

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده: مهندسی معدن و ژئوفیزیک گروه: ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

عنوان

تهیه مدل آبخوان دشت امان آباد اراک با وارون سازی داده های مقاومت ویژه

اساتید راهنما

دکتر محمود میرزائی

دکتر علی مراد زاده

استاد مشاور

به نام خداوند جان و خرد

تقدیر و تشکر

شکر ایزد تعالی که نور دیده مرا به علم و دانش گشود. و بنده را یاری نمود تا در این راه قدم بردارم. تشکر و قدردانی فراوان از پدر و مادر عزیزم که در تمام مراحل زندگی مشوق بنده بوده‌اند و همواره بهترین شرایط را برای ادامه راه فراهم نموده‌اند و عاشقانه خود را وقف پیشرفت و تعالی بنده کردند. بر خود لازم می‌دانم که از زحمات بی دریغ و راهنمایی‌های اساتید ارجمندم ، جناب دکتر علی مراد زاده ، دکتر محمود میرزائی و دکتر مصطفی یوسفی راد صمیمانه تشکر و قدردانی نمایم. همچنین بدین وسیله از کلیه دوستانی که مرا در انجام این تحقیق یاری رساندند ، خصوصاً مهندس نسترن باقری، مهندس مینا ، مهندس امید سراج، مهندس خیر اندیش و مهندس شکیبا تشکر و قدردانی می‌نمایم.

در آخر از خداوند منان برای این عزیزان موفقیت ، سربلندی و بهروزی خواستارم.

چکیده

آب یکی از عوامل اصلی رشد و توسعه یک کشور است. از آنجا که شهر اراک به عنوان چهارمین قطب صنعتی کشور وابستگی خاصی به منابع آب زیر زمینی منطقه امان آباد دارد، مطالعات آب های زیر زمینی و تهیه مدل دو بعدی ژئوفیزیکی این آبخوان جهت مدیریت، کنترل و تصمیم گیری های آتی امری ضروری است. در این مطالعه هدف اصلی بر این است تا وضعیت آبخوان موجود در منطقه مورد نظر بکمک داده های ژئوفیزیکی مقاومت ویژه و اطلاعات موجود از حفاری ها مدل سازی شود و مناطق مناسب برای حفاری های آتی پیشنهاد گردند. برای این منظور داده های ۱۵۶ سونداژ الکتریکی موجود در منطقه، ابتدا توسط روش های معمول و نرم افزار RESIX IP بصورت یک بعدی تفسیر و نتایج حاصل با اطلاعات چاه های نزدیک و اطلاعات زمین شناسی منطقه مقایسه گردید و در نهایت مدل یک بعدی آنها تهیه شد. آنگاه از کنار هم قرار دادن مدل های یک بعدی، سونداژ های روی یک پروفیل، مدل شبه دو بعدی جهت رسیدن به اطلاعات بیشتر بدست آمدند. پس از آن داده ها در قالب پروفیل هایی در راستای خط برداشت و عمود بر این خطوط توسط نرم افزار RES2DINV بصورت دو بعدی مدل شدند. نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی با مدل های شبه دو بعدی، اطلاعات چاه های مجاور و اطلاعات زمین شناسی منطقه مقایسه گردیدند و در نهایت با تغییر پارامتر های مدل های به دست آمده، مدل هایی دو بعدی منطبق با واقعیت زمین شناسی تهیه گردید و در نهایت با کنار هم قرار دادن مقاطع عمود بر هم یک ایده شبه سه بعدی از منطقه بدست آمد. نتایج حاصل از مدل سازی ها جهت تعیین هندسه آبخوان، تفکیک لایه های آبرفتی، عمق سنگ کف، تعیین جنس لایه هله گسل های موجود در منطقه، ارزیابی درصد تخلخل لایه آبدار، میزان آبدهی ویژه، تهیه نقشه هم پتانسیل و جریان آب زیر زمینی و محاسبه حجم آب موجود در آبخوان استفاده شدند.

در کل نتایج نشان می دهند که عمق سطح آب زیر زمینی از سمت جنوب به سمت شمال مطابق روند توپوگرافی موجود کاهش می یابد و با بررسی نقشه ایزوپیز تهیه شده می توان گفت که جهت جریان آب

شماره	فهرست مطالب
صفحه	
اتقدیم
بتقدیر و تشکر
جچکیده
دفهرست مطالب
۱فصل ۱ مقدمه و کلیات
۱۱-۱ مقدمه
۲۲-۱ سفره های آب زیر زمینی
۲۳-۱ انواع سفره های آب زیر زمینی
۲۱-۳-۱ سفره های نا محصور (آزاد)
۳۲-۳-۱ سفره های محبوس (تحت فشار)
۴۴-۱ پارامترهای هیدرودینامیک سفره های آبدار
۴۱-۴-۱ ضریب نفوذ پذیری
۵۲-۴-۱ قابلیت انتقال
۵۳-۴-۱ ضریب مخزن و آبدهی ویژه
۵۴-۴-۱ تخلخل کل
۶۵-۱ اکتشاف آب های زیر زمینی
۷۶-۱ روش های ژئوفیزیکی اکتشاف آب زیر زمینی
۸۷-۱ روش مقاومت ویژه
۸۱-۷-۱ اساس تئوری مقاومت ویژه
۹۲-۷-۱ سونداژ زنی به روش شلومیرژه
۱۰۳-۷-۱ خواص الکتریکی مواد
۱۲۸-۱ سوابق مطالعات انجام شده و ضرورت انجام تحقیق

۱۷ گسل های مهم منطقه	۱-۴-۲	
۱۸ چین های مهم منطقه	۲-۴-۲	
۱۹ توده های نفوذی	۳-۴-۲	
۱۹ چینه شناسی منطقه	۵-۲	
۱۹ ژوراسیک	۱-۵-۲	
۱۹ کرتاسه	۲-۵-۲	
۲۰ رسوبات کواترنر	۳-۵-۲	
۲۱ رسوبات آبرفتی تخریبی و دانه درشت (Q_d . Q_t)	۱-۳-۵-۲	
۲۱ رسوبات آبرفتی دانه متوسط (Q_{tm})	۲-۳-۵-۲	
۲۱ رسوبات آبرفتی دانه ریز (Q_m)	۳-۳-۵-۲	
۲۱ رسوبات آبرفتی بسیار دانه ریز (Q_c)	۴-۳-۵-۲	
۲۲ رسوبات آبرفتی بستر مسیل ها و رودخانه ها	۵-۳-۵-۲	
۲۲ مساحت حوضه	۶-۲	
۲۲ بررسی نمودار حفاری چاه های اکتشافی و مشاهده ای	۷-۲	
۲۲ چاه اکتشافی امان آباد	۱-۷-۲	
۲۳ چاه اکتشافی شاهسواران	۲-۷-۲	
۲۳ چاه اکتشافی رودباران	۴-۷-۲	
۲۴ چاه اکتشافی موت آباد	۵-۷-۲	
۲۶ ارائه داده ها	۸-۲	
۲۶ پردازش داده های خام و تفسیر کیفی آنها	۹-۲	
۳۳ نقشه مقاومت ویژه ظاهری اعماق مختلف	۱۰-۲	
۳۶ مدل سازی و تفسیر کمی داده ها		فصل ۳
۳۶ مقدمه	۱-۳	
۳۶ تکنیک های مدل سازی	۲-۳	

۸۸	مقدمه	۱-۴
۸۸	حرکت آبهای زیر زمینی	۲-۴
۹۰	جهت جریان آبهای زیر زمینی	۱-۲-۴
۹۰	گرادیان هیدرولیکی آبهای زیر زمینی	۲-۲-۴
۹۱	اثر جریان های سطحی بر رود خانه ها، دریاچه ها و ...	۳-۲-۴
		اثر عوارض زمین شناسی (دیواره های محدود کننده و گسل)	۴-۲-۴
۹۱	بر لایه آبدار	
۹۲	مطالعه اثر سنگ کف	۵-۲-۴
۹۳	بررسی نواحی مورد بهر برداری و اثرات آن روی لایه آبدار	۶-۲-۴
۹۳	روش خطوط هم ارتفاع سطح آب زیرزمینی	۷-۲-۴
		تخمین برخی پارامترهای هیدروژئولوژیکی به کمک	۳-۴
۹۵	سونداژ های الکتریکی	
۹۵	تخمین تخلخل	۱-۳-۴
۹۷	تخمین ضریب آبدهی ویژه لایه آبدار	۲-۳-۴
۹۸	تخمین حجم تقریبی آب موجود در آبخوان	۳-۳-۴
۱۰۳	فصل ۵ بحث، نتیجه گیری و پیشنهادات	
۱۰۳	جمع بندی نتایج حاصل از مدل سازی	۱-۵
۱۱۰	ارزیابی محاسبات پارامترهای هیدروژئولوژی با استفاده از قانون آرچی	۲-۵
۱۱۱	بررسی گسل ها و چین منطقه	۳-۵
۱۱۳	پیشنهادات	۴-۵
۱۱۶	فهرست منابع و مآخذ	
۱۱۸	کتابنامه	
۱۲۲	پیوست الف راهنمای نقشه زمین شناسی امان آباد، شکل (۱-۳)	
۱۲۳	پیوست ب اطلاعات چاه ها و مختصات جغرافیایی سونداژ ها	
۱۲۹	پیوست پ روش کار ، نمونه فایل و مدل ساخته شده RESIX IP	
۱۴۸	پیوست ت روش ساختن فایل برای نرم افزار RES2DINV	
۱۵۲	پیوست ث مدل های حاصل از معکوس سازی دو بعدی	
۱۷۹	پیوست ج مدل های شبه دو بعدی	
۱۹۰	پیوست چ گزارش محاسبه حجم توسط نرم افزار سورفر	

فصل اول

مقدمه و کلیات

۱-۱ مقدمه

آب یکی از عوامل اصلی رشد و توسعه یک کشور است. با افزایش جمعیت جهان ، توسعه شهرسازی و بالا رفتن سطح زندگی ، افزایش نیاز صنعتی و کشاورزی ، گرم شدن تدریجی زمین و افزایش خشک سالی ها در برخی مناطق جهان ، نیاز بشر به آب شیرین روز به روز بیشتر می شود. بدین ترتیب اهمیت مطالعات آب های زیر زمینی جهت اکتشاف ، مدیریت، کنترل و تصمیم گیری های آتی مدام افزایش می یابد و روش های قدیمی اکتشاف آب به تدریج توسط گستره وسیعی از روش های علمی جدید جایگزین می شوند. بطوریکه پیشرفت علم و بسط تئوری های جدید درباره مبدأ و جریان آبهای زیرزمینی ، از قرن نوزدهم به بعد تحولات شگرفی در زمینه شناخت و بهره برداری از این منابع مهم به عمل آمده است. امروزه روش ها و فنون زمین شناسی، ژئوفیزیک، ژئوشیمی ، مدل سازی ریاضی، حفاری و... برای مطالعات آب بکار برده می شوند.

در ایران منابع آب های زیر زمینی در تأمین نیاز آبی کشور نقش مهمی را ایفا می کنند. از این میان شهرستان اراک به عنوان چهارمین قطب صنعتی کشور وابستگی خاصی به منابع آب زیر زمینی منطقه امان آباد، که در جنوب شرقی شهرستان اراک واقع شده است دارد، بطوریکه یک سوم از آب

شرب این شهرستان و علاوه بر آن آب مورد نیاز مردم منطقه امان آباد جهت شرب و مصارف کشاورزی از این آبخوان تأمین می گردد. از این رو تعیین مدل ژئوفیزیکی آبخوان امان آباد، برای دسترسی به اطلاعات دقیق تر جهت رفتارسنجی و مدیریت منابع آب زیر زمینی امری ضروری است.

۱-۲ سفره های آب زیر زمینی

سفره آب^۱ زیر زمینی یا لایه آبدار عبارت است از لایه یا سازندی که حاوی آب باشد و اجازه دهد که مقادیر قابل توجهی آب در شرایط معمولی صحرایی در آن حرکت کند [صدافت، ۱۳۸۲]. سفره آب زیر زمینی ممکن است در بسیاری از سنگ ها و رسوبات وجود داشته باشند، ولی سفره ای برای بهره برداری مناسب تر است که سنگ میزبان آن سفره، تخلخل موثر بیشتری داشته باشد. بر این اساس اکثر سفره های با بازدهی قابل توجه در رسوبات ناپیوسته شنی و ماسه ای تشکیل می گردند. به علاوه سنگ های آهکی پوک و حفره دار با کانال های ایجاد شده در اثر انحلال، غارها و رود های زیر زمینی، و سایر پیشرفتگی های کارستی می توانند سفره های آبدار با دبی زیاد محسوب شوند. در مقابل سفره هایی که در لایه حاوی رس تشکیل می شوند به دلیل کم بودن مقدار تخلخل موثر رس چندان مناسب نمی باشند [مراد زاده، ۱۳۸۳].

۱-۳ انواع سفره های آب زیر زمینی

در حالت کلی سفره های آب زیر زمینی به دو دسته تقسیم می شوند:

الف - سفره های نا محصور (آزاد)^۲

ب - سفره های محبوس (تحت فشار)^۳

۱-۳-۱ سفره های نا محصور (آزاد)

سطح بالایی منطقه اشباع شده در سفره های آزاد سطح ایستابی نامیده می شود. مقدار فشار بر روی آن برابر فشار اتمسفری است. سطح ایستابی سفره آزاد، با توجه به مقدار تغذیه و یا تخلیه آن، آزادانه نوسان می کند. زیرا لایه غیر قابل نفوذی در روی آن قرار ندارد. تخلیه آب زیر زمینی در یک محل باعث می گردد که سطح ایستابی افقی نباشد و بطور طبیعی از محل تغذیه آن به سمت محل

^۱ Aquifer

^۲ Unconfined (free) aquifer

^۳ Confined (pressure) aquifer

تخلیه دارای شیب باشد. واضح است که اگر مقدار تخلیه (مثلاً به دلیل حفاری، و به بهر برداری رسی و رسوبات رسوبی) زیاد باشد، در صورتی که در سطح ایستابی زیر بیشتر می‌شود و در نتیجه شدن شیب سطح ایستابی می‌تواند سرعت جریان آب زیر زمینی را افزایش دهد [دولتی و مراد زاده، ۱۳۸۴]. مرز پایین سفره های آزاد طبقه ای است که از خود لایه آبدار قابلیت نفوذ پذیری کمتری، دره و مانع نفوذ آب به طبقات پایین تر زمین می‌شود (به این مرز اصطلاحاً سنگ کف یا سنگ بستر می‌گویند). چنین طبقات غیر قابل نفوذ شامل رس یا مواد دیگر با دانه بندی ریز، شیست رسی، سنگ آهک سخت، سنگ آذرین یا لایه سنگی دیگر می‌باشد. سفره های آزاد غالباً در دره های رسوبی، دشت های ساحلی - شن های روان (تپه های شنی) و رسوبات یخچالی پیدا می‌شوند. عمق آنها از چند متر (یا کمتر) تا چندین صد متر یا بیشتر فرق می‌کند. منبع اصلی تغذیه آب زیر زمینی در سفره های آبدار آزاد بارش می‌باشد که ممکن است، به طور مستقیم روی خاک بیارد و به درون زمین نفوذ کند، یا بطور غیر مستقیم از طریق جریان های زیر سطحی نفوذ می‌کند. رودخانه ها و دریاچه ها نیز می‌توانند با سفره های آب زیر زمینی تبادل داشته باشند و باعث تغذیه سفره یا زهکشی آب آن شوند [شمسایی، ۱۳۷۷].

در اکثر موارد در سفره های آزاد بیش از یک سطح ایستابی وجود دارد. زیرا حضور لایه یا لنز رسوبات رسی ممکن است منجر به تشکیل سفره های محلی یا سفره های سوار^۱ گردند که با سطح ایستابی مخصوص به خود مشخص می‌شوند [دولتی و مراد زاده، ۱۳۸۴].

۱-۳-۲ سفره های محبوس (تحت فشار)

سفره های تحت فشار در محللهایی تشکیل می‌شوند که لایه آبدار بین دو لایه با قابلیت نفوذ خیلی کم از بالا و پایین محدود می‌گردد و بنابراین تحت فشاری بیش از فشار اتمسفر قرار می‌گیرد. اگر چاهی در این نوع سفره ها حفر گردد سطح آب از محل طبیعی خود بالاتر می‌آید و گاهی اوقات نیز از دهانه چاه فوران (آرتزین یا نوع جریان آزاد) می‌کند. شکل ۱-۱ شمایی از تشکیل انواع سفره آب ها را نشان می‌دهد. علت آنکه در سفره های تحت فشار آب از محل خود بالاتر می‌آید آن است که محل تغذیه سفره در ارتفاع بیشتری از سطح آب زیر زمینی قرار دارد.

^۱ Perched aquifer

۱-۴-۲ قابلیت انتقال^۱

قابلیت انتقال حاصل ضرب ضریب نفوذ پذیری سنگ و ضخامت سفره آب می باشد. این ضریب نرخ جریان آب تحت گرادیان هیدرولیکی واحد از طریق یک مقطع با عرض واحد و طول معادل ضخامت سفره می باشد [دولتی و مراد زاده، ۱۳۸۴].

۱-۴-۳ ضریب مخزن^۲ و آبدهی ویژه^۳

هر دو ضریب مخزن و آبدهی ویژه را معادل حجم آب رها شده یا ضریب ذخیره شده بر واحد سطح سفره در اثر تغییر واحد هد تعریف می کنند. واژه ضریب مخزن را برای سفره های محصور بکار می برند. ضریب مخزن به الاستسیته مواد آبخوان و آب بستگی دارد. برای سفره های آزاد به جای ضریب ذخیره از اصطلاح آبدهی ویژه استفاده می کنند. در عمل این ضریب را معادل تخلخل موثر سنگ در نظر می گیرند. تمام آب موجود در فضاهاى خالی یک سنگ قابل جدا شدن از سفره نمی باشد و نیروی چسبندگی بین ملکول های آب از یک طرف و نیروی چسبندگی بین ملکول های آب و دیواره سنگ میزبان از طرف دیگر باعث می شود تا همواره مقداری آب در سفره باقی بماند. درصد آب باقی مانده در سفره که تحت تاثیر نیروی ثقل زهکش نمی گردد اصطلاحاً نگهداشت ویژه می نامند [دولتی و مراد زاده، ۱۳۸۴]. جدول ۱-۱ آبدهی ویژه تعدادی از محیط های آبخانه ای را نشان می دهد. شکل ۱-۲ رابطه بین تخلخل، آبدهی ویژه و نگهداشت ویژه^۴ رسوبات آبخانه ای را نشان می دهد.

۱-۴-۴ تخلخل کل

تخلخل کل، نسبت حجم منافذ سنگ به حجم کل سنگ می باشد.

$$\varphi_t = \frac{\text{حجم کل منافذ}}{\text{حجم کل سنگ}} \quad 1-1$$

این پارامتر بی بعد است و بصورت درصد بیان می شود.

¹ Transmissivity

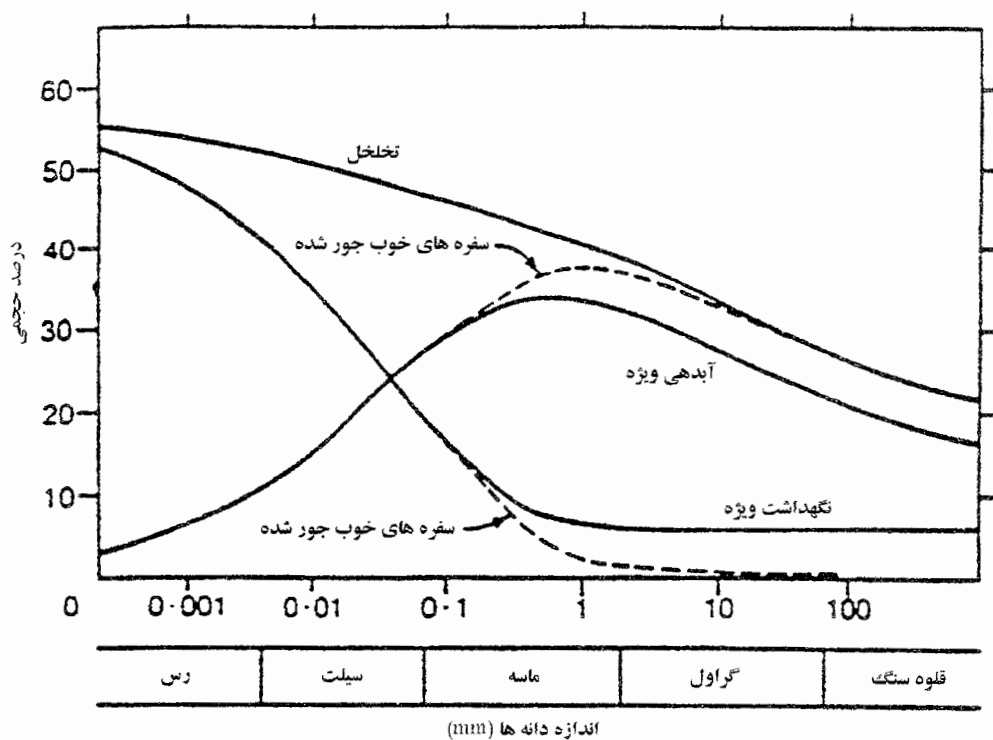
² Storage coefficient

³ Specific yield

⁴ Specific retention

جدول ۱-۱: درصد آبدهی ویژه تعدادی از واحد های سنگی [دولتی و مراد زاده، ۱۳۸۴]

نوع سنگ	آبدهی ویژه
رس	۱-۱۰
ماسه	۱۰-۳۰
گراول	۱۵-۳۰
ماسه و گراول	۱۵-۲۵
ماسه سنگ	۵-۱۵
شیل	۰/۵-۵
سنگ آهک	۰/۵-۵



شکل ۱-۲: تخلخل، آبدهی ویژه و نگهداشت ویژه رسوبات تحکیم نیافته [دولتی و مراد زاده، ۱۳۸۴]

۵-۱ اکتشاف آب های زیر زمینی

برای اکتشاف آب های زیر زمینی می توان از دو روش اکتشاف مستقیم و اکتشاف غیر مستقیم استفاده کرد. در روش های مستقیم به کمک حفاری چاه وضعیت آب زیر زمینی مورد مطالعه قرار

می گیرد. البته این روش بسیار پر هزینه و وقت گیر است و به همین جهت در مناطقی که اطلاعات زیادی از وضعیت آب زیر زمینی موجود نمی باشد، در ابتدا سعی می گردد از روش های غیر مستقیم و سطحی استفاده شود تا نواحی امید بخش برای اکتشاف آب مشخص گردد و سپس در مراحل بعدی برای معین نمودن خصوصیات هیدرولیکی لایه آبدار، تعیین کیفیت آب و از همه مهم تر برای استخراج آب اقدام به حفاری نمود.

در روش های غیر مستقیم، ابتدا با انجام یکسری بررسی های زمین شناسی و مطالعات هیدرولوژی و با استفاده از نقشه های زمین شناسی، عکس های هوایی و مشاهدات زمینی لایه هایی که به نسبت قابل نفوذ می باشند، تعیین می شوند و سپس با توجه به پستی و بلندی زمین و بررسی های هیدرولوژی، پتانسیل لایه های نفوذ پذیر از نظر وجود آب مورد مطالعه قرار می گیرد. با تکمیل شدن اینگونه مطالعات و برای به دست آوردن اطلاعات دقیق تر درباره شرایط لایه های زیر زمین، نظیر جنس و عمق مواد تحکیم یافته، عمق منطقه شکاف دار یا متلاشی شده، عمق سنگ کف و مقدار نمک آب زیر زمینی اکتشاف ژئوفیزیکی مورد استفاده قرار می گیرد که بسته به نوع، عمق، محل تجسس و محل قرار گیری سفره متفاوت می باشند [مراد زاده، ۱۳۸۳].

۶-۱ روش های ژئوفیزیکی اکتشاف آب زیر زمینی

روش های ژئوفیزیکی برای مطالعات آب زیر زمینی متنوع می باشند که با توجه به شرایط مورد نظر می توان از یک یا دو تای آن بطور همزمان استفاده نمود. این روش ها شامل روش های پتانسیل خود زا (SP)^۱، روش های الکترومغناطیس با فرکانس خیلی پایین (VLF)^۲، روش الکترومغناطیس زمان حوزه ای (TDEM)^۳، روش لرزه ای انکساری، روش تشدید مغناطیسی پروتون سطحی (SPMR)^۴، رادار نفوذ کننده به زمین (GPR)^۵، روش ثقل سنجی و روش های مقاومت ویژه (RS)^۶ و پلاریزاسیون القایی (IP)^۷ می باشند. هر یک از روش های مذکور دارای مزایا و معایبی هستند.

¹ Self potential

² Very low Frequency

³ Time Domain Electromagnetic

⁴ Surface proton Magnetic Resonance

⁵ Ground Penetration Radar

⁶ Electrical Resistivity

⁷ Induced Polarization

روش مقاومت ویژه، دارای هزینه عملیات صحرایی پایینی در مقابل روش های دیگر مانند روش لرزه ای بوده و علاوه بر آن تجهیزات مورد نیاز آنها نسبت به بقیه روش ها، دارای قیمت مناسب تری می باشند، با این وجود به دلیل عدم قطعیت نتایج به دست آمده، در بعضی از موارد بایستی همراه با دیگر روش ها استفاده شود. در پروژه حاضر، به دلیل وسعت منطقه، وجود تجهیزات مقاومت ویژه و عدم وجود بودجه و تجهیزات مربوط به روش های دیگر، از روش سونداژ زنی الکتریکی استفاده شده است.

۷-۱ روش مقاومت ویژه

روش مقاومت ویژه برای مقاصدی چون، مسائل هیدروژئولوژیکی، اکتشاف معدن، بررسی های ژئوتکنیکی و به تازگی در مسائل محیط زیست نیز بکار گرفته می شود [مونی، ۱۹۸۰]. هدف از اندازه گیری های مقاومت ویژه تعیین توزیع مقاومت ویژه زیر سطح زمین است. با کمک این اندازه گیری ها می توان توزیع مقاومت ویژه واقعی زمین را تخمین زد. مقاومت ویژه زمین به پارامتر های مختلفی چون، نوع مواد تشکیل دهنده محیط اندازه گیری، میزان خلل و فرج ها و فضا های خالی سنگ، سیال موجود در این خلل و فرج ها و ... بستگی دارد.

۱-۷-۱ اساس تئوری مقاومت ویژه

اساس فیزیکی روش مقاومت ویژه، قانون اهم، که قانون حاکم بر جریان الکتریکی در زمین است، می باشد. این قانون در محیط همسانگرد و پیوسته بصورت زیر بیان می گردد [کلر و فریشنخت، ۱۹۷۰]:

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (2-1)$$

در این رابطه، σ رسانندگی الکتریکی محیط (عکس مقاومت ویژه)، \vec{j} چگالی جریان و \vec{E} شدت میدان الکتریکی است. در عمل ما اختلاف پتانسیل الکتریکی را اندازه گیری می کنیم. رابطه بین شدت میدان الکتریکی و پتانسیل الکتریکی به صورت زیر است:

$$E = -\nabla \phi \quad (3-1)$$

از ترکیب رابطه ۲-۱ و ۳-۱ داریم:

$$\vec{J} = -\sigma \nabla \phi \quad (4-1)$$

رابطه چگالی جریان و جریان برای چشمه نقطه ای جریان عبارت است از:

$$\nabla \cdot \vec{J} = I \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (5-1)$$

(x_s, y_s, z_s) محل چشمه نقطه ای است. از قرار دادن رابطه ۴-۱ در رابطه ۵-۱ داریم:

$$-\nabla \cdot [\sigma \nabla \phi] = I \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (6-1)$$

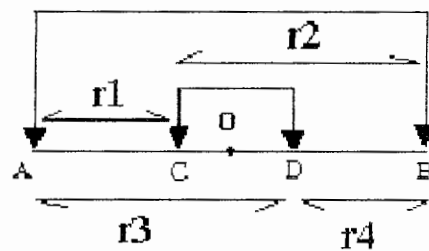
این رابطه، معادله اساسی است، که از حل آن پتانسیل ناشی از یک چشمه نقطه ای در زمین بدست می آید. تکنیک های زیادی برای حل این معادله وجود دارد. از حل این معادله پتانسیل برای یک چشمه نقطه ای بدست می آید:

$$\phi = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (7-1)$$

r فاصله چشمه از نقطه اندازه گیری است.

۲-۷-۱ سونداژ زنی به روش شلومبرژه

از جمله آرایش های سونداژ زنی که در این پروژه بکار گرفته شده است، آرایش شلومبرژه می باشد. این آرایش از نوع آرایش های چهار الکترودی متقارن محسوب می شود (شکل ۳-۱). جریان از طریق دو الکتروود A, B به درون زمین تزریق می شود و اختلاف پتانسیل ناشی از آن توسط دو الکتروود C و



شکل ۳-۱: آرایش شلومبرژه

D اندازه گیری می شود. الکتروودهای جریان و پتانسیل بصورت متقارن نسبت به مرکز (نقطه O) الکتروود ها قرار می گیرند و داده اندازه گیری شده به زیر این نقطه مرکزی نسبت داده می شود. از آنجا که نحوه توزیع جریان وارد شده به زمین تحت تاثیر لایه های مختلف می باشد، مقاومت ویژه اندازه گیری شده را مقاومت ویژه ظاهری می نامیم و به صورت زیر بیان می شود [تلفورد و همکاران، ۱۹۹۱]:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (7-1)$$

k ضریب هندسی نامیده می شود و به آرایش الکتروودها بستگی دارد و برای آرایش شلومبرژه بصورت زیر تعریف می شود.

$$k = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]} \quad (۸-۱)$$

ارتباط بین مقاومت ویژه ظاهری و مقاومت ویژه واقعی بسیار پیچیده است [مجو، ۱۹۸۶]. و هدف از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه نیز تعیین توزیع مقاومت ویژه واقعی زیر زمین با توجه به مقادیر مقاومت ویژه ظاهری می باشد.

در این پروژه برداشت داده ها توسط گروه ژئوفیزیک دانشگاه اراک انجام گرفته است.

۱-۷-۳ خواص الکتریکی مواد

جریان الکتریکی در اعماق کم زمین و از سه راه بر قرار می گردد:

۱- رسانایی الکتریکی

۲- رسانایی الکترولیتی

۳- جریان جابجایی

که معمولاً در طبقات و لایه های آبدار رسانایی به صورتی الکترولیتی صورت می گیرد. مقاومت ویژه برخی سنگ ها و مواد معدنی در جدول (۱-۲) نشان داده شده است. سنگ های آذرین و دگرگونی معمولاً مقاومت ویژه بالایی دارند. مقاومت ویژه این سنگ ها به میزان شکستگی و آب موجود در آنها بستگی دارد و دارای مقاومت ویژه بالا از ۱۰۰۰ تا ۱۰ میلیون اهم متر هستند. سنگ های رسوبی که معمولاً تخلخل بیشتری دارند و آب موجود در آنها بیشتر است، مقاومت ویژه کمتری نسبت به سنگ های آذرین و دگرگونی دارند. مقاومت ویژه این نوع سنگ ها بین ۱۰ تا ۱۰۰۰ اهم متر می باشد مقاومت ویژه آبهای زیر زمینی بین ۱۰ تا ۱۰۰ اهم متر تغییر می کند و مقدار آن به میزان درجه شوری آب بستگی دارد. بطوریکه مقاومت ویژه آب دریا حدود ۰/۲ اهم متر است.

جدول ۱-۲: مقاومت ویژه و رسانندگی برخی سنگ ها و مواد معدنی [مونی، ۱۹۸۰]

مقاومت ویژه (بر حسب اهم متر)	برخی سنگ ها، رسوبات و آب
۱ - ۱۰۰	آب سفره های آبرفتی
۳۰ - ۱۰۰۰	آب باران
از مرتبه ۰/۲	آب دریا
۱۰ ^۵ - ۱۰ ^۸	یخ
۲۰ - ۲ × ۱۰ ^۳	شیل
۲ × ۱۰ ^۳ - ۱۰ ^۴	کنگلو مرا
۵۰ - ۱۰ ^۷	آهک
۳/۵ × ۱۰ ^۲ - ۵ × ۱۰ ^۳	دلومیت
۱ - ۱۰۰	رس
۱۰۰۰ - ۱۰۰۰۰	شن و ماسه خشک
۵۰ - ۵۰۰	شن و ماسه اشباع از آب شیرین
۰/۵ - ۵	شن و ماسه اشباع از آب شور
۵۰ - ۳۰۰	ماسه سنگ آرژیل دار
۳۰۰ - ۱۰۰۰۰	ماسه سنگ - کوارتزیت
۳ - ۷۰	مارن
۳ × ۱۰ ^۲ - ۱۰ ^۴	گرانیت
۱۰ ^۴ - ۱۰ ^۵	دیوریت
۱/۹ × ۱۰ ^۳ - ۲/۳ × ۱۰ ^۴	دیوریت پروفیری
۳ × ۱۰ ^۲ - ۹ × ۱۰ ^۳	کوارتز پروفیری
۲ × ۱۰ ^۴ - ۱/۸ × ۱۰ ^۵	کوارتز دیوریت
۲۰ - ۱۰ ^۴	شیست
۱۰ - ۱۰ ^۲	گرانیت شیست
۱۰۰ - ۳۰۰	شیست آرژیلی
۶ × ۱۰ ^۲ - ۴ × ۱۰ ^۷	سیلت
۱۰۰ - ۱۰۰۰۰	سنگ های آذرین و دگرگونی
۱۰ - ۱۰۰۰	رسوبات یکپارچه
۱ - ۱۰۰	رسوبات غیر یک پارچه

پس از تعیین مقاومت ویژه واقعی لایه های مختلف زمین با کمک جدول (۱-۲) تا حدودی

می توان جنس لایه ها ، سطح لایه آبدار و جنس سنگ کف را مشخص کرد.

۸-۱ سوابق مطالعات انجام شده و ضرورت انجام تحقیق

سوابق مطالعات ژئوفیزیکی در منطقه مورد نظر به سال های ۱۳۸۱ و ۱۳۸۲ بر می گردد که در آن تعداد ۱۵۶ سونداژ مقاومت ویژه طی یک طرحی توسط آقایان دکتر میرزائی و دکتر یوسفی راد برای تهیه مدل ریاضی دشت امان آباد صورت گرفته است. با توجه به وجود پاره ای مسائل کارهای طرح فوق بجز انجام یکسری کارهای زمین شناسی و تفسیر اولیه و دستی داده های ژئوفیزیکی هنوز تکمیل نشده است. علاوه بر آن در بسیاری از موارد نتایج تفسیرهای انجام شده دستی با داده های زمین شناسی و حفاری در تطابق نمی باشد و به همین علت نتایج به دست آمده از مطالعات انجام شده ناقص بوده و نمی تواند برای استفاده های بعدی مورد اعتماد باشد.

بنابر این با توجه به موارد فوق و حجم زیاد داده های ژئوفیزیکی موجود و همچنین اطلاعات نسبتاً خوب زمین شناسی و نبود تفسیر جامع لازم است با بهره گیری از روش های جدید و مدرن داده ها تفسیر شوند تا اطلاعات جامع از آبخوان مورد مطالعه بدست آید.

