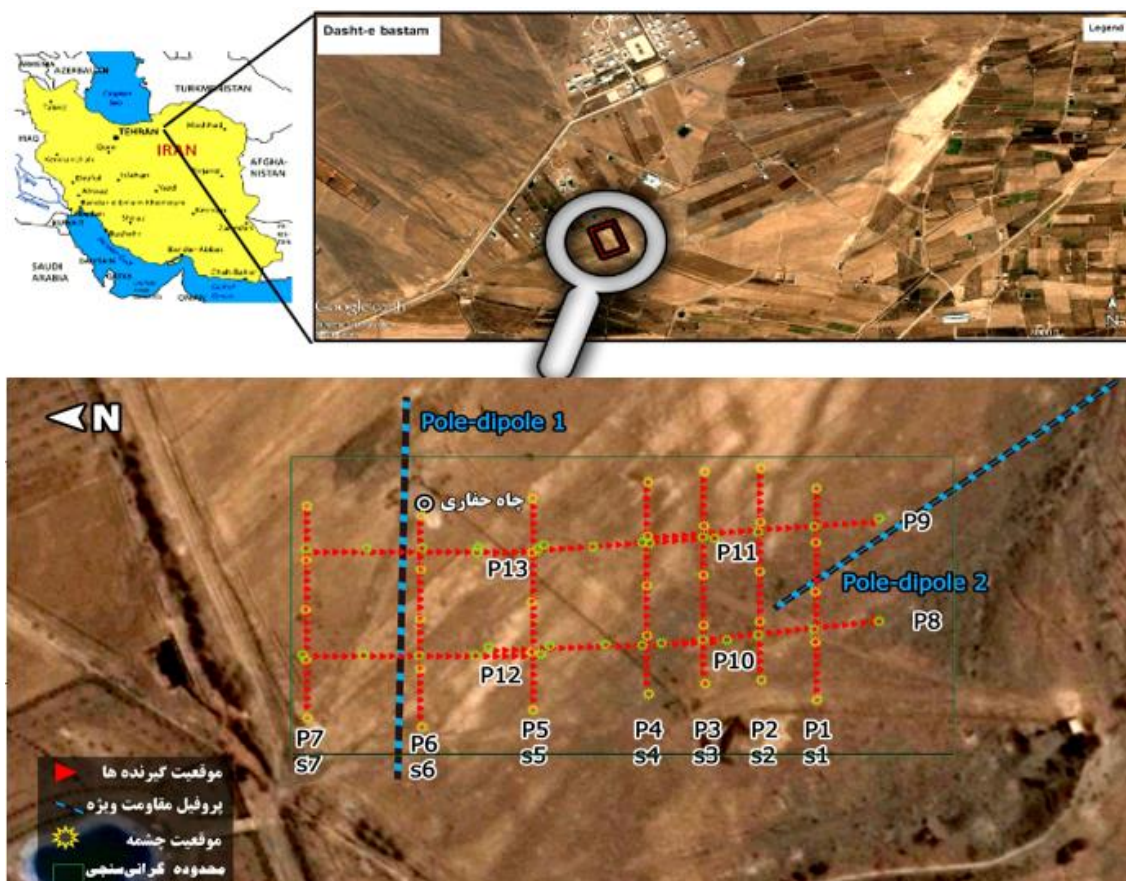
^۳ Tomography method

آمده است.

۴-۴ موقعیت پروفیل‌های لرزه‌ای

در تحقیق حاضر که به منظور بررسی ساختارهای زیر سطحی، محدوده دشت بسطام صورت گرفته، ۱۳ پروفیل موج فشاری و ۷ پروفیل موج برشی منطبق بر پروفیل‌های ۱ تا ۷ موج فشاری برداشت شده است. پروفیل‌های موج فشاری را P1 تا P13 نامگذاری کرده و پروفیل‌های موج برشی S1 تا S7 نامگذاری گردید. هر پروفیل شامل ۲۴ ژئوفون و فاصله ژئوفون‌ها از یکدیگر ۲/۵ متر می‌باشد.

در شکل ۲-۴ موقعیت پروفیل‌ها، چشمه‌ها و گیرنده‌ها مشخص شده است



شکل ۲-۴: موقعیت پروفیل‌های برداشت شده در منطقه

در هر پروفیل ۵ نقطه انفجار طراحی گردید که انفجارها به ترتیب با فاصله ۰ ، ۱۶/۷۵ ، ۳۱/۷۵ ، ۴۶/۷۵ ، ۶۳/۵ متر از مبدا پروفیل واقع شده اند. یک پتک (10kg) برای تولید موج P و S استفاده می شود. برای تولید موج P ضربات چکشی بر روی یک صفحه فلزی ($20 \times 20 \text{ cm}^2$) وارد و برای تولید موج S ضربات پتک بر یک تکه چوب وارد می شود. پهلوی بلند تکه چوب (2m) است که در زیر چرخ ماشین قرار داده می شود و تقریباً در مرکز ژئوفون های یک خط قرار می گیرد. برای هر محل چشمه موج S، دو فایل جداگانه، یکی در سمت راست چشمه جایی که ضربات چکش در جهت افق به قسمت راست چوب وارد می شود و یکی در سمت چپ چشمه، جایی که ضربات چکش به صورت افقی بر قسمت سمت چپ چوب وارد می شود ثبت گردید. در مجموع ۱۲ تا ۱۶ فایل در محل منبع-های موج S ساخته می شود. هر دو موج S و P با استفاده از ژئوفون های S و P ۱۴ هرتز ثبت شد. شکل ۳-۴ و شکل ۴-۴ نمایی از نحوه ایجاد موج فشاری P و برشی S را نشان می دهد.



شکل ۳-۴: نمای برداشت موج برشی S



شکل ۴-۴: نمای پروفیل‌های برداشتی و همچنین صفحه فلزی ($20 \times 20 \text{ cm}^2$) و پتک (10kg) برای تولید موج فشاری P

۴-۵ تصحیحات و پردازش‌های انجام شده بر روی داده‌ها

به منظور آماده سازی داده‌ها برای انتخاب بهتر زمان رسیده‌ها، به ترتیب مراحل پردازشی زیر بر روی داده‌های انجام شد.

▪ ژئومتری داده‌های لرزه‌ای

در این قسمت اطلاعاتی از جمله موقعیت ژئوفون‌ها، موقعیت انفجارها، موقعیت اولین ژئوفون، عمق چال انفجاری، تعداد کانال‌های دستگاه، واحد اندازه‌گیری و اطلاعاتی از این قبیل که مربوط به زمان برداشت داده‌ها می‌باشد، مشخص می‌شود.

▪ اعمال تابع تقویت مناسب

برای افزایش و کاهش دامنه ردهای لرزه‌ای به منظور تصمیم‌گیری بهتر برای انتخاب اولین زمان رسیده‌ها می‌توان از یک تابع تقویت مناسب استفاده کرد.

▪ اعمال فیلترهای مناسب

در روند پردازش باید داده‌ها و فرکانس‌های ناخواسته که از طریق باد، ترافیک و سایر منشا-های دیگر به وجود می‌آیند را از روی ردلرزه‌ها حذف نمود. که این کار را می‌توان به وسیله فیلترهای مختلف انجام داد. به عنوان مثال به وسیله فیلترهای بالا گذر^۱ و پایین گذر^۲ می‌توان محدوده‌ای از فرکانس ناخواسته داده‌ها را حذف کرد.

▪ معکوس کردن قطبیت ردها

^۱ Low cut filters

^۲ High-cut filters

▪ حذف ردهای معیوب و پر نوفه^۱

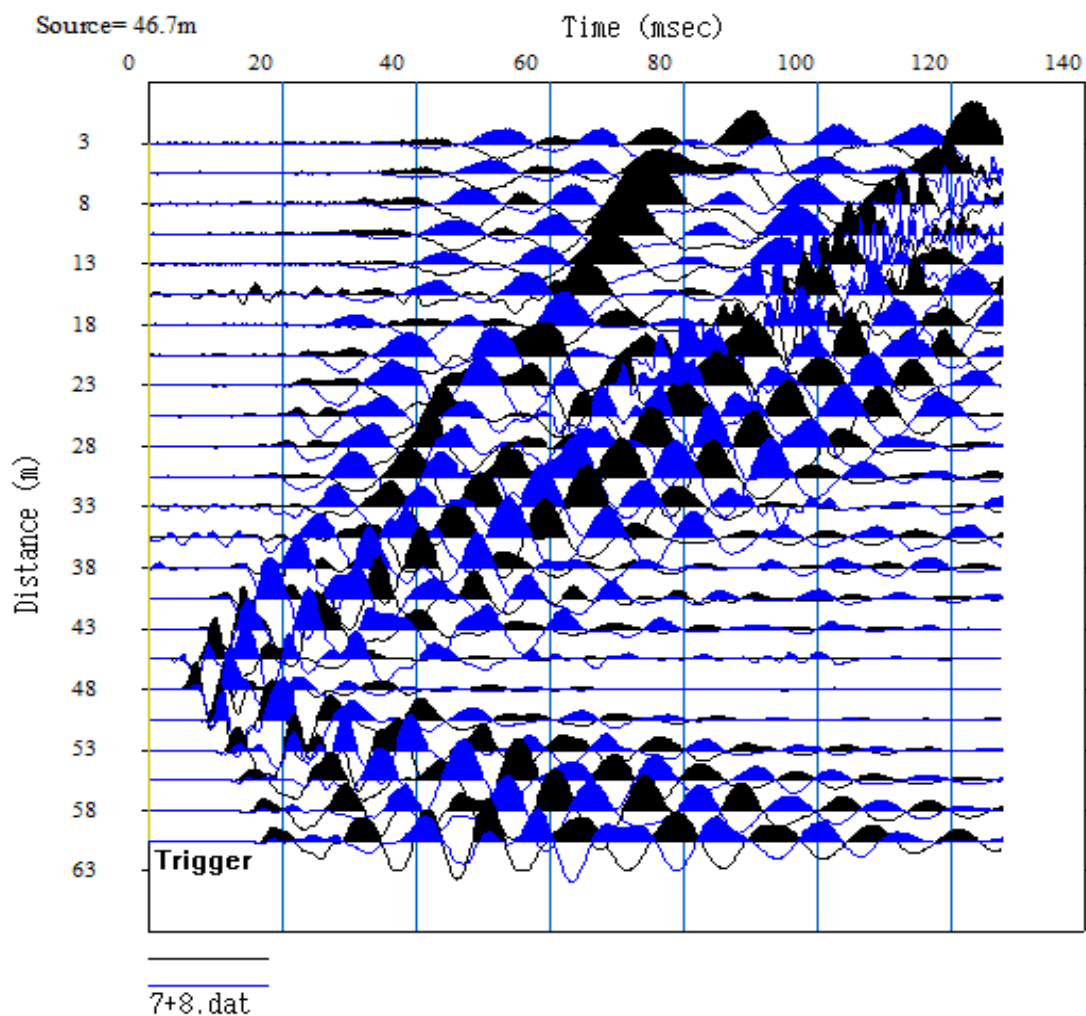
در بعضی ردها نسبت سیگنال به نوفه خیلی پایین است که ممکن است به علت اشکالات سخت افزاری در واحد ثبت کننده، کابلها یا گیرندههای خراب و... باشد و بهتر است آنها را حذف نمود.

▪ تصحیح موج برشی^۲

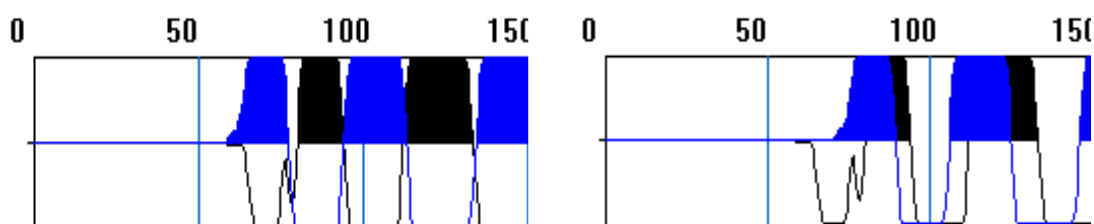
هنگام برداشت موج برشی معمولا دو فایل جداگانه، یکی سمت راست چشمه جایی که ضربات چکش در جهت افق به قسمت راست چوب وارد می شود و یکی سمت چپ چشمه، جایی که ضربات چکش به صورت افقی بر قسمت سمت چپ چوب وارد می شود که معمولا یک طرف یکی از این فایلها دارای پلاریته معکوس می باشد. به منظور افزایش دقت و تسهیل در خواندن زمان رسیدهها، فایل اول خوانده شده و سپس داده دوم بر روی فایل اول فراخوان می شود. در این صورت یک همپوشانی مانند دادههای پرو فیل S2 که در شکل ۴-۵ نمایش داده شده است، بدست می آید. همچنین یک همبستگی متقابل بین ردها انجام خواهد شد. به عنوان مثال در شکل ۴-۶ یک رد را قبل و شکل ۴-۷ بعد از تصحیح موج برشی (S) مشاهده می کنید.

^۱ Kill trace

^۲ Correct S-wave



شکل ۴-۵: نمای داده‌های حاصل از همبستگی ردهای لرزه‌ای فایل ۷ و ۸ پروفیل موج برشی S2



شکل ۴-۷: بعد از همبستگی ردها

شکل ۴-۶: قبل از همبستگی ردها

▪ اعمال توپوگرافی منطقه بر روی مقاطع

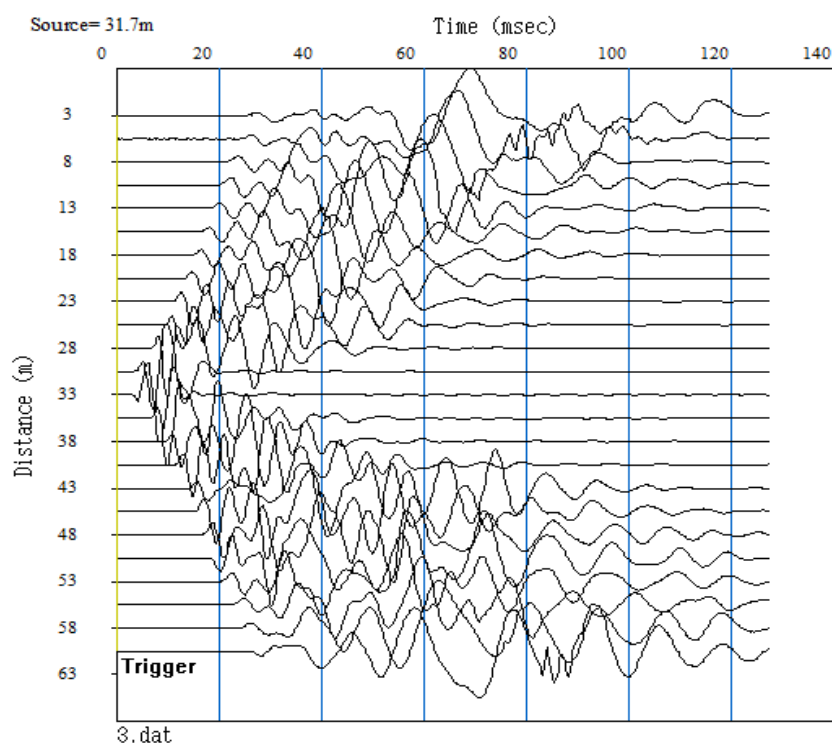
نقشه برداری منطقه با دوربین نقشه برداری Total station انجام شده و داده‌های توپوگرافی

به صورت یک فایل notepad بر روی داده‌ها اعمال شده است.

۶-۴ انتخاب اولین زمان رسیده‌ها

همانطور که ذکر شد، امواج لرزه‌ای بعد از انتشار توسط ژئوفون‌ها دریافت می‌شوند و این ژئوفون‌ها امواج لرزه‌ای را بر روی لرزه‌نگاشت ثبت می‌کنند، برای تشکیل منحنی‌های زمان - مسافت باید اولین رسیده‌ها انتخاب شوند.

اولین رسیده‌ها باید از روی لرزه‌نگاشت‌ها انتخاب گردد، بدین صورت که باید داده‌های مربوط به هر نقطه انفجار را جداگانه مورد بررسی و اولین رسیده‌ها را انتخاب کنیم (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸: نمایش اولیه داده‌های مربوط به نقطه انفجار ۳ از پروفیل P10

پس از وارد کردن داده‌ها، دامنه ردها، محور افقی و عمودی را افزایش داده تا اولین رسیده‌ها به خوبی مشخص شوند، همچنین می‌توان قله‌های مثبت یا منفی را برای تشخیص بهتر تیره کرد. در تمام این

تغییرات بر روی داده‌های شکل ۹-۴ اعمال شده است.

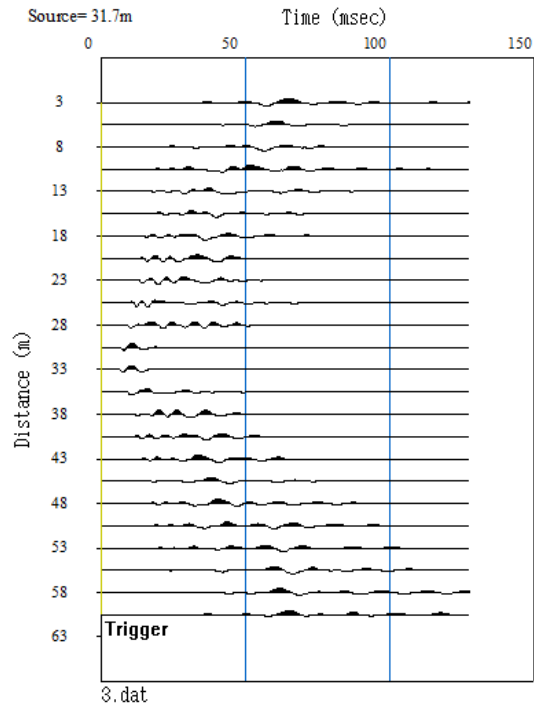
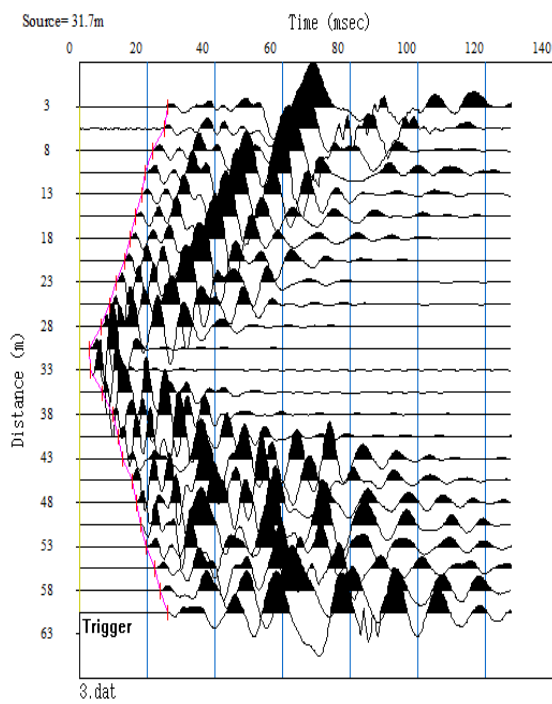
خطوط موجی که در قسمت بالای لرزه‌نگاشت‌ها شروع شده، نوفه‌هایی هستند که در زمان انفجار ایجاد می‌شود. هر عاملی که حین برداشت داده باعث آشفتگی در زمین شود، نوفه است؛ مانند پیاده‌روی، نوفه‌های الکتریکی یا هر نوع ارتعاش و نوسان بر روی سطح زمین، عموماً بهتر است که برای تولید یک سیگنال از یک منبع استفاده شود.

نوفه‌ها پیک کردن زمان رسیده‌ها را با مشکل مواجه می‌کنند و باعث عدم قطعیت در داده‌های برداشت شده می‌شوند. شکل ۹-۴ مجموعه‌ای از داده‌های برداشت شده که اثر نوفه‌های بر روی آن توسط فیلتر بالا گذر کم شده را نشان می‌دهد.

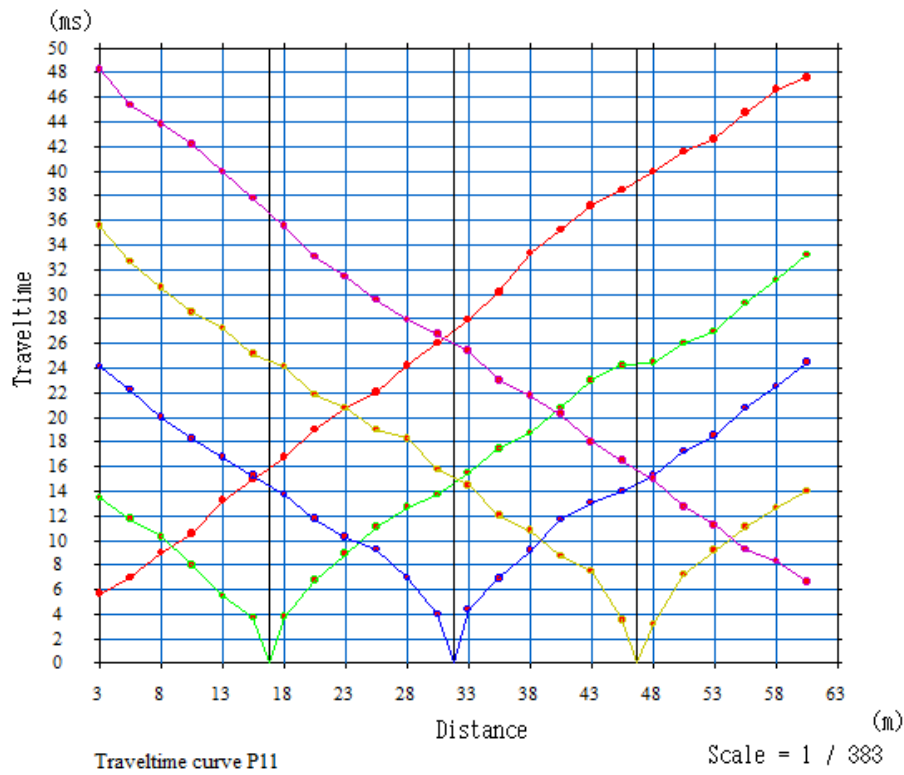
شکل ۹-۴ اولین زمان رسیده‌های انتخاب شده، برای ورودی‌های اولیه را نیز نشان می‌دهد. کاهش اثر نوفه از روی داده‌ها پیک کردن ورودی‌های اولیه را آسان‌تر می‌کند. پیک کردن اولین ورودی‌ها نقش اساسی در تعیین تعداد لایه‌ها ایفا می‌کند.

پس از اینکه تمام مراحل پردازشی انجام شد، می‌توان اولین رسیده‌ها را انتخاب کرد، همان‌طور که ملاحظه می‌کنید، در شکل ۹-۴ سمت راست داده‌ها را قبل از انجام پردازش‌های اولیه و در سمت چپ اولین زمان رسیده‌ها با خطوط قرمز انتخاب شده است.

می‌توان نمودار زمان-مسافت را با توجه به موقعیت ژئوفون‌ها و زمان رسیدن مربوط به هر ژئوفون رسم کرد. شکل ۱۰-۴ نمودار زمان-رسید پروفیل P11 را نشان می‌دهد:



شکل ۴-۹: سمت راست: قبل از پردازش و تصحیحات اولیه. سمت چپ: انتخاب اولین زمان رسیده‌های نقطه انفجار ۳ از پروفیل P2.

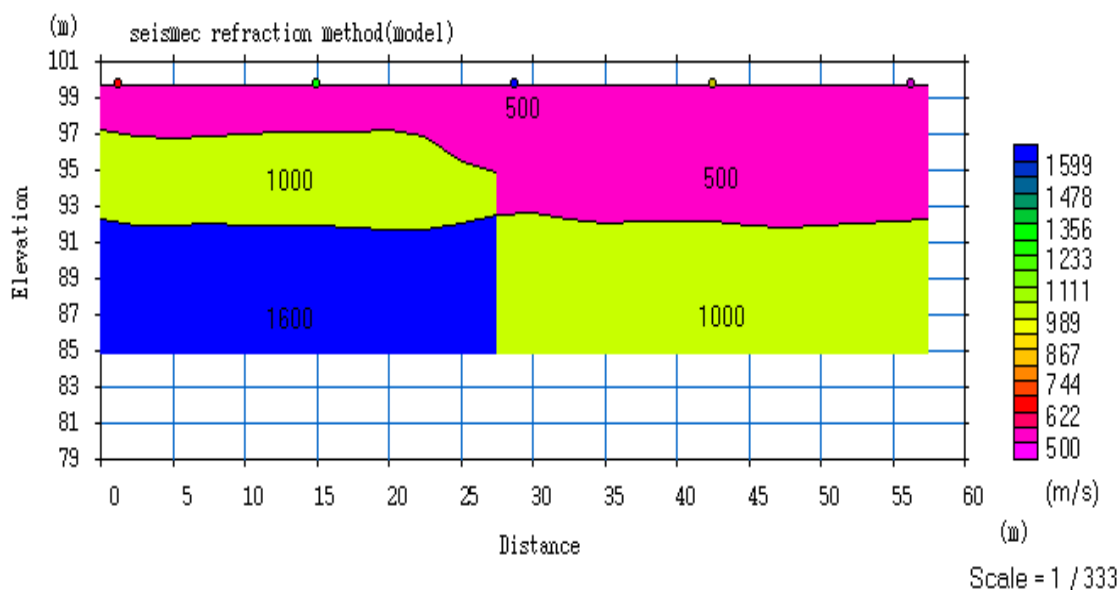


شکل ۴-۱۰: نمودار زمان رسید پروفیل P11

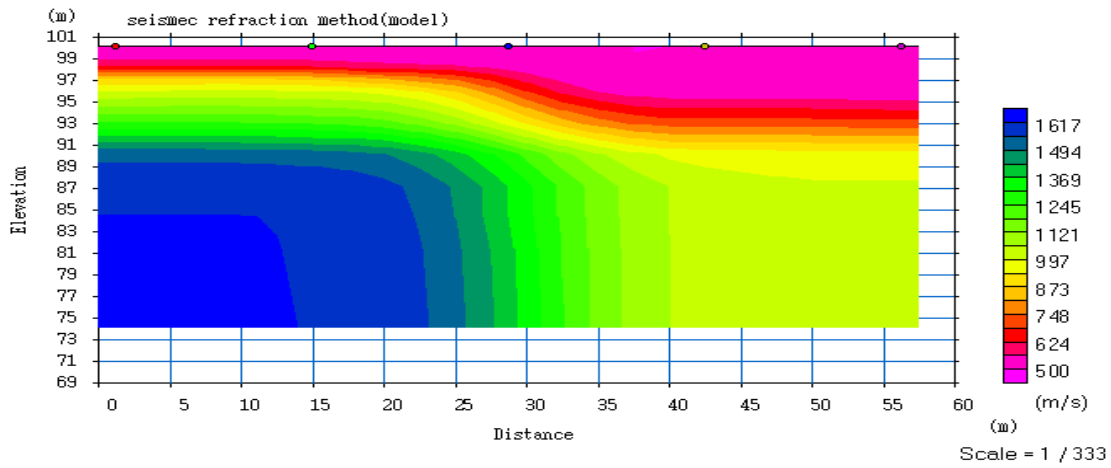
۷-۴ مدل مصنوعی داده‌های لرزه

به منظور تفسیر بهتر نتایج و تطابق بهتر نتایج با واقعیت باید مدل‌های مصنوعی با سرعت نزدیک به لایه‌های سطحی منطقه و ضخامتی نزدیک به آنها تهیه نمود. مدل‌های منطقه در شکل‌های زیر ارائه شده است.

