

سید محمد الحسین
زاده آفریم



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد ژئوالکتریک

شناسایی مشخصات لایه های زمین شناسی با استفاده از داده های ژئوالکتریک
و مقایسه نتایج با داده های حفاری - مطالعه موردی دشت مشهد

نگارنده: رسول سوگندی

اساتید راهنما

دکتر علیرضا عرب امیری

دکتر ناصر حافظی مقدس

استاد مشاور

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

بهمن ماه ۱۳۹۵

تقدیم به :

پدر و مادر و خواهران عزیزم

و همچنین خودم...

تقدیر و تشکر:

حال که به یاری خداوند متعال این پایان نامه به اتمام رسیده، بر خود لازم می دانم که در این چند خط محدود از تلاش ها و کمک های اساتید ارجمندم، دکتر علیرضا عرب امیری، دکتر ناصر حافظی مقدس و دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی که با راهنمایی های دلسوزانه خود راهی بس دشوار را بر من هموار نموده اند، همچنین از زحمات اساتید گرانقدر خود در طول دوره فوق لیسانس دکتر کامکار روحانی، دکتر عرب امیری، دکتر پیروز، دکتر مرادزاده، دکتر آقاجانی، دکتر سلیمانی منفرد، دکتر ابراهیمی و دکتر نجاتی که با مساعدت های علمی خود به اینجانب کمک شایانی داشتند، قدردانی کنم.

همچنین از دکتر نجاتی و دکتر ابراهیمی، به عنوان اساتید داور، که نقش به سزایی در به سرانجام رساندن این پایان نامه داشته اند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

در انتها لازم می دانم از زحمات تمام کارکنان دانشکده خصوصا آقای شاه حسینی و تمامی دوستان عزیزم در طول دوران تحصیل و تمام عزیزانی که من را در به اتمام رساندن این پایان نامه یاری نمودند تشکر و قدردانی کنم.

تعهد نامه

اینجانب **رسول سوگندی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک-گرایش ژئوالکتریک دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه شناسایی مشخصات لایه های زمین شناسی با استفاده از داده های ژئوالکتریک و مقایسه نتایج با داده های حفاری- مطالعه موردی دشت مشهد تحت راهنمایی دکتر علیرضا عرب امیری و دکتر ناصر حافظی مقدس و مشاوره دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی متعهد می شوم.

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

روش‌های اکتشافی به دو دسته روش‌های مستقیم و غیر مستقیم تقسیم می‌شوند. روش‌های مستقیم که حفاری اکتشافی نیز از آن جمله است، روش‌های گران‌قیمت، زمان‌بر و با دقت بالایی هستند؛ اما روش‌های ژئوفیزیکی از جمله روش‌های غیر مستقیم هستند، که نیاز به هزینه و زمان کمتری دارند، اگرچه تفسیر نتایج آن‌ها مشکل است. در این پژوهش سعی شده است با استفاده از داده‌های سونداژزنی مقاومت‌ویژ به روش شلومبرژه به شناسایی ساختارهای زمین‌شناسی منطقه و لایه‌های آبدار و گسل‌های احتمالی پرداخت و به کمک داده‌های چاه‌های حفاری و پی‌زومتری که در منطقه موجود می‌باشد، صحت نتایج را بررسی کرد. بدین منظور داده‌های ۲۸۴ سونداژ ژئوالکتریکی بر روی ۱۹ پروفیل موجود در دشت مشهد، ابتدا توسط سرمنحنی‌های استاندارد، تفسیر شده سپس نتایج حاصله به عنوان مدل اولیه به وسیله نرم‌افزارهای IX1D مدل‌سازی یک‌بعدی شده‌اند. همچنین به منظور مقایسه دو روش تصحیح منحنی سونداژ شلومبرژه (شامل تصحیح گرافیکی و تصحیح شیفت قطعه منحنی‌ها)، مدل‌سازی یک‌بعدی علاوه بر نرم‌افزار IX1D (که تصحیح را به روش گرافیکی انجام می‌دهد) توسط نرم‌افزار IPI2win (که تصحیح آن با استفاده از شیفت قطعه منحنی‌ها انجام می‌شود) نیز انجام شده و نتایج حاصل از دو روش با اطلاعات زمین‌شناسی و چاه‌های موجود در منطقه مقایسه شده و در نتیجه، سرعت روش تصحیح ریاضی و دقت و صحت روش تصحیح گرافیکی به تأیید رسیده است.

همچنین داده‌های هر پروفیل توسط نرم‌افزار Res2dinv به صورت دوبعدی مدل‌سازی و تفسیر شده است. نتایج حاصل از مدل‌سازی دوبعدی با مدل‌های یک‌بعدی، اطلاعات چاه‌های مجاور و اطلاعات زمین‌شناسی منطقه مقایسه گردیدند. نتایج تفسیر حاکی از آن است که عمق سطح لایه آب زیرزمینی و همچنین با توجه به متغیر بودن مقاومت‌ویژه لایه آبدار، کیفیت آب زیرزمینی (از نظر مقدار املاح یا کل جامدات حل شده (TDS) و رسانندگی الکتریکی (EC) و احتمالاً رس) متغیر است. در نواحی شمالی سطح آب زیرزمینی از عمق کمی برخوردار است به طوری که در بعضی نقاط به ۵ متر نیز

می‌رسد و به تدریج و با حرکت به نواحی جنوبی دشت، عمق سطح آب افزایش پیدا کرده و به ۱۳۰ متر می‌رسد. کیفیت آب زیرزمینی در نواحی شمالی به جز در بعضی نقاط به شدت پایین بوده و از میزان رس و شوری قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. در نواحی جنوبی، کیفیت آب زیرزمینی با توجه به مقادیر بالاتر مقاومت‌ویژه لایه آبدار بالاتر می‌باشد. سنگ کف در نواحی شمالی عمدتاً شیلی بوده و از عمق کمی برخوردار است. در صورتی که در نواحی جنوبی، سنگ کف از رسوبات دانه درشت مقاوم تشکیل شده، که در عمق نسبتاً زیادی قرار دارد. همچنین بر اساس نتایج بدست آمده از تفسیر داده‌های مقاومت‌ویژه یک گسل محلی احتمالی در جنوب غرب منطقه تشخیص داده شده، که نیاز به بررسی‌های بیشتر دارد.

کلمات کلیدی: مدل‌سازی، سونداژ مقاومت‌ویژه، تصحیح منحنی سونداژ شلومبرژه، دشت

مشهد.

مقالات مستخرج از پایان نامه:

سوگندی ر، عرب امیری ع، حافظی مقدس ن، کامکار روحانی ا، (۱۳۹۵)، " مدل سازی یک بعدی داده های مقاومت ویژه جهت تعیین عمق آب و جنس لایه های زمین و مقایسه نتایج با چاه های اطراف "، بیستمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تهران.

فهرست مطالب

۱- کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- روش‌های الکتریکی در ژئوفیزیک	۲
۱-۳- مروری بر مطالعات انجام شده	۴
۱-۴- تاریخچه عملیات اکتشافی انجام شده	۶
۱-۵- هدف و ضرورت مطالعه حاضر	۷
۱-۶- ساختار پایان‌نامه	۷
۲- روش مقاومت‌ویژه	۹
۲-۱- مقدمه	۱۰
۲-۲- تئوری روش مقاومت‌ویژه	۱۰
۲-۳- کاربردها، مزایا و معایب روش مقاومت‌ویژه	۱۴
۲-۴- تقسیم‌بندی مواد مختلف از لحاظ مقاومت‌ویژه	۱۶
۲-۴-۱- عوامل موثر بر میزان مقاومت‌ویژه ظاهری	۱۷
۲-۵- روش‌های برداشت مقاومت‌ویژه الکتریکی	۱۸
۲-۶- نکات عملی قابل توجه در روش سونداژزنی مقاومت‌ویژه	۲۰
۲-۷- ارائه داده‌های سونداژزنی مقاومت‌ویژه	۲۰
۲-۸- ارزیابی و تفسیر داده‌ها	۲۱

۹-۲- بررسی و اکتشاف منابع آب زیرزمینی	۲۲
۲-۹-۱- تقسیم‌بندی سازندها و رسوبات زمین‌شناسی از نظر ذخیره‌سازی و انتقال آب	۲۲
۲-۹-۲- انواع سفره‌های آب زیرزمینی	۲۲
۲-۹-۳- روش مقاومت‌ویژه در بررسی و اکتشاف آب‌های زیرزمینی	۲۳
۳- زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه	۲۵
۳-۱- مقدمه	۲۶
۳-۲- اهمیت منطقه مورد مطالعه	۲۶
۳-۳- موقعیت و مشخصات منطقه مورد مطالعه	۲۷
۳-۳-۱- زمین‌شناسی دشت مشهد-چناران	۳۰
۳-۳-۲- مشخصات آب‌رفت دشت مشهد-چناران	۳۵
۴- ارائه، تعبیر و تفسیر کیفی داده‌های مقاومت‌ویژه	۳۷
۴-۱- نقشه‌های هم مقاومت‌ویژه ظاهری الکتریکی	۳۸
۴-۱-۱- نقشه هم مقاومت‌ویژه ظاهری $AB=200$ متر	۴۰
۴-۱-۲- نقشه هم مقاومت‌ویژه ظاهری $AB=430$ متر	۴۱
۴-۱-۳- نقشه هم مقاومت‌ویژه ظاهری $AB=930$ متر	۴۲
۴-۲- نقشه ایزوپیز دشت مشهد	۴۳
۵- مدل‌سازی و تفسیر یک‌بعدی داده‌های سونداژ الکتریکی	۴۵

۴۶	۱-۵- مقدمه
۴۷	۲-۵- تفسیر کیفی سونداژهای الکتریکی
۴۸	۳-۵- تفسیر کمی سونداژهای الکتریکی
۴۹	۴-۵- تفسیر کمی داده‌های سونداژ ژئوالکتریک در منطقه مورد مطالعه
۵۰	۱-۴-۵- سونداژ B1
۵۷	۵-۵- سونداژ ES5
۶۷	۶- مدل‌سازی و تفسیر دوبعدی داده‌های صحرایی
۶۸	۱-۶- مقدمه
۶۸	۲-۶- روش برداشت سونداژنی الکتریکی قائم پیوسته CVES
۶۹	۳-۶- مدل‌سازی معکوس
۷۰	۱-۳-۶- روش کمترین مربعات گوس- نیوتون
۷۰	۴-۶- تفسیر و مدل‌سازی داده‌های مقاومت‌ویژه توسط نرم‌افزار Res2dinv
۷۱	۱-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل A
۷۳	۲-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل B
۷۴	۳-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل C
۷۵	۴-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل D
۷۶	۵-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل E
۷۸	۶-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل F

۷۹	۶-۴-۷- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل G
۸۰	۶-۴-۸- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل H
۸۱	۶-۴-۹- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل I
۸۳	۶-۴-۱۰- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل J
۸۴	۶-۴-۱۱- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل K
۸۵	۶-۴-۱۲- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل L
۸۶	۶-۴-۱۳- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل M
۸۷	۶-۴-۱۴- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل N
۸۸	۶-۴-۱۵- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل O
۹۰	۶-۴-۱۶- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل P
۹۱	۶-۴-۱۷- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل Q
۹۲	۶-۴-۱۸- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل R
۹۴	۶-۴-۱۹- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل S
۹۷	۷- نتیجه گیری و پیشنهادات
۹۸	۷-۱- نتیجه گیری
۱۰۰	۷-۲- پیشنهادات
۱۰۳	۸- منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۲: نحوه توزیع خطوط جریان و پتانسیل ۱۲
- شکل ۱-۳: موقعیت نقاط سونداژ و پروفیل‌های ژئوالکتریک ۲۸
- شکل ۲-۳: تصویر هوایی محدوده مطالعاتی مشهد-چناران ۲۹
- شکل ۳-۳: نقشه راه‌های دسترسی به محدوده مطالعاتی مشهد-چناران ۳۰
- شکل ۱-۴: (الف) مدل سه‌بعدی توپوگرافی محدوده مطالعاتی مشهد، (ب) نقشه ارتفاعی نقاط سونداژ برداشت شده ۳۸
- شکل ۲-۴: نقشه هم‌مقاومت‌ویژه‌های ظاهری به ازای فاصله الکترودی $AB=200$ ۴۱
- شکل ۳-۴: نقشه هم‌مقاومت‌ویژه‌های ظاهری به ازای فاصله الکترودی $AB=430$ ۴۲
- شکل ۴-۴: نقشه هم‌مقاومت‌ویژه‌های ظاهری به ازای فاصله الکترودی $AB=930$ ۴۳
- شکل ۵-۴: نقشه ایزوپیز منطقه مورد مطالعه، تهیه شده با استفاده از اطلاعات چاه‌های منطقه مورد مطالعه ۴۴
- شکل ۱-۵: نتایج مدل‌سازی مستقیم یا پیشرو حاصل از مدل اولیه تفسیر کمی سونداژ B1 با استفاده از منحنی‌های استاندارد ۵۱
- شکل ۲-۵: مدل برازش داده شده با داده‌های سونداژ B1 ۵۲
- شکل ۳-۵: موقعیت چاه حفاری نسبت به سونداژ B1 ۵۲
- شکل ۴-۵: ستون چینه‌شناسی یک حفاری در نزدیکی سونداژ B1 ۵۳
- شکل ۵-۵: نتایج مدل‌سازی وارون داده‌های سونداژ B1 ۵۳
- شکل ۶-۵: مدل برازش داده شده حاصل از مدل‌سازی وارون با داده‌های سونداژ B1 ۵۴

- شکل ۵-۷: مدل اولیه حاصل از تفسیر داده‌های سونداژ B1 با استفاده از منحنی‌های استاندارد و برازش آن با داده‌های سونداژ..... ۵۵
- شکل ۵-۸: مدل بدست آمده از مدل‌سازی وارون داده‌های سونداژ B1 توسط نرم‌افزار IPI2win و برازش آن با داده‌های سونداژ..... ۵۵
- شکل ۵-۹: نتایج مدل‌سازی مستقیم یا پیشرو حاصل از مدل اولیه تفسیر کمی سونداژ ES5 با استفاده از منحنی‌های استاندارد..... ۵۸
- شکل ۵-۱۰: مدل برازش داده شده با داده‌های سونداژ ES5..... ۵۸
- شکل ۵-۱۱: موقعیت سونداژ ES5 با چاه حفاری و چاه آب مجاور آن..... ۵۹
- شکل ۵-۱۲: ستون چینه‌شناسی یک حفاری در نزدیکی سونداژ ES5..... ۵۹
- شکل ۵-۱۳: نتایج مدل‌سازی وارون داده‌های سونداژ ES5..... ۶۰
- شکل ۵-۱۴: مدل برازش داده شده حاصل از مدل‌سازی وارون با داده‌های سونداژ ES5 .. ۶۰
- شکل ۵-۱۵: مدل اولیه حاصل از تفسیر سونداژ ES5 با استفاده از منحنی استاندارد و برازش آن با داده‌های سونداژ..... ۶۱
- شکل ۵-۱۶: مدل بدست آمده از مدل‌سازی وارون داده‌های سونداژ ES5 توسط نرم‌افزار IPI2win و برازش آن با داده‌های سونداژ..... ۶۱
- شکل ۵-۱۷: مقطع ژئوالکتریکی مربوط به قسمتی از پروفیل I..... ۶۴
- شکل ۵-۱۸: ستون چینه‌شناسی چاه حفاری K..... ۶۴
- شکل ۵-۱۹: نقشه ایزوپیز بدست آمده با استفاده از نتایج حاصل از مدل‌سازی یک‌بعدی در منطقه مورد مطالعه..... ۶۶

- شکل ۶-۱: ترتیب بلوک‌های مستطیلی در مدل‌سازی دوبعدی ۶۹
- شکل ۶-۲: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل A ۷۲
- شکل ۶-۳: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل B ۷۴
- شکل ۶-۴: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل C ۷۵
- شکل ۶-۵: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل D ۷۶
- شکل ۶-۶: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل E ۷۸
- شکل ۶-۷: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل F ۷۹
- شکل ۶-۸: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل G ۸۰
- شکل ۶-۹: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل H ۸۱
- شکل ۶-۱۰: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل I ۸۲
- شکل ۶-۱۱: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع

- دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل J ۸۳
- شکل ۶-۱۲: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع
- دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل K ۸۴
- شکل ۶-۱۳: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع
- دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل L ۸۶
- شکل ۶-۱۴: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع
- دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل M ۸۷
- شکل ۶-۱۵: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع
- دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل N ۸۸
- شکل ۶-۱۶: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع
- دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل O ۸۹
- شکل ۶-۱۷: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع
- دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل P ۹۰
- شکل ۶-۱۸: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع
- دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل Q ۹۲
- شکل ۶-۱۹: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع
- دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل R ۹۳
- شکل ۶-۲۰: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع
- دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل S ۹۵
- شکل ۷-۱: ستون چینه شناسی چاه حفاری نزدیک سونداژ E16 ۹۸

فهرست جداول

جدول ۱-۲: مقاومت ویژه برخی از سنگ‌ها و کانی‌ها ۱۷

جدول ۱-۵: نتایج حاصل از تفسیر سونداژ B1 به کمک روش‌های مختلف ۵۶

جدول ۲-۵: نتایج حاصل از تفسیر سونداژ ES5 به کمک روش‌های مختلف ۶۲

جدول ۳-۵: نتایج مدل‌سازی شده سونداژهای بر روی قسمتی از پروفیل I ۶۵

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

امروزه تلاش برای شناسایی ساختارهای زیرسطحی و دستیابی به منابع زیرسطحی گسترش وسیعی پیدا کرده است که ژئوالکتریک یکی از ابزارهای شناسایی این ساختارها است. در ژئوالکتریک یکی از اهداف برداشت اندازه‌گیری مقاومت‌ویژه الکتریکی است، که به عنوان پایه‌ای برای تشخیص لایه‌بندی و ساختمان داخلی زمین تلقی می‌شود (Fadele et al., 2013). این روش ابزار مناسبی جهت متمایز کردن و جدا کردن لایه‌های زیرسطحی و تعیین ضخامت آنها و همچنین اکتشاف آب‌های زیرزمینی می‌باشد.

بافت خاک یکی از خصوصیات فیزیکی خاک است که از نظر عمومی اشاره به ریزی و درشتی ذرات خاک دارد، اما به لحاظ علمی ترکیب نسبی اجزای تشکیل دهنده‌ی خاک را گویند (نظرزاده اوغاز و همکاران، ۱۳۹۲). خصوصیات فیزیکی متاثر از نوع خاک شامل تخلل، نفوذپذیری و تراکم پذیری خاک می‌باشد. تقسیم‌بندی خاک‌ها از نظر اندازه ذرات شامل رس، سیلت، ماسه، شن می‌باشد (قبادی، ۱۳۹۰). دامنه‌های مرتفع و ارتفاعات واقع در مجاورت دشت‌های بزرگ منابع تهیه مواد رسوبی می‌باشند. گراول و ماسه‌های حمل شده در نهرها بصورت نوارهای پهنی در دشت‌های بزرگ و کوچک رسوب می‌کنند. سفره آب‌های واقع در این دشت‌ها مستقیماً از نزولات جوی و از نهرهای سطحی تغذیه می‌شوند. دشت‌های آبرفتی ساحلی تا اندازه زیادی از مواد آبرفتی شکل گرفته‌اند و به تدریج به منشأ دریایی تبدیل می‌شوند.

۱-۲- روش‌های الکتریکی در ژئوفیزیک

کاوش‌های الکتریکی با آشکارسازی اثرهای سطحی حاصل از عبور جریان در داخل زمین سر و کار دارند. در مقایسه با دیگر روش‌های ژئوفیزیک نظیر گرانی، مغناطیس و رادیو اکتیویته که در

آنها تنها یک میدان نیرو یا ویژگی بی‌هنجار مورد استفاده قرار می‌گیرد، روش‌های الکتریکی از انواع بیشتری برخوردارند. با بکارگیری روش‌های الکتریکی می‌توان پتانسیل‌ها، جریان‌ها و میدان‌های الکترومغناطیس را که به طور طبیعی در زمین موجودند و یا به طور مصنوعی در آنها ایجاد می‌شوند، اندازه‌گیری کرد. روش‌های الکتریکی اغلب بر حسب نوع منبع انرژی مورد استفاده (طبیعی یا مصنوعی) طبقه‌بندی می‌شوند (Telford et al., 1991).

هدف اصلی عمده روش‌های الکتریکی، اندازه‌گیری مقاومت‌ویژه الکتریکی زمین است. در این روش‌ها، برای این‌که یک ویژگی زیرزمینی مشخص شود باید مقاومت‌ویژه الکتریکی آن به طور بارزی متفاوت از محیط اطرافش باشد. بنابراین استفاده از روش‌های الکتریکی، به حالت‌هایی که یک تباین مقاومت‌ویژه^۱ وجود داشته باشد، محدود می‌شود. در این روش‌ها ویژگی‌های زمین‌شناسی، آب‌های زیرزمینی و سایر خصوصیات موجود، به طور مستقیم اندازه‌گیری نمی‌شود. این بدان معنی است که برای تفسیر مناسب داده‌های الکتریکی نیاز به یک سری اطلاعات خارجی می‌باشد (Zong Engineering and research organization, 1994).

روش‌های مقاومت‌ویژه بر پایه پاسخ زمین به جریان الکتریکی است. در این روش، جریان الکتریکی به زمین ارسال و الکترودهای پتانسیل، اختلاف پتانسیل بین آنها را اندازه‌گیری می‌کنند و می‌توان امپدانس مواد زیرسطحی را بدست آورد. مقاومت‌ویژه ظاهری تابعی از امپدانس اندازه‌گیری شده (نسبت پتانسیل به جریان) و هندسه آرایش الکترودها می‌باشد. بسته به هندسه مطالعه، داده‌های مقاومت‌ویژه ظاهری به صورت سونداژهای یک‌بعدی و پروفیل‌های دوبعدی به منظور آشکارسازی مناطق آنومالی رسم می‌شوند.

در عمق‌های کم، حضور آب باعث ایجاد اختلاف رسانندگی می‌شود. اندازه‌گیری مقاومت‌ویژه

¹ Resistivity contrast

(عکس رسانندگی) به طور کلی مقیاسی از اشباع‌شدگی آب و ارتباط خلل و فرج است. به دلیل این که آب دارای مقاومت‌ویژه کم است و جریان الکتریکی مسیری با کمترین مقاومت را طی می‌کند. افزایش اشباع‌شدگی، شوری آب زیرزمینی و تخلخل سنگ (حفرات پر از آب) و همچنین افزایش تعداد شکستگی (پر شده از آب) همه تمایل به کاهش مقاومت‌ویژه اندازه‌گیری شده دارند. افزایش تراکم خاک‌ها و واحدهای سنگی باعث خارج شدن آب از خلل و فرج شده و به طور موثری باعث افزایش مقاومت‌ویژه می‌شود. هوا، با طبیعت مقاومت‌ویژه بالا، نتایجی عکس نسبت به آب در هنگام پر کردن در خلل و فرج می‌دهد، به طوری که حضور آب مقاومت‌ویژه را کاهش می‌دهد، حضور هوا در خلل و فرج باید مقاومت‌ویژه را کاهش دهد.

گستره‌ی تغییرات مقاومت‌ویژه‌ی مواد مختلف به جنس و اندازه‌ی دانه‌ها، خردشدگی، درصد تخلخل و درصد شکستگی‌های پر شده از آب بستگی دارد (Ibeneme et. al., 2013).

۱-۳- مروری بر مطالعات انجام شده

یاداو^۱ و ابوالفضلی^۲ (۱۹۹۸) از سونداژهای ژئوالکتریکی به روش شلومبرژه و روابط آنها با پارامترها هیدرولیکی در مناطق نیمه‌خشک جالور^۳ در شمال غرب هند استفاده نمودند. آنها برای مدل‌سازی پارامترهای هیدرولیکی و مقاومت‌ویژه از نرم‌افزار AIMRESI استفاده نمودند و در نهایت مقاومت‌ویژه محاسبه شده آبخوان تطابق بسیار خوبی با اطلاعات منطقه داشت. اسفهان‌ی^۴ (۲۰۰۶) از روش ژئوالکتریکی سونداژزنی به روش شلومبرژه برای توصیف شرایط آبخوان در منطقه نیمه‌خشک در دره‌ی خناسر^۵ در سوریه استفاده کرد و هدایت هیدرولیکی و ضریب گذرده‌ی محاسبه شده به وسیله‌ی

¹ Yadav

² Aboalfazli

³ Jalore

⁴ Asfahani

⁵ Khanasser

روش‌های ژئوفیزیکی و پارامترهای حاصل از پمپاژ چاه‌های منطقه مورد مطالعه را مورد مقایسه قرار داد. همچنین نتیجه گرفت که می‌توان برای مدل‌سازی و به نقشه در آوردن آبخوان از هدایت هیدرولیکی و ضریب گذردهی استفاده کرد. در همین سال آکاوالسیا^۱ (۲۰۰۶) ساختار زیرزمینی و تغییرات آبخوانی در فلات جوز^۲ در نیجریه را با استفاده از سونداژزنی مقاومت‌ویژه بررسی نمود. در این مطالعه گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در سنگ بستر مشخص شدند؛ که مسبب ایجاد یک لایه آبدار با پتانسیل بالا بودند. بلو و ماکیند^۳ (۲۰۰۷) به تشخیص مناطق با پتانسیل بالای آبدهی در آبخوانی در جنوب غرب نوپه^۴ در نیجریه با استفاده از روش (VES) پرداختند و توانستند تعداد لایه‌ها، جنس رسوبات آبرفت، ضخامت آبخوان، مقادیر مقاومت‌ویژه آبخوان و سنگ بستر را تشخیص دهند. در سال ۱۳۹۰، حسن‌آبادی و همکاران جهت بررسی رسوبات آبرفتی دشت بیجار جهت تفکیک لایه‌ها و تشخیص سنگ کف تعداد ۲۰۰ نقطه برای عملیات سونداژ قائم الکتریکی بروی ۹ پروفیل با استفاده از آرایه شلومبرژه را در نظر گرفتند که تفسیر منحنی‌های سونداژ قائم الکتریکی و مدل‌سازی داده‌های ژئوالکتریکی به ترتیب توسط نرم‌افزارهای IPI2win و Res2dinv صورت پذیرفت.

ایبنم^۵ و همکاران (۲۰۱۳) به ارزیابی ژئوالکتریکی محل پیشنهادی سد در اطراف رودخانه اوجی در جنوب شرقی نیجریه با استفاده از آرایش شلمبرژه متقارن پرداختند. که جنس لایه‌های خاک را در منطقه مذکور بدست آوردند. . چدو^۶ و همکاران (۲۰۱۴) نیز خصوصیات الکتریکی ساختار سنگ زیر رودخانه ادونی^۷ در جنوب شرقی نیجریه را با آرایش شلومبرژه مورد بررسی قرار دادند.

^۶ Akaolisa

^۷ Jos Plateau

^۸ Bello & Makinde

^۹ Nupe

^۱ Ibeneme

^۲ Nchedo

^۳ Idonyi

۱-۴- تاریخچه عملیات اکتشافی انجام شده

تا کنون هفت مرحله مطالعات ژئوالکتریک با هدف مطالعه آبخوان در سطح محدوده مطالعاتی مشهد-چناران انجام شده است. قابل ذکر است برای اهداف دیگر همچون ریز پهنه بندی لرزه‌ای نیز مطالعات ژئوالکتریک صورت گرفته است. به طور مثال حافظی مقدس و آزادی (۱۳۸۶) مطالعات ریزپهنه‌بندی لرزه‌ای شهر مشهد را انجام داده‌اند.

تا سال ۱۳۶۶ شش مرحله از مطالعات ژئوالکتریک صورت گرفته است، که جمعا ۳۷۲ سونداژ الکتریک و در قالب ۴۱ پروفیل برداشت گردیده‌است.

اولین مرحله مطالعات در سال ۱۳۴۲ توسط کمپانی ژنرال ژئوفیزیک (GGC) با برداشت ۵۶ سونداژ الکتریک صورت گرفته است. در ادامه در سال ۱۳۴۸، ۹۰ سونداژ الکتریکی دیگر توسط همین شرکت برداشت گردیده است، در سال ۱۳۴۹ بخش غربی محدوده مشهد توسط شرکت مهندسی ست‌کوپ با برداشت ۱۱۴ سونداژ الکتریکی در قالب ۱۱ پروفیل مورد بررسی قرار گرفته است. در ادامه در سال ۱۳۵۲، شرکت مهندسین مشاور آب‌کاو شرق با برداشت ۴۸ سونداژ در قالب ۹ پروفیل خصوصیات آبخوان آبرفتی دشت مشهد چناران را مورد بررسی قرار داده‌است. مطالعات ژئوفیزیکی در سازندهای آهکی برای اولین بار در این محدوده با روش ژئوالکتریک در سال ۱۳۷۶ در بخشی از ارتفاعات دشت مشهد چناران (حد واسط شرق مشهد تا شرق قوچان، ناحیه بهمن جان علیا و دهبار) توسط شرکت مهندسین مشاور زمین فیزیک پویا در قالب مطالعات نیمه تفصیلی سازندهای حوضه آبریز کشف‌رود صورت گرفته است (سعادت، ۱۳۹۳).

شرکت مهندسین مشاور سازند آب‌پارس به سفارش شرکت سهامی آب منطقه‌ای خراسان رضوی، از نیمه دوم فروردین ماه ۱۳۸۷ و به مدت قریب به دو ماه طی یک عملیات میدانی فشرده نسبت به برداشت ۳۰۰ سونداژ الکتریک در بخش غربی دشت مشهد اقدام نمود (شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی، ۱۳۸۷).

۱-۵- هدف و ضرورت مطالعه حاضر

روش‌های ژئوفیزیکی از جمله روش‌های ارزان قیمت و متداول جهت شناسایی وضعیت زیرسطحی، آب‌های زیرزمین و خصوصیات آبرفت می‌باشد. تفسیر دقیق‌تر نتایج ژئوالکتریک با استفاده از مدل‌سازی و وارون‌سازی داده‌ها امکان بهره‌گیری بیشتر از این روش را برای اهداف کاربردی نظیر ارزیابی ساختگاه‌های مهندسی، شناسایی آبخوان، ارزیابی خوردگی خاک و ... در اختیار قرار می‌دهد. هدف از این پایان تعیین شناسایی شناسایی ساختارهای زمین‌شناسی منطقه و لایه‌های آبدار و گسل‌های احتمالی با استفاده از داده‌های ۲۸۴ سونداژ ژئوالکتریک بر روی ۱۹ پروفیل موجود در دشت مشهد است؛ و در ضمن به کمک داده‌های چاه‌های حفاری و پیزومتری که در منطقه موجود می‌باشد، سعی در بررسی صحت نتایج داریم. همچنین مدل‌سازی و تفسیر یک بعدی داده‌های سونداژ مقاومت‌ویژه را با دو نرم‌افزار IX1D و IPI2win انجام شده که با هم مقایسه شده است. در پایان مدل‌سازی دوبعدی داده‌های سونداژ مقاومت‌ویژه توسط نرم‌افزار Res2dinv صورت گرفته است.

۱-۶- ساختار پایان‌نامه

تحقیق پیش رو در هفت فصل تنظیم شده است. در فصل اول ضمن ارائه یک مقدمه و بیان مساله، اهداف پایان‌نامه شرح داده شده است. در فصل دوم مباحثی در مورد اصول و روش مقاومت‌ویژه مطرح شده است. در فصل سوم به زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است. در فصل چهارم به آرایه و تعبیر و تفسیر کیفی داده‌ها می‌پردازیم. در فصل پنجم تفسیر یک‌بعدی ۲۸۴ سونداژ با استفاده از منحنی‌های استاندارد و نرم‌افزارهای IX1D و IPI2win انجام شده است. در فصل ششم مدل‌سازی و تفسیر دوبعدی ۱۹ پروفیل با استفاده از نرم‌افزار Res2dinv انجام شده است. در فصل هفتم با استفاده از نتایج حاصل از مدل‌سازی و تفسیر، نتیجه‌گیری و پیشنهاداتی ارائه شده است.

فصل دوم

روش مقاومت ویژه

۲-۱- مقدمه

در روش مقاومت‌ویژه با استفاده از تزریق جریان مستقیم به زمین، اختلاف پتانسیلی ایجاد می‌شود که می‌توان این اختلاف پتانسیل را اندازه‌گیری نمود و از رابطه بین جریان و پتانسیل مقاومت‌ویژه ظاهری زمین را محاسبه نمود. در این روش با عبور جریان الکتریکی از درون زمین، روی سطح زمین آثار قابل ثبت، مشاهده می‌شود. واضح است که ویژگی این آثار متناسب با ویژگی‌های درونی زمین تغییر می‌کند. روش اندازه‌گیری این آثار بر پتانسیل‌های الکتریکی یا میدان‌های الکترومغناطیسی متکی است. در حقیقت این روش بر رسانایی یا قابلیت هدایت الکتریکی سنگ‌ها و کانی‌ها استوار است.

۲-۲- تئوری روش مقاومت‌ویژه

مقاومت‌ویژه الکتریکی، اطلاعاتی از شکل و ویژگی‌های الکتریکی ناهمگنی‌های زیر سطح زمین را نشان می‌دهد. در مورد رسانایی مواد با مقاومت الکتریکی R ، طول L ، و سطح مقطع A در زیر سطح زمین، رابطه (۱-۲) برقرار است:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (1-2)$$

بر اساس قانون اهم معادله اخیر به شکل زیر در می‌آید:

$$\rho = \frac{\Delta V \cdot A}{I \cdot L} \quad (2-2)$$

که در این رابطه، ρ مبین مقاومت‌ویژه الکتریکی، I شدت جریان الکتریکی، ΔV برابر اختلاف پتانسیل و L طول استوانه فرضی می‌باشد. رابطه اخیر برای تعیین مقاومت‌ویژه محیط همگن^۱ و

¹ Homogeneous

همسانگرد^۱ مناسب می‌باشد، اما برای یک محیط ناهمگن و ناهمسانگرد باید مقاومت ویژه را در هر نقطه تعیین نمود. اگر پارامترهای A و L به اجزای بینهایت کوچکی تقسیم شوند، مقاومت ویژه الکتریکی برای هر جز مطابق رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$\rho = \frac{\lim_{L \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{L}}{\lim_{A \rightarrow 0} \frac{I}{A}} \quad (3-2)$$

در حقیقت این رابطه بیان دیگری از قانون اهم است. بنیادی‌ترین قانون فیزیکی که تئوری روش مقاومت ویژه الکتریکی بر اساس آن پایه‌ریزی می‌شود، قانون اهم می‌باشد.

$$J = \sigma E \quad (4-2)$$

در این رابطه، σ برابر رسانندگی الکتریکی محیط، J نشان‌دهنده چگالی جریان و E برابر شدت میدان الکتریکی محیط می‌باشد. اندازه مقاومت ویژه الکتریکی (ρ) برابر با وارون رسانندگی (σ) می‌باشد. در عمل، آن چه که اندازه‌گیری می‌شود، اختلاف پتانسیل میدان الکتریکی می‌باشد. ارتباط بین شدت میدان الکتریکی و پتانسیل الکتریکی طبق رابطه (۵-۲) تعریف می‌شود (Loke, 2004a).

$$E = -\nabla(\phi) \quad (5-2)$$

در این رابطه ϕ پتانسیل الکتریکی است. از دو رابطه اخیر نتیجه می‌شود:

$$J = -\sigma \nabla(\phi) \quad (6-2)$$

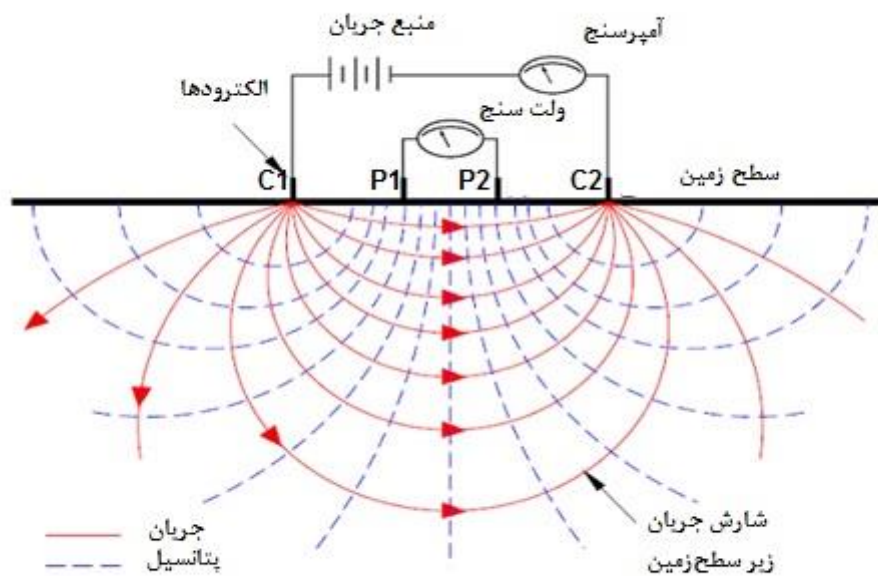
در همه برداشت‌ها منبع جریان به صورت نقطه‌ای می‌باشد. در یک زمین همگن و همسانگرد رابطه بین اندازه پتانسیل و مقاومت ویژه زمین به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\phi = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (7-2)$$

² Isotrop

در این رابطه r فاصله الکتروود مورد نظر از منبع جریان، ϕ برابر اندازه پتانسیل الکتریکی از نقطه‌ای به فاصله r از منبع جریان و I مبین اندازه جریان الکتریکی می‌باشند.