۹-۱ اهداف

برای به دست آوردن اطلاعاتی کمی از پارامترهای ساختارهای زیر سطحی منطقه مورد مطالعه و بررسی وضعیت آبخوان لازم است کلیه داده ها مورد بازبینی قرار گرفته و پس از انجام اصلاحات لازم مجدداً با روش های دستی مورد تفسیر قرار گیرند. از آنجایی که در تفسیر دستی نواقصی وجود دارند در نظر است با بهره گیری از نرم افزارهای RESIXIP [استویر^۱ و زریلی^۲، ۱۹۹۳] و RES2DINV [لوک^۳، ۲۰۰۰] مدل سازی عددی یک و دو بعدی روی کلیه داده های برداشت شده جهت نیل به هدف اصلی که کسب اطلاعاتی از وضعیت سفره آبدار است، صورت گیرد. همچنین در نظر است تغییرات ضخامت و گسترش لایه آبدار در سه بعد نیز مورد بررسی قرار گیرد و سپس با بهره گیری از نتایج مدل سازی و اطلاعات چاه های موجود نقشه هم تراز سطح آب زیر زمینی تهیه گردد و بکمک آن جهت جریان آب زیرزمینی تعیین و تغییرات نفوذپذیری لایه آبدار نیز مورد بحث قرار گیرد. اضافه بر این بکمک نتایج حاصل از مدل سازی ها تخلخل و آبدهی ویژه لایه آبدار تعیین گردیده و سپس حجم آب موجود در سفره آب زیر زمینی بکمک مدل حاصل محاسبه خواهد شد.

¹ Stoyer

² Zerilli

³ Loke

بنابراین اهداف این پروژه را می توان چنین لیست نمود:

۱. انجام مدل سازی یک و دو بعدی و در صورت امکان سه بعدی داده های مقاومت ویژه به منظور تعیین هندسه آبخوان از نظر گسترش عمقی و جانبی و ارائه مدل های ژئوفیزیکی مربوط.

۲. تعیین عمق، جنس و توپوگرافی سنگ کف

۳. تعیین ضخامت لایه های آبرفتی و لایه های آبدار

۴. تعیین گسل های موجود در منطقه و بررسی نقش آنها در تهیه مدل آبخوان

۵. محاسبه جهت جریان آب های زیرزمینی، تخلخل، آبدهی ویژه، حجم آب موجود و آب قابل استحصال در آبخوان امان آباد

۱-۱۰ روش انجام تحقیق

نتایج برداشت صحرایی برای مدل سازی یک بعدی، پس از اصلاحات لازم و تفسیرهای اولیه کیفی با روش دستی تفسیر می گردند و نتایج تفسیر دستی به عنوان مدل اولیه وارد نرم افزار RESIXIP می شود، تا مدل یک بعدی ساختارهای زیرسطحی در محل هر یک از سونداژها با در نظر گرفتن داده های حفاری و زمین شناسی تهیه گردد. پس از آن با تهیه مقاطع ژئوالکتریک در امتداد هر یک از پروفیل ها و تهیه نقشه های مقاومت ویژه مربوطه، وضعیت لایه های مختلف زیر سطحی با دخالت دادن تمامی اطلاعات حفاری و زمین شناسی مورد بررسی بیشتر قرار می گیرد. در ادامه برای ارزیابی های دقیق تر و مطالعه نقش گسل های موجود در منطقه، مدل سازی هموار دو بعدی داده های ژئوالکتریک در راستای پروفیل های متعدد با استفاده از نرم افزار RES2DINV صورت می گیرد. همچنین با استفاده از داده های کنترلی (حفاری های موجود) نتایج مدل سازی ها مورد بررسی همه جانبه قرار گرفته و پس از حصول اطمینان از نتایج بدست آمده، با انجام محاسبات لازم پارامترهای مهم لایه آبدار زیرزمینی (تخلخل و آبدهی ویژه) با تقریب قابل قبولی بدست خواهد آمد و با تهیه نقشه ها و مقاطع متعدد و استفاده از داده های هیدروژئولوژی میزان آب آبخوان بطور تقریبی برآورد محاسبه می شود. در خاتمه با استفاده از نتایج مدل سازی های عددی صورت گرفته نقشه هم

عمق و هم تراز آب زیرزمینی تهیه شده و با کمک آنها بهترین محل ها برای حفاری های آتی پیشنهاد می گردد.

۱-۱۱ ساختار پایان نامه

همانطور که ملاحظه شد در این فصل ابتدا مطالبی در مورد نقش و اهمیت آب زیر زمینی، مناطق و لایه های مستعد برای وجود آب، انواع سفره های آب زیر زمینی و همچنین روش اکتشاف آب زیرزمینی آورده شد و سپس با بررسی سوابق ، ضرورت و هدف مطالعه حاضر تشریح گردید. در فصل دوم ضمن ارائه گزارش زمین شناسی و تعیین موقعیت جغرافیایی منطقه، داده های اندازه گیری شده به نحو مناسبی ارائه و سپس مورد بررسی کیفی قرار گرفته اند. در فصل سوم علاوه بر ارائه مطالبی در مورد روش های مدل سازی مورد استفاده در نرم افزار های موجود (RES2DINV و RESIXIP)، داده ها مورد بررسی و تفسیر کمی قرار می گیرند. در فصل چهارم پارامتر های هیدروژئولوژیکی آبخوان بکمک نتایج بدست آمده محاسبه و سپس با تهیه نقشه پیزومتريک، جهت جریان آب زیر زمینی بدست می آید. در پایان نتایج بدست آمده از مطالعه حاضر همراه با پیشنهادهای در فصل پنجم ارائه می شوند.

فصل دوم :

زمین شناسی منطقه، ارائه داده ها و تفسیر کیفی آنها

۱-۲ مقدمه

در این فصل ابتدا موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ارائه می گردد. آنگاه در مورد زمین شناسی منطقه و اطلاعات کنترلی نظیر چاه های اکتشافی بحث می گردد. در ادامه داده های مورد استفاده ارائه می شوند و پس از آن برای دستیابی به یک ایده کلی و حدس اولیه از منطقه مورد مطالعه داده های مقاومت ویژه ظاهری مورد ارزیابی کیفی قرار می گیرند.

۲-۲ راههای دسترسی

با توجه به واقع شدن این حوضه در نزدیکی شهر اراک، امکان دسترسی به حوضه از طریق جاده آسفalte اراک - خمین (که از غرب حوضه عبور می کند) و دیگر جاده های فرعی این مسیر امکان پذیر است. بعلاوه جاده آسفalte اراک - قم نیز از نواحی شمالی حوضه عبور می نماید. در شکل (۱-۲) موقعیت منطقه در سطح استان و راه های ارتباطی آن مشخص شده است.

۴-۲ زمین شناسی ساختمانی منطقه

رخدادهای شکل دهنده منطقه مورد مطالعه مربوط به دوران دوم و سوم زمین شناسی هستند. رخدادهای کمبرین پسین اثرات شدیدتر و کارسازتری در زمین ساخت کره زمین و در ایران داشته است و در اثر این کوهزائی شکل اصلی ایران پی ریزی شده است [یوسفی راد، ۱۳۸۰]. این رخداد در اواخر تریاس و ابتدای ژوراسیک به وقوع پیوسته و در اثر این جنبش ها لایه های ژوراسیک تخریب شده و رسوبات ماسه سنگی و کنلگومرایی قرمز رنگ در انتهای ژوراسیک و قاعده کرتاسه بر جای گذاشته شده است. گرچه در منطقه مورد مطالعه رسوبات ژوراسیک رخنمون ندارند و در بخش کوچکی در شرق کوه های انجدان برون زد دارند، اما شکل گیری منطقه امان آباد مربوط به فازهای کوهزایی بعد از کرتاسه است که تحت نام لارامید باعث چین خوردگی و بالا آمدگی رسوبات کرتاسه شده است و در مراحل بعدی توده های نفوذی حالت اسلیتی به آهک ها داده اند.

۱-۴-۲ گسل های مهم منطقه

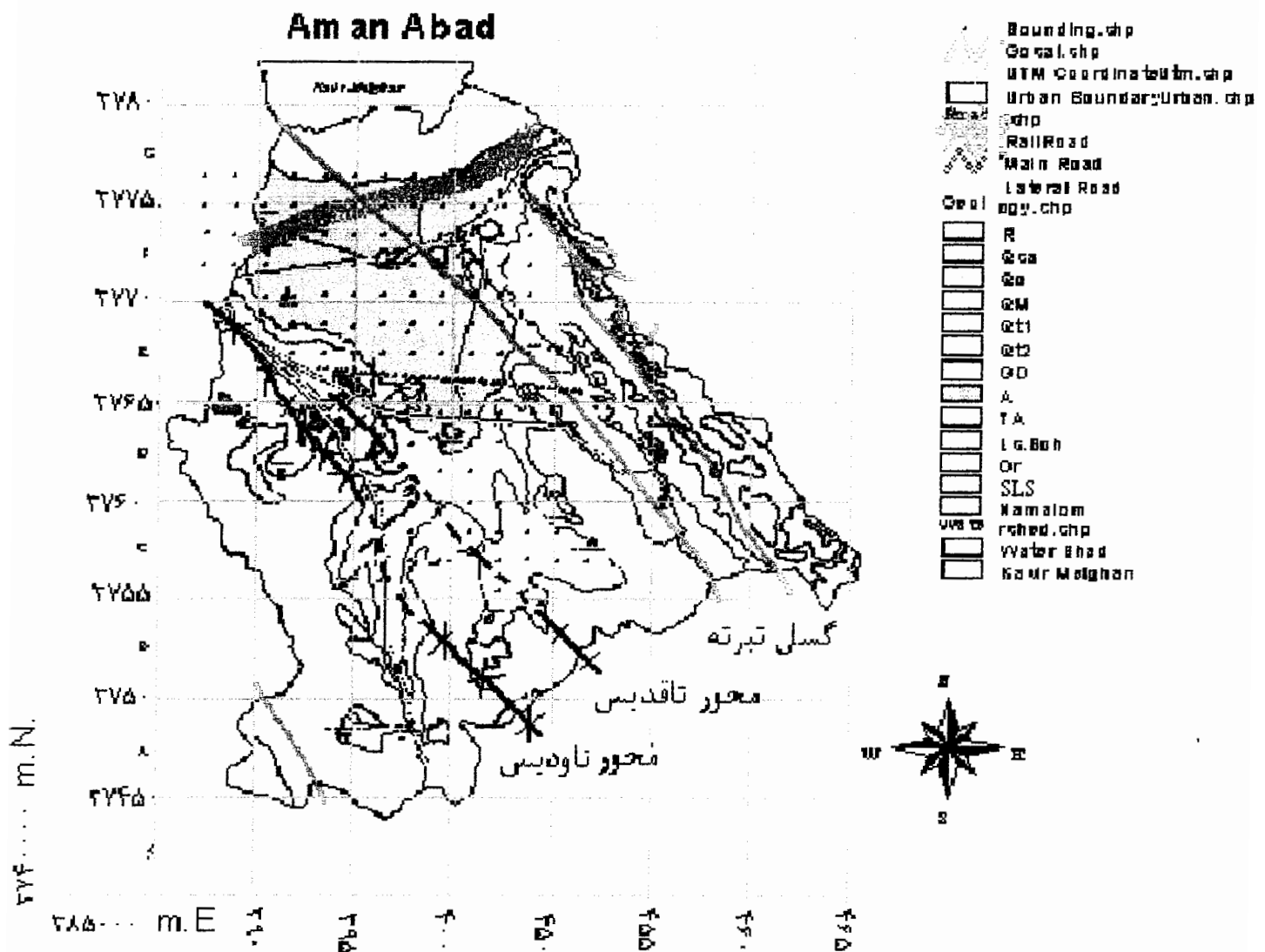
بزرگترین گسل منطقه، گسل تبرته است. که از شمال دهکده ساروق تبرته تا جنوب شرقی شهر اراک و تا ارتفاعات گورک به طول تقریب ۸۰ کیلومتر و در جهت گسل اصلی زاگرس کشیده شده است و شیب آن در شمال ساروق ۴۰-۵۰ درجه به سمت شمال است [یوسفی راد، ۱۳۸۰]. شکل (۲-۲) محل گسل ها، سونداژها و وضعیت زمین شناسی منطقه را نشان می دهد (راهنمای این نقشه در پیوست الف آمده است).

علاوه بر گسل بزرگ تبرته در ارتفاعات جنوبی دشت امان آباد، گدوک و هفتادقله، گسل های دیگر و شکستگی های بسیاری به همراه درز و حفره های ایجاد شده باعث تغذیه عمده اصلی آب زیرزمینی دشت اراک می شود [یوسفی راد، ۱۳۸۰]. اگر چه ارتفاعات جنوب اراک از اسلیت های آهکی و شیلی تشکیل شده اند، ولی وجود گسل ها و شکستگی های موجود در آنها سبب تغذیه دشت امان آباد و اراک می شوند. روند عمومی گسل های بزرگ در منطقه امان آباد، شمال غرب- جنوب شرق است. یعنی روند موازی با گسل بزرگ تبرته و تلخاب و همسان با روند اصلی زاگرس، لازم بذکر است روند چین خوردگی ها نیز با روند گسلش تقریباً موازی است.

۲-۴-۲ چین های مهم منطقه

بطور کلی در منطقه امان آباد تاقدیس ها و ناودیس های بزرگی با روند شمال غرب- جنوب شرق

وجود دارند. آهک های کرتاسه میانی و فوقانی بصورت یک تاقدیس بزرگ در امتداد تقریبی جاده



شکل ۲-۲: نقشه زمین شناسی منطقه امان آباد [یوسفی راد، ۱۳۸۰]

خمین- اراک و ناودیس که خط القعر آن از منطقه امان آباد می گذرد چین خورده اند و مجدداً تاقدیس بزرگ در شمال شرق انجدان بوجود آمده است. بنابراین تکرار تاقدیس ها و ناودیس ها شکل اصلی ساختاری منطقه است. وجود همین ناودیس بزرگ در منطقه ممکن است، عامل اصلی هدایت

آب سطحی و زیرزمینی به سمت خروجی منطقه امان آباد است و علاوه بر آن وجود همین تاقدیس باعث انباشته شدن آبرفت با ضخامتی حدود ۲۵۰ متر در منطقه امان آباد شده است [یوسفی راد، ۱۳۸۰].

۳-۴-۲ توده های نفوذی

توده های نفوذی در این بخش از زون سنندج-سیرجان ترکیبی میانه تا بازیک دارند و دارای بافت میانه ریز بوده و به رنگ متمایل به سبز در رخساره شیستی آهکی کرتاسه زیرین نفوذ کرده اند. این توده های کوچک سنگ های با دگرگونی ضعیف یاد شده را قطع می کنند و بنابراین سن آنها پس از کرتاسه پیشین است. ترکیب شیمیایی این سنگها در حدود دیوریتی و گرانودیوریتی بوده و در سری آلکالن قرار می گیرند. در جنوب دشت امان آباد کوه کلنگه و اطراف روستای گیلی و رودباران این توده ها دیده می شوند.

۵-۲ چینه شناسی منطقه

۱-۵-۲ ژوراسیک

بیشترین رسوبات منطقه امان آباد مربوط به کرتاسه هستند. گرچه در محدوده مورد مطالعه رخنمونی از رسوبات ژوراسیک وجود ندارد اما در شمال غرب شهر اراک رسوبات اسلیتی و ماسه آهکی مربوط به ژوراسیک در قاعده رسوبات کرتاسه رخنمون دارند. گذر از ژوراسیک به کرتاسه با ناپیوستگی همراه است. در دره انجدان در زیر آهک های ماسه ای کرتاسه زیرین یک سری از ماسه سنگ های تیره رنگ متراکم ژوراسیک مشاهده می شوند [یوسفی راد، ۱۳۸۰].

۲-۵-۲ کرتاسه

در منطقه مورد مطالعه رسوبات کرتاسه مربوط به کرتاسه زیرین، میانی و بالایی هستند. در جنوب گسل تبرته رخنمون آهک های کرتاسه در اثر دگرگونی جنبشی^۱ اغلب اسلیتی شده و به نام آهک های اسلیتی^۲ معروف هستند. رنگ این تشکیلات سیاه و خاکستری تیره است و دارای شکست صاف و لمس صابونی هستند و در نگاه اول همین رسوبات در اطراف دشت و منطقه امان آباد به چشم می خورند.

^۱ Dynamo metamorphism

^۲ Calcarous-Slate

تشکیلات کرتاسه در منطقه اراک دارای گسترش زیادی بوده و پهنه وسیعی را تشکیل می دهند که بترتیب از قدیم به جدید عبارتند از:

- ۱- آهک ماسه ای (S.Ls) این لایه مستقیماً بر روی ماسه سنگهای ژوراسیک قرار می گیرد. در شمال غرب روستای امان آباد، در جنوب شرق روستای شهوه، در شرق امان آباد و شمال روستای کاروانسرا این طبقات رخنمون دارد. این لایه توسعه وسیعی در اطراف روستای انجدان دارد.
- ۲- آهک های اوربیتولین دار (Or): این آهک ها دارای رنگ خاکستری تیره بوده و تراکم آنها نسبتاً زیاد است و حالت صخره ای به خود می گیرند. این آهک ها در شمال شرق و شمال غرب امان آباد، در شرق روستای شهوه و در شمال شرق روستای کارچان رخنمون دارند.
- ۳- آهک های شیستی کرتاسه فوقانی (Ls.sch): این آهک ها بر روی آهک های کرتاسه میانی قرار گرفته اند و در اطراف اراک و منطقه امان آباد دارای گسترش زیادی هستند و در واقع بیشتر ارتفاعات اطراف منطقه را همین آهک ها تشکیل می دهند. حالت شیستوزیته در آنها به فراوانی دیده می شود و در بسیاری نقاط رگه های کوارتز و ماسه ای در آنها دیده می شود.

۲-۵-۳ رسوبات کواترنر

رسوبات کواترنر بر روی رسوبات پلیوسن در دشت ها و حاشیه ارتفاعات بر روی سازندهای دوران اول تا اواخر دوران سوم زمین شناسی با شیب کم و ملایم انباشته شده است. در ابتدای دوره چهارم و در اثر بارندگی های مداوم و سیل آسا و جریان های شدید سطحی و دوره های یخ بندان، ارتفاعات به شدت تخریب و فرسایش یافته و مواد حاصل از تخریب سازندها به کمک سیلاب ها و یخچال ها در نقاط پست انباشته و به نام آبرفت نامیده می شود.

شناخت آبرفت ها به علت استقرار اکثر شهرها و منازل بر روی این سازندها زراعت و کشت و برداشت آب از آنها از اهمیت بسزائی برخوردار است. اصول مطالعات بر مبنای زمان و محل تشکیل، نوع، جنس، قطر، شکل چسبندگی جورشدگی دانه ها، سختی، سستی رنگ دانه های آبرفت و خمیره آن از نظر جنس و سستی و نرمی انجام گردیده و آبرفت ها را به چند گروه تقسیم نموده اند.

۲-۵-۳-۱ رسوبات آبرفتی تخریبی و دانه درشت (Q_d, Q_t)

این رسوبات از تخریب مواد متشکل ارتفاعات اطراف دشت ایجاد شده و در کوهپایه ها تولید سری واریزه ای نموده است. دانه بندی این رسوبات درشت (بین ۱ تا ۱۵ سانتیمتر) و به همراه مواد دانه ریز رس و ماسه می باشد [یوسفی راد، ۱۳۸۰].

رسوبات آبرفتی دانه درشت سری رسوباتی هستند که بعد از رسوبات تخریبی بطرف کویر مرکزی گسترش دارند. اندازه دانه بندی آنها از ۴ سانتیمتر تا چند میلیمتر است و شامل دانه های قلوه سنگ، شن و ماسه و رس زیاد است. در قسمت جنوب شرقی دشت اراک و امان آباد این رسوبات دیده می شوند. جنس این رسوبات بیشتر آهکی و اسیلیتی و کمی مواد آذرین است که در خمیره رسی و ماسه ای قرار گرفته اند.

۲-۵-۳-۲ رسوبات آبرفتی دانه متوسط (Qt_1)

رسوبات آبرفتی دانه متوسط قسمت اعظم دشت اراک و امان آباد را پوشانده است. مخروط افکنه اراک و بخشی از دشت امان آباد از رسوبات فوق پوشیده شده است. دانه بندی، متوسط تا دانه ریز بوده و شامل ماسه و شن می باشد. البته به علت فعالیت سیلاب های ادوار گذشته در اعماق مختلف دانه بندی آبرفت تغییر می نماید و در برخی اعماق بر میزان دانه های شن افزوده می شود. جنس این رسوبات نیز آهکی و آهک اسیلیتی است که مقدار رس در آنها کمی بیشتر است [یوسفی راد، ۱۳۸۰].

۲-۵-۳-۳ رسوبات آبرفتی دانه ریز (Q_m)

رسوبات آبرفتی دانه ریز بصورت نواری حلقه مانند دور کویر مرکزی را فرا گرفته است. توسعه این رسوبات در قسمت شرق و جنوب شرق کویر است و در واقع اراضی زراعتی دهکده های سهل آباد، قلعه شیروان و موت آباد را این نوع آبرفت تشکیل می دهد. مواد تشکیل دهنده این نوع آبرفت رس زیاد به همراه کمی دانه های ماسه ای با قطر در حدود یک میلیمتر است.

۲-۵-۳-۴ رسوبات آبرفتی بسیار دانه ریز (Q_c)

در اطراف دریاچه میقان بصورت نواز بازیگی دیده می شود این رسوبات مرحله آخر رسوب گذاری و حمل مواد توسط سیلاب ها می باشد و شامل رس زیاد، ماسه بسیار نرم و رسوبات تبخیری مانند گچ و نمک است.

۲-۵-۳ رسوبات آبرفتی بستر مسیل ها و رودخانه ها

این رسوبات جدید آبرفتی در رودخانه ها و مسیل های عهد حاضر هستند که در اثر حمل آب در حال رسوب گذاری هستند و از لحاظ آگذری قابلیت بالایی دارند.

۲-۶ مساحت حوضه

خط تقسیم یک حوضه آبریز ، خط الراس ارتفاعاتی است که آن حوضه را از دیگر حوضه های همجوار جدا نموده است . اراضی که در داخل این خط تقسیم قرار می گیرند حوضه آبریز را تشکیل می دهند . وسعت حوضه آبریز امان آباد بالغ بر $710/35$ کیلومتر مربع محاسبه گردیده است [یوسفی راد، ۱۳۸۰] .

۲-۷ بررسی نمودار حفاری چاه های اکتشافی و مشاهده ای

برای شناخت هرچه دقیق تر نحوه دانه بندی آبرفت ها و همچنین بررسی جنس و تعیین ضخامت واقعی آبرفت و جنس سنگ کف و پی بردن به سفره های احتمالی و در نهایت بدست آوردن ضرایب سفره از طریق آزمایش پمپاژ حفاری، چند حلقه چاه اکتشافی حفاری شده است. و در آنها آزمایش پمپاژ انجام گردیده است. برخی از این چاه ها مانند چاه اکتشافی امان آباد و شهسوارن در سال های قبل (۱۳۴۹) حفاری شده اند.

نمونه برداری در چاه های اکتشافی و مشاهده ای مجاور آنها از هر ۳ متر انجام شده است و بعد از شماره گذاری در آزمایشگاه شسته شده و بصورت تجربی درصد رس ، شن و ماسه آنها تخمین زده شده و در مقابل ستون چینه شناسی ترسیم شده است.

۲-۷-۱ چاه اکتشافی امان آباد

این چاه در فاصله ۳۰ کیلومتری شرق اراک در شمال غربی دهکده امان آباد حفر گردیده است. عمق چاه ۸۰ متر بوده که به سنگ کف کنگلومرایی برخورد کرده است (شکل ۲-۳ الف). چاه اکتشافی امان آباد در آبرفت های دشت حفر شده است که حاوی طبقات متناوبی از شن، ماسه و رس است. اما در اعماق ۸۰ متری وجود یک لایه کنگلومرایی به اثبات رسیده است. که بر اساس وضعیت ساختاری منطقه بنظر می رسد در محور ناودیس، باقیمانده هایی از کنگلومرای پلیوسن می باشد که در حاشیه بر روی آهک های شیستی کرتاسه قرار گرفته است.

۲-۷-۲ چاه اکتشافی شاهسواران

این چاه در جنوب شرقی دهکده شاهسواران از بلوک مشک آباد واقع در ۳۳ کیلومتری شرق اراک و در کنار جاده آسفالته اراک- قم حفر شده است و ارتفاع آن از سطح دریا ۱۶۷۸ متر است. عمق حفاری این چاه ۱۵۲ متر است که به سنگ کف مارن برخورد کرده است (۲-۳ ب).

عمق (m)	جنس
۰	شن ، ماسه ، رس
۸۵	
۱۰۰	
۱۱۰	
۱۲۰	
۱۴۰	
۱۴۷	
۱۵۲	

(ب)

عمق (m)	جنس
۰	رس زرد ماسه و شن
۴	رس ، ماسه ، گچری شن
۸	رس ، شن و ماسه
۱۲	رس ، شن ، ماسه ، ریگ
۱۶	گچی رس
۲۰	ریگد ، شن ، ماسه
۲۴	گچی رس
۲۸	
۳۲	
۳۶	رس ، شن ، ماسه
۴۰	
۴۴	شن ، ماسه ، رس ، قلوه سنگ
۴۸	رس زرد ، ماسه ، گچی
۵۲	شن
۵۶	شن ، ماسه ، رس
۶۰	
۶۴	
۶۸	
۷۲	گچسوار

(الف)

شکل ۲-۳: ستون چینه شناسی چاه اکتشافی امان آباد (الف) و ستون چینه شناسی چاه اکتشافی شاهسواران (ب)

آبرفت این منطقه از نوع دانه ریز و در طبقات فوقانی مقدار کمی شن ریز و ماسه است که در اعماق بیشتر به تدریج مقدار این شن و ماسه کاهش می یابد. بطوریکه در عمق ۷۰ متری مقدار شن و ماسه ناچیز و در عمق ۸۵ متری به رس خالص برخورد شده است. در اعماق بین ۱۰۰ و ۱۱۰ متری مجدداً دانه های شن ریز و ماسه به مقدار کم ظاهر می گردد. بخصوص در اعماق بین ۱۲۰ متری و ۱۴۰ متری شن های سفیدآهکی و ماسه مجدداً ظاهر می شود. پس از این عمق به مخلوطی از رس و مارن می رسیم که بتدریج مقدار مارن آن بیشتر شده و در اعماق ۱۴۷ متری به مارن خالص بعنوان سنگ کف برخورد می کنیم.

آبخوان اصلی در این چاه از عمق ۱۲۰ تا ۱۴۰ متری توسعه یافته است.

۴-۷-۲ چاه اکتشافی رودباران

این چاه در جنوب روستای امان آباد و در شمال روستای رودباران و در اراضی این روستا حفر گردیده است. عمق کلی چاه ۱۶۱ متر است که پس از برخورد به اسلیت آهکی کرتاسه حفاری متوقف گردید.

بطور کلی ضخامت آبرفت در این منطقه حدود ۱۶۰ متر است که در ۸۲ متری به آب برخورد شده است و پس از پایان حفاری تغییری در سطح آب مشاهده نشده است. که خود نشان دهنده وجود یک سفره آزاد و یکپارچه است شکل (۲-۴ الف).

آبرفت شامل مخلوطی از شن و ماسه و رس است که بطور متناوب در اعماق مختلف در میزان درصد هر یک از آنها تغییر حاصل می شود اما وجود لایه کنگلومرایی یا رسی اثبات نشده است. قسمت اعظم جنس دانه های آبرفت از آهک های اسلیتی و مقدار کمی هم دانه های آذرین است که در حین شستشوی رسوبات بدست آمده است. برخورد به آب در این چاه در ۸۲ متری اتفاق افتاده است و ضخامت آبخوان ۷۸ متر برآورد می شود.

۵-۷-۲ چاه اکتشافی موت آباد

این چاه در نزدیکی چاه مشاهده ای موت آباد و جنوب روستای موت آباد حفاری شده است. این چاه تا ۱۱۰ متری حفر شده است (۲-۴ ب) و به علت مارنی بودن و عدم وجود آب و آبرفت قابل

عمق (m)	جنس
۱۰	رس بسیار زیاد و کمی شن و ماسه
۲۰ ۲۳	سطح آب
۳۰	
۴۰	رس بسیار زیاد و کمی ماسه
۵۰	
۶۰	رس بسیار زیاد شن و ماسه بسیار کم
۷۰	
۸۰	
۹۰	مارن
۱۰۰	
۱۱۰	

(ب)

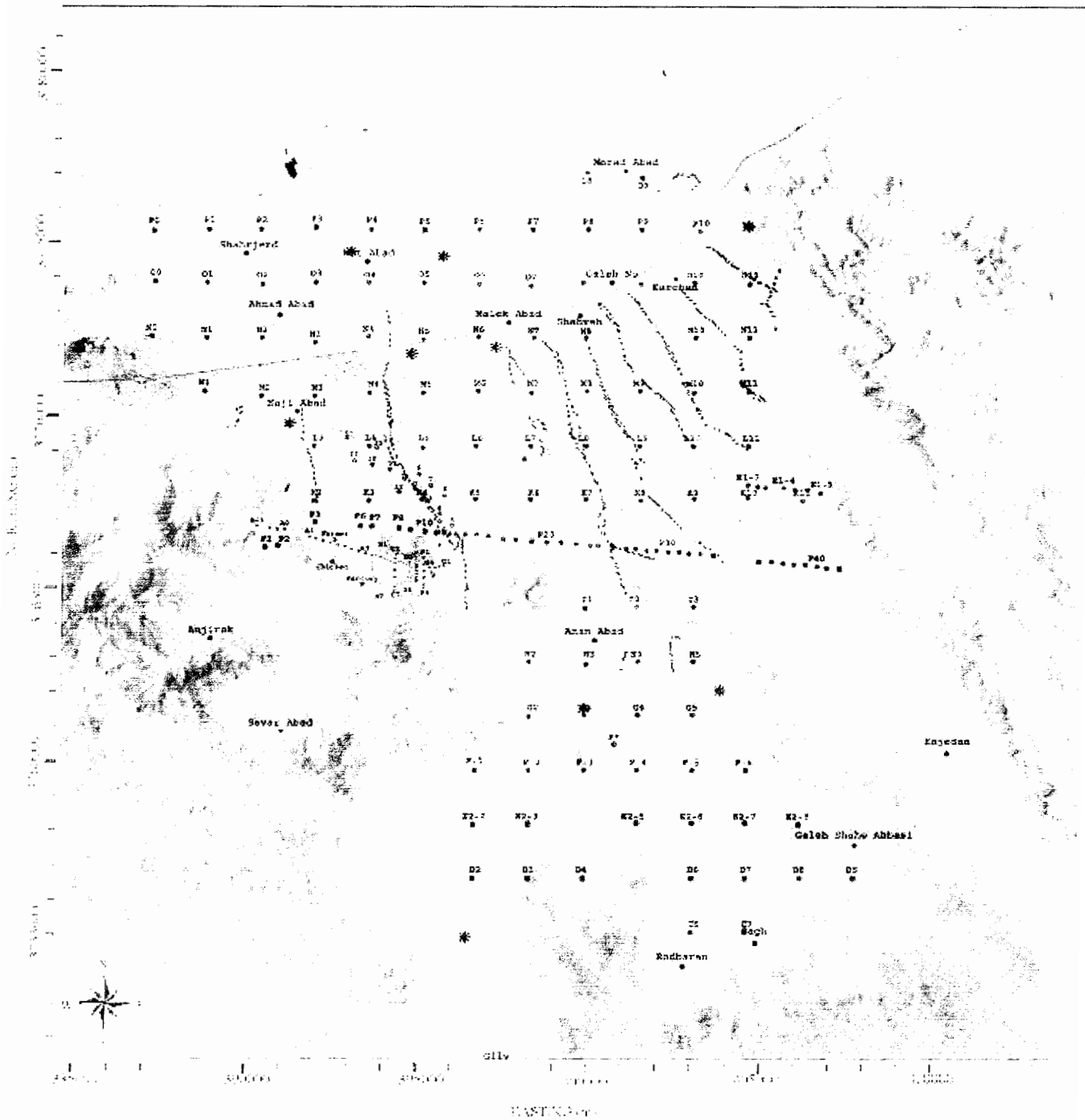
عمق (m)	جنس
	شن ماسه رس
۶۰	شن زیاد - ماسه - کمی رس
۷۰	شن - ماسه زیاد - رس کمتر
۸۰ ۸۲	سطح آب
۱۰۰	شن - ماسه - کمی رس
	شن - ماسه زیاد - کمی رس
۱۶۰	اسلیت آهنکی

(الف)

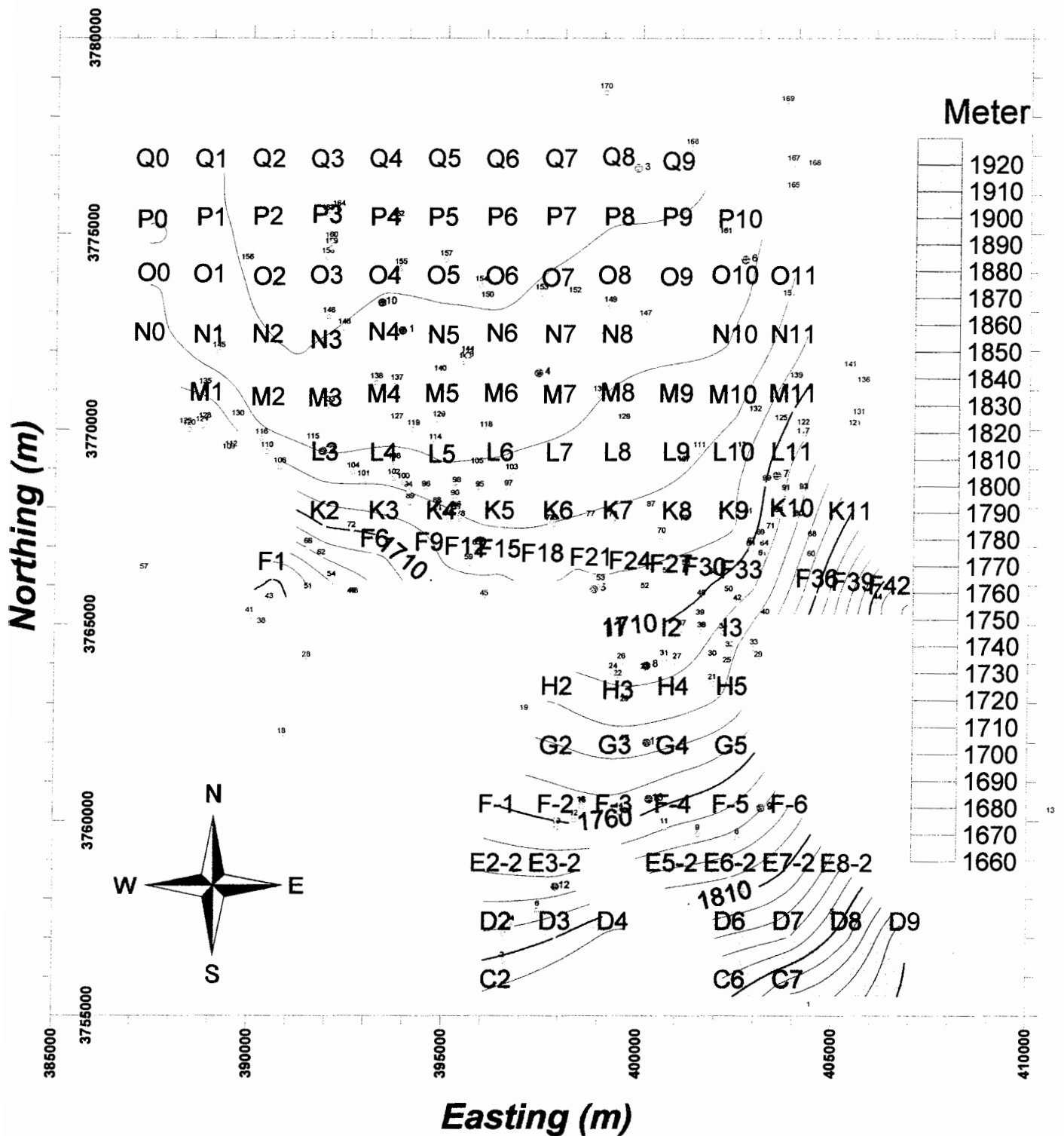
شکل ۲-۴: ستون چینه شناسی چاه اکتشافی رود باران الف و ستون چینه شناسی چاه اکتشافی موت آباد ب

آبگذری متوقف گردید. نمونه های بدست آمده پس از شستشو حاوی ۹۵-۹۰ درصد رس و مارن بودند و در آنها مقدار شن و ماسه بسیار کم و محدود به دو عمق ۳۰ تا ۴۰ متری و ۸۰ تا ۹۰ متری شده است. آبگذری بسیار پایین که در حین آزمایش پمپاژ نیز به اثبات رسید، نشان دهنده بالا بودن

های جریان AB/2 سونداژهای هر پروفیل رسم گردیدند. نتایج حاصل برای سونداژهای مختلف روی تعدادی از پروفیل ها به عنوان نمونه هایی از منطقه در شکل های ۲-۷ تا ۲-۱۱ آمده اند و با تفسیر کیفی آنها می توان روند کلی تغییرات مقاومت ویژه نسبت به عمق را بررسی کرد.