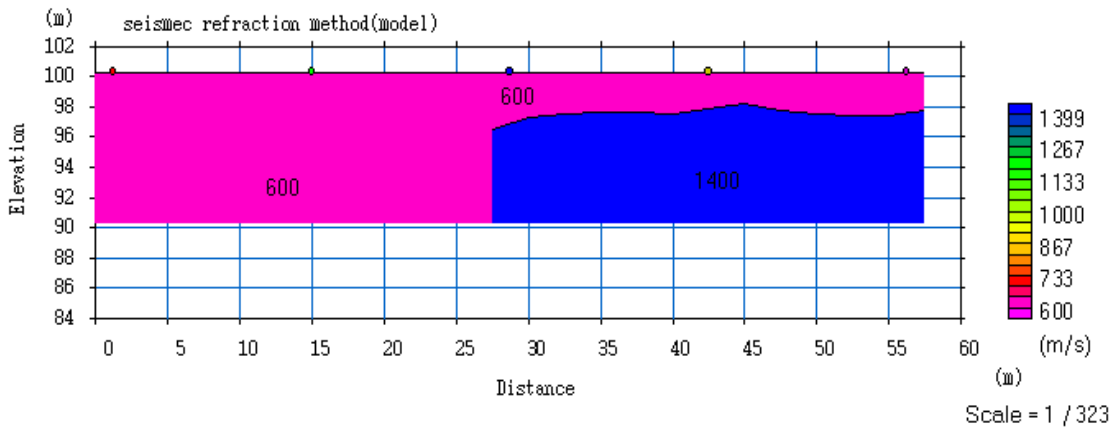
مدل اول مربوط به یک مدل گسل خوردگی سه لایه می باشد. شکل ۴-۱۱ و مدل حاصل از توموگرافی لرزه‌ای آن در شکل ۴-۱۲ نشان داده شده است. همچنین مدلی دولایه از تغییر ناگهانی سرعت در شکل ۴-۱۳ ارائه شده است و در شکل ۴-۱۴ مدل توموگرافی آن نشان داده شده این مدل‌های اولیه ذهنیتی مناسب در مورد نحوه تفسیر مدل‌های عمق - سرعت حاصل از روش توموگرافی به مفسر می‌دهد.



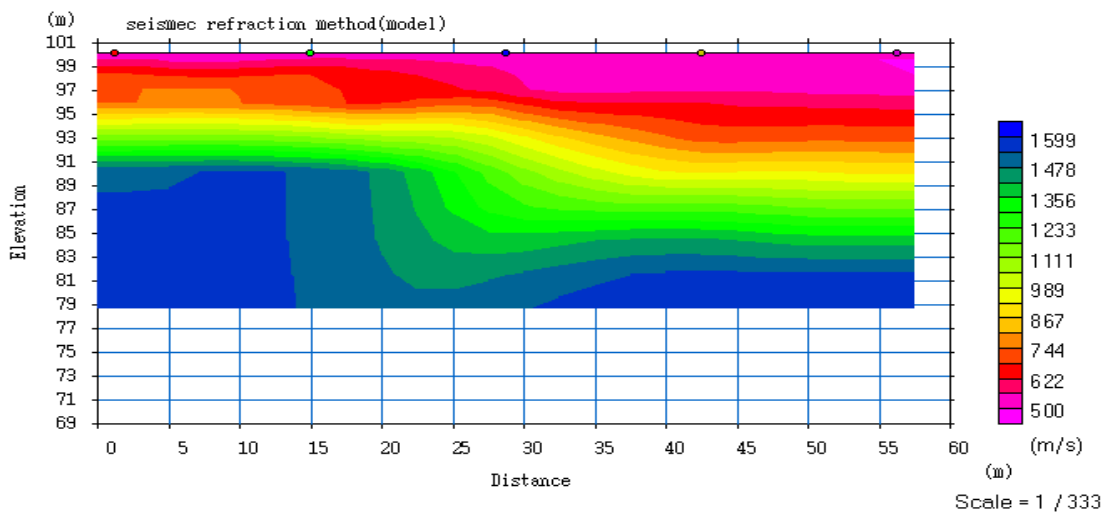
شکل ۴-۱۱: مدل اولیه یک گسل خوردگی ساده



شکل ۴-۱۲: مدل توموگرافی حاصل از مدل مصنوعی گسل خوردگی



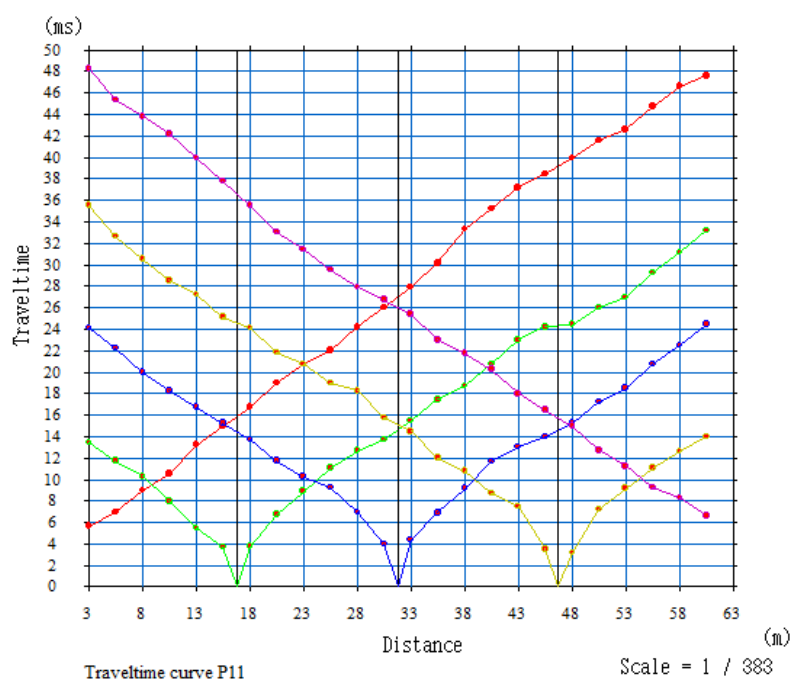
شکل ۴-۱۳: مدل اولیه تغییر سرعت ناگهانی در یک لایه



شکل ۴-۱۴: مدل توموگرافی حاصل از مدل اولیه تغییر سرعت ناگهانی در یک لایه

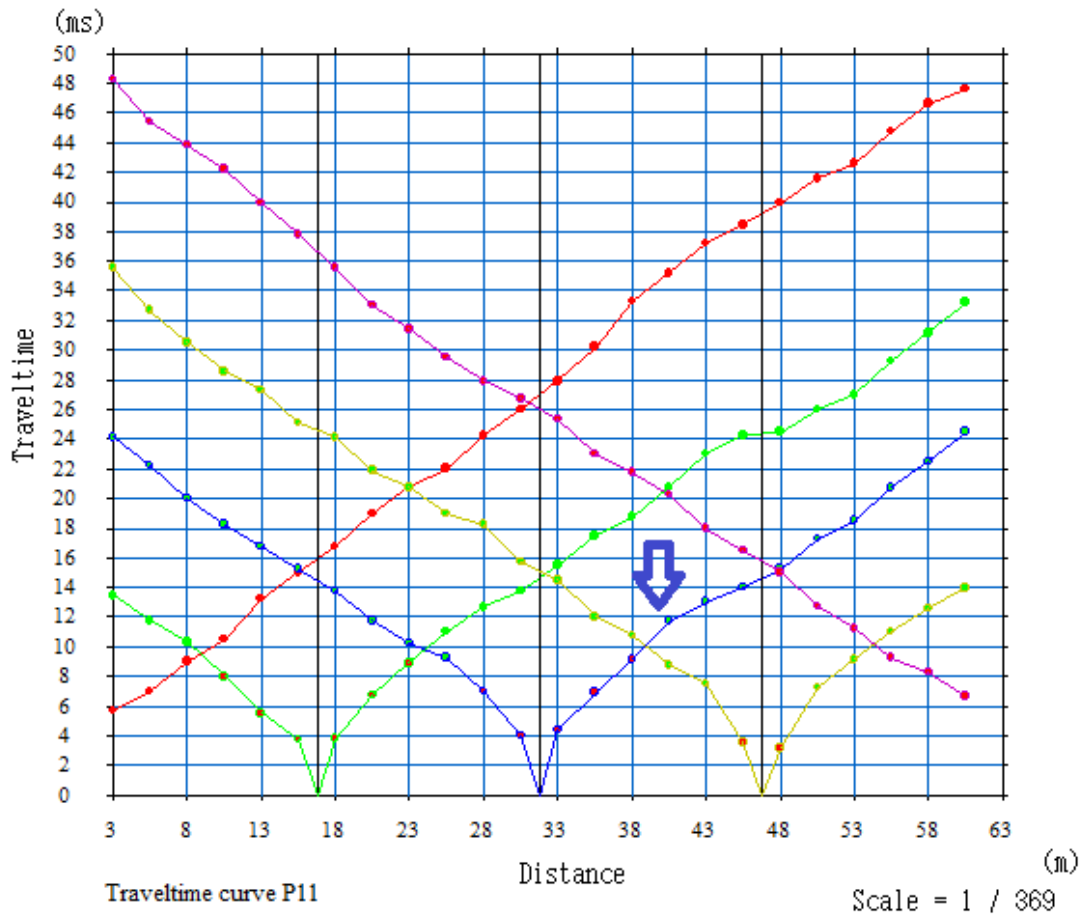
۸-۴ مدل سازی داده‌ها

به منظور مدل سازی داده‌ها باید تمام اولین زمان رسیدها انتخاب شود و تمام رسیدهای انتخاب شده مربوط به هر پروفیل، وارد نرم افزار می‌شود. نرم افزار از طریق ترکیب روش زمان دوطرفه و روش آنالیز کمترین مربعات ساختار زیر سطحی زمین را مدل سازی می‌کند. شکل ۴-۱۵ منحنی‌های زمان رسیدهای پروفیل P11 را نشان می‌دهد:



شکل ۴-۱۵: نمودار زمان-مسافت پروفیل P11

به منظور مدل سازی داده‌ها، در مرحله اول لازم است زمان رسیدهای مربوط به هر لایه از یکدیگر تفکیک شوند. با انتخاب نقطه آغازین لایه دوم، لایه اول و دوم مربوط به آن منحنی از هم تفکیک می‌شوند. شکل ۴-۱۶، پیکان اولین زمان رسید مربوط به لایه دوم را نشان می‌دهد که از آن نقطه به بعد زمان رسیدها مربوط به لایه دوم می‌باشند.

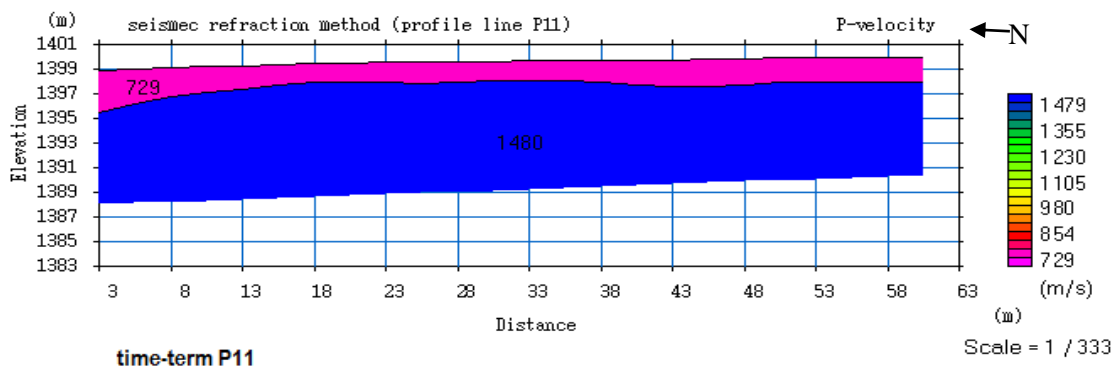


شکل ۴-۱۶: تعیین تعداد لایه‌ها بر روی نمودار زمان-مسافت برای پروفیل P11 و آن پیکان نشان دهنده شروع لایه دوم.

این کار برای تمام منحنی‌های زمان - مسافت انجام داده می‌شود.

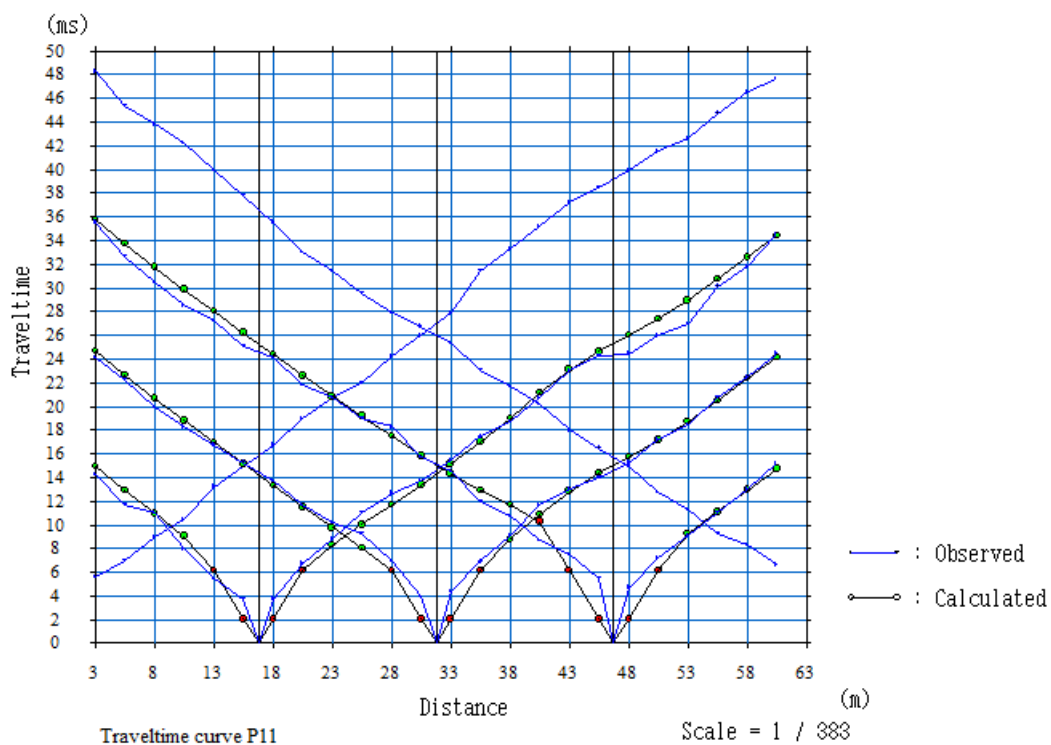
بعد از اینکه لایه‌ها تفکیک شد، می‌توان داده‌ها را برای مقطع عمقی مدل‌سازی کرد. مقطع بدست

آمده بر اساس عمق و سرعت لایه‌ها می‌باشد. شکل ۴-۱۷ مقطع عمقی پروفیل P11 را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۷: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل p11

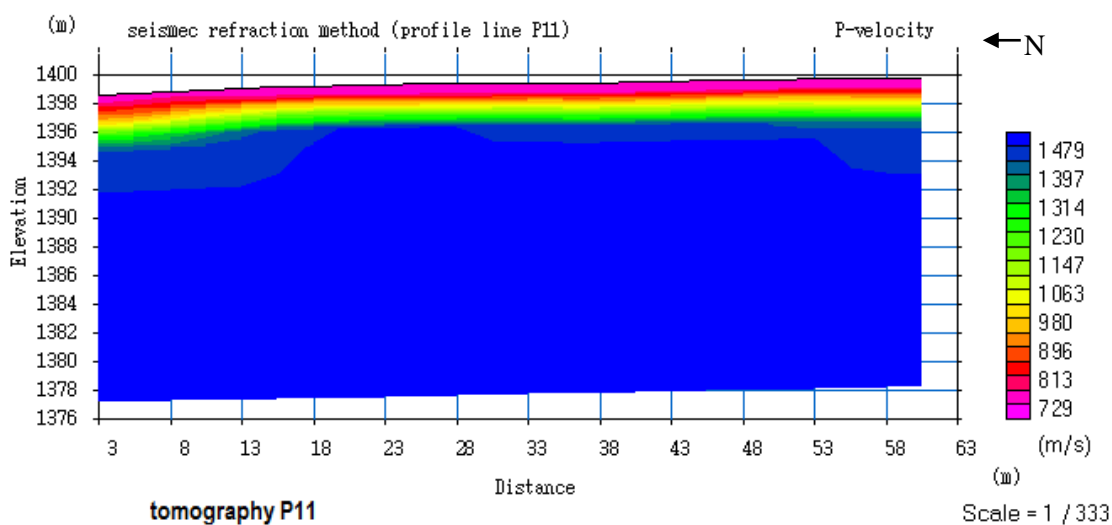
با انجام ردیابی پرتو می توان خطای مدل سازی را بدست آورد. در شکل ۴-۱۸ ردیابی پرتو برای پروفیل P11 انجام داده شده است:



شکل ۴-۱۸: نمودار زمان - مسافت داده های واقعی در کنار نمودار زمان - مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل P11.

همانطور که در شکل ۴-۱۸ نشان داده شده است، خطای مدل سازی 0.73 ms می باشد و برازش خوبی بین داده های واقعی و داده های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می شود.

حال به منظور تولید مدل عمق - سرعت با استفاده از روش توموگرافی لرزه ای، مدل حاصل از روش جملات زمانی را به عنوان مدل اولیه روش توموگرافی در نظر می گیریم. در نهایت با استفاده از الگوریتم معکوس سازی جملات زمانی برای تولید یک مدل لایه ای ساده یک مدل مش بندی شده جایگزین این مدل اولیه لایه ای می کنیم. ابعاد سلول های مش بندی شده متغیر است. بدین صورت که سلول های کوچکتر در سطح و سلول های بزرگتر در عمق قرار می گیرند و با معکوس سازی این مدل مش بندی شده به روش توموگرافی به مدل عمق - سرعت توموگرافی که در شکل ۴-۱۹ نمایش داده شده می رسیم و می توان تفسیر نسبتا دقیق تری از تغییرات سرعت و لایه بندی داشته باشیم.



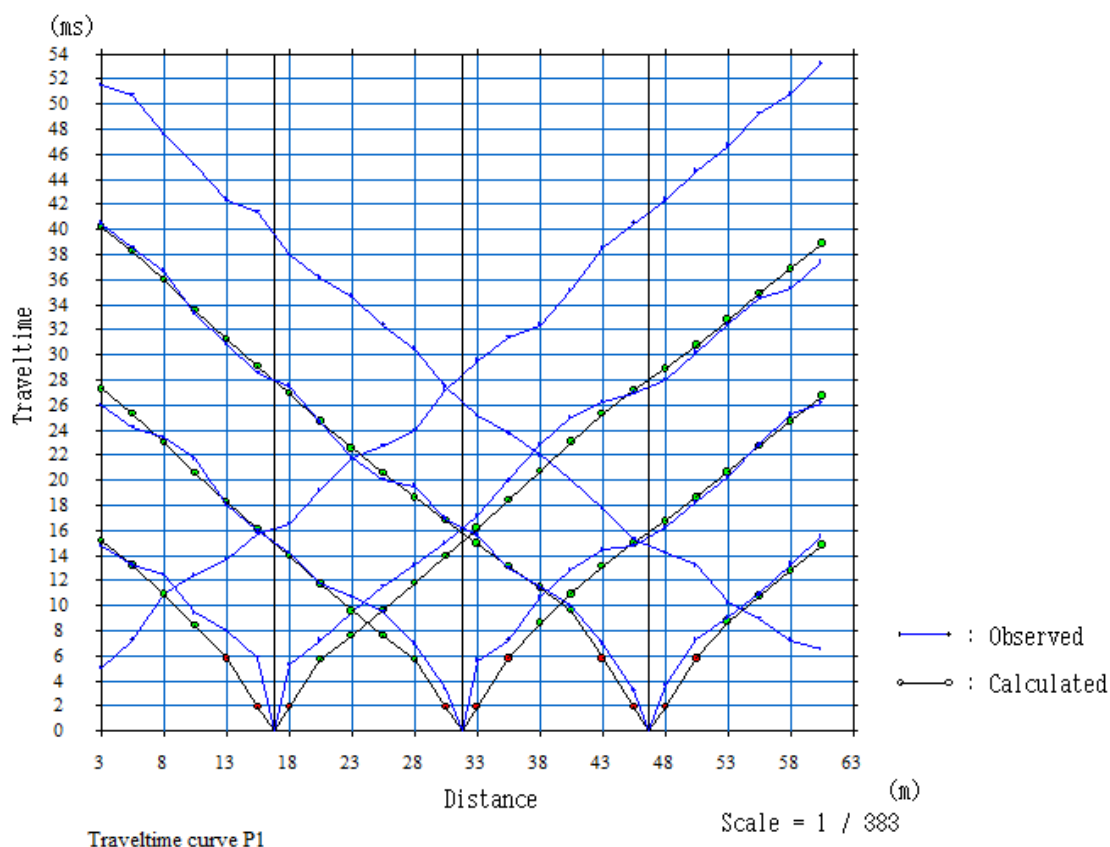
شکل ۴-۱۹: مقطع عمقی بدست آمده از روش توموگرافی.

۹-۴ تفسیر تعدادی از پروفیل‌های موج p

۱-۹-۴ تفسیر پروفیل P1

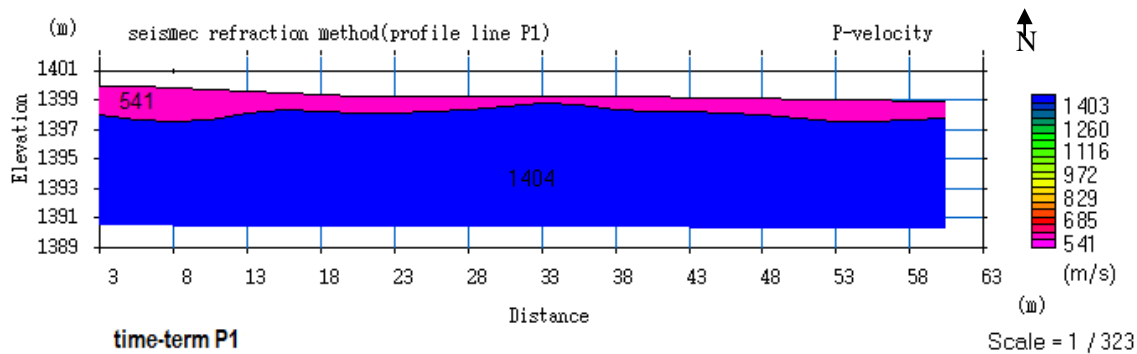
برای پروفیل P1 نیز مقطع عمقی به صورتی که در بالا گفته شد، بدست آمده است. منحنی‌های زمان - مسافت و ردیابی پرتو مربوط، مقطع عمقی و مدل توموگرافی پروفیل P1 به ترتیب در شکل ۴-۲۰ تا شکل ۴-۲۲ نشان داده شده‌اند.

همانطور که در شکل ۴-۲۰ نشان داده شده است، خطای مدل‌سازی 0.189 ms می‌باشد و برآزش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.

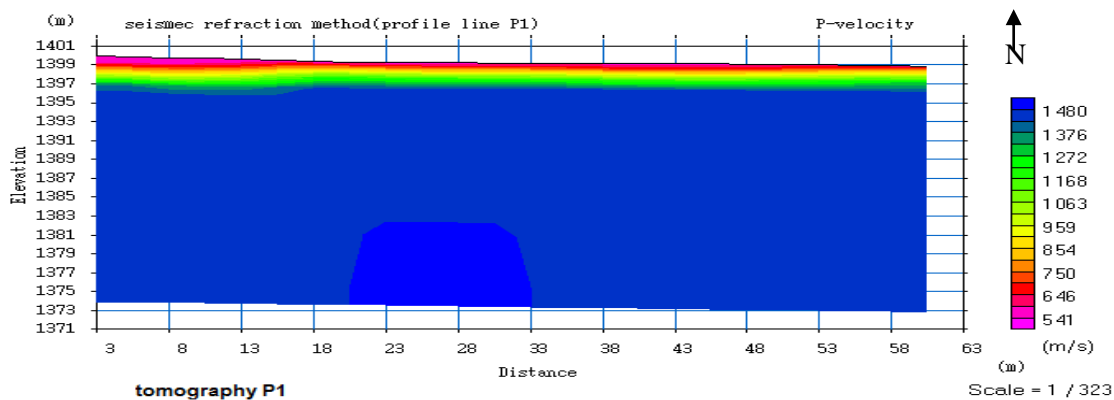


شکل ۴-۲۰: نمودار زمان - مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان - مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی

پرتو مربوط به پروفیل P1



شکل ۴-۲۱: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P1.

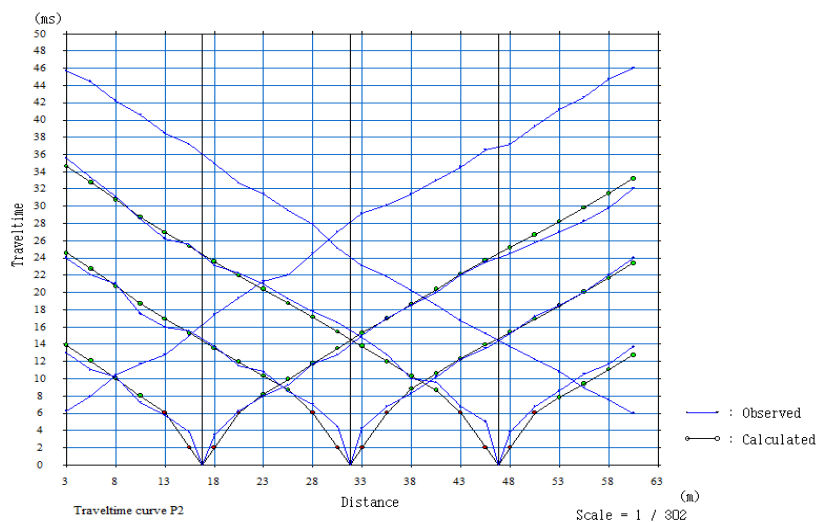


شکل ۴-۲۲: مدل عمق-سرعت بدست آمده از روش توموگرافی، پروفیل P1.

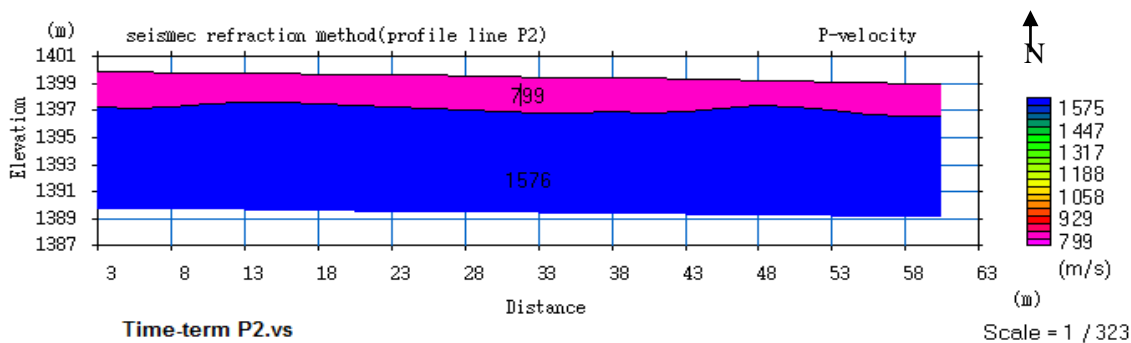
بر اساس مقادیر سرعت موج p، ناحیه مطالعاتی به دو بخش آبرفت دانه ریز تا متوسط به همراه رس و آبرفت دانه متوسط تا درشت دانه تقسیم می‌شود. مدل نشان داده شده در شکل ۴-۲۱ یک مدل دو لایه‌ای را نشان می‌دهد که سرعت لایه اول ۵۴۱ m/s و سرعت لایه دوم ۱۴۰۴ m/s می‌باشد و عمق لایه اول بین ۱ تا ۲/۵ متر و متشکل از رس، ماسه و همچنین از رسوبات دانه‌ریز تا متوسط (خاک هوازده) می‌باشد و لایه دوم از جنس آبرفت دانه متوسط تا درشت می‌باشد.