در شکل (۱-۲) چگونگی توزیع جریان و نحوه توزیع پتانسیل الکتریکی ایجاد شده، در اثر شارش جریان به وسیله‌ی الکتروودهای پتانسیل را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۲: نحوه توزیع خطوط جریان و پتانسیل (corvallis, 2000).

اندازه پتانسیل الکتریکی ایجاد شده به وسیله دو الکتروود جریان در فاصله معلومی از یک زمین همگن و همسانگرد، مطابق رابطه (۸-۲) محاسبه می‌شود.

$$\phi = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{c1}} - \frac{1}{r_{c2}} \right) \quad (۸-۲)$$

در این رابطه r_{c1} فاصله نقطه مورد نظر از الکتروود C_1 و r_{c2} مبین فاصله همان الکتروود از C_2 است. در شکل (۱-۲) نمونه‌ای از یک آرایش چهار الکتروودی نشان داده شده است. در این شکل، الکتروودهای C_1 و C_2 نشان‌دهنده الکتروودهای جریان و الکتروودهای P_1 و P_2 ، الکتروودهای پتانسیل

می‌باشند. در این آرایش چهارالکترودی، اختلاف پتانسیل الکتریکی ایجاد شده، بین دو الکتروود پتانسیل، طبق رابطه (۹-۲) محاسبه می‌شود.

$$\Delta(\phi) = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{c1p1}} - \frac{1}{r_{c2p1}} - \frac{1}{r_{c1p2}} + \frac{1}{r_{c2p2}} \right) \quad (9-2)$$

که در آن $\Delta(\phi)$ برابر اختلاف پتانسیل ایجاد شده بین دو الکتروود پتانسیل، r_{c1p1} فاصله بین الکتروودهای C_1 و P_1 برابر فاصله بین الکتروودهای C_1 و P_2 است و به همین ترتیب r_{c2p2} فاصله بین الکتروودهای C_2 و P_2 است. بعد از اندازه‌گیری اختلاف پتانسیل می‌توان اندازه مقاومت ویژه ظاهری زمین را طبق رابطه (۱۰-۲) محاسبه نمود.

$$\rho_a = K \frac{\Delta(\phi)}{I} \quad (10-2)$$

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_{c1p1}} - \frac{1}{r_{c2p1}} - \frac{1}{r_{c1p2}} + \frac{1}{r_{c2p2}} \right)} \quad (11-2)$$

در این رابطه ρ_a مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری زمین و K فاکتور هندسی^۱ برای آرایش مورد استفاده، خوانده می‌شود. فاکتور هندسی، بستگی به چگونگی آرایش چهار الکترودی در هر آرایش دارد. دستگاه‌های اندازه‌گیری مقاومت ویژه، معمولاً مقدار مقاومت زمین $\left(\frac{\Delta(\phi)}{I} \right)$ را اندازه‌گیری می‌کنند. رابطه بین مقاومت اندازه‌گیری شده توسط دستگاه و مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری به صورت رابطه (۱۲-۲) تعریف می‌شود (Loke, 2004a; Reynolds, 1997).

$$\rho_a = KR \quad (12-2)$$

در زمین‌های همگن و همسانگرد، مقاومت ویژه بدست آمده از این معادله، ثابت و مستقل از فاصله الکتروودی و موقعیت الکتروودها در سطح زمین است. در این حالت، مقاومت ویژه به دست آمده، مقاومت ویژه واقعی یا حقیقی زمین^۲ مورد نظر می‌باشد. در صورت وجود ناهمگنی زیر سطحی، مقدار

¹ Geometric factor

² True earth resistivity

مقاومت‌ویژه اندازه‌گیری شده، مقاومت‌ویژه ظاهری هستند (Mooney, 1980).

رابطه بین مقاومت‌ویژه حقیقی و ظاهری رابطه پیچیده‌ای است. برای تعیین مقاومت‌ویژه حقیقی توده‌های زیرسطحی از روی مقادیر ظاهری آن، از روش‌های معکوس‌سازی توسط نرم‌افزارهای کامپیوتری استفاده می‌شود (Loke, 2004a).

۲-۳- کاربردها، مزایا و معایب روش مقاومت‌ویژه

از کاربرد روش مقاومت‌ویژه می‌توان به موارد زیر اشاره کرد (کلاگری ۱۳۷۱; Mooney, 1980):

(۱) مطالعه آب‌های زیرزمینی جهت تعیین سطح و عمق آب‌های زیرزمینی، مرز آب شور و شیرین و محل کانال‌های رودخانه‌ای مدفون.

(۲) کارهای مهندسی عمران و راه، برای تعیین ضخامت آبرفت‌ها، عمق سطح سفره آبدار، عمق سنگ‌بستر، اکتشاف گسل‌ها و شناسایی حفره‌های زیر سطحی و لایه‌های رسی.

(۳) اکتشافات معدنی (سولفیدها، اکسیدها و به طور کلی کانی‌هایی که دارای جلای فلزی باشند) و به ویژه در شناسایی زون‌های خرد شده گسله که ارتباط نزدیکی با کانی‌های فلزی دارند.

(۴) در مطالعات ژئوترمال به کمک نقشه‌های هم‌مقاومت‌ویژه می‌توان مسیر خط گسلی که معمولاً در امتداد آن‌ها چشمه‌های آب گرم و آبفشان‌ها خارج می‌شوند مشخص نمود.

(۵) در بررسی مسائل زیست محیطی جهت شناسایی زون‌های آلوده زیر سطحی، ترسیم آن‌ها و تعیین گسترش این آلودگی‌ها با زمان بسیار سودمند است.

(۶) در اکتشافات باستان‌شناسی که اکثراً برای اکتشاف و ترسیم پی دیواره‌ها به کار می‌رود.

از مزایای روش مقاومت‌ویژه در مقایسه با سایر روش‌های ژئوفیزیکی (مانند لرزه‌شناسی، گرانی‌سنجی و...) و یا روش‌های اکتشافی مستقیم (مانند حفاری و...) و می‌توان به موارد زیر اشاره کرد (Mooney, 1980; Donald et al, 1990; Tezel, 2002):

۱) انعطاف‌پذیری (استفاده از روش مقاومت‌ویژه در هر مرحله از اکتشاف مثل شناسایی اولیه یا اکتشاف تفصیلی، مانند تعیین جزئیات زیر سطحی امکان پذیر است).

۲) روشی نسبتاً سریع و آسان برای برداشت داده‌ها است.

۳) تئوری ساده و روانی دارد.

۴) در مقایسه با دیگر روش‌های الکتریکی همچون الکترومغناطیس، کمتر به نوفه حساس است.

۵) هزینه‌های صحرایی پایین در برداشته و به تعداد کمی پرسنل یا نیروی انسانی برای برداشت نیاز دارد.

۶) دستگاه‌ها در این روش سبک و قابل حمل است (هرچند که مشکلات عملی که در حمل چندین الکتروود و سیم‌های بلند در دشت‌ها و جنگل‌های ناهموار وجود دارد را می‌توان عیب این روش نیز برشمرد).

۷) تفسیر کمی داده‌ها را می‌توان هم از طریق مدل‌سازی کامپیوتری و هم با استفاده از منحنی‌های استاندارد انجام داد. علاوه بر این تفسیر کیفی داده‌ها به طور مستقیم صورت می‌گیرد.

۸) جهت اکتشاف لایه‌های کم‌عمق یا ناپیوستگی‌های قائم که دارای تباین مقاومت‌ویژه با محیط اطراف هستند، عملکرد خوبی دارد.

برخی از محدودیت‌های این روش عبارتند از (Mooney, 1980; Telford et. al., 1991; Fox et. al., 2002).

۱) با توجه به گستردگی دامنه تغییرات مقاومت‌ویژه تعبیر و تفسیرها قدری مبهم هستند، مخصوصاً در مناطق تکتونیزه این ابهام بیشتر است. مقایسه و تطبیق با نقشه زمین‌شناسی می‌تواند تا حدی این ابهام را کاهش دهد.

۲) عمق نفوذ این روش محدود می‌باشد (به دلیل محدودیت در تزریق جریان الکتریکی و گسترش کابل‌های طویل بر روی زمین). علاوه بر این روبراه‌های رسانا مثل رس‌ها و مارن‌ها نیز عمق نفوذ را کاهش می‌دهند.

- (۳) همانند اکثر روش‌های ژئوفیزیکی دیگر، توپوگرافی تاثیر منفی بر روی داده‌های مقاومت‌ویژه دارد. توپوگرافی موجب پراکندگی موضعی و تمرکز توزیع جریان در نزدیک سطح می‌شود؛ که این موضوع سبب تشکیل تمرکزهای کاذب مقاومت‌ویژه به علت وجود عوارض زمینی در داده‌های صحرایی می‌شود.
- (۴) تاسیسات بشری مانند ساختمان‌ها، کابل‌های برق و تلفن، لوله‌های فلزی و امثال آن‌ها، داده‌های اندازه‌گیری شده را به نوفه آلوده می‌سازند.
- (۵) این روش مانند تمامی روش‌های ژئوفیزیکی و ژئوالکتریکی به غیر از روش پلاریزاسیون القایی در اکتشاف مواد معدنی پراکنده، که ذرات کانی‌ها به هم اتصال کارایی ندارد.
- (۶) در برخی موارد، مدل‌های ژئوالکتریکی حاصل، با مدل زمین‌شناسی مربوطه بسیار تفاوت دارد.
- (۷) ابهام در تفسیر داده‌های مقاومت‌ویژه باعث می‌شود که چندین مدل ژئوالکتریکی (یا زمین‌شناسی) را به یک مجموعه داده برداشت شده از یک محل نسبت داد. بنابراین اطلاعات جانبی مانند اطلاعات زمین‌شناسی برای تفسیر نتایج ضروری است.
- (۸) دقت تخمین عمق این روش در مقایسه با روش‌هایی مثل لرزه‌نگاری یا حفاری کمتر است.
- (۹) به علت کم بودن عمق اکتشاف و همچنین خصوصیات فنی و الکتریکی روش مزبور، این روش در اکتشافات نفتی کاربرد ندارد.

۲-۴- تقسیم‌بندی مواد مختلف از لحاظ مقاومت‌ویژه

به طور کلی مقاومت‌ویژه سنگ‌ها عمدتاً به میزان خوردشدگی، درصد تخلخل و درصد شکستگی‌ها در سنگ‌ها بستگی دارد. اما نکته قابل توجه، هم‌پوشانی مقادیر مقاومت‌ویژه سنگ‌ها و خاک‌ها می‌باشد. این بدین دلیل است که مقاومت‌ویژه الکتریکی سنگ یا خاک به عوامل دیگری مثل تخلخل، اشباع آب و غلظت نمک‌های غیر محلول نیز وابسته می‌باشد (کلاگری، ۱۳۷۱). جدول (۱-۲)

گستره مقاومت ویژه برخی مواد را نشان می دهد.

جدول ۱-۲: مقاومت ویژه برخی از سنگ ها و کانی ها (Telford, et al., 1990).

مقاومت ویژه الکتریکی بر حسب اهم متر	نوع آب یا سنگ
۲/.	آب دریا
۱۰-۳۰	آب سفره های آبرفتی
۵۰-۱۰۰	آب چشمه طبیعی
۱۰۰-۱۰۰۰۰	شن و ماسه خشک
۲۰-۲۰۰۰	شیل
۳۰-۷۰	مارن
۱-۱۰۰	رس
۲۰۰-۶۰۰۰	بوکسیت
۱۲۰-۱۵۰۰	لاتریت
۵۰-۱۰۰۰۰۰۰۰	آهک
۳۵۰-۵۰۰۰	دولومیت
۵۰-۳۰۰	ماسه سنگ آرژلیتی
۱۰۰-۳۰۰	شیست آرژیلیتی تخریب شده
۳۰۰-۳۰۰۰	شیست سالم

۲-۴-۱- عوامل موثر بر میزان مقاومت ویژه ظاهری

عوامل متعددی بر مقدار مقاومت ویژه در یک برداشت موثر است. از مهمترین این عوامل می توان

به موارد زیر اشاره نمود:

جنس لایه های زیر سطحی: یکی از مهمترین کاربردهای روش مقاومت ویژه در شناسایی جنس

لایه‌ها و توده‌های زیر زمینی می‌باشد. این توانایی از آن جهت حاصل می‌شود که هر ماده مقاومت‌ویژه خاص خود را دارد به عنوان مثال در مورد جنس سنگ‌ها، سنگ‌های آذرین و دگرگونی مقاومت‌ویژه بالاترین نسبت به سنگ‌های رسوبی دارند و یا وجود رس مقاومت‌ویژه را کاهش می‌دهد. بدین ترتیب با قرائت مقاومت‌ویژه در هر برداشت و با کمک اطلاعات زمین‌شناسی می‌توان به طور تقریبی جنس ماده زیر سطحی را تعیین کرد.

میزان آب موجود در خلل و فرج سنگ‌ها و خاک‌های زیر سطحی: به دلیل آن که آب به عنوان یک رسانای خوب در طبیعت موجود است، با افزایش میزان آب در لایه‌های زیر سطحی، مقاومت‌ویژه این لایه‌ها کاهش می‌یابد. روش مقاومت‌ویژه به دلیل وجود این خاصیت یکی از موفق‌ترین روشهای اکتشاف آب‌های زیر زمینی می‌باشد.

دو عامل بالا را می‌توان به عنوان مهم‌ترین عوامل تعیین کننده مقاومت‌ویژه ذکر کرد. با این حال علاوه بر این عوامل، عوامل زیاد دیگری در میزان مقاومت‌ویژه نقش دارند که برخی از آن‌ها عبارتند از: میزان شوری آب موجود در سازند، میزان خلل و فرج موجود در سنگ، وجود شکستگی‌ها در سنگ‌ها، وجود مواد (مثل مواد معدنی) رسا در متن سنگ میزبان، درجه حرارت، نفوذپذیری، اندازه رسوبات و... (Marescot, 2006).

۲-۵- روش‌های برداشت مقاومت‌ویژه الکتریکی

داده‌های مقاومت‌ویژه به صورت یک‌بعدی و دوبعدی به دست می‌آیند. به طور کلی برداشت‌های یک‌بعدی مقاومت‌ویژه، جهت بررسی تغییرات جانبی عمقی به دو روش پروفیل‌زنی و سونداژزنی صورت می‌پذیرد. در این تحقیق برای بررسی هم‌زمان تغییرات مقاومت‌ویژه در جهات مختلف از روش برداشت سونداژزنی قائم پیوسته استفاده شده است. روش سونداژزنی الکتریکی قائم پیوسته^۱ (CVES)، در

¹ Continuous Vertical Electric sounding

حقیقت از تعدادی سونداژ الکتریکی تشکیل شده؛ که در یک پروفیل خطی برداشت شده‌اند و در نتیجه می‌توانند به صورت دوبعدی نیز تفسیر شوند (Molano, et. al., 1990).

در این روش هدف اولیه بررسی زمین به صورت یک‌بعدی است و برداشت در آن با آرایه شلومبرژه انجام می‌شود. با برداشت خطی چندین سونداژ امکان تفسیر دوبعدی میسر خواهد شد. به دلیل حساسیت کم آرایه شلومبرژه به تغییرات جانبی، بهتر است این مدل‌سازی را یک مدل‌سازی ۱/۵ بعدی دانست. آرایه شلومبرژه در نشان دادن تغییرات هموار مقاومت‌ویژه، قوی‌تر از دیگر آرایه‌ها است. از این‌رو روش برداشت CVES در زمین‌های با تغییرات عمقی هموار نتایجی قابل قبولی ارائه می‌دهد (Muiuane and Padersen, 1999).

در سونداژهای ژئوالکتریک، تغییرات عمقی مقاومت‌ویژه و لایه‌بندی‌های موجود، با استفاده از آرایش‌هایی که فاصله میان بعضی از الکترودها و یا همه آن‌ها به طور متقارن افزایش می‌یابد، بررسی می‌شوند. مقادیر مقاومت‌ویژه با توجه به فاصله بروری نمودارهای لگاریتمی (هر دو محور لگاریتمی) رسم می‌شوند. اگرچه روش‌هایی برای تفسیر شیب لایه‌ها نیز پیشنهاد شده، سونداژزنی ژئوالکتریک تنها در مواقعی که فصل مشترک لایه‌ها افقی باشد به‌خوبی جواب می‌دهد (Milson, 2003).

در روش سونداژ الکتریکی موقعیت مرکز آرایش ثابت مانده و در هر مرحله بسته به نوع آرایش، الکترودها نسبت به محل مرکز آرایش جابجا شده و در فاصله مشخص دورتری قرار می‌گیرند. با انجام این عمل، جریان به اعماق پایین‌تر نفوذ کرده و می‌توان اطلاعاتی از لایه‌های در اعماق پایین‌تر به دست آورد.

در روش پروفیل‌زنی فاصله میان الکترودهای جریان و پتانسیل ثابت باقی مانده ولی موقعیت مرکز آرایش با جابجایی کل الکترودها در هر مرحله تغییر می‌کند به این ترتیب می‌توان تغییرات جانبی لایه‌ها را در یک عمق معین بررسی کرد. از کاربردهای مهم این روش می‌توان به اکتشاف گسل‌ها و دایک‌ها، حفرات، رودخانه‌های مدفون و دیگر ساختارهای قائم با شیب زیاد اشاره کرد. مواقعی که

احتیاج به تهیه شبه‌مقاطع‌ی از مقاومت‌ویژه توده‌های زیر سطحی است، داده‌ها به‌صورت دوبعدی برداشت می‌شوند.

برای اندازه‌گیری‌های داده‌های مقاومت‌ویژه آرایش‌های الکترودی مختلفی پیشنهاد شده است. از مهمترین آرایش‌هایی که در روش مقاومت‌ویژه به کار برده می‌شوند، می‌توان به آرایش‌های وئر، وئر-شلومبرژه، شلومبرژه، دوقطبی-دوقطبی، قطبی-دوقطبی و گرادیان اشاره کرد. پر کاربردترین این آرایش‌ها، آرایش وئر، شلومبرژه و دوقطبی-دوقطبی می‌باشد (Loke, 2004a).

۲-۶- نکات عملی قابل توجه در روش سونداژزنی مقاومت‌ویژه

در برداشت‌های صحرایی به روش سونداژزنی مقاومت‌ویژه، موقعیت، جهت‌یابی و نوع آرایش مورد استفاده برای هر سونداژ، یادداشت می‌شوند. محیط و منطقه برداشت باید به طور کلی و به وضوح شرح داده شده و هر مطلب خاصی از قبیل علت انتخاب یک جهت مشخص، بیان شوند. احتمال تغییرات قابل توجه در جریان و مقادیر ولتاژ وجود دارد و محدوده‌های مورد استفاده برای هر قرائت باید ثبت شود.

در هنگام استفاده از آرایش شلومبرژه، اپراتور قادر به دیدن و کنترل الکترودهایی که در نزدیک وی قرار دارند، می‌باشد اما برای تهیه توضیحات مربوط به الکترودهایی که در فاصله دورتر قرار دارند باید یا به گزارش‌های دست دوم اعتماد کنند و یا این که تمام طول خط برداشت را طی کرده و شخصا بررسی نمایند. تصمیم‌گیری، به تغییرات مشاهده شده و تجربه و قابل اعتماد بودن همکاران وی، بستگی دارد (Milson, 1989).

۲-۷- ارائه داده‌های سونداژزنی مقاومت‌ویژه

اطلاعات و نکاتی که در سونداژزنی مقاومت‌ویژه ثبت می‌گردند عبارتند از (Mooney, 1980):

الف) متغیر مستقل: فاصله الکترودی، ب) متغیر وابسته: مقاومت‌ویژه ظاهری (ρ_a)، ج) اطلاعات کمکی:

نوع آرایش الکترودی، آزمون، خط برداشت، موقعیت مرکز الکترو.

معمولا هنگام جابجا کردن الکترودها فواصل دور زمان لازم برای محاسبه و رسم مقادیر مقاومت ویژه ظاهری وجود دارد. در همه حالتها، تاخیرهای کوتاه بسیار بهتر از تحویل سریع نتایج غیر قابل تفسیر می باشد.

به کمک کاغذهای شفاف، می توان تفسیر ساده ای را با استفاده از منحنی های استاندارد (سر منحنی ها) انجام داد. بهترین راه برای انجام تفسیر درست و به دست آوردن نتایج قابل اطمینان، انجام تطبیق جزء به جزء منحنی صحرایی با منحنی های استاندارد (با استفاده از منحنی های استاندارد دو لایه ای) می باشد. به این منظور، از منحنی های کمکی برای تعیین محل های مناسب مبدا منحنی اصلی دو لایه ای می باشد. به این منظور، از منحنی های کمکی برای تعیین محل های مناسب مبدا منحنی استاندارد اصلی دو لایه ای که به قسمت های بعدی منحنی صحرایی منطبق می گردد، استفاده می شود. روش تطبیق جزء به جزء، روش اصلی تفسیر تا سال ۱۹۸۰ بوده است. پس از آن، برنامه کامپیوتری امکان تهیه نتایج قابل اعتمادتر نسبت به روش تطبیق جزء به جزء را فراهم آورده است (Mooney, 1980).

۲-۸- ارزیابی و تفسیر داده ها

در مرحله ارزیابی و تفسیر، باید به اندازه عملیات صحرایی یا حتی بیشتر، دقت به خرج داد. امروزه با توجه به دسترسی به نرم افزارهای مختلف ژئوفیزیکی، ارزیابی داده ها بسیار سریع تر از گذشته انجام می گیرد. استفاده از کامپیوتر، باعث صرفه جویی قابل توجهی در زمان می شود. نتایج کامپیوتری باید مطابق با خواص شناخته شده بی هنجاری، تصحیح شوند (Vogelsang, 1995). پس از انجام برداشت ژئوالکتریکی، داده های سونداژ بدست آمده ابتدا با استفاده از آباک ها یا منحنی های استاندارد دو لایه ای تفسیر و سپس برای حصول به دقت بالا در تفسیر، با استفاده از نرم افزار رایانه ای IX1D (version3) و همچنین نرم افزار IPI2Win مدل سازی و تفسیر شده اند.

۹-۲- بررسی و اکتشاف منابع آب زیرزمینی

با بررسی‌هایی که در سطح زیرزمین انجام می‌گیرد، می‌توان اطلاعات مختلفی در مورد کیفیت و کمیت منابع آب زیرزمینی در هر محل به‌دست آورد. آنگاه با استفاده از این اطلاعات و به کمک روش‌های علمی می‌توان برنامه‌ریزی دقیق و همه‌جانبه‌ای برای توسعه منابع آب منطقه و حداکثر بهره‌برداری از آب موجود، انجام داد.

۹-۲-۱- تقسیم‌بندی سازندها و رسوبات زمین‌شناسی از نظر ذخیره‌سازی و انتقال آب

- (۱) آبخوان^۱ یا سفره آب زیرزمینی: سازندهایی هستند که قابلیت ذخیره‌سازی و انتقال آب آن‌ها خیلی خوب است، مانند سنگ آهک خرد شده و ماسه‌سنگ
- (۲) لایه نیمه‌تراوا^۲: قابلیت ذخیره آب را دارند ولی قابلیت انتقال آب را ندارند، مانند رس ماسه‌ای یا ماسه دانه‌ریز که می‌توانند به عنوان یک منبع ذخیره آب در بالای آبخوان باشند.
- (۳) لایه‌های ناتروا^۳: تشکیلاتی که گرچه حاوی مقداری آب هستند. اما آبدهی ندارند، مثل رس که در بسیاری از حوضه‌های رسوبی به عنوان سنگ کف به حساب می‌آید.
- (۴) بسته سازند^۴ یا مناطق بی‌آب: نه حاوی آب هستند و نه قابلیت انتقال آب را دارند، مانند توده سنگ آذرین هوازده نشده (مدنی، ۱۳۸۶).

۹-۲-۲- انواع سفره‌های آب زیرزمینی

لایه‌های آبدار به طور کلی دو نوع‌اند: آزاد و تحت فشار

^۱ Aquifer

^۱ Aquitard

^۲ Aquiculd

^۳ Aquifuge

الف) لایه آبدار آزاد (نامحبوس): در این سفره‌ها هیچ‌گونه لایه رسی یا لایه محصور کننده دیگری در بالای منطقه اشباع آب‌زیر زمینی وجود ندارد.

سطح ایستایی یک سفره آب آزاد در تپه‌ها و در مناطقی که سطح زمین دارای شیب می‌باشد تغییر می‌کند و به تغذیه، تخلیه، پمپاژ از چاه‌ها و نفوذپذیری لایه آبدار بستگی دارد. افزایش و کاهش سطح آب به میزان حجم آب ذخیره شده در آبخوان بستگی دارد.

سفره‌های آزاد معمولاً در آبرفت‌ها، تلماسه‌ها و نهشته‌های یخچالی یافت می‌شوند. ضخامت این لایه‌ها از چند متر تا صدها متر می‌تواند تغییر کند. منبع اصلی آب این لایه‌ها بارش است. آب‌های باران حاصل از ذوب برف و یخ می‌تواند مستقیماً از خاک بالای سفره در آن نفوذ کند یا غیر مستقیم از طریق رودخانه‌ها یا دریاچه‌ها وارد سفره شود.

ب) لایه آبدار تحت فشار (محبوس): لایه آبداری که از بالا و پایین به وسیله دو لایه غیر قابل نفوذ محبوس گردد، مثلاً یک لایه ماسه‌ای بین دو لایه رسی یا یک لایه ماسه سنگ بین لایه‌های شن یا سنگ آهک متراکم، که در این حالت لایه‌های محصور کننده ممکن است لایه‌های ناتروا یا کم‌تروا باشند. فشار آب زیر زمینی موجود در لایه آبدار تحت فشار بیش از فشار اتمسفر می‌باشد.

مقداری از آب لایه‌های تحت فشار بر اثر نشست از لایه‌های کم‌تراوای بالا یا پایین سفره و قسمتی دیگر از جاهای که لایه‌های محصور کننده به سطح زمین می‌رسند یا زیرزمین قطع می‌شوند، تامین می‌شود. لایه‌های آبدار تحت فشار به طور کلی از آب پر شده‌اند (شمسائی، ۱۳۷۷؛ Todd, 2005).

۲-۹-۳ روش مقاومت‌ویژه در بررسی و اکتشاف آب‌های زیرزمینی.

روش‌های ژئوفیزیک سطحی به سه دسته اساسی لرزه‌نگاری، روش‌های پتانسیل و روش‌های الکتریکی تقسیم‌بندی می‌شوند. تقریباً ۹۵٪ از هزینه‌های ژئوفیزیکی در بررسی‌های ژئوفیزیکی لرزه‌ای، عمدتاً در اکتشاف نفت صرف می‌شود. روش لرزه‌ای به دلیل هزینه بالا در بررسی و اکتشاف آب‌های

زیرزمینی، کمتر استفاده می‌شود. به علاوه این روش خیلی مناسب برای بررسی‌های آب نیست. روش‌های پتانسیل نظیر گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی، بنا به دلایل مختلفی، معمولاً برای بررسی‌های آب زیرزمینی مناسب نیستند. سرانجام روش‌های الکتریکی، شامل روش‌های چشمه ساکن (طبیعی) و چشمه فعال (مصنوعی) که مقاومت‌ویژه، پلاریزاسیون و میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی زمین را اندازه می‌گیرند، آخرین روش می‌باشد. از میان تمامی روش‌های ژئوفیزیکی، روش الکتریکی (به ویژه روش مقاومت‌ویژه) جهت بررسی آب‌های زیر زمینی مناسب‌ترین روش‌ها هستند و در این موارد بیشترین سهم و موفقیت را نسبت به سایر روش‌های ژئوفیزیکی داشته و به تنهایی می‌توانند عمق، محدوده یا گسترش جانبی، ضخامت و حجم تقریبی سفره یا ذخیره آب زیرزمینی در یک محل را تعیین نمود (محمدزاده، ۱۳۸۰).

یک لایه غیر قابل نفوذ رسی، که در زیر یک سفره آب زیر زمینی قرار گرفته و یا دو سفره آب زیرزمینی را از هم جدا می‌کند، به راحتی در روی منحنی‌های حاصل از یک برداشت الکتریکی به روش سونداژنی قابل تشخیص بوده و در نتیجه می‌توان عمق و ضخامت لایه آن را تخمین زد.

به طور کلی روش‌های الکتریکی در بررسی کیفیت آب‌های زیر زمینی می‌توانند داده‌های با ارزشی فراهم نمایند که معمولاً نمی‌توان این داده‌ها را از روش‌های دیگر ژئوفیزیکی به دست آورد (محمدزاده، ۱۳۸۰).

فصل سوم

زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه

۳-۱- مقدمه

با توجه به اینکه آشنایی با زمین‌شناسی منطقه نقش مهمی را در فرآیند تفسیر لایه‌ها از منظر ژئوفیزیک ایفاء می‌کند لذا به بیان موارد اصلی آن پرداخته می‌شود:

۳-۲- اهمیت منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در منطقه مشهد-چناران به لحاظ موقعیت خاص مذهبی، سیاسی-اقتصادی، صنعتی و کشاورزی از اهمیت قابل توجهی برخوردار است. وجود بارگاه منور شمس شمس علی بن موسی الرضا علیه السلام در این محدوده مطالعاتی سبب ارزش فوق‌العاده این منطقه گردیده است.

این شهر و نواحی پیرامونی آن محل تلاقی ۵ کریدور ترانزیتی، ریلی و جاده‌ای ملی و فراملی و یک محور اصلی ارتباطی جاده‌ای ملی است (جمشیدی، ۱۳۸۶).

شهر مشهد به سبب وجود مرقد مطهر امام هشتم (ع) از نظر وسعت و جمعیت ساکن توسعه زیادی یافته است، علاوه بر آن هر ساله میزبان تعداد زیادی از هموطنان و زائرانی از کشورهای دیگر می‌باشد. به طور مثال در سال ۱۳۸۸ تعداد ۲۵ میلیون نفر گردشگر داخلی و تعداد ۳۰۰ هزار نفر گردشگر خارجی به مشهد مسافرت نموده‌اند (بابائی و همکاران، ۱۳۹۱). مهاجرپذیری و برخورداری از میزان زائر و توریست فراوان که در مقیاس‌های ملی و فراملی تعریف می‌شوند، که نشان‌گر نیاز آبی شدید این منطقه و افزایش آن در آینده نه‌چندان دور می‌باشد. قابل ذکر است که با وجود اضافه شدن آب سد دوستی به شبکه آب شرب مشهد کماکان ۳۲ درصد از آب شهر مشهد از آب زیرزمینی تامین می‌گردد (جاودانی و مسلمان‌زاده، ۱۳۹۲). علاوه بر نیاز آبی در بخش شرب، به سبب وجود بیش از ۶۰ درصد صنایع استان (حسینی، ۱۳۸۸) در این محدوده و توسعه کشاورزی، نیاز آبی در بخش صنعت و کشاورزی نیز بسیار زیاد است.

آبخوان آب زیرزمینی مشهد یکی از بزرگ‌ترین آبخوان‌های ایران می‌باشد (دولتی، ۱۳۸۹)، اما متأسفانه این آبخوان به علت برداشت مازاد بر ظرفیت با افت شدید سطح آب روبرو شده است به‌طوری‌که از سال ۱۳۴۸ که اولین آگهی ممنوعیت دشت مشهد-چناران ابلاغ گردید؛ تا کنون به‌طور پیوسته ممنوعه بوده است. با توجه به موارد ذکر شده، بررسی و مطالعه آبخوان مشهد در جهت کمک به مدیریت صحیح و سامان‌دهی به وضع موجود اهمیت بسیاری دارد.

۳-۳- موقعیت و مشخصات منطقه مورد مطالعه

برداشت‌های ژئوالکتریک همانطور که در شکل (۳-۱)، مشاهده می‌شود در بخش غربی دشت مشهد، بین مختصات ۶۹۵۰۰۰ تا ۷۲۰۰۰۰ متری طول شرقی و عرض ۴۰۳۰۰۰۰ تا ۴۰۶۵۰۰۰ متری شمالی قرار دارد. دشت مشهد به صورت پهنه وسیعی با وسعت تقریباً ۲۴۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد؛ که از شمال توسط بلندیهای هزارمسجد و از جنوب توسط کوهستانهای بینالود فرا گرفته شده است.