شکل ۲-۵: تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه و محل سونداژهای برداشت شده



شکل ۲-۶: توپوگرافی تقریبی، موقعیت محل سونداژها و چاه های موجود در منطقه (نقاط سبز رنگ، چاه هایی که اطلاعات آنها در سال ۱۳۷۷ برداشت شده است. نقاط قرمز رنگ محل چاه های پیژومتر).

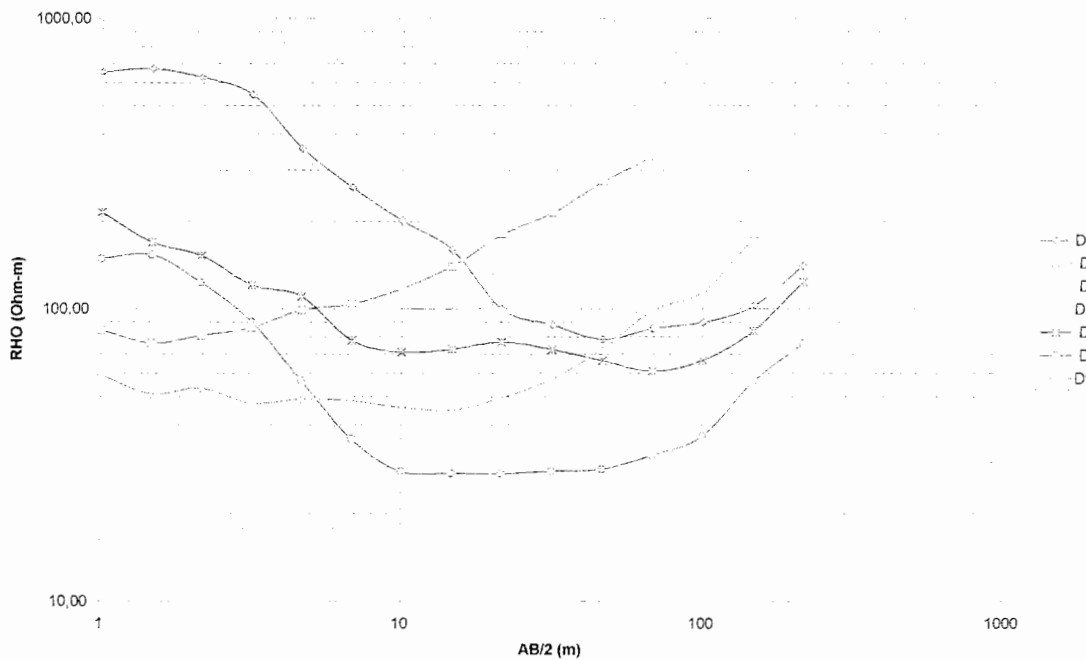
جدول ۲-۱: مختصات جغرافیایی چاه های پیزومتر و هدایت الکتریکی ویژه آب، این چاهها (این چاه ها با نقاط قرمز رنگ در شکل ۲-۶ نشان داده شده اند)

چاه شماره	جغرافیایی طول	جغرافیایی عرض	الکتریکی هدایت آب ویژه $\mu mhos$ cm
1	379627	3771899	806
2	391240	3769640	1606
3	403853	3775106	1269
4	395450	3774230	1731
5	394605	3771537	3582
6	396215	3755380	465
7	399398	3761690	1353
8	389370	3771220	954
9	381379	3774516	830
10	386383	3775145	1403
11	407150	3780410	2620
12	396928	3771742	1715
13	411155	3775750	751
14	379462	3772080	784

پروفیل D

بر اساس شکل ۲-۶ این پروفیل در جنوب منطقه مورد مطالعه قرار دارد. چنانچه در شکل ۲-۷ مشاهده می گردد تمامی سونداژ ها به جز سونداژ های d_2 و d_3 روندی نسبتاً مشابه دارند، بطوریکه با افزایش فاصله ($AB/2$) تا حدود ۱۰ تا ۳۰ متری مقاومت ویژه ظاهری کاهش می یابد که این کاهش می تواند به دلیل بالا رفتن مقدار رطوبت زمین با افزایش عمق و یا آبدار بودن لایه های زیرین باشد و همچنین مقاومت ویژه ظاهری سطح زمین به علت خشک بودن بالاتر از مقاومت ویژه لایه های زیرین است. پس از آن با افزایش فاصله ($AB/2$) ، مقاومت ویژه ظاهری به تدریج افزایش می یابد که می تواند به علت تغییرات دانه بندی و جنس لایه های پایینی باشد. روند تغییرات مقاومت ویژه ظاهری ذکر شده ، زمینی حداقل ۳ یا ۴ لایه را نشان می دهند. سونداژ های d_2 و d_3 از بقیه سونداژ ها پیروی نمی کنند، بطوریکه مقاومت ویژه ظاهری در سونداژ d_2 برای فاصله ($AB/2$) حدود ۱ تا

۲۰ متری نسبت به مقدار مقاومت ویژه ظاهری سونداژهای d4 تا d9 بیشتر است و مقدار آن بتدریج کاهش می یابد و در اعماق بیشتر و برای فاصله ($AB/2$) بیشتر از ۲۰ متر روندی مشابه سونداژ های



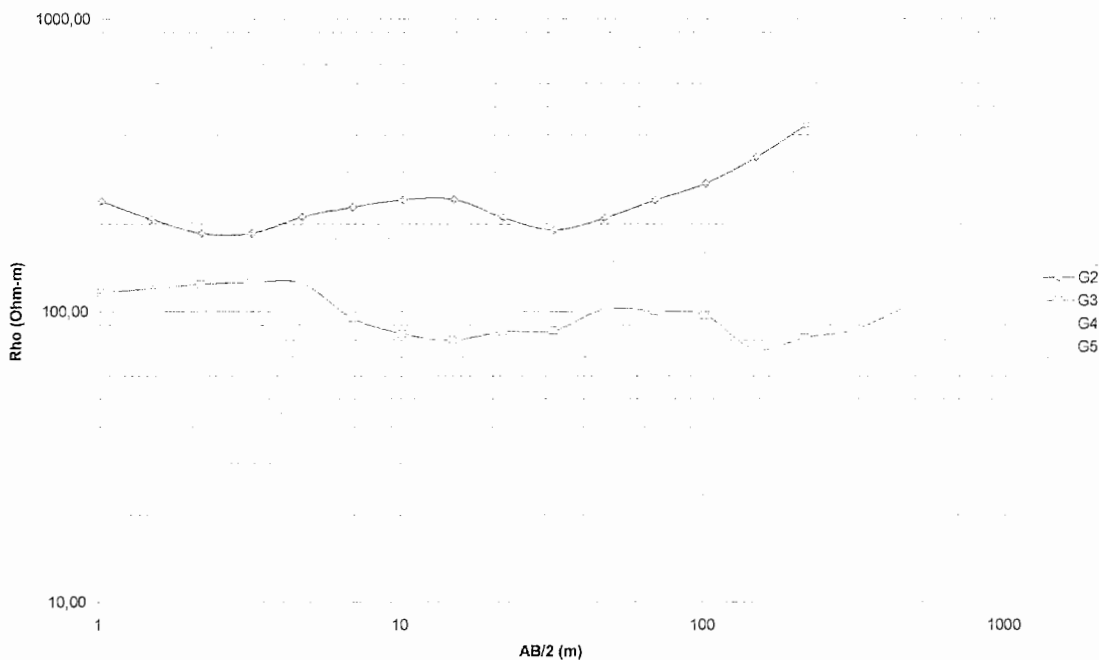
شکل ۲-۷: نمودار تغییرات مقاومت ویژه ظاهری بر حسب نصف فاصله الکتروود های جریان $AB/2$ ذکر شده دارد

و علت آن می تواند وجود نا همگنی های جانبی یا هوازده بودن زمین در محل سونداژ باشد. روند تغییرات مقاومت ویژه ظاهری در سونداژ d3 با دیگر سونداژ های پروفیل D متفاوت است. مقدار مقاومت ویژه ظاهری برای فاصله ($AB/2$) کمتر از ۱۰ متر تقریباً مشابه سونداژهای d4 تا d9 می باشد. اما برای اعماق بیشتر و فاصله ($AB/2$) بیش از ۱۰ متر مقاومت ویژه ظاهری بر خلاف روند سونداژهای ذکر شده افزایش می یابد. علت این تغییرات می تواند وجود ناهمگنی جانبی ناشی از عملکرد گسل ، بیرون زدگی و یا تغییرات لیتولوژی باشد. که بررسی کمی و نتایج مدل سازی ، دلیل آن را به خوبی روشن خواهد کرد.

پروفیل G

با توجه به شکل ۲-۶ این پروفیل در قسمت مرکزی و تا حدودی در سمت جنوب منطقه مورد مطالعه قرار دارد. همانطور که در شکل ۲-۸ مشاهده می گردد، روند تغییرات مقاومت ویژه ظاهری در سونداژهای g4 تا g5 نسبتاً مشابه است. بر اساس شکل ۲-۸ مقاومت ویژه ظاهری در اعماق کم و برای

فاصله (AB/2) کمتر از ۱۰ متری تغییرات کمی دارد و پس از آن با افزایش عمق برای فاصله (AB/2) ۱۰ تا تقریباً ۶۰ متر کاهش می یابد. آنگاه برای فاصله (AB/2) بیش از ۶۰ متر مقدار مقاومت ویژه ظاهری شروع به افزایش می کند. البته تغییراتی جزئی نیز در این سونداژها مشاهده می گردد که در



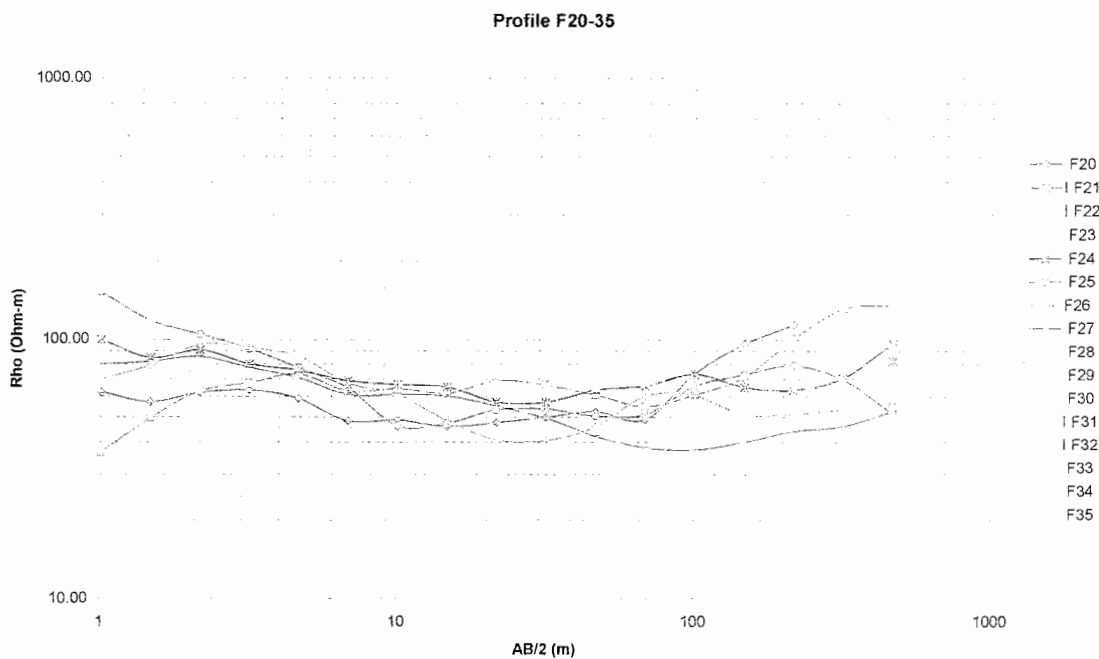
شکل ۲-۸ : نمودار تغییرات مقاومت ویژه ظاهری بر حسب نصف فاصله الکترودهای جریان AB/2 برای پروفیل G

بررسی کمی و دقیق به آنها پرداخته خواهد شد. در کل این روند زمینی حداقل ۳ یا ۴ لایه را نشان می دهد. با توجه به شکل ۲-۸ بطور کلی مقاومت ویژه ظاهری سونداژ g2 نسبت به مقاومت ویژه ظاهری بقیه سونداژها بیشتر است ، بطوریکه نسبت به بقیه به سمت بالا جابجا شده است، دلیل آن می تواند عملکرد گسل، اثرات ناشی از چین خوردگی، عدم وجود آب در لایه های زیرین یا تغییرات لیتولوژی باشد.

پروفیل F20-35

بر اساس شکل ۲-۶ این پروفیل قسمتی از پروفیل بزرگ F1 است که در قسمت مرکزی منطقه مورد مطالعه قرار دارد. همانطور که در شکل ۲-۹ مشاهده می گردد، روند کلی تغییرات مقاومت ویژه ظاهری برای سونداژهای f20 تا f26 نسبتاً مشابه است و با افزایش عمق تا فاصله (AB/2) تقریباً ۸۰ متری مقاومت ویژه ظاهری کاهش می یابد و بعد از آن با افزایش فاصله (AB/2) مقاومت ویژه

ظاهری نیز افزایش می یابد. این تغییرات بیانگر یک زمین حداقل ۳ لایه می باشد، که لایه میانی مقاومت کمتری نسبت به دو لایه بالایی و زیری خود دارد. البته تغییراتی نیز مشاهده می گردد که باید بطور دقیق و کمی تر مورد بررسی قرار گیرند. بر اساس شکل ۲-۹ سونداژهای f27 تا f33 از روند ذکر شده پیروی نمی کنند بطوریکه مقدار مقاومت ویژه ظاهری این سونداژها نسبت به سونداژهای ذکر شده بیشتر است و آشفتگی هایی در تغییرات مقاومت ویژه ظاهری آنها مشاهده می گردد که علت آن می تواند عملکرد گسل ، بیرون زدگی ناشی از چین خوردگی موجود در منطقه و ناهمگنی های جانبی باشد.

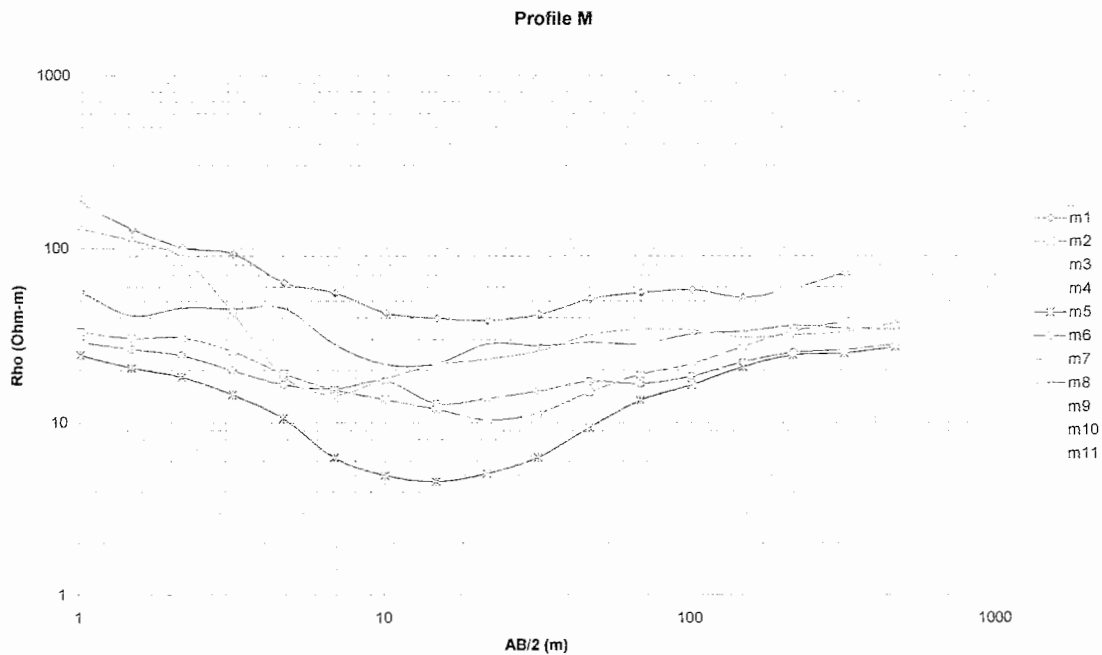


شکل ۲-۹ : نمودار تغییرات مقاومت ویژه ظاهری بر حسب نصف فاصله الکتروود های جریان AB/2

پروفیل M

با توجه به شکل ۲-۶ این پروفیل در قسمت مرکزی منطقه مورد مطالعه قرار دارد. بر اساس شکل ۲-۱۰ روند تغییرات مقاومت ویژه ظاهری برای تمام سونداژها نسبتاً مشابه است، بطوریکه مقاومت ویژه ظاهری با افزایش فاصله ($AB/2$) تا حدود ۲۰ متری، کاهش می یابد آنگاه با افزایش عمق و فاصله ($AB/2$)، مقدار مقاومت ویژه ظاهری نیز افزایش می یابد که می تواند بیانگر وجود زمینی حداقل ۳ یا ۴ لایه باشد. همانطور که در شکل ۲-۱۰ مشاهده می گردد سونداژ m11 نسبت به بقیه سونداژها

جابجا شده و مقاومت ویژه ظاهری بیشتری نسبت به آنها دارد که علت آن می تواند، عملکرد گسل یا تغییرات لیتولوژی باشد که باعث بالا رفتن مقاومت ویژه ظاهری در محل این سونداژ شده اند.



شکل ۲-۱۰: نمودار تغییرات مقاومت ویژه ظاهری بر حسب نصف فاصله الکترودهای جریان $AB/2$

پروفیل P

بر اساس شکل ۲-۶ این پروفیل در شمال منطقه مورد مطالعه واقع شده است. همانطور که در شکل ۲-۱۱ مشاهده می گردد، روند تغییرات مقاومت ویژه ظاهری برای فاصله ($AB/2$) بیش از ۱۰ متر برای تمام سونداژها مشابه است. در حالی که برای فاصله ($AB/2$) کمتر از ۱۰ متر مقدار مقاومت ویژه برای سونداژهای مختلف متفاوت است و مقدار آن از ۲۰ تا ۱۲۰ اهم متر تغییر می کند. علت این تغییر می تواند تغییرات دانه بندی، تغییر میزان رس موجود در خاک باشد. روند تغییرات مقاومت ویژه نسبت به فاصله ($AB/2$)، زمینی حداقل ۴ یا ۵ لایه را نشان می دهد.

۱۰-۱ نقشه مقاومت ویژه ظاهری اعماق مختلف

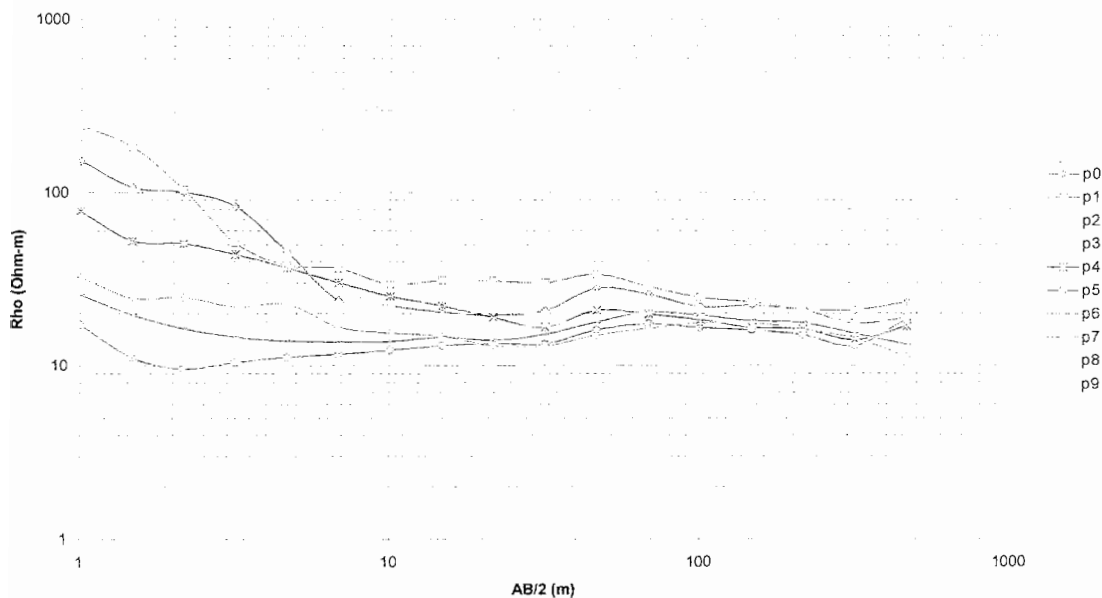
به منظور بررسی تغییرات مقاومت ویژه ظاهری زمین در اعماق مختلف، نقشه مقاومت ویژه ظاهری مربوط به اعماق ظاهری متناظر با فاصله خط جریان های $AB/2=68$ ، $AB/2=100$ ، $AB/2=147$ ، $AB/2=215$ ، $AB/2=316$ و $AB/2=464$ برای منطقه مورد مطالعه رسم گردید (شکل ۲-۱۲).

همان طور که در شکل ۲-۱۲ مشاهده می گردد، روند کاهش مقاومت ویژه از جنوب شرقی به سمت شمال و شمال غربی می باشد. علت این کاهش، ریز دانه شدن رسوبات و افزایش میزان رس ، نمک و رسوبات تبخیری است.

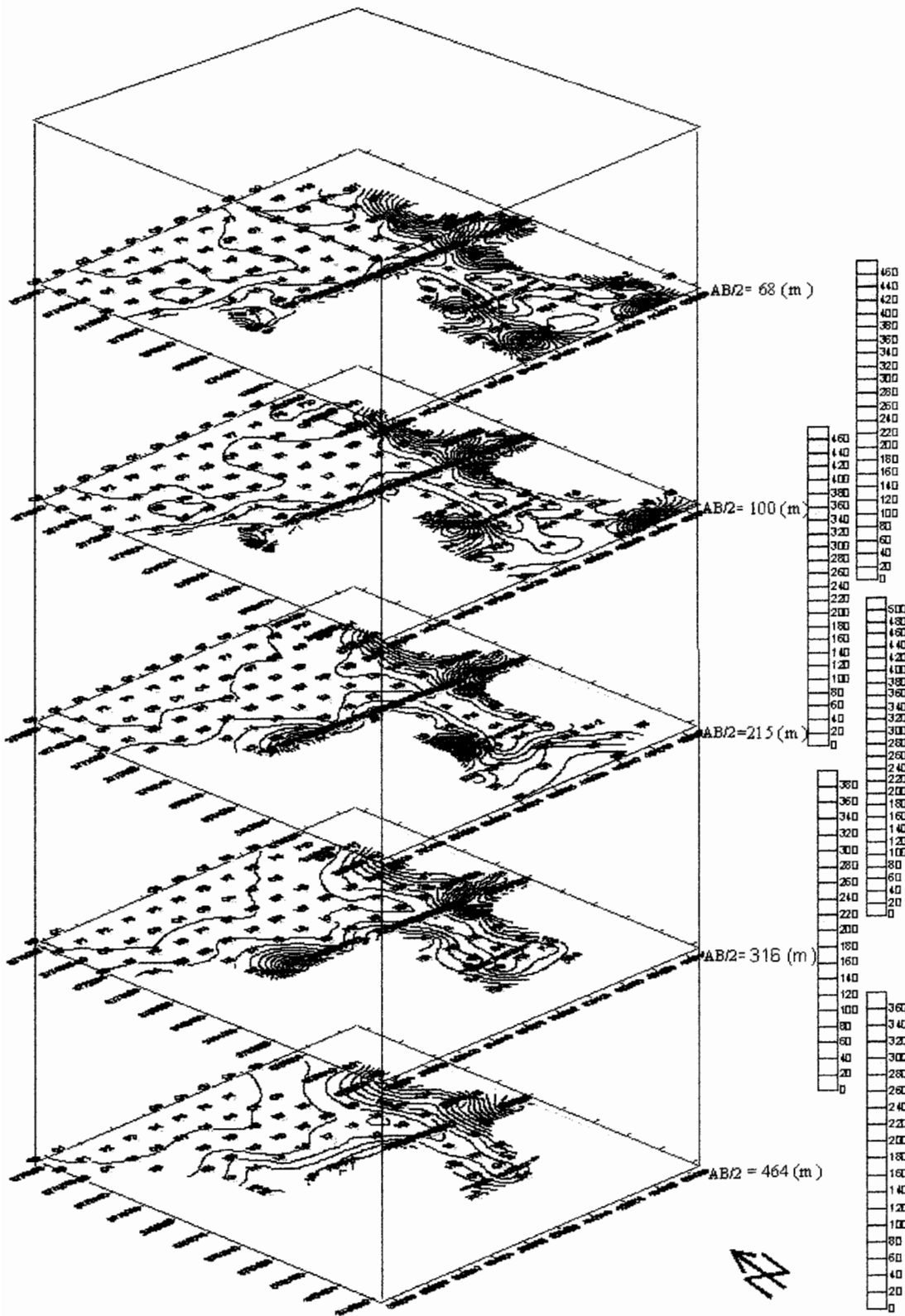
در قسمت شرقی پروفیل ها مقاومت ویژه بالا (بین ۲۴۰ تا ۴۸۰ اهم متر) مشاهده می گردد. علت این امر می تواند حضور طبقات آهکی کراتاسه باشد که در بعضی از قسمت های ارتفاعات منطقه رخنمون دارند.

در قسمت شمال و شمال غربی مناطقی با مقاومت ویژه بسیار پایین (بین ۰ تا ۴۰ اهم متر) مشاهده می گردد که می تواند دلیلی بر بالا بودن میزان رس ، رسوبات تبخیری ، وجود آب به اصطلاح شور و ریز دانه بودن آبرفت در این قسمت باشد.

برای دستیابی به پاسخ دقیق مسائل مطرح شده در این فصل نیاز به مدلسازی و تفسیر کمی داده های مقاومت ویژه ظاهری است که در فصل بعدی به آنها می پردازیم.



شکل ۲-۱۱ : نمودار تغییرات مقاومت ویژه ظاهری بر حسب نصف فاصله الکتروود های جریان AB/2



شکل ۲-۱۲: منحنی هم مقاومت ویژه برای $AB/2 = 68$ ، $AB/2 = 100$ ، $AB/2 = 215$ ، $AB/2 = 316$ و

$AB/2 = 464$ رسم گردید

فصل سوم

مدل سازی و تفسیر کمی داده ها

۱-۳ مقدمه

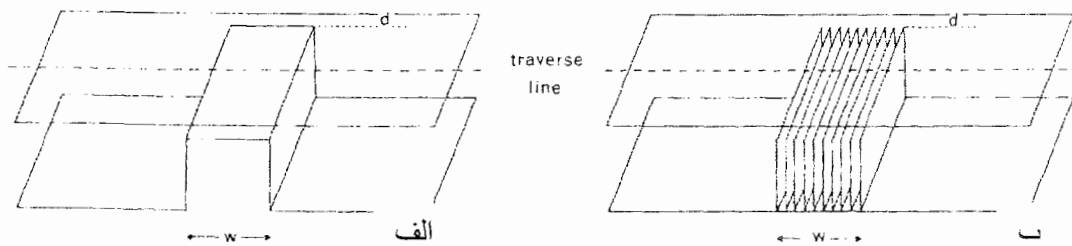
در این فصل ضمن ارائه مطالبی در باره تئوری مدل سازی و روش های مختلف مدل سازی ابتدا به معرفی نرم افزار RESIXIP و RES2DINV پرداخته شده است. پس از آن نتایج مدل سازی یک و دوبعدی همراه با هم ارائه گردیده و مورد تفسیر کمی قرار گرفته است. در ادامه با استفاده از نتایج حاصل از مدل سازی، عمق سنگ کف تعیین و شکل توپوگرافی سنگ کف ارائه شده است. بعلاوه با استفاده از نتایج حاصل از مدل سازی عمق آب زیر زمینی تعیین و نقشه خطوط هم عمق سطح ایستابی آب زیر زمینی نیز رسم شده است. در پایان با کنار هم قرار دادن نتایج مدل سازی دو بعدی سعی شده است تا تغییر پذیری مقاومت ویژه در سه بعد نیز مورد بررسی قرار گیرد.

۲-۳ تکنیک های مدل سازی

مدل سازی ژئوفیزیکی بطور عمده به دو دسته مدل سازی فیزیکی و مدل سازی عددی تقسیم بندی می شود.

۱-۲-۳ مدل سازی فیزیکی

مدل سازی فیزیکی، شبیه سازی ساختار زمینی در مقیاس آزمایشگاهی است [آپارو^۱، ۱۹۹۷]. به عنوان مثال ماتیس^۲ و هابرجم^۳ (۱۹۸۶) برای بررسی اثر ناهمسانگردی بر روی داده های مقاومت ویژه این روش را بکار بردند. آنها برای ساختن یک دایک همسانگرد یک تانک پلاستیکی مطابق شکل (۳-۱) الف) را بکار بردند و برای نشان دادن ناهمسانگردی از ورقه های pvc استفاده کردند (شکل ۳-۱ ب).



شکل ۳-۱: مدل آزمایشگاهی دایک همسانگرد (الف) و مدل آزمایشگاهی دایک ناهمسانگرد (ب) [آپارو، ۱۹۹۷]

از آنجا که این روش مدل سازی وقت گیر و پرهزینه است و در ضمن شرایط کنترل شده آزمایشگاهی به خوبی شرایط غیر کنترل شده زمین را فراهم نمی کند، و از طرف دیگر با توسعه علوم کامپیوتر، این روش جای خود را به مدل سازی عددی داده است.

۲-۲-۳ مدل سازی عددی

بمنظور فهم چگونگی انجام مدل سازی در نرم افزار های مورد استفاده برای مدل سازی یک و دو بعدی، مختصری از تئوری ها و روش های مورد استفاده در آنها ارائه می گردد.

مدل سازی عددی به دو دسته مدل سازی مستقیم یا پیشرو^۴ و مدل سازی معکوس^۵ تقسیم بندی می شود. روابط و معادلاتی که ارتباط خواص فیزیکی زمین و داده های مشاهده ای را بیان می کند، تئوری پیشرو یا مستقیم نامیده می شود و استنباط خواص فیزیکی زمین مورد مطالعه از

¹ Apparao

² Matias

³ habberjam

⁴ Forward Modelling

⁵ Inverse Modelling

داده های مشاهده ای، توسط برخی ابزارهای کمی را تئوری معکوس سازی گویند. در واقع تئوری معکوس سازی مجموعه ای از محاسبات ریاضی و تکنیک های آماری (محاسبات، جبر ماتریسی، تقریب های آماری و...) است که برای تعیین خواص فیزیکی و هندسی محیط، از داده های مشاهده ای بکار می رود [تلفورد و همکاران، ۱۹۹۱]. به عنوان مثال اگر فرض کنیم تغییرات دما با افزایش عمق بصورت خطی افزایش یابد و رابطه آن به شکل زیر باشد:

$$T = \alpha Z + \beta \quad (1-3)$$

در این رابطه T دما، Z عمق و β, α ضرایب مربوط به زمین هستند. چنانچه β, α را داشته باشیم، یعنی یک مدل را در نظر بگیریم، و دما را به ازای عمق های مختلف و به کمک رابطه محاسبه کنیم، در این حالت تئوری مستقیم را بکار برده ایم. اگر دما را برای عمق های مختلف اندازه گیری کنیم، آنگاه با توجه به این اندازه گیری ها β, α (یعنی پارامتر های زمین) را بدست آوریم، تئوری معکوس سازی را بکار برده ایم [مجو^۱، ۱۹۸۶].

۳-۳ مدل سازی پیشرو یا مستقیم

مدل سازی پیشرو شامل مراحل زیر می باشد:

- ۱- حدس مدل اولیه
 - ۲- محاسبه پاسخ مدل فرضی با استفاده از تئوری پیشرو یا مستقیم
 - ۳- مقایسه پاسخ مدل فرضی (داده های مصنوعی) با داده های مشاهده ای و محاسبه مقدار خطای نسبی بین آنها
 - ۴- تعدیل و اصلاح مدل فرضی و برگشت به مرحله ۲
 - ۵- مدلی را که پاسخ آن بهترین برازش را با منحنی حاصل از داده های مشاهده ای دارد، به عنوان مدل نهایی در نظر می گیریم.
- این مدل بیانگر توزیع خواص فیزیکی و هندسی زمین مربوطه می باشد.
- این روش مدل سازی دقت بالایی دارد اما در مقابل وقت گیر می باشد و روابط ریاضی حاکم بر آن بسیار پیچیده و دشوار است [مجو، ۱۹۸۶].