۴-۹-۲ تفسیر پروفیل P2

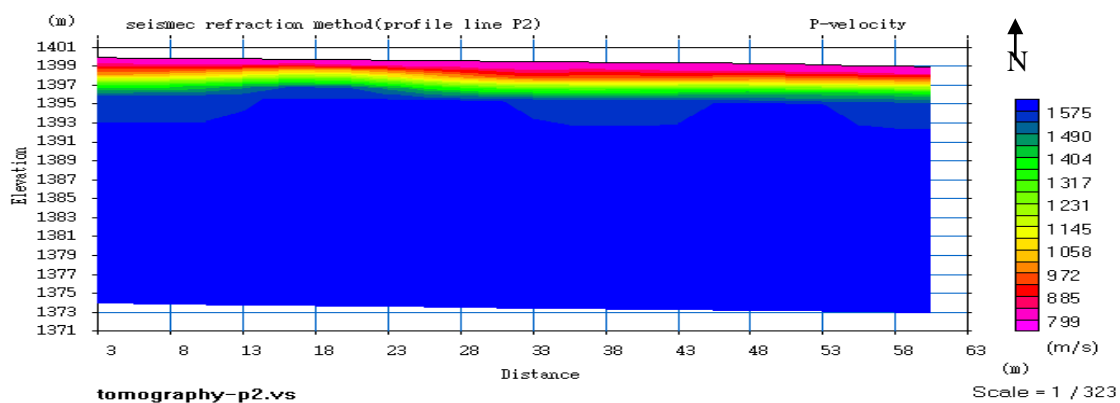
پروفیل شماره ۲ همانند پروفیل ۱ می‌باشد و به موازات آن در فاصله ده متری از پروفیل ۱ قرار دارد. منحنی‌های زمان - مسافت و ردیابی پرتو، مقطع عمقی جملات زمانی و مدل توموگرافی مربوط به پروفیل P2 به ترتیب در شکل ۴-۲۳ تا شکل ۴-۲۶ نشان داده شده‌اند.



شکل ۴-۲۳: نمودار زمان - مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان - مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل P2.



شکل ۴-۲۴: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P2.



شکل ۴-۲۵: مدل عمق - سرعت بدست آمده از روش توموگرافی

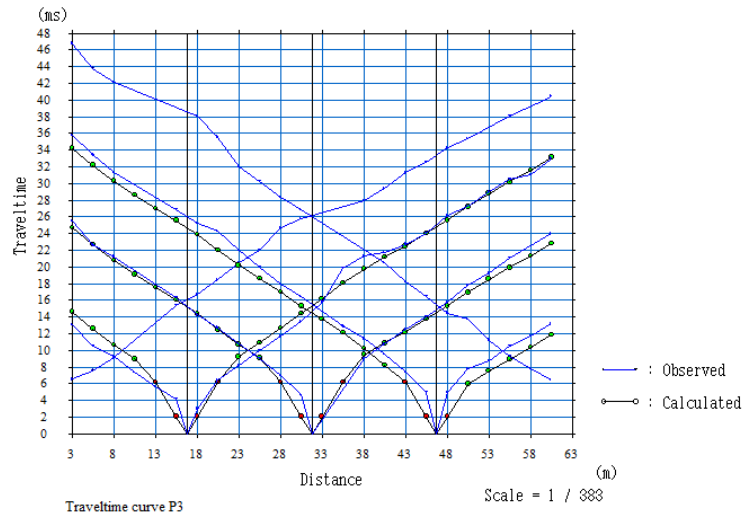
همانطور که در شکل ۴-۲۳ نشان داده شده است، خطای مدل‌سازی $0/778$ ms می‌باشد و برآزش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.

نتایج حاصل از تعبیر و تفسیر نمودارهای زمان - مسافت متناظر با این پروفیل در شکل ۴-۲۴ و شکل ۴-۲۵ نشان داده شده‌اند. مقطع نشان داده شده در شکل، بیانگر یک مدل دو لایه‌ای است که سرعت لایه اول 799 m/s و سرعت لایه دوم 1576 m/s می‌باشد. عمق لایه اول بین ۲ تا ۳ متر و متشکل از رس، ماسه و همچنین از رسوبات دانه‌ریز تا متوسط (خاک هوازده) می‌باشد و لایه دوم از جنس آبرفت دانه متوسط تا درشت می‌باشد. تغییرات ناگهانی سرعت در مقطع توموگرافی احتمالاً ناشی از تغییرات دانه‌بندی رسوبات آبرفتی، همچنین تغییرات تراکم یافتگی رسوبات آبرفتی و یا تغییرات درصد رس و ماسه در طول لایه می‌باشد.

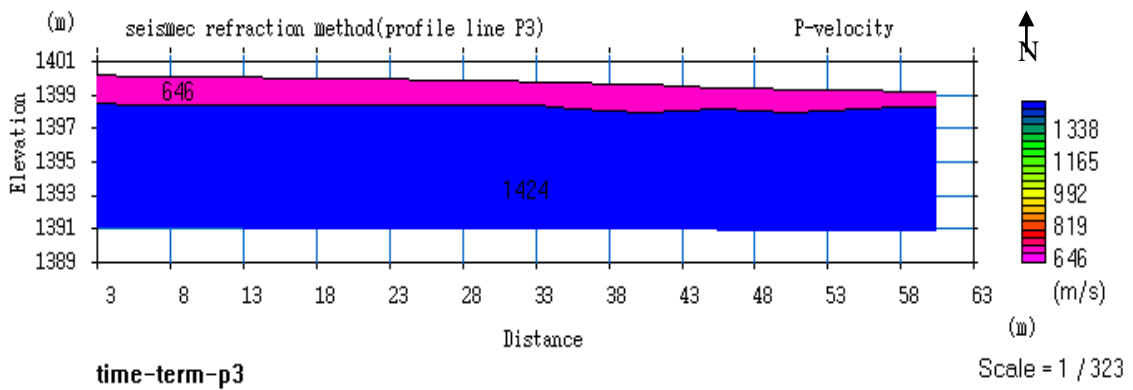
۳-۹-۴ تفسیر پروفیل P3

پروفیل P3 به موازات پروفیل شماره ۱ و تقریباً به فاصله ۲۰ متری شمال آن واقع شده است. منحنی - های زمان - مسافت، مقطع عمقی، ردیابی پرتو و مدل توموگرافی مربوط به پروفیل P3 به ترتیب در شکل ۴-۲۶ تا شکل ۴-۲۸ نشان داده شده‌اند.

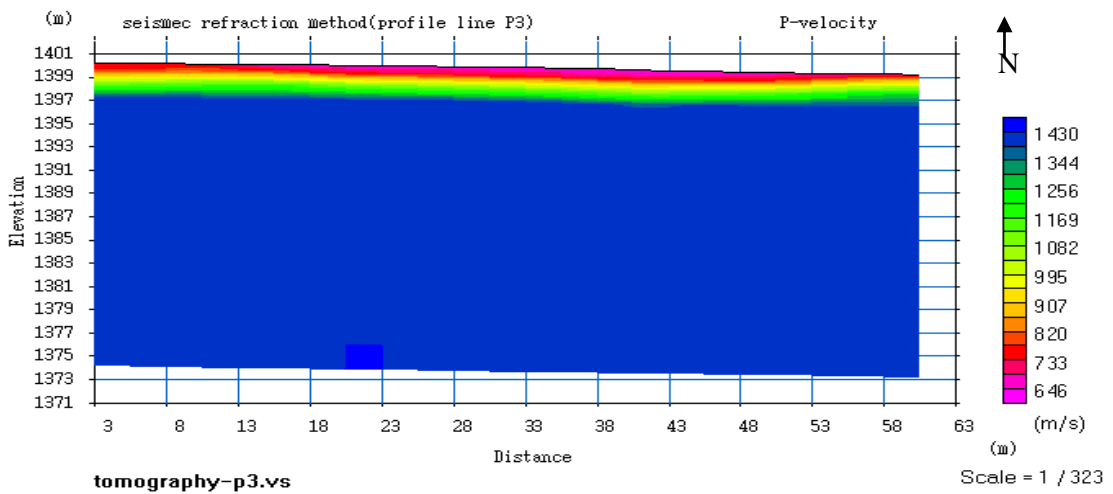
همانطور که در شکل ۴-۲۶ نشان داده شده است، خطای مدل‌سازی $0/988$ ms می‌باشد و برآزش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۲۶: نمودار زمان-مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان-مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل P3.



شکل ۴-۲۷: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P3.

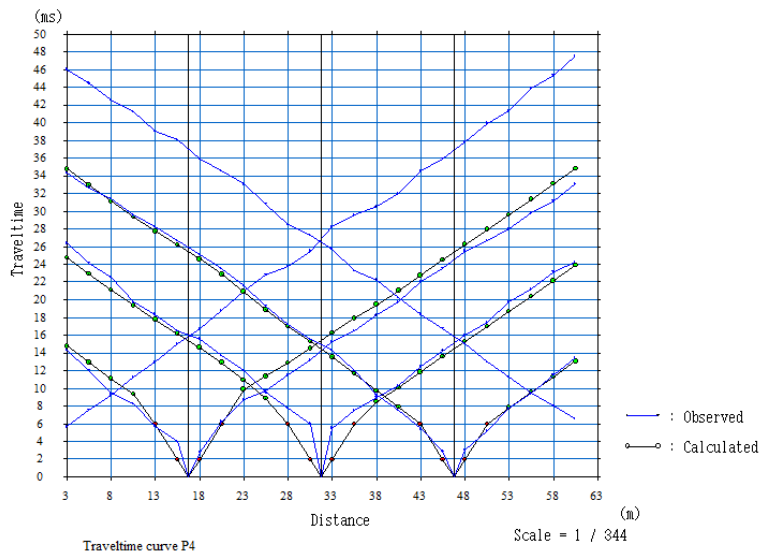


شکل ۴-۲۸: مدل عمق-سرعت بدست آمده از روش توموگرافی

نتایج حاصل از تعبیر و تفسیر نمودارهای زمان - مسافت متناظر با این پروفیل در شکل ۴-۲۷ و شکل ۴-۲۸ نشان دهنده یک مدل دو لایه‌ای است. عمق لایه اول بین ۱ تا ۲/۵ متر و سرعت لایه اول 646 m/s و سرعت لایه دوم 1424 m/s می‌باشد. لایه اول متشکل از رس، ماسه و همچنین از رسوبات دانه‌ریز تا متوسط (خاک هوازده) می‌باشد و لایه دوم از جنس آبرفت دانه متوسط تا درشت می‌باشد. تغییرات سرعت بین 700 m/s تا 1200 m/s در لایه دوم در مدل توموگرافی مشاهده می‌شود که احتمالاً ناشی از تغییرات دانه‌بندی رسوبات آبرفتی، همچنین تغییرات تراکم یافتگی رسوبات آبرفتی و یا تغییرات درصد رس و ماسه در طول لایه می‌باشد.

۴-۹-۴ تفسیر پروفیل P4

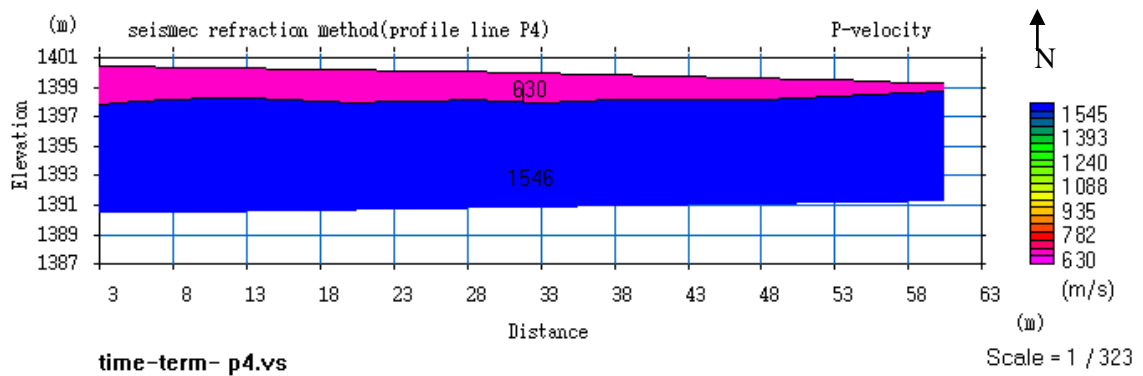
چهارمین پروفیل به موازات پروفیل شماره ۳ در فاصله تقریبی ۲۰ متری شمال آن واقع شده است. منحنی‌های زمان - مسافت و ردیابی پرتو، مقطع عمقی و توموگرافی مربوط به پروفیل P4 به ترتیب در شکل ۴-۲۹ تا شکل ۴-۳۱ نشان داده شده‌اند.



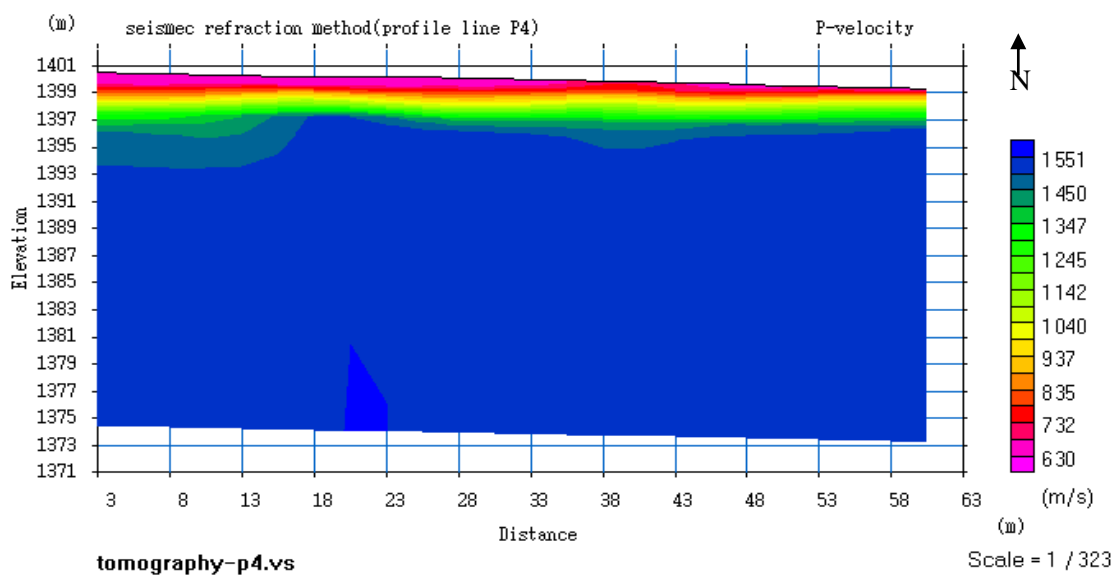
شکل ۴-۲۹: نمودار زمان - مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان - مسافت بدست آمده با استفاده از روش

ردیابی پرتو مربوط به پروفیل P4.

خطای مدل‌سازی مربوط به پروفیل ۴، معادل $1/42$ ms می‌باشد و برازش نسبتاً خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۳۰: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P4



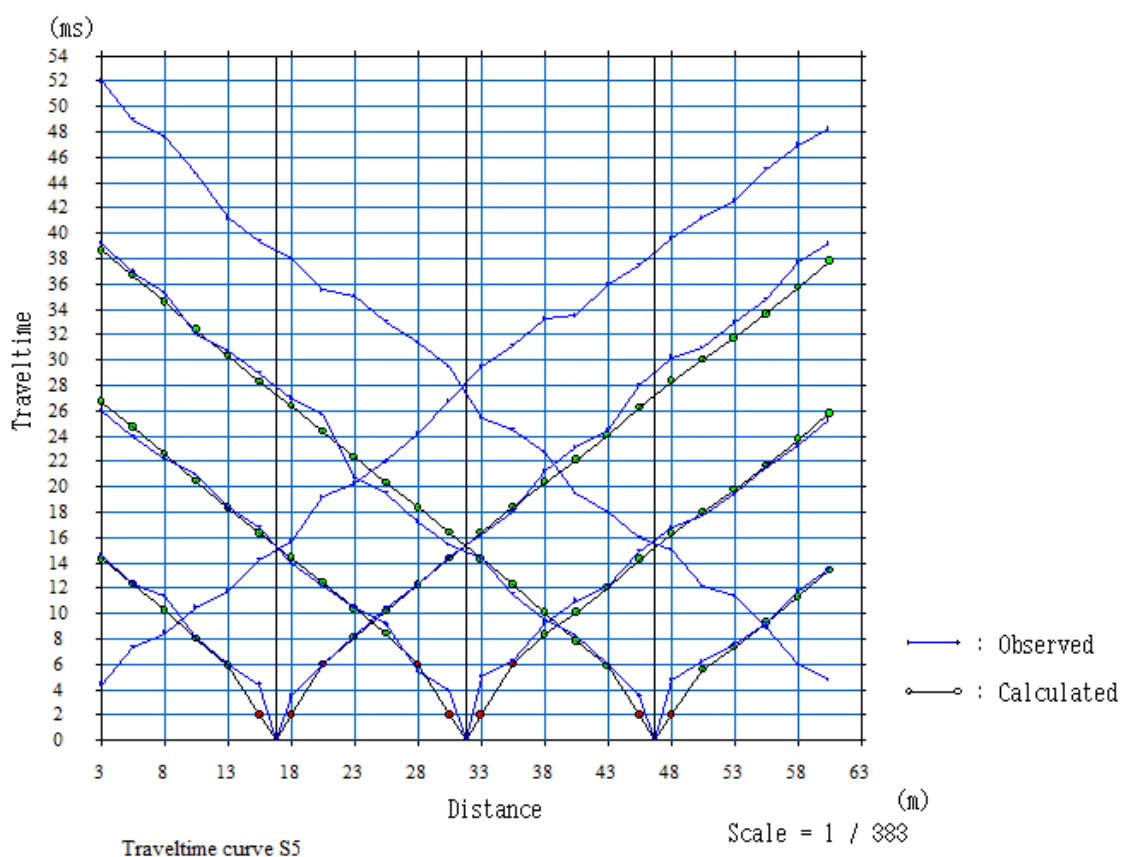
شکل ۴-۳۱: مدل عمق-سرعت بدست آمده از روش توموگرافی

مدل نشان داده شده در شکل ۴-۳۰ یک مدل دو لایه‌ای است که سرعت لایه اول 630 m/s و سرعت لایه دوم 1546 m/s می‌باشد. عمق لایه اول بین $0/5$ تا 3 متر متغیر و متشکل از رس، ماسه و همچنین از رسوبات دانه‌ریز تا متوسط (خاک هوازده) می‌باشد و لایه دوم از جنس آبرفت دانه متوسط تا درشت می‌باشد. همانطور که در مدل توموگرافی مشاهده می‌شود، تغییرات سرعت زیادی در سمت چپ پروفیل، وجود دارد.

۱۰-۴ مدل سازی و تفسیر تعدادی از پروفیل‌های موج برش S

۱-۱۰-۴ تفسیر پروفیل S5

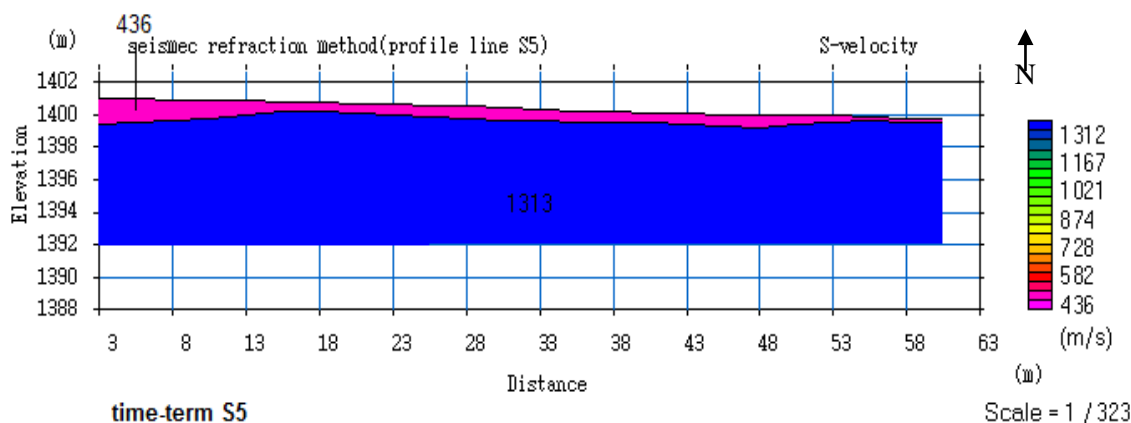
پروفیل S5 موج برشی منطبق بر پروفیل P5 و به موازات پروفیل شماره ۴ و در ۲۰ متری شمال آن واقع شده است. منحنی‌های زمان - مسافت و ردیابی پرتو، مقطع عمقی و توموگرافی مربوط به پروفیل S5 به ترتیب در شکل ۴-۳۲ تا شکل ۴-۳۴ نشان داده شده‌اند.



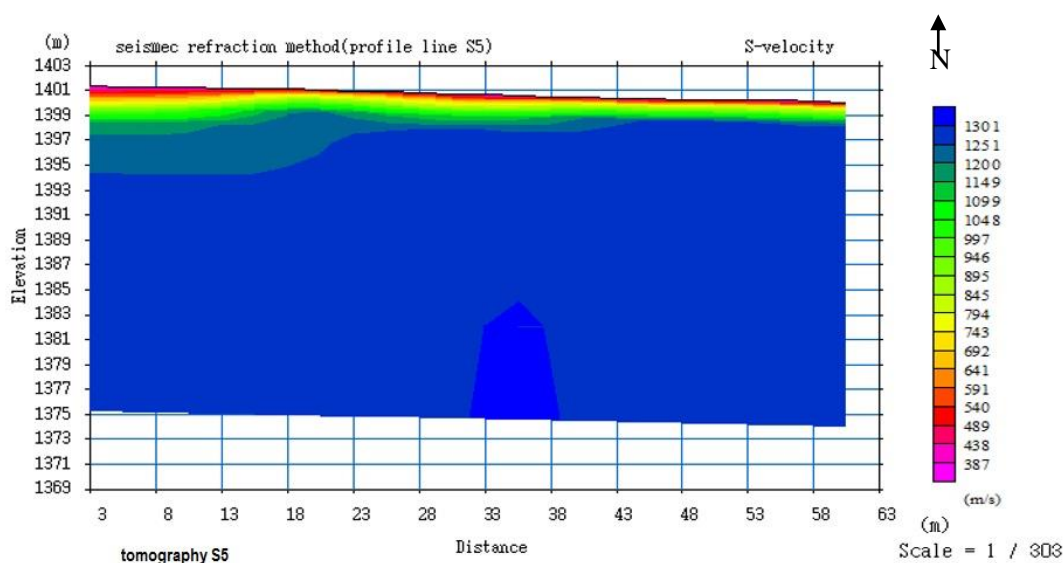
شکل ۴-۳۲: نمودار زمان - مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان - مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل S5

خطای مدل‌سازی مربوط به پروفیل ۵، برابر $1/4$ ms می‌باشد و برازش نسبتاً خوبی بین داده‌های

واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۳۳: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل S5.

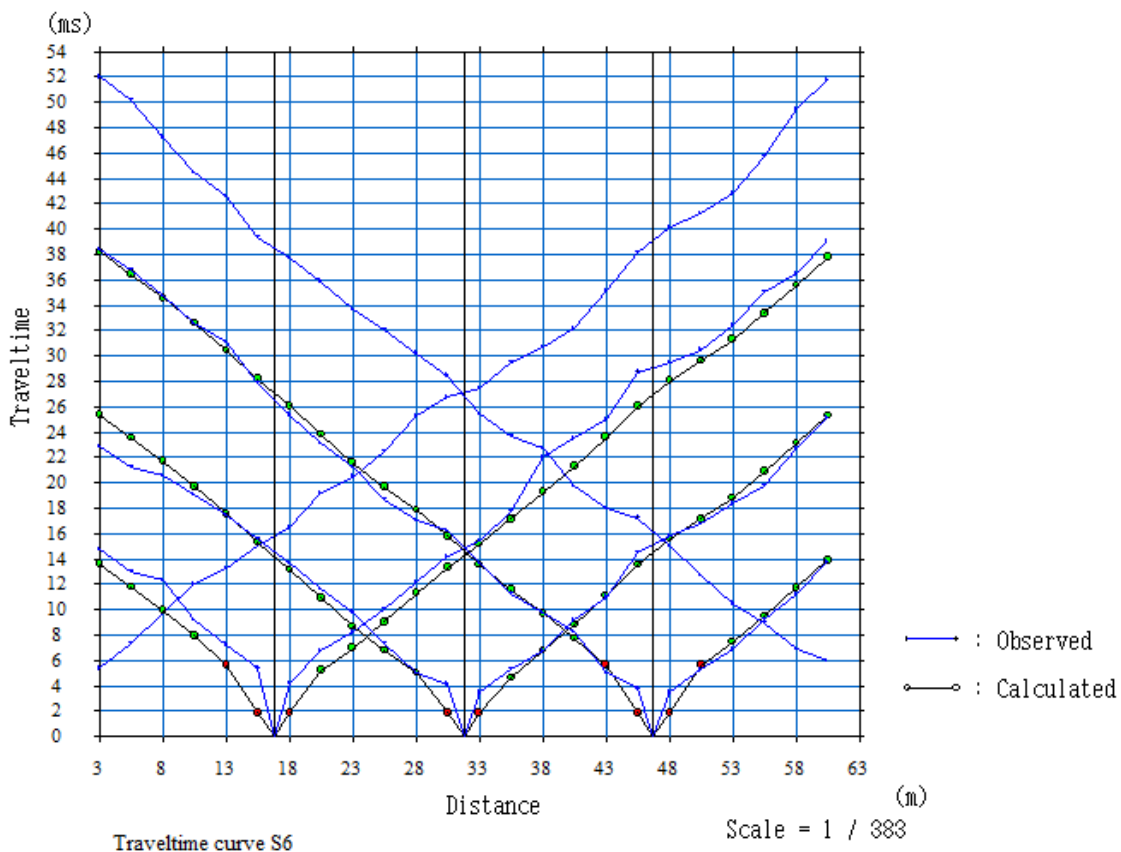


شکل ۴-۳۴: مدل عمق - سرعت بدست آمده از روش توموگرافی.

مدل نشان داده شده در شکل ۴-۳۳ و شکل ۴-۳۴ یک مدل دو لایه‌ای را نشان می‌دهد که سرعت لایه اول 436 m/s و سرعت لایه دوم 1313 m/s می‌باشد. عمق لایه اول بین 0.5 تا 2 متر و متشکل از رس، ماسه و همچنین از رسوبات دانه‌ریز تا متوسط (خاک هوازده) می‌باشد و لایه دوم از جنس آبرفت دانه متوسط تا درشت دانه می‌باشد. همانطور که در مدل توموگرافی مشاهده می‌شود، تغییرات سرعت زیادی به خصوص در قسمت چپ مقطع وجود دارد که می‌تواند احتمالاً ناشی از تغییر لایه، تراکم لایه آبرفتی و یا دانه بندی آبرفت باشد.

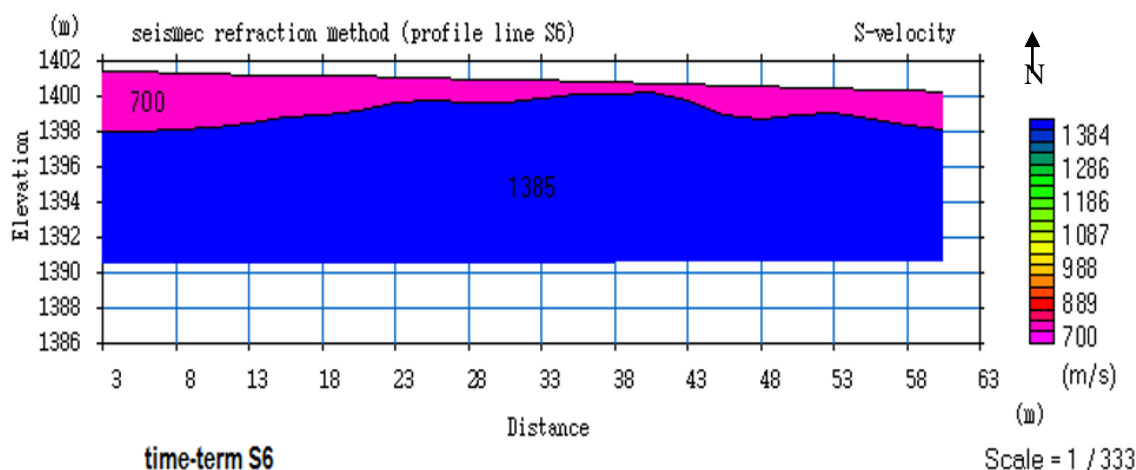
۲-۱۰-۴ تفسیر پروفیل S6

پروفیل S6 موج برشی، منطبق بر پروفیل P6 و به موازات پروفیل شماره ۵ و در ۲۰ متری شمال آن واقع شده است. منحنی‌های زمان - مسافت و ردیابی پرتو، مقطع عمقی و توموگرافی مربوط به پروفیل ۶ به ترتیب در شکل ۴-۳۵ تا شکل ۴-۳۷ نشان داده شده‌اند.