جمهوری اسلامی ایران

وزارت نیرو

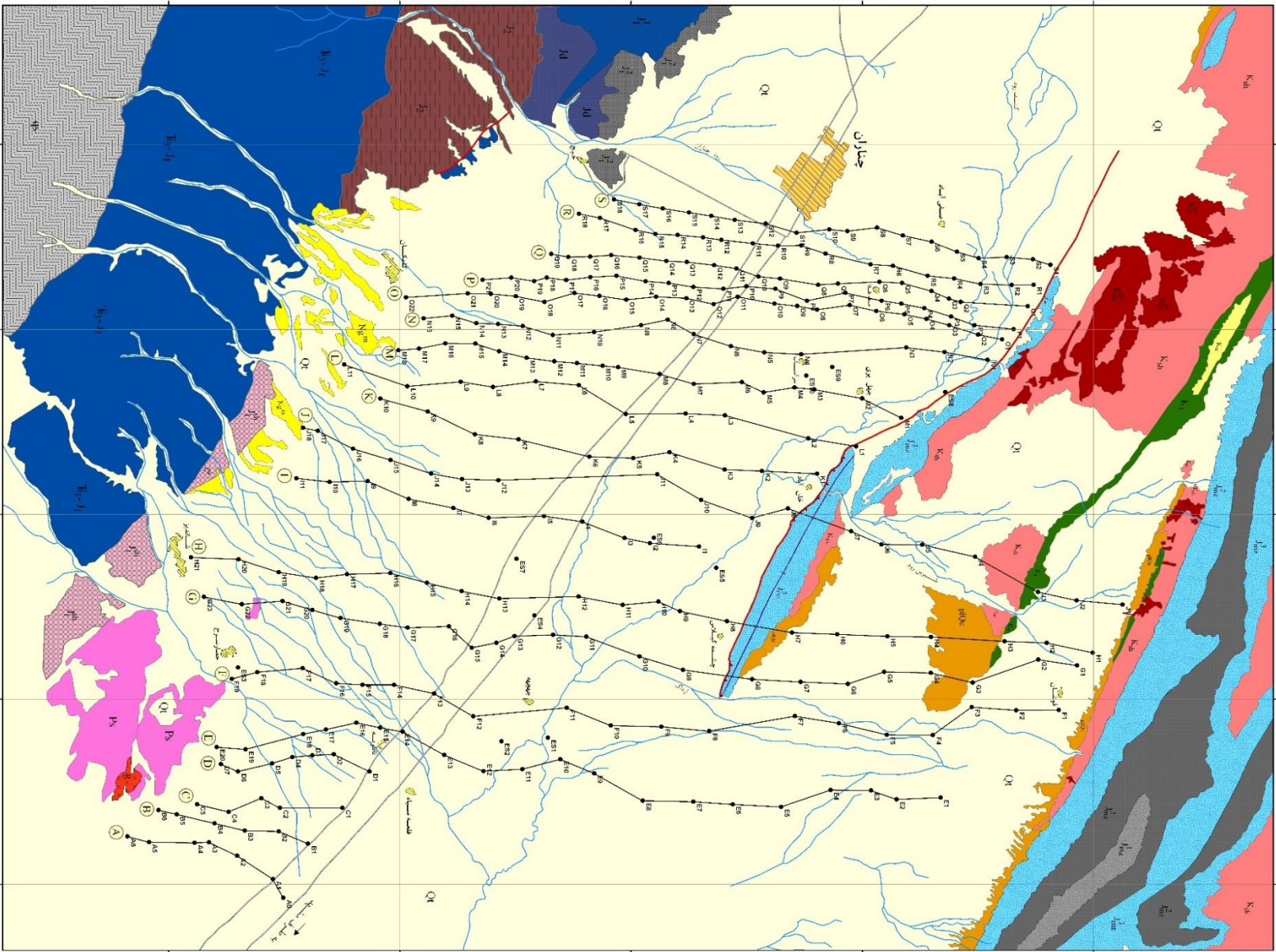
شرکت سهامی آب منطقه ای خراسان رضوی

معاونات ژئوالکترونیک و شنت مشیند - چناران

نقشه : موقعیت نقاط سونداژ و پروفیل های ژئوالکترونیک

شماره نقشه: 1

مقیاس: 1:100000



کواترنری	Q1
نئوژن	Ne
کرتاسه	K1a, K1b, K1c, K1d, K1e, K1f, K1g, K1h, K1i, K1j, K1k, K1l, K1m, K1n, K1o, K1p, K1q, K1r, K1s, K1t, K1u, K1v, K1w, K1x, K1y, K1z
زوراسیک	Z1a, Z1b, Z1c, Z1d, Z1e, Z1f, Z1g, Z1h, Z1i, Z1j, Z1k, Z1l, Z1m, Z1n, Z1o, Z1p, Z1q, Z1r, Z1s, Z1t, Z1u, Z1v, Z1w, Z1x, Z1y, Z1z
سازند مرزداران	M1a, M1b, M1c, M1d, M1e, M1f, M1g, M1h, M1i, M1j, M1k, M1l, M1m, M1n, M1o, M1p, M1q, M1r, M1s, M1t, M1u, M1v, M1w, M1x, M1y, M1z

کواترنری	Q1
نئوژن	Ne
زوراسیک	Z1a, Z1b, Z1c, Z1d, Z1e, Z1f, Z1g, Z1h, Z1i, Z1j, Z1k, Z1l, Z1m, Z1n, Z1o, Z1p, Z1q, Z1r, Z1s, Z1t, Z1u, Z1v, Z1w, Z1x, Z1y, Z1z
نویس بالایی	N1a, N1b, N1c, N1d, N1e, N1f, N1g, N1h, N1i, N1j, N1k, N1l, N1m, N1n, N1o, N1p, N1q, N1r, N1s, N1t, N1u, N1v, N1w, N1x, N1y, N1z
برمین	B1a, B1b, B1c, B1d, B1e, B1f, B1g, B1h, B1i, B1j, B1k, B1l, B1m, B1n, B1o, B1p, B1q, B1r, B1s, B1t, B1u, B1v, B1w, B1x, B1y, B1z

راهنمای نشانه های زمین شناسی

الف: نشانه های زون کبه داغ

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر
تنگنوسرای خاکستری یا چورشدگی کبه، پهنانه سنگ دانه درشت یا لهرهای زمین

پهنانه های خاکستری یا سبز به همراه پهنانه های آهک یا کلاسیک و شیل (سازند مورچینه)

سنگ آهک آلیسنگ و یوگلاسیک یا پهنانه های شیلی

عمده سازند کلاسیک و پهنانه سنگ و سیلت سنگ همراه سواد کولای (سازند شورخه) به همراه مسبر زمینسی

تخاروب آهک یوگلاسیک و شیل
تخاروب آهک میکروسی و شیل
چوبیت و آهک ضخیم لایه

ب: نشانه های زون پناود

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

پهنانه های کواترنری از مخروط افکنه های تراسی ها و آبست های عهد حاضر

سایر نشانه های زمین شناسی و ژئوستراتیژی

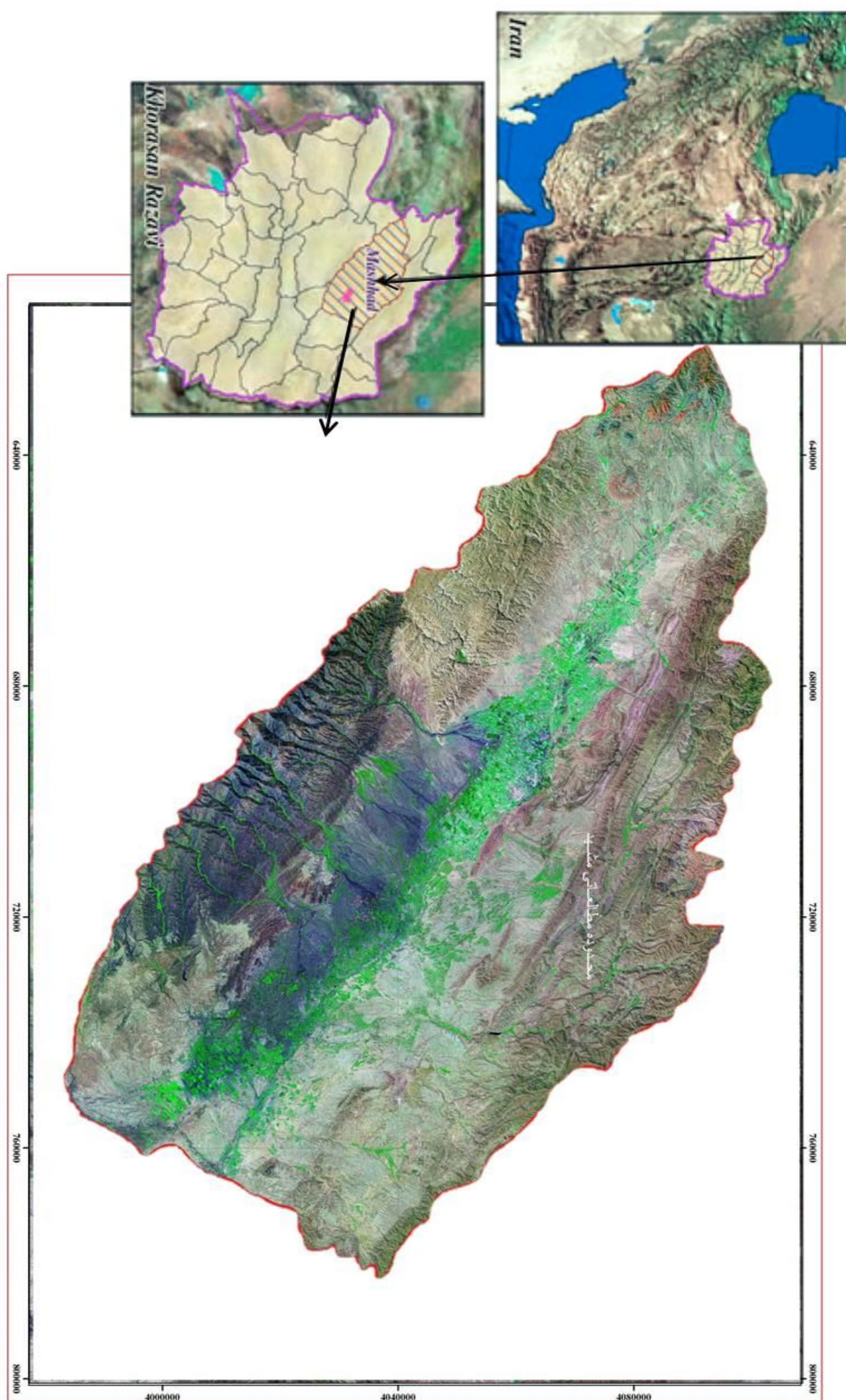
- محور تلاطمی
- کسل
- کسل تراستی و راندگی
- سونداز الکترونیک و سونداز آن
- خط برداشت ژئوالکترونیک (ژوئیس) و نام آن

نشانه های جغرافیایی

- شهر
- روستا
- رودخانه و آب راه
- جاده

این نقشه بر کوبه از نقشه های زمین شناسی 1:100000 چناران و طریقه تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی کشور می باشد.

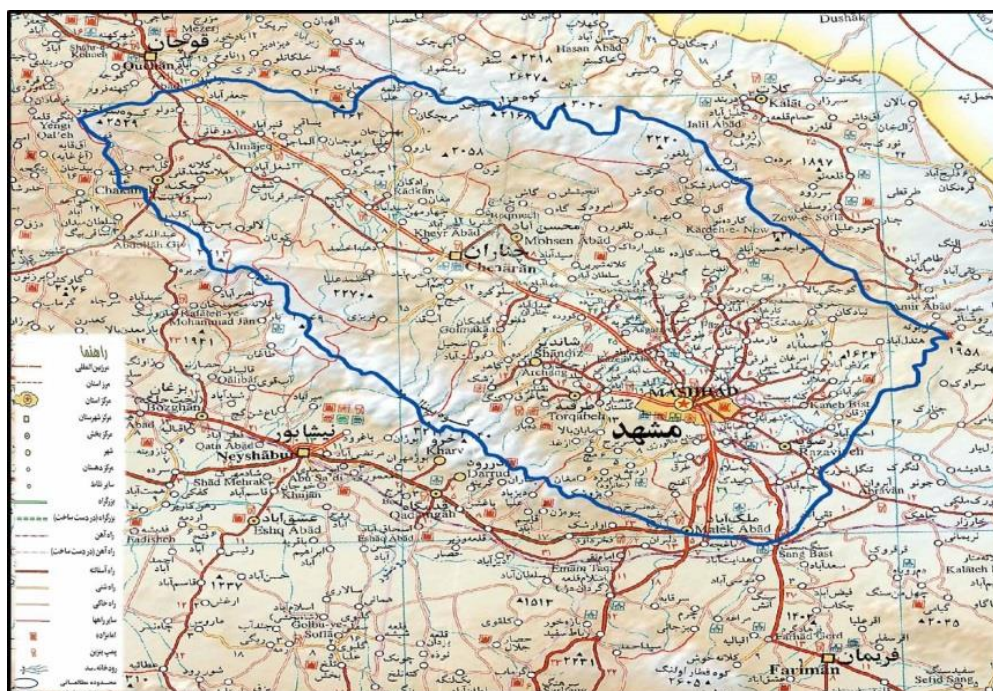
شکل ۳-۱: موقعیت نقاط سونداژ و پروفیل های ژئوالکترونیک (شرکت آب منطقه ای خراسان رضوی، ۱۳۸۸).



شکل ۳-۲: تصویر هوایی محدوده مطالعاتی مشهد-چناران (سعادت، ۱۳۹۳).

مهم‌ترین راه‌های دسترسی به محدوده مطالعاتی مشهد-چناران مسیر ارتباطی مشهد-نیشابور،

مشهد-قوچان و مشهد- تربت حیدریه می‌باشد .



شکل ۳-۳: نقشه راه‌های دسترسی به محدوده مطالعاتی مشهد-چناران (با اندکی تغییر از شرکت مهندسی

مشاور تحقیقات خاک مهارآب، ۱۳۹۱)

۳-۳-۱- زمین شناسی دشت مشهد-چناران

دشت مورد مطالعه بین رشته ارتفاعات کپه داغ- هزار مسجد در شمال و ارتفاعات بینالود در

جنوب واقع گردیده است.

زمین‌شناسی گستره مشهد به سه محدوده متفاوت از هم تقسیم می‌شود که به ترتیب از شمال

به جنوب شامل محدوده کپه‌داغ، محدوده مفصل^۱ و محدوده بینالود واقع در جنوب مشهد می‌باشد (موسوی حرمی و همکاران، ۱۳۸۱).

الف) محدوده کپه‌داغ از سازندهای گوناگونی تشکیل شده است که حاصل حوضه رسوبی و زون ساختاری کپه‌داغ بوده و محیط رسوب‌گذاری در یک دریای درون قاره‌ای بوده است. سن طبقات رسوبی حوضه کپه‌داغ ژوراسیک تحتانی تا کواترنر می‌باشد (موسوی حرمی و همکاران، ۱۳۸۱). این زون تحت تأثیر حرکات کوهزائی کیمترین پیشین در تریاس شکل گرفته و نهشته‌های رسوبی با ضخامت بیش از ۷ کیلومتر در آن انباشته شده که تحت تأثیر حرکات کوهزائی آلپین چین‌خورده است. پی‌سنگ این حوضه را نهشته‌های تریاس و قبل از آن تشکیل می‌دهد. رخساره‌های این زون به طور کل از سنگ‌های رسوبی تشکیل گردیده که به‌صورت هم شیب بر روی هم قرار گرفته است. مجموع این رخساره‌ها به‌حالت دگرشیب در زیر نهشته‌های پلیوسن قرار دارد. نبود فعالیت‌های ماگمائی در این زون از ویژگی‌های مهم آن می‌باشد. زون کپه‌داغ از سمت شمال توسط گسل عشق‌آباد واز جنوب به خط القعر دشت مشهد-چناران محدود می‌گردد (شرکت مهندسی مشاور طوس آب، ۱۳۸۸ ج).

ب) محدوده مفصلی بین محدوده بینالود و کپه‌داغ واقع شده و شامل سنگ‌های دگرگونی و مجموعه افیولیتی است. مجموعه افیولیتی و سنگ‌های دگرگون مرتبط با آن، نوارهایی به طول ده‌ها کیلومتر با روند شمال غرب جنوب شرق را در دامنه شمالی ارتفاعات بینالود تشکیل می‌دهند. این محدوده محل برخورد قطعه لیتوسفری ایران در جنوب و قطعه لیتوسفری توران در شمال است که با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس^۲ همراه بوده است. خط مفصل پالئوتتیس در امتداد جنوبی دشت مشهد-چناران و شمال ارتفاعات بینالود قرار می‌گیرد (موسوی حرمی و همکاران، ۱۳۸۱). فسیل‌های به‌دست آمده از سنگ آهک‌های نازک لایه رسوبات توریدایتی مربوط به کمپلکس افیولیتی، سن پرمین

¹ Suture Zone

¹ Paleotethys

بالا را برای این مجموعه نشان می‌دهد (صادقی و همکاران، ۱۳۸۷).

ج) ارتفاعات بینالود سلسله جبالی خمیده با راستای تقریبی شرقی - غربی و با تحدبی به سمت شمال است و در برگیرنده سنگ‌ها و رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک بوده که از دید ژئوتکتونیکی در لبه شمال شرقی قطعه لیتوسفری ایران قرار گرفته است. این سلسله جبال، یک نوار چین خورده و گسلیده از نوع نازک پوسته‌ای^۱ است که به دنبال تصادم میان قطعات لیتوسفری ایران و توران در حاشیه شمال شرقی ایران تشکیل شده است (صادقی و همکاران، ۱۳۸۷). در این زون علاوه بر رخساره‌های رسوبی بر خلاف زون کپه‌داغ سنگ‌های دگرگونی و آذرین رخنمون دارد. زون بینالود بین صفحه محکم توران در شمال و خرده قاره ایران مرکزی محاط شده است (شرکت مهندسی مشاور طوس آب، ۱۳۸۸ ج).

از نقشه‌های زمین شناسی ورقه‌های مشهد، چناران و طرqbه، سازندهای تشکیل دهنده ارتفاعات شمالی و جنوبی دشت مشهد - چناران ذیلاً به اختصار بیان می‌گردد.

الف) حاشیه شمالی دشت (بخشی از ارتفاعات هزار مسجد):

- سازند مزدوران (ژوراسیک بالائی): قدیمی‌ترین رخنمون از زون کپه‌داغ - هزار مسجد در حاشیه شمالی دشت می‌باشد. که به صورت تاقدیسی با محور شمال غربی - جنوب شرقی در شمال روستاهای چشمه گیلان و خان آباد ملاحظه می‌شود. یال جنوبی تاقدیس مزبور توسط خطواره یک گسل سراسری تقریباً هم روند با محور تاقدیس مزبور شکسته شده است. سازند مزدوران در مقطع تیپ خود از پایین به بالا از لایه‌های زیر تشکیل شده است:

- دولومیت و سنگ آهک ضخیم لایه به رنگ قهوه‌ای و خاکستری تیره در قاعده ($J^1 mz$).

- تناوب سنگ آهک بیوکلاستیک متوسط لایه با رنگ خاکستری تیره، سنگ آهک میکریتی

¹ Thin skinned fold and thrust belt

و شیل خاکستر (J^2mz).

- تناوب آهک بیوکلاستیک متوسط لایه خاکستری تا قهوه‌ای با شیل خاکستری (J^3mz).
شایان ذکر است که براساس اطلاعات موجود ضخامت این لایه در مقطع تیپ ۴۰۰ متر بوده و در دره آرداک شمال دشت مشهد به ۶۱۰ متر بالغ گردیده است.

■ **سازنده شوريجه (کرتاسه تحتانی):** این سازند عمدتاً از تناوب کنگلومرای قرمز رنگ و ماسه سنگ و سیلت سنگ همراه مواد کولابی تشکیل شده و در افق‌های میانی همراه ژيپس می‌باشد که در مقطع تیپ خود حدود ۹۸۰ متر ضخامت دارد.

■ **سازند تیرگان:** این سازند از سنگ آهک آلیتی با رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری به همراه میان لایه‌هایی از سنگ آهک مارنی و شیل و شیل آهکی بوده که در مقطع تیپ خود ۴۱۲ متر ضخامت دارد، مرز سازند تیرگان با سازند شوريجه و مرز بالایی آن با سازند سرچشمه تدریجی می‌باشد.

■ **سازند سرچشمه:** از دو بخش پایینی از مارن‌های مدادی خاکستری تا سبز با بین لایه‌های سنگ آهک بیوکلاستیک نازک تا متوسط لایه و در بخش فوقانی از شیل تشکیل شده است (KST) سن سازند شوريجه و تیرگان و سرچشمه کرتاسه می‌باشد.

■ **پلیوکواترنر:** در حاشیه ارتفاعات شمالی دشت پلیوکواترنر متشکل از کنگلومرای با سیمان سست، ماسه سنگ دانه درشت همراه با عدسی‌های ژيپس دارای گسترش زیاد می‌باشد و به دلیل سیمان ضعیف آن گاهی تفکیک مقاومت‌ویژه این کنگلومرا از تراس‌های آبرفتی به‌دشواری امکان پذیر می‌گردد.

ب) حاشیه جنوبی دشت (بخشی از پهنه بینالود):

چنانکه در بالا اشاره شد، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در این بخش از دشت متعلق به واحدهای سنگی دوره پرمین بوده که از سنگهای آتشفشانی زیر دریایی همراه سنگ‌های دگرگونی از قبیل اسلیت،

فیلیت، مرمر، کوارتزیت، ماسه سنگ، کالک شیست، توف و لاپیلی توف توأم با جریانهای زیردریایی با گدازه‌های بالشی و دایک بوده که ترکیب سنگ‌های اخیر اغلب الترا بازیک می‌باشد (PS).

تریاس بالایی (سری‌های میانی): سریهای مزبور در ارتفاعات جنوبی دشت دارای گسترش وسیع است و عمدتاً از فیلیت‌های سبز تیره، کلریت شیست، کوارتز شیست، ماسه سنگ تیره، بین لایه های آهک در ماسه سنگ، شیل و ماسه سنگ با رگه های کوارتز تشکیل شده است (TR3-J).

ژوراسیک در ارتفاعات جنوبی دشت از پایین به بالا متشکل از واحدهای زیر است:

- کنگلومرای فاقد جورشدگی، ماسه سنگ دانه درشت و شیل (J_1^{sh}).

- واحد ژوراسیک میانی متشکل از ماسه سنگ دانه درشت، شیل و مارن. در نهشته های ژوراسیک میانی لایه‌هایی از کنگلومرا با قلوه سنگ‌های دگرگونی تریاس فوقانی ژوراسیک زیرین و نیز گرانیت ملاحظه می‌گردد (J_1).

- سنگ آهک های میکریته نازک لایه با میان لایه‌های شیلی (J_d).

- سنگ آهک ضخیم لایه همراه شیل خاکستری (J_1^1) و سنگ آهک متوسط لایه تا ضخیم لایه، هم‌ارز سازند لار (J_1^2).

■ **نئوژن:** نهشته‌های نئوژن غالباً متشکل از ماسه سنگ و مارن و آهک مارنی در حاشیه ارتفاعات جنوبی منطقه رخنمون یافته است (Ng).

■ **کواترنر:** نهشته‌های کواترنر در هر دو زون شمالی و جنوبی متشکل از پادگانه‌های آبرفتی قدیمی (Q^{t1}).

مخروط افکنه‌ها و تراس‌های جدیدتر (آبرفت دشت) و نهشته‌های آبرفتی بستر رودخانه ها و مسیل (Q^{al}) (نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ چناران و طبقه) مجموعه نهشته‌های مزبور کانون اصلی تمرکز آبهای زیرزمینی بوده که شناخت کیفی و کمی آبرفت‌ها مقوله اصلی مطالعات ژئوفیزیک را تشکیل داده

است.

۳-۲-۳- مشخصات آبرفت دشت مشهد-چناران

وجود تنوع و تغییرات فراوان بافت لایه‌های خاک در نقاط مختلف دشت مشهود است به‌طوری که نمی‌توان یک روند ثابت و یکنواخت را در مجموعه دشت تعریف نمود، این تنوع و گوناگونی هم در عمق و هم در سطح دشت مشاهده می‌گردد (موسوی، ۱۳۸۹). قسمت اعظم خاک منطقه در زیر سطح ایستابی را خاک دارای دانه‌بندی ریزدانه تشکیل می‌دهد (موسوی و همکاران، ۱۳۸۹ ب). از دیدگاه خاک‌شناسی به‌طور کلی در دشت مشهد-چناران از جنوب و جنوب غرب به طرف شمال شرق آن بافت خاک دانه‌ریزتر و قلیائیت آن زیادتر می‌گردد (لشکری‌پور و همکاران، ۱۳۸۶)، عمده کانی‌های رسی این دشت از نوع کائولینیت و ایلیت بوده و خاک‌های رسی آن دارای پلاستیسیته پایین تا متوسط می‌باشد (لشکری‌پور و همکاران، ۱۳۹۱).

بافت آبرفت با توجه به نمونه‌های خارج شده از چاه‌ها از ۲۰ درصد خاک رس، ۳۵ درصد ماسه و بقیه شن تشکیل شده است. این بافت از نظر ذخیره آب زیرزمینی مطلوب است (یوسفی، ۱۳۸۳).

فاصله رودخانه کشف‌رود با کوه‌های هزارمسجد نسبت به کوه‌های بینالود بیش‌تر است. با وجود جهت شیب و لاگ‌های موجود، از کوه به سمت رودخانه مقدار مواد ریزدانه افزوده می‌شود. تفکیک دانه‌ها در حد فاصل کوه‌های بینالود و رودخانه کشف‌رود به علت فاصله زیاد آن به خوبی قابل مشاهده است به‌طوری که در نزدیکی رودخانه کشف‌رود (محدوده توس) توالی چینه‌ای خاک بیش‌تر از مواد ریزدانه تشکیل شده است. در صورتی که فاصله بین کوه‌های هزارمسجد و رودخانه کشف‌رود کم می‌باشد به‌طوری که تفکیک مواد ریزدانه و درشت‌دانه در آن به خوبی مشاهده نمی‌شود (غفوری و موسوی مداح، ۱۳۸۹).

نهبشته‌های آبرفتی دشت مشهد-چناران حاصل فعالیت رودخانه کشف‌رود و سیلاب‌های فصلی رودخانه‌هایی نظیر رادکان، کارده و ... از کوه‌های هزارمسجد و رودخانه‌های فریزی، شاندیز، طرqbه، طرق

و ... از کوه‌های بینالود می‌باشند، این نهشته‌ها از قدیم به جدید عبارتند از: سازند آبرفتی هزار دره، آبرفت‌ها جوان دشت مشهد-چناران، آبرفت‌های عهد حاضر یا هولوسن.

(۱) رخساره آبرفتی هزاردره قدیمی‌ترین نهشته‌های آبرفتی گستره مشهد، سازند هزاردره است که در دامنه‌های جنوبی رشته‌کوه هزارمسجد و دامنه‌های شمالی کوه‌های بینالود، بلندترین پادگانه‌های آبرفتی دشت را تشکیل می‌دهد. سازند هزار دره در این منطقه کنگلومرای کم و بیش سخت شامل قطعاتی در حد قلوه‌سنگ و شن است که فضای خالی قطعات با ماسه و سیلت و رس پر شده است. از آنجا که خاستگاه سازند هزار دره در بخش جنوبی دشت بیشتر فیلیت‌های مشهد می‌باشد، قطعات، کشیده و پخ و بدون گردش‌گی‌اند در حالی که قطعات سازند هزاردره در قسمت شمالی منطقه با توجه به خاستگاه آن‌ها که از فرسایش واحدهای کربناته و تخریبی کوه‌های هزارمسجد حاصل شده‌اند گردش‌گی نشان می‌دهند.

(۲) این آبرفت‌ها رسوبات دامنه‌ای، پادگانه‌های آبرفتی کم‌ارتفاع و پادگانه‌های بلند رودخانه کشف‌رود را تشکیل می‌دهند. پادگانه‌های آبرفتی کم‌ارتفاع (کوتاه‌تر از سازند هزاردره) در حاشیه ارتفاعات و بیشتر در پای پادگانه‌های بلند هزاردره گسترش دارد. از دیدگاه لیتولوژی شامل کنگلومرای سست با ضخامت کم می‌باشند که در مقایسه با سازند هزاردره تمیزتر بوده و فضای خالی آن‌ها با چشم به راحتی دیده می‌شود. افق‌های هوازده در این نهشته‌ها به ندرت دیده می‌شود و در صورت وجود دارای ضخامت کمی است.

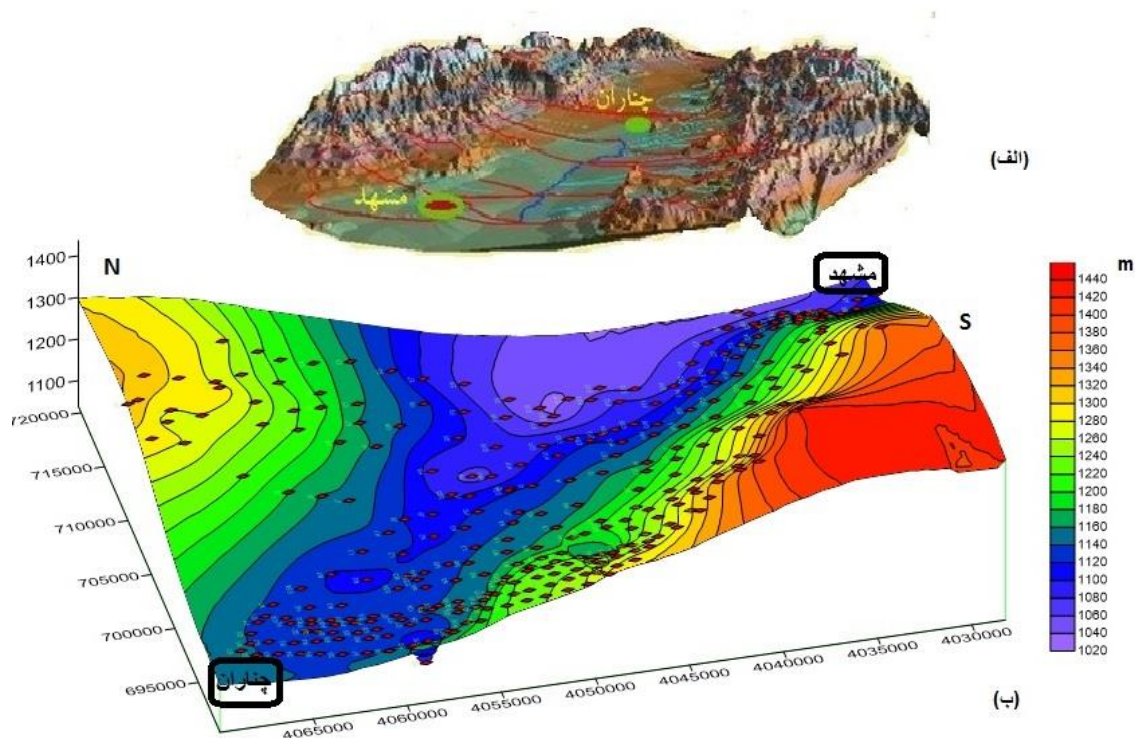
(۳) جوان‌ترین واحدهای آبرفتی موجود در دشت مشهد-چناران شامل نهشته‌های بخش پایینی بادزن‌های آبرفتی، رسوبات بستر رودخانه کشف‌رود و دیگر رودخانه‌های منطقه و پادگانه پست و جدیدتر رودخانه کشف‌رود می‌باشد. در این میان نهشته‌های پست کشف‌رود از مواد ریزدانه تشکیل شده است. دیگر نهشته‌ها به صورت ترکیبی از مواد ریزدانه و درشت‌دانه دیده می‌شوند (بربریان و همکاران، ۱۳۷۸).

فصل چهارم

ارائه، تحیر و تفسیر کیفی داده‌های

مقاومت ویژه

در این پایان نامه نتایج مطالعات ژئوفیزیکی دشت مشهد که شامل ۲۸۴ نقطه سونداژ الکتریکی واقع بر روی ۱۹ پروفیل و با حداکثر طول فرستنده ۲۰۰۰ متر است به منظور بررسی ساختار زمین شناسی و آب های زیرزمینی مورد استفاده قرار می گیرد. شکل (۴-۱) نقشه توپوگرافی نقاط برداشت داده ها را نشان می دهد.



شکل ۴-۱: (الف) مدل سه بعدی توپوگرافی محدوده مطالعاتی مشهد (حسینی و صادقی فرد، ۱۳۸۵)، (ب) نقشه ارتفاعی نقاط سونداژ برداشت شده (رسم شده توسط نرم افزار Surfur).

۴-۱- نقشه های هم مقاومت ویژه ظاهری الکتریکی

این نقشه ها به منظور بررسی کیفی لایه های تحت الارضی در افق های مختلف ترسیم می گردند. منظور از به کارگیری کلمه ظاهری آن است، که مقاومت ویژه استخراج شده از جدول خام برداشت

صحرائی، مقاومت ویژه حقیقی لایه نبوده بلکه برآیند مقاومت ویژه لایه تا آن عمق مورد نظر می باشد. به بیان دیگر مقاومت ویژه مواد روباره فوقانی نیز در تکوین مقاومت ویژه مواد متشکله عمق مزبور نقش داشته اند. علاوه بر آن منظور از به کارگیری بررسی کیفی، کمی و دقیق نبودن داده های آن در ارتباط با اندازه عمق می باشد.

منحنی های سونداژ ژئوالکتریکی، مقادیر مقاومت الکتریکی ظاهری را در برابر طولهای مختلف خط جریان (AB) نشان می دهند، با افزایش طول الکترودهای جریان عمق نفوذ جریان افزایش می یابد ولی نمی توان بدون تفسیر این منحنی ها مشخص کرد که مقاومت های الکتریکی ظاهری برداشت شده مربوط به چه عمق خاصی می باشند. مقدار عمق نفوذ در هر منطقه و حتی هر سونداژ با سونداژ دیگر فرق می کند و به ضخامت و مقاومت الکتریکی لایه ها بستگی دارد. شلومبرژه عمق نفوذ جریان را در آرایه پیشنهادیش، $AB/2$ معرفی کرده (Schlumberger, 1932)، کلر نیز این عمق را $AB/2$ محاسبه کرد (Keller, 1966)، اوین این عمق را برابر $AB/9$ بدست آورد (Evien, 1938). بارکر، $AB/4$ را بعنوان عمق جستجو تخمین زد (Barker, 1989)، اپاروا و روا عمق نفوذ جریان را برای بیشتر آرایش های جریان محاسبه کرده و برای آرایش شلومبرژه این عمق را برابر $AB/4$ بیان کردند (Apparao and Rao, 1973).

در این پژوهش عمق نفوذ این نقشه ها تقریباً معادل $\frac{1}{4}$ طول الکترودهای فرستنده جریان فرض می شود.

علی رغم نقاط ضعف مزبور، با توجه به اینکه طیف تغییرات مقاومت ویژه ظاهری رسوبات با نحوه دانه بندی و تراوایی نهشته ها ارتباط تنگاتنگ دارد با استفاده از نقشه های مزبور می توان به طور کیفی زونهای مقاوم دارای رسوبات دانه درشت و آبگذر را از بخش های رسانی الکتریسیته که عمدتاً معرف رسوبات دانه ریز و ناتراوا می باشد؛ تشخیص داد.

به همین منظور و جهت آگاهی از ویژگی های رسوبات فراگیر دشت مورد مطالعه تعداد سه

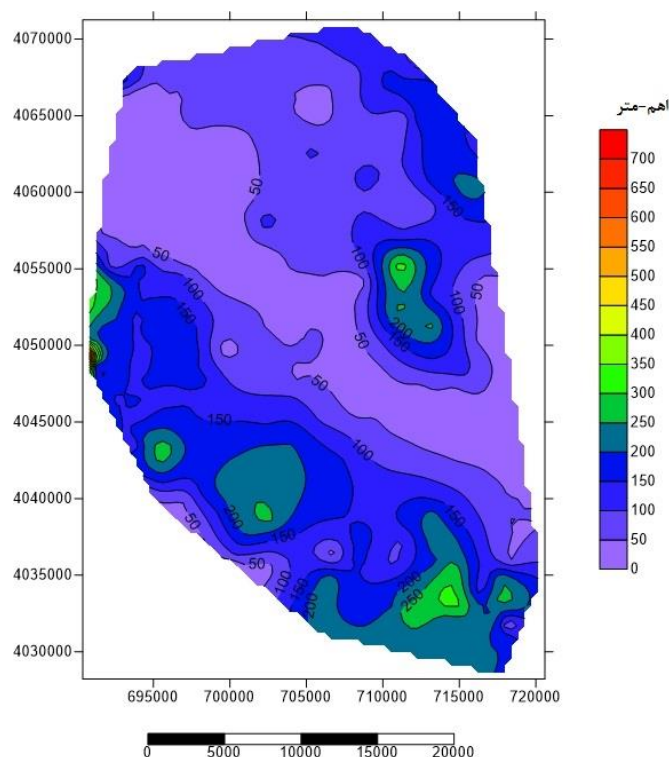
نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری با طول الکترودهای فرستنده جریان $AB=200$ متر، $AB=430$ متر و $AB=930$ متر تهیه شده است (شکل ۴-۲)، که به شرح آنها می پردازیم.

۴-۱-۱- نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری $AB=200$ متر

این نقشه تغییرات برآیند مقاومت ویژه الکتریکی زمین را تا عمق تقریباً ۵۰ متری نشان می دهد (شکل ۴-۲-الف).