^۱ Meju

۳-۳-۱ تئوری پیشرو یا مستقیم

مونی^۱ (۱۹۶۶) رابطه ای را برای محاسبه مقاومت ویژه ظاهری (ρ) زمین چند لایه ارائه کرد. این رابطه به راحتی برای آرایش های گوناگون بکار می رود و محدودیتی برای تعداد لایه ها ندارد و دارای دقت خوبی است. برای آرایش شلومبرژه رابطه بصورت زیر بیان می شود [اینمن^۲، ۱۹۷۵]:

$$\rho = \rho_1 \left[1 + 2L^2 \int_0^\infty \lambda \theta_n(\lambda) J_1(L\lambda) d\lambda \right] \quad (۲-۳)$$

که در این رابطه L طول و به فاصله الکتروودها وابسته است و λ ضریب مقاومت می باشد.

$$\theta_n(\lambda) = \frac{P_n(u)}{H_n(u) - P_n(u)} \quad (۳-۳)$$

N تعداد لایه ها است و داریم:

$$\begin{aligned} P_{j+1}(u) &= P_j(u) + H_j(u^{-1}) \kappa_j u^{D_j} \\ H_{j+1}(u) &= H_j(u) + P_j(u^{-1}) \kappa_j u^{D_j} \end{aligned} \quad (۴-۳)$$

$$H_1 = 1, P_1 = 0, u = e^{-2z}, \kappa_j = \frac{\rho_{j+1} - \rho_j}{\rho_{j+1} + \rho_j}$$

$j_0(x), j_1(x)$ توابع بسل نوع اولند و t_j ضخامت لایه j ام است. و

$$D_j = t_1 + t_2 + \dots + t_j \quad (۵-۳)$$

تابع $\theta_n(\lambda)$ را می توان بصورت سری نامتناهی زیر نوشت:

$$\theta_n(\lambda) = \sum_{N=1}^{\infty} Q(N) u^N \quad (۶-۳)$$

که در این رابطه

$$Q(N) = P_n(N) + \sum_{i=1}^d [P_n(i) - H_n(i)] Q(n-i) \quad (۷-۳)$$

و

$$d = \min(D_{n-1}, N-1)$$

با قرار دادن $\theta_n(\lambda)$ در رابطه ۳-۲، معادله بصورت سری نامحدود زیر در می آید:

¹ Moony

² Inman

$$\rho = \rho_1 \left[1 + 2 \sum_{N=1}^{\infty} Q(N) (1 + 4N^2 / L^2)^{-3/2} \right] \quad (۸-۳)$$

اینمن و همکارانش در سال ۱۹۷۳ این رابطه را برای زمین دو لایه و سه لایه ای آزمایش کردند. و در تمام موارد، منحنی های بدست آمده ۱٪ با منحنی های شاخص اختلاف داشتند [اینمن، ۱۹۷۳].

۴-۳ معکوس سازی داده های مقاومت ویژه

مسئله معکوس سازی در تفسیر مقاومت ویژه به قبل از ۱۹۳۰ بر می گردد. در آن زمان معکوس سازی به معنی تفسیر مستقیم بود. اسلیشر^۱ (۱۹۳۳) حلی را که لانگر^۲ (۱۹۳۳) بدست آورده بود، برای تفسیر داده های مقاومت ویژه حاصل از یک زمین با لایه های افقی بکار برد. راه حلی را که لانگر ارائه کرد یک مسئله مقدار مرزی بود. در این روش توابع فوریه^۳ - بسل^۴ هنکل^۵، در شرایطی که مقاومت ویژه تابع پیوسته ای از عمق است، بکار برده می شوند. استیونسون^۶ (۱۹۵۴) یک حل تخمینی را، در شرایطی که مقاومت ویژه تابع پله ای از عمق بود، ارائه کرد. وزوف^۷ (۱۹۵۸) روش اسلیشر را همراه با داده های حاصل از عملیات صحرایی و داده های حاصل از تئوری برای یک نمونه سه و چهار لایه بکار برد. اگر داده ها همراه با نوفه باشد، محاسبات ناپایدار می شوند. بنابراین زهدی^۸ (۱۹۷۲) روشی را ارائه نمود که برای ۵۰ نمونه صحرایی جواب خوبی را بدست آورد.

هیچ یک از تحقیقات بالا در ارتباط با معکوس سازی، به دقت کاری نبود که بکاس^۹ و گیلبرت^{۱۰} (۱۹۶۸، ۱۹۶۹، ۱۹۶۷) توضیح دادند. آنها نشان دادند که این روش در مسائل ژئوفیزیکی بسیار کاربرد دارد [اینمن و همکارانش، ۱۹۷۳].

مارکوآرت^{۱۱} در سال ۱۹۷۰ تکنیک ریگرسیون ریج را طرح کرد و نشان داد چطور اطلاعات نزدیک به هم می توانند بوسیله استفاده از تخمین گرهای مطلوب تر شوند. اینمن و همکارانش در سال ۱۹۷۳

¹ Slichter

² Langer

³ Fourier

⁴ Besel

⁵ Hankel

⁶ Stevenson

⁷ Vezoff

⁸ Zohdy

⁹ Backus

¹⁰ Gilbert

¹¹ Marquardt

اولین کسانی بودند که روش معکوس سازی را روی مسائل مقاومت ویژه بکار گرفتند [نات^۱ و پاترا^۲، ۱۹۹۹].

با توجه به موارد فوق می توان گفت که معکوس سازی داده های مقاومت ویژه، شامل تخمین نحوه توزیع مقاومت ویژه واقعی و ضخامت لایه ها با توجه به مقادیر مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده می باشد.

در کل روند مسائل معکوس سازی را می توان بصورت زیر خلاصه نمود [تلفورد و همکارانش، ۱۹۹۱]:

- ۱- پارامتری نمودن مدل
- ۲- خطی سازی و فرمولاسیون مسئله با استفاده از قضیه بسط تیلور توابع
- ۳- فرمول بندی کردن مسئله به شکل ماتریسی
- ۴- یافتن پاسخ موثر در مدل سازی پیشرو
- ۵- کنترل روند معکوس سازی و انتخاب مدل نهایی

۱-۴-۳ اساس تئوری معکوس سازی

اساساً در تمام روش های معکوس سازی هدف بدست آوردن مدلی است که پاسخ آن مطابق با داده های صحرائی باشد. داده های مشاهده ای را با بردار ستونی y نمایش می دهیم:

$$y = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix} \quad (۹-۳)$$

n تعداد اندازه گیری ها است. پاسخ مدل را با بردار ستونی f نشان می دهیم:

$$f = \begin{bmatrix} f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ f_n \end{bmatrix} \quad (۱۰-۳)$$

پارامتر های مدل را توسط بردار q بیان می کنیم:

^۱ Nath

^۲ Patra

$$q = \begin{bmatrix} q_1 \\ q_2 \\ \vdots \\ q_n \end{bmatrix} \quad (11-3)$$

n در این رابطه تعداد پارامترهای مدل است. تفاوت بین پاسخ مدل و مقادیر مشاهده شده را بصورت زیر بدست می آوریم.

$$g = y - f \quad (12-3)$$

در روش بهینه سازی کمترین مربعات، مدل اولیه را تا زمانی که ریشه e (جمع مربعات خطا)، تفاوت بین پاسخ مدل و مقادیر مشاهده شده، به حداقل برسد اصلاح می کنند.

$$e = g^T g = \sum_{i=1}^n g_i^2 \quad (13-3)$$

برای کاهش خطای فوق، معادله گوس - نیوتن برای تعیین مقدار تغییر در پارامترهای مدل بکار برده می شود.

$$J^T J \Delta q_i = J^T g \quad (14-3)$$

Δq بردار تغییر پارامترهای مدل است. و J ماتریس ژاکوبین (مشتقات جزئی) است. عناصر ماتریس ژاکوبین عبارتند از

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (15-3)$$

این عبارت تغییر در آمین پاسخ مدل، به علت تغییر در آمین پارامتر مدل است. بعد از محاسبه بردار تغییرات پارامتر، مدل جدید از رابطه زیر بدست می آید:

$$q_{k+1} = q_k + \Delta q_k \quad (16-3)$$

در عمل، معادله ساده کمترین مربعات بندرت در ژئوفیزیک بکار برده می شود. در برخی مواقع که دترمینان ماتریس حاصل ضرب $J^T J$ صفر شود، این ماتریس معکوس ندارد و بنابراین معادله کمترین مربعات حلی برای Δq ندارد. مسئله دیگر این است که دترمینان حاصل ضرب $J^T J$ تقریباً صفر است. این زمانی اتفاق می افتد، که مدل اولیه نامناسب با تفاوت بسیار زیاد نسبت به مدل واقعی بکار برده شود (در اینجا است که تفسیر کیفی داده ها می تواند برای انتخاب مدل اولیه مفید باشد) و

بدین ترتیب پاسخ غیر قابل اعتمادی بدست می آید. یک روش معمولی برای اجتناب از این مسئله روش مارکوارت - لونبرگ^۱ (۱۹۸۴) است [لوک، ۲۰۰۰] که بصورت زیر بیان می شود:

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q_k = J^T g \quad (۱۷-۳)$$

I ماتریس یکه است و λ به عنوان فاکتور تعدیل یا فاکتور مارکوارت شناخته می شود. این روش به نام روش ریگرسیون ریج نیز شناخته می شود. در این روش در واقع مقداری را به عناصر اصلی ماتریس $J^T J$ اضافه می کنیم، که مانع از صفر شدن دترمینان ماتریس مذکور شود. فاکتور تعدیل λ بطور موثر بازه مقادیری که مولفه های بردار تغییر پارامتر Δq می توانند بگیرند را محدود می کند. در حالی که روش گوس- نیوتن فقط مجموع ریشه های بردار واگرایی را کم می کند. این روش برای معکوس سازی داده های سونداژ مقاومت ویژه بر روی مدلی که تعداد لایه های آن کم است، موفق عمل می کند. اما هنگامی که تعداد پارامترهای مدل زیاد است، مدل تهیه شده با این روش ممکن است دارای توزیع غیر عادی مقاومت ویژه یا مناطق کاذب، مقاومت ویژه خیلی بالا یا خیلی پایین باشد [لوک، ۲۰۰۰]. برای حل این مشکل معادله کمترین مربعات گوس- نیوتن با قید هموار بودن پارامترهای مدل برای به حداقل رساندن تغییرات پارامترهای مدل بکار گرفته می شود. در این روش تغییر مقادیر مقاومت ویژه بصورت هموار یا تدریجی صورت می گیرد. این روش کمترین مربعات محدود و هموار بصورت زیر بیان می شود [لوک، ۲۰۰۰]:

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q_k = J^T g - \lambda F q_k \quad (۱۸-۳)$$

در این رابطه

$$F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_y C_y^T C_y + \alpha_z C_z^T C_z$$

و C_x ، C_y و C_z ماتریس های هموار در مسیر x, y, z هستند. α_x, α_y و α_z نسبت وزنی است، که به فیلترهای هموار مسیر x, y, z داده شده است. یک نمونه معمولی از ماتریس هموار، ماتریس شامل عناصر مرتبه اول است و بصورت زیر نشان داده می شود [لوک، ۲۰۰۰]:

^۱ Marquardt - levenberg

$$C = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & .. & .. & .. & 0 \\ 0 & -1 & 1 & 0 & .. & .. & .. & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & .. & .. & 0 \\ & & & .. & & & & \\ & & & & .. & & & \\ & & & & & .. & & \\ & & & & & & .. & \\ & & & & & & & 0 \end{bmatrix} \quad (۱۹-۳)$$

معادله (۱۸-۳) ناهمواری مقادیر مقاومت ویژه مدل را حداقل می کند و مدلی را با تغییرات هموار مقاومت ویژه ایجاد می کند. این مدل زمانی قابل قبول است، که تغییرات مقاومت ویژه واقعی زمین هموار و یا تدریجی باشد. برخی موارد، زمین شامل نواحی با مقاومت های ویژه مختلف است، که با مرزهای مشخص از یکدیگر جدا شده اند. برای این قبیل موارد، رابطه معکوس سازی (۱۸-۳) می تواند اصلاح شود. بطوریکه قدر مطلق تغییرات در مقادیر مقاومت ویژه مدل را به حداقل می رساند. این روش در بعضی مواقع بطور قابل توجهی جواب های بهتری می دهد. این راه را روش هموار - مقید شده^۱ نیز می نامند و معمولاً به عنوان روش معکوس سازی بلوکی شناخته می شوند [لوک، ۲۰۰۰]. تکنیک های دیگری نیز برای اصلاح کردن این روش وجود دارد. یکی از روش های ساده، روش وزن دهی کمترین مربعات است، و در نتیجه معادله (۱۸-۳) بصورت زیر در می آید [لوک، ۲۰۰۰]:

$$(J^T J + \lambda F_R) \Delta q_k = J^T R_d g - \lambda F_R q_k \quad (۲۰-۳)$$

در این رابطه

$$F_R = \alpha_x C_x^T R_m C_x + \alpha_y C_y^T R_m C_y + \alpha_z C_z^T R_m C_z$$

و R_d, R_m ماتریس های وزن دهی هستند. رابطه (۲۰-۳) رابطه ای کلی است، که اگر اطلاعات زمین شناسی و... در اختیار داشته باشیم، قابلیت اصلاحات و تغییرات بیشتر را نیز دارد.

پاسخ معکوس سازی یکتا نمی باشد [تلفورد و همکارانش، ۱۹۹۱]. یعنی مدل های زیادی وجود دارند، که پاسخ آنها، با داده های مشاهده ای برازش قابل قبولی دارند. دلیل این امر می تواند محدود بودن تعداد داده های اندازه گیری و تعمیم دادن این داده های محدود به کل محیط اندازه گیری باشد. به علاوه وجود نوفه در اندازه گیری ها نیز باعث می شود که مدل سازی یکتا نباشد. مفسر از

^۱ Smoothness - Constrained

جهت اصلاح به نرم افزار هایی که مدل سازی یک بعدی انجام می دهند، داد. از اشکالات این روش می توان به این اشاره کرد که در این روش برای تفسیر داده های مشاهده ای بر روی کاغذ تمام لگاریتمی نیمه شفاف رسم می شوند و پس از هموار سازی اثر کلاچ، منحنی صحرائی رسم می گردد. آنگاه با تطبیق جزء به جزء با منحنی مشخصه اصلی و گمکی ابرت تفسیر انجام می گردد. تمام سونداژ ها به روش ذکر شده تفسیر گردیدند. از آنجا که معکوس سازی یکتا نمی باشد. نتایج حاصل با اطلاعات زمین شناسی، چاه های اکتشافی و پیژومتر موجود در منطقه و اطلاعات جمع آوری شده از چاه های کشاورزان و صنعت گران منطقه مقایسه شدند و در نهایت پاسخ های منطبق با اطلاعات کنترلی زمین شناسی بدست آمدند.

۳-۵-۲ تفسیر به کمک نرم افزار RESIXIP

نرم افزار RESIXIP از جمله نرم افزار های است که برای معکوس سازی یک بعدی داده های مقاومت ویژه و داده های IP بکار برده می شود. این برنامه، معکوس سازی را به دو صورت هموار و پارامتری انجام می دهد. اساس کار این نرم افزار در پیوست پ آمده است.

برای وارد کردن داده ها به نرم افزار چند راه وجود دارد. یکی از راه ها وارد کردن داده ها درون یک فایل با پسوند DAT می باشد. یک نمونه از فایل ها و نحوه ساختن آن در پیوست پ آمده است. برای ساختن این فایل می توان از برنامه هایی که قابلیت ذخیره فایل با پسوند DAT را دارند (مانند SURFER) استفاده کرد. خط اول نام فایل را وارد می کنیم و در خط های بعدی ابتدا نصف فاصله الکترودهای جریان و سپس مقدار مقاومت ویژه ظاهری را وارد می کنیم. این دو باید با کاما از یکدیگر جدا شوند. برای وارد کردن فایل مورد نظر به نرم افزار، پس از اجرای برنامه، زیر منوی Read[Ascii file name] را از منوی INPUT انتخاب می کنیم.

بنابراین تمام داده ها در قالب ۱۵۶ فایل جهت معکوس سازی با نرم افزار RESIXIP آماده شدند و علاوه بر آن نتایج تفسیر دستی به عنوان مدل اولیه در اختیار این برنامه قرار گرفتند. آنگاه بازه تغییرات پارامترهای مدل نسبت به مدل اولیه به صورت زیر تعریف شدند:

۱- مقاومت ویژه لایه های سطحی $5 \pm$ اهم متر و برای لایه های عمیق تر $10 \pm$ اهم متر و

برای سنگ کف (لایه با ضخامت بی نهایت) $20 \pm$ اهم متر

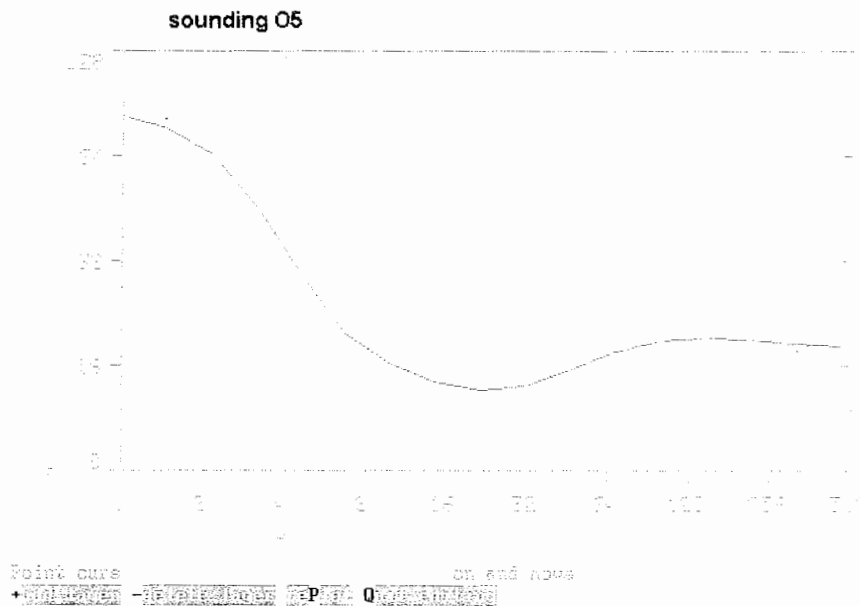
۲- ضخامت لایه های کم عمق ± 5 متر و برای لایه عمیق ± 10 متر

به عنوان مثال برای لایه سطحی با مقاومت ویژه 10 اهم متر و ضخامت 15 متر، مقاومت ویژه مدل بین 35 تا 45 اهم متر و ضخامت بین 10 تا 20 متر توسط برنامه امکان تغییر داشته است. همانطور که ذکر شد، نتایج حاصل در هر تکرار با اطلاعات کنترلی (اطلاعات زمین شناسی، چاه های اکتشافی و پیزو متر موجود در منطقه و اطلاعات جمع آوری شده از چاه های کشاورزان و صنعت گران) مقایسه و مدلی که بیشترین انطباق را با داده های کنترلی داشتند، انتخاب گردیدند. در برخی سونداژ ها مدل یک بعدی حاصل برای اعماق تقریبی بیش از 5 متر، انطباق بسیار خوب و قابل قبول با داده های صحرائی دارند. در صورتی که برای لایه سطحی (کمتر از 5 متر) چنین نیست. شکل ۳-۲ (در این شکل مربع های سبز رنگ داده های مشاهده ای، منحنی آبی رنگ پاسخ مدل و خط چین قرمز مدل یا لایه های زمین را نشان می دهند) را ببینید. برای انطباق کامل، پارامتر های لایه سطحی تغییر داده شد، تا در نهایت نتیجه زیر حاصل گردید:

زمانی که یک لایه نازک (حدود 1 متر) با مقاومت ویژه نسبتاً بالا به لایه اول اضافه می شود. مشکل بر طرف شده و انطباق خوبی بین منحنی مدل و داده های مشاهده ای دیده می شود. اما از نظر زمین شناسی چنین لایه ای وجود ندارد، بنابراین این لایه از همان جنس لایه دوم است که به علت هوازدگی و خشک بودن (یکی از عوامل موثر در مقاومت ویژه، میزان رطوبت موجود در محیط می باشد [مراد زاده و قوامی، ۱۳۸۰]) دارای مقاومت ویژه بالایی است (شکل ۳-۳). لذا مدلی که انطباق بهتری با اطلاعات زمین شناسی دارد انتخاب شده است.

در چند مورد نیز دو لایه با اختلاف مقاومت ویژه کمتر از 5 اهم متر در اعماق مشاهده شد (شکل ۳-۲) و این در حالی است که امکان تفکیک لایه در اعماق با این دقت وجود ندارد. در چنین حالتی دو لایه را، یک لایه با مقاومت ویژه میانگین و ضخامت آنرا برابر مجموع ضخامت های دو لایه قبلی در نظر گرفتیم و معکوس سازی انجام شد (شکل ۳-۳).

با انجام این روش 156 سونداژ برداشت شده تفسیر و مدل یک بعدی آن تهیه گردیده است (تعدادی از مدل های بدست آمده در پیوست پ آمده است). پس از تهیه مدل یک بعدی تمام سونداژ ها، مدل های بدست آمده از سونداژ های موجود بر روی هر پروفیل کنار یکدیگر قرار گرفته اند و با



شکل ۳-۳: لایه ای با مقاومت ویژه ۸۷ اهم متر و ضخامت ۱/۴۴ متر به لایه اول اضافه شده و دو لایه آخر در شکل ۳-۳ به عنوان یک لایه در نظر گرفته شده است.

۳-۶ مدل سازی دو بعدی داده های مقاومت ویژه

در مطالعه حاضر مدل سازی دو بعدی داده ها توسط نرم افزار RES2DINV انجام شده است.

۳-۶-۱ معرفی نرم افزار RES2DINV

RES2DINV از جمله برنامه های کامپیوتری است که بصورت اتوماتیک (پس از تنظیمات مربوطه) مدل دو بعدی داده های حاصل از مشاهدات صحرائی را رسم می کند. این برنامه تحت ویندوز است و محیط گرافیکی مناسبی دارد. این برنامه توانایی معکوس سازی تعداد زیادی داده (از ۲۰۰ تا ۶۵۰۰) را دارد. RES2DINV برای مدل سازی ابتدا مدل مورد مطالعه را به عناصر (المان یا مش) مستطیلی شکل تقسیم می کند. شکل ۳-۴ مش بندی مذکور را برای یکی از پروفیل ها نشان می دهد. هدف از این کار محاسبه مقاومت ویژه هر المان است و در نهایت مدل توزیع مقاومت ویژه واقعی محاسبه می گردد. این نرم افزار شامل برنامه ای است، که با استفاده از تئوری پیشرو قادر به محاسبه مقادیر مقاومت ویژه ظاهری مدل محاسبه شده است. RES2DINV روش کمترین مربعات غیر خطی را بکار

بکار می گیرد. در ضمن روش متداول گوس - نیوتن را نیز می توان در این برنامه بکار برد. این روش دقیق تر است و برای نواحی که اختلاف مقاومت ویژه بین آنها زیاد است، جواب بهتری می دهد. این برنامه این قابلیت را نیز دارد که ۲ یا ۳ تکرار اول را با روش گوس - نیوتن و تکرار های بعدی را با روش شبه گوس - نیوتن انجام دهد [لوک، ۲۰۰۰].

برنامه در هر بار تکرار، خطای RMS^1 را محاسبه می کند و سعی در کاهش آن دارد. اما مدل با کمترین خطا ممکن است تغییرات غیر طبیعی و بسیار زیادی را در مقاومت ویژه نشان دهد و باید توجه کرد که مدل با کمترین خطا همیشه بهترین جواب نیست [لوک، ۲۰۰۲] و نتایج حاصل از مدل سازی را باید با اطلاعات زمین شناسی و داده های کنترلی موجود مقایسه نمود و مدلی را که بیشترین انطباق را با اطلاعات کنترلی دارد انتخاب نمود.

۳-۶-۳ برداشت و مدل سازی دو بعدی

در سونداژ الکتریکی یک بعدی، تغییرات عمقی (تعیین مقاومت ویژه و فصل مشترک لایه ها) مورد بررسی قرار می گیرد و از این رو برای بررسی های جانبی چندان مناسب نمی باشد. بنابراین برای رسیدن به مدل دوبعدی، که نحوه توزیع مقاومت ویژه را بصورت دوبعدی نمایش دهد، لازم است که برداشت صحرائی بصورت دو بعدی صورت گیرد. برای رسیدن به این هدف از انواع روش های پروفیل زنی مثل ونر، دوقطبی - دوقطبی، قطبی - دو قطبی، قطبی - قطبی، شلومبرژه و آرایش مستطیلی استفاده می شود.

با این حال برنامه RES2DINV می تواند با کنار هم قرار دادن سونداژ های یک بعدی، معکوس سازی داده ها را انجام دهد و مدلی دو بعدی ارائه نماید [لوک، ۲۰۰۲]. لازم به توضیح است برنامه برای فواصل زیاد سونداژها در این پروژه (فاصله سونداژها از ۳۰۰ تا ۱۵۰۰ متر است) قادر به انجام مدل سازی نیست. لذا پس از مکاتبه با دکتر لوک (نویسنده برنامه RES2DINV) و فرستادن تعدادی از فایل ها برای ایشان و مطرح کردن مشکل، دکتر لوک برنامه را طوری اصلاح نمودند که قادر به مدل سازی دو بعدی سونداژها با فواصل زیاد باشد (این برنامه هم اکنون در دانشگاه صنعتی شاهرود موجود می باشد). برنامه برای این کار آرایش کلی^۲ را بکار می برد. داده ها توسط فایللی با

¹ Root- Mean - Squared

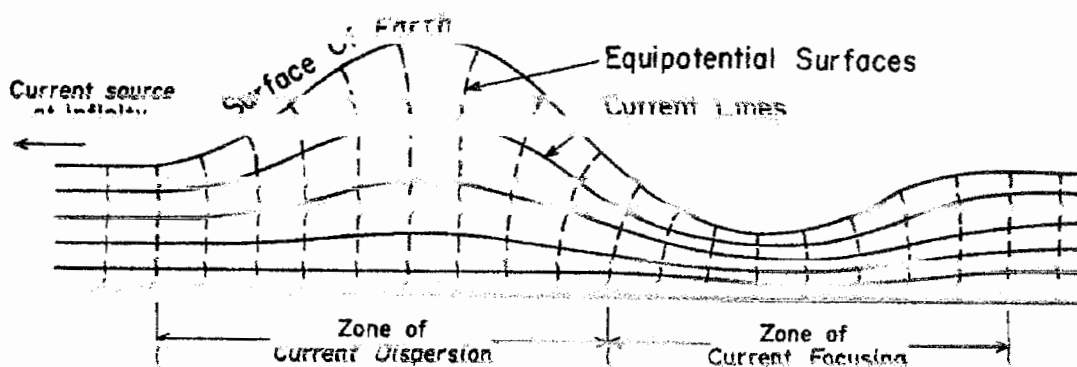
² general array

بسیوند. نتایج به برنامه داده شده است. (اهمیت) برنامه نحوه ساختن فایل حاوی اطلاعات را در اختیار کاربر قرار می دهد. بنابراین با توجه به نوع برداشت داده ها آرایش کلی در این پروژه بکار برده می شود. یک نمونه از فایل ها به همراه توضیح نحوه ساختن آن در پیوست ب آمده است.

۳-۶-۴ تویوگرافی و تصحیح اثرات آن توسط نرم افزار RES2DINV

تویوگرافی بر روی مقاومت ویژه اثر دارد، زیرا باعث تمرکز جریان در زیر دره ها و واگرایی جریان در زیر تپه ها می گردد (شکل ۳-۵). در نتیجه باعث انحراف خطوط هم پتانسیل می شود. از آنجا که می تواند باعث ایجاد آنومالی کاذب شود و یا ممکن است باعث پوشانده شدن اثر یک آنومالی واقعی گردد [فوکس و همکارانش، ۱۹۸۰].

بنابراین زمانی که تویوگرافی شدید باشد ناسی آبیات آن را تصحیح کرد. نرم افزار RES2DINV



شکل ۳-۵: تویوگرافی بر روی سطح هم پتانسیل و خطوط جریان [فوکس و همکارانش، ۱۹۸۰].

استفاده از روش اجزاء محدود تصحیح تویوگرافی را انجام می دهد و زمانی که فایل داده شده به آن حاوی اطلاعات مربوط به تویوگرافی منطقه باشد، بطور پیش فرض روش المان محدود را بکار خواهد برد. چرا که این روش، مدل سازی را در مواقع، که تغییرات شدید تویوگرافی وجود داشته باشد با دقت بیشتری انجام می دهد.

با توجه به وجود ۳۴ پروفیل در راستای برداشت و عمود بر راستای برداشت، داده ها در قالب ۳۴ فایل به نرم افزار RES2DINV داده شد و مدل های حاصل با اطلاعات زمین شناسی مقایسه گردیدند

و سپس با ایجاد تغییرات در پارامتر های مختلف، مدل هایی که بیشترین انطباق را با اطلاعات زمین شناسی و مدل های یک بعدی ذکر شده داشتند انتخاب شدند.

۷-۳ تفسیر نتایج مدل سازی های یک و دو بعدی

در این بخش به بررسی و تفسیر نتایج مدل سازی پرداخته شده است. تعدادی از نتایج مدل سازی که تقریباً نماینده تمامی منطقه باشند، داخل متن آمده اند و بقیه مدل ها برای اجتناب از تکرار و خستگی در خواننده در پیوست های ۳ و ۴ آمده اند. از آنجا که عملکرد گسل باعث جابجایی لایه ها می گردد و در نتیجه تغییرات ناگهانی در مقاومت ویژه مشاهده می گردد، در شبه مقاطع دو بعدی حاصل از کنار هم قرار دادن نتایج مدل سازی یک بعدی سونداژ های هر پروفیل هر جا که جابجایی در لایه ها دیده شده و یا اینکه با تغییرات قابل ملاحظه (شدید) مقاومت ویژه در راستای جانبی مواجه بودیم محل های مذکور به عملکرد گسل های احتمالی ارتباط داده شده و با خط چین سیاه رنگ مشخص شده است. لازم به ذکر است که چنین فرضیاتی با مدل سازی دو بعدی داده ها بیشتر مورد بررسی قرار گرفته است و سپس نتایج بدست آمده از مدل سازی ها تماماً مورد تفسیر قرار می گند.

۱-۷-۳ پروفیل D

بر اساس شکل ۲-۶ این پروفیل که در جنوب منطقه مورد مطالعه قرار دارد، از سونداژ های $d2$ تا $d9$ تشکیل و بر روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی قدیم انجام شده است (نقشه زمین شناسی (شکل ۲-۴)). از آنجا که بین سونداژ های $d4$ تا $d6$ به علت وجود موانع توپوگرافی، امکان برداشت وجود نداشته است. لذا برای مدل سازی، این پروفیل به دو قسمت، $d2$ تا $d4$ و $d6$ تا $d9$ ، تقسیم گردیده است و نتایج حاصل بشرح زیر مورد بررسی قرار می گیرد:

بر اساس شکل ۳-۶ زیر سونداژ های $d3$ بالا آمدگی طبقات مقاوم دیده می شود که می تواند در اثر تأکیدس موجود در منطقه باشد. مقاومت ویژه این قسمت بین ۳۶۰ تا ۱۰۰۰ اهم متر تغییر می کند که با رنگ قرمز تا بنفش تیره مشخص شده است و با توجه به اطلاعات چاه اکتشافی رود باران احتمالاً جنس آن آهک می باشد. در ضمن سمت راست پروفیل D ناحیه ای با مقاومت ویژه ۲۰ تا ۷۰ اهم متر مشاهده می گردد که با رنگ آبی تیره تا آبی روشن مشخص شده است که با توجه به اطلاعات

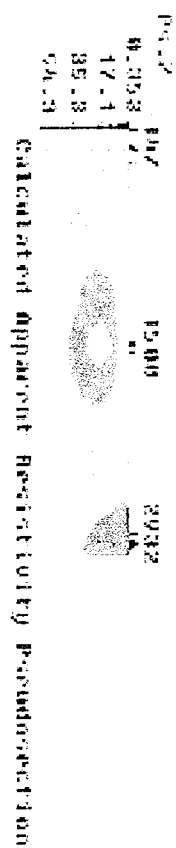
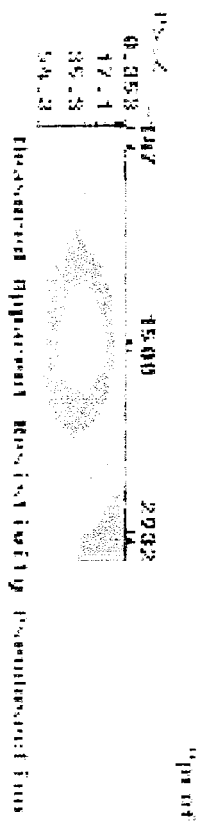


Figure 2
 Measured Apparent Resistivity Pseudosection
 Calculated Apparent Resistivity Pseudosection

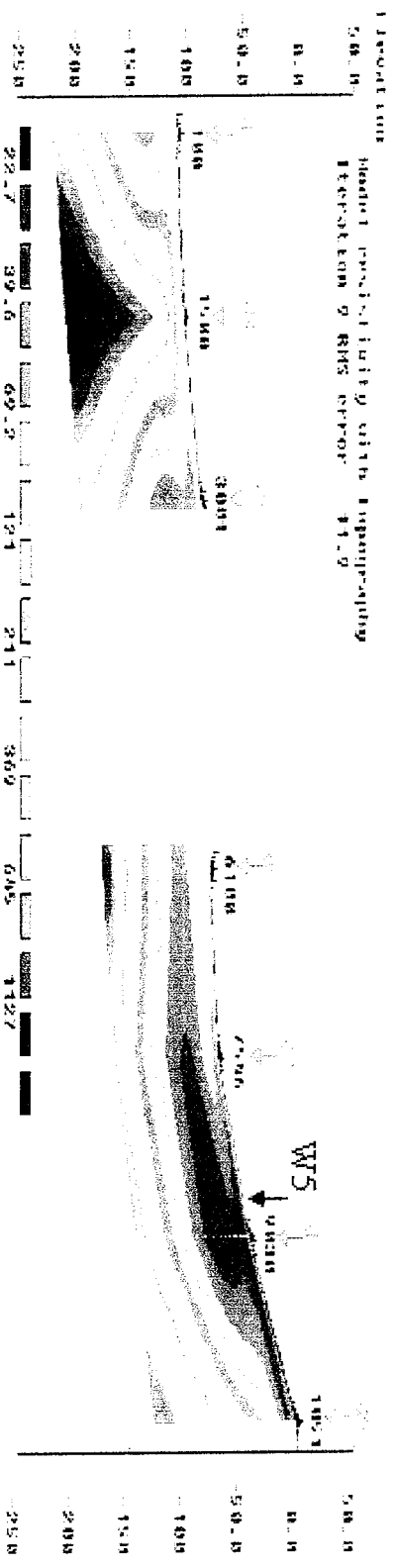


Figure 3
 Geological cross-section in the 2D model, post-unit spacing
 Geological cross-section in model section display
 First electrode is located at 1000 m
 Last electrode is located at 10000 m

شکل ۳-۶: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل D

چاه شماره ۵ (پیوست ب) که در عمق ۴۰ متری به آب رسیده است، این ناحیه احتمالاً آبدار می باشد. با توجه به شکل ۳-۷ در سمت راست پروفیل D لایه ها را می توان بصورت زیر تفکیک نمود:

لایه اول : لایه سطحی با مقاومت ویژه ۲۸ تا ۱۰۵ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۱۵ متر زیر سونداژ d6 و حداکثر ۲۶ متر در محل سونداژ d7 می باشد.