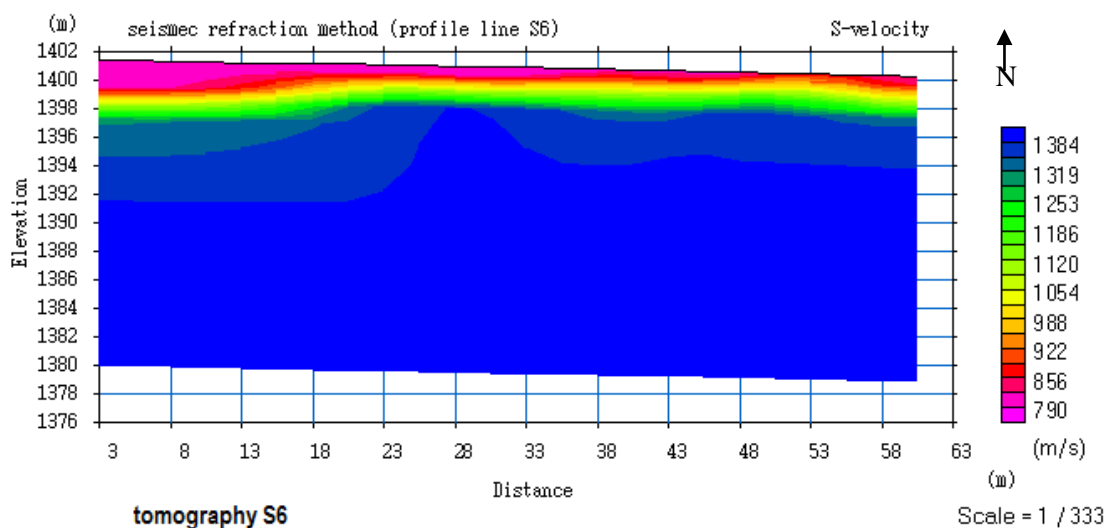


شکل ۴-۳۵: نمودار زمان - مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان - مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل S6.

خطای مدل‌سازی مربوط به پروفیل S6، $1/3$ ms می‌باشد و برازش خوبی بین داده‌های واقعی و داده‌های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۳۶: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل S6.



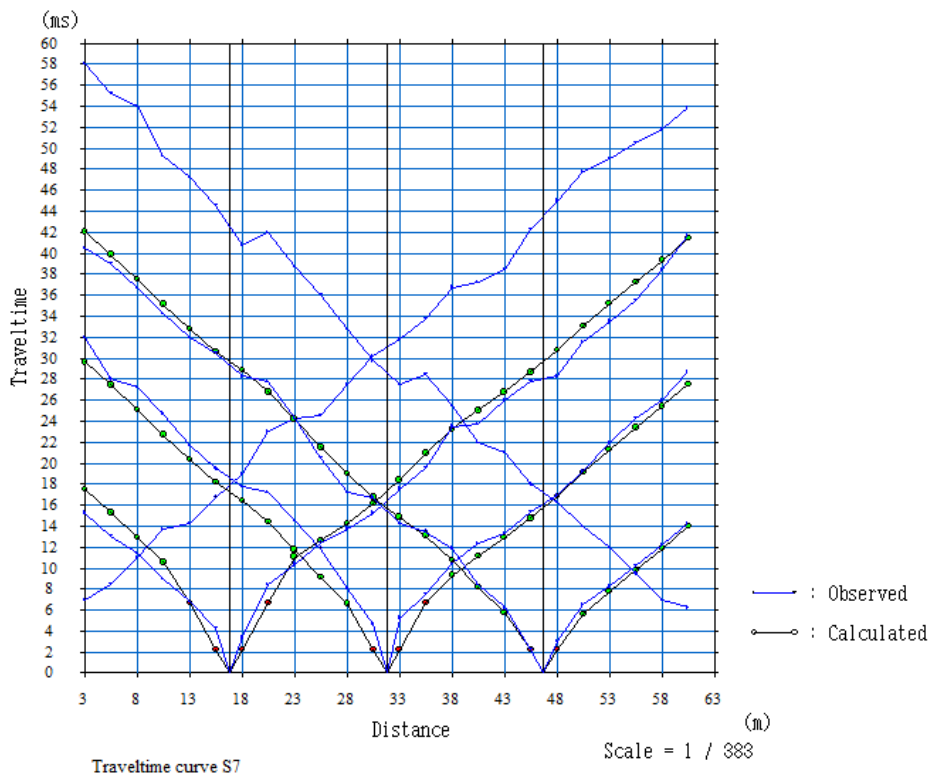
شکل ۴-۳۷: مدل عمق-سرعت بدست آمده از روش توموگرافی.

مدل نشان داده شده در شکل ۴-۳۶ و شکل ۴-۳۷ یک مدل دو لایه‌ای را نشان می‌دهد که سرعت لایه اول ۷۰۰ m/s و سرعت لایه دوم ۱۳۸۵ m/s می‌باشد. عمق لایه اول بین ۵/ تا ۴ متر و متشکل از رس، ماسه و همچنین از رسوبات دانه‌ریز تا متوسط (خاک هوازده) می‌باشد و لایه دوم از جنس آبرفت دانه متوسط تا درشت می‌باشد. احتمالاً با توجه به اینکه در این لایه تغییرات زیاد سرعت دیده می‌شود و همچنین سرعت بیشتری نسبت به سایر پروفیل‌ها دارد، در طول لایه تراکم یافتگی و دانه‌بندی رسوبات به طور محسوسی تغییر کرده است. همانطور که در مدل توموگرافی مشاهده می‌کنید،

تغییرات سرعت زیادی در سمت راست و چپ مقطع وجود دارد که میتواند احتمالا ناشی از تغییر لایه، تغییرات دانه‌بندی رسوبات آبرفتی، تغییرات تراکم یافتگی رسوبات آبرفتی و یا تغییرات درصد رس و ماسه در طول لایه می‌باشد. در نقشه گراویتی و پروفیل مقاومت ویژه الکتریک منطبق با این پروفیل، وجود گسل و یا وجود لنزهای تغییر سرعت احتمالی دیده می‌شود.

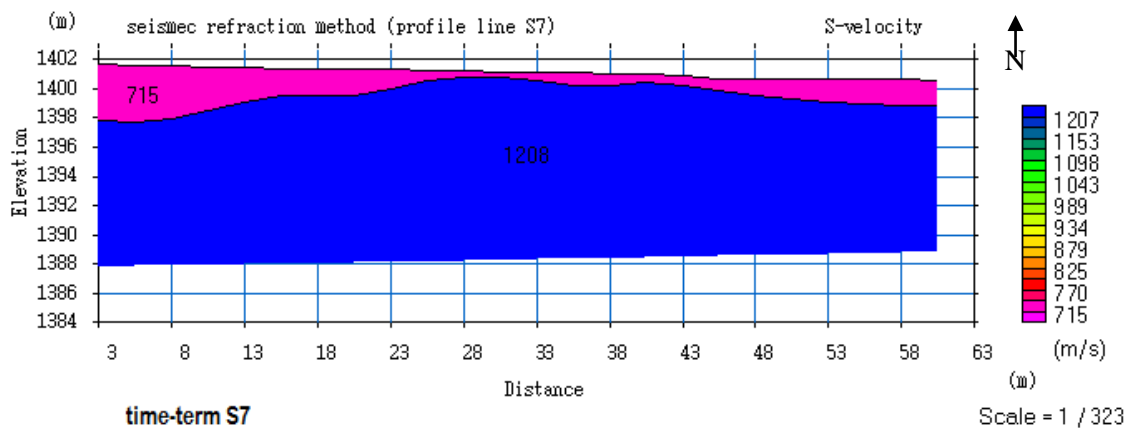
۳-۱۰-۴ تفسیر پروفیل S7

پروفیل S7 موج برشی منطبق بر پروفیل P7 و به موازات پروفیل شماره S6 و در ۲۰ متری شمال آن واقع شده است. منحنی‌های زمان - مسافت و ردیابی پرتو، مقطع عمقی مربوط به پروفیل S7 به ترتیب در شکل ۳۸-۴ تا شکل ۴۰-۴ نشان داده شده‌اند.

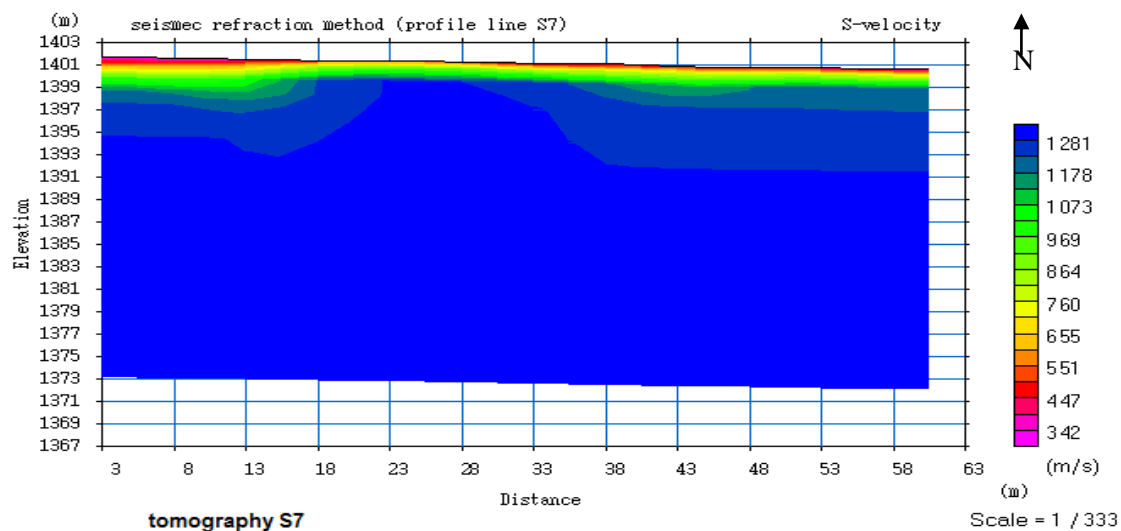


شکل ۳۸-۴: نمودار زمان - مسافت داده‌های واقعی در کنار نمودار زمان - مسافت بدست آمده با استفاده از روش ردیابی پرتو مربوط به پروفیل S7.

خطای مدل سازی مربوط به پروفیل S7، برابر $1/44$ ms می باشد و برازش نسبتاً خوبی بین داده های واقعی و داده های بدست آمده از روش ردیابی پرتو مشاهده می شود.



شکل ۴-۳۹: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل S7.



شکل ۴-۴۰: مدل عمق - سرعت بدست آمده از روش توموگرافی.

مدل نشان داده شده در شکل یک مدل دو لایه ای است که سرعت لایه اول 715 m/s و سرعت لایه دوم 1208 m/s می باشد. عمق لایه اول بین $0/5$ تا 4 متر و متشکل از رس، ماسه و همچنین از

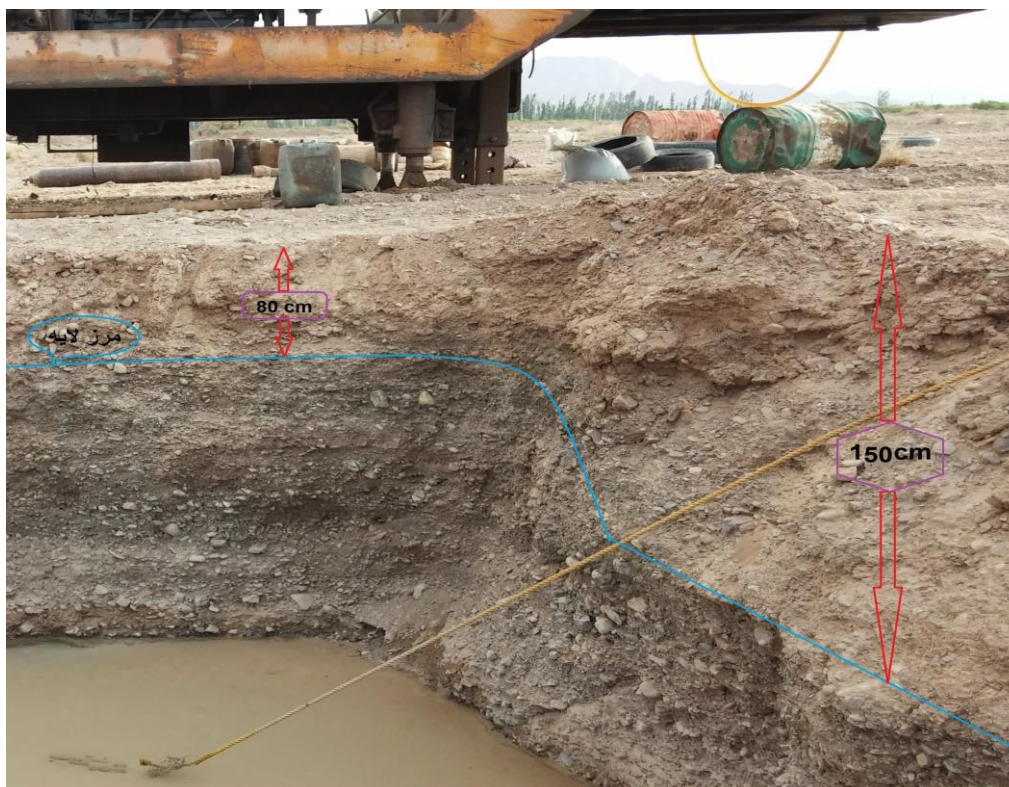
رسوبات دانه‌ریز تا متوسط (خاک هوازده) می‌باشد. لایه دوم نیز از جنس آبرفت دانه متوسط تا درشت می‌باشد. همانطور که در مدل توموگرافی مشاهده می‌شود، تغییرات سرعت زیادی در سمت راست و چپ مقطع، که می‌تواند ناشی از تغییر لایه، تراکم لایه آبرفتی و یا دانه بندی آبرفت باشد، وجود دارد.

۱۱-۴ واقعیت سنجی مدل‌های حاصل از داده‌های لرزه با ساختارهای

زمین‌شناسی منطقه

با توجه به این که فاصله بین ژئوفون‌های پروفیل‌های برداشتی حداکثر ۲/۵ متر بوده و این فاصله با توجه به کابل‌های استاندارد دستگاه DMT قابل افزایش نبود، با در نظر گرفتن فاصله کم بین ژئوفون‌ها و نوع چشمه (پتک) قادر خواهیم بود تنها ساختارهای سطحی و به اصطلاح مهندسی را شناسایی کنیم. شکل ۴-۴۱ نمایی از لایه‌های سطحی منطقه را نشان می‌دهد، که حین حفاری چاه آب در منطقه تهیه شده است (استخری به عمق ۳ تا ۴ متر که در کنار چاه حفاری شده است). همان طور که مشاهده می‌شود لایه‌های سطحی منطقه متشکل از دولایه می‌باشد. لایه اول با ضخامت ۸۰ سانتیمتر که متشکل از رس، ماسه و گراول‌های دانه ریز می‌باشد، که تراکم پذیری کمتری نسبت به لایه دوم دارد.

لایه دوم از جنس آبرفت دانه متوسط تا درشت که تراکم پذیری بیشتری نسبت به لایه اول دارند و در شکل ۴-۴۱ مرز این دو لایه با رنگ آبی مشخص شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود روش لرزه نگاری انکساری به خوبی توانسته این لایه‌بندی و مرز تغییر سرعت را شناسایی کند و تطابق خوبی بین مقاطع لرزه نگاری انکساری و واقعیت زمین‌شناسی مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۴۱: استخر حفاری شده در محدوده مورد مطالعه که نمایی از تغییرات لایه‌های زمین‌شناسی را نشان می‌دهد، زاویه دید به سمت شرق می‌باشد.

مدلسازی و تفسیر داده‌های مقاومت‌ویژه و گرانی سنجی

۱-۵ مقدمه

در فصل گذشته به تفسیر و مدل سازی دو بعدی پروفیل های برداشتی لرزه نگاری انکساری پرداخته شد. در این فصل، مدل سازی و تفسیر داده های پروفیل های برداشتی مقاومت ویژه الکتریکی و همچنین داده های گرانی سنجی منطقه پرداخته می شود.

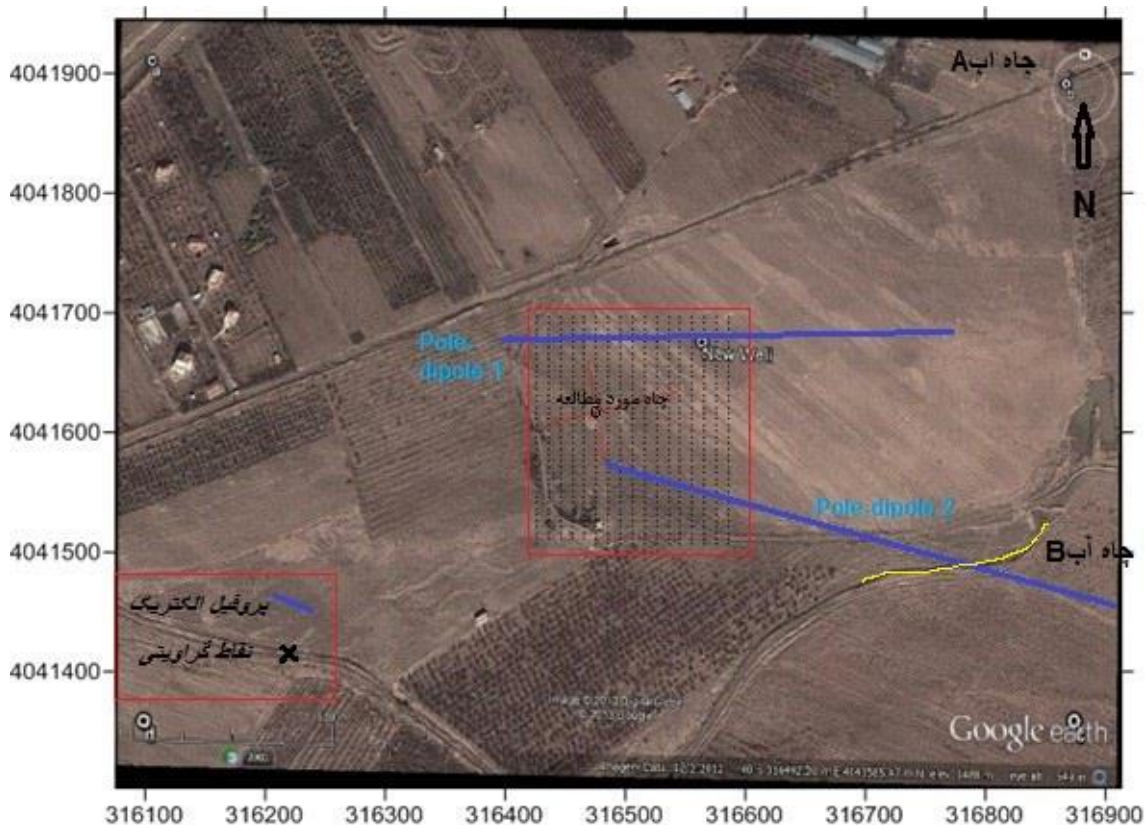
۲-۵ تعیین امتداد پروفیل های برداشت داده

منطقه مورد مطالعه، واقع در دشت بسطام (چاه آب شرکت کشاورزی توحید) می باشد که هدف از بررسی آن، شناسایی دقیق ساختارهای زیر سطحی در آن ناحیه می باشد. در واقع گمان می رود که ساختارهایی احتمالا باعث جدایی حوزه های آبی و سفره های زیرزمینی چاه آب واقع در این ناحیه از سایر چاه های مجاور شده است و باعث تغییر کیفیت آب، حجم آب و اسیدی شدن آب چاه این ناحیه می شود. به منظور بررسی ساختارهای زیر سطحی از روش مقاومت ویژه، لرزه نگاری انکساری و گرانی سنجی استفاده شده است. برداشت گرانی سنجی در آذر ماه ۱۳۹۲ توسط گروه دیگری انجام شد و داده های آن در اختیار قرار گرفت. سپس نقشه های حاصل از فیلترهای مختلف مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت و محل های ناهمگنی های جانبی محتمل مشخص گردیدند. برای شناسایی این ناهمگنی ها دو پروفیل مقاومت ویژه الکتریکی با آرایش قطبی - دوقطبی^۱ پیشنهاد شد، زیرا این آرایش دارای بیشترین عمق نفوذ و همچنین قابلیت تفکیک جانبی بالایی می باشد [۲۷].

پروفیل اول به صورت غربی - شرقی تقریبا در راستای چاه اول که دارای آب با کیفیتی است که در شکل ۱-۵ با حرف A مشخص شده است و منطبق بر داده های گرانی سنجی و پروفیل شماره P6 و S6 لرزه نگاری برداشت انجام شد.

^۱ Pole-dipole

پروفیل دوم به صورت شمال غربی - جنوب شرقی در راستای چاه دوم موجود در منطقه مورد مطالعه طراحی گردید. این چاه هم دارای دارای آب با کیفیت بهتری از آب چاه مورد مطالعه می باشد. موقعیت این چاه در شکل ۵-۱ با حرف B نمایش داده شده است. راستای پروفیل ها به این صورت برداشت شده که بتوان ناهنجاری هایی که بین این دو چاه وجود دارد و سبب جدایش حوزه های آبی این دو چاه از چاه آب مورد مطالعه شده است را به خوبی مشخص کرد. همچنین با توجه به اینکه برداشت گرانی سنجی و لرزه نگاری در منطقه انجام شده و موقعیت ناهنجاری های احتمالی مشخص شده بود، سعی شد پروفیل های برداشتی به گونه ای باشد که همپوشانی مناسبی با داده های لرزه نگاری و گرانی سنجی وجود داشته باشد که بتوان تفسیر تطبیقی مناسب و قابل قبول از ناهنجاری های زیر- سطحی ارائه داد.



شکل ۵-۱: شبکه برداشت داده های گرانی سنجی و موقعیت پروفیل های الکتریک

۳-۵ تفسیر سونداژهای الکتریکی برداشت شده در محدوده مورد

مطالعه

سونداژهای ژئوالکتریک که با آرایش شلومبرژه برداشت شده‌اند، ابتدا به روش انطباق منحنی‌ها با استفاده از منحنی‌های استاندارد و کمکی مورد تفسیر کمی یک‌بعدی قرار گرفته‌اند، که در نتیجه عمق، ضخامت و مقاومت ویژه لایه‌های مختلف تعیین می‌شود.

این نتایج به عنوان مدل اولیه برای نرم‌افزار IPI2WIN ، IX1D استفاده شدند. سپس خطای حداقل مربعات مدل اولیه محاسبه شد. در صورت پایین بودن خطا، این مدل به وسیله‌ی نرم‌افزارهای نامبرده وارونه سازی می‌گردد، تا جایی که به پایین‌ترین مقدار خطا برسد. آنگاه مدل با پایین‌ترین مقدار خطا به عنوان مدل نهایی انتخاب خواهد شد. در نهایت با مقایسه نتایج بدست آمده و سایر اطلاعات موجود از منطقه، نتایج نزدیکتر به واقعیت انتخاب شدند.

۱-۳-۵ نتایج تفسیر با منحنی‌های استاندارد

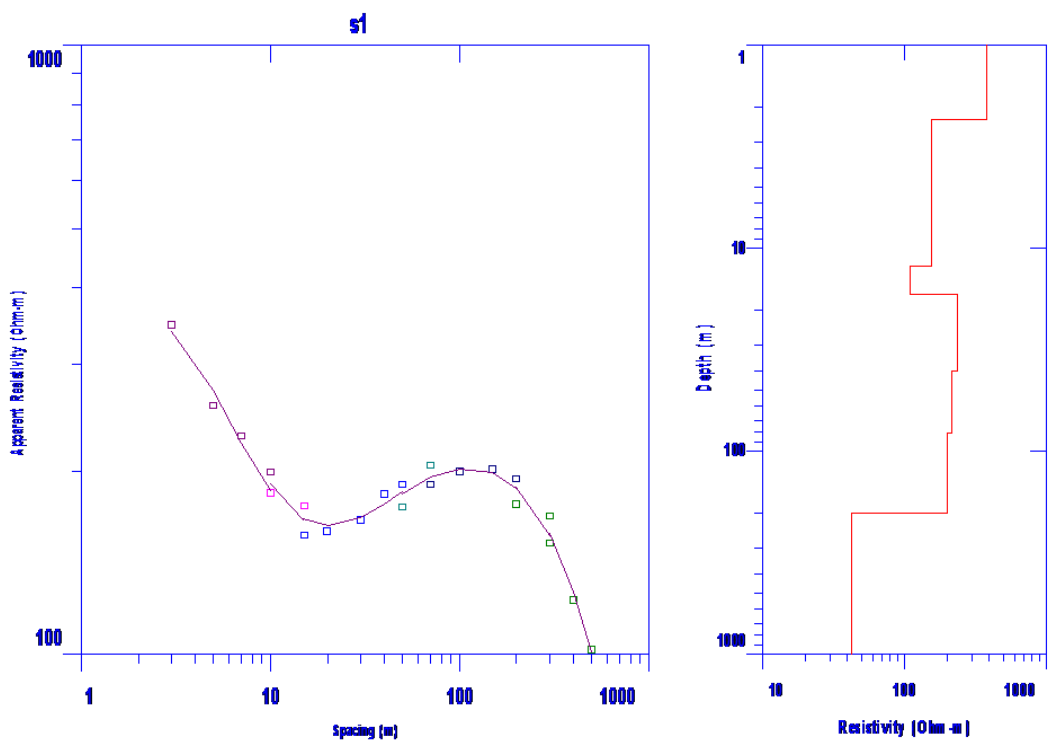
در این روش ابتدا داده‌های سونداژ S1 که در موقعیت (۰۳۱۶۶۶۲،۴۰۴۱۵۰۹) در مختصات UTM برداشت و به روش مقاومت ویژه الکترکی به صورت منحنی تغییرات مقاومت ویژه ظاهری بر حسب نصف فاصله الکترودی فرستنده جریان بر روی کاغذهای شفاف با محور لگاریتمی رسم می‌شود. در مرحله بعد منحنی هموارسازی شده و توسط منحنی‌های استاندارد و کمکی مدل‌سازی مستقیم انجام می‌شود، که در نتیجه عمق، ضخامت و مقاومت ویژه لایه‌های مختلف به دست می‌آید. نتایج حاصل از مدل اولیه برای نرم‌افزار IPI2WIN و IX1D مورد استفاده قرار می‌گیرد.

۱-۳-۵ نتایج تفسیر با نرم افزار IX1D

مدل اولیه به دست آمده از منحنی‌های استاندارد در جدول ۵-۱ و منحنی مدل برازش داده شده به داده‌های سونداژ (رنگ بنفش) در شکل ۵-۲ نشان داده شده است. میزان خطای برازش بین داده‌های صحرائی و داده‌های نظری حاصل از مدل سازی پیشرو که به صورت جذر میانگین مربعات RMS بیان شده، برابر ۷/۸۱ درصد است. پس از انجام مدل سازی وارون داده‌های سونداژ، میزان خطا به مقدار ۴/۳ درصد می‌رسد. مدل معکوس بدست آمده از نرم‌افزار IX1D به همراه خطای مدل سازی وارون در جدول ۵-۱ آمده است. با توجه به نتایج مدل وارون می‌توان گفت که در این سونداژ، لایه هفتم لایه آبدار بوده و از عمق ۲۰۴ متری به بعد را می‌توان لایه آبدار در نظر گرفت. باتوجه به حفاری چاه آب انجام شده در منطقه، پمپ آبکش چاه در عمق ۲۴۰ متری قرار داده شده است.