در روی نقشه حاضر و در بخش جنوب شرقی منطقه محدوده ای با مقاومت ویژه ظاهری بیش از ۱۵۰ اهم متر مشخص گردیده که بیانگر فرآیند رسوبگذاری رودخانه ها و مسیلها و گسترش مخروط افکنه های محلی می باشد؛ که به تدریج به طرف شمال و مرکز دشت از اندازه دانه بندی رسوبات کاسته گردیده و در بستر کشف رود و پیرامون آن به کمتر از ۵۰ اهم متر کاهش پیدا می کند.

در بخش جنوب غربی دشت و در محدوده بین خط برداشت های M تا S مقاومت ویژه ظاهری ۱۵۰ تا حدود ۳۰۰ اهم متر به علت تجمع رسوبات آبرفتی دانه درشت در این نواحی بوده و در محل سونداژ S16 مقاومت ویژه بیش از ۷۰۰ اهم متر به دلیل همجواری با سازند لار زون بینالود و لایه های آهکی می باشد.

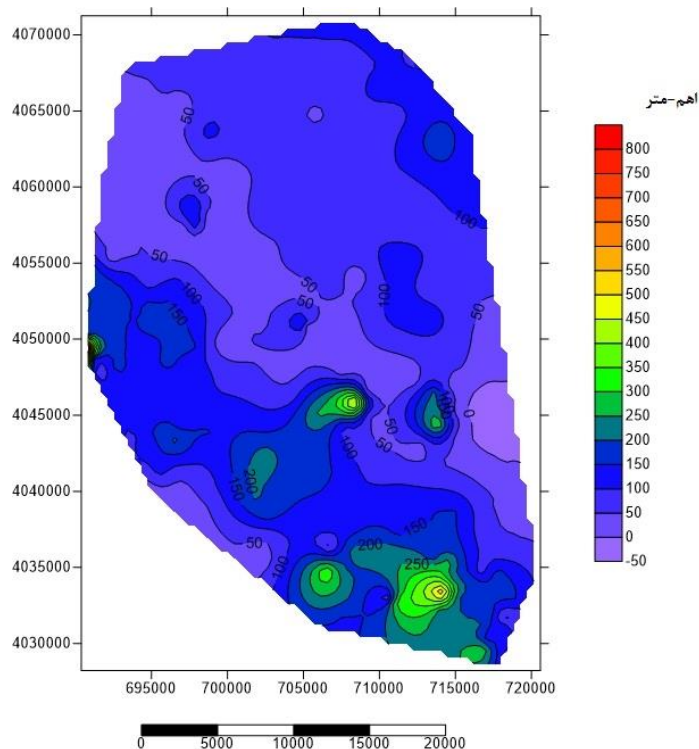


شکل ۴-۲: نقشه هم مقاومت ویژه‌ای ظاهری به ازای فاصله الکترودی $AB=200$.

۴-۱-۲- نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری $AB=430$ متر

این نقشه به منظور بررسی خصوصیات لایه‌های مختلف زمین تا عمق حدود ۱۰۰ متری تهیه گردیده است (شکل ۴-۲-ب) و از بررسی آن اطلاعات زیر حاصل می‌گردد:

در جنوب شرقی این نقشه نیز نظیر نقشه سطحی تر ($AB=200m$) روند کاهش ارقام مقاومت ویژه ظاهری از حاشیه جنوبی به طرف مرکز دشت بیانگر آن است که گسترش مخروط افکنه‌ها در عمق حدود ۱۰۰ متر نیز تداوم داشته جز اینکه به دلیل تأثیر کمتر مقاومت ویژه رسوبات دانه درشت و خشک سطحی و وجود آب یا رطوبت بیشتر در رسوبات از دامنه منحنی‌های هم مقاومت ظاهری ۱۵۰ تا ۲۰۰ اهم‌متری در جهت رسوبگذاری مسیل‌ها (شمال شرقی) کاسته گردیده است. در سایر بخش‌های آبرفتی به ویژه در جنوب غربی دشت به علت تأثیر کمتر مقاومت ویژه لایه‌های دانه درشت و خشک فوقانی روی هم رفته از وسعت محدوده‌های با مقاومت ویژه ظاهری بیش از ۱۵۰ تا بیش از ۲۰۰ اهم‌متر کاسته شده است.



شکل ۳-۴: نقشه هم‌مقاومت ویژه‌ای ظاهری به ازای فاصله الکترودی AB=430.

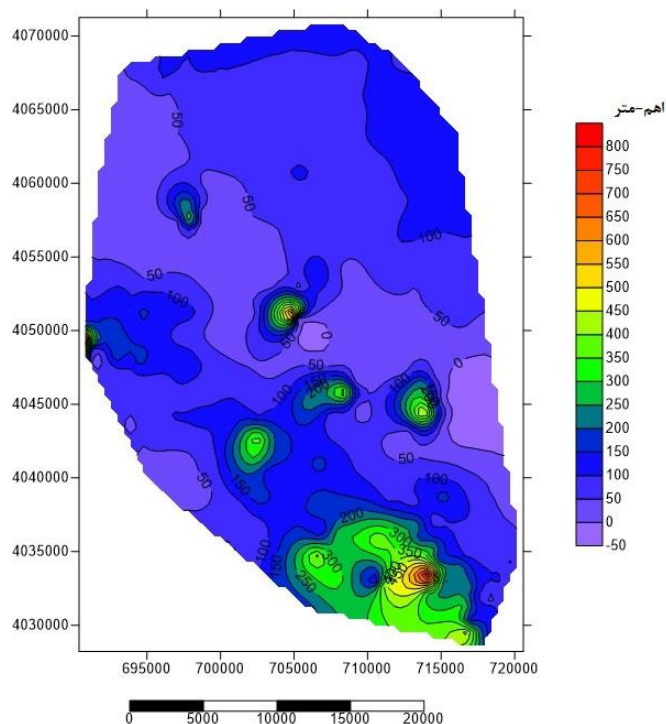
۳-۱-۴ - نقشه مقاومت ویژه ظاهری AB=930 متر

هدف از تهیه نقشه حاضر بررسی کیفی لایه های زیرزمینی تا عمق بیشتر از حدود ۲۰۰ متری بوده (شکل ۴-۴) و از بررسی منحنی های هم مقاومت ویژه ظاهری در بخش های مختلف دشت نتایج زیر حاصل شده است:

در بخش جنوب شرقی دشت عمق نفوذ زیاد جریان الکتریسیته نسبت به نقشه کم عمق تر قبلی موجب گردیده که سنگ های الترابازیک و آهک زون بینالود، با مقاومت ویژه ظاهری بیش از ۳۰۰ اهم متر گستره وسیعتری را به خود اختصاص دهد.

در بخش غربی دشت (بخش جنوب نقاط برداشت M تا S) به دلیل تأثیر کمتر مقاومت ویژه رسوبات دانه درشت و اغلب خشک فوقانی، وجود آب یا رطوبت در نهشته ها و بالاخره عمق زیاد سنگ کف مقاوم الکتریسیته در اغلب نقاط از دامنه منحنی های مقاوم نسبت به نقشه قبلی کاسته گردیده

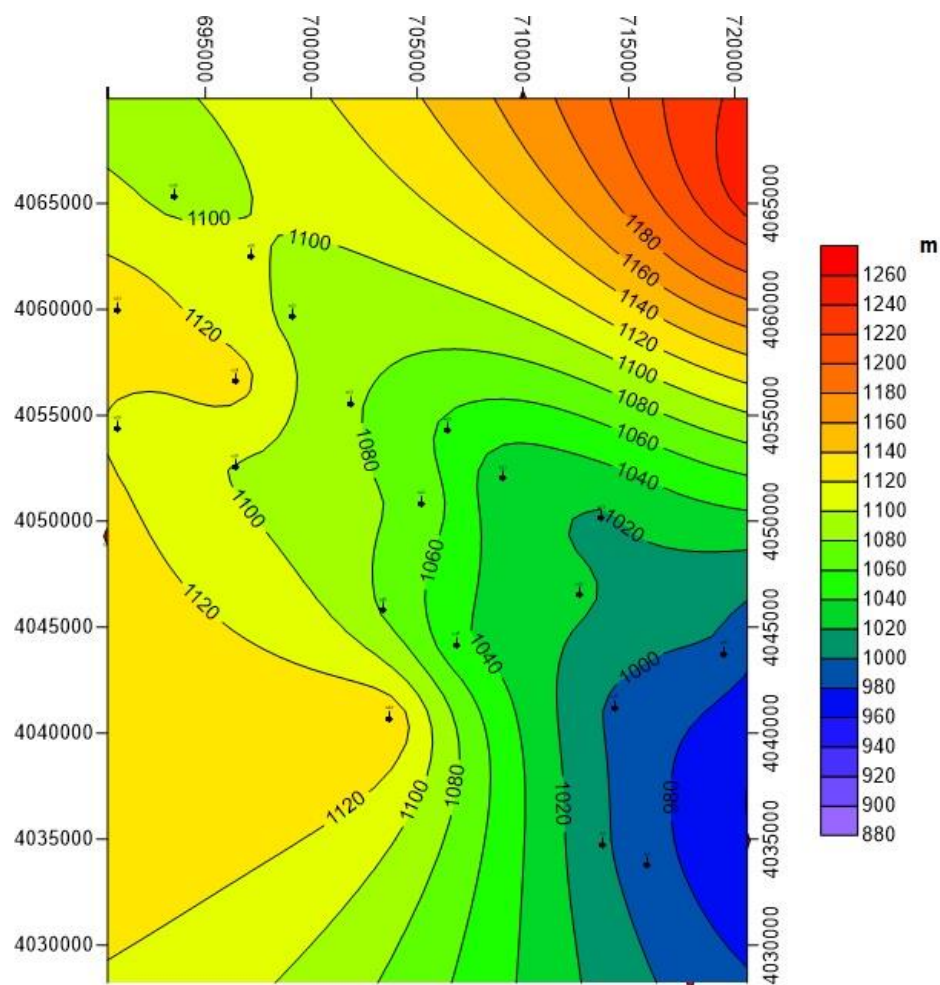
است.



شکل ۴-۴: نقشه هم‌مقاومت و ویژه‌ای ظاهری به ازای فاصله الکترودی AB=930.

۴-۲- نقشه ایزوپیز دشت مشهد

بر اساس اطلاعات چاه‌های پیزومتری منطقه، که شامل ۲۰ حلقه چاه پیزومتری مربوط به نیمه اول سال ۱۳۸۷ می‌باشد، رسم گردید (شکل ۴-۳). این نقشه به وسیله اختلاف ارتفاع سطح آب چاه‌ها و ارتفاع نقاطی که چاه در آنجا قرار دارد بدست آمده، تا اثر توپوگرافی از سطح آب در نقشه حذف شود.



شکل ۴-۵: نقشه ایزوپیز منطقه مورد مطالعه، تهیه شده با استفاده از اطلاعات چاه‌های منطقه مورد مطالعه.

فصل پنجم

مدل سازی و تفسیر یک بعدی

داده‌های سونداژ الکتریکی

هدف از تفسیر داده‌های حاصل از سونداژ الکتریکی قائم در یک منطقه، به دست آوردن یک تصویر با مدل ژئوالکتریکی قابل قبول و منطقی است؛ که با نتایج مطالعات زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی آن منطقه مطابقت داشته باشد.

معمولا داده‌های خام بدست آمده از یک سونداژ ژئوالکتریک به صورت یک منحنی بر روی کاغذهای شفاف با محورهای لگاریتمی ترسیم می‌شوند. در این نمودارها، مقدار ρ_a به صورت تابعی از فاصله الکترودی (طول $AB/2$ در آرایش شلومبرژه) رسم می‌شود. با توجه به این محورهای لگاریتمی، تاثیر یک لایه در منحنی سونداژ به ازای عمق آن کمتر می‌گردد. با استفاده از سیستم محورهای لگاریتمی، تفسیر نتایج به کمک منحنی‌های استاندارد یا آباک‌ها آسان‌تر می‌گردد. به طوری که اگر آباکی برای مدل مشخصی تنظیم شده باشد، در شرایطی که تغییرات مقاومت‌ویژه و ضخامت لایه دارای نسبت برابری با مدل مورد نظر باشد، با روش بسیار ساده‌ای که مبتنی بر موازی قرار دادن محورهای مختصات است می‌توان از این آباک استفاده نمود (Reynolds, 1997).

به‌طور خلاصه به منظور تفسیر صحیح سونداژهای الکتریکی یک منطقه باید به نکات زیر توجه داشت:

(۱) سونداژ الکتریکی باید با توجه به سونداژهای الکتریکی دیگری که در منطقه اجرا شده است مورد تفسیر قرار گیرد.

(۲) اگر در مجاورت سونداژهای الکتریکی گمانه‌هایی موجود باشد باید اطلاعات حاصل از این گمانه‌ها در تعبیر و تفسیر سونداژهای الکتریکی مورد توجه قرار گیرد، زیرا در مناطقی که تعداد چاه‌ها و گمانه‌ها و اطلاعات مربوط به آن‌ها بیشتر است، ارزیابی آب زیرزمینی با استفاده از روش ژئوالکتریک به طور دقیق‌تری صورت می‌پذیرد.

(۳) سونداژهای الکتریکی که روی رخنمون‌ها و یا طبقات مجاور آن پیاده شده است، با توجه به مشخصات زمین‌شناسی این طبقات مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۴) قبل از تعبیر و تفسیر منحنی سونداژ شلومبرژه، بایستی با تصحیح داده‌های سونداژ، منحنی مورد نظر به یک منحنی هموار^۱ تبدیل گردد.

۵) حدود تغییرات مقاومت ویژه هر چه دقیق‌تر تعیین شود، تعبیر و تفسیر حاصل دقیق‌تر خواهد بود (Rernolds, 1997).

در نتیجه تفسیر، مدلی شامل پارامترهای زیر به دست خواهد آمد:

الف) تعداد لایه‌ها (N)، مقاومت ویژه واقعی هر لایه (ρ)، ضخامت یا عمق هر لایه (E یا D).

در هر مرحله تفسیر، مقادیر عددی این پارامترها که بهترین تطبیق با داده‌های صحرایی داشته باشند، تعیین می‌شوند. پس از آن، تفسیر زمین‌شناسی انجام می‌شود که اطلاعات زمین‌شناسی موجود، داده‌های گمانه‌های حفاری و چاه‌ها، باعث افزایش کیفیت این تفسیر می‌شوند.

۵-۲- تفسیر کیفی سونداژهای الکتریکی

به طور کلی، آنچه که در تعبیر و تفسیر کیفی یک منحنی سونداژهای الکتریکی مورد توجه قرار می‌گیرد، نقاط ماکزیمم و مینیمم بروی این منحنی است. وجود هر ماکزیمم یا مینیمم برای طبقات افقی می‌تواند معرف وجود یک لایه با مقاومت ویژه متفاوت باشد. البته باید در نظر داشت که این قاعده کلی نیست و با آنکه یک لایه بتواند خود را بر روی منحنی نشان دهد، باید دارای ضخامت کافی و تباین مقاومت ویژه مناسب با طبقات مجاورش باشد. نکته قابل توجه، شناخت منحنی‌های سونداژ الکتریکی برای حالت‌های مختلف است. برای افراد با تجربه تغییر شیب منحنی، قسمت‌های بالارونده و پایین‌رونده و مسائلی از این قبیل می‌تواند هریک شامل اطلاعات کیفی در رابطه با تغییرات مقاومت ویژه در یک منطقه باشد (Mooney, 1980).

¹ Smooth Curve

۵-۳- تفسیر کمی سونداژهای الکتریکی

مجموعه وسیعی از منحنی‌های استاندارد یا آباک‌ها برای طبقات افقی دو تا چهار لایه‌ای تهیه شده‌اند. این منحنی‌های سونداژ الکتریکی به صورت گروه‌های طبقه‌بندی شده‌اند و در نتیجه می‌توان به راحتی، منحنی‌های استاندارد را که مشابه منحنی سونداژ الکتریکی بدست آمده می‌باشند، مشخص نمود و مشخصات لایه‌های مربوط به سونداژ مذکور را تعیین کرد. برای اینکه یک منحنی سونداژ الکتریکی، منحصرًا مربوط به طبقات افقی باشند، باید شرایط زیر برای آن صادق باشد:

- ۱- شیب قسمت بالارونده منحنی نباید از ۴۵ درجه بیشتر باشد.
 - ۲- شعاع انحنای منحنی در نزدیکی نقطه ماکزیمم آن نباید از حد معینی کوچکتر باشد (این مقدار تقریباً برابر با نسبت ۲ در مقایس لگاریتمی انتخاب شده، می‌باشد).
 - ۳- در خصوص شیب قسمت پایین‌رونده منحنی سونداژ الکتریکی و شعاع انحنای آن در نزدیکی نقطه مینیمم، محدودیت‌هایی مانند قسمت‌های ۱ و ۲ و حتی شدیدتر وجود دارد.
- بعد از مشخص شدن این که منحنی سونداژ الکتریکی مربوط به طبقات افقی می‌باشد، تعیین مشخصات لایه سطحی به سادگی امکان‌پذیر است. برای این کار می‌توان از منحنی‌های استاندارد (برای دو لایه) استفاده کرد. مجانب منحنی برای مقادیر کوچک فاصله الکترودی، مشخص کننده مقاومت ویژه لایه اول است اما برای تعیین مشخصات این لایه، منحنی آن لایه بر منحنی استاندارد مربوطه منطبق می‌گردد. تقاطع محورهای افقی و قائم منحنی استاندارد را روی کاغذ لگاریتمی که منحنی سونداژ الکتریکی روی آن رسم شده با علامت (+) مشخص کرده و مختصات این نقطه را به دست می‌آوریم. طول این نقطه معادل با عمق یا ضخامت و عرض آن معادل با مقاومت ویژه لایه اول

می‌باشد (Mooney, 1980).

برای تعیین مشخصات لایه دوم، در صورتی که زمین مورد مطالعه فقط از دو لایه تشکیل شده باشد (ضخامت لایه دوم بی‌نهایت زیاد باشد)، منحنی سونداژ الکتریکی به سمت مقاومت‌ویژه حقیقی لایه دوم مجانب می‌شود. در صورت وجود بیش از دو لایه، حتی اگر تباین مقاومت‌ویژه لایه دوم با لایه‌های اول و سوم زیاد باشد، منحنی سونداژ الکتریکی به مقدار حقیقی مقاومت‌ویژه لایه دوم نمی‌رسد. در این حالت، با استفاده از از منحنی‌های کمکی و با تطبیق جزء به جزء آن‌ها با منحنی سونداژ الکتریکی، می‌توان مشخصات لایه‌ها را به راحتی تعیین نمود (Telford et. al., 1991).

ارزیابی یک منحنی سونداژ الکتریکی ممکن است چندین پاسخ هم‌ارز داشته باشد. وظیفه متخصصین ژئوفیزیک، انتخاب نتیجه‌ای است که بهترین تطابق را با ساختارهای زمین‌شناسی و هیدروژئولوژیکی شناخته شده در منطقه داشته باشد. راه دیگر برای انتخاب نتیجه مناسب، مقایسه پاسخ هر سونداژ با سونداژ مجاور است. باید امکان وصل کردن نشانه‌های یک لایه در یک عمق اندازه‌گیری شده توسط یک سونداژ به نشانه‌های عمقی مربوطه در سونداژ بعدی، به نحوی که یک مقطع صحیح و منطقی (از نظر زمین‌شناسی) به دست آید وجود داشته باشد. در سونداژزنی (همانند مغزه‌گیری‌های حفاری) می‌توان مرز و یا ضخامت لایه‌های مجاور را ثبت کرد. با این تفاوت که در اینجا به جای لیتولوژی یا جنس زمین‌شناسی لایه‌ها، مقاومت‌ویژه ظاهری ارائه می‌گردد (Vogelsang, 1995).

۴-۵- تفسیر کمی داده‌های سونداژ ژئوالکتریک در منطقه مورد مطالعه

در این مرحله داده‌های بدست آمده از ۳۰۰ سونداژ ژئوالکتریک که با آرایش شلومبرژه برداشت

شده‌اند و موقعیت مکانی آن‌ها در در شکل‌های (۱-۳) و (۱-۴) مورد بررسی قرار گرفت، ابتدا به روش انطباق منحنی‌ها با استفاده از منحنی‌های استاندارد مورد تفسیر کمی یک‌بعدی قرار گرفته و در نتیجه برای هر سونداژ تعداد لایه‌ها، عمق و مقاومت ویژه هر لایه تعیین شده است. سپس نتایج بدست آمده از منحنی‌های استاندارد به عنوان مدل اولیه برای نرم‌افزارهای IPI2win و IX1D استفاده گردیده است. نتایج بدست آمده از این نرم‌افزارها با نتایج حاصل از منحنی‌های استاندارد تفاوت چندانی با هم ندارند و با تقریب خوبی یکدیگر را تایید می‌کنند. نتایج بدست آمده از این سه روش (نرم‌افزارهای IPI2win، IX1D و نتایج حاصل از منحنی‌های استاندارد) برای هر سونداژ در جدولی مجزا آمده است؛ که به تفکیک هر یک از آن‌ها مورد بحث قرار گرفته است. در ابتدا برای آشنایی بیشتر با نحوه عملکرد این دو نرم‌افزار و مقایسه میزان خطا بین نتایج حاصل از مدل‌سازی معکوس و مدل‌سازی مستقیم مربوط به سونداژهای B1 به همراه شکل‌های مربوطه آمده است. به دلیل حجم بالای کار و تعداد نسبتاً زیاد سونداژها در این فصل ذکر نشده‌اند و نتایج تفسیر عمده‌ای از سونداژها در پیوست ارائه شده است.

۵-۴-۱- سونداژ B1

با توجه به شکل (۱-۳) سونداژ B1 بر روی پروفیل B واقع شده است. در زیر نتایج IX1D و IPI2win ذکر شده است.

الف- نتایج با نرم‌افزار IX1D:

نتایج بدست آمده از منحنی‌های استاندارد به همراه نتایج مدل‌سازی مستقیم در شکل (۵-۱) و (۵-۲) نشان داده شده است. همانطور که از شکل پیداست میزان خطای برازش بین داده‌های صحرایی و داده‌های نظری حاصل از مدل مستقیم که به صورت میزان خطای RMS^1 بیان شده، برابر با ۹/۴۱ درصد می‌باشد؛ که بعد از مدل‌سازی وارون داده‌های سونداژ، همانطور که در شکل (۵-۵) مشاهده

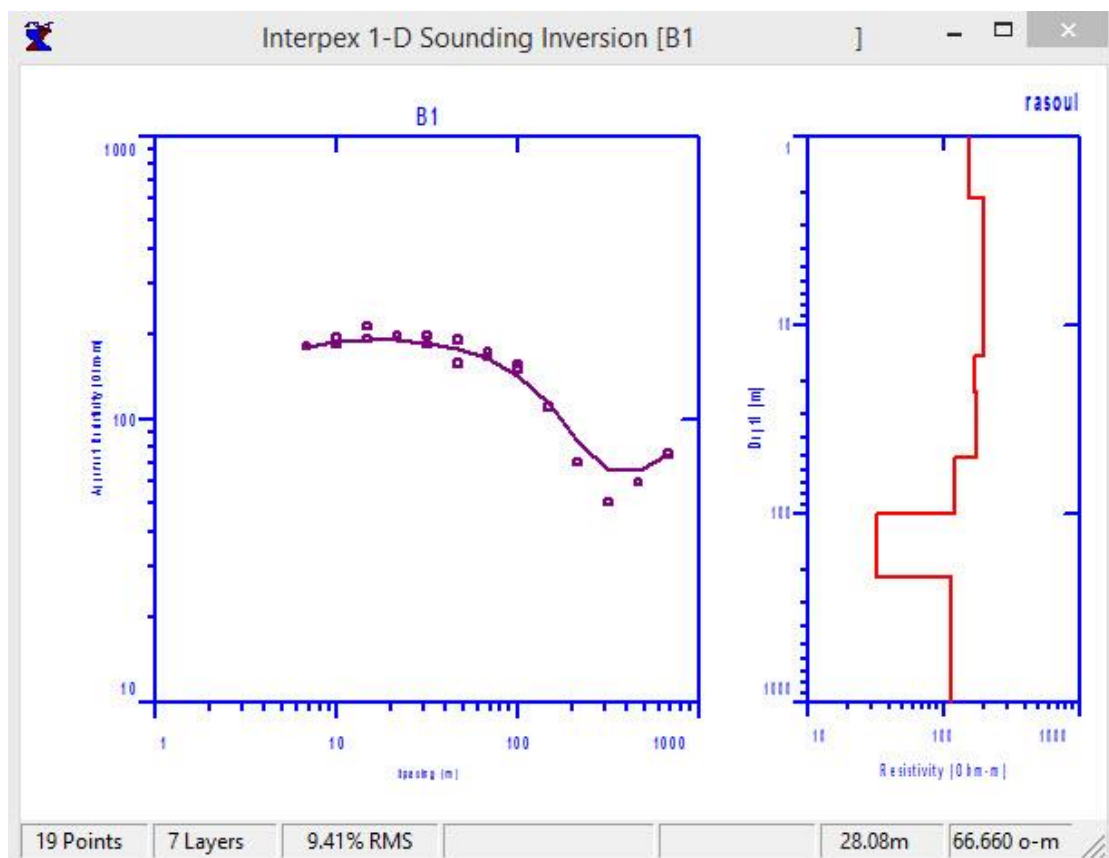
¹ Root Mean Square (RMS)

می‌شود، میزان خطا به کمترین مقدار خود یعنی ۶/۱ درصد می‌رسد.

با توجه به نتایج مدل وارون، نتایج حفاری در فاصله ۲۵۰ متری سونداژ B1 (شکل ۵-۳) که مشخصات زمین‌شناسی این حفاری در شکل (۵-۴) آمده شده است و همچنین شکل (۴-۳) نقشه ایزوپیز منطقه مورد مطالعه) می‌توان لایه پنجم را به عنوان لایه آبدار با عمق تقریبی ۵۳ متری در نظر گرفت. با توجه به مقاومت‌ویژه آن از کیفیت خوبی برخوردار است. همچنین لایه ششم با عمق تقریبی ۶۹ متری که متشکل از رس و گراول رسی است؛ به عنوان سنگ کف معرفی می‌شود.

#	Rho	Fix?	Thick	Depth	Elev	Fix?
1	155.00	☐	2.1500	2.1500	1064.8	☐
2	200.00	☐	12.550	14.700	1052.3	☐
3	170.00	☐	8.3000	23.000	1044.0	☐
4	175.00	☐	28.000	51.000	1016.0	☐
5	120.00	☐	49.000	100.00	967.00	☐
6	32.000	☐	120.00	220.00	847.00	☐
7	115.00	☐				☐
8		☐				☐
9		☐				☐
10		☐				☐
11		☐				☐
12		☐				☐

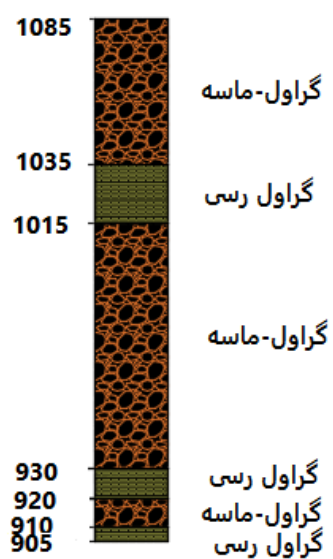
شکل ۵-۱: نتایج مدل‌سازی مستقیم یا پیشرو حاصل از مدل اولیه تفسیر کمی سونداژ B1 با استفاده از منحنی‌های استاندارد.



شکل ۵-۲: مدل برازش داده شده با داده‌های سونداژ B1.



شکل ۵-۳: موقعیت چاه حفاری نسبت به سونداژ B1.



شکل ۴-۵: ستون چینه‌شناسی یک حفاری در نزدیکی سونداژ B1.

Resistivity Model

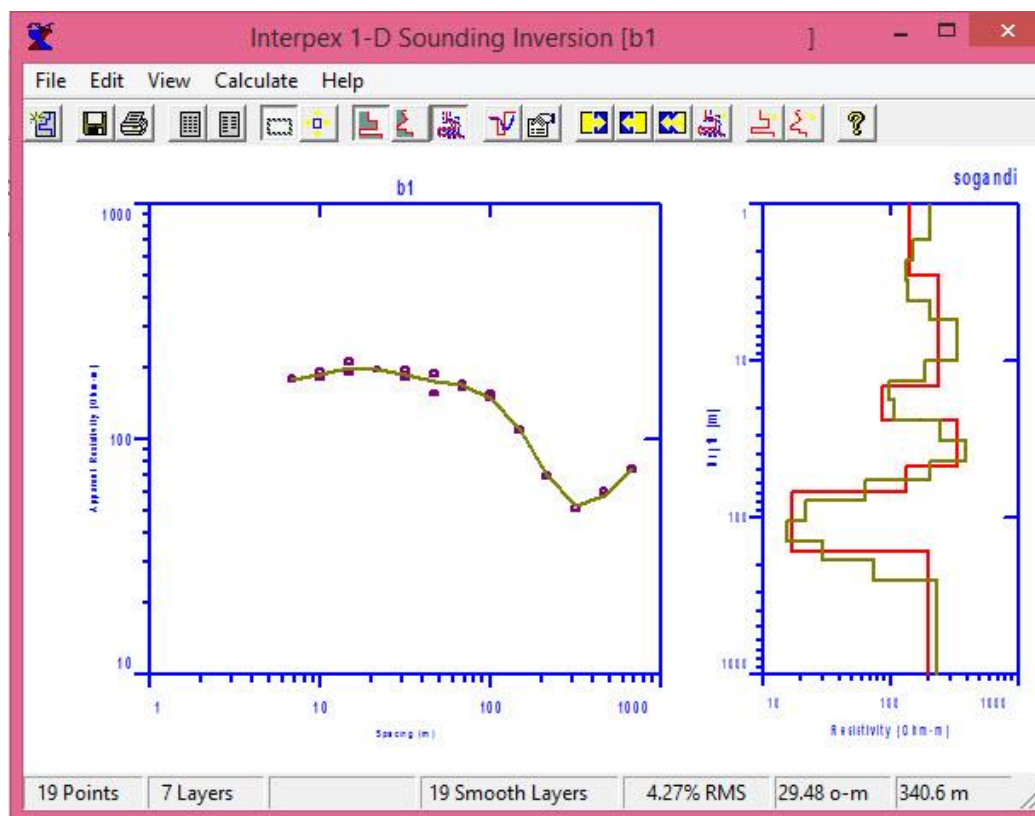
Surface Elevation: 1067.0 Fitting Error: 6.1052

☐ Use Depth Instead of Thickness Units: (meters)

#	Rho	Fix?	Thick	Depth	Elev	Fix?
1	143.00	☐	3.0000	3.0000	1064.0	☐
2	239.00	☐	11.000	14.000	1053.0	☐
3	86.000	☐	9.0000	23.000	1044.0	☐
4	331.00	☐	30.000	53.000	1014.0	☐
5	133.00	☐	16.000	69.000	998.00	☐
6	16.000	☐	95.000	164.00	903.00	☐
7	195.00	☐				☐
8		☐				☐
9		☐				☐
10		☐				☐
11		☐				☐
12		☐				☐

 Column Math:

شکل ۵-۵: نتایج مدل‌سازی وارون داده‌های سونداژ B1.



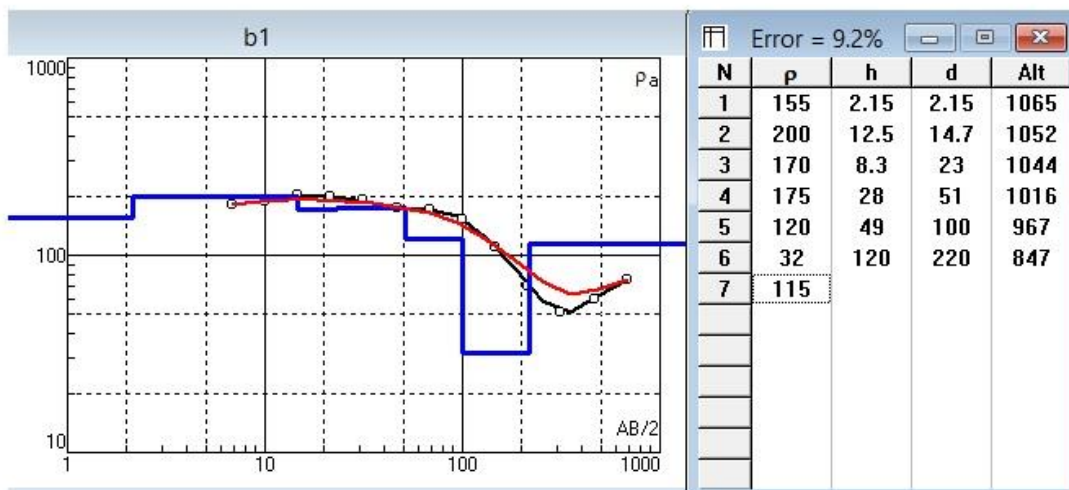
شکل ۵-۶: مدل برازش داده شده حاصل از مدل سازی وارون با داده های سونداژ B1.

ب- نتایج تفسیر با نرم افزار IPI2win:

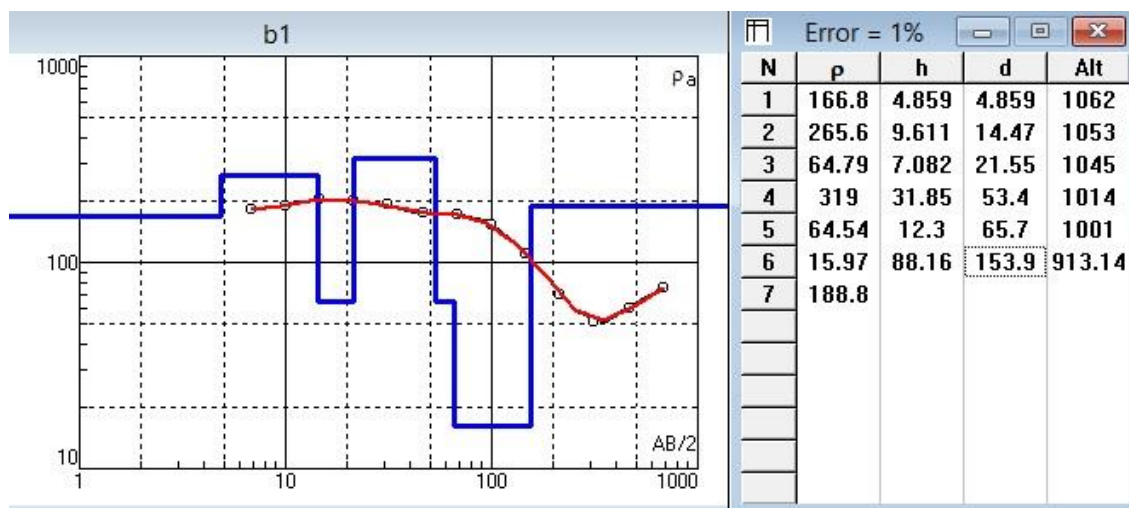
در شکل (۵-۷) نتایج حاصل از مدل سازی پیشرو نشان داده شده است، میزان عدم انطباق بین داده های صحرایی و داده های نظری حاصل از مدل پیشرو ۹/۲ درصد می باشد. بعد از انجام مدل سازی وارون همان طور که در شکل (۵-۸) نشان داده شده است، مقدار خطای عدم انطباق به ۱ درصد کاهش می یابد.

نتایج حاصل از مدل سازی وارون با نرم افزار IPI2win اختلاف اندکی با نرم افزار IX1D دارد، که این اختلاف را می توان در نحوه ی تصحیح منحنی سونداژ شلومبرژه توسط دو نرم افزار نسبت داد به طوری که هموارسازی منحنی های سونداژ در مدل سازی یک بعدی توسط نرم افزار IX1D، تصحیح گرافیکی است و نرم افزار IPI2win این هموارسازی منحنی ها را با شیفت قطعه منحنی ها انجام

می‌دهد. لایه آبدار در عمق تقریبی ۵۳/۴ متری نشان می‌دهد که از جنس گراول و ماسه است. سنگ کف گراول رسی و رسی (با مقاومت ویژه ۱۶ اهم‌متر) در عمق حدودی ۶۵/۷ متری واقع شده است.