لایه دوم : لایه آبرفتی آبدار که مقاومت ویژه آن بین ۴۰ تا ۸۰ اهم متر تغییر می کند و ضخامت آن حداقل ۴۲ متر زیر سونداژ d7 و حداکثر ۵۸ متر زیر سونداژ d9 می باشد.

لایه سوم : سنگ کف که مقاومت ویژه آن بین ۲۶۰ تا ۷۰۰ اهم متر متغیر است و احتمالاً جنس آن آهک می باشد.

همانطور که در این دو شکل مشاهده می گردد، مدل دو بعدی (شکل ۳-۶) به خوبی گسترش جانبی لایه آبدار را نشان می دهد. در حالی که مدل یک بعدی این گسترش را نشان نمی دهد و این مسئله اهمیت مدل سازی دو بعدی را نشان می دهد. این وضعیت در پروفیل های دیگر نیز قابل مشاهده است.

۳-۷-۲ پروفیل E2

این پروفیل از سونداژ های e2-2 تا e2-8 تشکیل و بر روی تراس ها و آبرفت های جدید قرار گرفته است. از آنجا که بین سونداژ های e2-3 تا e2-5 به علت وجود موانع توپوگرافی، امکان برداشت وجود نداشته است. لذا برای مدل سازی، این پروفیل به دو قسمت e2-2 تا e2-3 و e2-5 تا e2-8 تقسیم گردیده است. در سمت راست پروفیل بین سونداژ های e2-7 و e2-8 ناحیه ای با مقاومت ویژه بالا مشاهده می گردد (شکل ۳-۱). مقاومت این توده بین ۳۰۰ تا ۷۰۰ اهم متر متغیر است و جنس آن احتمالاً آهک است. با توجه به شکل ج-۱ لایه ها را بین سونداژ های e2-7 و e2-5 می توان چنین تفکیک کرد:

لایه اول : لایه ای است، که مقاومت ویژه آن بین ۳۷ تا ۱۱۰ اهم متر و ضخامت آن حداقل ۱۶ متر زیر سونداژ e2-5 و حداکثر ۲۲ متر زیر سونداژ e2-7 می باشد.

لایه دوم : با توجه به اطلاعات چاه های شماره ۵، ۷، ۸ و ۹ (پیوست ب) که در اطراف پروفیل E2 قرار دارند این لایه آبرفتی، آبدار است و مقاومت ویژه آن بین ۴۴ تا ۸۸ اهم متر است. ضخامت آن

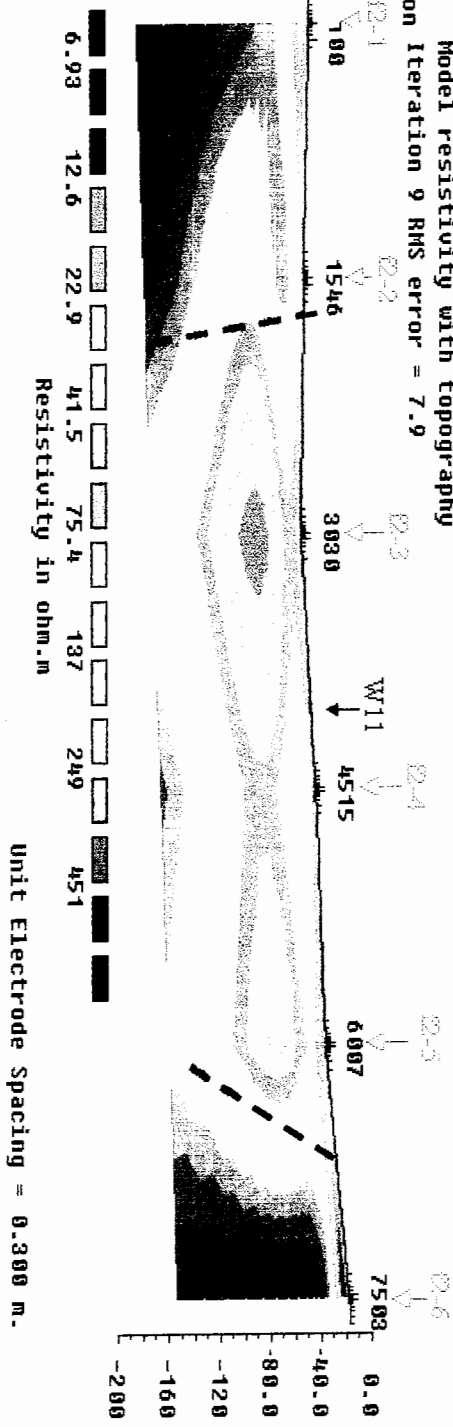
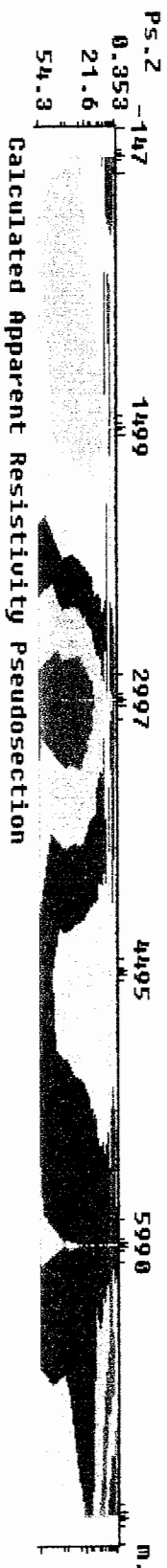
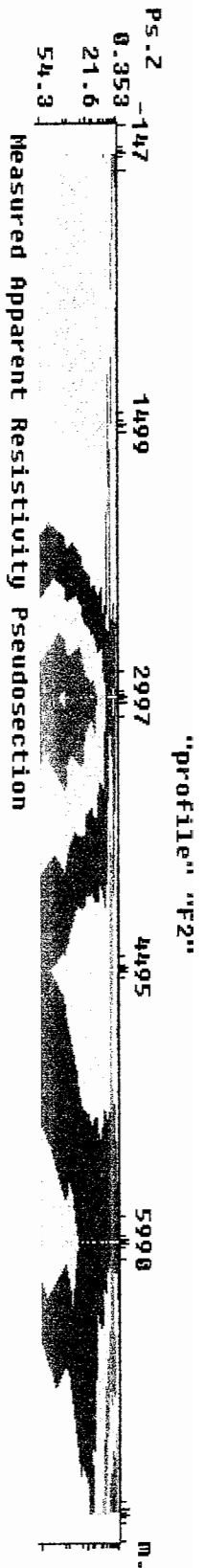
حداقل ۲۴ متر زیر سونداژ e2-5 و حداکثر ۳۰ متر زیر سونداژ e2-7 می باشد. بالا بودن مقدار مقاومت ویژه لایه آبدار می تواند به دلیل درشت دانه بودن رسوبات و کم بودن میزان شوری آب باشد. لایه سوم: لایه ای احتمالاً شیلی است که مقاومت ویژه آن بین ۴۸ تا ۹۰ اهم متر می باشد و ضخامت آن حداقل ۴۶ متر زیر سونداژ e2-7 و حداکثر ۶۰ متر زیر سونداژ e2-5 می باشد. این لایه شیلی سنگ کف منطقه را تشکیل می دهد و روی لایه ای از جنس آهک (در ارتفاعات منطقه رخنمون این لایه آهکی مشاهده شده است). قرار گرفته است .

لایه چهارم : لایه احتمالاً آهکی که مقاومت ویژه آن بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ اهم متر می باشد

۳-۷-۳ پروفیل F2

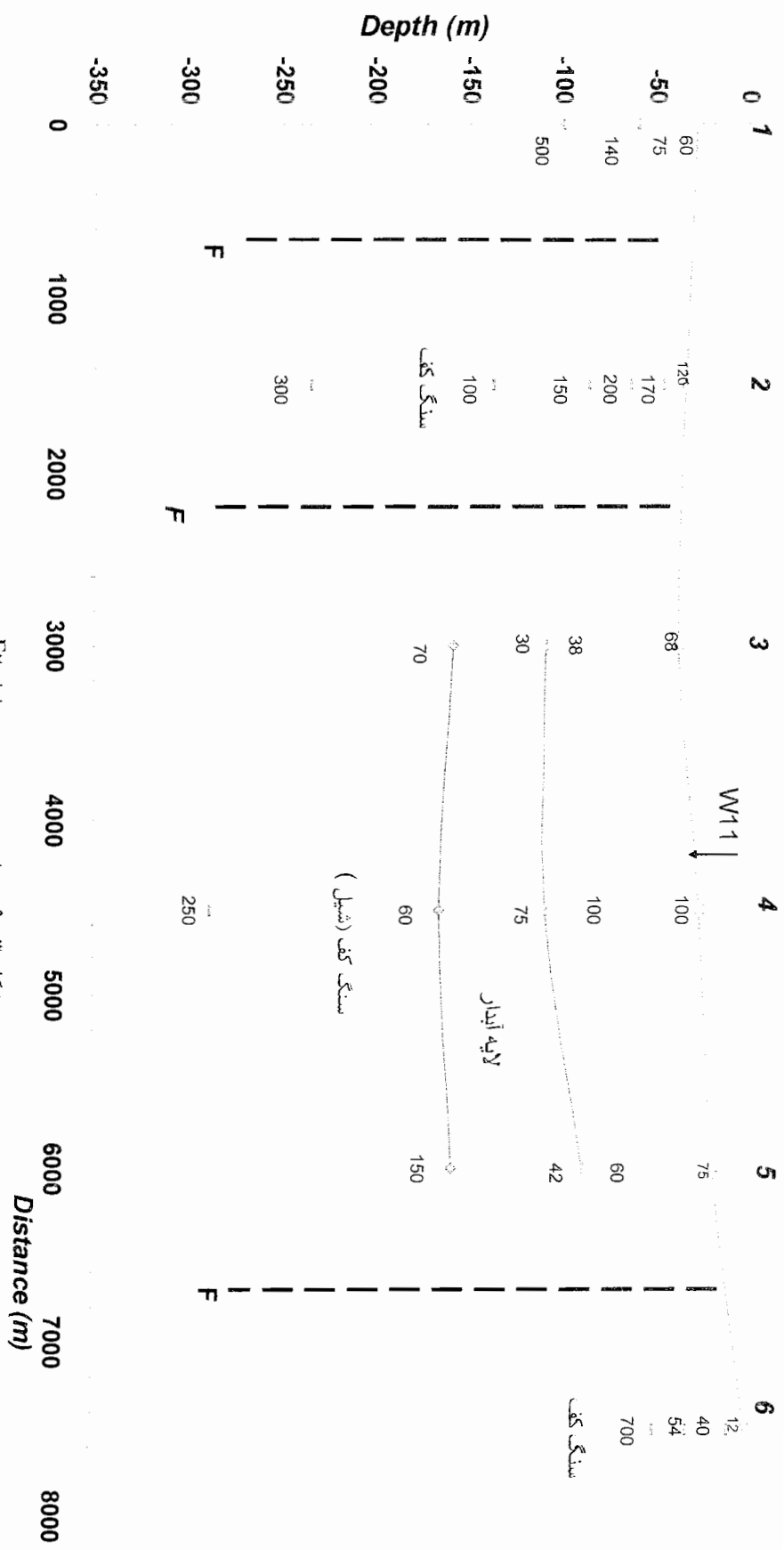
این پروفیل از سونداژ های f2-1 تا f2-6 تشکیل شده و بر روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی قدیم انجام شده است. بر اساس شکل ۳-۸ و شکل ۳-۹ سمت چپ پروفیل زیر سونداژ f2-2 شکستگی دیده می شود و با توجه به اطلاعات زمین شناسی می توان آن را یک گسل لحاظ نمود. با توجه به نقشه زمین شناسی سمت راست این پروفیل به واحد های آهک های کرتاسه می رسد. لذا بین سونداژ های f2-5 و f2-6 مقاومت بالایی دیده می شود. که مقدار آن از ۱۰۰ تا ۷۰۰ اهم متر تغییر (این قسمت بر روی شکل ۳-۸ با رنگ قرمز تا قهوه ای تیره مشخص شده است) می کند. بین سونداژ های f2-3 تا f2-5 در عمق ۵۰ تا ۸۰ متری نواحی با مقاومت ویژه ۲۰ تا ۷۵ اهم متر مشاهده می گردد که با رنگ آبی تا سبز مشخص شده اند(شکل ۳-۸). با در نظر گرفتن اطلاعات چاه های شماره ۸ ، ۹ ، ۱۱ و ۱۴ که در اطراف سونداژ های ذکر شده حفر شده اند، این قسمت می تواند آبدار باشد. با توجه به شکل ۳-۹ بین سونداژ های f2-2 و f2-5 زمین از لایه های زیر تشکیل شده است :

لایه اول : لایه خشک و هوازده با مقاومت ویژه بین ۷۵ تا ۱۰۰ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۱۲ متر ، زیر سونداژ f2-5 و حداکثر ۱۶ متر، زیر سونداژ f2-4 می باشد.



Horizontal scale is 0.03 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 8.14
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 25980.0 m.

شکل ۳-۸: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل F2



شکل ۳-۹: مدل شبیه دو بعدی پروفیل F۲

لایه دوم : با مقاومت ویژه بین ۳۵ تا ۱۰۰ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۵۸ متر زیر سونداژ f2-3 و حداکثر ۶۶ متر زیر سونداژ f2-4 است.

لایه سوم : لایه آبدار با مقاومت ویژه بین ۳۰ تا ۷۵ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۵۰ متر ، زیر سونداژ f2-3 و حداکثر ۷۰ متر، زیر سونداژ f2-5 می باشد .

لایه چهارم : لایه شیلی که مقاومت آن بین ۶۰ تا ۱۵۰ اهم متر تغییر می کند. لازم به توضیح است که ۱۵۰ اهم متر برای شیل زیاد است و علت بالا بودن مقاومت ویژه می تواند نزدیک بودن این سونداژ به گسل و آشفستگی های ناشی از آن بر روی اندازه گیری ها باشد (شکل ۳-۸).

۳-۷-۴ پروفیل G

این پروفیل از سونداژ های g2 تا g5 تشکیل و بر روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی قدیم انجام شده است. اثر تاقدیس موجود در منطقه (شکل ۲-۲) در سمت راست این پروفیل دیده می شود. در شکل ث-۲ بین سونداژ های g2 و g3 شکستگی دیده می شود و همچون پروفیل های قبلی لایه احتمالاً آهکی با مقاومت ۴۰۰ اهم متر تا عمق ۳۰ متری بالا آمده است. این قسمت با رنگ قهوه ای تا بنفش تیره در شکل فوق مشاهده می گردد. بین سونداژ های g3 تا g5 ناحیه با مقاومت ویژه ۲۰ تا ۵۰ اهم متر مشاهده می گردد. ناحیه مذکور با رنگ آبی تا سبز رنگ نشان داده شده است (شکل ث-۲) و با توجه به اطلاعات چاه شماره ۱۷ (پیوست ب) می تواند حاوی آب باشد. این پروفیل از ساختار آهکی شیستی اسلیتی، که سمت راست سونداژ g4 قرار دارد، فاصله گرفته و اثر این ساختار در سمت راست پروفیل کم رنگ شده است. با این حال تا حدودی اثرات آن در زیر سونداژ g4 دیده می شود. در شکل ج-۲ زمین بین سونداژ های g3 تا g4 به لایه های زیر تقسیم می گردد:

لایه اول: آبرفت سطحی با مقاومت ویژه ۶۵ تا ۷۵ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۱۴ متر، زیر سونداژ g4 و حداکثر ۱۶ متر، زیر سونداژ g3 تخمین زده می شود.

لایه دوم : مقاومت ویژه این لایه حداقل ۲۸ و حداکثر ۱۰۰ اهم متر است. ضخامت آن حداقل ۱۸ متر زیر سونداژ g3 و حداکثر ۲۸ متر، زیر سونداژ g4 می باشد .

لایه سوم : لایه آبدار، مقاومت ویژه این لایه حداقل ۴۴ و حداکثر ۷۰ اهم متر است. که ضخامت آن حداقل ۵۷ متر زیر سونداژ g4 و حداکثر ۶۵ متر، زیر سونداژ g3 می باشد. این لایه با توجه به اطلاعات چاه های شماره ۱۲، ۱۵، ۱۷ و ۱۹ (پیوست ب) آبدار در نظر گرفته شده است.

لایه چهارم : سنگ کف احتمالاً شیلی است، که مقاومت ویژه آن بین ۴۵ تا ۷۵ اهم متر تغییر می کند. ضخامت آن حداقل ۲۰۰ متر زیر سونداژ g3 و حداکثر ۲۴۱ متر، زیر سونداژ g4 می باشد. این لایه شیلی روی لایه ای از جنس آهک، که مقاومت ویژه آن ۲۰۰ اهم متر می باشد، قرار گرفته است.

لایه پنجم: مقاومت ویژه این لایه حدوداً ۲۰۰ اهم متر است و با توجه به رخنمون آهک در ارتفاعات، احتمال دارد جنس لایه مذکور آهک باشد.

۳-۷-۵ پروفیل H

از سونداژ های h2 تا h5 تشکیل شده است. این پروفیل با سونداژ h2 بر روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی قدیم آغاز می شود، با سونداژ های h3 و h4 روی رسوبات متوسط دانه تا دانه ریز جدید ادامه می یابد و در نهایت بر روی تراس ها و آبرفت های جدید به اتمام می رسد. در شکل ث ۳- بین سونداژ های h3 و h5 و در عمق ۴۰ تا ۸۰ متری ناحیه ای با مقاومت ویژه ۲۰ تا ۶۰ اهم متر و با رنگ آبی مشاهده می گردد و با توجه به اطلاعات چاه های شماره ۲۱ ، ۲۳ ، ۲۵ ، ۲۷ ، ۳۰ و ۳۱ (پیوست ب) که در حوالی پروفیل H حفر شده اند می تواند حاوی آب باشد. بر اساس شکل ج-۳ لایه بندی زمین بطور تقریبی عبارت است از:

لایه اول : آبرفت سطحی با مقاومت ویژه ۳۰ تا ۱۱۰ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۱۰ متر، زیر سونداژ h4 و حداکثر ۱۴ متر، زیر سونداژ h3 تخمین زده می شود.

لایه دوم : مقاومت ویژه این لایه بین ۲۶ تا ۹۰ اهم متر است و ضخامت آن حداقل ۲۰ متر زیر سونداژ h3 و حداکثر ۲۴ متر، زیر سونداژ h5 است.

لایه سوم : لایه آبدار است، با مقاومت ویژه بین ۳۰ تا ۱۰۰ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۳۷ متر ، زیر سونداژ h5 و حداکثر ۶۷ متر، زیر سونداژ h3 می باشد. این لایه با توجه به اطلاعات چاه های ذکر شده، لایه آبدار در نظر گرفته شده است.

لایه چهارم : احتمالاً جنس این لایه شیل است. و چون نفوذ پذیری کمی دارد [مرادزاده و قوامی ریایی، ۱۳۸۰]، به عنوان سطح نگهدارنده آب و به نوعی سنگ کف محسوب می شود. مقاومت ویژه آن بین ۳۸ تا ۷۰ اهم متر و ضخامت آن حداقل ۱۰۳ متر، زیر سونداژ h4 و حداکثر ۱۸۱ متر، زیر سونداژ h3 می باشد.

لایه پنجم : احتمالاً لایه آهکی به مقاومت ویژه ۴۰۰ تا ۵۰۰ اهم متر می باشد.

۳-۷-۶ پروفیل I

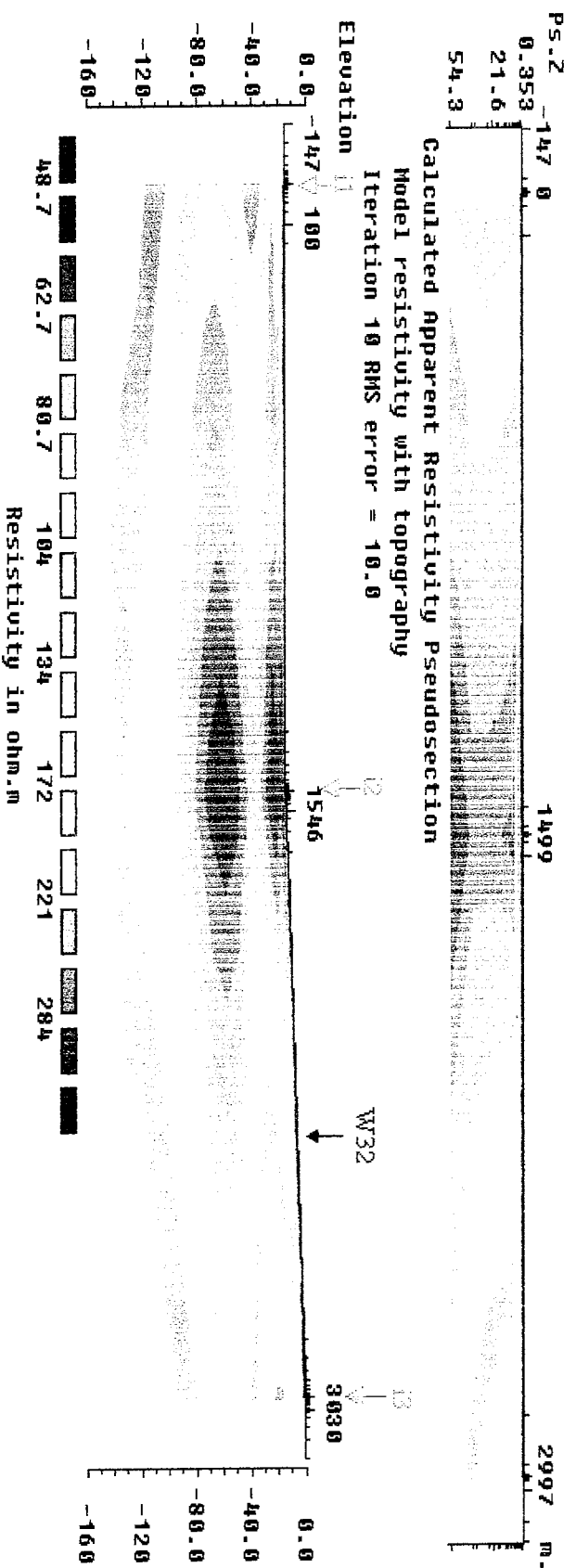
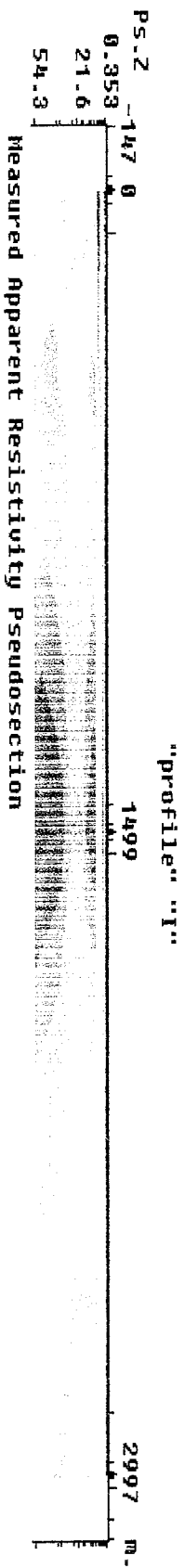
این پروفیل از سه سونداژ تشکیل شده ، که سونداژ های i1 و i2 روی رسوبات متوسط دانه تا دانه ریز جدید و i3 روی تراس ها و آبرفتهای جدید انجام شده اند. در شکل ۳-۱۰ زیر سونداژ i2 ناحیه ی عدسی مانند با مقاومت ویژه ۴۰ تا ۸۰ اهم متر، در عمق ۳۰ تا ۹۰ متری مشاهده می گردد که با رنگ آبی تیره تا آبی روشن مشخص شده است. با توجه به مقاومت ویژه این ناحیه و اطلاعات چاه های ۲۲، ۲۴، ۲۶، ۲۷ و ۳۰ تا ۳۴ که در حوالی پروفیل I حفر شده اند، این ناحیه می تواند حاوی آب باشد. زمین در امتداد این پروفیل با توجه به شکل ۳-۱۱ به شش لایه تقسیم بندی می شود:

لایه اول: با مقاومت ویژه بین ۶۰ تا ۲۰۰ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۱۱ متر، زیر سونداژ i1 و حداکثر ۱۶ متر، زیر سونداژ i2 می باشد. علت بالا بودن مقاومت در بعضی قسمت های پروفیل می تواند خشک و هوا زده بودن زمین و یا اتصال نامناسب الکتروود ها به زمین باشد.

لایه دوم : لایه ای است با مقاومت ویژه بین ۴۵ تا ۱۷۰ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۱۸ متر، زیر سونداژ i1 و حداکثر ۲۴ متر، زیر سونداژ i2 می باشد.

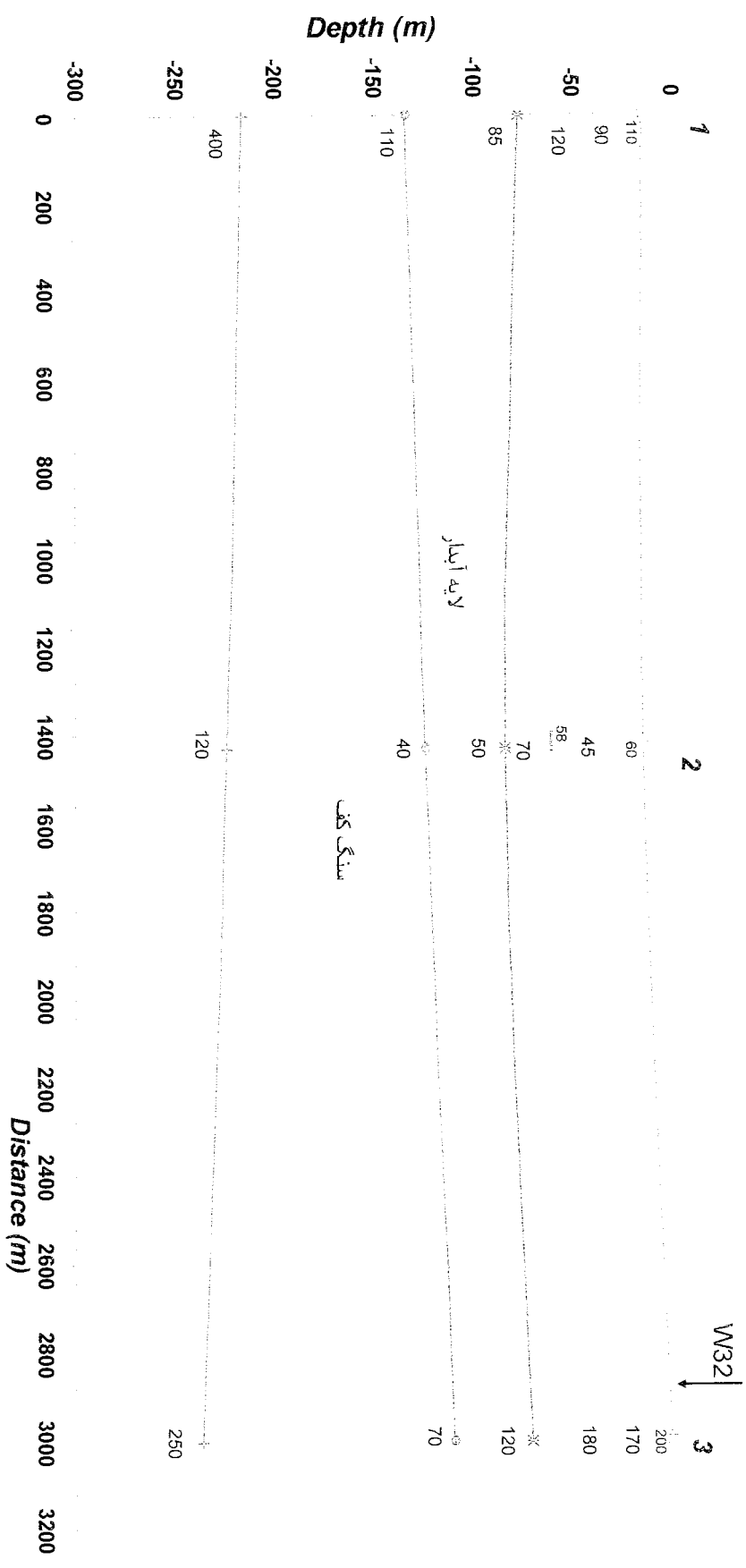
لایه سوم : لایه ای است با مقاومت ویژه بین ۵۸ تا ۱۸۰ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۳۰ متر، زیر سونداژ i2 و حداکثر ۳۹ متر، زیر سونداژ i3 می باشد.

لایه چهارم : آبرفت آبدار (با توجه به اطلاعات چاه های مذکور) است که مقاومت ویژه آن بین ۵۰ تا ۱۲۰ اهم متر تغییر می کند. ضخامت آن حداقل ۴۰ متر، زیر سونداژ i2 و حداکثر ۵۷ متر، زیر سونداژ i1 می باشد. یکی از مزایای مدل سازی دو بعدی نسبت به مدل سازی یک بعدی در این است که گسترش جانبی لایه آبدار در شکل ۳-۱۰ نسبت به شکل ۳-۱۱ بهتر مشخص شده است.



Horizontal scale is 0.07 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 3.78
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 10980.0 m.

شکل ۳-۱: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل ۱



شکل ۳-۱۱: مدل شیبه دو بعدی پروفیل ۱

لایه سوم: سنگ کف که احتمال دارد جنس آن شیل باشد. مقاومت ویژه این لایه بین ۳۶ تا ۱۰۰ اهم متر تغییر می کند.

لایه چهارم: لایه احتمالاً آهکی است که سنگ کف شیلی روی این لایه قرار گرفته است. این لایه آهکی در ارتفاعات منطقه رخنمون دارد (با توجه به بازدید های به عمل آمده) و وجود آن از نظر زمین شناسی به اثبات رسیده است.

۲-۷-۷-۳ پروفیل F17-27

این پروفیل مطابق شکل ت-۵ از سونداژ های f17 تا f27 تشکیل شده است. این پروفیل بر روی رسوبات متوسط دانه تا دانه ریز جدید انجام شده است. در شکل های ت-۵، ج-۴ و ج-۵ بین سونداژ های f17 تا f20 و بخصوص در محل سونداژ f19 نفوذ زون مقاوم احتمالاً آهکی با مقاومت ویژه ۲۵۰ تا ۴۰۰ اهم متر دیده می شود. بین سونداژ های f26 و f27 شکستگی مشاهده می گردد که ممکن است اثر احتمالی گسل باشد. در شکل ج-۶ بین سونداژ های f21 تا f26 زمین به لایه های زیر تقسیم می شود:

لایه اول: لایه سطحی، که مقاومت ویژه آن بین ۶۰ تا ۱۱۰ اهم متر تغییر می کند.

لایه دوم: مقاومت ویژه این لایه بین ۲۸ تا ۲۰۰ اهم متر متغیر است. ضخامت آن حداقل ۱۸ متر،

زیر سونداژ f19 و حداکثر ۶۲ متر، زیر سونداژ f24 می باشد.

لایه سوم: احتمالاً سنگ کف شیلی با مقداری آهک که مقاومت ویژه آن بین ۳۸ تا ۹۰ اهم متر

است و ضخامت آن حداقل ۶ متر، زیر سونداژ f19 و حداکثر ۱۵۸ متر، زیر سونداژ f23 می باشد.

لایه چهارم: لایه ای که مقاومت ویژه آن بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ اهم متر متغیر است و احتمال دارد جنس

آن از آهک باشد.

۳-۷-۷-۳ پروفیل F27-33

این پروفیل بر اساس شکل ت-۶ از سونداژ های f27 تا f33 تشکیل شده است. از سمت چپ بر

روی رسوبات متوسط دانه تا دانه ریز جدید شروع شده و از روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی

قدیم ادامه عبور می کند و در نهایت بر روی تراس ها و آبرفت های جدید به پایان می رسد. در شکل

ت-۶ بین سونداژ های f32 و f33 یک شکستگی دیده می شود که می تواند در اثر عملکرد گسل باشد. در

شکل مذکور بین سونداژ های f27 تا f32 نواحی با مقاومت ویژه ۲۷ تا ۵۵ اهم متر مشاهده می گردد (ناحیه آبی رنگ) و با توجه به عمق سطح آب در چاه شماره ۵۵ (پیوست ب) احتمال دارد این ناحیه آبدار باشد. با توجه به شکل ج-۵ لایه بندی زمین بصورت تقریبی عبارت است از :

لایه اول : لایه خشک سطحی که مقاومت ویژه آن بین ۸۰ تا ۲۰۰ اهم متر و ضخامت آن حداقل ۱۰ متر ، زیر سونداژ f30 و حداکثر ۱۵ متر، زیر سونداژ f28 می باشد.

لایه دوم : لایه آبرفتی است و مقاومت ویژه آن بین ۷۰ تا ۱۱۰ اهم متر تغییر می کند. ضخامت آن حداقل ۱۸ متر ، زیر سونداژ f29 و حداکثر ۲۷ متر، زیر سونداژ f31 می باشد.

لایه سوم : آبرفت احتمالاً آبدار (با توجه به چاه شماره ۵۵) که مقاومت ویژه آن بین ۲۵ تا ۱۰۰ اهم متر تغییر می کند. ضخامت آن حداقل ۶۰ متر ، زیر سونداژ f31 و حداکثر ۱۱۰ متر، زیر سونداژ f29 می باشد.

لایه چهارم : سنگ کف که جنس آن احتمالاً شیل و مقاومت ویژه آن بین ۳۰ تا ۳۰۰ می باشد. لازم به توضیح است که مقاومت ۳۰۰ اهم متر برای شیل زیاد است که با توجه به شکل ج-۶ سونداژ f33 در نزدیکی یک گسل احتمالی قرار دارد که ممکن است لایه آهکی را بالا آورده و باعث ایجاد آشفستگی در اندازه گیری و مدل سازی شده است. ضخامت این لایه حداقل ۱۶۶ متر زیر سونداژ f31 و حداکثر ۲۰۵ متر زیر سونداژ f27 می باشد.

لایه پنجم: لایه ای است با مقاومت ویژه بین ۱۲۰ تا ۲۰۰ اهم متر و جنس آن احتمالاً آهک می باشد. مقاومت ۱۲۰ تا ۲۰۰ برای آهک کم می باشد. ممکن است شکستگی های موجود در این قسمت باعث خرد شدن سنگ و نفوذ آب به این لایه و کاهش مقاومت ویژه آن شده باشد.