جدول ۵-۱: مدل اولیه حاصل از تفسیر سونداژ S1 با استفاده از منحنی‌های استاندارد به همراه مدل معکوس

تفسیر با نرم‌افزار IX1D			تفسیر با منحنی‌های استاندارد			
$D(m)$	$T(m)$	$\rho(ohm.m)$	$D(m)$	$T(m)$	$\rho(ohm.m)$	لایه
۲/۳	۲/۳	۳۷۸	۲/۲	۲/۲	۴۰۰	۱
۱۲/۶	۱۰/۳	۱۵۳/۳۴	۱۳/۵	۱۱/۳	۱۷۰	۲
۱۷/۲	۴/۵	۱۲۰/۲۰	۱۸	۴/۵	۱۵۰	۳
۴۰/۴	۲۳/۲	۲۲۹/۲۱	۴۲	۲۴	۱۸۳	۴
۸۲/۲	۴۱/۷	۲۲۶/۲۶	۸۵	۴۳	۲۱۰	۵
۲۰۴/۵	۱۲۲/۳	۱۹۴/۹۰	۲۳۰	۱۴۵	۱۷۵	۶
∞	∞	۴۳/۴۲۵	∞	∞	۵۴	۷
$RMS = 4/30$ درصد						



شکل ۲-۵: مدل برازش داده شده به سونداژ S1 با استفاده از نرم‌افزار IX1D.

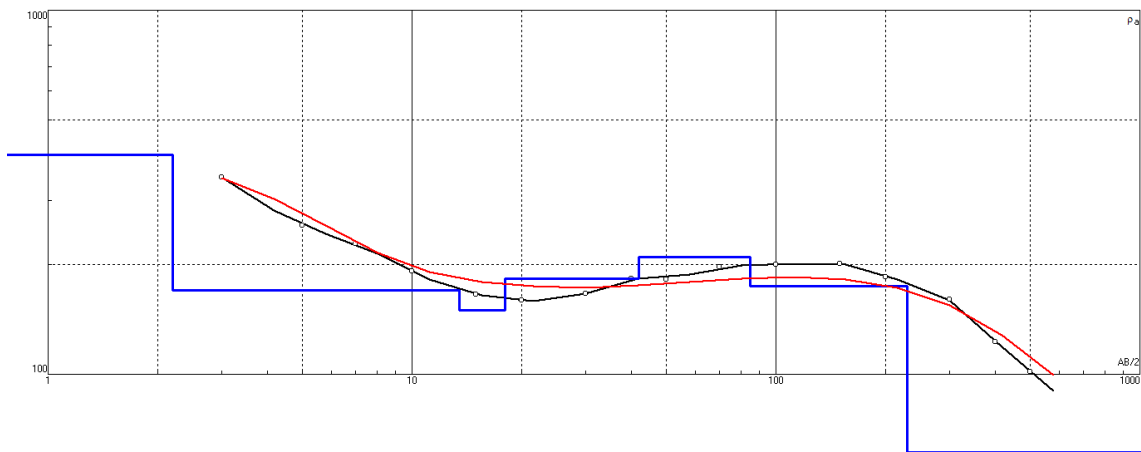
۲-۳-۵ نتایج تفسیر با نرم‌افزار IPI2WIN

مدل اولیه به دست آمده از منحنی‌های استاندارد به همراه خطای مدل‌سازی پیشرو در جدول ۲-۵ و منحنی مدل اولیه (رنگ قرمز) و منحنی هموارسازی شده آرایش شلومبرژه (رنگ سیاه) در شکل ۳-۵ نشان داده شده است. میزان خطای حاصل از مدل‌سازی پیشرو در این نرم‌افزار، برابر با ۶/۶۳ درصد است که پس از انجام مدل‌سازی وارون داده‌های سونداژ، میزان خطا به کمترین مقدار خود یعنی ۱/۲۷ درصد می‌رسد. مدل معکوس به دست آمده از نرم‌افزار IPI2WIN به همراه خطای مدل‌سازی وارون در جدول ۳-۵ و منحنی مدل معکوس به همراه منحنی هموارسازی شده آرایش شلومبرژه در شکل ۴-۵ نشان داده شده است.

با توجه به نتایج مدل وارون می‌توان گفت که در این سونداژ، لایه هفتم آبدار می‌باشد.

جدول ۲-۵: مدل اولیه حاصل از تفسیر سونداژ S1 با استفاده از منحنی‌های استاندارد.

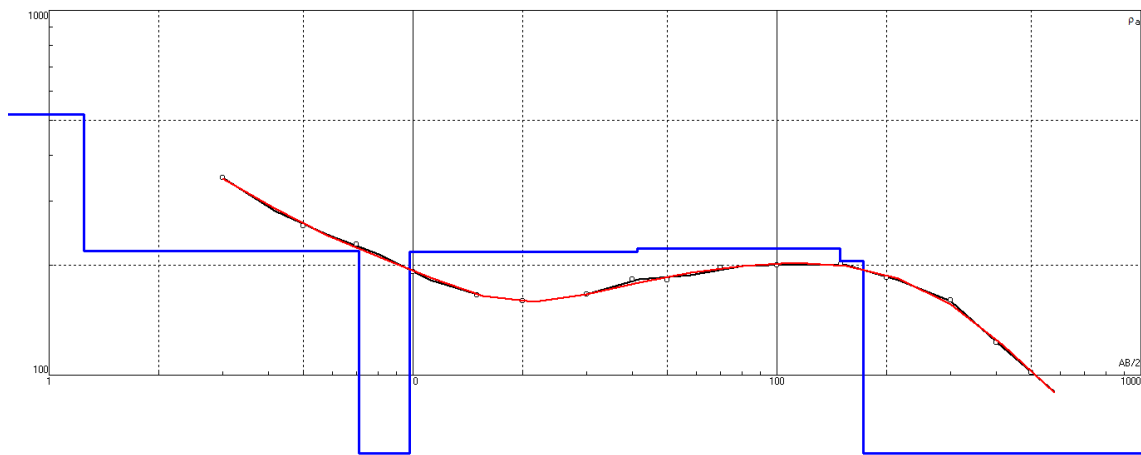
تفسیر با منحنی‌های استاندارد			
$D(m)$	$T(m)$	$\rho (ohm.m)$	لایه
۲/۲	۲/۲	۴۰۰	۱
۱۳/۵	۱۱/۳	۱۷۰	۲
۱۸	۴/۵	۱۵۰	۳
۴۲	۲۴	۱۸۳	۴
۸۵	۴۳	۲۱۰	۵
۲۳۰	۱۴۵	۱۷۵	۶
∞	∞	۵۴	۷
$RMS = ۶/۶۳$ درصد			



شکل ۳-۵: مدل اولیه به دست آمده از منحنی‌های استاندارد به همراه منحنی هموارسازی شده آرایش شلومبرژه (رنگ سیاه) و منحنی مدل اولیه (رنگ قرمز)، سونداژ S1.

جدول ۳-۵: مدل معکوس، حاصل از تفسیر سونداژ S1

نتایج تفسیر با نرم افزار IPI2WIN			
$D(m)$	$T(m)$	$\rho (ohm.m)$	لایه
۱/۲۵	۱/۲۵	۵۱۸/۷	۱
۷/۱	۵/۸	۲۱۸/۶	۲
۹/۷	۲/۶	۵۴	۳
۴۱	۳۱/۶	۲۱۷/۲	۴
۱۴۹	۱۰۷/۵	۲۲۱/۸	۵
۱۷۲	۲۳/۴۳	۲۰۵	۶
∞	∞	۵۶/۰۴	۷
$RMS = ۱/۲۷$ درصد			



شکل ۴-۵: منحنی هموارسازی شده آرایش شلومبرژه (رنگ سیاه) و منحنی مدل معکوس (رنگ قرمز)، سونداژ S1.

۴-۵ تفسیر دوبعدی داده‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی با استفاده از

نرم‌افزار RES2DINV

این نرم‌افزار یک نرم‌افزار مناسب برای مدل‌سازی و تفسیر داده‌های مقاومت‌ویژه و پلاریزاسیون القایی است؛ که به صورت اتوماتیک، یک مدل مقاومت‌ویژه دوبعدی برای زیر سطح زمین، با استفاده از داده‌های بدست آمده از برداشت‌های الکتریکی صحرائی ایجاد می‌نماید. این نرم‌افزار، برای مدل‌سازی معکوس داده‌های مقاومت‌ویژه، از روش بهینه‌سازی کمترین مربعات غیرخطی استفاده می‌نماید. از این برنامه برای مدل‌سازی داده‌های حاصل از برداشت به روش‌های ونر، قطبی - قطبی، قطبی - دوقطبی، ونر - شولمبرژه و دوقطبی - دوقطبی استوایی و غیره استفاده می‌شود [۳۰].

۵-۵ بررسی پروفیل‌های برداشت شده

۱-۵-۵ بررسی پروفیل ۱

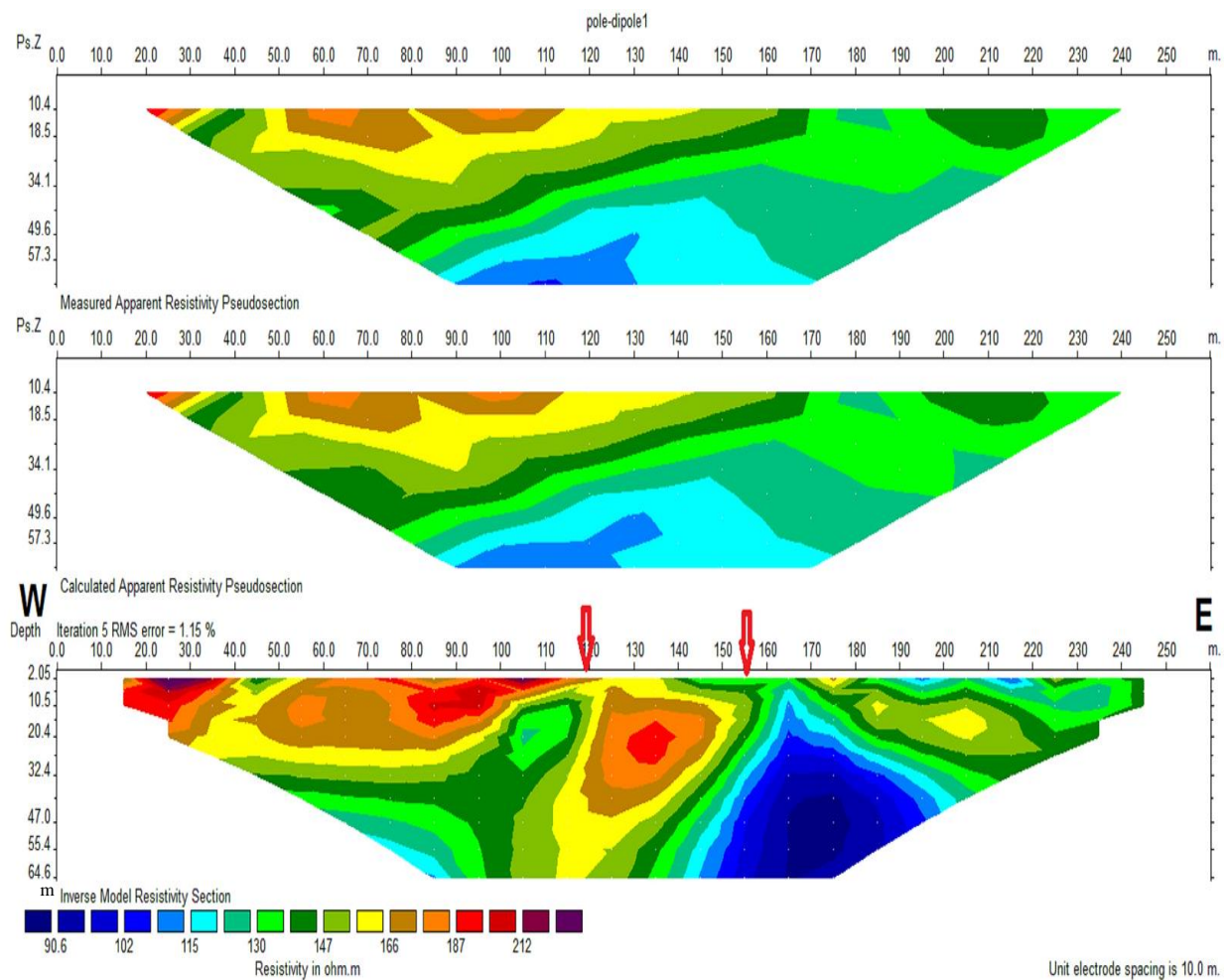
این پروفیل با طول ۲۶۰ متر که امتداد آن از غرب به شرق و اولین الکتروود در نقطه (۰۳۱۶۳۸۲،۴۰۴۱۶۵۴) در مختصات UTM قرار گرفته با آرایه الکتردی قطبی - دوقطبی با فاصله الکتردی ۲۰ متر و الکتروود جریان C2 در بینهایت در فاصله ۱۵۰۰ متری از اولین الکتروود جریان قرار داده شد.

شکل ۵-۵ شبه مقطع و مقطع قائم مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی معکوس دو بعدی مربوط به این پروفیل را نشان می‌دهد. همان‌طور که از روی مقطع پروفیل مقاومت‌ویژه دیده می‌شود، آرایه قطبی - دوقطبی تا حدود خوبی ناهنجاری‌های جانبی را به نقشه در آورده. در شکل ۵-۵ همان‌طور که مشاهده می‌کنید، احتمالاً دو گسل خوردگی در فاصله ۱۲۰ و ۱۵۵ متری از اولین الکتروود که با پیکان قرمز رنگ مشخص شده قابل ملاحظه می‌باشد.

در ضمن همانطور که دیده می‌شود، در شکل ۵-۱۰ نقشه باقیمانده درجه ۳ گرانی سنجی که محل گسل خوردگی‌ها در آن با خطوط مشکی مشخص شده‌اند، احتمال بودن گسل خوردگی در ناحیه مورد مطالعه را تایید می‌کند و انطباق خوبی بین داده های ژئوالکتریک و گرانی سنجی در محل ناهنجاری‌ها وجود دارد که در فصل بعد به صورت تطبیقی مورد تفسیر و بررسی قرار می‌گیرد.

حال باتوجه به متفاوت بودن کیفیت آب و حجم آب چاه مورد مطالعه و چاه A می‌توان احتمال داد که وجود این ناهنجاری‌ها باعث جدایش سفره‌های آبی چاه‌ها از یکدیگر شده است.

لایه های سطحی با مقاومت ویژه ۱۲۰ تا ۱۸۰ اهم متر متشکل از آبرفت دانه ریز تا متوسط با تراکم یافتگی متفاوت می‌باشد.



شکل ۵-۵: مقطع قائم مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی پروفیل ۱.

۲-۵-۵ بررسی پروفیل ۲

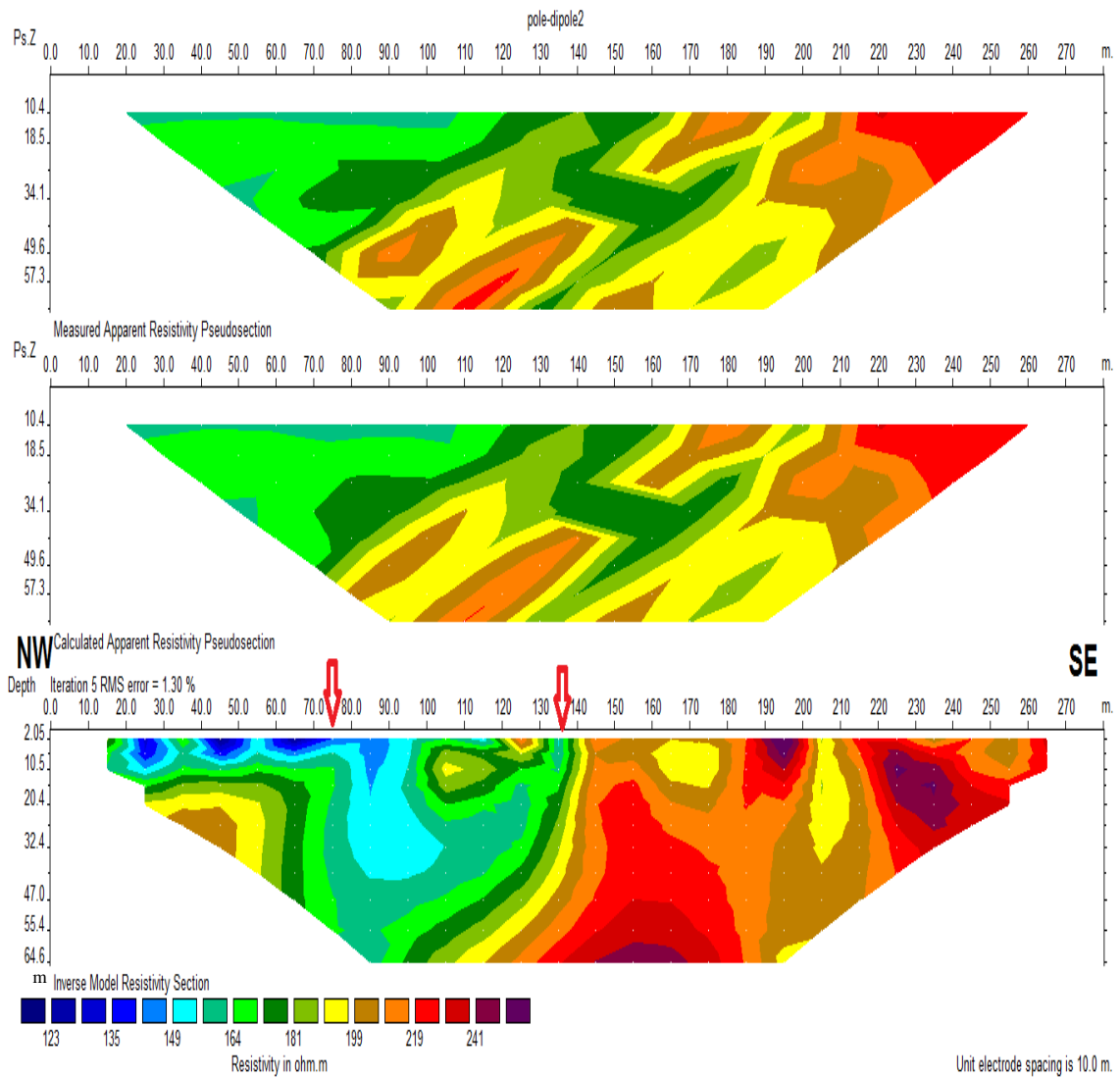
این پروفیل با طول ۲۸۰ متر که امتداد آن شمال غربی - جنوب شرقی و اولین الکتروود در نقطه (۰۳۱۶۵۱۲,۴۰۴۱۵۴۴) در مختصات UTM قرار گرفته، با آرایه الکتردی قطبی - دوقطبی با فاصله الکتردی ۲۰ متر و الکتروود جریان C2 در بینهایت در فاصله ۱۶۰۰ متری از اولین الکتروود جریان قرار داده شد.

شکل ۵-۶ شبه مقطع و مقطع قائم مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دو بعدی مربوط به این پروفیل را نشان می‌دهد. همان طور که از روی مقطع پروفیل مقاومت ویژه دیده می‌شود، آرایه قطبی - قطبی تا حدود خوبی ناهنجاری‌های جانبی را به نقشه در آورده. در شکل ۵-۶ احتمالاً دو گسل خوردگی در فاصله ۷۵ و ۱۳۵ متری از اولین الکتروود که با پیکان قرمز رنگ مشخص شده دیده می‌شوند.

در شکل ۵-۱۰ (نقشه باقیمانده درجه ۳ گرانی سنجی) محل گسل خوردگی‌ها با خطوط مشکی مشخص شده‌اند که محتمل بودن گسل خوردگی در ناحیه مورد مطالعه را تایید می‌کند. اولین گسل که در فاصله ۷۵ متری قرار دارد، انطباق خوبی بین داده‌های ژئوالکتریک و گرانی سنجی در محل این ناهنجاری وجود دارد که در فصل بعد به صورت تطبیقی مورد تفسیر و بررسی قرار می‌گیرد.

باتوجه به متفاوت بودن کیفیت آب و حجم آب چاه مورد مطالعه و چاه B می‌توان احتمال داد که وجود این ناهنجاری‌ها باعث جدایش سفره‌های آبی چاه‌ها از یکدیگر شده است.

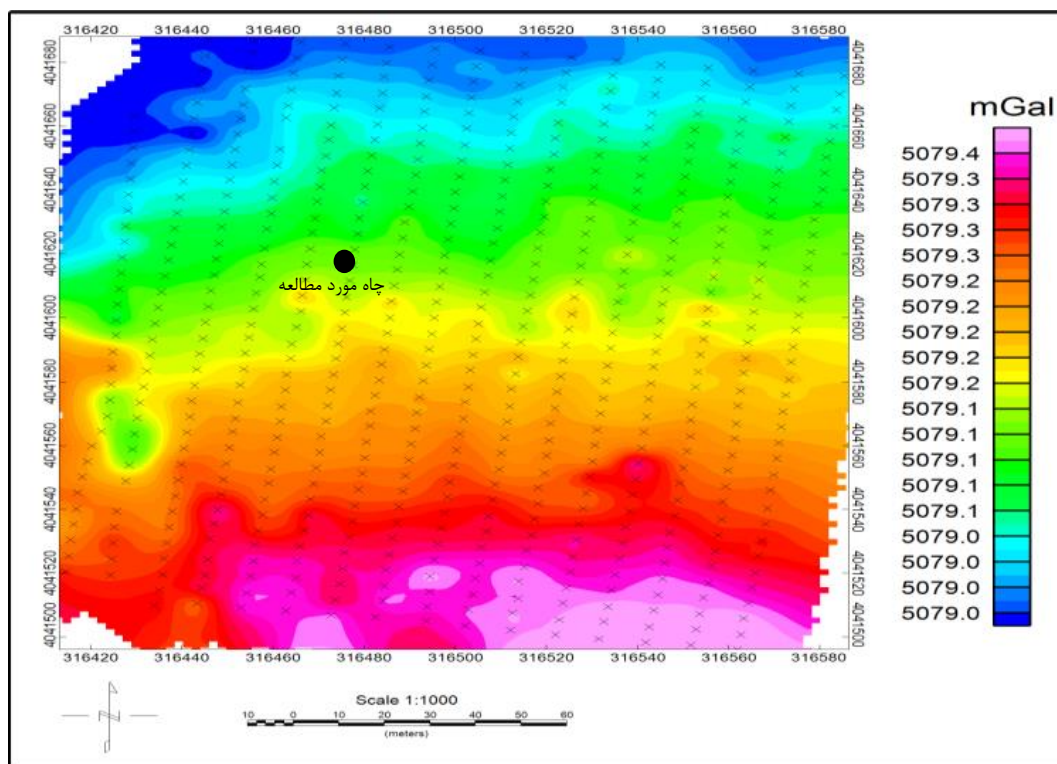
لایه‌های سطحی با مقاومت ویژه ۱۴۰ تا ۲۲۰ اهم - متر متشکل از آبرفت دانه ریز تا متوسط با تراکم یافتگی متفاوت می‌باشد.



شکل ۵-۶: مقطع قائم مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی پروفیل ۲.

۵-۶ تفسیر و پردازش داده‌های گرانی سنجی

برای تعیین اثر آنومالی‌ها، لازم است کلیه عوامل مزاحم حذف شود. تصحیحات لازم از قبیل رانه، عرض جغرافیایی، هوای آزاد و بوگه ساده طبق معادلات و فرمول‌های مربوطه محاسبه می‌گردد و اثر هر یک از عوامل مزاحم برطرف می‌شود. پس از محاسبه این تصحیحات و حذف آن‌ها از داده‌های برداشت شده، مقدار آنومالی بوگه ساده به دست می‌آید. پس از حذف اثر توپوگرافی، مقدار آنومالی گرانی نسبی بوگه پس از کلیه تصحیحات به این طریق محاسبه می‌گردد (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷: نقشه آنومالی گرانی نسبی بوگه [۳۱].

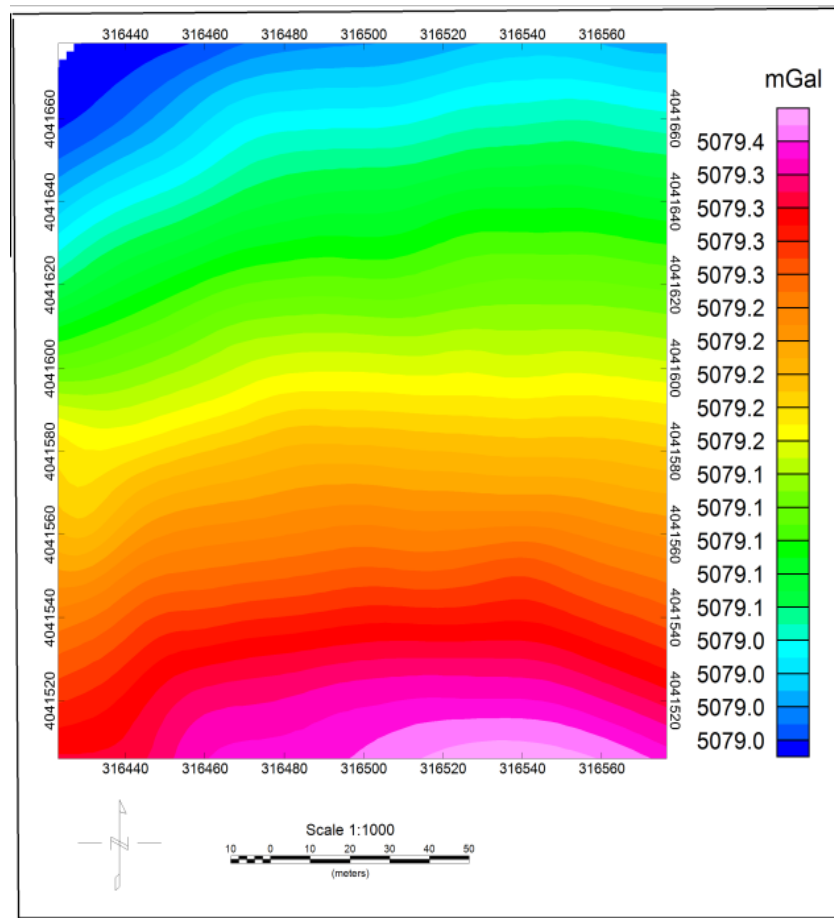
۵-۶-۱ تفکیک آنومالی‌های محلی و ناحیه‌ای

طبق معمول برای بررسی داده‌های گرانی و مغناطیس پس از این که نقشه آنومالی تهیه شد، برای حذف یا تضعیف آنومالی‌های ناحیه‌ای و بارزسازی آنومالی‌های محلی که مرتبط با ساختارهای طول

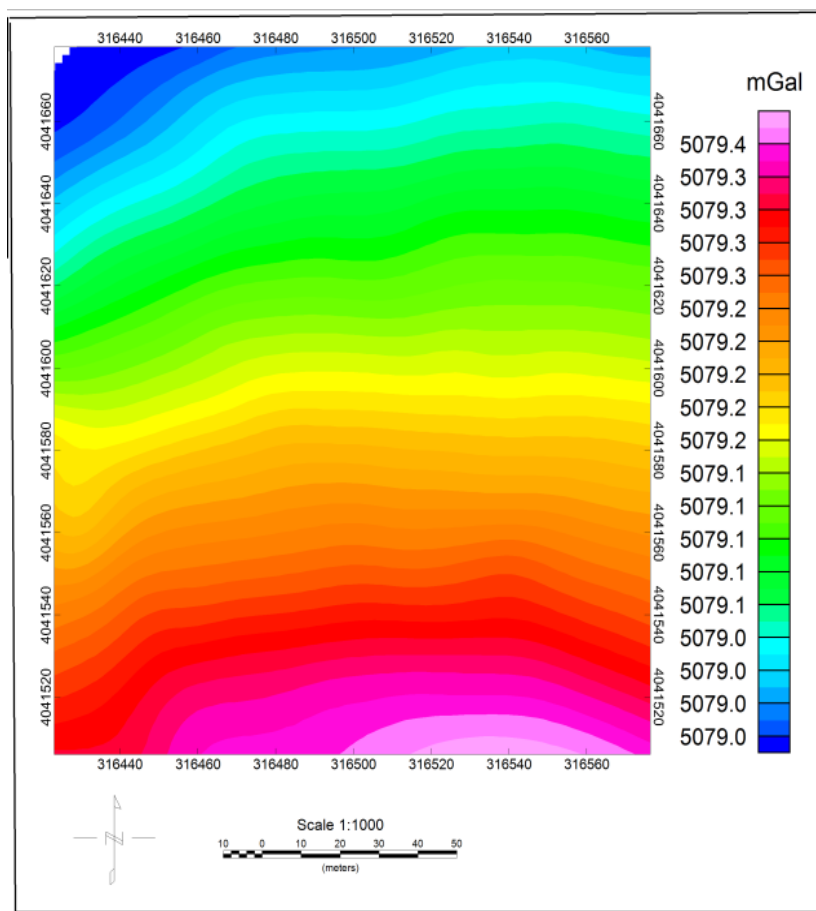
موج کوتاه هستند، از روش‌های مختلف تفکیک آنومالی‌ها استفاده می‌شود. در این پژوهش از روش روند سطحی استفاده گردید.