شکل ۵-۷: مدل اولیه حاصل از تفسیر داده‌های سونداژ B1 با استفاده از منحنی‌های استاندارد و برازش آن با داده‌های سونداژ.



شکل ۵-۸: مدل بدست آمده از مدل‌سازی وارون داده‌های سونداژ B1 توسط نرم‌افزار IPI2win و برازش آن با داده‌های سونداژ.

برای مقایسه بهتر، نتایج بدست آمده از سه روش در جدول (۵-۱) آمده است.

جدول ۵-۱: نتایج حاصل از تفسیر سونداژ B1 به کمک روش‌های مختلف.

تفسیر با نرم افزار IX1D RMS Error=6.1%		تفسیر با نرم افزار IPI2win Error=1%		تفسیر با منحنی‌های استاندارد		
d (m)	$\rho(\Omega.m)$	d (m)	$\rho(\Omega.m)$	d (m)	$\rho(\Omega.m)$	مشخصات
۳	۱۴۳	۴/۸	۱۶۶	۲/۱۵	۱۵۵	لایه اول
۱۴	۲۳۹	۱۴/۵	۲۶۵	۱۴/۷	۲۰۰	لایه دوم
۲۳	۸۶	۲۲	۶۴	۲۳	۱۷۰	لایه سوم
۵۳	۳۳۱	۵۳/۴	۳۱۹	۵۱	۱۷۵	لایه چهارم
۶۹	۱۳۳	۶۵	۶۴	۱۰۰	۱۲۰	لایه پنجم
۱۶۴	۱۶	۱۵۳	۱۶	۲۲۰	۳۲	لایه ششم
∞	۱۹۵	∞	۱۸۸	∞	۱۱۵	لایه هفتم

۵-۵- سونداژ ES5

الف- نتایج تفسیر با نرم افزار IX1D:

نتایج حاصل از منحنی‌های استاندارد به همراه نتایج مدل‌سازی پیشرو در شکل (۵-۹ و ۵-۱۰) نشان داده شده است، میزان خطای RMS بین داده‌های صحرایی و داده‌های نظری حاصل از مدل پیشرو ۶/۹۹ درصد می‌باشد که پس از انجام مدل‌سازی وارون داده‌های سونداژ در مراحل تکرار نهایی همانطور که در شکل (۵-۱۳) مشاهده می‌شود؛ میزان خطای RMS به کمترین مقدار خود یعنی ۵/۴۵ درصد می‌رسد.

یک حلقه چاه در شمال محل برداشت به فاصله ۶۰۰ متری حفر شده است که ارتفاع آب آن از سطح آب‌های آزاد ۱۰۷۸ متر است (به دلیل توپوگرافی ارتفاع از سطح آب‌های آزاد حساب شده است)؛ همچنین در فاصله ۲۰ متری نقطه سونداژ یک لاگ حفاری به عمق ۹۰ متری برداشت شده است (۵-۱۱) که مشخصات چاه حفاری در شکل (۵-۱۲) آورده شده است. با توجه به مدل نهایی بدست آمده از نرم افزار IX1D و این دو چاه می‌توان لایه‌های سوم و چهارم را لایه آبدار در نظر گرفت که سطح آب در عمق ۹ متری بدست آمده است و همچنین لایه پنجم و ششم به عنوان سنگ کف و از جنس رس و رس سیلتی می‌باشد.

Resistivity Model

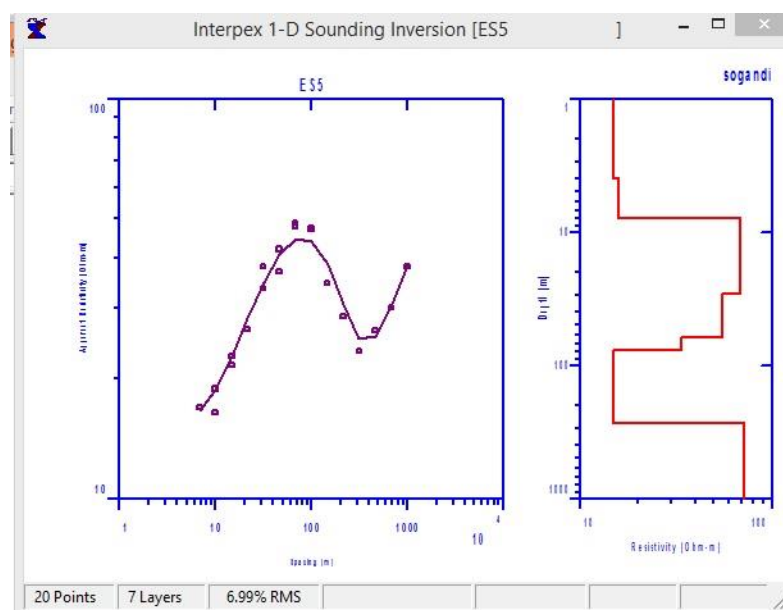
Surface Elevation: 1090.0 Fitting Error: 6.9929

☐ Use Depth Instead of Thickness Units: (meters)

#	Rho	Fix?	Thick	Depth	Elev	Fix?
1	15.000	☐	4.0000	4.0000	1086.0	☐
2	16.000	☐	4.0000	8.0000	1082.0	☐
3	69.000	☐	21.000	29.000	1061.0	☐
4	55.000	☐	33.000	62.000	1028.0	☐
5	34.000	☐	15.000	77.000	1013.0	☐
6	15.000	☐	199.00	276.00	814.00	☐
7	72.000	☐				☐
8		☐				☐
9		☐				☐
10		☐				☐
11		☐				☐
12		☐				☐

 Column Math:

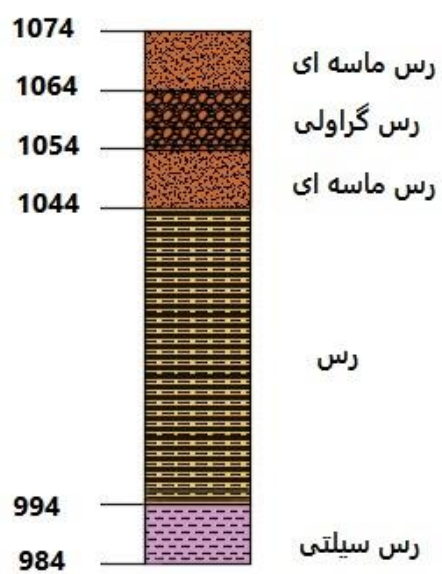
شکل ۵-۹: نتایج مدل سازی مستقیم یا پیشرو حاصل از مدل اولیه تفسیر کمی سونداژ ES5 با استفاده از منحنی های استاندارد.



شکل ۵-۱۰: مدل برازش داده شده با داده های سونداژ ES5.



شکل ۵-۱۱: موقعیت سونداژ ES5 با چاه حفاری و چاه آب مجاور آن.



شکل ۵-۱۲: ستون چینه شناسی یک حفاری در نزدیکی سونداژ ES5.

Resistivity Model

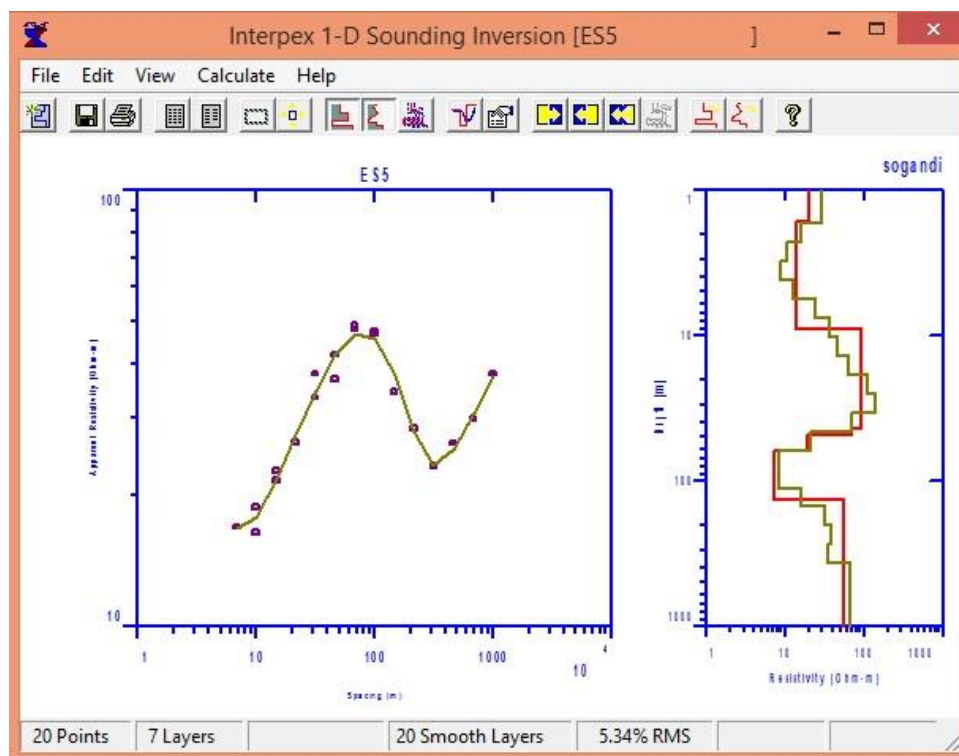
Surface Elevation: 1090.0 Fitting Error: 5.4521

☐ Use Depth Instead of Thickness Units: (meters)

#	Rho	Fix?	Thick	Depth	Elev	Fix?
1	20.314	☐	1.6580	1.6580	1088.3	☐
2	14.206	☐	7.2809	8.9388	1081.1	☐
3	91.741	☐	35.250	44.188	1045.8	☐
4	69.655	☐	4.1272	48.316	1041.7	☐
5	19.547	☐	14.545	62.861	1027.1	☐
6	7.3552	☐	71.903	134.76	955.24	☐
7	54.686	☐				☐
8		☐				☐
9		☐				☐
10		☐				☐
11		☐				☐
12		☐				☐

 Column Math:

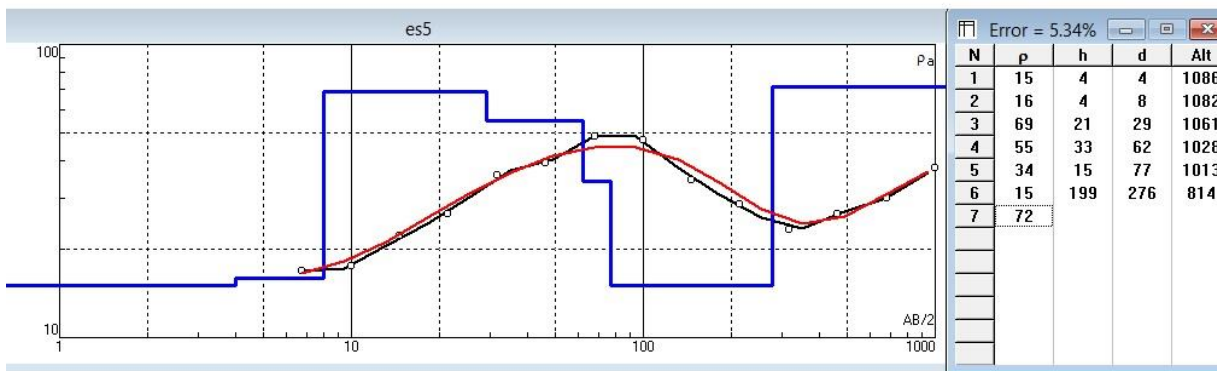
شکل ۵-۱۳: نتایج مدل سازی وارون داده های سونداژ ES5.



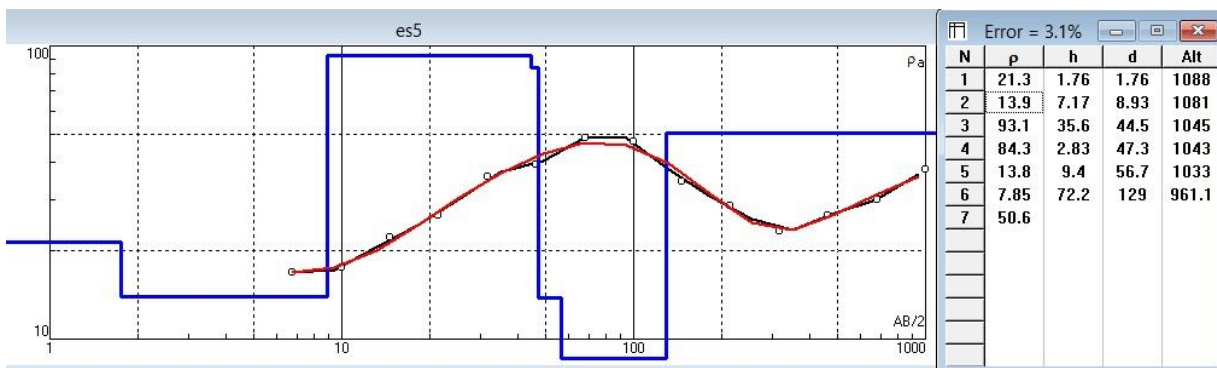
شکل ۵-۱۴: مدل برازش داده شده حاصل از مدل سازی وارون با داده های سونداژ ES5.

ب- تفسیر با نرم افزار IPI2win:

اکنون مدل اولیه مورد نظر توسط نرم افزار IPI2win وارون سازی می شود. از آن جایی که نرم افزار IPI2win در زمین های لایه ای خوب عمل می کند؛ بنابراین از تفسیر نیمه خودکار این نرم افزار برای وارون سازی داده های مقاومت ویژه استفاده می شود؛ کما این که وارون سازی خودکار توسط نرم افزار مذکور بر روی داده های منطقه مورد نظر نتایج غیر منطقی ارائه می دهد.



شکل ۵-۱۵: مدل اولیه حاصل از تفسیر سونداژ ES5 با استفاده از منحنی استاندارد و برازش آن با داده های سونداژ.



شکل ۵-۱۶: مدل بدست آمده از مدل سازی وارون داده های سونداژ ES5 توسط نرم افزار IPI2win و برازش آن با داده های سونداژ.

همانند سونداژ قبل نتایج مربوط به سه نرم افزار برای مقایسه بهتر در جدول (۵-۲) گردآوری شده است.

جدول ۵-۲: نتایج حاصل از تفسیر سونداژ ES5 به کمک روش‌های مختلف.

تفسیر با نرم‌افزار IX1D RMS Error=5.45%		تفسیر با نرم‌افزار IPI2win RMS Error=3.1%		تفسیر با منحنی‌های استاندارد		
d (m)	$\rho(\Omega.m)$	d (m)	$\rho(\Omega.m)$	d (m)	$\rho(\Omega.m)$	مشخصات
۱/۶۵	۲۰/۳۱	۱/۷۶	۲۱/۳	۴	۱۵	لایه اول
۸/۹۴	۱۴/۲۰	۸/۹۳	۱۳/۹	۸	۱۶	لایه دوم
۴۴/۱۸	۹۱/۷۴	۴۴/۵	۹۳/۱	۲۹	۶۹	لایه سوم
۴۸/۳۲	۶۹/۶۵	۴۷/۳	۸۴/۳	۶۲	۵۵	لایه چهارم
۶۲/۸۶	۱۹/۵۴	۵۶/۷	۱۳/۸	۷۷	۳۴	لایه پنجم
۱۳۴/۷۶	۷/۳۵	۱۲۹	۷/۸۵	۲۷۶	۱۵	لایه ششم
∞	۵۴/۶۹	∞	۵۰/۶	∞	۷۲	لایه هفتم

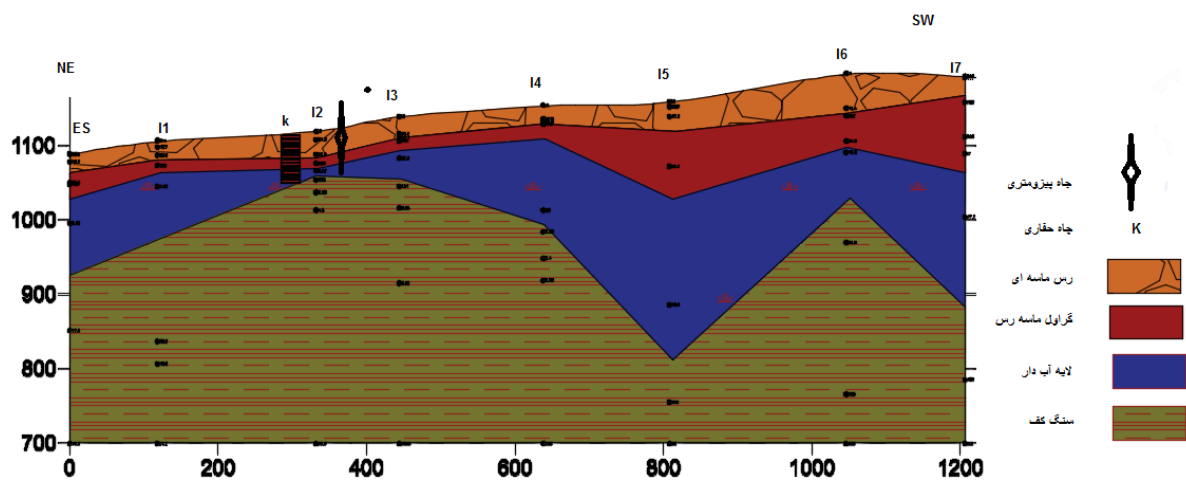
روی یک پروفیل می‌توان با استفاده از اطلاعات جانبی مانند حفاری، چاه‌های پیزومتری و... لایه‌های ژئوالکتریکی بدست آمده حاصل از مدل‌سازی یک‌بعدی را به لایه‌های زمین‌شناسی مربوط کرد و لایه‌های سونداژها را بر روی یک پروفیل به هم وصل نمود و در نهایت یک مقطع زمین‌شناسی با استفاده از مدل‌سازی یک‌بعدی به دست آورد. هر چند که این مقطع با ساده‌سازی به دست می‌آید و صرفاً از لایه‌های ژئوالکتریکی استفاده می‌شود؛ اما می‌توان از آن برای نشان دادن نتایج مدل‌سازی استفاده کرد. به عنوان مثال در شکل (۵-۱۷)، که شامل هشت سونداژ قرار گرفته در راستای شمال شرقی _ جنوب غربی است؛ پس از مدل‌سازی نتایج آن در جدول (۵-۳) آمده است، سعی در رسم مقطع زمین‌شناسی شده است.

لایه اول که دارای بازه تغییرات مقاومت ویژه ۱۲ تا ۱۱۱ اهم متر را می توان به رسوبات سطحی دانه ریز رس که حاوی ماسه می باشد؛ نسبت داد؛ که هرچه به سمت جنوب و جنوب غربی پیش می رویم مقدار مقاومت ویژه افزایش می یابد.

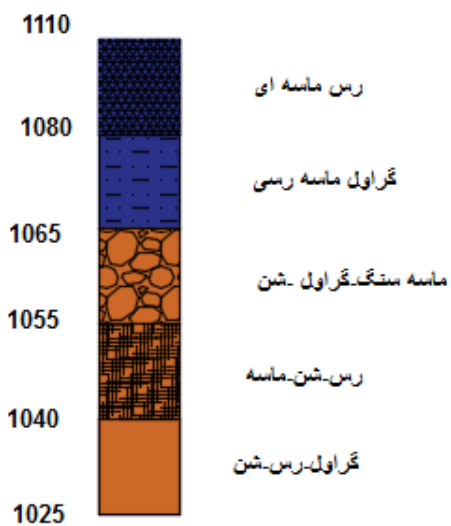
لایه دوم دارای بازه تغییرات مقاومت ویژه ۳۷ تا ۳۲۰ اهم متر را می توان به رسوبات دانه متوسط تا دانه درشت گراول ماسه و رس نسبت داد.

لایه سوم با بازه تغییرات مقاومت ویژه ۳ تا ۵۷ اهم متر را می توان لایه آبدار در نظر گرفت که ضخامت آن در نواحی مختلف متفاوت می باشد؛ با توجه به مقدار پایین مقاومت ویژه؛ لایه آبدار را می توان حاوی آبرفت های حاوی رس در نظر گرفت.

لایه آخر حاوی لایه آبرفتی دیگری با دانه بندی متفاوت از رسوبات رسی (در محل سونداژ ES با مقاومت ویژه ۸/۱۵) تا قطعات تخریبی درشت (محل سونداژ I7 و I3 با مقاومت ویژه ۴۸۳ و ۴۰۵ اهم متر) تشکیل شده است.



شکل ۵-۱۷: مقطع ژئوالکتریکی مربوط به قسمتی از پروفیل I.



شکل ۵-۱۸: ستون چینه‌شناسی چاه حفاری K.

جدول ۵-۳: نتایج مدل سازی شده سونداژهای برروی قسمتی از پروفیل I.

نام سونداژ		لایه اول	لایه دوم	لایه سوم	لایه چهارم	لایه پنجم	لایه ششم	لایه هفتم	لایه هشتم
ES	d(m)	۱	۱۱	۳۸/۸	۴۱/۱	۹۳/۵	۲۳۹	∞	
	$\rho(\Omega.m)$	۲۹/۶	۱۵/۲	۹۰/۸	۱۶۲	۸/۱۵	۱۷/۵	۴۸/۳	
I1	d(m)	۰/۹۳	۹/۱	۲۰/۳	۳۳/۸	۶۲/۵	۲۳۴	۳۰۰	∞
	$\rho(\Omega.m)$	۱۷۱	۱۸/۷	۵۰/۹	۱۹۰	۷/۵۹	۵۲/۲	۱۵/۳	۷۴/۱
I2	d(m)	۷/۷۴	۲۷/۶	۴۰	۵۰	۶۱/۷	۷۸/۵	۱۰۳	∞
	$\rho(\Omega.m)$	۶۴/۲	۲۳/۶	۲۵۵	۳/۷۷	۳۰۳	۳/۸۳	۱۵	۲۳/۶
I3	d(m)	۳/۲۶	۷/۸۱	۱۳/۴	۳۶/۲	۷۴/۵	۱۰۳	۲۰۴	∞
	$\rho(\Omega.m)$	۶۰/۲	۱۲/۱	۲۱۴	۳۱/۳	۱۳۱	۶/۹۵	۶/۵	۴۰۵
I4	d(m)	۳/۱	۶/۹	۱۰/۱	۱۲۶	۱۵۵	۱۹۰	۲۲۰	∞
	$\rho(\Omega.m)$	۵۷/۶	۱۳/۹	۳۲۰	۵۵	۵/۱	۱۷	۲۰	۲۰۰
I5	d(m)	۰/۶۱	۱/۹۷	۱۵/۵	۸۲/۲	۲۶۸	۳۹۹	∞	
	$\rho(\Omega.m)$	۷۴/۳	۲۰۸	۴۱/۸	۵۴/۲	۱۹/۴	۲۰۰	۶۶	
I6	d(m)	۹/۳	۱۹	۵۳	۶۸/۵	۱۸۹	۳۹۳	∞	
	$\rho(\Omega.m)$	۴۰/۴	۵۰۰	۳۷/۸	۶/۴۳	۳۰/۵	۲۵۰	۳۰۰	
I7	d(m)	۳/۸۸	۵/۶۱	۳۹/۱	۸۴/۸	۱۹۳	۴۱۲	∞	
	$\rho(\Omega.m)$	۳۰۶	۱۱۱	۱۶۲	۳۰۳	۴۷/۱	۴۸۴	۵/۳	

به دلیل حجم بالای کار برای هر سونداژ نتایج حاصل از سه روش منحنی های استاندارد و

نرم افزارهای IX1D و IPI2win در قالب فایل پیوست به صورت لوح فشرده آمده است.

همانطور که در شکل (۳-۴) مشاهده می کنید، بر اساس اطلاعات چاه های پیزومتری منطقه،

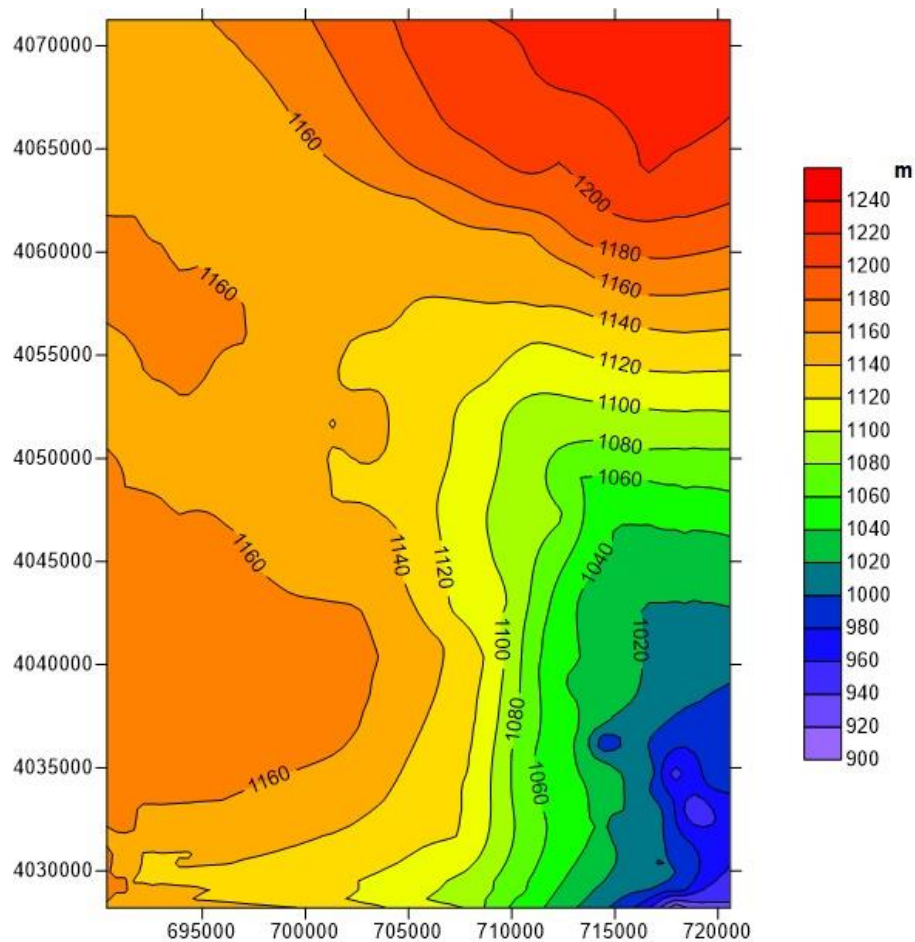
نقشه ایزوپیز منطقه رسم شده است. در شکل (۵-۱۹) نقشه ایزوپیز حاصل از مدل سازی یک بعدی را

مشاهده می نمایید. از مقایسه نقشه های ایزوپیز نتیجه می شود که نقشه ها اندکی با هم تفاوت دارند؛ که

عمدتا ناشی خطای حاصل از تفسیر یک بعدی است. البته از آنجا که نقشه ایزوپیز حاصل از چاه های

پیزومتری فقط از ۲۰ چاه بدست آمده و فاصله این چاه ها خیلی زیاد است از دقت نقشه می کاهد؛ ولی

به طور کلی دیده می‌شود، روند کلی جریان آب (از سمت شمال و شمال غرب به سمت جنوب و جنوب شرقی منطقه) و نیز عمق سطح آب در هر دو مشابه است.



شکل ۵-۱۹: نقشه ایزوپیز بدست آمده با استفاده از نتایج حاصل از مدل سازی یک بعدی در منطقه مورد مطالعه.

فصل ششم

مدل سازی و تفسیر دوبعدی

داده های صحرایی

در فصل گذشته مدل سازی یک بعدی داده های مقاومت ویژه انجام شد. در این فصل پس از بررسی و در صورت نیاز، ویرایش و اعمال تصحیحات اولیه بر روی داده های خام برداشتی، جهت تعیین مشخصات زیرزمینی در زیر هر یک از پروفیل ها مدل سازی معکوس دوبعدی انجام شده است. سپس به طور جداگانه برای هر پروفیل، با استفاده از نتایج مدل سازی و بهره گیری از اطلاعات زمین شناسی و چاه های موجود در منطقه و همچنین در بعضی نقاط خاص با استفاده از نتایج تفسیر یک بعدی سونداژها، تفسیرهای لازم ارائه شده است.

یکی از محدودیت های روش سونداژزنی مقاومت ویژه، عدم پاسخ مناسب به تغییرات جانبی مقاومت ویژه در زیر سطح زمین است. با مدل سازی دوبعدی داده ها می توان تصویر دقیق تری از تغییرات مقاومت ویژه در هر دو امتداد قائم و افقی، در طول یک خط برداشت، تهیه نمود. در اکثر مواقع، خصوصاً هنگام بررسی ساختارهای طویل زمین شناسی، این روش مدل سازی یک روش مناسب و منطقی است. بنابراین جهت بررسی هم زمان تغییرات جانبی و قائم لایه آبدار، بر روی داده های صحرایی وارون سازی دوبعدی صورت می گیرد. بدین منظور از نرم افزار Res2dinv (ver 3.54.44) استفاده شده است.

۶-۲- روش برداشت سونداژزنی الکتریکی قائم پیوسته^۱ CVES

روش سونداژزنی الکتریکی قائم پیوسته (CVES) در حقیقت از تعدادی سونداژ الکتریکی تشکیل شده که در طول یک پروفیل خطی برداشت شده اند و در نتیجه می توانند به صورت دوبعدی نیز تفسیر شوند (Molano et. al., 1990).

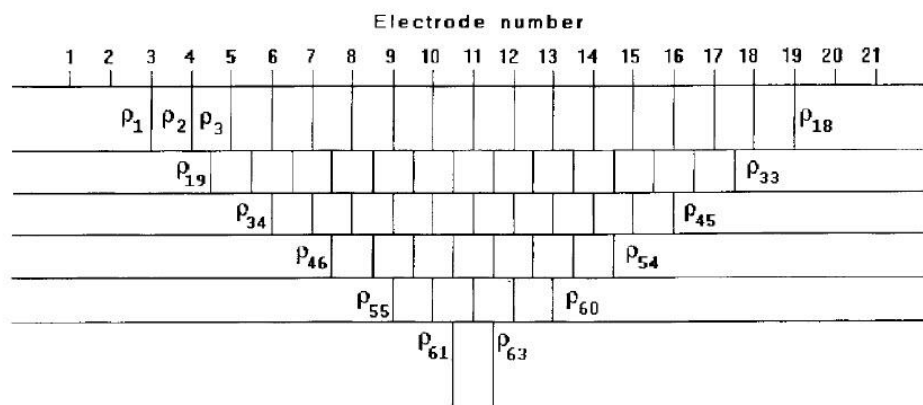
در این روش هدف اولیه بررسی زمین به صورت یک بعدی است و برداشت در آن بیشتر با

¹ Continuos Vertical Electric Sounding

آرایش شلومبرژه انجام می‌شود. با برداشت خطی چندین سونداژ امکان تفسیر دوبعدی میسر خواهد شد. به دلیل حساسیت کم آرایش شلومبرژه به تغییرات جانبی، بهتر است مدل‌سازی به وسیله این آرایه را یک مدل‌سازی ۱/۵ بعدی دانست. از آنجایی که آرایه شلومبرژه در نشان دادن تغییرات هموار مقاومت‌ویژه، قوی‌تر از دیگر آرایه‌ها است، روش برداشت CVES در زمین‌های با تغییرات عمقی هموار نتایجی قابل قبولی ارائه می‌دهد (Muiuane and Pederson, 1999).

۳-۶- مدل‌سازی معکوس

به منظور مدل‌سازی دوبعدی (2D) داده‌های مقاومت‌ویژه، از نرم‌افزار Res2dinv استفاده می‌شود. در این نرم‌افزار مدل مورد استفاده به عنوان مدل اولیه شامل یک‌سری از بلوک‌های مستطیلی دوبعدی می‌باشد که در شکل (۱-۶) نشان داده شده است. در این مدل تعداد بلوک‌ها با تعداد نقاط داده‌ها در شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری برابر است و با شیوه مشابه مرتب شده‌اند، همچنین عمق مراکز بلوک‌ها، عمق میانگین مورد بررسی برای بازه‌های الکترودی مختلف در نظر گرفته شده است (Loke and Braker, 1996a).



شکل ۱-۶: ترتیب بلوک‌های مستطیلی در مدل‌سازی دوبعدی (Loke and Braker, 1996a).

برای انجام مدل‌سازی با استفاده از نرم‌افزار Res2dinv روش‌های متعددی وجود دارد که ما در این تحقیق از روش کمترین مربعات گوس_ نیوتون به شرح زیر استفاده کرده‌ایم.

۶-۳-۱- روش کمترین مربعات گوس- نیوتون

در روش گوس- نیوتون برای بهبود مدل اولیه از رابطه زیر استفاده می‌شود (Loke and Braker, 1996a):

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q_k = J^T g \quad (6-1)$$

که در رابطه فوق، q : بردار پارامتری مدل شامل لگاریتم مقاومت و ضخامت لایه‌ها، g : بردار تفاضلی شامل تفاضل لگاریتم مقادیر مقاومت ظاهری اندازه‌گیری شده و محاسباتی، Δq : تغییر پارامتری مدل، λ : عامل میرایی، i : فاکتور کنترلی و J : ماتریس ژاکوبین، می‌باشد.

روش مدل‌سازی معکوس کمترین مربعات گوس- نیوتون می‌تواند به سه گام اصلی تقسیم شود. گام اول محاسبه مقادیر مقاومت ویژه ظاهری برای مدل حاضر می‌باشد. این مرحله در حالت معمولی با استفاده از روش تفاضل محدود^۱ یا روش اجزا محدود^۲ انجام می‌شود. گام دوم محاسبه ماتریس ژاکوبین J مشتقات جزئی می‌باشد. گام سوم، حل سیستم معادلات خطی در معادله (۶-۱) می‌باشد. این مراحل به صورت تناوبی تکرار می‌شوند تا همخوانی مناسب بین مدل ایجاد شده با مدل صحرایی بدست آمده و یا برنامه به حداکثر مراحل تکرار برسد. از مزایای این مدل‌سازی، تشابه بین مدل ساخته شده به وسیله نرم‌افزار با مدل زمینی در همان مراحل تکرار اولیه می‌باشد. اما به دلیل محاسبه ماتریس ژاکوبین در هر تکرار، این روش زمان‌بر بوده و نیاز به حافظه زیادی برای مدل‌سازی می‌باشد (Loke and Braker, 1996a).

۶-۴- تفسیر و مدل‌سازی داده‌های مقاومت ویژه توسط نرم‌افزار Res2dinv

نرم‌افزار Res2dinv با حداقل داده‌های ورودی می‌تواند فرایند مدل‌سازی را به طور خودکار

¹ Finite difference method

² finite element method

انجام دهد. از این برنامه برای مدل سازی داده های حاصل از برداشت توسط آرایه های وئر، قطبی - قطبی، قطبی - دو قطبی، دو قطبی - دوقطبی و وئر - شلومبرژه استفاده می شود. از آن جا که نرم افزار داده های صحرایی را با آرایش شلومبرژه را به طور مستقیم نمی پذیرد، داده های منطقه در قالب آرایه ی وئر - شلومبرژه ساخته و فراخونی می شود. در این طرح نتایج حاصل از مدل سازی دوبعدی داده های مقاومت ویژه الکتریکی با استفاده از نرم افزار Res2dinv و با مراحل تکرار مختلف برای ۱۹ پروفیل برداشت شده A تا S آورده و سعی در تفسیر کیفی مقاطع شده است.