۴-۷-۷-۳ پروفیل F34-43

این پروفیل بر اساس شکل ث-۷ از سونداژ های f34 تا f43 تشکیل شده است. این پروفیل از چپ بر روی آهک های ماسه ای کرتاسه شروع شده و بر روی تراس ها و آبرفت های جدید ادامه می یابد. سمت چپ پروفیل و بین سونداژ های f35 و f36 ناپیوستگی دیده می شود (شکل ث-۷ و شکل ج-۶). بین سونداژ های f38 و f40 نیز شکستگی مشاهده می گردد. که با توجه به نقشه زمین شناسی، می تواند در اثر عملکرد

گسل تبرته باشد. در شکل ج-۶ لایه بندی زمین را بین سونداژ های f36 و f43 می توان به شرح زیر بیان کرد:

لایه اول: لایه ای با مقاومت ویژه بالا که به علت درشت دانه بودن رسوبات و رسوبات تخریبی نزدیک ارتفاعات، مقاومتی بین ۲۵۰ تا ۳۰۰ اهم متر دارد. خشک و هوا زده بودن این لایه نیز، بر روی مقاومت ویژه آن اثر دارد. ضخامت آن حداقل ۱۱ متر، زیر سونداژ f36 و حداکثر ۴۵ متر، زیر سونداژ f41 می باشد.

لایه دوم: آبرفتی است با مقاومت ویژه بین ۱۷۰ تا ۳۶۰ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۱۷ متر، زیر سونداژ f36 و حداکثر ۴۰ متر، زیر سونداژ f39 می باشد. با توجه به شکل ث-۷ این ناحیه آبدار نمی باشد، بنابراین مقاومت ویژه این لایه زیاد است.

لایه سوم: سنگ کف و جنس آن احتمالاً شیل و آهک های اسلیتی است. مقاومت ویژه این لایه بین ۱۹۰ تا ۳۰۰ اهم متر و ضخامت آن حداقل ۲۵ متر، زیر سونداژ f36 و حداکثر ۱۹۰ متر، زیر سونداژ f41 است.

لایه چهارم: احتمالاً لایه آهکی با مقاومت ویژه بالای ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ اهم متر است.

۳-۷-۸ پروفیل K

بر اساس شکل ۳-۱۲ این پروفیل از سونداژ های k2 تا k11 تشکیل شده است. سونداژ های k2 و k3 بر روی تراس ها و آبرفت های جدید انجام شده اند. K4 بر روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی قدیم قرار گرفته است. سپس این پروفیل بر روی رسوبات متوسط دانه تا ریز دانه جدید ادامه یافته و بر روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی قدیم به پایان می رسد. با نزدیک شدن به مرکز دشت و ریز تر شدن رسوبات، کاهش مقاومت ویژه در شکل ۳-۱۲ نسبت به پروفیل های قبلی، مشخص است. بر اساس نتایج مدل سازی دو بعدی (شکل ۳-۱۲) سمت چپ پروفیل و در محل سونداژ های k2 و k5 بالا آمدگی توده مقاوم احتمالاً آهکی که تا عمق ۸۰ متری به زمین نزدیک شده است، مشاهده می گردد. در سمت راست پروفیل نیز تغییرات ناگهانی مقاومت ویژه مشاهده می شود که می تواند به علت عملکرد گسل تبرته (شکل ۲-۲) باشد. در شکل مذکور بین سونداژ های k4 تا k9 ناحیه با مقاومت ویژه ۳۰ تا ۷۰ اهم متر با رنگ آبی روشن تا سبز روشن مشاهده می گردد که با

توجه به اطلاعات چاه های اطراف پروفیل k (چاه های شماره ۶۶، ۷۰ تا ۷۶، ۸۹، ۸۴، ۸۵، ۸۶، ۹۵ و ۹۷ (پیوست ب)) حاوی آب می باشد. البته بین سونداژ های K5 و K6 و زیر سونداژ K8 ناحیه ای با رنگ آبی تیره مشاهده می شود که مقاومت ویژه آن بین ۱۶ تا ۲۰ اهم متر است که دلیل آن می تواند بالا رفتن میزان رس و وجود عدسی رسی یا بالا بودن میزان شوری آب باشد. روند تغییرات در توپوگرافی سنگ کف (قسمت پایین شکل ۳-۱۲) ناحیه ای که با رنگ زرد تا بنفش مشخص شده) می تواند به دلیل چین خوردگی یا عملکرد گسل در منطقه باشد.

با توجه به شکل ۳-۱۳ لایه بندی زمین بین سونداژ های k2 تا k9 عبارت است از :

لایه اول : لایه سطحی، با مقاومت ویژه بین ۴۰ تا ۷۰ اهم متر، که ضخامت آن حداقل ۱۱ متر ، زیر سونداژ k9 و حداکثر ۲۱ متر، زیر سونداژ k2 می باشد.

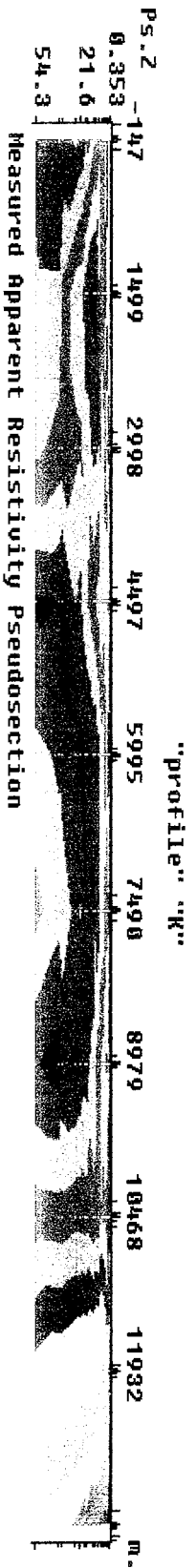
لایه دوم : مقاومت ویژه این لایه بین ۲۵ تا ۷۰ اهم متر متغیر است. ضخامت آن حداقل ۱۶ متر، زیر سونداژ k3 و حداکثر ۲۸ متر، زیر سونداژ k7 می باشد.

لایه سوم : لایه آبدار با مقاومت ویژه بین ۳۰ تا ۷۰ اهم متر است که ضخامت آن حداقل ۵۵ متر ، زیر سونداژ k7 و حداکثر ۱۰۰ متر، زیر سونداژ k4 می باشد. با توجه به اینکه چاه های اطراف پروفیل k در عمق تقریبی ۲۵ تا ۳۰ متر به آب رسیده اند، این لایه را لایه آبدار در نظر می گیریم. در انجا نیز گسترش جانبی سفره آبدار در مدل دو بعدی شکل ۳-۱۲ به خوبی مشخص شده است.

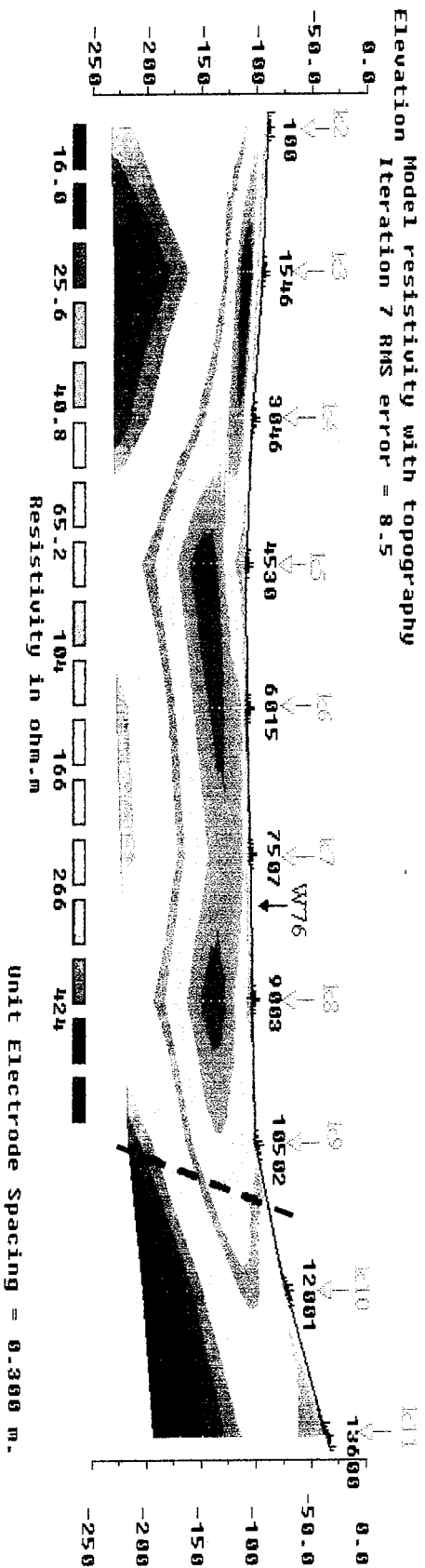
لایه چهارم: سنگ کف شیلی است و مقاومت ویژه آن بین ۳۰ تا ۶۰ اهم متر متغیر است. لایه های ذکر شده، به علت عملکرد گسل در سمت راست پروفیل مذکور، جابجا شده اند. و بعد از سونداژ k7 در اعماق پایین تر دیده می شوند.

۳-۷-۹ پروفیل L

این پروفیل از سونداژ های L3 تا L11 تشکیل شده است. این پروفیل در کل بر روی رسوبات متوسط دانه تا ریز دانه جدید قرار گرفته در حالی که سونداژ L11 بر روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی قدیم واقع شده است. در سمت راست این پروفیل و بین سونداژ های L9 و L11 شکستگی دیده می شود (شکل ۸-ث) که می تواند در اثر عملکرد گسل تبرته باشد. روند تغییرات در قسمت پایین شکل ۸-ث که با رنگ نارنجی تا بنفش مشخص شده می تواند در اثر چین خوردگی

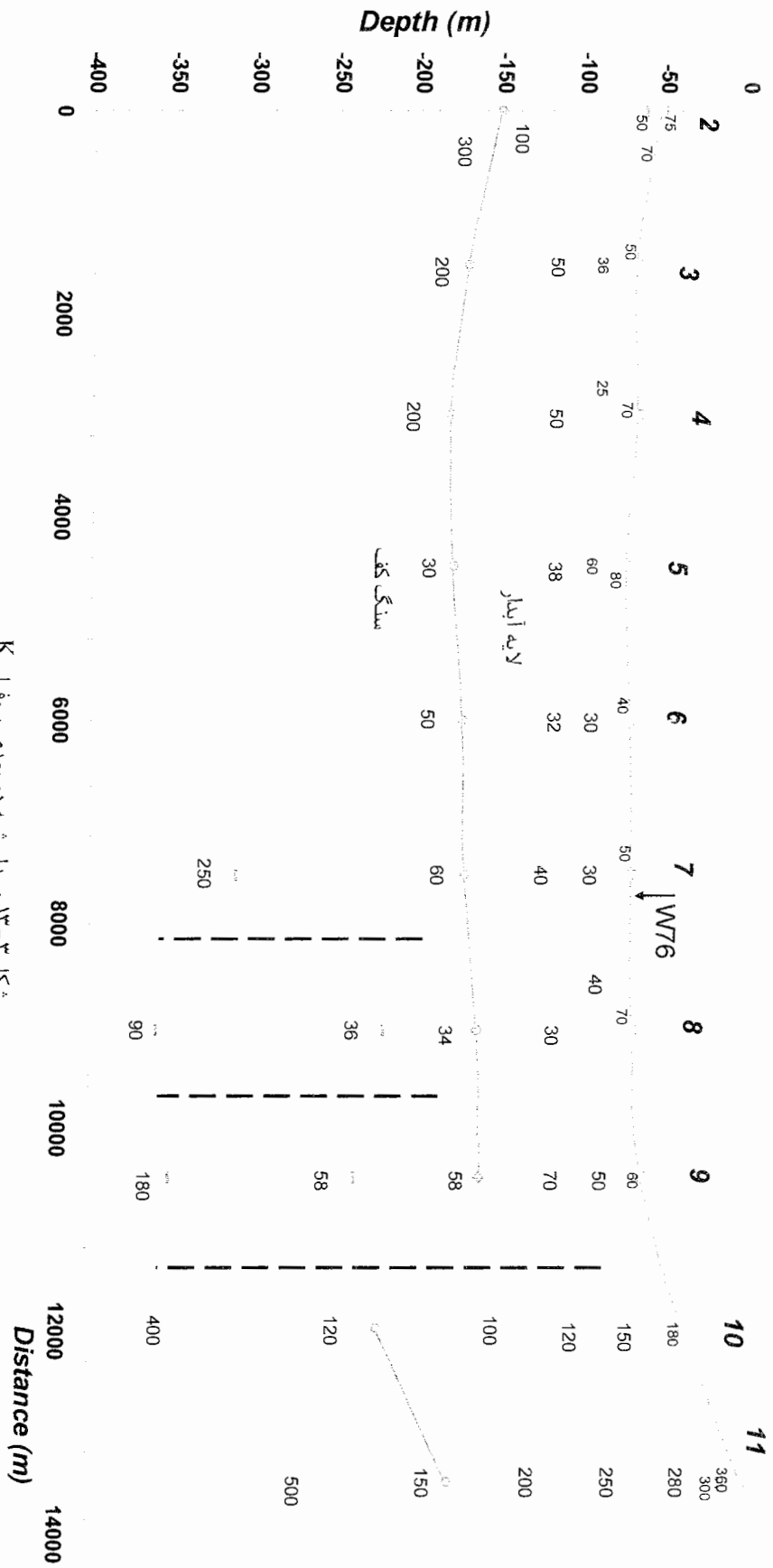


Elevation Model resistivity with topography
 Iteration 7 RMS error = 8.5



Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 15.82
 First electrode is located at -147.6 m.
 Last electrode is located at 45980.0 m.

شکل ۳-۱۲: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل K



شکل ۳-۱۳: مدل شبیه دو بعدی پروفیل K

منطقه باشد. نواحی مشخص شده با رنگ سبز تا زرد با توجه به اطلاعات چاه های شماره ۹۸، ۱۰۱، ۱۰۲، ۱۰۸، ۱۱۴، ۱۱۳ که در عمق حدوداً ۱۰ تا ۴۰ متری به آب رسیده اند، می تواند لایه آبدار باشد. با توجه به شکل ج-۷ لایه های زمین عبارتند از :

لایه اول : لایه اول با مقاومت ویژه بین ۶ تا ۶۰ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۱۲ متر، زیر سونداژ L8 و حداکثر ۲۰ متر، زیر سونداژ L9 می باشد.

لایه دوم : لایه ای است با مقاومت ویژه بین ۱۲ تا ۴۲ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۱۶ متر، زیر سونداژ L3 و حداکثر ۲۵ متر، زیر سونداژ L9 می باشد.

لایه سوم : آبرفت آبدار، با مقاومت ویژه بین ۲۵ تا ۷۰ اهم متر که ضخامت آن حداقل ۵۶ متر، زیر سونداژ L5 و حداکثر ۶۵ متر، زیر سونداژ L3 می باشد. این لایه با توجه به اطلاعات چاههای شماره ۱۰۱، ۱۰۲، ۱۰۸، ۱۱۴، ۹۸، ۹۶، ۱۰۵، ۱۰۷، ۱۱۱ و ۱۱۳ (پیوست ب) لایه آبدار می باشد.

لایه چهارم : سنگ کف شیلی است که مقاومت ویژه آن بین ۲۰ تا ۶۰ اهم متر تغییر می کند. ضخامت آن تقریباً ۲۵۰ متر می باشد.

لایه پنجم: احتمالاً لایه ای آهکی همراه با شیل با مقاومت ویژه بین ۶۰ تا ۲۸۰ اهم متر است. به علاوه ممکن است به علت وجود شکستگی، آب به داخل لایه آهکی نفوذ کرده باشد و باعث کاهش مقاومت ویژه آن شده باشد.

۳-۷-۱۰ پروفیل M

این پروفیل با سونداژ m1 بر روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی قدیم شروع می شود و در بخش عمده ای بر روی رسوبات متوسط دانه تا ریز دانه جدید ادامه می یابد و در نهایت با سونداژ m11 بر روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی قدیم به اتمام می رسد. شکل های ت-۹ و ج-۸ سمت راست پروفیل و بین سونداژ های m10 و m11 بیرون زدگی توده مقاوم آهکی را نشان می دهند. بر اساس شکل ج-۸ سمت چپ پروفیل، بین سونداژ های m1 و m2 نیز تغییرات قابل توجه مقاومت ویژه دیده می شود که می تواند به دلیل عملکرد گسل و یا تغییرات لیتولوژی باشد. در شکل ت-۹ بین سونداژ های m1 تا m9 ناحیه ای سبز رنگ با مقاومت ویژه ۲۰ تا ۵۰ اهم متر مشاهده می گردد که می تواند لایه آبدار در نظر گرفته شود. اطلاعات چاه های شماره ۱۲۰، ۱۱۹، ۱۱۶، ۱۲۴، ۱۲۳، ۱۳۰،

۱۲۸، ۱۲۷، ۱۲۵، ۱۳۵، ۱۴۰ (پیوست ب) آبدار بودن این لایه را تایید می کند. بر اساس شکل ج-۸ لایه بندی زمین بین سونداژ های m2 تا m9 بصورت زیر است :

لایه اول : لایه ای با مقاومت ویژه بین ۴ تا ۲۰ اهم متر است. ضخامت این لایه حداقل ۱۱ متر ، زیر سونداژ m4 و حداکثر ۲۲ متر، زیر سونداژ m5 می باشد.

لایه دوم : مقاومت ویژه این لایه بین ۱۰ تا ۴۰ اهم متر و ضخامت آن حداقل ۲۴ متر ، زیر سونداژ m5 و حداکثر ۳۵ متر، زیر سونداژ m4 می باشد.

لایه سوم : لایه آبدار با مقاومت ویژه بین ۱۵ تا ۳۵ اهم متر و ضخامت آن حداقل ۳۶ متر ، زیر سونداژ m6 و حداکثر ۷۸ متر، زیر سونداژ m2 می باشد.

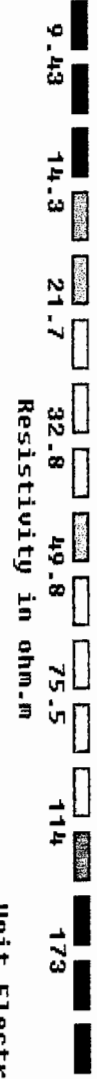
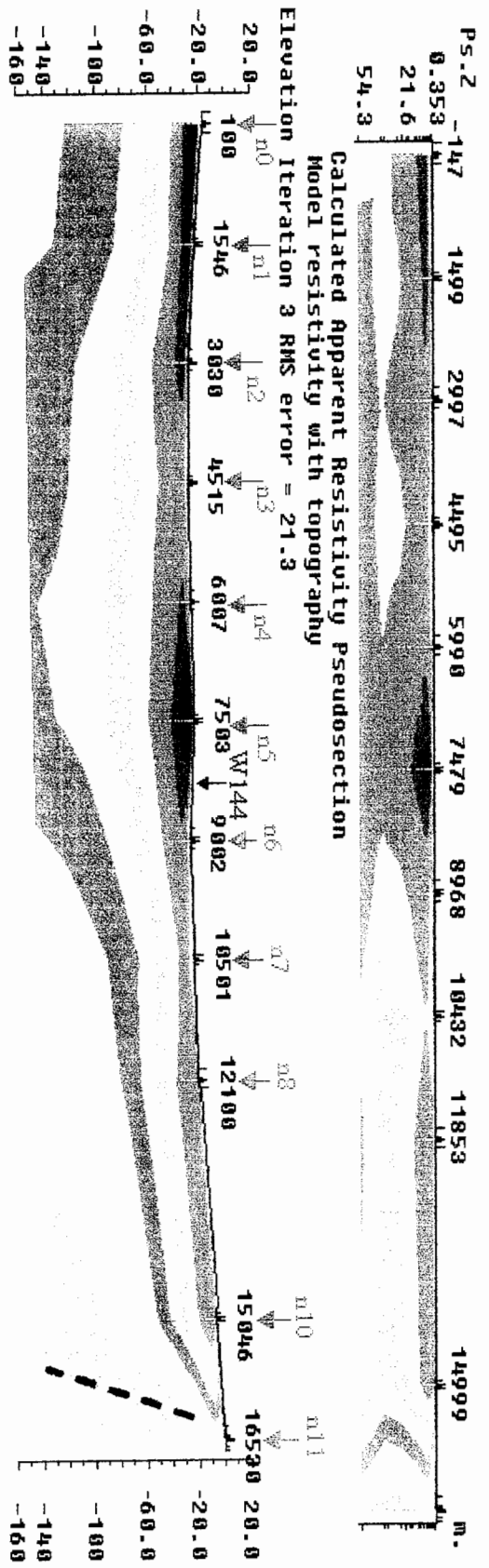
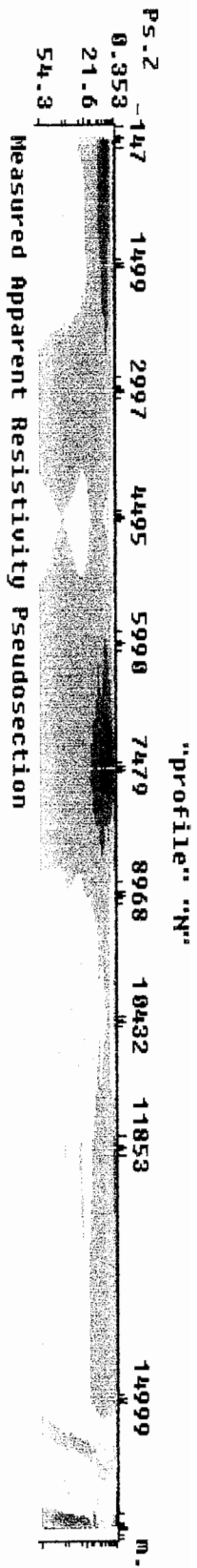
لایه چهارم : سنگ کف و از جنس شیل می باشد. مقاومت ویژه بین ۲۵ تا ۷۰ اهم متر و ضخامت لایه حداقل ۳۰ متر ، زیر سونداژ m8 و حداکثر ۱۱۸ متر، زیر سونداژ m2 می باشد.

۱۱-۷-۳ پروفیل N

بر اساس شکل ۳-۱۴ این پروفیل از سونداژ های n0 تا n11 تشکیل شده است. این پروفیل بر روی رسوبات متوسط دانه تا ریز دانه جدید شروع می شود و بر روی تراس ها و آبرفت های جدید به پایان می رسد. شکل های ۳-۱۴ و ۳-۱۵ ، در سمت راست پروفیل N بیرون زدگی با مقاومت ۷۰ تا ۱۵۰ اهم متر را نشان می دهند و علت آن می تواند عملکرد گسل تبرته باشد. ناحیه ای که با رنگ آبی تا سبز روشن و با مقاومت ویژه بین ۱۴ تا ۵۰ اهم متر مشخص شده است با توجه به اطلاعات چاه های شماره ۱۳۷، ۱۳۸، ۱۴۲ تا ۱۴۳، ۱۴۵، ۱۴۶، ۱۴۸ (پیوست ب) لایه آبدار می باشد. لازم به توضیح است که کم بودن مقاومت ویژه به علت بالا بودن میزان رس و یا شوری آب می باشد. با توجه به شکل ۳-۱۵ لایه بندی زمین را در امتداد پروفیل می توان بصورت زیر شرح داد :

لایه اول : مقاومت ویژه این لایه بین ۱۰ تا ۲۰ اهم متر و ضخامت آن حداقل ۸ متر، زیر سونداژ n8 و حداکثر ۳۷ متر، زیر سونداژ n5 می باشد.

لایه دوم : آبرفت آبدار که مقاومت ویژه آن بین ۲۵ تا ۴۰ اهم متر و ضخامت آن حداقل ۲۶ متر ، زیر سونداژ n8 و حداکثر ۸۷ متر، زیر سونداژ n2 می باشد. اطلاعات چاه های شماره ۱۳۷، ۱۳۸، ۱۴۲ تا ۱۴۳، ۱۴۵، ۱۴۶، ۱۴۸ (پیوست ب) آبدار بودن این لایه را تایید می کنند.



Horizontal scale is 0.01 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 19.27
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 55980.0 m.

شکل ۳-۱۴: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل N

لایه سوم : سنگ کف شیلی است، که دارای مقاومت ویژه متوسط کمتر از ۳۰ اهم متر بوده و ضخامت آن حداقل ۵۲ متر، زیر سونداژ n7 و حداکثر ۱۲۳ متر، زیر سونداژ n3 می باشد.

لایه چهارم : لایه ای که مقاومت ویژه آن بین ۵۰ تا ۹۰ اهم متر تغییر می کند و احتمال دارد با لایه سوم یکی باشد که به دلیل درشت دانه تر بودن رسوبات، مقاومت ویژه بیشتری دارد.

۱۲-۷-۳ پروفیل O

با توجه به شکل ث-۱۰ از سونداژ های O0 تا O11 تشکیل شده است. این پروفیل بر روی رسوبات ریز دانه رسی و سیلتی شروع می شود (سونداژ های O0 تا O7 روی این رسوبات قرار دارند) و بر روی رسوبات متوسط دانه تا ریز دانه جدید ادامه می یابد و ضمن عبور بر روی تراس ها، آبرفت ها و مخروط افکنه ی قدیم بر روی تراس ها و آبرفت های جدید به پایان می رسد.

در شکل ث-۱۰ اثر ریز دانه تر شدن رسوبات و بالا رفتن میزان رس با کاهش مقاومت ویژه (از ۹ تا ۷۰ اهم متر) دیده می شود. با توجه به شکل ج-۹ لایه بندی زمین را می توان چنین شرح داد :

لایه اول : مقاومت ویژه این لایه بین ۸ تا ۲۵ اهم متر تغییر می کند. ضخامت آن حداقل ۲۰ متر ، زیر سونداژ O0 و حداکثر ۴۲ متر، زیر سونداژ O4 می باشد.

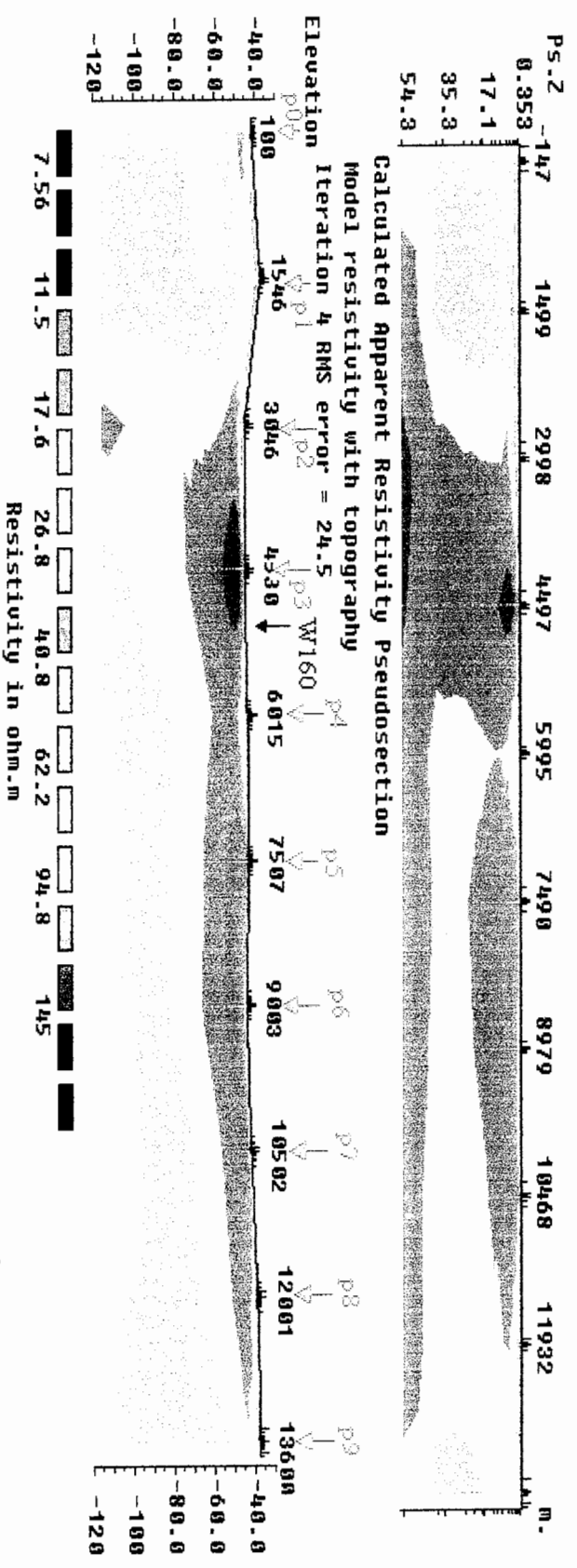
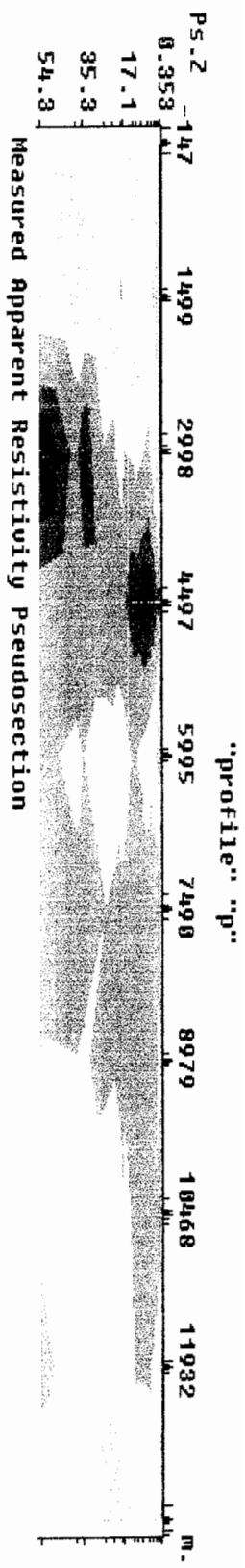
لایه دوم : آبرفت آبدار که مقاومت ویژه آن بین ۱۵ تا ۳۵ اهم متر است و ضخامت آن حداقل ۷۶ متر، زیر سونداژ O4 و حداکثر ۸۸ متر، زیر سونداژ O8 می باشد. اطلاعات چاه های شماره ۱۴۹، ۱۵۰، ۱۵۳ تا ۱۵۹ (پیوست ب) نشان می دهند که این لایه آبدار می باشد.

لایه سوم: سنگ کف و بدلیل مقاومت ویژه تا ۱۵ اهم متر احتمالاً از جنس شیل می باشد.

۱۳-۷-۳ پروفیل P

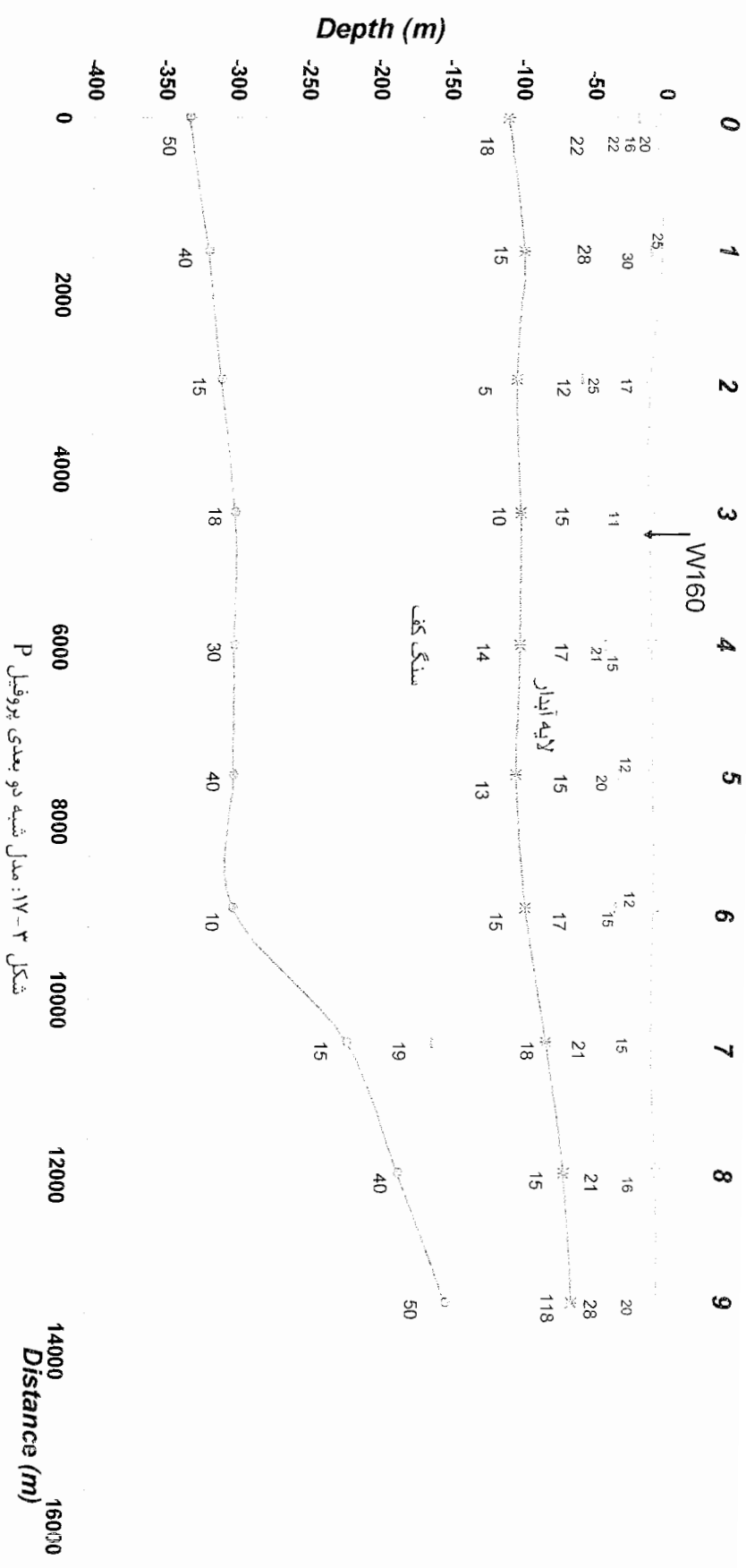
این پروفیل با توجه به شکل ۳-۱۶ از سونداژ های p0 تا p11 تشکیل شده است. سونداژ زنی بر روی رسوبات ریز دانه رسی و سیلتی شروع می شود و ضمن عبور بر روی رسوبات متوسط دانه تا ریز دانه جدید، با سونداژ p10 بر روی تراس ها و آبرفت های جدید به اتمام می رسد . بر اساس شکل های ۳-۱۶ و ۳-۱۷ لایه بندی زمین را می توان چنین شرح داد :

لایه اول : مقاومت ویژه این لایه بین ۷ تا ۳۰ اهم متر و ضخامت آن حداقل ۳۰ متر، زیر سونداژ p2 و حداکثر ۴۹ متر، زیر سونداژ p5 می باشد.



Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 25.00
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 45980.0 m.

شکل ۳-۱۶: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل P



شکل ۳-۱۷: مدل شیبه دو بعدی پروفیل P

لایه دوم : آبرفت آبدار، که مقاومت ویژه آن بین ۱۲ تا ۲۸ اهم متر تغییر می کند. ضخامت آن حداقل ۳۰ متر، زیر سونداژ p8 و حداکثر ۶۴ متر، زیر سونداژ p2 می باشد. این لایه بر اساس اطلاعات چاه های ۱۵۹ تا ۱۶۴ پیوست ب به عنوان لایه آبدار در نظر گرفته شده است.

لایه سوم : سنگ کف شیلی است که مقاومت ویژه آن بین ۵ تا ۱۸ اهم متر است. و ضخامت آن حداقل ۸۸ متر، زیر سونداژ p8 و حداکثر ۲۲۴ متر، زیر سونداژ p0 می باشد.

لایه چهارم : مقاومت ویژه این لایه بین ۱۵ تا ۵۰ اهم متر است. و احتمال دارد با لایه سوم یکی باشد که به دلیل درشت دانه تر بودن رسوبات نسبت به لایه بالایی خود مقاومت بیشتری دارد.

۱۴-۷-۳ پروفیل Q

این پروفیل بر اساس شکل ث-۱۱، از سونداژ های q0 تا q9 تشکیل شده است. این پروفیل روی پهنه رسی نمکی آغاز شده و با سونداژ های q8 و q9 بر روی رسوبات متوسط دانه تا ریز دانه جدید به پایان رسیده است.

بر اساس شکل ث-۱۱ سمت راست پروفیل Q بین سونداژ های q6 تا q8 و سمت چپ این پروفیل بین سونداژ های q1 تا q3 تغییراتی در مقاومت ویژه دیده می شود که ممکن است به دلیل تغییرات دانه بندی باشد. با توجه به شکل ج-۱۰ لایه ها را بطور تقریبی می توان چنین تقسیم بندی کرد :

لایه اول : مقاومت ویژه این لایه بین ۹ تا ۳۰ اهم متر و ضخامت آن حداقل ۱۸ متر، زیر سونداژ q2 و حداکثر ۳۱ متر، زیر سونداژ q5 می باشد.

لایه دوم : آبرفت آبدار که مقاومت ویژه آن بین ۴ تا ۳۲ اهم متر و ضخامت آن تقریباً ۷۵ متر است. با توجه به اطلاعات چاه های ۱۶۲ تا ۱۶۴ پیوست ب این لایه به عنوان لایه آبدار در نظر گرفته شده است و اگر اطلاعات چاه های مذکور نبود، مشخص کردن لایه آبدار و تفکیک لایه ها امکان پذیر نبود. علت کاهش مقاومت ویژه تا ۴ اهم متر بر اساس اطلاعات چاه اکتشافی موت آباد می تواند بالا بودن میزان رس و رسوبات تبخیری موجود در ناحیه باشد.

لایه سوم : سنگ کف شیلی است که مقاومت آن بین ۴ تا ۲۶ اهم متر تغییر می کند.

باید توجه داشت که پروفیل Q بر روی نواحی رسی نمکی و ریز دانه انجام گرفته است که به علت رسانندگی بالا مانع از نفوذ جریان به اعماق زمین می شوند. لذا در این چند پروفیل بهتر است که از

روش های دیگر ژئوفیزیک (همچون لرزه نگاری) استفاده گردد. که به علت کمبود امکانات و بودجه امکان چنین کاری در مطالعه حاضر میسر نگردیده است.

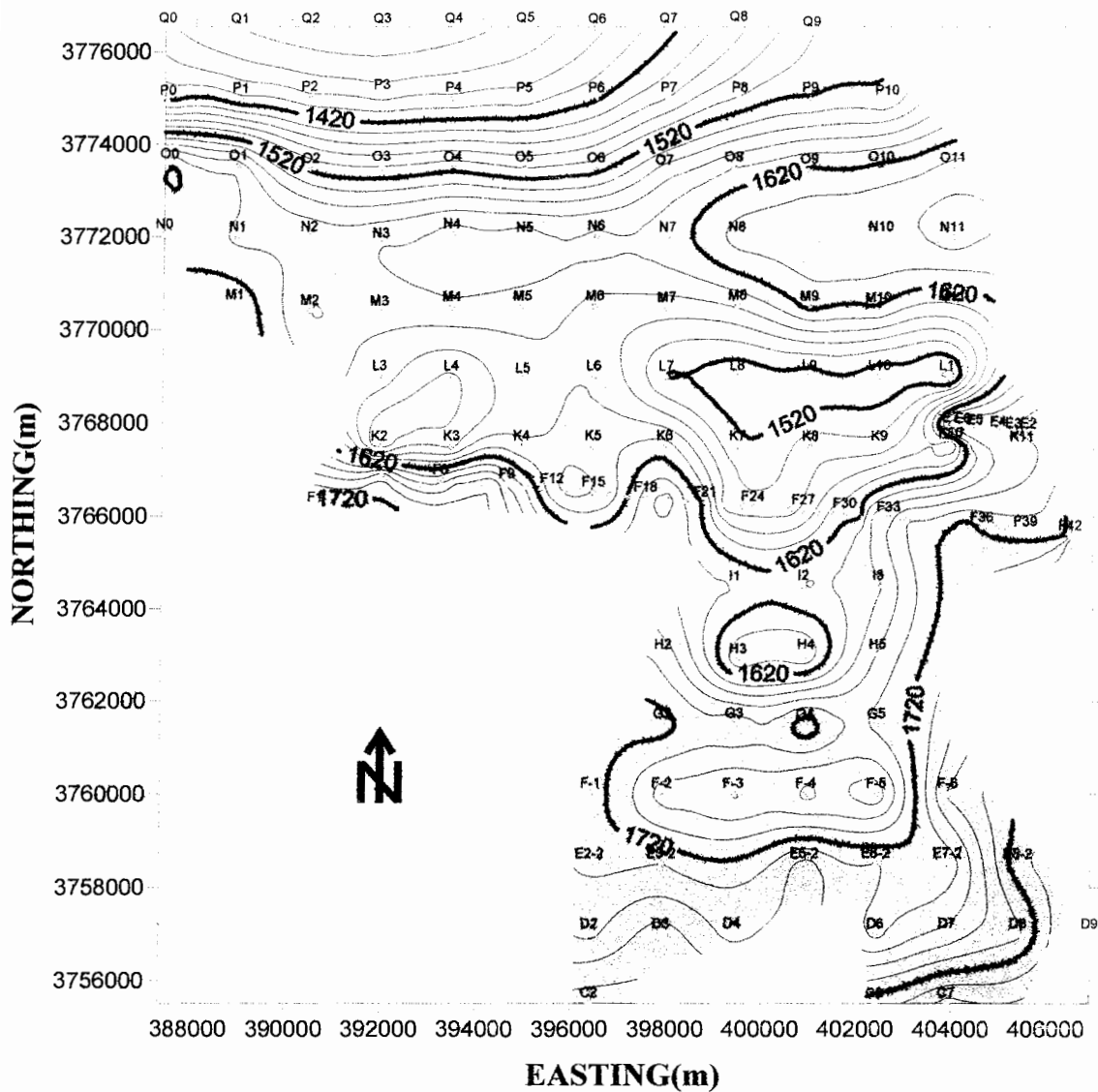
برای دست یافتن به یک ایده شبه سه بعدی از منطقه پروفیل هایی در جهت عمود بر خط برداشت در نظر گرفته و توسط نرم افزار RES2DINV مدل سازی گردیده است. این پروفیل ها از کنار هم قرار دادن سونداژ های واقع بر روی خطوط عمود بر راستای برداشت ساخته شده اند. نتایج حاصل انطباق بسیار مناسبی با اطلاعات زمین شناسی، چاه های اکتشافی و پیزومتر و اطلاعات جمع آوری شده از چاه های شخصی واقع در منطقه دارند و علاوه بر آن نتایج معکوس سازی های قبل را نیز تایید می کنند. نتایج چنین مدل سازی دو بعدی حاصل در شکل های ت-۱۲ تا ت-۲۶ آمده است.

۸-۳ ارتفاع سنگ کف

یکی از اهداف اصلی روش سونداژ زنی مقاومت ویژه، تعیین ارتفاع سنگ کف می باشد. بنابراین با توجه به معکوس سازی یک بعدی و دو بعدی داده های مقاومت ویژه، ارتفاع سنگ کف تعیین و توسط نرم افزار SURFER رسم و در شکل ۳-۱۸ ارائه شده است. همان طور که در شکل ۳-۱۸ مشاهده می گردد شیب سنگ کف از جنوب به طرف شمال (از پروفیل C به طرف پروفیل Q) می باشد. این روند کلی در پروفیل هایی، که در راستای عمود بر خط برداشت ساخته و مدل سازی شده اند (شکل ت-۱۲ تا شکل ت-۲۶)، به خوبی دیده می شود. در گزارش زمین شناسی، فصل دوم، نیز آمده است که با دور شدن از ارتفاعات و نزدیک شدن به کویر میقان، واقع در شمال منطقه، ضخامت آبرفت افزایش می یابد. چنانچه در شکل مشاهده می گردد توپوگرافی سنگ کف دارای تغییرات می باشد که دلیل آن می تواند عملکرد گسل ها و چین خوردگی موجود در منطقه مورد مطالعه باشد.

۹-۳ رسم منحنی هم عمق سطح آب زیر زمینی

با استفاده از نتایج حاصل از مدل سازی های یک و دو بعدی و اطلاعات چاه های موجود در منطقه عمق آب زیر زمینی تعیین شده است و به کمک آن منحنی هم عمق آب زیر زمینی در شکل ۳-۱۹ رسم گردیده است و همانطور که مشاهده می گردد تغییرات عمق سطح آب در آن نشان داده شده است. بر اساس شکل مذکور عمق آب در مناطق جنوبی بیشتر از عمق آب در مناطق شمالی است و مقدار آن از ۱۲۰ متر در مناطق جنوبی تا ۵ متری در مناطق شمالی تغییر می کند.



شکل ۳-۱۸: نقشه خطوط هم ارتفاع سنگ کف منطقه امان آباد

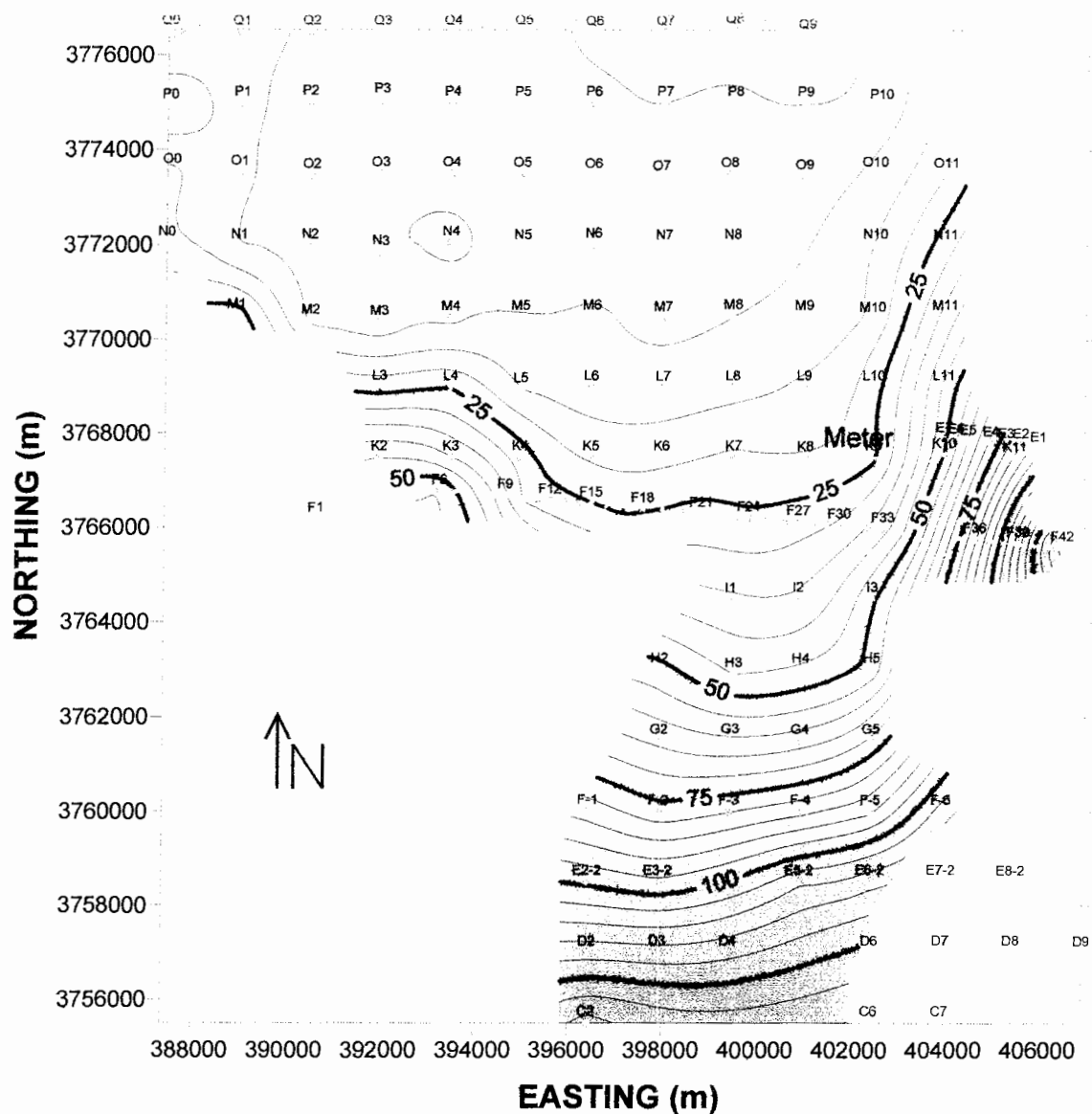
۳-۱۰ مدل شبه سه بعدی دشت امان آباد اراک

پس از تهیه مدل های یک و دو بعدی پروفیل های انجام شده، داده های مقاومت ویژه در قالب ۴ فایل برای مدل سازی سه بعدی با استفاده از نرم افزار RES3DINV تهیه گردید. اما به علت فاصله زیاد بین سونداژ ها و کمبود داده ها امکان تهیه مدل سه بعدی به وجود نیامد. اما برای رسیدن به یک ایده کلی از دشت مورد مطالعه، مدل های دو بعدی توسط نرم افزار 3DMAX کنار یکدیگر قرار گرفتند.

که در نتیجه آن شکل هایی شبه سه بعدی بدست آمد. نتایج بیان شده در بخش ۳-۷ به خوبی در این شکل ها مشاهده می گردند.

برای انجام کار منطقه مورد مطالعه به دو بخش تقسیم شده و نتایج مدل دو بعدی هر بخش در دو بار اول مورد بررسی قرار یکدیگر قرار گرفته اند. بخش اول ناحیه بین سونداژهای $f43$ ، $f3$ ، $q0$ و $q9$ و بخش دوم ناحیه بین سونداژهای $h2$ ، $i3$ ، $d7$ و $d3$ می باشد.

ابتدا در شکل ۳-۲۰ مدل شبه سه بعدی حاصل از قرار گرفتن مدل دو بعدی پروفیل های



شکل ۳-۱۹: منحنی هم عمق آب زیر زمینی

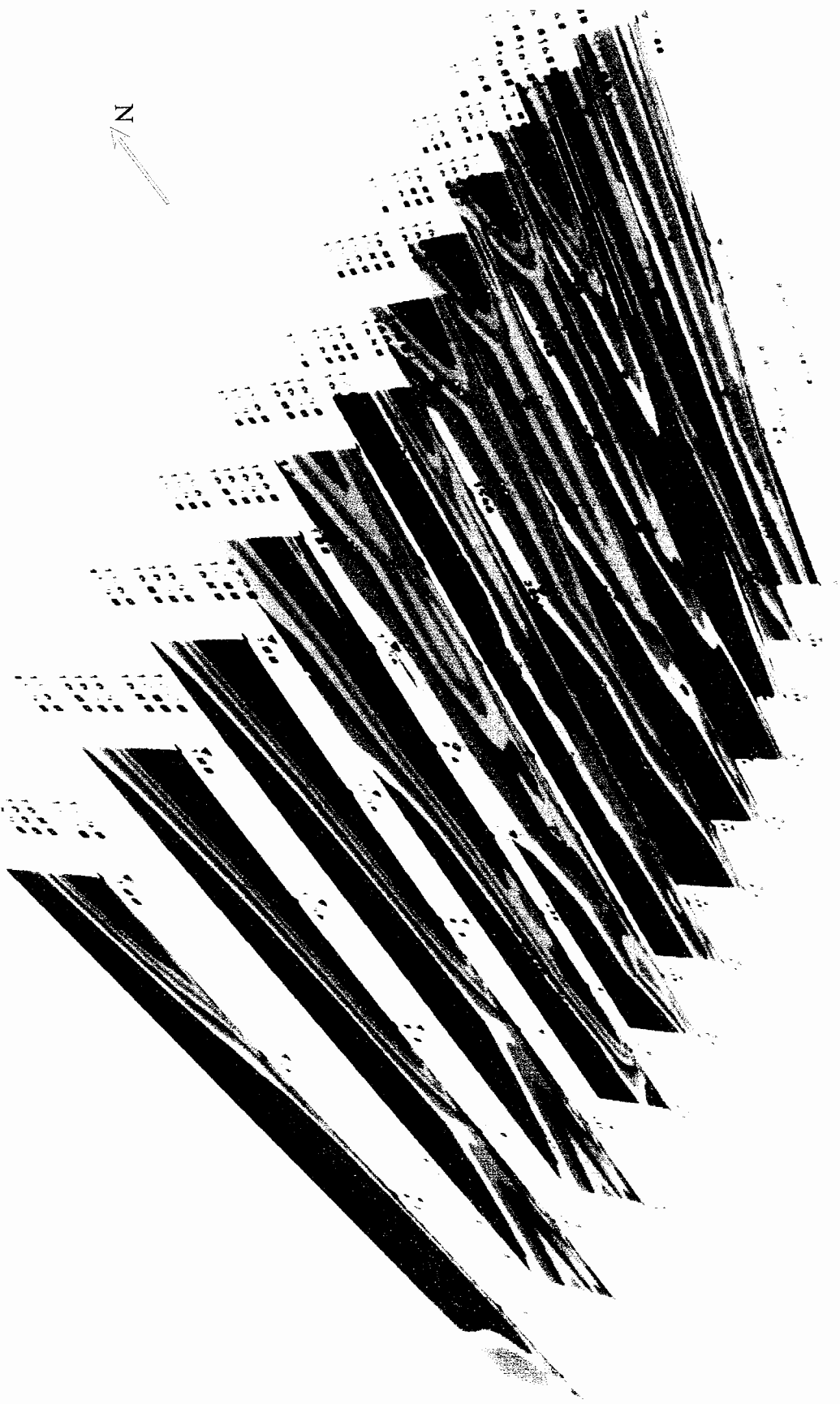
o11-f32, o10-k10, q9-f28, q8-f22, q7-f19, q6-f15, q5-f10, q4-f7, q3-f3, q2-m2, q1-m1, q0-n0 کنار یکدیگر را بررسی می کنیم. در قسمت شمالی شکل ۳-۲۰ گسترش عدسی رسی کم مقاومت با رنگ آبی مشخص شده است. وجود این عدسی رسی با اطلاعات چاه اکتشافی موت آباد به اثبات رسیده است. هم چنین در شکل ۳-۲۰ کاهش مقاومت از سمت رسوبات درشت دانه (قسمت جنوبی شکل که با رنگ قرمز تا بنفش تیره مشخص شده است) به سمت رسوبات ریز دانه و حاوی رس (قسمت شمالی شکل که با رنگ آبی و سبز نشان داده شده است) نیز مشهود است.

در شکل ۳-۲۱ مدل شبه سه بعدی حاصل از قرار گیری پروفیل های k, L, M, N, O, P, Q کنار یکدیگر مشاهده می گردد. در قسمت مرکزی شکل ۳-۲۱ گسترش لایه آبدار با رنگ آبی تا سبز رنگ دیده می شود. به علاوه در قسمت جنوب غربی و جنوب شرقی شکل ۳-۲۱ گسترش توده مقاوم آهک و آهک مارنی و اسلیتی با رنگ قرمز تا بنفش تیره مشاهده می گردد. همچنین تغییرات توپوگرافی سنگ کف که احتمالاً ناشی از عملکرد گسل ها و چین خوردگی موجود در منطقه می باشد نیز مشهود است.

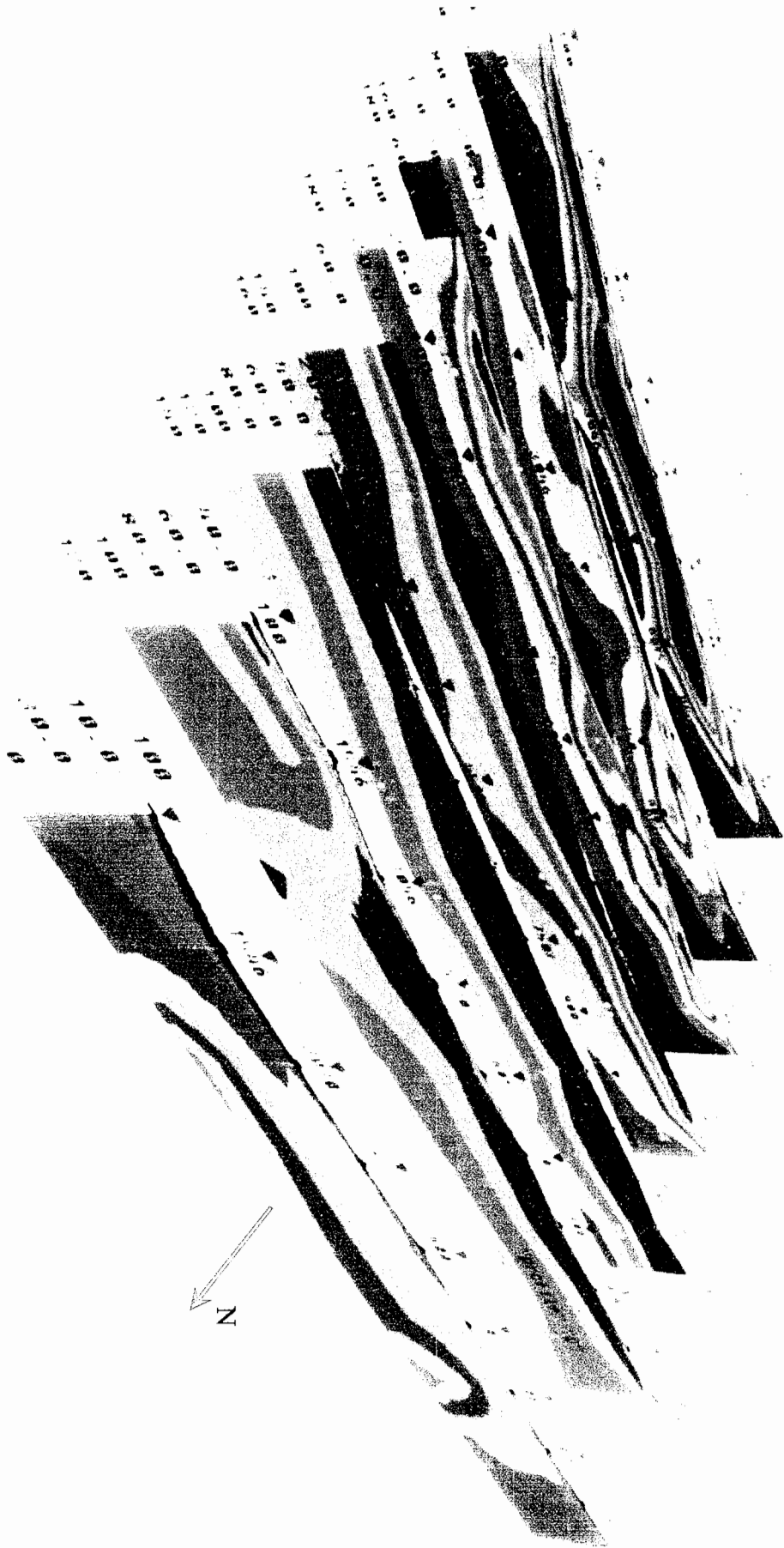
در شکل ۳-۲۲ مدل شبه سه بعدی حاصل از قرار گیری پروفیل های D, E2, F2, G, H, I کنار یکدیگر آمده است. گسترش لایه آبدار با رنگ آبی در قسمت شمال، شمال غربی و نواحی مرکزی شکل ۳-۲۲ مشاهده می گردد. همچنین در قسمت غربی گسترش توده مقاوم که با رنگ قرمز تا بنفش تیره دیده می شود. همانطور که گفته شد علت بالا آمدن این توده نفوذی احتمالاً عملکرد گسل تبرته است.

در شکل ۳-۲۳ مدل شبه سه بعدی حاصل از قرار گیری پروفیل های i1-f2-3, h2-d3, f2-1-c2, i3-c6 و i2-f2-5 کنار یکدیگر آمده است. در قسمت شمال و به سمت مرکز شکل ۳-۲۳ توده مقاومی با رنگ قرمز تا بنفش تیره مشاهده می گردد. به علاوه در قسمت غربی و شرقی گسترش لایه آبدار به رنگ آبی دیده می شود.

پس از تهیه مدل آبخوان، در فصل بعد با استفاده از نتایج حاصل از مدل سازی به محاسبه برخی پارامتر های ژئوهیدرولوژی، همچون تخلخل، ضریب آبدهی ویژه، آب موجود و آب قابل استحصال در آبخوان پرداخته می شود. به علاوه جهت جریان آب زیر زمینی تعیین و مورد بررسی قرار می گیرد.



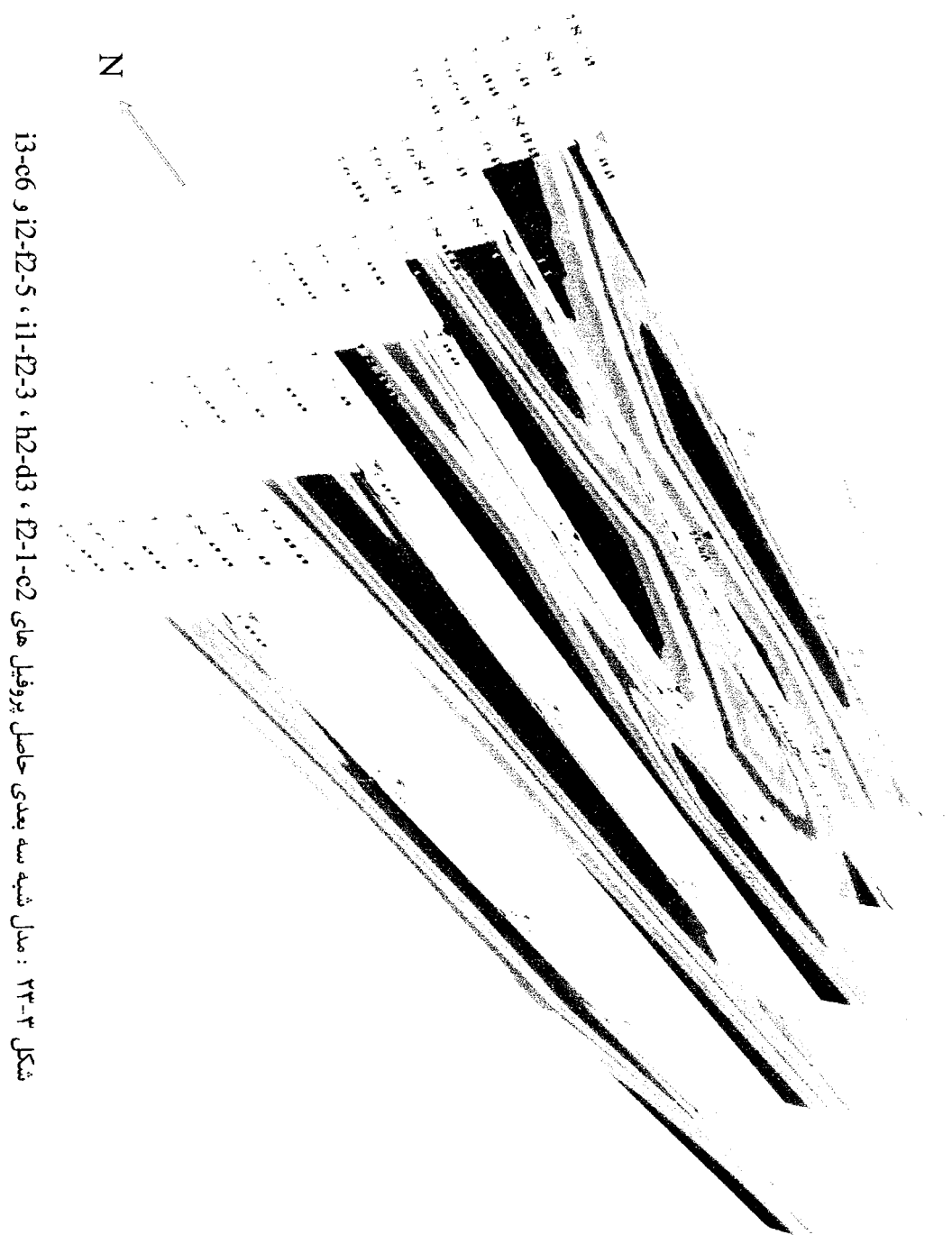
شکل ۳-۲ : مدل شبیه سه بعدی حاصل از پروفیل های q0- n0, q1- m1, q2- m2, q3- f3, q4- f7, q5- f10, q6- f15, q7- f19, q8- f22, q9- f28, q10- k10, o11- f32



شکل ۳-۲۱ : مدل شبه سه بعدی حاصل پروفیل های K, L, M, N, O, P, Q



شکل ۳-۲۲ : مدل شیشه سه بعدی حاصل پروفیل های D, E2, F2, G, H, I



شکل ۳-۳ : مدل شبه سه بعدی حاصل پروفیل های f2-1-c2 ، h2-d3 ، i1-f2-3 ، i2-f2-5 و i3-c6

فصل چهارم

محاسبه تخلخل و آبدهی ویژه

۱-۴ مقدمه

در این فصل مطالبی در مورد حرکت آب های زیر زمینی، قانون دارسی و شباهت های آن به قانون اهم و نحوه محاسبه تخلخل و ضریب آبدهی ویژه با استفاده از داده های مقاومت ویژه ارائه گردیده است و در ادامه با رسم منحنی های هم پتانسیل آب زیر زمینی، جهت جریان آب زیر زمینی و محل هایی که در آنجا بهره برداری بیش از حد از آب های زیر زمینی صورت گرفته تعیین می گردد. سپس با استفاده از نتایج فصل سوم و هدایت الکتریکی ویژه آب، تخلخل و ضریب آبدهی ویژه متوسط منطقه مورد مطالعه، محاسبه شده است و در نهایت با کمک نتایج حاصل، حجم تقریبی آب و آب قابل استحصال بر آورد گردیده است.

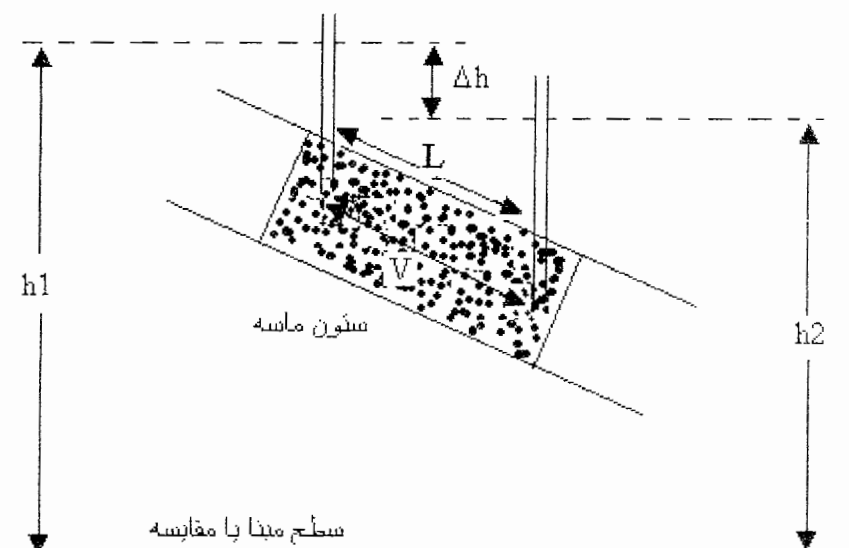
۲-۴ حرکت آبهای زیر زمینی

در سال ۱۸۵۶ دارسی^۱ در فرانسه روی استوانه ای به سطح مقطع A که از ماسه پر شده و جریانی با دبی Q از آن عبور می کرد، تحقیق نمود (شکل ۴-۱). او دو فشار سنج را به فاصله L نسبت به یک سطح مبنا قرار داد و نتیجه گرفت که میزان آبی که در یک منفذ متوسط جریان می یابد (در حالی که جریان موازی و آرام باشد) با افت انرژی نسبت مستقیم و با طول مسیر جریان نسبت غیر مستقیم دارد.

^۱ Darcy

رابطه ریاضی قانون دارسی عبارت است از [ضیائی، ۱۳۷۵]:

$$v = \frac{K\Delta h}{l} = KI \quad (1-4)$$



شکل ۱-۴: نمایش فاکتور هایی که در قانون دارسی دخالت دارند [ضیائی، ۱۳۷۵]

در این رابطه

v = حجم آب در واحد سطح یک ستون در مواد نفوذ پذیر و بر حسب متر در روز بیان می شود.

Δh = اختلاف فشار در امتداد انتهای ستون

l = طول مسیر جریان

K = ضریب نفوذ پذیری، یا ثابتی که به خصوصیت عناصر تشکیل دهنده خاک بستگی دارد.

$I = \frac{\Delta h}{l}$ = شیب هیدرولیکی (گرادیان هیدرولیکی نیروی محرکه ای را نشان می دهد که موجب

حرکت آب است [مارینو و لوتین، ۱۳۷۸].