۵-۶-۱-۱ روش روند سطحی

به منظور بررسی و تهیه نقشه آنومالی محلی داده‌های گرانی محدوده مورد بررسی، از روش روند سطحی با مرتبه‌های مختلف استفاده شد. در این روش با استفاده از چند جمله‌ای‌های با درجه (مرتبه)‌های مختلف و با داشتن مختصات نقاط برداشتی، اثر ناحیه‌ای آنومالی گرانی تخمین زده می‌شود. شکل ۵-۸ و شکل ۵-۹ نقشه آنومالی درجه دو و سه را نشان می‌دهد. این مقادیر از مقادیر مشاهده‌ای تصحیح شده کسر گردیده تا مقدار آنومالی گرانی محلی به دست آید [۳۱].



شکل ۵-۸ : نقشه آنومالی ناحیه‌ای درجه دوم

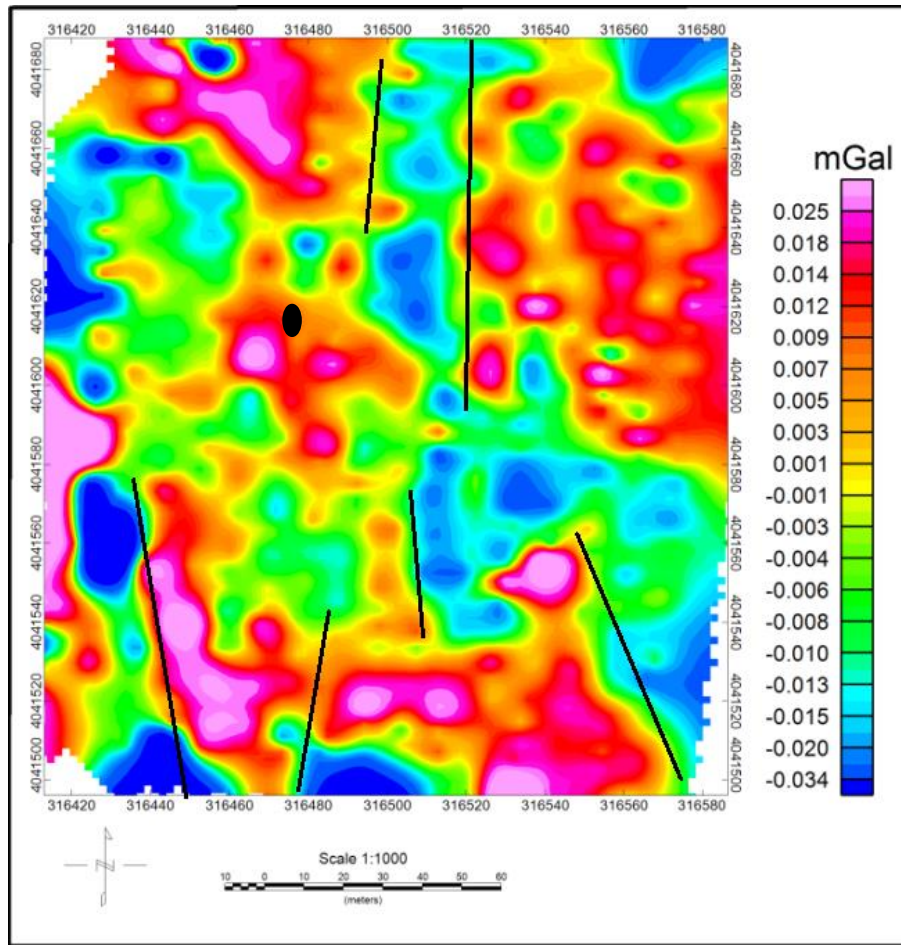


شکل ۵-۹: نقشه آنومالی ناحیه‌ای درجه سوم

مطابق نقشه‌های تهیه شده برای آنومالی ناحیه‌ای، می‌توان گفت که منطقه مورد نظر یک اثر کاهش‌ی گرادسانی روی داده‌های گرانی از جنوب به شمال وجود دارد که پس از حذف این اثر از روی داده‌ها، آنومالی‌های محلی بارز شده‌اند (شکل ۵-۱۰). در نقشه باقیمانده درجه سه آنومالی‌های سطحی پدیدار می‌شوند. همانطور که مشاهده می‌شود ناهنجاری‌ها و گسل خوردگی‌های محتمل با خطوط مشکی مشخص شده است. احتمالاً این ناهنجاری‌ها سبب جدایش سفره آب زیرزمینی و تغییر کیفیت آب چاه مورد مطالعه نسبت به سایر چاه‌های آب دشت بسطام باشد. در فصل بعد نقشه‌های گرانی سنجی با دیگر روش‌های ژئوفیزیکی برداشت شده در این منطقه مقایسه و تطبیق داده می‌شود و دیده می‌شود که روش مقاومت‌ویژه الکتریکی و لرزه‌نگاری انکساری به خوبی توانسته این گسل خوردگی‌ها محتمل را شناسایی و همدیگر را در محل ناهنجاری‌ها تایید و صحت داده‌ها را افزایش دهند. کاهش

آبدهی چاه، نوع و کیفیت اسیدی آب این ناحیه مطالعاتی، که متفاوت با سایر چاه‌های هم‌جوار است، وجود این ناهنجاری‌ها را محتمل می‌نماید.

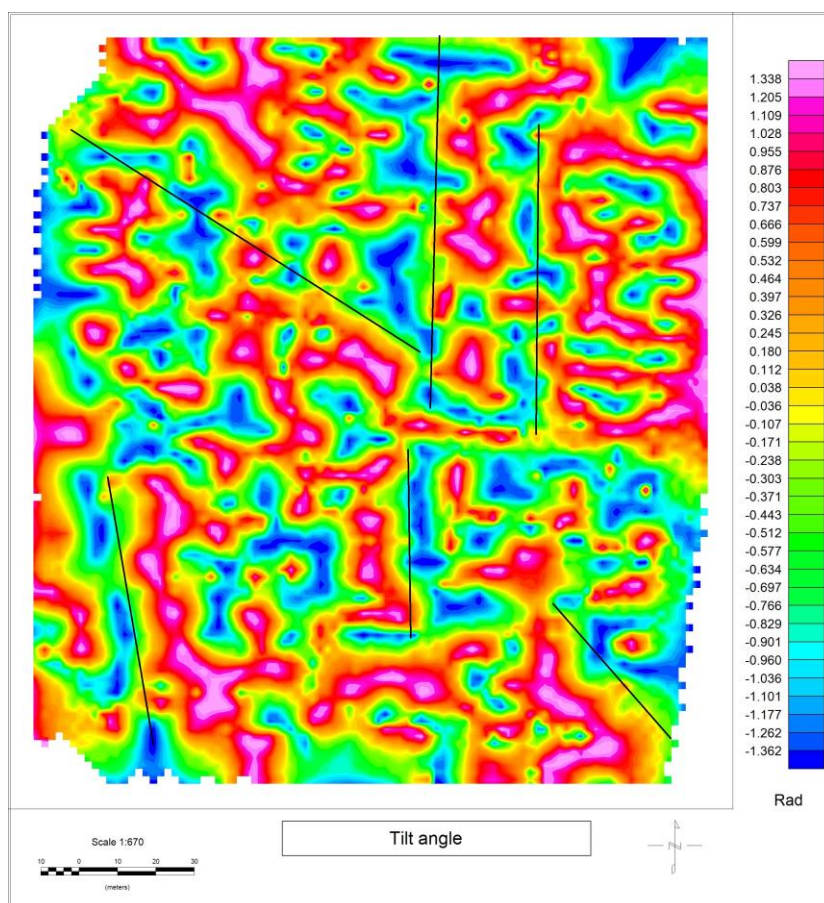
به‌منظور بررسی وضعیت این گسل خوردگی‌ها یا شکستگی‌های پنهان در محدوده مورد مطالعه از فیلترهای مختلف استفاده شده است که نتایج آن‌ها در ادامه ارائه می‌شود.



شکل ۵-۱۰: نقشه باقیمانده درجه سوم.

۲-۶-۵ زاویه تمایل

ویژگی فیلتر زاویه تمایل این است که آنومالی‌ها را صرف‌نظر از عمق قرارگیریشان با دقت یکسانی تفکیک می‌کند. در این فیلتر برروی آنومالی مقدار مثبت یا منفی دیده می‌شود (شکل ۱۱-۵).



شکل ۱۱-۵: نقشه حاصل از اعمال فیلتر زاویه تمایل

با توجه به شکل ۱۱-۵، محل شکستگی‌ها با خطوط مشکی مشخص شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌کنید، محل‌های آن با محل‌های احتمالی در نقشه باقیمانده هم‌خوانی دارد.

مقایسه نتایج حاصل از داده‌های

لرزه‌نگاری انکساری

مقاومت ویژه الکتریکی

گرانی‌سنجی

در این مطالعه به منظور شناسایی ساختارهای زیرسطحی از سه روش ژئوفیزیکی لرزه‌نگاری انکساری، مقاومت‌ویژه الکتریکی و گرانی‌سنجی استفاده شده است. در این فصل نتایج حاصل از مدل‌سازی این سه روش در محل‌هایی که داده‌های آنها همپوشانی دارد بیان شده و مورد تفسیر و تطبیق قرار می‌گیرد.

۲-۶ مقایسه تطبیقی داده‌های لرزه‌نگاری، مقاومت ویژه و گرانی-

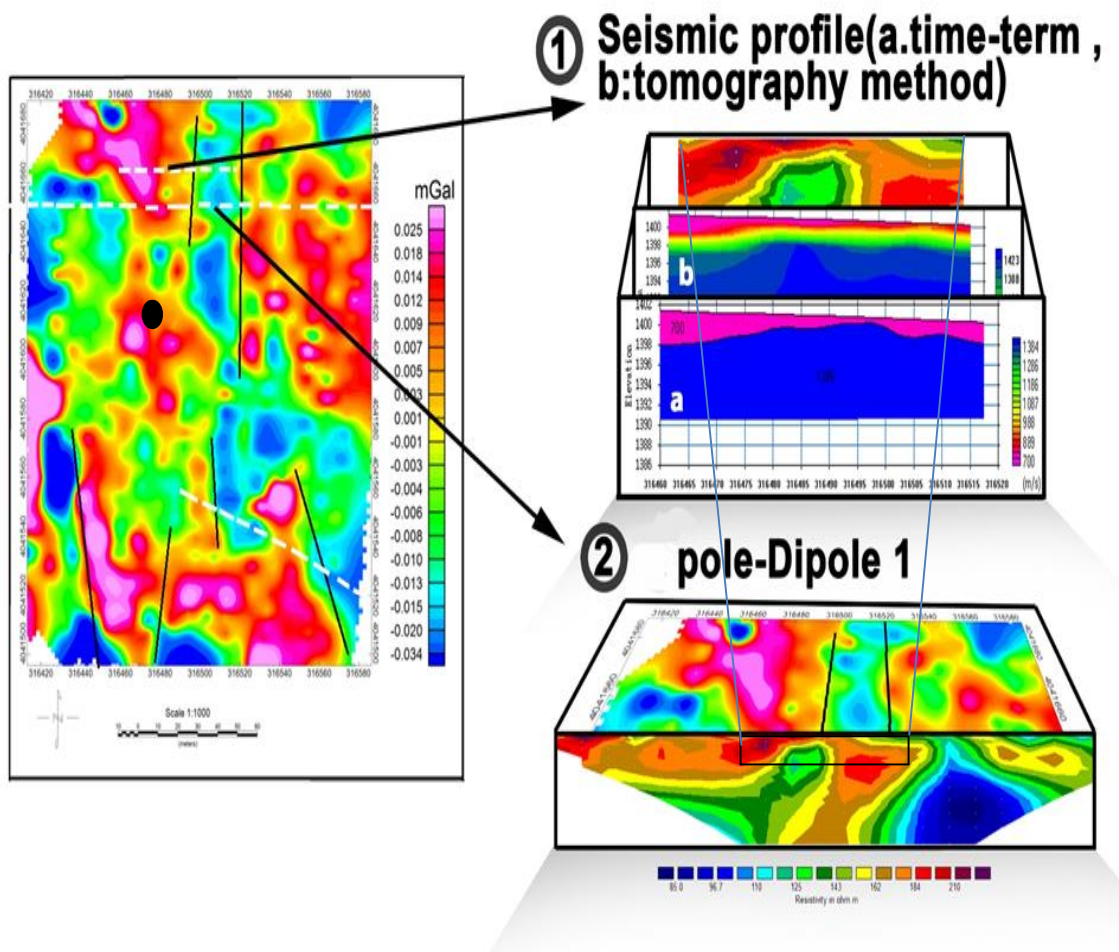
سنجی نیمه شمالی منطقه

پس از پردازش و تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی، موقعیت ناهنجاری‌های احتمالی محدوده مورد مطالعه شناسایی و به منظور افزایش صحت و دقت تفاسیر داده‌های گرانی‌سنجی و تایید این ناهنجاری‌ها پروفیل‌های لرزه‌نگاری و مقاومت‌ویژه الکتریکی عمود بر این ناهنجاری‌ها در نیمه شمالی محدوده مورد مطالعه طراحی و برداشت شد.

پس از مدل‌سازی و تفسیر داده‌های لرزه‌نگاری انکساری، مقاومت‌ویژه و گرانی‌سنجی نتایج حاصل در موقعیت خود، به صورت تطبیقی در کنار یکدیگر قرار داده شد و مورد تفسیر قرار گرفتند. در شکل ۱-۶ هر سه روش بخوبی توانسته‌اند همدیگر را در شناسایی ساختارهای زیرسطحی تایید کنند. در نیمه شمالی محدوده مورد مطالعه روش گرانی‌سنجی دو گسل خوردگی احتمالی که با خطوط مشکی مشخص شده است شناسایی شده و پروفیل مقاومت‌ویژه عمود بر این ناهنجاری‌ها بخوبی توانسته این گسل خوردگی‌ها را در موقعیت ۳۱۶۵۰۰ و ۳۱۶۵۳۰ شناسایی کند.

پروفیل‌های لرزه‌نگاری P6 و S6 با قسمتی از پروفیل شماره یک مقاومت‌ویژه که با کادر مشکی مشخص شده، منطبق می‌باشد. همانطور که ملاحظه می‌کنید، هر دو روش مقاومت‌ویژه و لرزه‌نگاری

انکساری بسته به عمق نفوذ به خوبی توانسته‌اند لایه‌های سطحی را شناسایی کنند. لایه‌های سطحی با گستره مقاومت ویژه ۱۴۰ تا ۱۸۰ اهم‌متر، نشان از تغییرات دانه‌بندی رسوبات و تراکم یافتگی در طول لایه سطحی می‌باشد. همچنین روش توموگرافی لرزه‌ای به خوبی توانسته تغییرات سرعت که احتمالاً ناشی از تغییر لایه، تغییرات دانه‌بندی رسوبات آبرفتی، همچنین تغییرات تراکم یافتگی رسوبات آبرفتی و یا تغییرات درصد رس و ماسه در طول لایه می‌باشد را به تصویر بکشد.



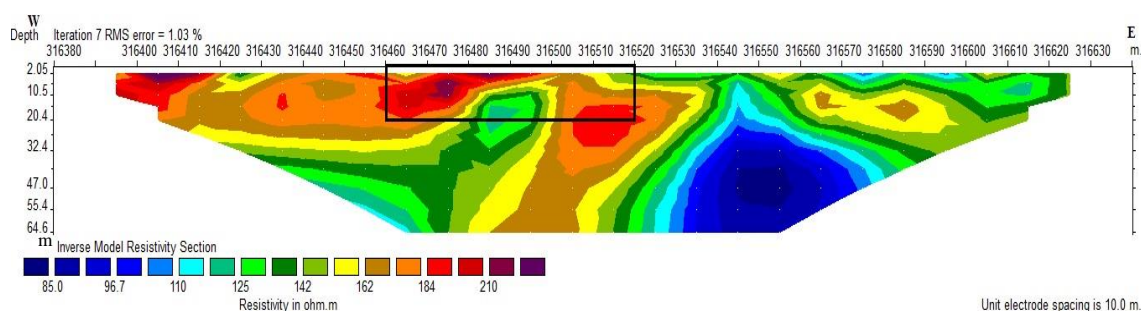
شکل ۶-۱: موقعیت پروفیل‌های برداشتی و تفسیر تطبیقی نتایج حاصل از داده‌های لرزه‌نگاری انکساری، مقاومت ویژه و

گرانی‌سنجی

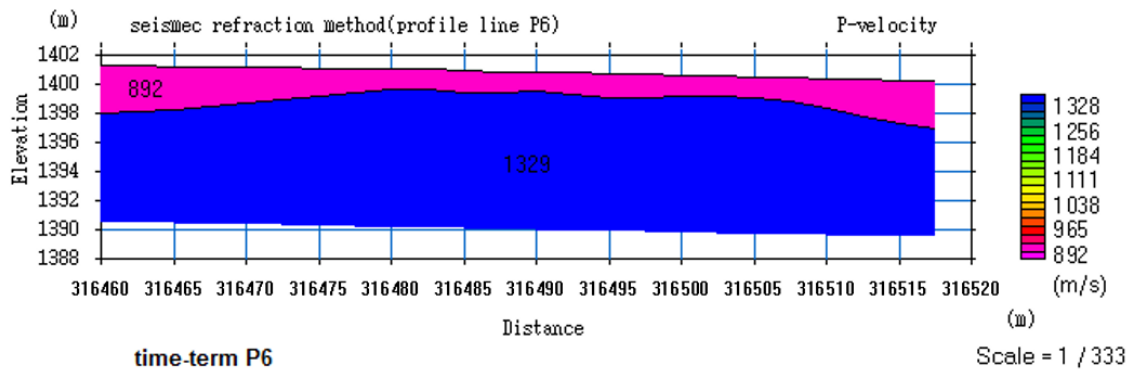
۳-۶ مقایسه مدل دو بعدی پروفیل‌های P6 و S6 لرزه‌نگاری با مدل دو

بعدی مقاومت ویژه

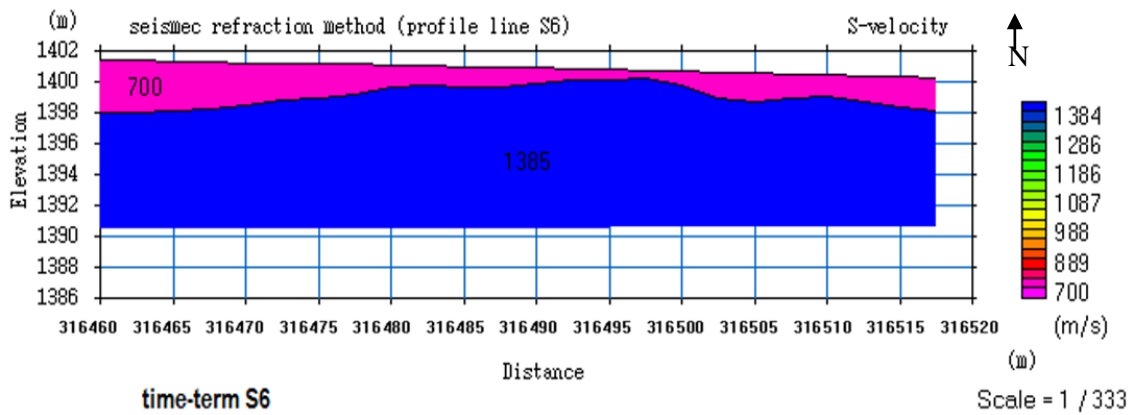
همان طور که در بالا اشاره شد، قسمتی از پروفیل شماره یک مقاومت ویژه که در شکل ۲-۶ با کادر مشکی مشخص شده است با پروفیل‌های P6 و S6 منطبق است. در شکل ۲-۶ تا شکل ۵-۶ نتایج مدل‌سازی بدست آمده از هر دو روش نشان داده شده است. مدل مقاومت ویژه در شکل ۲-۶ نشان داده شده که در محدوده‌ایی که با داده‌های لرزه‌نگاری همپوشانی دارد، ضخامت لایه اول از ۱ تا ۶ متر متغیر است. مدل لرزه‌ای به دست آمده از پروفیل‌های P6 و S6 در شکل ۳-۶ و شکل ۴-۶ و مدل عمق-سرعت توموگرافی در شکل ۵-۶ نشان داده شده است و همانطور که دیده می‌شود، عمق لایه اول از ۰/۵ تا ۴ متر متغیر است و تغییرات سرعت که احتمالاً ناشی از تغییر لایه، تغییرات دانه‌بندی رسوبات آبرفتی، همچنین تغییرات تراکم یافتگی رسوبات آبرفتی و یا تغییرات درصد رس و ماسه در طول لایه می‌باشد را به خوبی به تصویر کشیده است.



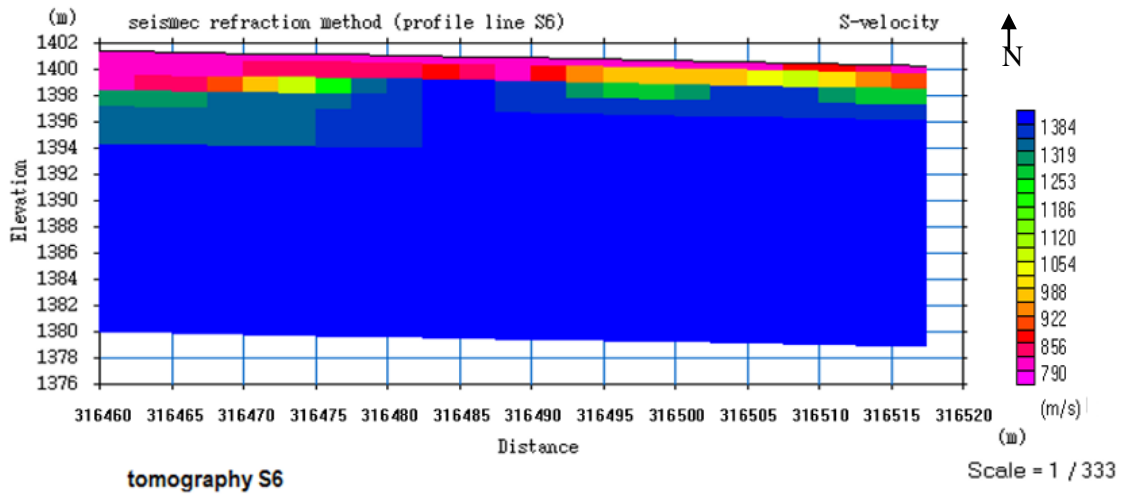
شکل ۲-۶: مقطع قائم مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی پروفیل ۱.



شکل ۳-۶: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P6.

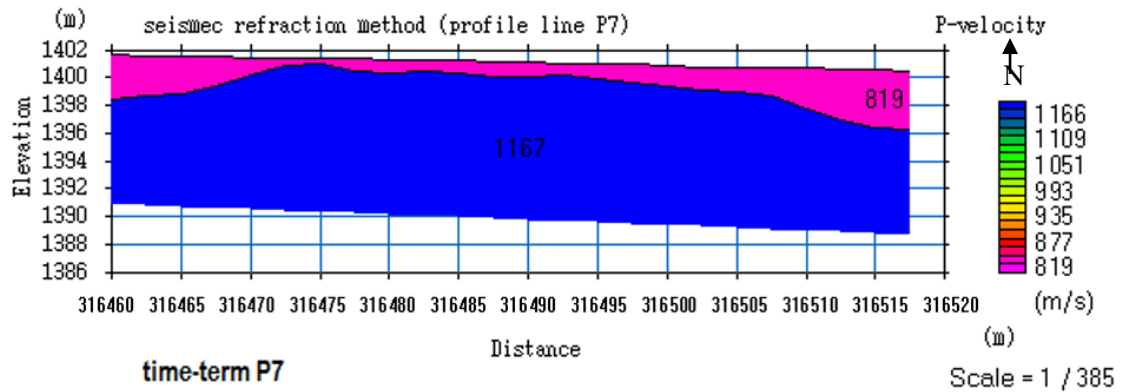


شکل ۴-۶: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل S6.

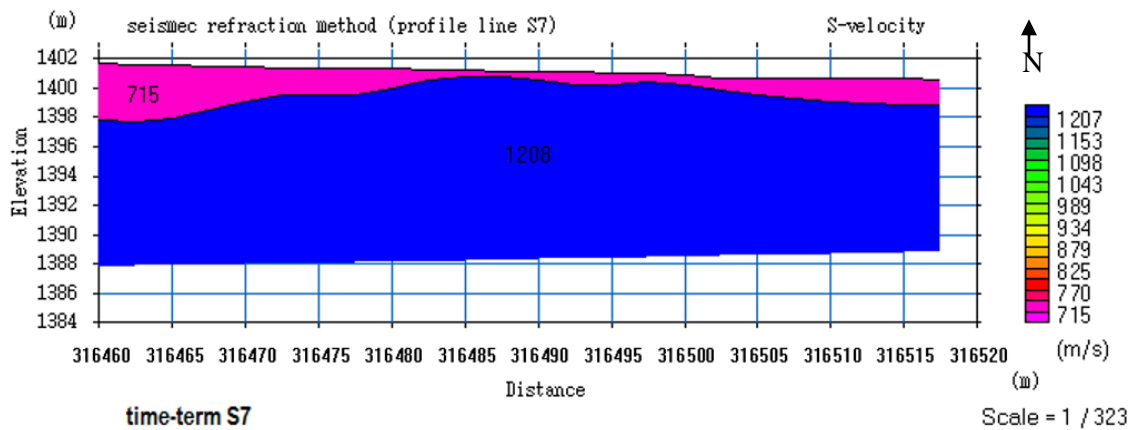


شکل ۵-۶: مدل عمق سرعت حاصل از روش توموگرافی پروفیل S6

پروفیل‌های P7 و S7 که در فاصله ۲۰ متری شمالی پروفیل‌های P6 و S6 قرار دارند همین روند را تایید می‌کنند که در شکل ۶-۶ و شکل ۷-۶ نشان داده شده‌اند.