۶-۴-۱- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل A

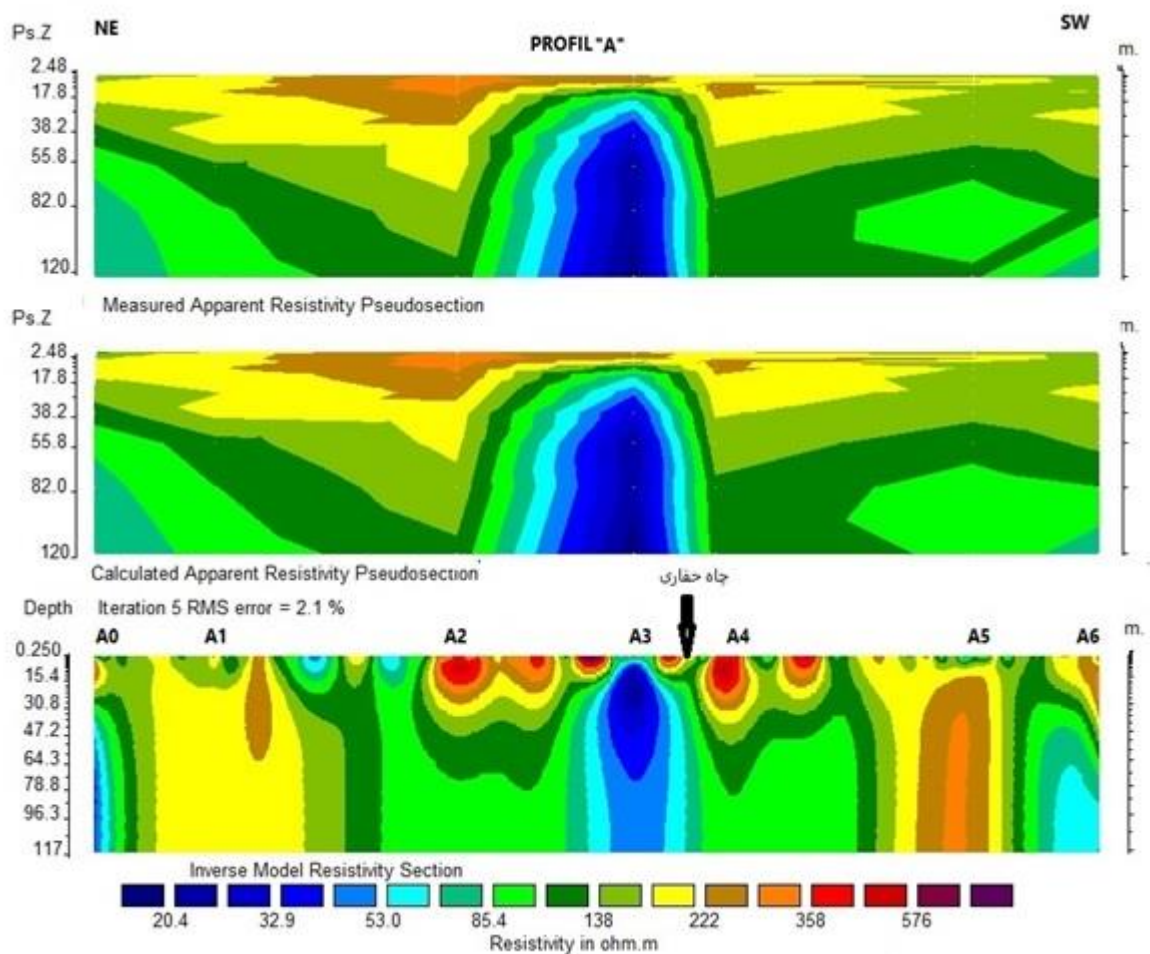
شبه مقاطع و مقطع مدل سازی A (شکل ۶-۲) از تعبیر و تفسیر ۷ سونداژ ژئوالکتریک که با راستای شمال شرقی - جنوب غربی از اراضی منتهی الیه جنوب غربی دشت به طول تقریبی ۸ کیلومتر تهیه شده است.

این پروفیل به علت حذف فاصله های الکترودی بزرگ انتهایی همانطور که در مقطع مدل سازی مشاهده می شود تا عمق ۱۱۷ متری را نشان می دهد.

در محل سونداژ A0 با توجه به مدل سازی یک بعدی عمق آب را می توان به طور حدودی ۴۰ متری در نظر گرفت با مقدار مقاومت ویژه ۶۰ اهم متر که با نتیجه مدل سازی یک بعدی مطابقت دارد. هر چه به سمت سونداژ A1 پیش می رویم بر مقادیر مقاومت ویژه افزوده می شود (حدوداً ۲۰۰ اهم متر). در فواصل مرکزی پروفیل که سونداژهای A2، A3، A4 را شامل می شوند، به استثنای بی هنجاری موجود در زیر سونداژ A3 که با مقاومت ویژه زیر ۵۰ اهم متر بر تمرکز رسوبات عمدتاً دانه ریز اشاره دارد، شاهد تغییرات مقاومت ویژه بین ۸۵ تا ۵۷۰ اهم متری هستیم که با توجه به چاه حفاری که بین سونداژهای A3 و A4 به عمق ۲۰۰ متر حفر شده است لایه های سطحی شامل آبرفت های دانه درشت و اغلب قلوه سنگ و هر چه به سمت پایین می رویم با رسوبات دانه ریز ماسه سنگ رسی مواجه می شویم

عمق آبخوان در این منطقه بین حدودا ۵۰ متری است که با مقاومت ویژه ۱۰۰ تا ۱۲۰ اهم متر از کیفیت خوبی برخوردار است و آبخوان اصلی پروفیل می توان در نظر گرفت. محل سونداژ A5 همانند A1 از مقاومت ویژه زیادی برخوردار است. محل سونداژ A6 همانند A0 از کیفیت خوب آب برخوردار نیست (عمق تقریبی ۷۰ متری که سنگ کف مشاهده نشده است).

با توجه به مدل سازی یک بعدی و همچنین مقطع مدل سازی شده دوبعدی، عدم هماهنگی مقدار مقاومت ویژه نهشته ها در محل سونداژ A3 با مقادیر مقاومت ویژه طرفین سونداژ مورد نظر، امکان وجود یک شکستگی نسبتا قائم که می تواند توسط مواد دانه ریز پر شده باشد، محتمل به نظر می رسد.

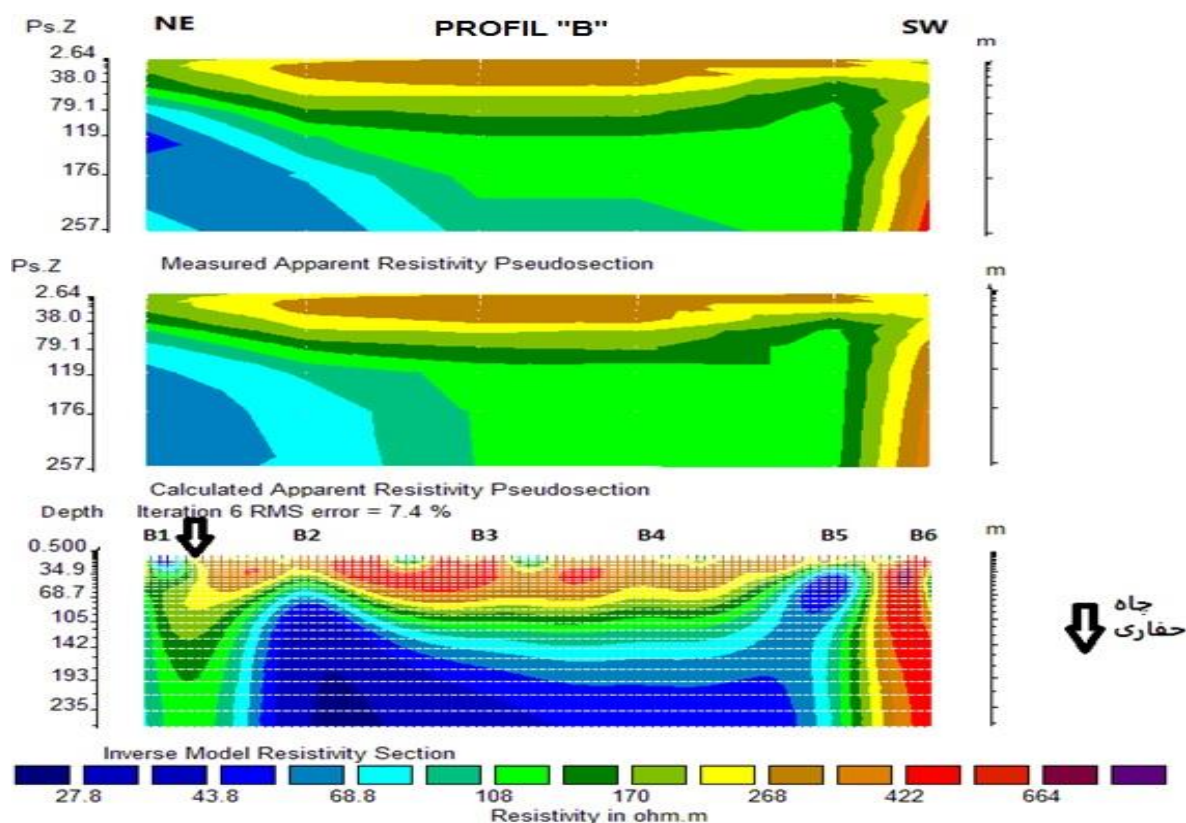


شکل ۶-۲: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل A.

۶-۴-۲- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل B

شبه مقاطع و مقطع مدل سازی B (شکل ۶-۳) از تعبیر و تفسیر ۶ سونداژ ژئوالکتریک (از B1 تا B6) با راستای شمال شرقی _ جنوب غربی با طول تقریبی ۶/۵ کیلومتر تهیه شده است.

همانطور که مقطع مدل سازی شده (شکل ۶-۳) نشان می دهد، در فاصله بین سونداژهای B1 تا B2 با بازه مقاومت ویژه ۱۰۰ تا ۳۰۰ اهم متری مواجه هستیم که هر چه به اعماق می رویم؛ از شدت مقاومت ویژه کاسته می شود با توجه به حفاری انجام شده در فاصله ۲۵۰ متری سونداژ B1 (شکل ۵-۲) لایه های سطحی حاوی آبرفت های درشت دانه گراول و ماسه و هر چه به عمق می رویم رسوبات ریز دانه می شود. در فواصل بین سونداژهای B2 تا B5 بازه مقاومت ویژه زیر ۲۷ اهم متر تا ۵۰۰ اهم متر دیده می شود؛ که سنگ کف رسی در محل سونداژهای B2 و B5 بالاتر از سونداژهای B3 و B4 قرار دارد؛ به صورتی که عمق آب در محل سونداژهای B3 و B4 (با توجه به مدل سازی یک بعدی و شکل چاه پیرومتری شکل (۴-۳)) به ترتیب ۸۲ و ۹۳ متری است؛ در حالی که عمق آب چاه های B2 و B5 به ترتیب ۶۴ و ۶۰ متری است. همچنین در بخش جنوبی در محل سونداژ B6 به علت نزدیک شدن به دوره پرمین واحدهای سنگی بخش زون بینالود که شامل سنگ های دگرگونی می باشد؛ از مقاومت ویژه بالایی (بالاتر از ۵۰۰ اهم متر) برخوردار است.



شکل ۳-۶: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل B.

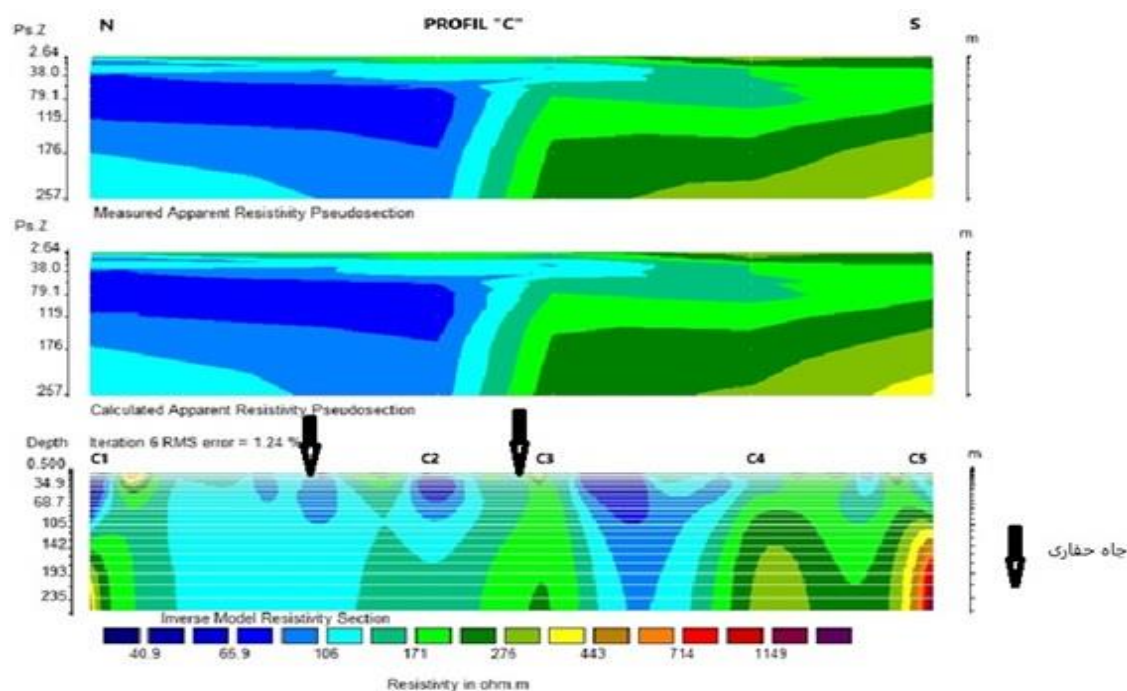
۳-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل C

شبه‌مقطع و مقطع مدل‌سازی C (شکل ۳-۶) از تعبیر و تفسیر ۵ سونداژ ژئوالکتریک (از C1 تا C5) با راستای شمال-جنوب با طول تقریبی ۶/۵ کیلومتر تهیه شده است.

همانطور که در مقطع مدل‌سازی مشاهده می‌شود؛ این مقطع از تکرار مرحله ششم بدست آمده و شامل بازه تغییرات مقاومت‌ویژه بین ۴۰ تا ۲۷۵ اهم‌متر است و در قسمت جنوبی پروفیل، به علت نزدیک شدن به دوره پرمین در محل زون بینالود، بر شدت مقاومت‌ویژه افزوده می‌شود مخصوصاً در محل سونداژ C5 که مقاومت‌ویژه به نزدیک ۱۰۰۰ اهم‌متر نیز می‌رسد؛ که می‌توان به سنگ کف مقاوم دگرگونی نسبت داد.

با توجه به حفاری‌های انجام شده در فاصله بین C1 تا نزدیک C3 لایه‌های سطحی از رسوبات

دانه ریزتر (ماسه ورس) و هر چه به عمق می‌رویم به اندازه ذرات افزوده می‌شود (گراول) و در محل سونداژ C3 از مقدار رس کاسته شده و با آبرفت‌های به اصطلاح تمیز (بدون یا مقدار جزئی رس) گراول و ماسه مواجه هستیم. عمق آب در این پروفیل با توجه به مدل‌سازی یک‌بعدی در حدود ۶۰ تا ۹۰ متری است؛ ولی با توجه به چاه پیزومتری که در فاصله ۴۸۷ متری محل برداشت سونداژ C3 حفر شده است که عمق برخورد به آب در آن ۱۳۰ متر است. این عمق در محل این سونداژ افزوده شده است.

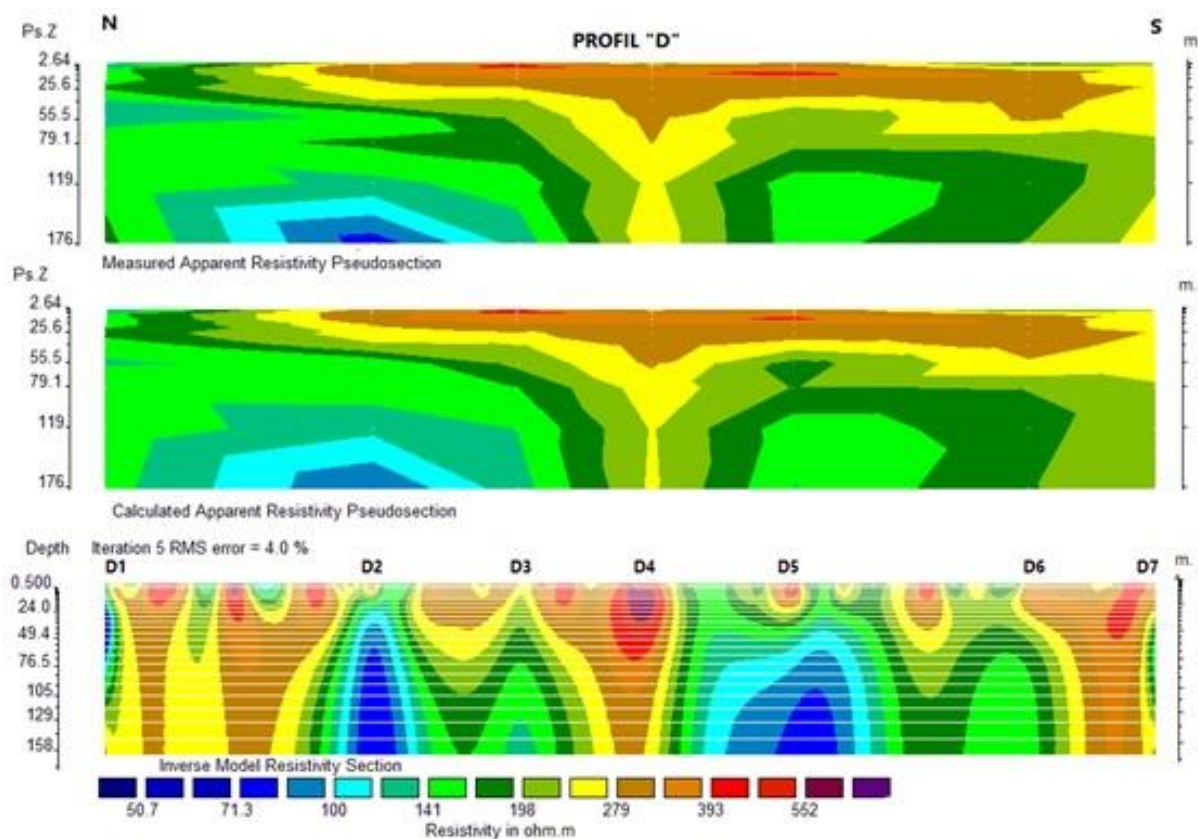


شکل ۴-۶: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دویعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل C.

۴-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل D

شبه‌مقاطع و مقطع مدل‌سازی D (شکل ۴-۵) از تعبیر و تفسیر ۷ سونداژ ژئوالکتریک (از D1 تا D7) با راستای شمال-جنوب با طول تقریبی ۶/۵ کیلومتر تهیه شده است. همانطور که در شکل مشاهده می‌شود قسمت‌های شمالی و جنوبی این پروفیل دارای مقاومت‌ویژه بالای ۲۰۰ اهم‌متر می‌باشد که قسمت جنوبی آن به خاطر سنگ‌های آهکی و دگرگونی زون بینالود می‌باشد. در قسمت میانی به

جز محل سونداژ D4 از شدت مقاومت ویژه کاسته می‌شود، در مجموع این پروفیل در بیشتر نقاط دارای مقاومت ویژه بالا می‌باشد که این فزونی مقاومت ویژه دلالت بر تمرکز آبرفتی آبگذر و تروا داشته که در محل سونداژ D4 این فزونی مقاومت ویژه کاملاً مشهود است. همچنین با توجه به مدل‌سازی‌های یک‌بعدی و چاه‌های پیزومتری هر چه به سمت جنوب می‌رویم عمق آب افزایش می‌یابد.

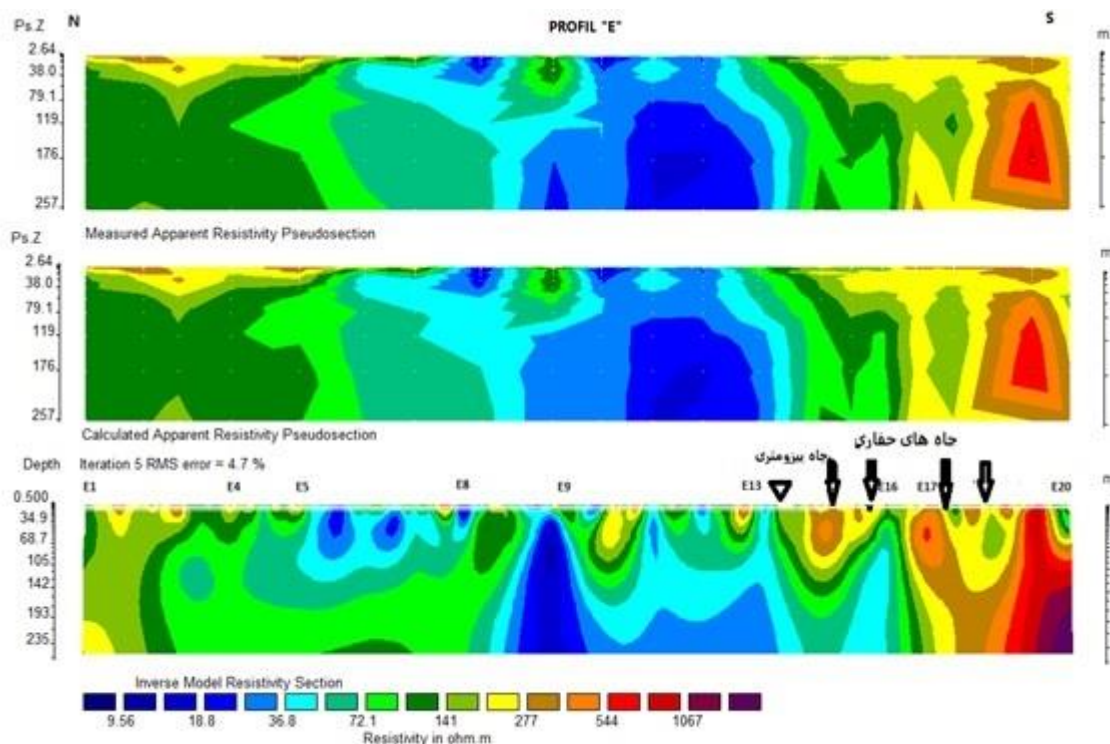


شکل ۵-۶: شبه‌مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل D.

۵-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل E

شبه‌مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی دوبعدی نشان داده شده در شکل (۶-۶) از مدل‌سازی معکوس یا وارون دوبعدی تعداد ۲۰ سونداژ ژئوالکتریک با طول تقریبی ۳۲/۵ کیلومتر ترسیم شده است. همانطور که در شکل (۶-۸) مشاهده می‌شود. در شمال پروفیل و در محدوده بین سونداژهای E1 تا E5

مقاومت‌ویژه رسوبات با بازه مقاومت‌ویژه ۷۰ تا ۳۰۰ اهم‌متر وجود دارد؛ که لایه‌های سطحی دارای مقاومت‌ویژه بالاتری که ناشی از دانه بندی درشت‌تر است، می‌باشد. در محدوده بین E5 تا E8 لایه آبداری در عمق ۴۵ تا ۱۴۰ متری با مقاومت‌ویژه بین ۵۰ تا ۷۰ اهم‌متری و جود دارد که گسترش عمقی آن در زیر سونداژ E5 بیشتر است و در زیر لایه آبدار سنگ کف رسی با مقاومت‌ویژه ۷۰ تا ۱۰۰ اهم‌متری قرار دارد. در بازه بین E9 تا E13 همان لایه آبدار با مقاومت‌ویژه ۵۰ تا ۷۰ اهم‌متری دیده می‌شود که در زیر آن سنگ کف با مقاومت‌ویژه زیر ۵۰ اهم‌متری مشاهده می‌شود. در فاصله ۷۱۲ متری محل برداشت سونداژ E13 چاه پی‌زومتری حفر شده است که عمق برخورد به آب در آن ۹۹۵ متری (معادل ۶۳ متر) از سطح آب‌های آزاد است که صحت مدل‌سازی را نشان می‌دهد. در بازه E13 تا E16 لایه آبدار در عمق بیشتری قرار گرفته است همچنین با توجه به چاه‌های حفاری موجود جنس لایه‌های سطحی را می‌توان از رسوبات دانه درشت گراول با مقاومت‌ویژه ۲۰۰ تا حدوداً ۳۲۰ اهم‌متری (باتوجه به نتایج مدل‌سازی) در نظر گرفت. در بخش جنوبی پروفیل از سونداژ E16 شاهد مقاومت‌ویژه بالای ۲۰۰ اهم‌متری هستیم مخصوصاً این مقدار در زیر سونداژ E20 به بالای ۱۰۰۰ اهم‌متر می‌رسد، مقاومت‌ویژه بالا در این بخش مربوط به سنگ‌های توده‌ای و دگرگونی می‌باشد، که تحت تاثیر زون بینالود می‌باشد.

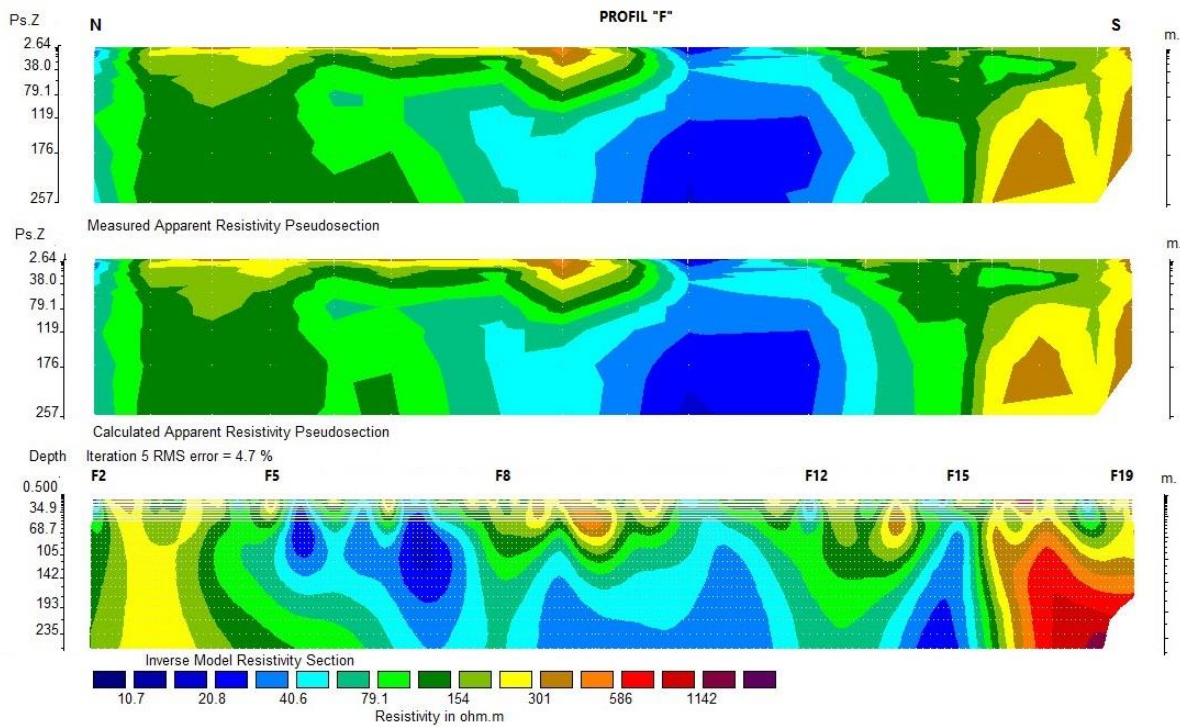


شکل ۶-۶: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل E.

۶-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل F

شبه‌مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی حاصل از مدل‌سازی معکوس پروفیل F (شکل ۶-۷) با استفاده از تعداد ۱۸ سونداژ ژئوالکتریک واقع بر این پروفیل که از نواحی شمال تا جنوب دشت برداشت شده‌اند، با طول تقریبی ۳۷ کیلومتر ترسیم گردیده است. همانطور که در شکل ۶-۹ دیده می‌شود قسمت‌های شمالی و جنوبی پروفیل دارای مقاومت‌ویژه بالای ۱۵۰ اهم‌متر هستند که در شمال مربوط به سنگ‌های کربناته زون کپه‌داغ و در جنوب ناشی از سنگ‌های توده‌ای و دگرگونی زون بینالود می‌باشند. در فاصله بین F8 تا F15 به استثنای سونداژ F11 سفره آب زیرزمینی از کیفیت بهتری (با توجه به مقاومت‌ویژه آن) برخوردار است. همچنین در فاصله ۷۰۰ متری سونداژ F11 چاه پیزومتری و لاگ حفاری انجام شده است که جنس لایه آبدار را می‌توان گراول ماسه‌ای در نظر گرفت که هرچه به سمت پایین می‌رویم

بر مقدار رس آن افزوده و در نهایت سنگ بستر رسی می‌شود. در ضمن عمق آب با مدل‌سازی یک‌بعدی و دوبعدی و چاه پیزومتری هم‌خوانی خوبی دارد.

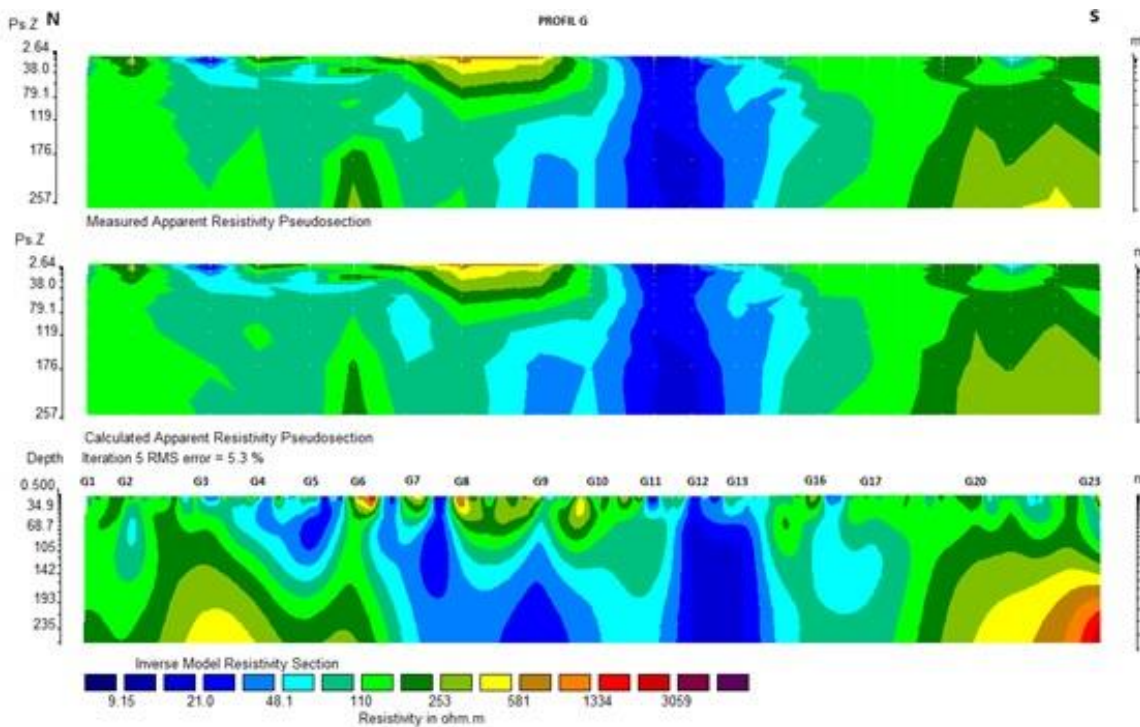


شکل ۶-۷: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل F.

۶-۴-۷- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل G

شبه‌مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی دوبعدی نشان داده شده در شکل (۶-۸) از مدل‌سازی وارون دوبعدی تعداد ۲۳ سونداژ ژئوالکتریک واقع بر روی پروفیل G با طول تقریبی ۳۹ کیلومتر بدست آمده است. مقاومت‌ویژه بالای ۱۰۰ اهم‌متر در قسمت شمال این پروفیل مربوط به لایه‌های کربناته زون کپه داغ می‌باشد. ضخامت لایه آبدار قسمت شمالی (بین G3 تا G6) کم با مقاومت‌ویژه کم (مقاومت‌ویژه ۲۰ تا ۳۰ اهم‌متر) می‌باشد. در قسمت مرکزی G7 تا G17 لایه آبدار از کیفیت خوبی برخوردار است

(مقاومت ویژه ۸۰ تا ۱۱۰ اهم‌متر) که در برخی نقاط آن از ضخامت خوبی برخوردار است. در قسمت جنوبی لایه آبدار سطحی و کم‌ضخامتی وجود دارد؛ که در زیر آن سنگ‌های توده‌ای و دگرگونی زون بینالود با مقاومت ویژه بالا وجود دارد.

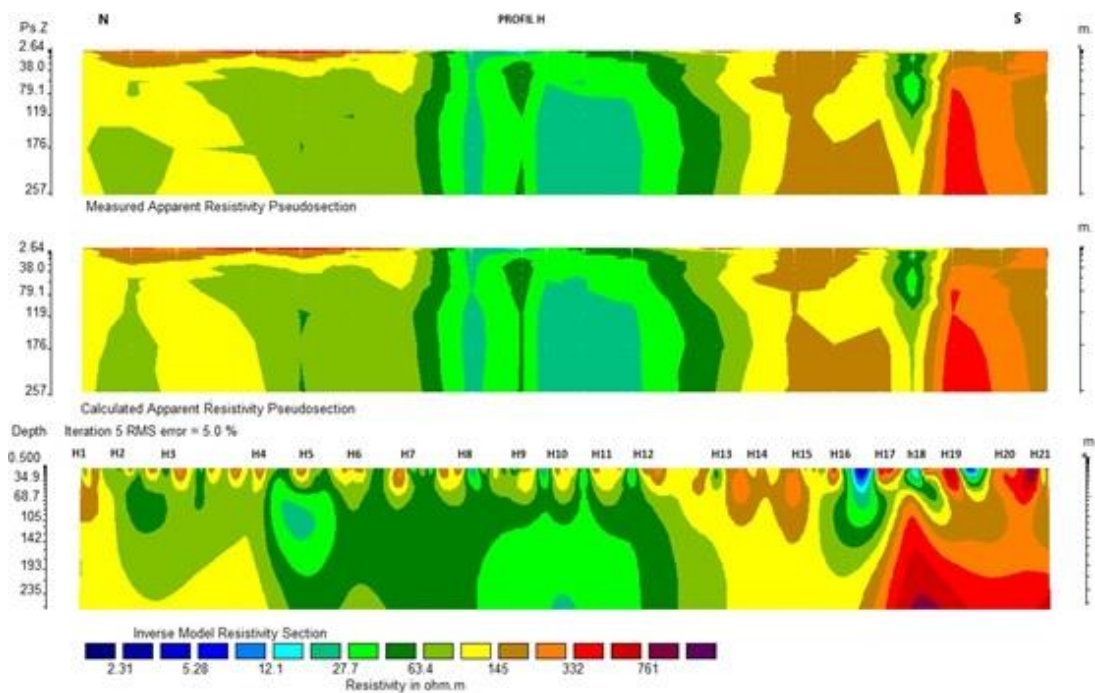


شکل ۸-۶: شبه‌مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل G.