شکل ۶-۶: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل P7

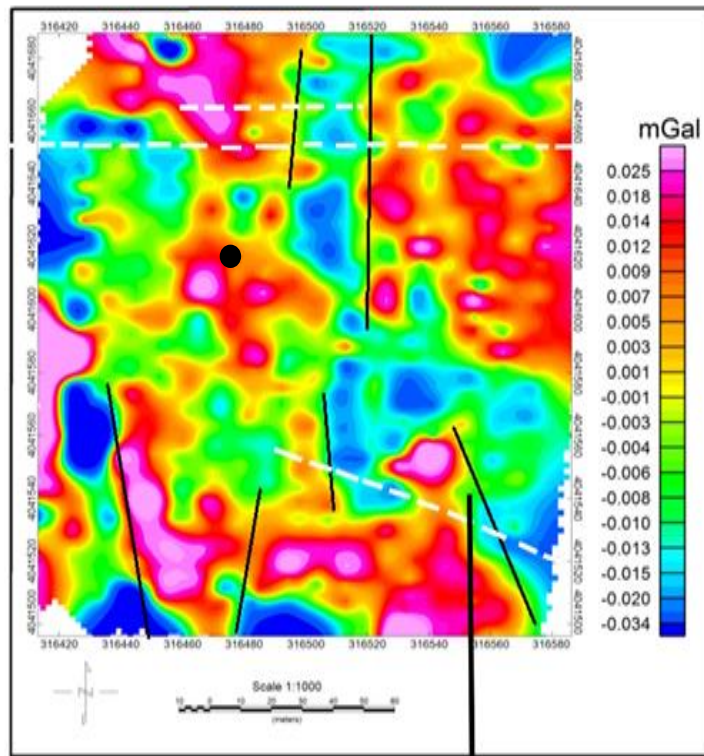


شکل ۷-۶: مقطع عمقی بدست آمده از پروفیل S7

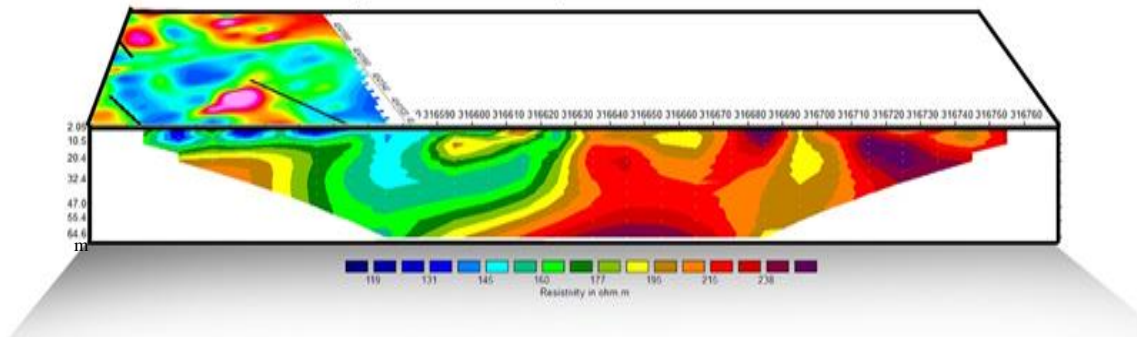
۴-۶ مقایسه تطبیقی داده‌های مقاومت ویژه و گرانی‌سنجی نیمه

جنوبی منطقه

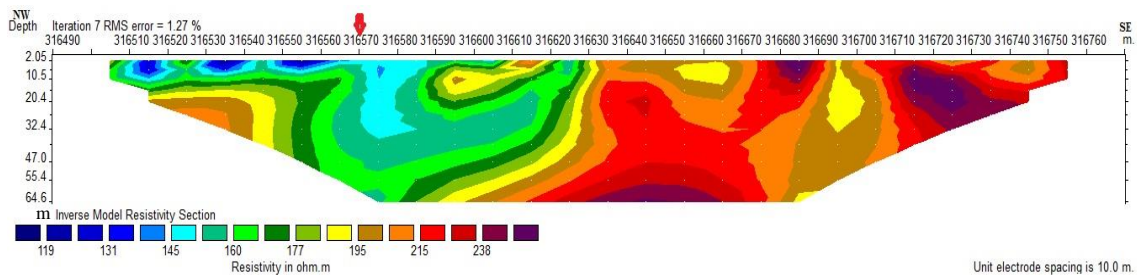
در شکل ۸-۶ (نقشه باقیمانده درجه سوم) وجود یک گسل خوردگی در قسمت جنوب‌شرقی منطقه قابل تفسیر و محتمل می‌باشد که با خط مشکی مشخص شده است. به منظور شناسایی این گسل خوردگی احتمالی پروفیل مقاومت ویژه دوم با آرایش قطبی - دوقطبی عمود بر این گسل خوردگی و در راستای شمال غربی - جنوب شرقی طراحی و برداشت شد. همان‌طور که در شکل ۸-۶ مشاهده می‌کنید قسمت ابتدایی این پروفیل با داده‌های گرانی‌سنجی همپوشانی دارد و پروفیل مقاومت ویژه به خوبی توانسته است گسل خوردگی احتمالی در این ناحیه را شناسایی کند. در شکل ۹-۶ مقطع قائم مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی پروفیل دوم موقعیت این گسل خوردگی با پیکان قرمز رنگ نشان می‌دهد.



pole-Dipole 2



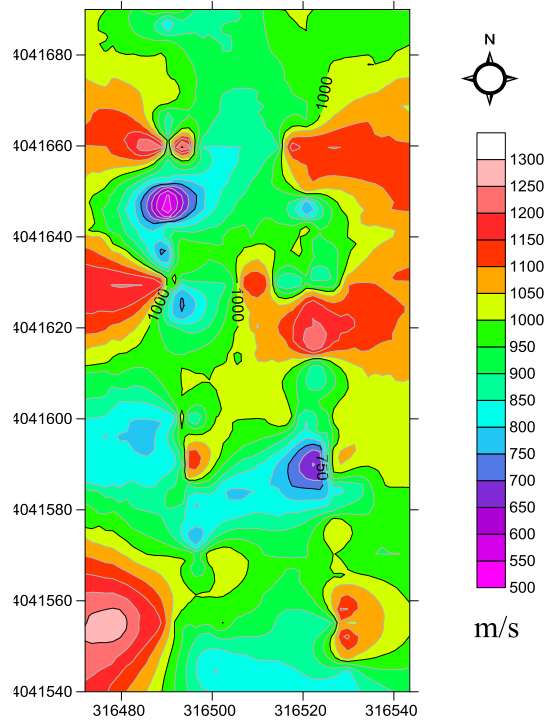
شکل ۶-۸: موقعیت پروفیل برداشتی و تفسیر تطبیقی نتایج حاصل از داده‌های مقاومت‌ویژه و گرانی‌سنجی



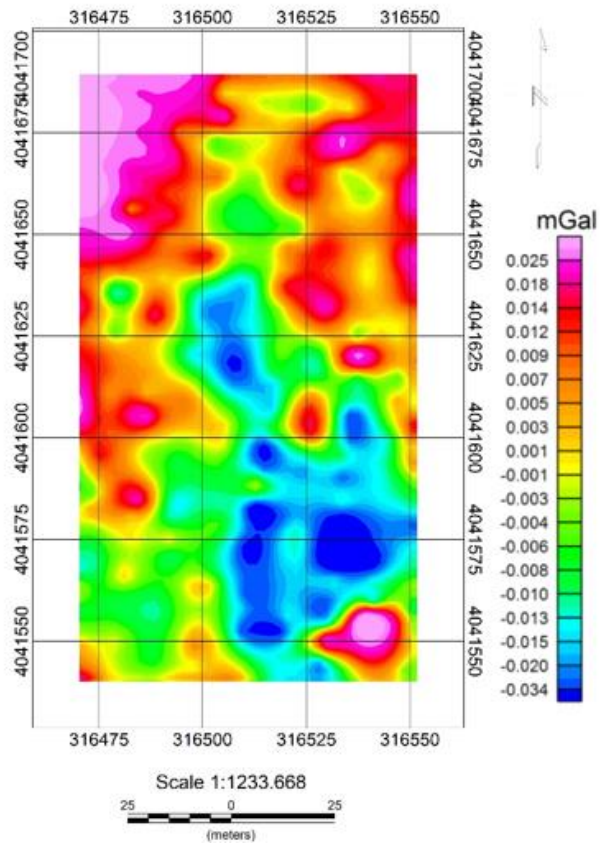
شکل ۶-۹: مقطع قائم مقاومت‌ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی پروفیل دوم

۶-۴-۱ مقایسه نقشه‌ی گرانی‌سنجی و لرزه‌نگاری انکساری

به منظور تهیه نقشه پراکندگی سرعت موج فشاری در محدوده مورد مطالعه، سرعت‌های موج فشاری که از طریق پروفیل‌های لرزه‌ای انکساری P1 تا P13 به دست آمده بودند بررسی می‌شوند. به این صورت که بعد از بدست آوردن مقاطع سرعت با استفاده از روش توموگرافی، اقدام به نمونه برداری سرعت در عمق ۱/۵ متری در طول مدل عمق - سرعت توموگرافی با بازه ۲/۵ متری کرده که در نتیجه برای هر پروفیل یک فایل سرعت به دست می‌آید. برای همه این پروفیل‌ها این روند را تکرار می‌کنیم. با کنار هم قرار دادن این فایل‌های سرعت یک شبکه تغییرات سرعت در محدوده مورد مطالعه به دست می‌آید. در شکل ۶-۱۰ نقشه پربند تغییرات سرعت در عمق ۱/۵ متری نمایش داده شده است. همانطور که ملاحظه می‌کنید، تغییرات سرعت در عمق ۱/۵ متری به خوبی به نقشه در آمده است. حال اینگونه می‌توان استنباط کرد که احتمالاً در نواحی که مقدار گرانی بیشتر می‌باشد، تراکم و چگالی بیشتر و در نتیجه مقدار سرعت در این نواحی احتمالاً بیشتر است. البته این استدلال در همه مواقع صحیح نمی‌باشد. به این منظور نقشه پراکندگی سرعت با نقشه باقیمانده درجه سه گرانی‌سنجی مقایسه شد. همان طور که قبلاً بیان شد، نقشه باقیمانده درجه سه آنومالی‌های خیلی سطحی را نشان می‌دهد. در شکل ۶-۱۰ نقشه تغییرات سرعت موج فشاری در عمق ۱/۵ متری و در شکل ۶-۱۱، نقشه باقیمانده درجه سه محدوده داده‌های لرزه‌نگاری نشان داده شده است. تقریباً این دو نقشه همدیگر را تایید می‌کنند و در نواحی که میزان گرانی بالاست مقدار سرعت موج فشاری نیز افزایش داشته و به عکس.



شکل ۶-۱۰: نقشه تغییرات سرعت موج فشارشی در عمق ۱/۵ متری



شکل ۶-۱۱: نقشه باقیمانده درجه سه محدوده داده‌های لرزه‌نگاری

پارامترهای مهندسی خاک

۱-۷ مقدمه

در تمام پروژه‌ها و طرح‌های عمرانی، ویژگی و خصوصیتی که به مهندسين دید لازم را جهت طراحی سازه می‌دهد، مدول‌های الاستیک دینامیکی مواد تشکیل دهنده محدوده‌ای است که سازه بر روی آن اجرا خواهد شد. این کمیت‌ها را علاوه بر انجام آزمایشات ژئوتکنیکی، می‌توان با داشتن اطلاعاتی از چگالی، سرعت موج طولی و سرعت موج برشی در مواد مورد نظر محاسبه نمود. در این بخش با توجه به برداشت پروفیل‌های موج طولی (P) و موج برشی (S) مدول‌های الاستیک دینامیکی منطقه مورد مطالعه، بررسی و تحلیل می‌گردد.

۲-۷ تعیین پارامترهای مهندسی خاک

خاک ماده‌ای است که دارای متغیرترین پارامترهای فیزیکی و مهندسی در بین مواد می‌باشد. این پارامترها هم به صورت جانبی و هم به صورت قائم تغییر کرده و اغلب این تغییرات قوی هستند [۳۲]. به منظور سنجش استحکام مواد زیرسطحی، برخی از پارامترهای مهندسی مورد محاسبه قرار گرفته‌اند. این پارامترها شامل: شاخص تراکم^۱ c_i ، شاخص ماده^۲ v ، گرادیان چگالی^۳ D_i و نسبت تنش^۴ S_i می‌باشند. جهت محاسبه این پارامترها، مقادیر سرعت موج فشاری و موج برشی، چگالی ρ ، نسبت پواسون δ ، مدول یانگ E ، ثابت لامه λ و مدول برشی μ مورد نیاز می‌باشد. سرعت‌های موج فشاری از طریق پروفیل‌های لرزه‌ای انکساری P1 تا P7 و سرعت‌های موج برشی از طریق پروفیل‌های لرزه‌ای انکساری S1 تا S7 به‌دست آمده‌اند. به این صورت که بعد از بدست آوردن مقاطع سرعت با استفاده از

^۱ Concentration Ratio

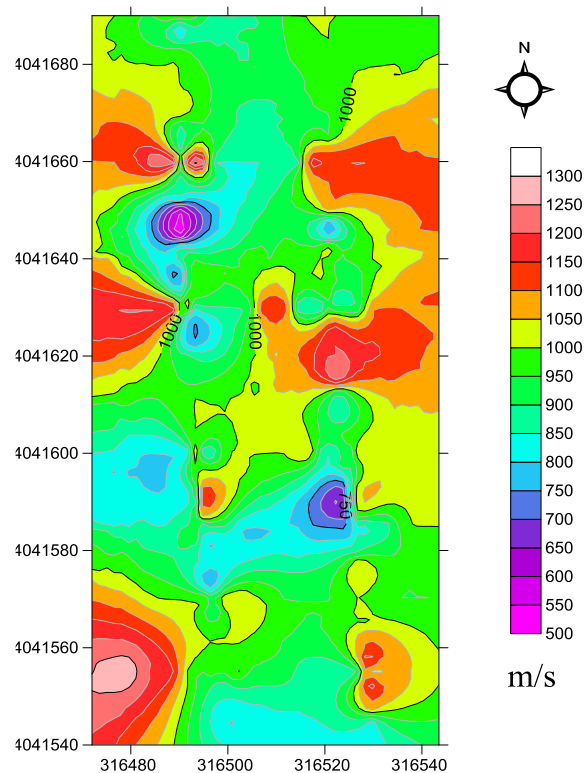
^۲ Material Index

^۳ Density gradient

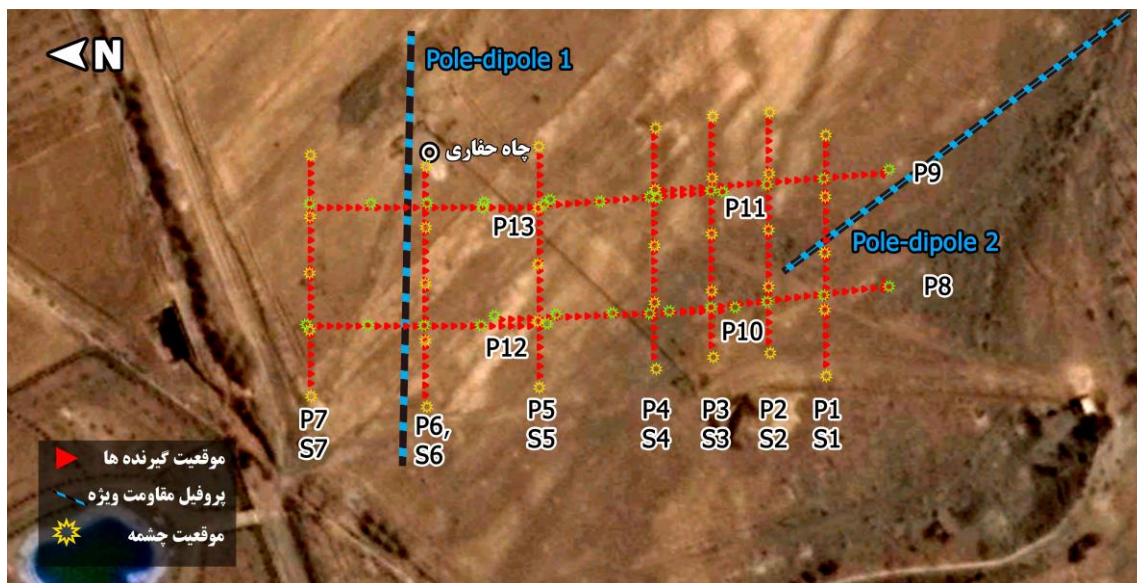
^۴ Stress Ratio

روش توموگرافی، اقدام به نمونه برداری سرعت در عمق ۱/۵ متری در طول مدل عمق - سرعت توموگرافی با بازه ۲/۵ متری کرده که در نتیجه برای هر پروفیل یک فایل سرعت به دست می‌آید که شامل ۲۴ مقدار عددی سرعت در موقعیت هر ژئوفون می‌باشد. برای همه این پروفیل‌ها این روند تکرار می‌شود. با کنار هم قرار دادن این فایل‌های سرعت یک شبکه تغییرات سرعت در محدوده مورد مطالعه به دست می‌آید.

در شکل ۱-۷ نقشه پربند تغییرات سرعت در عمق ۱/۵ متری نمایش داده شده است. موقعیت پروفیل‌های موج فشاری و برشی منطبق بر همدیگر، در شکل ۲-۷ نشان داده شده است. مقدار چگالی از طریق آنالیز آزمایشگاهی نمونه سنگ موجود در منطقه بدست آمده است و مقدار چگالی به‌طور متوسط برابر با $2/49 \text{ (g/cm}^3\text{)}$ در نظر گرفته شده است.



شکل ۱-۷: نقشه تغییرات سرعت موج فشاری در عمق ۱/۵ متری.



شکل ۲-۷: موقعیت پروفیل‌های لرزه‌ای انکساری موج فشاری و برشی.

مدول‌های الاستیسیته از طریق معادلات جدول ۱-۷ محاسبه و پربندهای این مدول در شکل ۳-۷ تا شکل ۶-۷ نشان داده شده است همانطور که در شکل ۳-۷ مشاهده می‌کنید، نسبت پواسون قسمت شمالی، مرکزی و غربی ناحیه با نسبت پواسون بین ۰/۲۵ تا ۰/۳۵ مشخص می‌شود که با توجه به جدول ۵-۷ نشان دهنده کیفیت نسبتاً متوسط خاک در این منطقه است. شکل ۴-۷ نقشه پربندی مدول یانگ محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد. قسمت مرکزی و شمال شرقی و شمال غربی محدوده مورد مطالعه با مقادیر مدول یانگ نسبی بالاتری مشخص شده است. نقشه پربندی ثابت لامه محدوده مورد مطالعه در شکل ۵-۷ نشان داده شده است. قسمت‌های مرکزی و شمال محدوده مورد مطالعه با مقادیر ثابت لامه نسبی کمتری مشخص شده است. شکل ۶-۷ نقشه پربندی مدول برشی محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد. قسمت‌های مرکزی و جنوب غربی محدوده مورد مطالعه با مقادیر سختی نسبی بالاتری مشخص شده است.

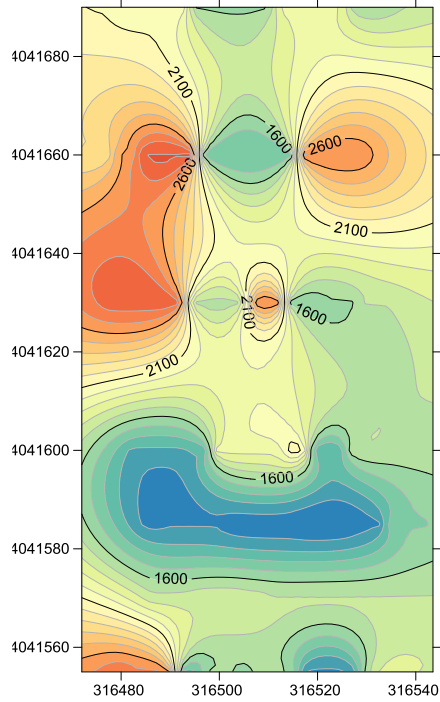
جدول ۱-۷: معادلات استفاده شده در محاسبه مدول‌های الاستیسیته [۳۳]، [۳۴]، [۳۵]، [۳۶].

معادله استفاده شده	مدول الاستیسیته
$\delta = 1/2 \left[1 - \frac{1}{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 1} \right]$	نسبت پواسون
$\varepsilon = \rho \frac{3(v_p)^2 - 4(v_s)^2}{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 1}$	مدول یانگ
$\lambda = \frac{\delta \varepsilon}{(1+\delta)(1-2\delta)}$	ثابت لامه
$\mu = \frac{\varepsilon}{2(1+\delta)}$	مدول برشی

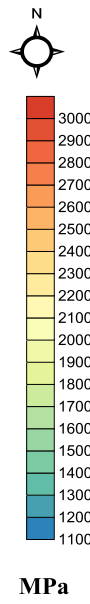
با استفاده از سرعت‌های موج فشاری (P) و برشی (S) حاصل از نمونه برداری از مقاطع توموگرافی لرزه‌ای و مقادیر مدول الاستیسیته بدست آمده از جدول ۱-۷ پارامترهای مهندسی خاک سطحی در عمق ۱/۵ متری محاسبه شدند.

جدول ۲-۷: روابط پارامترهای مهندسی [۳۷]، [۳۸]، [۳۳]، [۳۲]، [۳۹]، [۴۰].

<i>Concentration Index</i>	$C_i = \left[3 - 4 \left(\frac{v_s^2}{v_p^2} \right) \right] / \left[1 - 2 \left(\frac{v_s^2}{v_p^2} \right) \right]$
<i>Material Index</i>	$v = \frac{\mu - \lambda}{\mu + \lambda} = (1 - 4\delta)$
<i>Density Gradient</i>	$D_i = \frac{\rho}{k}$
	$D_i = \frac{v_p^2 - 4}{3v_s^2}$
	$D_i = \left[\left(\frac{3}{v_p^2} \right) - \left(\frac{4\mu}{\varepsilon} - 1 \right) \right] = \left[\left(\frac{3}{v_p^2} \right) - \left(\frac{1-\delta}{1+\delta} \right) \right]$
<i>Stress Ratio</i>	$S_i = \frac{\delta}{1 - \delta}$
	$S_i = 1 - 2 \left(\frac{v_s^2}{v_p^2} \right) = (C_i - 2)^{-1}$

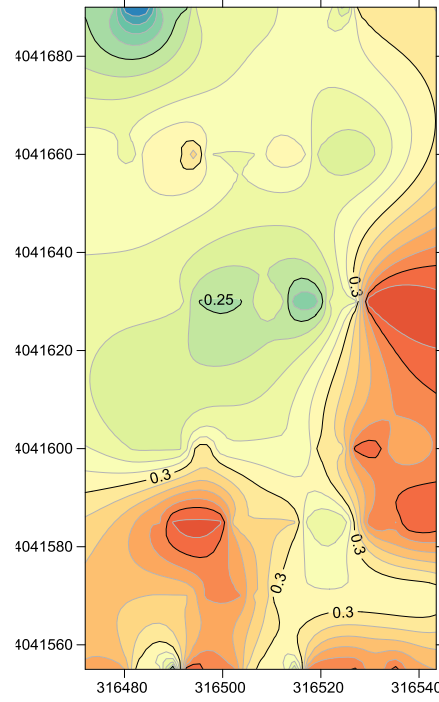


Young's Modulus

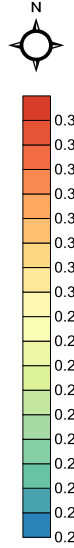


MPa

B



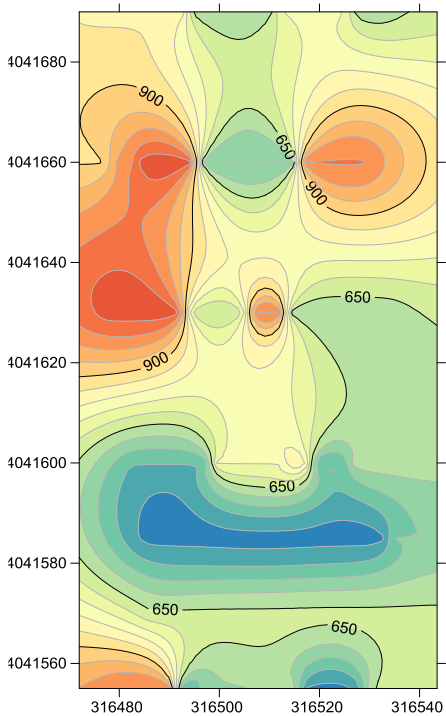
Poisson's Ratio



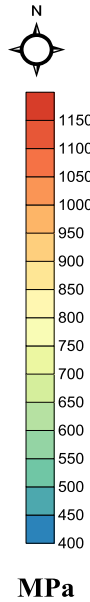
A

شکل ۴-۷: نقشه پربند مدول یانگ در منطقه

شکل ۳-۷: نقشه پربند نسبت پواسون منطقه

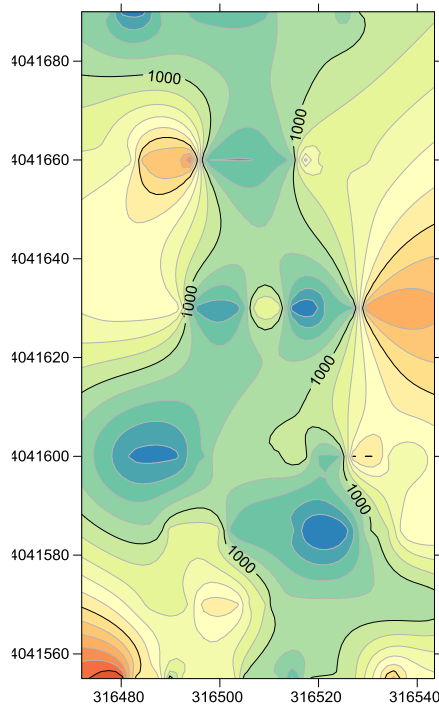


Shear Modulus

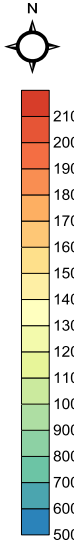


MPa

D



Lam's Constants



MPa

C

شکل ۶-۷: نقشه پربند مدول برشی در منطقه

شکل ۵-۷: نقشه پربند ثابت لامه در منطقه

۱-۲-۷ شاخص تراکم C_i

شاخص تراکم یک پارامتر مهندسی است که درجه فشردگی یا تمرکز مواد را برای فونداسیون سازی یا دیگر اهداف مهندسی نشان می دهد. اصلی ترین مدول الاستیک مواد برای توزیع عمق با فشار است [۴۱]. بنابراین C_i فاکتور وابسته به مواد است C_i را با نسبت پواسون به صورت رابطه ۱-۷ بیان کرد [۳۲]:

$$C_i = \frac{(1+\delta)}{\delta} \quad ۱-۷$$

و بر حسب سرعت های موج فشاری و برشی به صورت رابطه ۲-۷ می باشد [۸]:

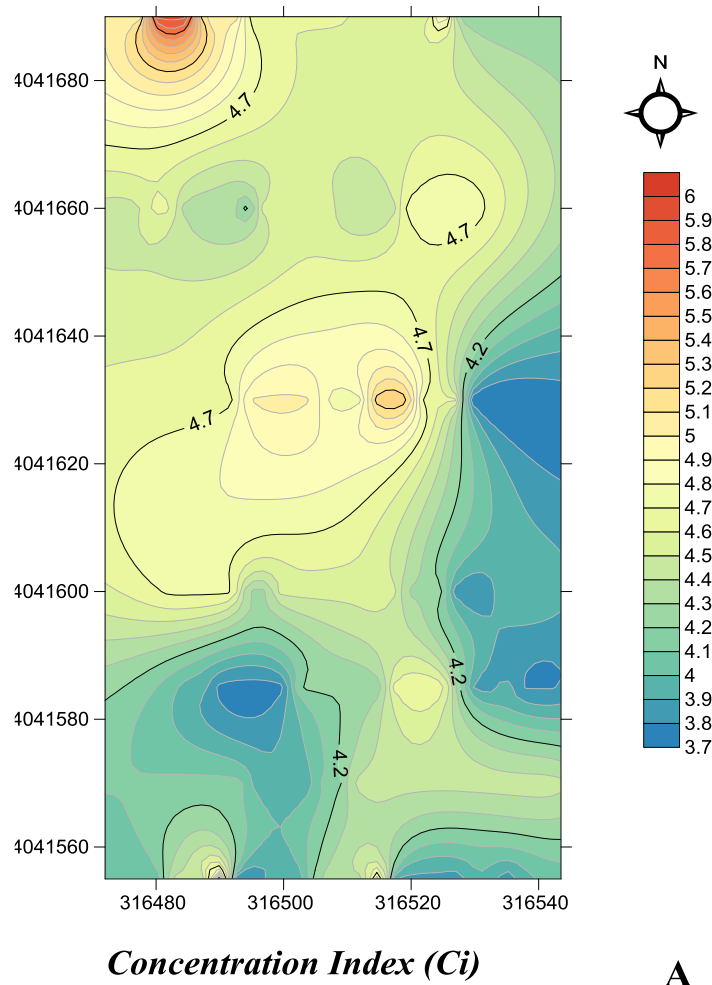
$$C_i = \left[3 - 4 \left(\frac{v_s^2}{v_p^2} \right) \right] / \left[1 - 2 \left(\frac{v_s^2}{v_p^2} \right) \right] \quad ۲-۷$$

جدول ۳-۷ گستره شاخص تراکم متناظر با درجه استحکام مواد را نشان می دهد [۳۷]:

شکل ۷-۷ نقشه پربندی شاخص تراکم محدوده مورد مطالعه را نشان می دهد. منطقه مورد مطالعه دارای تراکم یافتگی ضعیفی می باشد.

جدول ۳-۷: گستره شاخص تراکم و نسبت تنش متناظر با درجه استحکام مواد زیرسطحی [۳۷].