۸-۴-۶ - نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل H

شبه‌مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی دوبعدی نشان داده شده در شکل (۹-۶) از مدل‌سازی معکوس دوبعدی تعداد ۲۱ سونداژ ژئوالکتریک واقع بر پروفیل H با طول تقریبی ۳۹/۵ کیلومتر تهیه شده است. همانطور که مشاهده می‌شود؛ از ابتدای پروفیل تا سونداژ H18 با مقاومت ویژه زیر ۲۳۰ اهم‌متر مواجه هستیم و هرچه به سمت جنوب پروفیل پیش می‌رویم بر مقدار مقاومت ویژه افزوده می‌شود؛ که در

بخش‌های بالایی سونداژ H19 و H21 و قسمت‌های زیرین سونداژهای H18 به بعد به بالای ۷۰۰ اهم‌متر می‌رسد. مقاومت‌ویژه بالا در این بخش‌ها را می‌توان مربوط به سنگ‌های توده‌ای و دگرگونی که تحت تاثیر زون بینالود می‌باشد، مربوط ساخت. با توجه به شکل و نتایج مدل‌سازی یک‌بعدی صورت گرفته از ابتدای پروفیل تا سونداژ H4 آبخوان ما دارای مقاومت‌ویژه حدودی ۵۰ تا ۶۵ اهم‌متر است. در قسمت میانی پروفیل (از سونداژ H4 تا H12) از کیفیت آب آبخوان کاسته می‌شود و هرچه به قسمت انتهایی پروفیل نزدیک شویم مقدار مقاومت‌ویژه افزایش پیدا می‌کند در نتیجه کیفیت بهتر آب آبخوان را داریم.

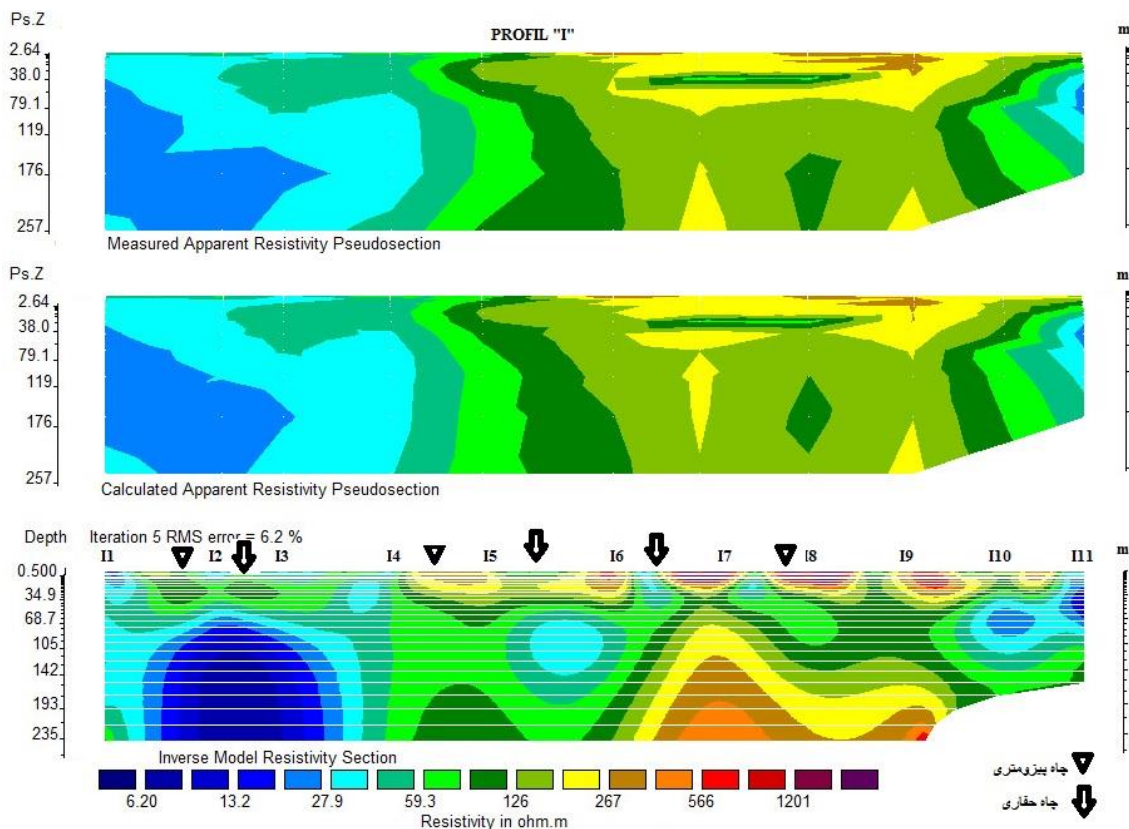


شکل ۹-۶: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوجبه‌ای بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل H.

۹-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل I

شبه‌مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی دوجبه‌ای نشان داده شده در شکل (۹-۶) از مدل‌سازی وارون

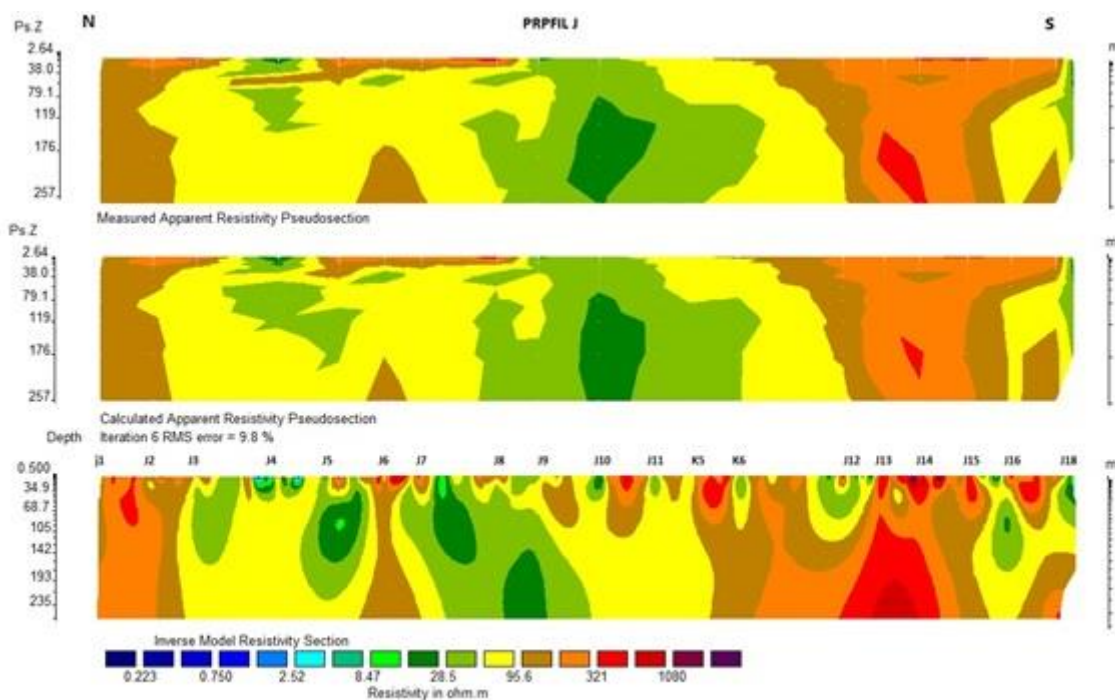
دوبعدی ۱۱ سونداژ ژئوالکتریک واقع بر این پروفیل با طول ۱۸ کیلومتر دست آمده است. دلیل ناقص بودن شکل در قسمت انتهایی شکل به علت نبودن اطلاعات در قسمت جنوبی و در اعماق می باشد. شروع این پروفیل از بخش های مرکزی دشت می باشد. همانطور که در شکل مشاهده می شود، ۳ چاه پیزومتری در نزدیکی سونداژهای I2، I5، I8 و همچنین ۳ چاه حفاری در امتداد این پروفیل حفر شده اند. با توجه به چاه های پیزومتری، مدل سازی یک بعدی و دوبعدی می توان نتیجه گرفت که در بخش های شمالی این پروفیل مقاومت ویژه پایین و عمق سطح ایستابی کمتر است. ولی در بخش های جنوبی کیفیت آب زیرزمینی بهتر (مقاومت ویژه بالاتر) می باشد. همچنین از چاه های حفاری می توان جنس لایه ها را به ترتیب کنگلومرا و گراول رسی دانست که هر چه به عمق می رویم بر مقدار رس افزوده می شود.



شکل ۶-۱۰: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل I.

۴-۱۰- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل J

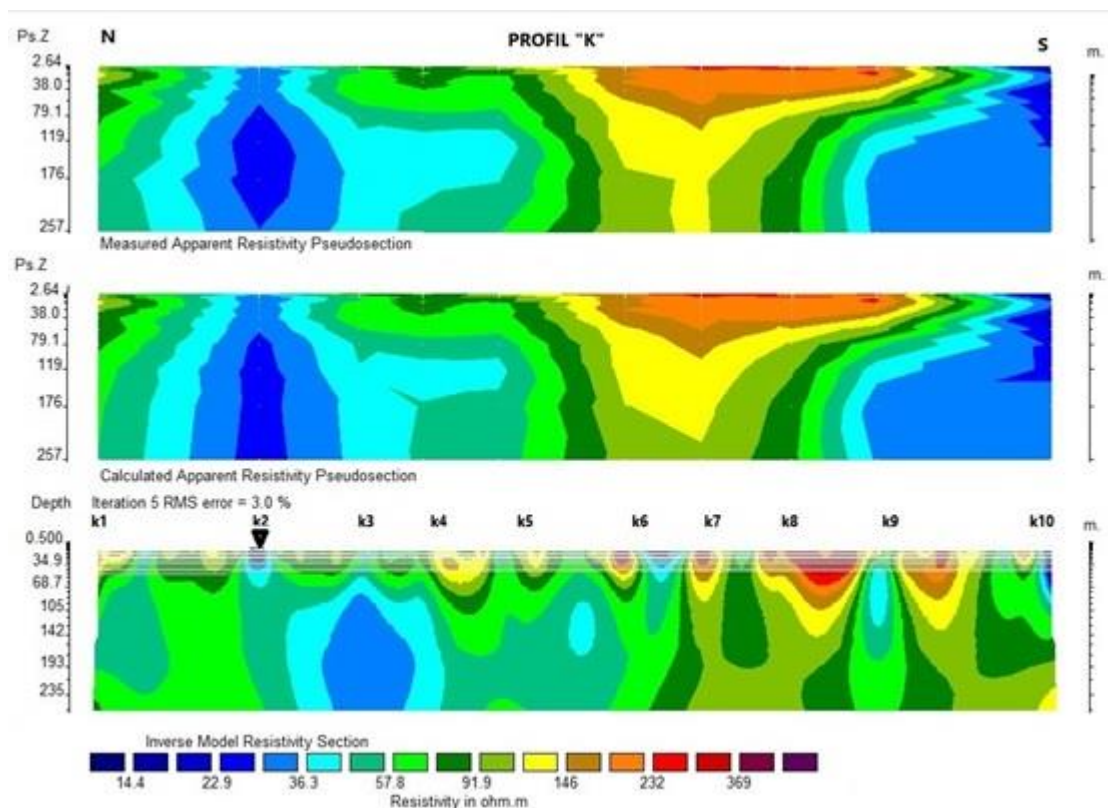
برای شبه مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی دوبعدی نشان داده شده در شکل (۶-۱۱) از مدل سازی وارون یا معکوس دوبعدی ۱۸ سونداژ ژئوالکتریک واقع بر پروفیل J با طول تقریبی ۳۷/۵ کیلومتر استفاده شده است. که از شمال تا جنوب منطقه امتداد دارند. در محل سونداژهای J1، J2، J13 و J14 بخش هایی با مقاومت ویژه بالا (بیش از ۲۰۰ اهم متر) وجود دارند که احتمال حضور لایه آبدار را کاهش می دهند. در بقیه مناطق مقاومت ویژه پایین تر است، که محدوده بین سونداژهای J9 تا K5 به لحاظ هیدرولوژی می تواند پتانسیل مناسب تری داشته باشد. در این پروفیل دو سونداژ K5 و K6 نیز به علت هم راستا بودن با پروفیل J مورد استفاده قرار گرفتند.



شکل ۶-۱۱: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل J.

۶-۴-۱۱- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل K

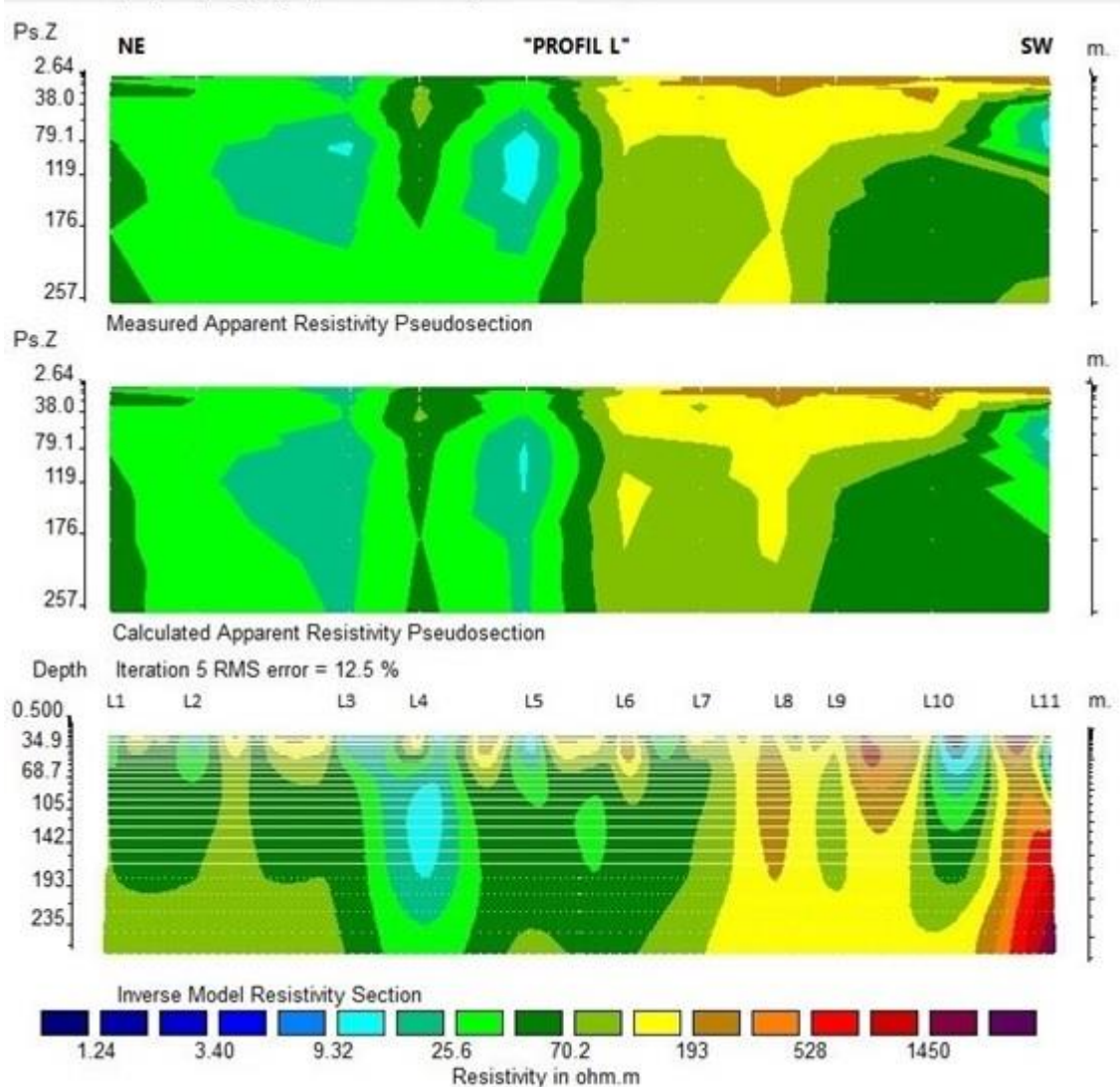
شبه مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی دوبعدی نشان داده شده در شکل (۶-۱۲) از مدل سازی وارون یا معکوس دوبعدی تعداد ۱۰ سونداژ ژئوالکتریک واقع بر پروفیل K با طول تقریبی ۱۹/۵ کیلومتر بدست آمده که شروع پروفیل از بخش های مرکزی دشت می باشد. آبخوان از شمال تا جنوب این پروفیل توسعه دارد (مقاومت ویژه بین ۳۷ تا ۱۴۰ اهم متر) و در بخش های جنوبی عمق بیشتر و کیفیت مناسب تری می یابد. همچنین چاه پیزومتری در نزدیکی سونداژ K2 موجود می باشد؛ که عمق آن ۳۵ متر است و با مدل سازی های یک بعدی و دوبعدی تطابق خوبی دارد. در بخش های جنوبی لایه سطحی با مقاومت ویژه بالای ۲۰۰ اهم متر وجود دارد که می توان آنرا به لایه های گچی دوره نئوژن زون بینالود نسبت داد.



شکل ۶-۱۲: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل K.

۶-۴-۱۲- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل L

شبه مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی دوبعدی نشان داده شده در شکل (۶-۱۳) از مدل سازی وارون یا معکوس دوبعدی ۱۱ سونداژ ژئوالکتریک واقع بر پروفیل L با طول تقریبی ۲۳ کیلومتر حاصل گردیده است. روند جغرافیایی مقطع شمال شرقی_جنوب غربی بوده که از قسمت مرکزی دشت شروع می شود. در بخش شمالی مقطع ژئوالکتریک تباین لیتولوژی لایه ها متناسب با تباین مقاومت ویژه تا حدودی می تواند مبین وقوع گسل بوده است (زیر سونداژ L4). در این پروفیل آبخوان به استثنا سونداژ L11 در محل بقیه سونداژها توسعه دارد (مقاومت ویژه ۴۵ تا ۱۲۵ اهم متر)؛ ولی در بخش های جنوبی به علت مقاومت ویژه بالاتر، کیفیت آب زیرزمینی بهتر است.

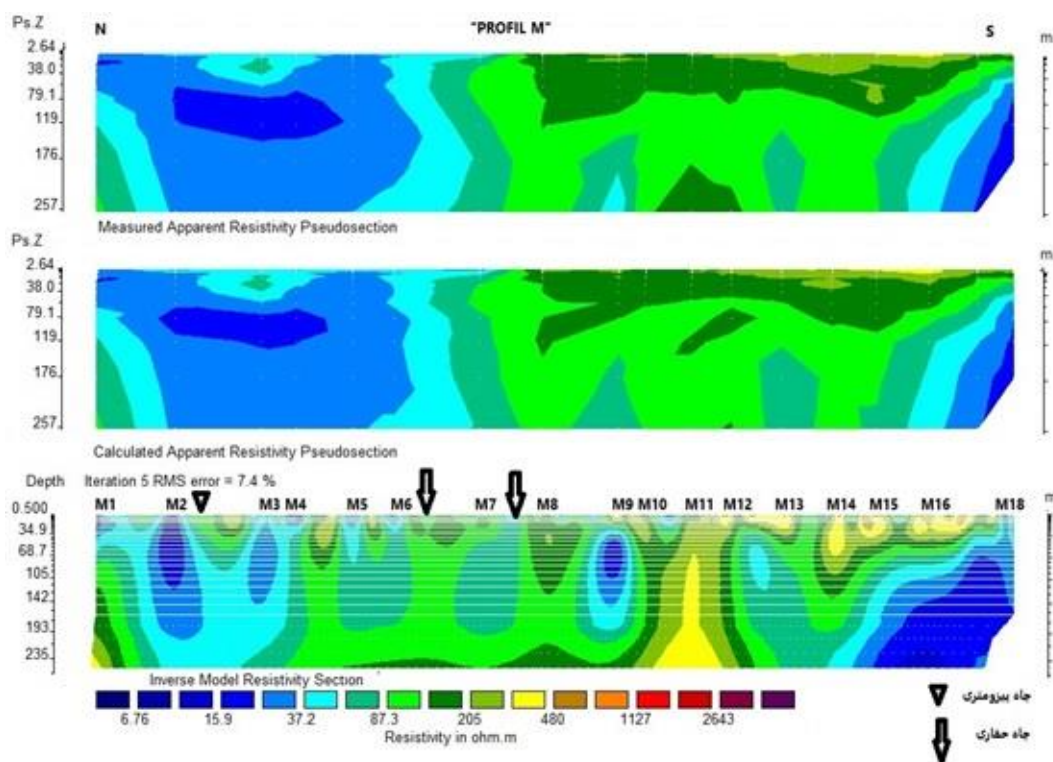


شکل ۱۳-۶: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل L.

۱۳-۴-۶- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل M

شبه‌مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی پروفیل M (شکل ۱۴-۶) از روی داده‌های مربوط به ۱۸ سونداژ ژئوالکتریک با طول تقریبی ۲۲ کیلومتر بدست آمده است. در افق فوقانی رسوبات با داشتن حداقل مقاومت‌ویژه در نواحی شمالی (حدوداً ۲۴ اهم‌متر) از رسوبات دانه‌ریز بوده که در نواحی مرکزی و جنوبی مقطع افزایش مقاومت‌ویژه بر افزایش دانه‌بندی دلالت دارد. لایه آبدار در بخش شمالی از عمق و کیفیت

کمی برخوردار است. چاه پیزومتری نزدیک سونداژ M1 این موضوع را تصدیق می‌کند. سنگ کف در محل سونداژ M1 تا M4 و بازه‌های M5 تا M6 و M7 تا M8 از رسوبات دانه‌ریز رسی تشکیل شده است. با توجه به دو چاه حفاری که در این پروفیل وجود دارد، سنگ کف از رسوبات دانه ریز رسی تشکیل شده است. در محدوده M8 تا M17، بجز در محل سونداژ M11 که لایه آبداری مشاهده نشد، لایه آبدار با مقاومت‌ویژه حدودی بین ۱۵۰ تا ۲۰۰ اهم‌متر مشاهده می‌شود؛ که از کیفیت بهتری نسبت به بخش شمالی برخوردار است.

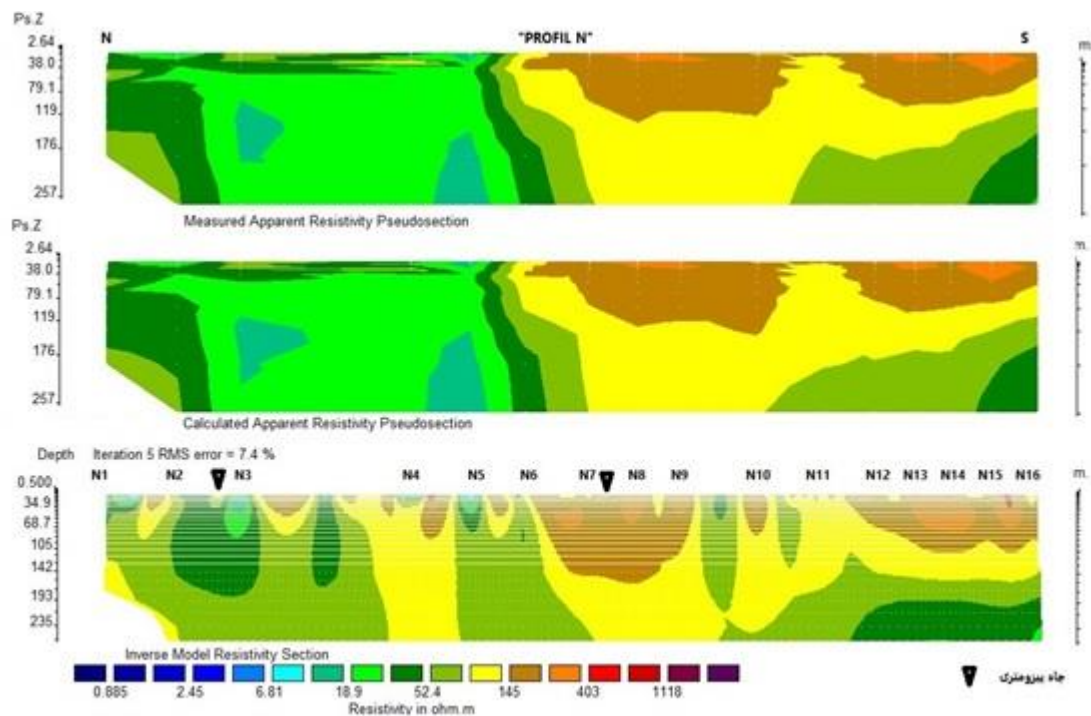


شکل ۶-۱۴: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل M.

۶-۴-۱۴- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل N

شبه‌مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی پروفیل N (شکل ۶-۱۵) از روی داده‌های مربوط به ۱۶ سونداژ

ژئوالکتریک با طول تقریبی ۲۵ کیلومتر بدست آمده است. در این پروفیل افق فوقانی دارای مقاومت ویژه متغیری از حدود ۱۰ اهم متر (در محل سونداژ N3) تا بیش از ۱۵۰ اهم متر در نواحی مرکزی و جنوبی پروفیل می باشد؛ که بیانگر وجود رسوبات رسی تا دانه درشت می باشد. دو چاه پیزومتری در این پروفیل وجود دارد؛ که نتایج آن ها و همچنین نتایج مدل سازی های یک بعدی و دوبعدی نشان می دهد که لایه آبدار در نیمه شمالی پروفیل (N1 تا N6) از عمق (۱۰ تا ۵۰ متر) و کیفیت (مقاومت ویژه زیر ۵۲ اهم متر) کمی برخوردار است. و در قسمت میانی و جنوبی عمق لایه آبدار بیشتر شده و همچنین از کیفیت بهتری (مقاومت ویژه ۱۰۰ تا ۲۰۰ اهم متر) برخوردار است.

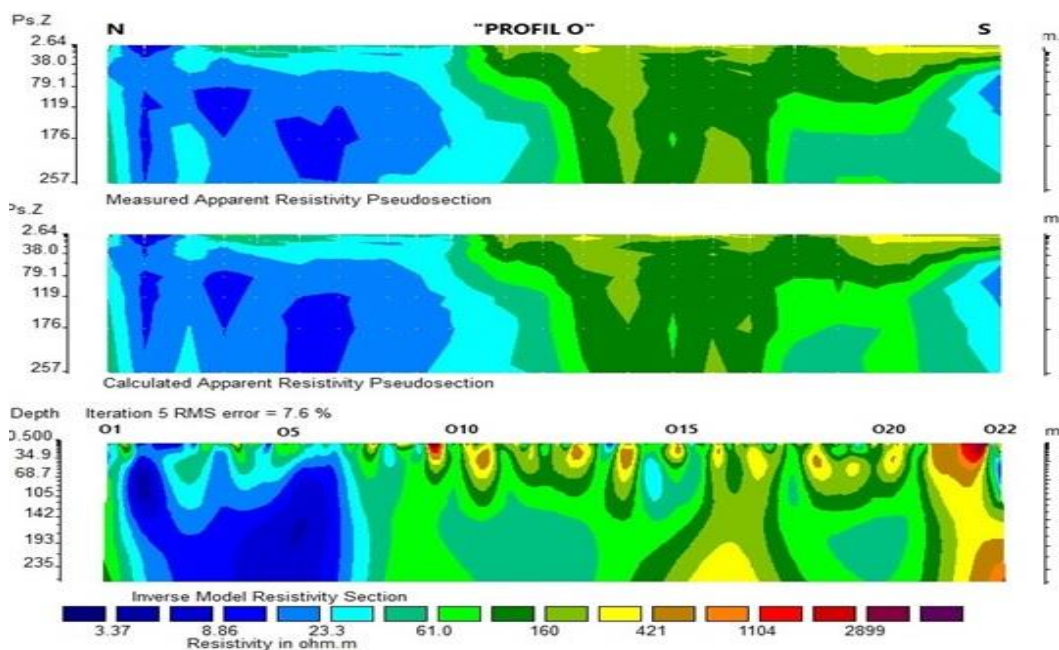


شکل ۱۵-۶: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل N.

۱۵-۴-۶- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل O

شبه مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی پروفیل O (شکل ۱۶-۶) از روی داده های مربوط به ۲۲ سونداژ

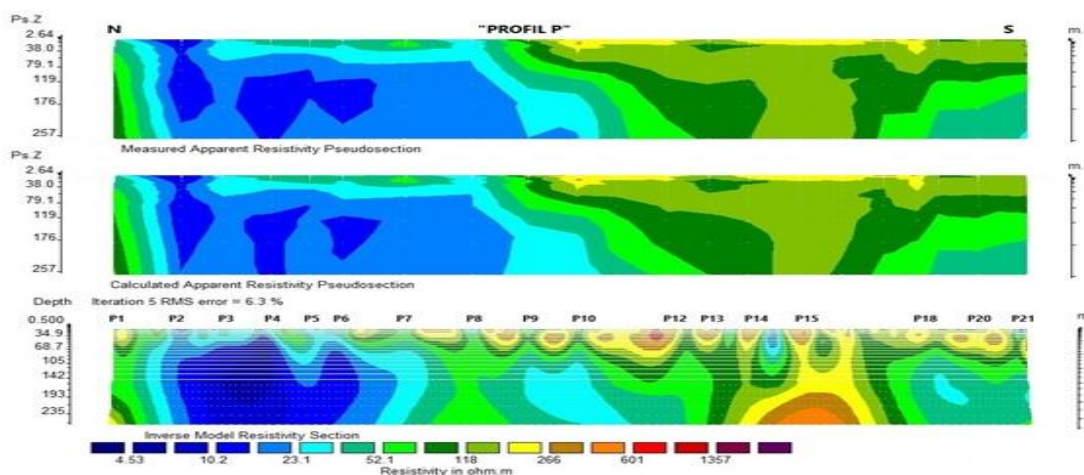
ژئوالکتریک با طول تقریبی ۲۶ کیلومتر بدست آمده است. در این پروفیل افق فوقانی با گستره مقاومت ویژه بین ۸ تا بالای ۳۰۰۰ اهم متر از رسوبات آبرفتی دانه ریز رسی در نواحی شمالی تا رسوبات دانه درشت و عمدتاً خشک در نواحی جنوبی تشکیل شده است. در محدوده بین سونداژهای O1 تا O7 لایه آبدار عمدتاً رسی با مقاومت ویژه ۲۰ تا ۵۰ اهم متر در اعماق کم قرار دارد. در این محدوده سنگ کف از نهشته‌های با مقاومت ویژه ۸ تا ۲۰ اهم متر است؛ که عمدتاً از رس و سیلت تشکیل شده است. در محدوده بین سونداژهای O8 تا O20 و در زیر افق فوقانی که از آبگذری مناسبی برخوردار می‌باشد، لایه آبدار با مقاومت ویژه بین ۱۰۰ تا ۱۶۰ اهم متر قرار گرفته؛ که نسبت به نواحی شمالی در عمق بیشتری قرار دارد. از سونداژ O20 به بعد به علت همجواری به زون بینالود نهشته‌ها اغلب لایه‌های آهکی با مقاومت ویژه بالایی می‌باشند و لایه آبداری مخصوصاً در بازه O21 و O22 مشاهده نمی‌شود.



شکل ۶-۱۶: شبه‌مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل O.

۶-۴-۱۶- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل P

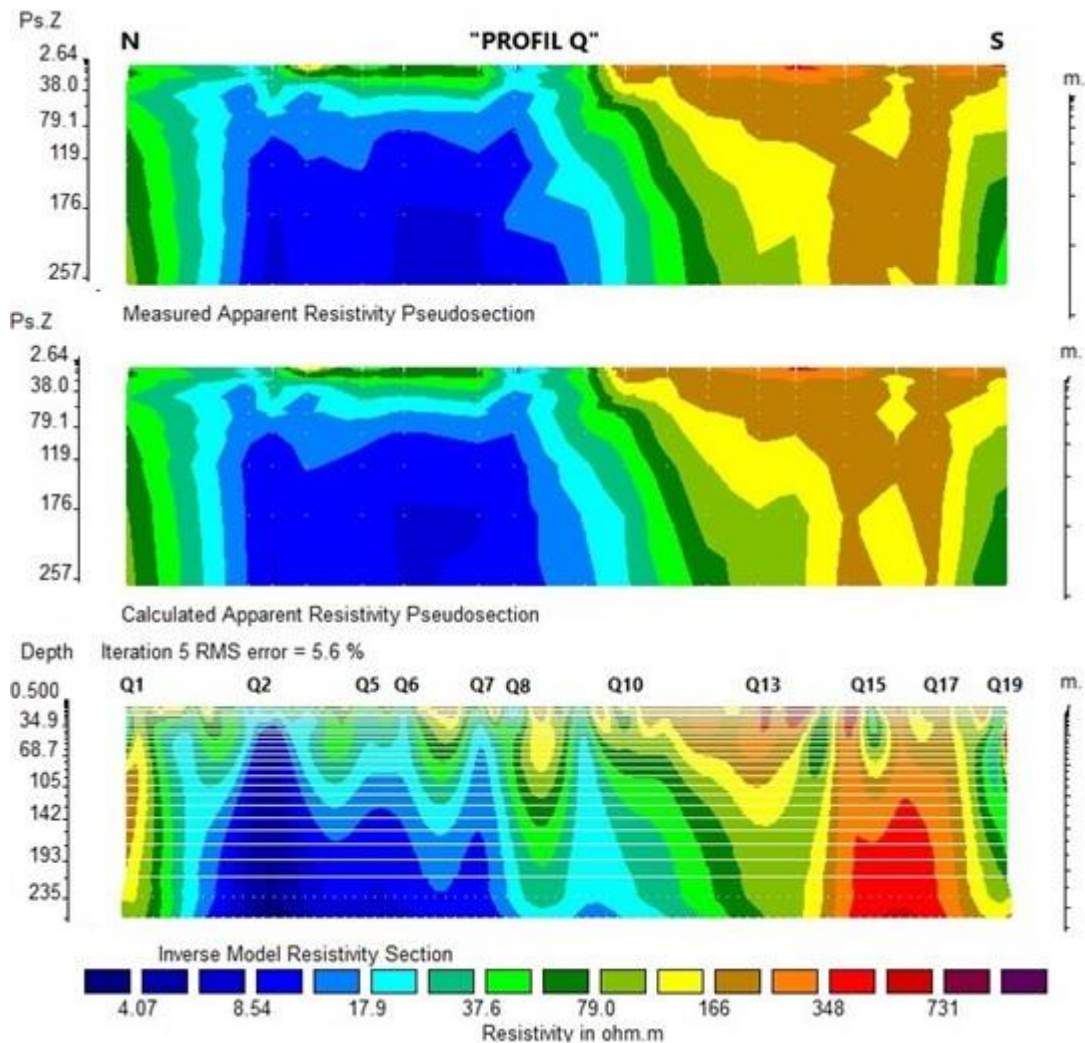
شبه مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی پروفیل P (شکل ۶-۱۷) از روی داده های مربوط به ۲۲ سونداژ ژئوالکتریک با طول تقریبی ۲۳/۵ کیلومتر بدست آمده است. افق فوقانی در این پروفیل دارای مقاومت ویژه ۲۰ تا ۶۰۰ اهم متر می باشد؛ که ناشی از رسوبات دانه ریز رسی-سیلتی در نواحی شمالی تا رسوبات تخریبی مقاوم در قسمت های مرکزی و نواحی جنوبی دلالت دارد. در محدوده بین سونداژهای P2 تا P7، با توجه به مدل سازی یک بعدی و تفسیر کیفی مربوط به چاه های پیزومتری، همانطور که در شکل (۶-۱۷) مشاهده می شود؛ مقاومت ویژه لایه آبدار بین ۲۰ تا ۴۵ اهم متر قرار دارد. همانند پروفیل قبل لایه آبدار در عمق کمی قرار دارد و سنگ کف از رسوبات شیلی رسا با مقاومت ویژه زیر ۱۵ اهم متر قرار دارد. مقاومت ویژه لایه آبدار در محدوده سونداژهای P8 تا P21، به دلیل درشت دانه بودن رسوبات و کیفیت بالای لایه آبدار، دارای مقاومت ویژه ۵۰ تا ۱۲۰ اهم متر می باشد؛ که عمق لایه آبدار نسبت به نواحی شمالی از عمق بالاتری برخوردار است. در محل سونداژ P15 مقاومت ویژه رسوبات تا اعماق زیاد، بالا بوده و عملاً لایه آبداری مشاهده نمی شود. همانطور که در شکل ۶-۱۹ مشاهده می شود؛ سنگ کف در محدوده سونداژهای P9 تا P10 و P18 تا P21 سنگ کف از رسوبات دانه ریز رسی تشکیل شده و در بقیه جاها سنگ کف از رسوبات دانه درشت و خشک با مقاومت ویژه بالا تشکیل شده است.