ضعیف		متوسط		خوب	
غیرمستحکم		استحکام متوسط		مستحکم	
بسیار نرم	نرم	تراکم یافتگی ضعیف	تراکم یافتگی متوسط	متراکم	
۳/۵-۴/۵	۴/۰-۴/۵	۴/۵-۵/۰	۵/۰-۵/۵	۵/۵-۶/۰	شاخص تراکم
.۱۷-۰/۶۱	.۶۱-۰/۵۲	.۵۲-۰/۴۳	.۴۳-۰/۳۴	.۳۴-۰/۲۵	نسبت تنش



شکل ۷-۷: نقشه پربندی شاخص تراکم محدوده مورد مطالعه.

۲-۲-۷ شاخص ماده (v)

این پارامتر به صورت کیفیت مواد برای فونداسیون سازی تعریف می شود که بیانگر میزان کیفیت خاک بر اساس خواص الاستیک آن است [۴۱]. بدین ترتیب این شاخص با ترکیب و نحوه قرار گرفتن مواد، درجه تحکیم یافتگی، شکستگی، درز و شکاف، وجود یا عدم وجود سیالات در فضاهای خالی در ارتباط است که در نهایت بر سرعت موج و مقدار متوسط مواد اثر می گذارد. شاخص مواد از نسبت بین ثابت لاما، مدول برشی یا نسبت پواسون به صورت رابطه ۳-۷ به دست می آید [۳۷]:

$$v = \frac{\mu - \lambda}{\mu + \lambda} = (1 - 4\delta)$$

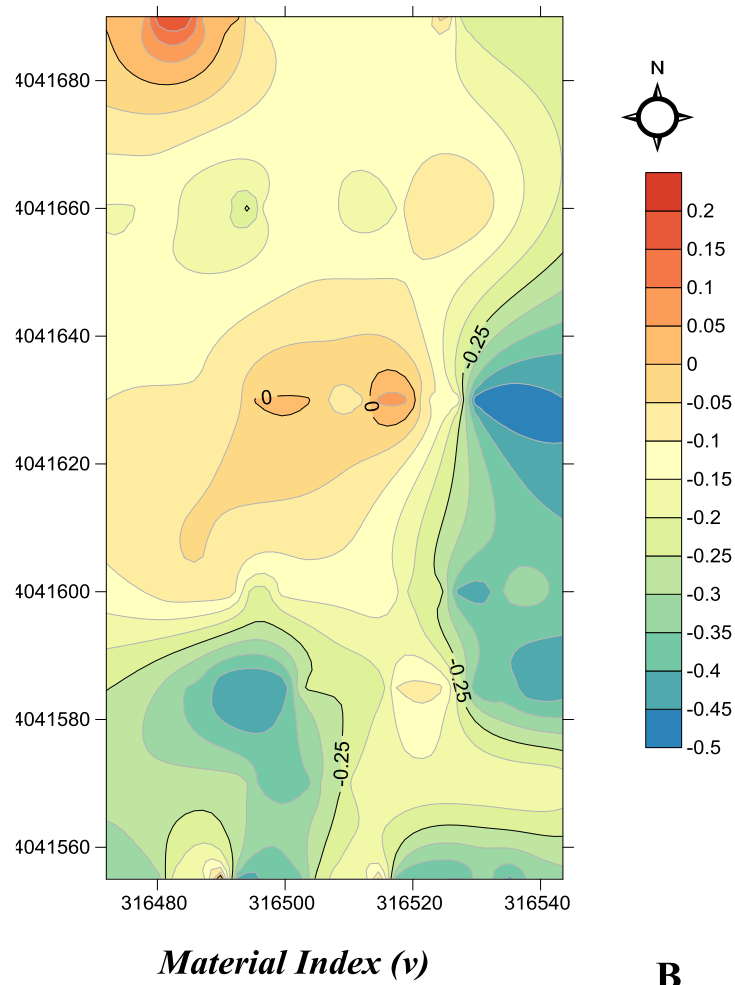
جدول ۴-۷ نسبت پواسون، مدول برشی و شاخص مواد برای مواد مختلف را نشان می‌دهد. برای اهداف ساختاری، ویژگی‌های خاک به وسیله شاخص مواد می‌تواند به ۴ گروه اصلی تقسیم می‌شود. در محدوده مورد مطالعه، شاخص ماده محاسبه شده، گستره‌ای بین ۰/۵ تا صفر را دارا می‌باشد. شکل ۴-۱۵، نقشه پربندی شاخص ماده محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد. قسمت مرکزی، غربی و نیمه شمالی محدوده مورد مطالعه، با مقادیر شاخص ماده ۰/۱۵- تا ۰/۰۵ مطابق با جدول ۵-۷ دارای کیفیت میانه است.

جدول ۴-۷ : نسبت پواسون، سختی و شاخص ماده متناظر بامواد مختلف [۱۰]، [۴۲]، [۴۳].

δ	μ	v	نوع سنگ
۰/۵	0	-۱	مایعات
۰/۲۵	$\mu = \lambda$	-۱	سنگ با مقاومت نسبی
۰/۰	$\lambda = 0$	-۱	سنگ‌های با سخت شدگی بالا

جدول ۵-۷: گستره پارامترهای مواد زیرسطحی با توجه به نسبت پواسون و شاخص ماده [۴۱].

گستره پارامتر	کیفیت بالا	کیفیت خوب	کیفیت میانه	کیفیت پایین
نسبت پواسون	۰/۲۵-۰/۰۳	۰/۲۵-۰/۱۶	۰/۳۵-۰/۲۷	۰/۴۱-۰/۴۹
شاخص ماده	> ۰/۵	۰-۰/۵	(-۰/۱۵)-(-۰/۱۰)	(-۰/۱۵)-(-۱)



شکل ۷-۸: نقشه پربندی شاخص ماده محدوده مورد مطالعه

۳-۲-۷ گرادیان چگالی (D_i)

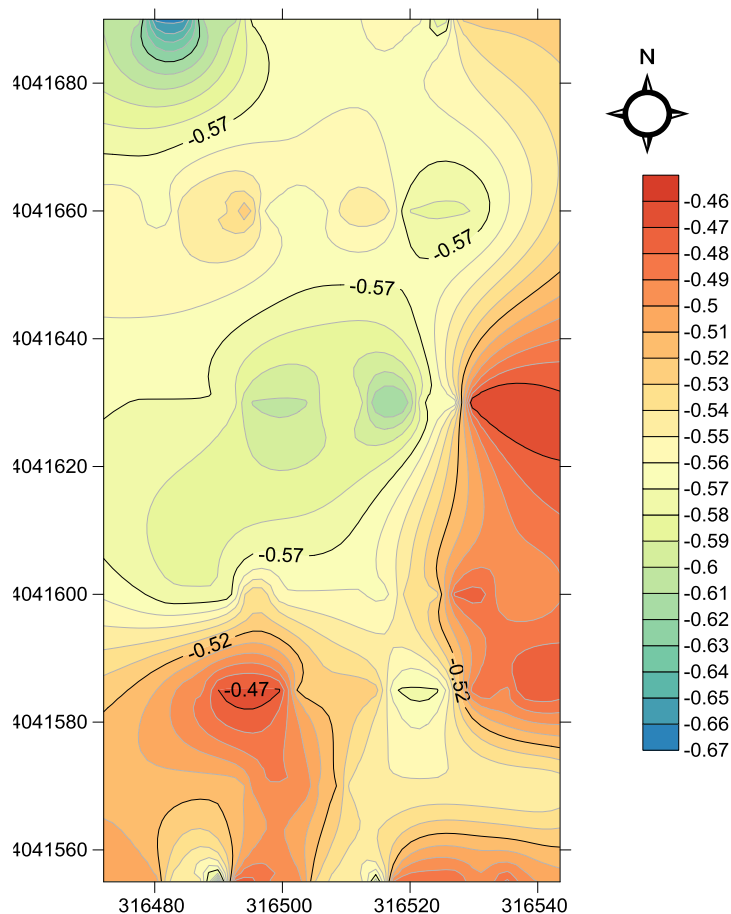
رابطه کمی گرادیان چگالی به صورت رابطه ۷-۴ نشان داده می‌شود [۳۳]:

$$D_i = \frac{\rho}{k} \tag{۷-۴}$$

که در آن ρ چگالی و k مدول حجمی می‌باشد. این پارامتر را همچنین به صورت رابطه ۷-۵ نیز می‌توان نشان داد [۳۷].

$$D_i = \left[\left(\frac{3}{v_p^2} \right) - \left(\frac{4\mu}{\varepsilon} - 1 \right) \right] = \left[\left(\frac{3}{v_p^2} \right) - \left(\frac{1-\delta}{1+\delta} \right) \right] \quad 5-7$$

که ε مدول یانگ می باشد. در محدوده مورد مطالعه، از معادله 5-7 جهت محاسبه گرادیان چگالی استفاده شده است. شکل 9-7 نقشه پربندی گرادیان چگالی محدوده مورد مطالعه را نشان می دهد. قسمت شرقی، جنوب غربی و جنوبی محدوده دارای گستره مقادیر نسبی بالاتری می باشد.



Density Gradient(Di) c

شکل 9-7: نقشه پربندی گرادیان چگالی محدوده مورد مطالعه.

۴-۲-۷ نسبت تنش (S_i)

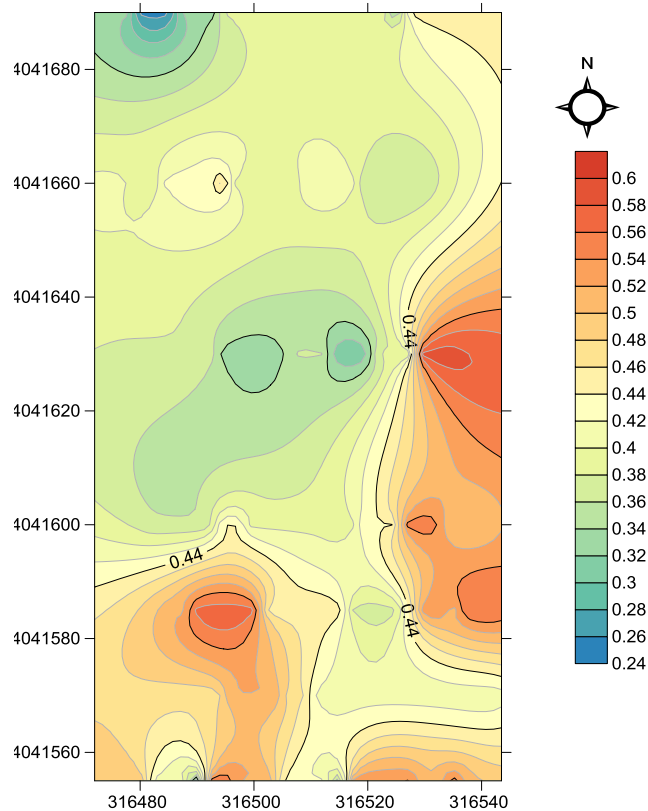
تحکیم یافتگی از طریق فشار اضافی ناشی از تغییر تنش اتفاق می افتد. در انتهای فرآیند تحکیم، فشار اضافی نزدیک صفر است و تنش از تنش کل به تنش موثر تغییر می یابد. در حالت تنش موثر، خاک در حالت تعادل قرار دارد و کرنش جانبی و عمودی آن صفر است. معادله زیر ارتباط بین نسبت پواسون و نسبت تنش برای خاکهای تقریباً تحکیم یافته را نشان می دهد. این پارامتر به صورت رابطه ۶-۷ نشان داده شده [۳۲]، [۴۰]:

$$S_i = \frac{\delta}{1 - \delta} \quad 6-7$$

جدول ۳-۷ از چندین مشاهده کلی در مورد S_i ، اشاره می کند که مقدار S_i برای خاکهای ریزدانه بیشتر از خاکهای درشت دانه است. مقدار S_i برای خاکهای فاقد پیوستگی بزرگتر خواهد شد. مقدار S_i با افزایش فشار روباره و افزایش تحکیم یافتگی خاک، افزایش می یابد [۳۷]. رابطه بین نسبت پواسون، S_i و سرعت موج به صورت رابطه ۷-۷ بیان می شود.

$$S_i = 1 - 2 \left(\frac{v_s^2}{v_p^2} \right) = (G_i - 2)^{-1} \quad 7-7$$

در محدوده مورد مطالعه، نسبت تنش محاسبه شده S_i گستره‌ای بین ۰/۳۸۷ تا ۰/۴۴۳ را دارد. شکل ۴-۱۷، نقشه پربندی نسبت تنش محدوده مورد مطالعه را نشان می دهد. قسمت مرکزی، غربی و نیمه شمالی محدوده با نسبت تنش بین ۰/۳۲ و ۰/۴۴ مشخص شده است که مطابق با جدول ۳-۷ نشان دهنده خاک با تراکم یافتگی متوسط می باشد.



Stress Ratio (S_i)

D

شکل ۷-۱۰: نقشه پربندی نسبت تنش محدوده مورد مطالعه

هدف مشخص کردن مکان‌هایی در منطقه است که خاک آن دارای کیفیت بهتری باشد. در مجموع چهارده پروفیل لرزه انکساری سطحی در منطقه برداشت شد. هم موج p و هم موج s برداشت و مورد تفسیر قرار گرفت و به وسیله روش توموگرافی لرزه‌ای مدل عمق - سرعت اولیه تولید و مقادیر سرعت در عمق ۱/۵ متری را از روی مدل عمق - سرعت توموگرافی، در موقعیت هر ژئوفون نمونه برداری و در فایل اکسل ثبت کرده، سپس تعدادی از پارامترهای مهندسی خاک مانند شاخص تراکم، شاخص مواد، گرادیان چگالی و نسبت تنش محاسبه شدند، با توجه به نتایج ناحیه مطالعاتی بر اساس مقادیر سرعت موج p و موج s و پارامترهای مهندسی به دو زون تقسیم می‌شود. زون اول قسمت مرکزی، غربی و نیمه شمالی، که خاک با کیفیت بهتری شناخته می‌شود و زون دوم در نیمه جنوبی و شرقی ناحیه مطالعاتی واقع شده، که خاک با کیفیت پایین‌تری شناخته می‌شود.

جمع‌بندی و ارائه پیشنهادات

۸-۱ نتیجه گیری

در همه مقاطع لرزه‌ای، ناحیه مطالعاتی به دو بخش آبرفت دانه ریز تا متوسط به همراه رس و آبرفت دانه متوسط تا درشت دانه تقسیم می‌شود. عمق لایه اول بین ۰/۵ تا ۴ و متشکل از رس، ماسه و همچنین از رسوبات دانه‌ریز تا متوسط (خاک هوازده) می‌باشد و لایه دوم از جنس آبرفت دانه متوسط تا درشت می‌باشد. خاکبرداری انجام شده در محدوده مورد مطالعه تغییرات این لایه‌ها را به خوبی تایید می‌کند.

پس از پردازش و تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی، موقعیت ناهنجاری‌های احتمالی محدوده مورد مطالعه شناسایی و به منظور افزایش صحت و دقت تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی و تایید این ناهنجاری‌ها پروفیل‌های لرزه‌نگاری و مقاومت‌ویژه الکتریکی عمود بر این ناهنجاری‌ها طراحی و برداشت شد. پس از مدل‌سازی و تفسیر داده‌های لرزه‌نگاری انکساری و مقاومت‌ویژه، این دو روش به خوبی توانسته‌اند ناهنجاری‌ها و گسل خوردگی احتمالی را شناسایی کنند.

پروفیل‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی که با آرایش قطبی - دوقطبی برداشت شده بودند، به خوبی توانسته‌اند ساختارهای زیرسطحی و گسل خوردگی محتمل در ناحیه را شناسایی کنند. همچنین این روش ضخامت لایه اول را از ۱ تا ۶ متر تخمین زده، که همانطور در فصل هفتم بیان شد در قسمتی که با داده‌های پروفیل لرزه‌نگاری همپوشانی دارد به خوبی این دو روش همدیگر را تایید می‌کنند.

همانطور که در مطالعات گذشته بیان شده بود، آرایش قطبی - دوقطبی مناسب‌ترین روش برای اکتشاف ناهمگنی‌های جانبی واقع در زیر سطح زمین می‌باشد. این روش به خوبی توانست ناهمگنی‌های زیر سطحی را آشکار کند و می‌توان این آرایش را به عنوان بهترین آرایش برای به تصویر کشیدن ناهمگنی‌های جانبی زیرسطحی معرفی و تایید نمود.

نتایج حاصل از مدل وارون از سونداژ برداشتی در ناحیه مورد مطالعه، لایه هفتم را به عنوان لایه آبدار شناسایی و از عمق ۲۰۴ متری به بعد را می‌توان لایه آبدار در نظر گرفت (جدول ۵-۱). نتایج حاصل از حفاری چاه آب موجود در منطقه این نتایج را به خوبی تایید می‌کند.

پس از مدل‌سازی و تفسیر داده‌های لرزه‌نگاری انکساری، مقاومت‌ویژه و گرانی‌سنجی نتایج حاصل در موقعیت خود، به صورت تطبیقی در کنار یکدیگر قرار داده شد و مورد تفسیر قرار گرفت. همانطور که در شکل ۶-۱ مشاهده گردید، هر سه روش بخوبی توانسته‌اند همدیگر را در شناسایی ساختارهای زیر-سطحی تایید و دقت و صحت تفاسیر را افزایش دهند.

مقایسه نتایج دوروش مقاومت‌ویژه و لرزه‌نگاری انکساری در مواردی حاکی از دقیق‌تر بودن مدل سرعت یا برعکس مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی زمین است، بسته به اینکه ساختارهای زیرسطحی دارای تباين بالای سرعت موج لرزه‌ای یا تباين بالای مقاومت‌ویژه الکتریکی باشند.

با توجه به نتایج، ناحیه مطالعاتی بر اساس مقادیر سرعت موج P و موج S و پارامترهای مهندسی، منطقه به دو زون تقسیم می‌شود. زون اول قسمت مرکزی، غربی و نیمه شمالی، خاک با کیفیت بهتری شناخته می‌شود و زون دوم در نیمه جنوبی و شرقی ناحیه مطالعاتی واقع شده، که خاک با کیفیت پایین‌تری شناخته می‌شود.

همان‌طور که در شکل ۶-۱۰ نقشه تغییرات سرعت موج فشارشی در عمق ۱/۵ متری و در شکل ۶-۱۱، نقشه باقیمانده درجه سه محدوده داده‌های لرزه‌نگاری مشاهده شد، تقریباً این دو نقشه همدیگر را تایید می‌کنند و در نواحی که میزان گرانی بالاست مقدار سرعت موج فشارشی هم تقریباً بالاست و به عکس.

۲-۸ پیشنهادات

جهت تعیین دقیق تر پارامترهای مهندسی در محدوده مورد مطالعه حفر گمانه ژئوتکنیکی ضروری است.

به منظور شناسایی دقیق تر و همراه با جزئیات بیشتر توصیه می شود از روش رادار نفوذ کننده در زمین (GPR) استفاده شود.

به منظور بررسی ساختارهای زیرسطحی عمیق تر به وسیله روش لرزه نگاری انکساری توصیه می شود از منبع تولید موج انفجاری و فواصل ژئوفون بیشتر استفاده شود.

۹ مراجع

1. Keller, G. V., and Frischknecht, F. C. (1966). Electrical methods in geophysical prospecting.
2. McDowell, P. W., Barker, R. D., Butcher, A. P., Culshaw, M., Jackosn, P. D., McCann, D. M., ... and Arthur, J. C. R. (2002). Geophysics in engineering investigations.

۳. حجت آ و رنجبر ح، (۱۳۹۰)، "اصول ژئوالکتريک کاربردى" چاپ اول، انتشارات ستايش،

ص ۱۰۱ و ۱۰۰

4. Mooney, H. M., (1980), Handbook of Engineering Geophysics: Vol.2: Electrical Resistivity, Bison Instruments, Inc.
5. Sjogren, B. (2000). A brief study of applications of the generalized reciprocal method and of some limitations of the method. Geophysical prospecting, 48(5), 815-834.
6. Haeni, F. P. (1988). Application of seismic-refraction techniques to hydrologic studies. US Government Printing Office.
7. Sjogren, B. (Ed.). (2013). Shallow refraction seismics. Springer Science & Business Media.
8. Thompson, M.D., Miller, S.F. Glennon and M.A. Cooper, J.M., (2008) "Seismic characterization of the karst bedrock surface in the southeast industrial area at anniston army department, Alabama."Argonne Nat'l Lab., Argonne, IL.W.A. Mandell, U.S. Army Environmental Center, Aberdeen, MD.
9. Reynolds, J.M. (1997), "An Introduction to Applied and Environmental Geophysics." John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
10. Sheriff R.E. Geldart L.P. (1986),"Exploration seismology", Cambridge Univ. Press,Cambridge, p. 316.
11. SeisImager manual, Version 3.2, December 2006

۱۲. عرب عامرى ف، (۱۳۹۰)، پروژه پايانى، "ساخت داده‌هاى لرزه‌اى مصنوعى براى مدل‌هاى

مختلف زمين‌شناسى و تله‌هاى نفتى با استفاده از نرم افزار GXII"، دانشكده معدن، نفت،

ژئوفيزيک، دانشگاه صنعتى شاهرود.

13. Pullammanappallil, S. K., and Louie, J. N. (1994). A generalized simulated-annealing optimization for inversion of first-arrival times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1397-1409.
14. shin, ch.,(1999), Refraction Tomography parameterization, *journal of seismic Exploration* exploration 8, 143-156
۱۵. شهری ع، حسینی ر و افشار ب،(۱۳۹۲)، " ژئوفیزیک ژئوتکنیکی کاربردی " جلد اول، چاپ اول، انتشارات آوا
16. Robein, E. (2003) "Velocities, Time inaging and Depth imaging in reflection seismic" EAGE publications, the Netherlands.
17. Zonge Engineering and Research Organization, (1994), The application of Surface Electrical Geophysics to groundwater problems, *Electrical Geophysics Seminar notes*. pp. 2-15.
18. Loke, M. H., (2004), "2-D and 3-D electrical imaging surveys".
19. Ozebo, V., Odunaike R. and Balogun A., (2008), "Identification of Depth to Top of Limestone Body Within a Concession at Ibese", *J. of. Earth Sciences*, 3, pp 99-107.
20. Corvallis, O. R., 2000, D.C. Resistivity methods, Northwest Geophysical Associates, Inc.
۲۱. کلاگری ع.ا، (۱۳۷۱)، "اصول اکتشافات ژئوفیزیکی"، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تبریز، ص ۱۸۰
22. Seaton, W. J., and Burbey, T. J., (2002), Evaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrane, *Journal of Applied Geophysics*,
23. Loke, M. H., (1999), "Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies: A Practical Guide to 2-D and 3-D Surveys", pp 1-4.
24. Molano, E., Salamanca, M. and Van Overmeeren, A., (1990), "Numerical modeling of standard and continuous vertical electrical sounding" *J. of. Geophysics Prospecting*, 38, pp 705-718
25. Milson, J., (1989). "Field Geophysics ", *Geological Society of Handbook*, pp 90-97.

۲۶. پیروز ا. (ب ۱۳۸۲)، "استفاده از مدل‌های ریاضی به منظور تعیین بهترین روش الکتریکی

برای اکتشاف محل ناهمگنی‌های جانبی"، یازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک، تهران.

۲۷. پیروز ا.، جهان بین م.، رفعت هراب ع.، احمدزاده غ و فردوسی ح. (۱۳۹۲)، "به تصویر کشیدن

ناهمگنی‌های جانبی واقع در زیر سطح زمین توسط به کارگیری آرایش الکترودی قطبی -

دوقطبی متقارن و مدل‌سازی معکوس دو بعدی داده‌های اندازه‌گیری شده"، ارائه شده در

اولین کنفرانس ملی مهندسی اکتشاف منابع زیرزمینی، دانشگاه شاهرود،

28. Ward, S. H., (1990), "Resistivity and Induced Polarization Methods in Geotechnical and Environmental Geophysics", SEG, vol.1, pp. 147-189.

29. Sheehan, J. R., Doll, W. E., and Mandell, W. A. (2005). An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis. Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 10(1), 21-34.

30. Telford W.M. and Geldart L.P. and Sheriff R.E. (1990), "Applied geophysics", Second edition, Cambridge University Press, pp. 522-539.

۳۱. شیدایی گ. (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد: "پایش سطح آب زیرزمینی با استفاده از تحلیل داده-

های خردگرانی‌سنجی و بررسی میزان فرونشست اطراف چاه آب به روش تداخل‌سنجی

راداری در منطقه‌ی بسطام"، دانشکده معدن نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود،

32. Bowles J.E. (1982), "Foundation Analysis and Design", 2nd Ed. McGraw-Hill International Book Company, London, p. 587.

33. Adams L.H. (1951), "Elastic Properties of Materials of the Earth's Crust. Internal Construction of the Earth", Dover publications, Inc., New York.

34. Salem H.S. (1990), Ph.D. thesis, "The theoretical and practical study of petrophysical, electric and elastic parameters of sediments", Germany, Kiel Institut for geophysik.

35. King T.V.V. (1966), "Mapping organic contamination by detection of clay-organic processes", Proceeding AGWSE/NWWA/API.

36. Toksoz M.N. and Cheng C.H. and Timur A. (1976), "Velocities of seismic waves-porous rocks" Geophysics 41, pp. 621-645.

37. Abd El-Rahman M. (1991), "The potential of absorption coefficient and seismic quality factor in delineating less sound foundation materials in Jabal Shib Az

- Sahara area, Northwest of Sanaa, Yemen Arab Republic. Egypt", M. E. R. C. Earth Sci., vol. 5. Ain Shams University, pp. 181–187.
38. Abd El-Rahman M. (1989) "Evaluation of the kinetic elastic moduli of the surface materials and application to engineering geologic maps at Maba-Risabah area (Dhamar Province) Northern Yemen. Egypt". J. Geol. 33 (1–2), pp 229–250.
 39. Stumpel, M., Kahler, S., Meissner, R. and Nikereit, B., (1984). The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. Geophys. Prospect. 32, 662–675.
 40. Thomson, L., (1982). Weak elastic anisotropy. Geophysics 1954–1966.
 41. Khalil H. and Sherif M. Hanafy. (2008), "Engineering applications of seismic refraction method: A field example at Wadi Wardan, Northeast Gulf of Suez, Sinai, Egypt", Geophysics, pp 132–141
 42. Tatham R.H. (1982), "Vp/Vs and lithology", Geophysics 47 (3), pp. 336–344.
 43. Birch F. (1966) "Handbook of physical constants", Geol. Soc. Amer. Men. 97, p. 613.

Abstract:

Nowadays, in order to increase the precision and accuracy of geophysical exploration result, different methods are used in one project. In this study, three different methods, seismic refraction, geo-electric resistivity and gravimetry were used. The study was used for exploring subsurface structure. These types of projects are frequently used in engineering construction projects.

The aim of this project was to define thickness of layers, underground water table depth and identification of soil engineering parameters. Therefore 20 refraction seismic profile for both P and S wave were designed. Two geo-electric profiles with pole – dipole array were gathered, too. More than 255 gravimetry data point were also used for modeling. The study area was located in the Bastam City, 5km from Shahrood. Seismic data were processed by the reduced traveltimes and tomography methods. Seismic velocity model show that the region is separated into two layers of fine size alluvium and medium to coarse clays with coarse alluvium. Depth of the first layer is about 0.5 to 4 meters which change laterally from clay to sand and vertically from weathered soil to coarse alluvium. Geoelectrical results also satisfy this interpretation. Gravimetry method shows some possible faults in the region and the geoelectrical profile were designed orthogonal to the possible fault strikes. The geo-electrical result also proved location of the faults. Finally by comparing and merging result of these methods a geological model of the region was derived accompanying soil engineering parameters maps for 1.5 m depth. These results show 204 m for water table depth, in accordance to drilling result in the region. Soil engineering maps divide the region into two zones. The center, western and northern part with consolidated soil, southern and eastern part with unconsolidated soils.

Keywords: refraction seismic, geo-electric resistivity, gravimetry, seismic tomography, soil engineering parameters, Depth – velocity model, P wave, S wave.



University of Shahrood

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

**Modeling of refraction seismic and resistivity data and
integrated interpretation of the results for accurate
recognition of subsurface structures, with a case study**

I. Khaki Najafabadi

Supervisor:

Dr. M. Soleymani Monfared

Advisor:

Dr. A. Kamkar Rouhani

Dr. H. Aghajani

September 2015