شکل ۶-۱۷: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل P.

۶-۴-۱۷- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل Q

برای تهیه شبه مقاطع و همچنین مقطع مدل سازی پروفیل Q شکل (۶-۱۸) از داده های بدست آمده از ۱۹ سونداژ ژئوالکتریک با طول تقریبی ۲۱ کیلومتر استفاده شده است. در طول این پروفیل یک قشر سطحی با مقاومت ویژه حدودی ۳۰ تا ۷۰۰ اهم متر وجود دارد. در محدوده سونداژهای Q2 تا Q9 به استثنای بازه های Q6 تا Q7 و Q8 تا Q9 لایه آبدار دارای مقاومت ویژه حدودی ۱۸ تا ۴۰ اهم متر می باشد؛ که با توجه به نتایج مدل سازی یک بعدی و دوبعدی عمق لایه آبدار از حدود ۱۰ تا ۳۰ متر شروع می شود؛ که با توجه به کم بودن مقاومت ویژه آن از کیفیت خوبی برخوردار نیست. همچنین سنگ کف با مقاومت ویژه حدودی ۸ تا ۱۷ اهم متر را می توان شیل با ضخامت زیاد دانست. در محدوده سونداژهای Q9 تا Q19 نهشته های آبرفتی از رسوبات دانه درشت و تراوا تشکیل شده است. در محدوده بین سونداژهای Q9 تا Q14 لایه آبدار دارای مقاومت ویژه متغیر بین ۷۹ تا ۱۱۰ اهم متر می باشد؛ که در محل سونداژ Q9 در عمق تقریبی ۴۸ متری قرار دارد و هر چه به سمت سونداژ Q14 پیش می رویم؛ عمق بیشتری پیدا می کند. در محدوده سونداژهای Q15 تا Q18 مقاومت ویژه زیاد نهشته های آبرفتی را می توان به وجود رسوبات دانه درشت و خشک نسبت داد؛ که تا عمق زیادی گسترش دارند و عملاً در این محدوده پتانسیل آبی مطلوبی مشاهده نمی شود. در محدوده سونداژهای Q18 تا Q19 لایه آبدار با مقاومت ویژه حدوداً ۸۰ اهم متر قابل مشاهده است. در این محدوده سنگ کف از رسوبات مقاوم تشکیل شده است.

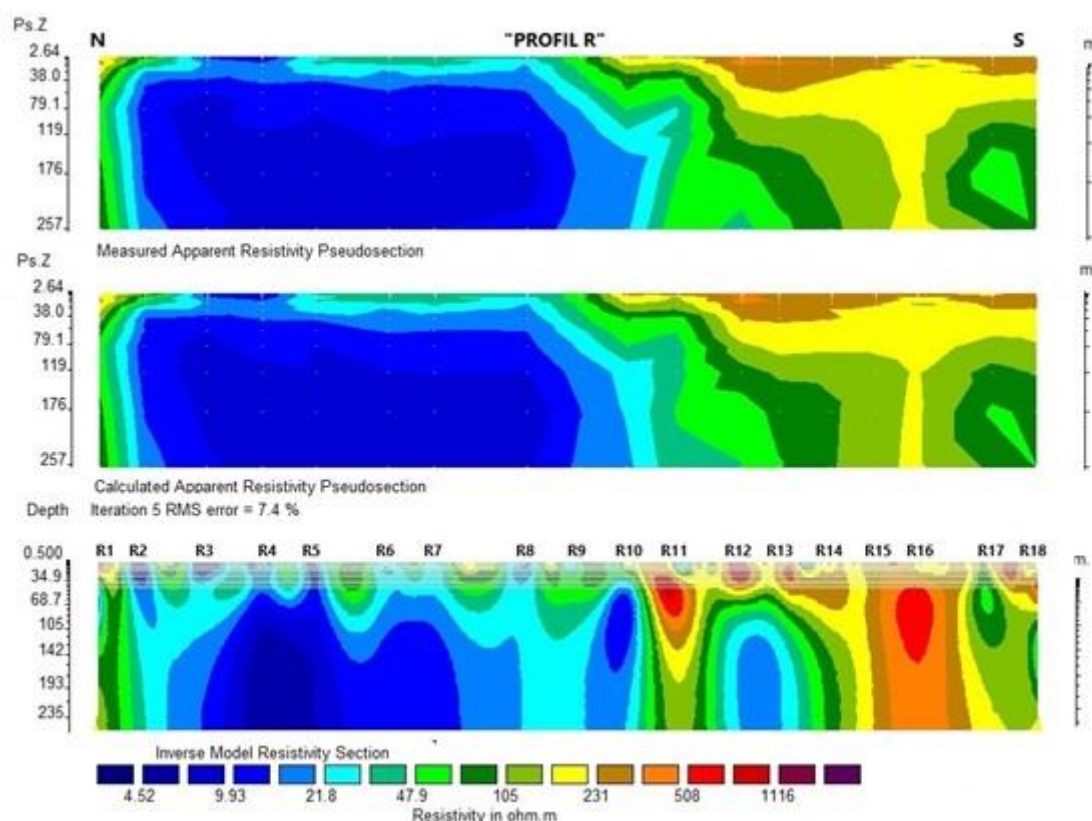


شکل ۶-۱۸: شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل Q.

۶-۴-۱۸- نتایج مدل‌سازی داده‌ها بر روی پروفیل R

با استفاده از داده‌های ۱۸ سونداژ ژئوالکتریک شبه‌مقاطع و همچنین مقطع مدل‌سازی پروفیل R (شکل ۶-۱۹) با طول تقریبی ۲۰ کیلومتر بدست آمده است. در محدوده سونداژ R1 مقاومت‌ویژه به سبب مجاورت به سنگ آهک مزدوران بالاست. در امتداد این پروفیل لایه آبرفتی سطحی با مقاومت‌ویژه ۱۰ تا حدود ۱۰۰۰ اهم‌متر قابل مشاهده است. که بیانگر وجود رسوبات دانه ریز (بیشتر در نواحی شمالی) تا نهشته‌های آبرفتی درشت‌دانه و خشک می‌باشد. در زیر لایه مذکور و در محدوده بین

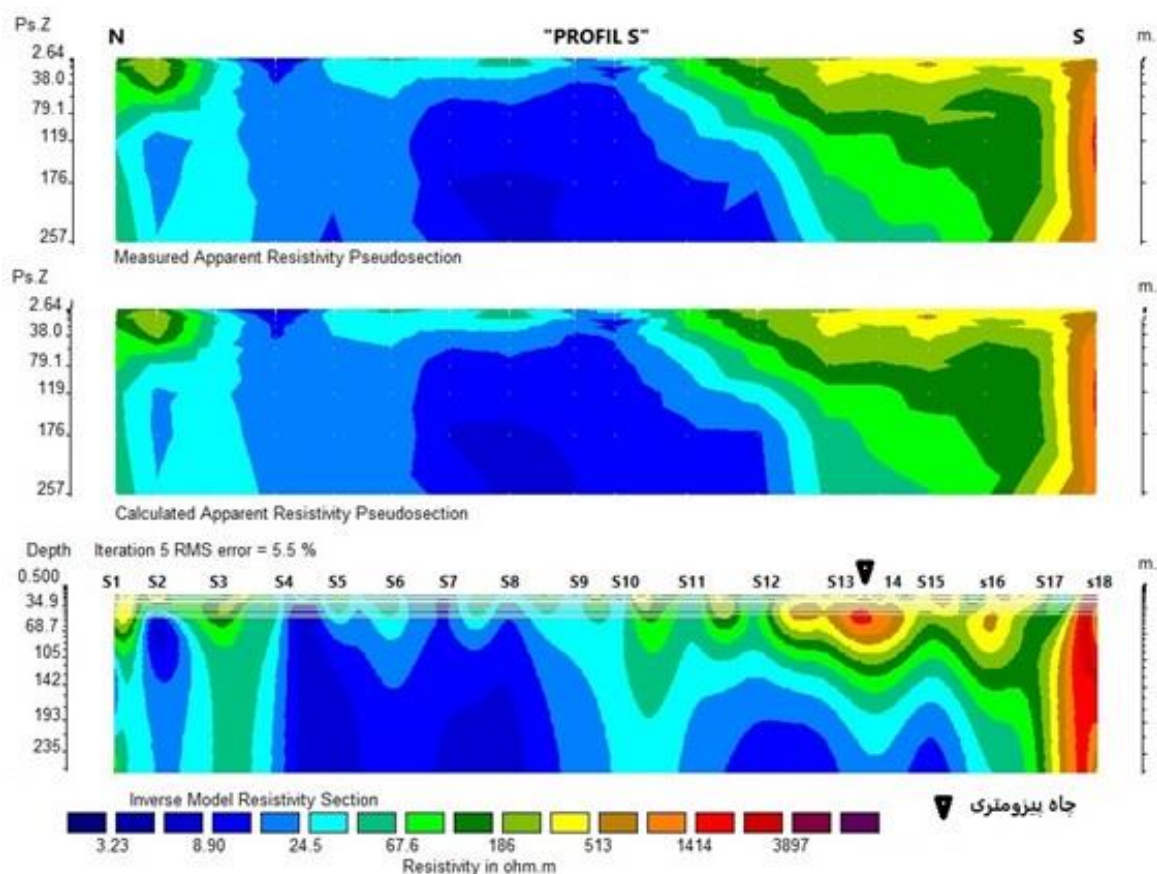
سوندازهای R2 تا R10 (با توجه به مقطع شکل ۶-۲۱ و تفسیر یک بعدی سوندازهای مربوطه) لایه آبدار (با مقاومت ویژه متغیر و عمداً پایین) در عمق ۸ تا ۲۵ متری مشاهده می شود. سنگ کف در این محدوده از یک لایه ضخیم شیلی تشکیل شده، که در محدوده بین سوندازهای R3 تا R5 بالا آمده است. در زیر لایه آبرفتی سطحی و در محدوده سوندازهای R10 تا R18 رسوبات از نهشته های آبرفتی دانه درشت با مقاومت ویژه بالا ۵۰ تا ۱۰۰۰ اهم متر تشکیل شده اند؛ که از نظر هیدروژئولوژی حائز اهمیت می باشد. عمق لایه آبدار در این بخش نسبت به نواحی شمالی افزایش پیدا کرده است. سنگ کف در این محدوده متغیر بوده و از رسوبات رسانا و مقاوم تشکیل شده است. در محدوده سوندازهای R15 و R16 رسوبات با مقاومت ویژه بالا تا عمق زیاد گسترش دارند؛ که عملاً در این محدوده ها پتانسیل آبی مشاهده نمی شود.



شکل ۶-۱۹: شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل سازی معکوس برای پروفیل R.

۶-۴-۱۹- نتایج مدل سازی داده ها بر روی پروفیل S

شبه مقاطع و مقطع ژئوالکتریکی پروفیل S (شکل ۶-۲۰) از روی داده های مربوط به ۱۸ سونداژ ژئوالکتریک با طول تقریبی ۱۹ کیلومتر بدست آمده است. همانطور که از مقطع مدل سازی نشان داده شده در این شکل پیداست، در محدوده بین سونداژ S1 تا S2 مقاومت ویژه رسوبات تا عمق تقریبی ۴۰ متری بالای ۲۵۰ اهم متر می باشد، از آنجا که این دو سونداژ در مجاورت سازند مزدوران برداشت شده است. در زیر این لایه، لایه آبداری با مقاومت ویژه به نسبت بالایی (بالای ۱۲۰ اهم متر) وجود دارد و مقاومت ویژه به تدریج کاهش می یابد؛ تا به سنگ کف شیلی با مقاومت ویژه تقریبی ۱۰ اهم متر می رسیم؛ که در محل سونداژ S2 بالا آمده است. در محدوده سونداژهای S3 تا S10 لایه سطحی با مقاومت ویژه لایه سطحی با مقاومت ویژه ۹ اهم متر (در محل سونداژ S7) تا ۱۵۰ اهم متر متغیر می باشد. در زیر لایه سطحی لایه آبداری در عمق ۱۵ تا ۳۵ متر و با مقاومت ویژه ۱۸ تا ۴۰ اهم متر قابل مشاهده است؛ که با توجه به مقاومت ویژه پایین دارای میزان رس و املاح زیادی می باشد. در زیر لایه آبدار مذکور لایه ضخیمی متشکل از رسوبات رسی-سیلتی رسانا وجود دارد؛ که لایه سنگ کف را تشکیل می دهد. در محدوده بین سونداژهای S11 تا S18 مقاومت ویژه نهشته های آبرفتی تا عمق تقریبی ۷۰ متری از حدود ۱۲۰ تا ۲۱۰۰ اهم متر تغییر یافته؛ که بر وجود رسوبات دانه درشت تا قطعات تخریبی و عاری از رطوبت دلالت دارد. با توجه به مقطع مذکور و همچنین تفسیر یک بعدی، در محدوده بین این سونداژها لایه آبدار در عمق ۴۰ متری (در محل سونداژ S11) تا عمق ۱۲۰ متری (در محل سونداژ S14) قرار دارد و دارای مقاومت ویژه ای بین ۵۰ تا ۱۸۰ اهم متر می باشد. همچنین یک چاه پیزومتری در نزدیکی سونداژ S13 وجود دارد؛ که به کمک آن می توان عمق لایه آبدار را حدودا در آن اطراف تخمین زد. در محل سونداژهای S17 و S18 رسوبات دانه درشت و خشک تا عمق زیاد گسترش دارند. احتمالا مقاومت ویژه زیاد در محل سونداژ S18 به دلیل مجاورت این سونداژ با سنگ آهک سازند لار (با توجه به نقشه زمین شناسی منطقه) می باشد.



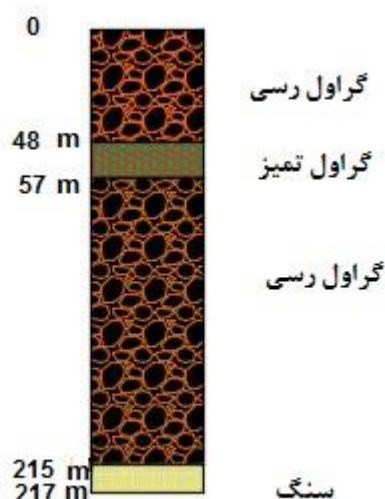
شکل ۶-۲۰: شبه‌مقطع مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده و محاسبه شده به همراه مقطع دوبعدی بدست آمده از مدل‌سازی معکوس برای پروفیل S.

فصل هفتم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۱-۷- نتیجه گیری

- در نواحی شمال منطقه مورد مطالعه منابع آب زیرزمینی با توجه به مقاومت ویژه لایه آبدار از میزان رس و همچنین شوری (املاح) بالایی برخوردار می باشد. همچنین در این نواحی با توجه به چاه های پیزومتری و نتایج بدست آمده از تفسیر، سطح آب زیرزمینی بالا بوده به طوری که در برخی نقاط به حدود ۵ متر نیز می رسد.
- در مناطق شمالی دشت مورد مطالعه لایه سنگ کف از رسوبات شیلی رسانا (دارای مقاومت ویژه پایین) تشکیل شده و در عمق کمی قرار دارد. بنابراین در این مناطق ضخامت لایه آبدار کم می باشد. در نواحی مرکزی و جنوبی پروفیل ها، مقاومت ویژه لایه آبدار افزایش پیدا کرده است که نشان از کیفیت لایه آبدار (شوری بسیار پایین یا میزان رس کم) دارد. در این نواحی (به استثنای قسمت های جنوبی پروفیل های S، O، H و R که فاقد لایه آبدار می باشند). ضخامت لایه آبدار قابل توجه است؛ به طوری که در برخی نقاط به ۲۰۰ متر می رسد. در این مناطق همچنین سنگ کف از رسوبات دانه درشت و مقاوم تشکیل شده است (نتایج حفاری صحت نتایج را تصدیق می کنند).



به عنوان مثال چاه حفاری مقابل در فاصله ۸۰۰

متری سونداژ E16 قرار گرفته است (جنوب دشت).

همانطور که در شکل مقابل دیده می شود، سنگ کف از

سنگ و قلوه سنگ و لایه آبدار از جنس گراول رسی و

ضخامت قابل توجهی (۱۲۰ متر) تشکیل شده است.

شکل ۱-۷: ستون چینه شناسی چاه
حفاری نزدیک سونداژ E16.

- با توجه به مدل سازی یک بعدی و همچنین مقطع مدل سازی شده دوبعدی، عدم هماهنگی مقدار مقاومت ویژه نهشته ها در محل سونداژ A3 با مقادیر مقاومت ویژه طرفین سونداژ مورد نظر، امکان وجود یک شکستگی نسبتاً قائم که می تواند توسط مواد دانه ریز پر شده باشد، محتمل به نظر می رسد.
- با توجه به نتایج بدست آمده از مدل سازی یک بعدی داده های ژئوالکتریکی به وسیله سه روش (مدل سازی به وسیله سرمنحنی ها، نرم افزار IX1D و نرم افزار IPI2win) و مقایسه آن ها با اطلاعات چاه های منطقه، اطلاعات زمین شناسی و همچنین مدل بدست آمده از مدل سازی دوبعدی داده های ژئوالکتریکی، مشاهده می شود که نتایج بدست آمده از مدل سازی نیمه خودکار به وسیله نرم افزارهای IX1D و IPI2win تفاوت چندانی با هم ندارند. همچنین تفسیر خودکار توسط نرم افزار IPI2win خیلی سریع تر و آسان تر است. پس می توان نتیجه گرفت در تصحیح منحنی سونداژ شلومبرژه، روش گرافیکی از دقت و صحت بیشتر (و همچنین زمان خیلی بیشتر) و روش ریاضی (تفسیر خودکار) از سرعت بیشتری (دقت کمتر) برخوردار می باشد.
- با رسم دو نقشه ایزوپیز، با استفاده از اطلاعات حاصل از چاه های پیزومتری و همچنین نتایج بدست آمده از تفاسیر یک بعدی و تایید نتایج مدل سازی انجام شده، جهت جریان آب را نیز مشخص کردیم که از سمت شمال و شمال غرب به سمت جنوب و جنوب شرقی دشت می باشد.
- برای تفسیر سونداژهای قائم ژئوالکتریکی، به خصوص در مواقعی که فواصل سونداژها از همدیگر زیاد است، فقط می توان مدل سازی و تفسیر یک بعدی سونداژها را انجام داد، در این موارد نتایج مدل سازی و تفسیر دوبعدی یا سه بعدی خیلی دقیق نیست؛ ولی برای مدل سازی فواصل بین سونداژها و همچنین تشخیص گسل های احتمالی روش بهتری نسبت به مدل سازی

یک بعدی است.

۷-۲- پیشنهادات

- با توجه به نتایج بدست آمده از تفسیر منحنی‌های سونداژ شلومبرژه تصحیح شده و تایید اعتبار و صحت تصحیح به روش گرافیکی، توصیه می‌شود در صورت داشتن زمان کافی، برای مدل‌سازی دقیق‌تر و قابل قبول‌تر، روش تصحیح گرافیکی در اولویت قرار گیرد.
- با توجه به اینکه فاصله بین پروفیل‌های برداشت و همچنین فاصله بین نقاط برداشت بر روی هر پروفیل نسبتاً زیاد است (فاصله بین پروفیل‌ها از ۱ کیلومتر و فاصله بین سونداژهای متوالی بر روی هر پروفیل از ۷۰۰ متر کمتر نبوده است)؛ بنابراین پیشنهاد می‌شود به منظور به دست آوردن نتایج ژئوالکتریکی دقیق‌تر از زیر سطح زمین منطقه مورد مطالعه علاوه بر داده‌های مقاومت‌ویژه برداشت شده قبلی، برداشت‌های صحرایی مقاومت‌ویژه در بین پروفیل‌ها و سونداژهای برداشت شده صورت گیرد.
- با توجه به حساسیت کم آرایش شلومبرژه به تغییرات جانبی، پیشنهاد می‌شود به منظور بررسی بیشتر و نمایش دقیق‌تر گسل‌های موجود، برداشت ژئوالکتریک با آرایش‌های نیم‌شلومبرژه یا قطبی-دوقطبی و دوقطبی-دوقطبی در راستای عمود بر گسل‌ها انجام شود.
- به منظور تایید نتایج بدست آمده در این تحقیق به خصوص در مناطقی که از نظر پتانسیل آبی بالا بوده (مناطق مرکزی و جنوبی) پیشنهاد می‌شود چاه‌هایی به منظور بهره‌برداری از آب‌زیرزمینی حفر گردد.
- با توجه به وجود رس در لایه‌های مختلف و همچنین لایه‌های آبدار موجود در منطقه، توسط روش مقاومت‌ویژه به تنهایی، تشخیص وجود رس در لایه‌های آبدار عملاً بسیار مشکل یا غیر ممکن است؛ در صورتی که با استفاده از روش پلاریزاسیون القایی (IP)

به راحتی می‌توان وجود رس یا لایه‌های رسی را تشخیص داد. به همین منظور روش
پلاریزاسیون القایی می‌تواند به عنوان یک روش مناسب برای کنترل صحت تفسیرهای
انجام شده و رفع برخی از ابهامات موجود (به عنوان مثال وجود رس در لایه‌های
آبدار) مورد استفاده قرار گیرد.

منابع

بابائی سالانقوچ ا، دشتی ع. و بابائی م، (۱۳۹۱)، "ارزیابی وضعیت تسهیلات گردشگری از دید گردشگران (نمونه موردی: کلان شهر مشهد)"، *اولین همایش ملی جغرافیا و گردشگری در هزاره سوم*، ص ۳، نجف آباد.

بربریان م، (۱۳۷۸). "پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه گسلش در گستره ی مشهد-نیشابور (پژوهش و بررسی لرزه زمین ساخت ایران زمین: بخش هشتم)"، جلد اول، قریشی م، شجاع طاهری ج و طالبیان م، چاپ اول، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

جاودانی ایرانی نژاد م. و مسلمان زاده س، (۱۳۹۲). *آمارنامه شهر مشهد ۱۳۹۱* (۲۰۰۸-۹۶۲۷). شهرداری مشهد، معاونت برنامه ریزی و توسعه شهرداری مشهد.

جمشیدی م، (۱۳۸۶) "جایگاه کلانشهر مشهد در فرایند توسعه ملی و محور شرقی ایران" *جستارهای شهرسازی*، شماره ۲۲، دوره ۱: ص ۱۴-۲۱.

حافظی مقدس ن. و آزادی ا، (۱۳۸۶). *گزارش مطالعات ژئوفیزیک شهر مشهد*. سازمان مسکن و شهرسازی استان خراسان رضوی

حسن آبادی ک، حاجی زاده ف، (۱۳۹۱)، پایان نامه ارشد: "مدل سازی لایه های زیر سطحی و بررسی آب های زیرزمینی دشت بیجار با استفاده از روش ژئوالکتریک"، دانشکده فنی و مهندسی گروه معدن، دانشگاه ارومیه.

حسینی ا، (۱۳۸۸). پایان نامه ارشد: "استفاده از رویکرد پویایی سیستم ها در استخراج استراتژی های توسعه پایدار منابع آب، مطالعه موردی: توسعه منابع آب دشت مشهد"، دانشگاه تهران.

حسینی ع. و صادقی فرد م، (۱۳۸۵)، "بررسی علل فرونشست در دشت مشهد"، دومین کنفرانس مدیریت منابع آب، ص ۵، اصفهان.

دولتی، ج، (۱۳۸۹)، "بررسی اثرات زیست محیطی توسعه شهر مشهد بر آبخوان و منابع آب"، پنجمین کنگره ملی مهندسی عمران، ص ۴، مشهد.

سعادت ف، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد: "برآورد آبدهی ویژه (Sy) آبخوان آبرفتی دشت مشهد با استفاده از روش مقاومت ویژه و بررسی و صحت این روش". دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد.

شرکت مهندسين مشاور تحقیقات خاک مهارآب، (۱۳۹۱)، "گزارش آماربرداری منابع آب های سطحی و زیرزمینی دشت مشهد"، شرکت آب منطقه ای خراسان رضوی.

شرکت مهندسی مشاور طوس آب، (۱۳۸۸ ج)، "مطالعات بهنگام سازی طرح جامع آب حوضه های شرق کشور (حوضه قره قوم)"، جلد چهارم: آب های زیرزمینی (شماره گزارش ۴۲۲۶-۴۳۰۵۹۴)، وزارت نیرو، دفتر برنامه ریزی کلان آب و آبفا.

شرکت مهندسی مشاور طوس آب، (۱۳۸۸ ج)، "مطالعات بهنگام سازی طرح جامع آب حوضه های شرق کشور (حوضه قره قوم)"، جلد یازدهم: ارزیابی منابع آب غیر متعارف (شماره گزارش ۴۱۸۴-۴۳۰۵۹۴)، وزارت نیرو، دفتر برنامه ریزی کلان آب و آبفا.

شرکت آب منطقه ای خراسان رضوی، (۱۳۸۸)، "گزارش مهندسين مشاور سازند آب پارس".

شمسای ا، (۱۳۷۷)، "هیدرولیک جریان آب در محیط های متخلخل"، جلد دوم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی امیر کبیر (پلی تکنیک تهران)، تهران، ص ۴۲۷-۴۴.

صادقی ح، نصیری پور ب، کاویانی ا. و تاکناکاه، (۱۳۸۷)، "تعیین عمق موهو و نسبت V_p/V_s پوسته در دامنه شمالی ارتفاعات بینالود دشت مشهد با استفاده از روش توابع گیرنده زلزله های دور لرز ثبت شده در شبکه لرزه نگاری خراسان"، مطالعات زمین شناسی، شماره ۱، دوره ۱: ص ۴۳-۳۱.

قبادی م، (۱۳۹۰)، "مبانی زمین شناسی مهندسی"، جلد اول، چاپ سوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ص ۸۸.

کلاگری ع. ا.، (۱۳۷۱)، " اصول اکتشافی ژئوفیزیکی "، جلد اول، چاپ اول، انتشارات علی اصغر کلاگری، تهران، ص ۶۲-۵۸.

لشکری پور غ، غفوری م. و طالبیان ل، (۱۳۸۶)، " ایجاد بانک اطلاعات ژئوتکنیکی شهر مشهد با استفاده از نرم افزار اکسس (Microsoft Access) "، پنجمین همایش زمین شناسی مهندسی و محیط زیست / ایران، ص ۳، تهران.

لشکری پور غ، محمد ولی سامانی ر. و محمدی س، (۱۳۹۱)، " ارزیابی خصوصیات ژئوتکنیکی خاک های مناطق شرقی دشت مشهد (مطالعه موردی، پروژه تصفیه خانه فاضلاب شماره ۴ التیمور) "، دومین کنفرانس ملی سازه، زلزله و ژئوتکنیک، ص ۵، بابل سر.

محمدزاده م، (۱۳۸۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: " ارزیابی شوری خاک و آبهای زیرزمینی منطقه شکارآباد شاهرود با استفاده از روش های ژئوالکتریک "، دانشکده مهندسی معدن نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

مدنی ح، (۱۳۸۶)، " آبکشی و آبرسانی در معادن "، جلد اول، چاپ چهارم، انتشارات دانشگاه صنعتی امیر کبیر (پلی تکنیک تهران)، تهران، ص ۲۲-۱۸.

معاونت مطالعات پایه منابع آب، شرکت سهامی آب منطقه ای خراسان رضوی (۱۳۸۷) " مطالعات ژئوالکتریک دشت مشهد- چناران ".

موسوی حرمی ر، محبوبی ا، برنر ر. ا. و خانه باد م، (۱۳۸۱)، " نقش تکتونیک در رسوبگذاری و مورفولوژی رودخانه کشف رود واقع در شمال شرق ایران "، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۲۸، دوره ۱: ص ۶۸-۵۳.

موسوی مداح س، غفوری م، لشکری پور غ. و افشار س، (۱۳۸۹ ب)، " بررسی چگونگی افت سطح آب زیرزمینی و نشست زمین در محدوده توس و تأثیرات آن بر تخریب سازه ها "، اولین همایش

ملی سازه، زلزله، ژئوتکنیک، ص ۴، بابلسر.

موسوی مداح م، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: " بررسی علل گسیختگی لوله های جدار چاه های آب شهر مشهد"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد.

نظرزاده اوغاز ص، نوری حسینی م، نظرزاده اوغاز ا، سعیدی راد، م، (۱۳۹۲)، " بکارگیری روش پردازش تصویر جهت تعیین بافت خاک"، هشتمین کنگره ملی مهندسی ماشین های کشاورزی، ص ۵، مشهد.

یوسفی ع، (۱۳۸۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی زمین شناسی مهندسی مسیر قطار شهری مشهد"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد.

References:

Akaolisa C, (2006), " Aquifer transmissivity and basement structure determination using resistivity sounding at Jos Plateau state Nigeria " **J. of. Environmental Monitoring and Assessment.**, 114, pp 27-34.

Apparao A., and Rao T.G, (1974), " Depth of investigation in resistivity methods using linear electrodes ". **Geophysical Prospecting**, 22 (2), pp. 211-223.

Asfahani J, (2006), " Geoelectrical investigation for characterizing the hydrogeological condition in semi-arid region in Khansser valley, Syria " **J . of .Arid Environment.**, 68, pp 31-52.

Barker. R. D., (1989), " Depth of investigation of collinear symmetrical four electrode arrays ". **Geophysics**, 54 (8), pp. 1031-1037.

Bello A. A. and Makinde V, (2007)," Delineation of the aquifer in the SouthWestern part of the Nupe Basin, Kwara State, Nigeria " **J. of. American Science.**, 3,pp 36-44.

Corvallis, O.R., (2000)," D.C. Resistivity methods" , Northwest Geophysical associats. Inc.

Donald B, Hoover and Klein D. P. and Campbell D. C., (1990), “ Geophysical methods in Exploration and mineral environmental investigation ”, Society of Exploration Geophysicist.

Evien H. M, (1938), “ Depth factors and resolving power in electrical measurement ”. **Geophysics**, 3 (1), pp. 78-95.

Fadele S. I, Jatau B. S, Baba A and Adegoke I, (2013) " Subsurface Electrical Resistivity Investigation At The Centre for Energy Research and Training, Ahmadu Bello University, Zaria, Kaduna State, Nigeria". **J. of. Engineering Research and Development**, 10,5, pp 19-26.

Fox R. C, Hohmann G. W, Killpack T. J, and Rijo L, (1980), “ Topographic effects in resistivity and induced-polarization surveys ”, *Geophysics*, 45., 75–93.

Ibeneme S. I, Ibe K. K, Selemo A. O, Udensi S. C, Nwagbara J. O, Eze I. O., ... and Onwuka C. O, (2013), " Geoelectrical Assessment of a Proposed Dam Site around Ehuhe area of Oji River, Southeastern Nigeria ". **J. Of. Natural Sciences Research.**, 13, 3, pp. 163-170.

Keller G. V. and Frischknecht F. C, (1966), “ **Electrical Methods in Geophysical prospecting** ”. Oxford: Pergamon Press, p.517.

Loke, M. H., (2004) a, “ Tutorial: 2D and 3D electrical imaging surveys ”.

Loke, M.H., (2004) b, “ Res2dinv ver. 3.57, Manual,(Rapid 2-D resistivity & IP inversion using least-squares method) ” .Geotomo software.

Marescot L, (2006), “ Introduction to environmental and engineering geophysics ”, Course notes, pp.29.

Milson J, (2003), “ **Field geophysics** ”, third edition, John Wiley.

Molano, E., Salamanca, M., Van Overmeeren, A., (1990), “*Numerical modelling of standard and continuous vertical electrical soundings*”, **Geophysical Prospecting.**, 38, 705, pp 89.

Mooney H. M, (1980), “ **Handbook of engineering geophysics** ” , V.2, first edition, Bison instruments, Inc. and Minneapolis, Minnesota, pp. 1 – 31.

Nnokwe Ndidiamaka Nchedo, Ibe Kalu Kalu, Ibeneme Sabinus Ikechukwu, Selemo Alexander Olusegun, Nwagbara Johnbosco Okechukwu, (2014) " Geoelectrical Characterization of Rock Formations Underlying Idonyi River, Amaeke-Abam, Southeastern Nigeria ". **J. Of. Physics and Applications.**, 11,7, pp 12-21.

Reynolds J. M, (1997), “ **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics**” , Vol 1, John Wiley, England.pp. 418-459.

Schlumberger C. and Schlumberger M, (1932), “ Depth of exploration attainable by potential methods of electrical exploration ”. **American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers Transactions in Geophysical Prospecting.** 97, pp. 127-133.

Telford W. M, Geldart, L. P. and Sheriff R. E, (1991), “ **Applied geophysics** ”, Vol 1, Second Edition, Cambridge University Press.

Tezel, O, (2002), “ interpretation of the field observation in induced polarization ”, Proceedings of international Conference on Earth Sciences and Electronics.

Todd D. K, (2005), “ **Groundwater Hydrology** ”, second edition, Jhon Wiley & Sons, Inc., New York, pp. 42.

Vogelsang D, (1995), “ Environmental Geophysics ”, Springer-Verlag.

Muiuane E. A. and Padersen L. B, (1999), “ Automatic 1D interpretation of DC resistivity sounding data”, **Journal of Applied Geophysics.** 42, 1, pp.35-45.

Yadav, G. S. and Aboalfazli, H., (1998), "Geoelectric sounding and their relationship to hydraulic parameters in semiarid regions of Jalore, northwestern India". **J. of. Applied Geophysics.**, 39, 1, pp 35-51.

Zonge Engineering and Research Organization, (1994), “ The Application of Surface Electrical Geophysics to Groundwater Problems ”, Electrical Geophysics Seminar Notes, Inc., pp. 2-15.

Abstract

Exploration methods are divided into two categories of direct and indirect methods. Direct methods, such as exploration drilling, are costly, time-consuming and highly accurate, but indirect methods, like geophysical methods, require less cost and time although interpretation of their results is difficult. In this study, using Schlumberger resistivity sounding data geological structures, water-bearing formation and possible faults, are identified. and the results are confirmed with the help drilling and piezometric wells data that are available in the area. For this purpose, data from 284 geoelectrical sounding points located on 19 survey lines in Mashhad plain have been interpreted by master curves, and then, one-dimensional (1-D) modeling of the data has been made using IX1D software. Moreover, the interpretation result of the two graphical and mathematical methods for correction of the Schlumberger sounding curve, 1-D modeling of the data has been made using IPI2Win software, and then, the results obtained from the two methods have been compared with geological and wells data in the area, and thus, the higher speed of mathematical correction method and higher accuracy and precision of the graphical correction method have been verified.

Furthermore, two-dimensional (2-D) modeling of the geoelectrical data from every survey line has been carried out using Res2dinv software. The 2-D modeling results have been compared with 1-D modeling results, information from adjacent wells and geological data in the area. The interpretation results indicate that the depth of water table and also water quality (with respect to its total dissolved solids (TDS), electrical conductivity (EC) and clay content) considering variation of the resistivity of water-bearing formations are varied in the study area. In northern parts of the area, water table is located at a low depth so that it is as low as 5 meters in some parts. Towards the southern parts of the area, the depth of water table increases and reaches to a maximum of 130 meters. Water quality is low in most of northern parts of the area is low and the water possesses remarkable clay content and salinity. In the southern parts of area, considering higher resistivity values of the water bearing formations, the water quality improves comparatively. The bedrock in northern parts of area is mainly formed of shale type and is located at a low depth. However, the bedrock in southern parts of the area includes coarse-grain sediments located at a relatively high depth. Furthermore, the resistivity results indicate a possible local fault detected in the south west of the study

area that requires further study.

Key words: Modeling, Resistivity sonding, Correction of Schlumberger sonding curve, Mashhad plain.



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc. Thesis in Geoelectric

**Identify the features of geological layers using
geoelectrics data and compairing results with drilling data-
case study mashhad plain.**

By: Rasoul sogandi

Supervisors:

Dr. A. Arab Amiri

Dr. N. Hafezi Moghaddas

Advisor:

Dr. A. Kamkar Rohani

January 2017