V نسبت حرکت آب را در یک ستون جامد به مقطع آزمایش نشان می دهد. نسبت حقیقی حرکت

آب، از رابطه زیر بدست می آید.

$$V = \frac{v}{\varphi_0} = \frac{K.I}{\varphi_0} \quad (2-4)$$

در این رابطه

V = نسبت حقیقی حرکت (بر حسب متر در روز)

$$\varphi_0 = \text{تخلخل مفید}$$

و بالاخره طبق قانون دارسی جریان آب از یک ماده متخلخل با شیب هیدرولیکی I و فاکتور K که از خصوصیات محیط متخلخل است، متناسب می باشد [مارینو و لوتین، ۱۳۷۸].

$$Q = K.I.A \quad (3-4)$$

$$Q = \text{حجم آب در واحد زمان}$$

$$A = \text{سطح مقطع عبور جریان}$$

یک نقشه از سطح آزاد آب زیر زمینی^۱ مفیدترین و متداول ترین نقشه ای است که برای مطالعه لایه آبدار آزاد استفاده می گردد [شمسائی، ۱۳۷۷]. به چنین نقشه هایی، نقشه پیزومتريك یا ایزوپیز گفته می شود. کاربرد این نقشه ها عبارت است از:

- ۱- تعیین جهت جریان آبهای زیر زمینی
- ۲- تعیین شیب هیدرولیکی آبهای زیر زمینی
- ۳- اثر جریان سطحی بر رود خانه و دریاچه و ...
- ۴- اثر عوارض زمین شناسی (دیواره های محدود کننده، لایه های آبدار، گسل و ...)
- ۵- مطالعه اثر سنگ کف [شمسائی، ۱۳۷۷]

۱-۲-۴ جهت جریان آبهای زیر زمینی

در ساختمان های هیدروژئولوژی، شکل و ویژگی عمومی جریان آبهای زیر زمینی بسیار مهم می باشند. جهت جریان در محیط همگن و همسانگرد بر منحنی های ایزوپیز عمود می باشد [ضیائی، ۱۳۷۵]. جهت جریان از طرف خطوط با پتانسیل زیاد به طرف خطوط با پتانسیل کم صورت می گیرد.

۲-۲-۴ گرادیان هیدرولیکی آبهای زیر زمینی

گرادیان هیدرولیکی همان شیب سطح آبهای زیر زمینی است. گرادیان هیدرولیکی تابعی از عوامل زیر است [مارینو و لوتین، ۱۳۷۸]:

- ۱- نوع جریان
- ۲- ساختمان زمین شناسی لایه آبدار

¹ Ground water table map

۳- ویژگی هیدروژئولوژیکی لایه آبدار

۳-۲-۴ اثر جریان های سطحی بر رود خانه ها، دریاچه ها و ...

جریان های سطحی دائم و موقت، یکی از مهمترین پدیده هایی است که بر لایه آبدار اثر می گذارند. بطور کلی جریان های سطحی که با لایه آبدار در ارتباطند، آنها را تغذیه یا زهکشی می کنند. ارتباط بین آب های زیر زمینی و آب های سطحی از طریق رودخانه ها، دریاچه ها، ریزش باران یا آب برگشتی زراعتی ایجاد می شود. عموماً هنگامی که سطح آبهای جاری بالاتر از سطح آب در لایه آبدار آزاد باشد، آن را تغذیه و در صورتیکه پایین تر باشد آن را زهکشی می نماید.

۴-۲-۴ اثر عوارض زمین شناسی (دیواره های محدود کننده و گسل) بر لایه آبدار

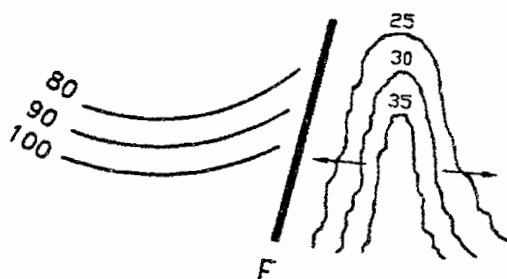
دیوار های متراکم محدود کننده در حواشی دشت های آبرفتی یکی از پدیده هایی است، که باید اثر آن بر لایه آبدار مطالعه گردد. از نظر شرایط هیدروژئولوژیکی، اثرات این دیوارها بر لایه آبدار، از سه حالت زیر تبعیت می کند :

۱- دیواره قابل نفوذ، به لایه آبدار آب می دهد.

۲- دیواره قابل نفوذ، از لایه آبدار آب می گیرد.

۳- دیواره غیر قابل نفوذ هیچگونه تاثیر بر لایه آبدار ندارد و بر عکس.

گسل در زیر زمین نقش یک سد طبیعی را ایفا می کند. در هر طبقه به نسبت جنس طبقات، قابلیت نفوذ آن تغییر کرده و در نقشه های هیدروژئولوژی با کاهش ناگهانی و غیر عادی بودن فواصل منحنی های هم پتانسیل و تجمع چشمه های آرتزین ظاهر می شود. در لایه های آبداری که در رسوبات آهکی (کارستیک) بوجود می آیند، وجود گسل یا سایر عوامل باعث ایجاد شکاف در طبقات آهکی شده و این امر موجب می گردد تا آب این لایه ها از یکی از این مجاری خارج و به محلی دیگر منتقل شود و در بعضی از موارد نیز ممکن است آب نقاط دیگر به وسیله همین مجاری، باعث تغذیه لایه آبدار شود (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲: تغییر روند خطوط هم پتانسیل به علت وجود گسل در لایه آبدار [شمسائی، ۱۳۷۷]

در پاره ای از موارد، وجود توده های غیر قابل نفوذ مانند عدسی رسی و ...، مانند سد، از جریان آب های زیر زمینی جلوگیری می کنند. چگونگی توزیع خطوط هم پتانسیل و خطوط جریان در مواردی که طبقه یا عدسی از مواد کاملاً غیر قابل نفوذ یا کمی قابل نفوذ تشکیل می شود، متفاوت است.

۴-۲-۵ مطالعه اثر سنگ کف

سنگ کف لایه آبدار، به علت تغییر شیب، در وضع جریان آبهای زیر زمینی تاثیر دارد. تغییر شیب سنگ کف در اصل بوسیله تغییرات مقاطع و فرو رفتگی های متعلق به افزایش ضخامت ایجاد می گردد. شیب سنگ کف در شکل ظاهری فرو رفتگی های منحنی ایزوپیز اثر دارد و در این مورد بر حسب قدرت هدایت هیدرولیکی سنگ کف، می توان سه حالت زیر را تشخیص داد :

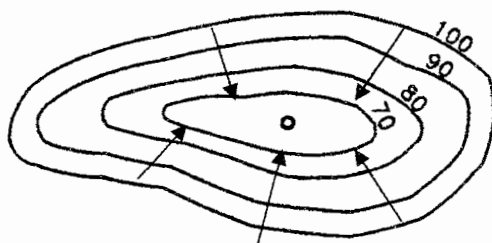
۱- سنگ کف قابل نفوذ که لایه آبدار را تغذیه می کند. در این صورت، منحنی های پیزومتري به صورت دوایری هستند که مقدار پتانسیل بیشینه در مراکز آنها بوده و خطوط جریان از مرکز به طرف بیرون هستند.

۲- سنگ کف قابل نفوذ که از لایه آبدار تغذیه می شود و در این حالت منحنی های پیزومتري به صورت دوایری هستند که مقدار پتانسیل در مرکز، کم بوده و خطوط جریان به طرف مرکز هستند.

۳- سنگ کف غیر قابل نفوذ که در این حالت هیچگونه تبدالی بین سنگ کف و لایه آبدار انجام نمی شود.

۴-۲-۶ بررسی نواحی مورد بهره برداری و اثرات آن روی لایه آبدار

هنگامی که در یک لایه آبدار که بوسیله تعداد زیادی چاه عمیق مورد بهره برداری است، در اثر ایجاد مخروط افت، سطح آب پایین می رود، اختلاف پتانسیل بین این ناحیه و نواحی دور تر به وجود می آید. این پدیده در روی نقشه های پیزومتریک به وسیله منحنی های بسته دایروی یا بیضوی نشان داده می شود. وضع این شکل ها تابع هدایت هیدرولیکی لایه آبدار است (شکل ۴-۳). برای رسم



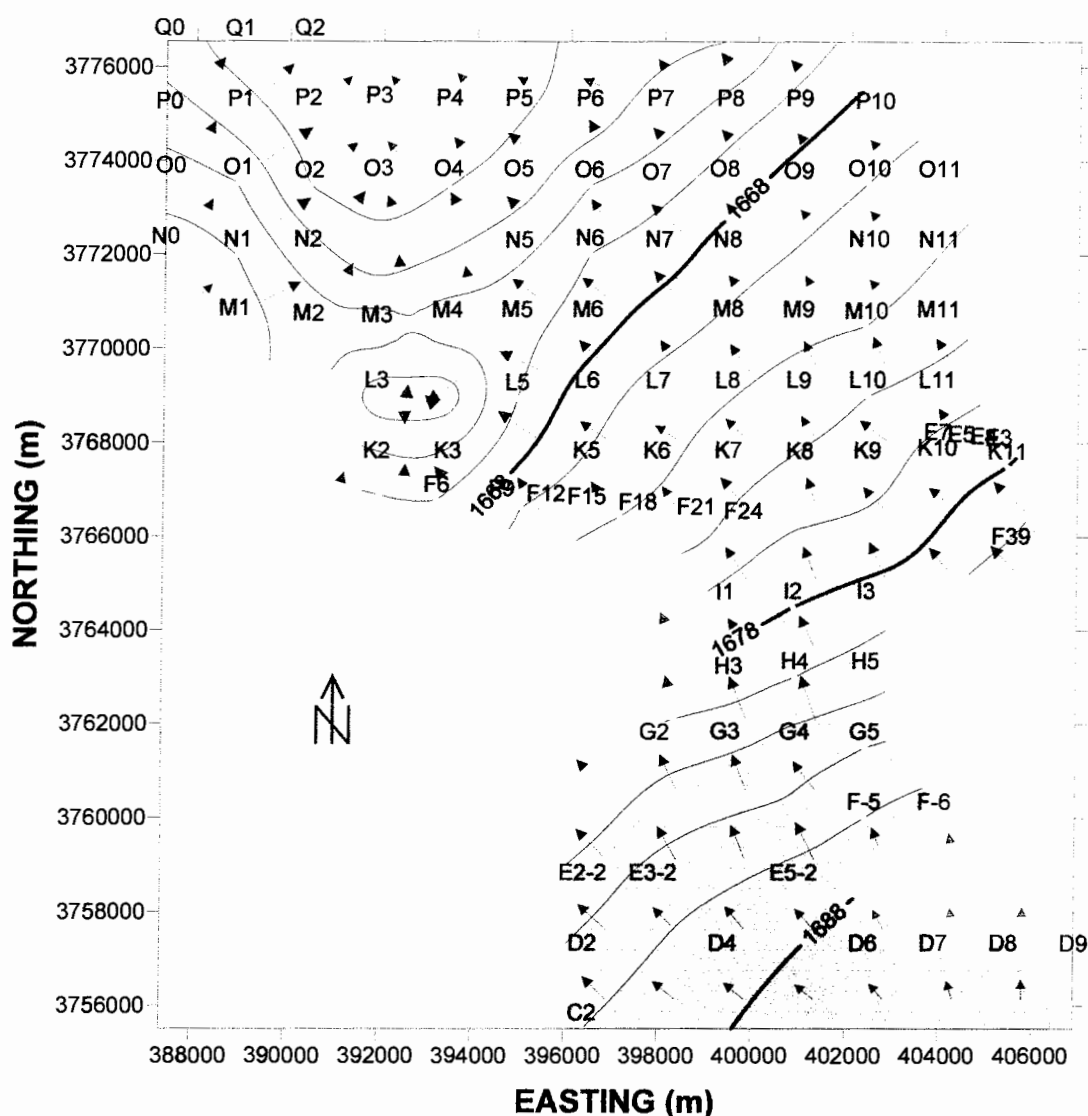
شکل ۴-۳: تاثیر برداشت زیاد بر خطوط هم پتانسیل در یک محدوده [شمسائی، ۱۳۷۷]

نقشه های پیزومتریک، عمق سطح آب را بر روی تعدادی چاه پیزومتری اندازه گیری می کنند. آنگاه از طریق درون یابی با روش مثلث بندی خطوط هم عمق آب زیر زمینی را رسم می کنند. بنا بر مطالب گفته شده، رسم خطوط ایزوپیز نیاز به حفر چاه های پیزومتر و اندازه گیری سطح برخورد به آب دارد و هر چقدر تعداد این چاه ها بیشتر باشد نتایج دقیق تری بدست می آید. بنابراین انجام این کار به علت انجام حفاری های متعدد، هزینه های جانبی چون لوله گذاری و محافظت این گونه چاه ها و ... پر هزینه و وقت گیر خواهد بود. لذا تعیین سطح آب به کمک روشهای ژئوالکتریک و رسم خطوط هم ارتفاع آب زیر زمینی می تواند بسیار سودمند باشد.

۴-۲-۷ رسم خطوط هم ارتفاع سطح آب زیرزمینی

در مطالعه حاضر با استفاده از نتایج مدل سازی های انجام شده ابتدا نقشه هم عمق آب زیر زیرزمینی تهیه شده است (شکل ۳-۱۹) و سپس با داشتن توپوگرافی نقاط سونداژها (شکل ۲-۶) و با کسر این دو از هم نقشه تراز آب زیر زمینی (نقشه پیزومتریک یا ایزوپیز) تهیه شده است. شکل ۴-۴ نقشه پیزومتریک که به کمک داده های ژئوالکتریک بدست آمده را نشان می دهد. بطور کلی جهت جریان از جنوب، به طرف شمال غرب، یعنی از پروفیل C به طرف سمت چپ پروفیل Q می باشد. بین سونداژ های m2, m6 تا K5, k2 ناحیه مشاهده می گردد که خطوط هم پتانسیل در آن

بسته می شوند. این ناحیه با توجه به نوع سنگ کف و تعداد زیاد چاه ها در این قسمت (شکل ۲-۶) می تواند به علت بهره برداری بیش از حد، از آب زیر زمینی در این منطقه بوجود آمده باشد. به علاوه همان طور که در شکل ۴-۴ مشاهده می گردد، فاصله خطوط هم تراز در قسمت های جنوبی و شرقی بیشتر از فاصله خطوط هم تراز ذکر شده، در قسمت های شمالی و شمال غربی است که نشان می دهد زمین در قسمت های جنوبی و شرقی نفوذ پذیر تر از زمین در نواحی شمالی و شمال غربی است، که می تواند



شکل ۴-۴: خطوط هم ارتفاع سطح آب زیر زمینی (بردار های آبی جهت جریان آب زیر زمینی را نشان می دهد)

به علت نوع دانه بندی، با توجه به شکل ۲-۲ و شکستگی های ناشی از گسل تبرته که از قسمت شرقی منطقه مورد مطالعه می گذرد، باشد.

۳-۴ تخمین برخی پارامترهای هیدروژئولوژیکی به کمک سونداژ های الکتریکی

در حل مسائل آب های زیر زمینی از تشابه بین پدیده های فیزیکی مختلف استفاده می شود. برای مثال قانون دارسی، که جریان مایعات را در محیط های متخلخل بیان می کند، مشابه قانون اهم در مورد جریان الکتریسته است. براساس قانون دارسی مقدار جریان عبوری متناسب با شیب هیدرولیکی و هدایت هیدرولیکی است. بنا بر قانون اهم، مقدار الکتریسیته جاری در واحد زمان، متناسب با گرادیان پتانسیل الکتریکی است و با مقاومت نسبت معکوس دارد [مارینو و لوتین، ۱۳۷۸]. روابط زیر این تشابه را نشان می دهد.

قانون دارسی

حجم آب در واحد زمان Q

$$Q = K.I.A$$

$$I = \frac{\Delta H}{L}$$

$$Q = K \frac{\Delta H}{L} A$$

قانون اهم

شدت جریان (کولمب در ثانیه) $I = \frac{\Delta V}{R}$

$$K = \frac{1}{R} \quad \text{هدایت}$$

$$K = K' \times \frac{\text{area}}{\text{length}} \quad (\text{هدایت ویژه})$$

$$I = K' \frac{\Delta V}{L} A$$

بنابراین می توان با استفاده از تشابهات بین خصوصیات جریان الکتریکی و هیدرولیکی (قانون اهم و دارسی) از روش های ژئوالکتریکی به جهت سادگی، سرعت و ارزانی آنها، در تخمین برخی پارامترهای هیدروژئولوژیکی استفاده نمود [چاین^۱، ۲۰۰۰].

۱-۳-۴ تخمین تخلخل

برای یک سنگ اشباع از آب، آرچی^۲ رابطه میان مقاومت ویژه سنگ، تخلخل، نحوه توزیع و مقاومت ویژه الکترولیت را بصورت زیر بیان کرد [مرادزاده و قوامی ریابی، ۱۳۸۰].

^۱ Chinh

^۲ Archie

$$\rho_0 = \rho_w a \phi^{-m} \quad (5-4)$$

در این رابطه :

ρ_0 = مقاومت ویژه توده سنگ بر حسب اهم متر

ρ_w = مقاومت ویژه آب سازند بر حسب اهم متر

ϕ = تخلخل بر حسب درصد

m = ضریب سیمان شدگی که برای سنگ مشخص نسبتاً ثابت و مستقل از سیال است.

a = فاصله طی شده توسط جریان الکتریکی را مشخص می کند. و معادل چیزی است که به آن پیچاپیچی مسیر جریان می گوئیم. این ضریب به شکل منافذ، ارتباط بین آنها و نوع سنگ بستگی دارد. مقدار آن در سنگ های با تخلخل بین دانه ای، کمتر از یک، در سنگ های با تخلخل درزه ای و کربنات ها بزرگتر و برابر یک و در بیشتر رسوبات سخت نشده برابر یک در نظر گرفته می شود.

مقدار m برای هر نمونه متفاوت بوده و در هر منطقه بصورت تجربی در نظر گرفته می شود. آرچی این مقدار را برای ماسه های طبیعی برابر $1/6$ فرض نمود. آیرس^۱ (۱۹۸۹) معادله آرچی را با در نظر گرفتن $m=1/3$ برای ماسه های سخت نشده بکار برد [طهماسبی نژاد، ۱۳۸۳]. بارنس^۲ (۱۹۷۲) برای ماسه کوارتزی و دولومیتی مقدار m را $1/4$ تا $1/6$ معرفی کرد. ویندل^۳ و ورف^۴ (۱۹۷۵) این مقدار را برای دو نمونه طبیعی ماسه کوارتزی برابر $1/52$ و $1/58$ عنوان کرد.

جاچسون^۵ (۱۹۷۸) با در نظر گرفتن اثر شکل و اندازه ذرات بر روی مقدار m بیان کردند که در ماسه های دریایی سخت نشده توان m بیشتر به کرویت ذرات وابسته بوده و شکل و توزیع اندازه ذرات اثر کمتری بر آن خواهد گذاشت، بطوریکه مقدار آن برای ماسه های تخت $1/2$ و برای نمونه های طبیعی ماسه بین $1/4$ تا $1/6$ بدست آمد. هیگلد^۶ (۱۹۸۰) برای مواد دانه ای با جورشدگی بد آن را برابر $1/3$ معرفی کرد. دانووسکی^۷ (۱۹۹۹) بیان کرد، که m با افزایش تراکم، سیمان شدگی و سخت شدگی افزایش می یابد و مقدار آن بین $1/3$ تا $1/5$ متفاوت است. وی بدین ترتیب میزان تخلخل و

¹ Ayers

² Barnes

³ Windle

⁴ Worth

⁵ Jackson

⁶ Hiegold

⁷ Dannowski

مقدار آب لایه آبدار را با ترکیب روش ژئوالکتریک و رادار، برای ماسه های سخت نشده بدست آورد [طهماسبی نژاد، ۱۳۸۳]. چاین (۲۰۰۰) با استناد به مطالعات قبلی، برای سنگ های رسوبی فاقد رس و سنگ های آذرین مقدار m را در محدوده ۱/۳ تا ۴ معرفی کرد [طهماسبی نژاد، ۱۳۸۳]. با توجه به جنس طبقات لایه آبدار در منطقه مورد مطالعه و نتایج مدل سازی و در نظر گرفتن موارد فوق، مقدار m را می توان بطور تقریبی ۱/۵ در نظر گرفت. هدایت الکتریکی ویژه را می توان از رابطه زیر به مقاومت ویژه الکتریکی (بر حسب اهم متر) تبدیل کرد.

$$\rho_w = \frac{10^4}{\sigma_w} \quad (۴-۶)$$

$$\sigma_w = \text{هدایت الکتریکی ویژه آب بر حسب } \frac{\mu S}{cm}$$

مقدار هدایت الکتریکی ویژه آب (EC) ^۱ برای ۱۴ چاه در جدول ۲-۳ آمده است. این چاه ها در نقاط مختلف منطقه مورد مطالعه قرار دارند (شکل ۲-۶). لذا از طریق درون یابی مقدار هدایت الکتریکی ویژه آب در محل سونداژ ها بدست آمده است. با استفاده از رابطه (۴-۶) مقاومت ویژه آب (ρ_w) برای هر سونداژ محاسبه گردیده است و در نتیجه با معلوم بودن مقادیر مقاومت ویژه لایه آبدار (از مطالعات ژئوفیزیک)، α و m ، تخلخل متوسط منطقه با استفاده از رابطه ۴-۵ بطور تقریبی بر آورد شده است. بدست آمده در جدول ۴-۱ ارائه گردیده است.

۴-۳-۲ تخمین ضریب آبدهی ویژه لایه آبدار

ضریب آبدهی ویژه یک سفره را می توان با داشتن مقاومت ویژه آب (ρ_w)، مقاومت ویژه لایه اشباع از آب (ρ_{sat})، مقاومت ویژه لایه خشک (ρ_{dry}) و با استفاده از معادله زیر بدست آورد [چاین، ۲۰۰۰].

$$S = \left(\frac{\rho_w}{\rho_{sat}} \right)^{\frac{1}{m}} \left[1 - \left(\frac{\rho_{sat}}{\rho_{dry}} \right)^{\frac{1}{n}} \right] \quad (۴-۷)$$

فرولیچ^۲ و فریشنخت^۳ (۱۹۸۹) برای تخمین مقدار n ، مقادیر مقاومت عرضی زون غیر اشباع (حاصل ضرب زون غیر اشباع در مقاومت الکتریکی آن) را در مقابل درجه اشباع آن (بدست آمده از نمودار

^۱ Electrical conductivity

^۲ Frohlich

^۳ Frischnecht

نوترون) که در ماه های مختلف سال در یک چاه محاسبه شده بود، بر روی یک کاغذ تمام لگاریتمی ترسیم کردند و شیب بهترین خط عبوری از بین نقاط را بعنوان n در نظر گرفتند و بدین ترتیب برای منطقه مورد مطالعه شان n را برابر $1/95$ بدست آوردند. دانووسکی و یارمانسی^۱ (۱۹۹۹) مقدار n را برای یک سفره یخچالی با جنس ماسه سخت نشده برابر ۲ فرض کرده و آبدهی ویژه را برای نقاط مختلف دشت مورد مطالعه خود با استفاده از رابطه (۴-۷) محاسبه نمودند. سپس مقدار آبدهی ویژه همان نقاط را با استفاده از نموداری که پروس^۲ و تاد^۳ در سال ۱۹۶۹ بر اساس تخلخل و اندازه دانه ها ارائه دادند، محاسبه کردند و از مقایسه این دو نتیجه گرفتند که مقادیر آبدهی ویژه اندازه گیری شده به روش ژئوالکتریک با مقادیر حاصل از نمودار پروس و تاد همبستگی زیادی نشان می دهد [طهماسبی نژاد، ۱۳۸۳].

در مطالعه حاضر با توجه به جنس لایه ها، مطالب بالا و مشورت دکتر یوسفی راد $n=2$ در نظر گرفته شده است. سپس مقادیر مقاومت ویژه لایه اشباع از آب و مقاومت ویژه لایه خشک از نتایج مدل سازی ها بدست آمده اند و با استفاده از رابطه (۴-۷) مقادیر آبدهی ویژه برای برخی سونداژ ها محاسبه شده است. نتایج حاصل در جدول ۴-۱ آمده است. همانطور که در جدول ۴-۱ مشاهده می گردد، بازه تغییرات ضریب آبدهی ویژه، با توجه به جنس آبرفت منطقه مورد مطالعه (که بطور عمده از رس، ماسه، شن تشکیل شده است)، با جدول ۱-۱ تا حدود زیادی مطابقت دارد که این مطلب خود گویای تفسیر نسبتاً درست داده ها است.

۳-۳-۴ تخمین حجم تقریبی آب موجود در آبخوان

جهت محاسبه حجم آب موجود در آبخوان، ابتدا حجم لایه آبدار، با استفاده از نرم افزار SURFER محاسبه می شود. بدین منظور سنگ کف به عنوان سطح پایینی و سطح آب زیر زمینی به عنوان مرز بالایی به نرم افزار داده شده است. SURFER برای محاسبه حجم بین این دو سطح انتگرال گیری انجام می دهد و برای محاسبه این انتگرال، روش های عددی ذوزنقه ای^۴، سیمپسون^۵ و سیمپسون $\frac{3}{8}$ را بکار می برد. در مطالعه حاضر حجم محاسبه شده از روش ذوزنقه ای 15312405817

¹ Yarmanci

² Preuss

³ Todd

⁴ Trapezoidal rule

⁵ Simpson

متر مکعب ، از سیمپسون 15313827850 متر مکعب و از طریق سیمپسون $\frac{3}{8}$ ، 15313604300 متر مکعب بدست آمد (گزارش محاسبه حجم توسط SURFER در پیوست چ آمده است). که بطور متوسط حجم محصور بین سنگ کف و سطح آب زیر زمینی را برابر 15313279322 متر مکعب در نظر می گیریم. برای محاسبه حجم آب موجود در لایه آبدار، تخلخل لایه آبدار را بدست آورده و حاصل را در حجم کل ضرب می کنیم. بنابراین با استفاده از نتایج جدول ۴-۱ تخلخل متوسط منطقه مورد مطالعه ۳۵٪ بدست می آید و از ضرب تخلخل متوسط در حجم تقریبی لایه آبدار، حجم تقریبی آب موجود در لایه آبدار، 5359647763 متر مکعب بدست می آید. باید توجه داشت که تمام این آب قابل استحصال نیست و میزان آن به تراوایی و تخلخل موثر محیط بستگی دارد. از آنجا که ضریب آبدهی ویژه معادل تخلخل موثر می باشد، از حاصل ضرب ضریب آبدهی ویژه در حجم لایه آبدار، میزان آب قابل استحصال بدست خواهد آمد. برای منطقه مورد مطالعه آب قابل استحصال 1010676435 متر مکعب بدست خواهد آمد.

مقایسه نتایج بدست آمده از مطالعه حاضر با سایر اطلاعات موجود، در فصل بعد صورت می گیرد.

جدول ۴-۱: برخی پارامترهای هیدروژئولوژیکی و ژئوالکتریکی محاسبه شده آبخوان دشت امان آباد

نام سونداز	طول (متر) (UTM)	عرض (متر) (UTM)	هدایت الکتریکی ویژه آب $\left(\frac{\mu S}{cm}\right)$	مقاومت ویژه آب (اهم متر)	مقاومت ویژه لایه آبدار (اهم متر)	مقاومت ویژه آبرفت خشک (اهم متر)	آبدهی ویژه آبخوان (درصد)	تخلخل لایه آبدار (درصد)
C6	402398	3755501	412,50	24,24	70	110	9,975	49,316
C7	403906	3755504	375,00	26,67	70	120	12,411	48,324
D2	396398	3756993	687,50	14,55	70	130	21,532	50,946
D4	399402	3756997	580,00	17,24	60	160	13,972	47,061
D6	402401	3756996	464,00	21,55	40	190	27,985	46,214
D7	403910	3757005	408,82	24,46	45	190	16,651	41,614
D8	405400	3757001	375,00	26,67	45	200	9,452	43,55
E2-2	396395	3758499	800,00	12,50	50	130	9,188	35,143
E3-2	397903	3758497	725,00	13,79	80	250	12,745	33,862
E5-2	400901	3758501	581,81	17,19	70	130	11,361	43,546
E6-2	402403	3758509	512,50	19,51	100	110	8,678	47,29
E7-2	403913	3758509	461,00	21,69	40	56	3,157	37,509
F6	393198	3766772	2000,00	5,00	80	80	0,9	15,749
F8	394289	3766695	1900,00	5,26	70	110	3,6	17,814
F11	395291	3766597	1750,00	5,71	72	72	0,9	18,468
F14	396123	3766530	1700,00	5,88	38	80	8,96	28,83
F20	398354	3766328	1400,00	7,14	67	70	0,4	22,484
F21	398755	3766300	1350,00	7,41	80	70	1,445	22,327
F26	400543	3766154	1150,00	8,70	70	80	1,608	24,896
F31	402005	3766026	1000,00	10,00	40	200	19,192	39,685
F-1	396400	3760003	941,60	10,62	47	110	6,7	37,099
F-3	399401	3759998	737,50	13,56	25	52	20,393	35,49
F-4	400918	3760004	650,00	15,38	35	100	13,349	45,577
F-5	402400	3760001	572,72	17,46	25	65	14,045	47,544
F-6	403904	3760002	507,14	19,72	12	420	8,061	38,491
G3	399415	3761510	837,50	11,94	25	80	10,998	41,22
G4	400900	3761500	737,30	13,56	37	60	6,249	23,169
H2	397899	3763003	1120,83	8,92	90	150	4,476	27,401
H3	399477	3762906	996,00	10,04	70	120	1,164	31,997
H4	400898	3762999	850,00	11,76	65	70	6,712	40,1
H5	402100	3760000	170,00	21,28	42	80	3,013	34,585
I2	400835	3764500	983,33	10,17	34	120	8,107	30,455
I3	402403	3764501	850,00	11,76	70	130	8,745	20,961
K2	391900	3767491	2125,00	4,71	50	250	9,045	24,290
K3	393425	3767494	2087,50	4,79	110	270	2,517	14,283
K4	394806	3767498	1950,00	5,13	140	95	8,829	30,142
K5	396394	3767499	1726,50	5,79	35	70	9,478	32,369
K6	397900	3767500	1550,00	6,45	35	70	10,83	32,489
K7	399431	3767505	1350,00	7,41	31	90	8,17	34,811
K8	400954	3767495	1187,50	8,42	41	70	2,175	29,316
K9	402403	3767504	1050,00	9,52	60	70	2,37	22,452

ادامه جدول ۴-۱: برخی پارامترهای هیدروژئولوژیکی و ژئوالکتریکی محاسبه شده آبخوان دشت امان آباد

نام سونداژ	طول (متر) (UTM)	عرض (متر) (UTM)	هدایت الکتریکی ویژه آب $(\frac{\mu S}{cm})$	مقاومت ویژه آب (اهم متر)	مقاومت ویژه لایه آبدار (اهم متر)	مقاومت ویژه آبرفت خشک (اهم متر)	آبدهی ویژه آبخوان (درصد)	تخلخل لایه آبدار (درصد)
K10	403901	3767567	937,50	10,67	85	125	2,573	15,749
K11	405402	3767492	827,70	12,08	170	230	2,545	24,104
L3	391900	3768998	2350,00	4,26	70	32	3,131	35,933
L4	393406	3768992	2285,70	4,38	100	60	7,67	39,48
L5	394903	3768946	2112,50	4,73	40	28	3,75	43,039
L6	396395	3768997	1857,00	5,39	25	25	1,956	34,2
L7	397918	3768991	1612,50	6,20	25	26	0,69	23,112
L8	399405	3769001	1416,66	7,06	25	25	7,96	43,38
L9	400918	3769006	1250,00	8,00	40	40	1,406	22,71
L10	402391	3769007	1125,00	8,89	80	80	1,585	24,542
M1	388852	3770514	1750,00	5,71	56	117	2,189	28,638
M2	390428	3770400	2100,00	4,76	44	50	3,464	32,814
M3	391890	3770376	2350,00	4,26	28	33	7,824	29,01
M5	394888	3770491	2250,00	4,44	29	34	5,902	38,113
M6	396404	3770500	1900,00	5,26	28	35	8,152	31,55
M7	397911	3770466	1600,00	6,25	25	87	8,027	31,523
M8	399402	3770514	1416,66	7,06	16	42	5,464	40,78
M9	400906	3770500	1282,50	7,80	44	97	8,115	38,749
M10	402356	3770464	1130,00	8,85	50	100	3,505	37,412
N0	387360	3772043	1600,00	6,25	32	11	6,825	32,59
N1	388900	3771982	1658,30	6,03	53	13	8,049	32,979
N2	390406	3771990	1900,00	5,26	28	13	6,253	33,105
N3	391906	3771846	2150,00	4,65	40	23	9,9	38,879
N4	393394	3772051	2200,00	4,55	42	12	11,385	43,546
N5	394920	3771972	2100,00	4,76	38	11	11,608	44,172
N6	396423	3772016	1650,00	6,06	80	17	3,388	38,879
N7	397922	3771984	1450,00	6,90	44	14	3,295	37,817
N8	399378	3771994	1302,50	7,34	40	10	0,304	37,010
O0	387459	3773559	1650,00	6,06	19	19	3,066	35,185
O1	399900	3773522	1720,00	5,81	15	15	5,917	37,018
O2	390428	3773480	1850,00	5,41	19	38	3,65	41,897
O3	391898	3773502	1916,60	5,22	20	15	6,767	48,81
O4	393397	3773499	1850,00	5,41	13	34	3,971	45,577
O5	394896	3773497	1475,00	6,78	14	12	5,698	43,969
O6	396405	3773479	1275,00	7,84	13	28	6,762	44,052
O7	397846	3773430	1300,00	7,69	45	45	4,043	46,399
O8	399300	3773501	1261,10	7,93	20	20	4,143	47,548
O9	400885	3773458	1219,23	8,20	16	16	13,256	34,199
O10	402390	3773513	1265,62	7,90	25	25	8,624	37,774
O11	403901	3773494	1220,00	8,20	25	30	1,39	36,825
P0	387415	3774932	1666,70	6,00	19	90	3,714	47,593
P1	388939	3774986	1725,00	5,80	42	25	5,698	49,401
P2	390386	3775016	1790,00	5,59	17	15	8,356	40,76

ادامه جدول ۴-۱: برخی پارامترهای هیدروژئولوژیکی و ژئوالکتریکی محاسبه شده آبخوان دشت امان آباد

نام سونداز	طول (متر) (UTM)	عرض (متر) (UTM)	هدایت الکتریکی ویژه آب $\left(\frac{\mu S}{cm}\right)$	مقاومت ویژه آب (اهم متر)	مقاومت ویژه لایه آبدار (اهم متر)	مقاومت ویژه آبرفت خشک (اهم متر)	آبدهی ویژه آبخوان (درصد)	تخلخل لایه آبدار (درصد)
P3	391904	3775058	1791,60	5,58	6	12	11,134	43,103
P4	393405	3775003	1600,00	6,25	9	25	4,592	39,093
P5	394890	3774996	1200,00	8,33	14	18	6,592	37,54
P6	396400	3775001	1100,00	9,09	12	16	6,434	35,96
P7	397917	3775005	1191,60	8,39	14	16	8,46	33,147
P8	399410	3775007	1266,70	7,89	17	16	2,718	31,193
P9	400892	3775003	1313,80	7,61	20	9	3,183	35,473
P10	402507	3774952	1328,57	7,53	20	15	3,838	36,357
Q4	393400	3776500	1425,00	7,02	29	29	3,485	38,832
Q5	394901	3776511	1291,67	7,74	28	28	4,481	42,442
Q6	396400	3776490	1200,00	8,33	15	15	15,233	37,58
Q7	397900	3776504	1240,00	8,06	15	58	32,494	36,119
Q8	399371	3776543	1300,00	7,69	20	37	14,004	42,88
Q9	400914	3776430	1366,70	7,32	18	18	8,312	38,93

فصل پنجم

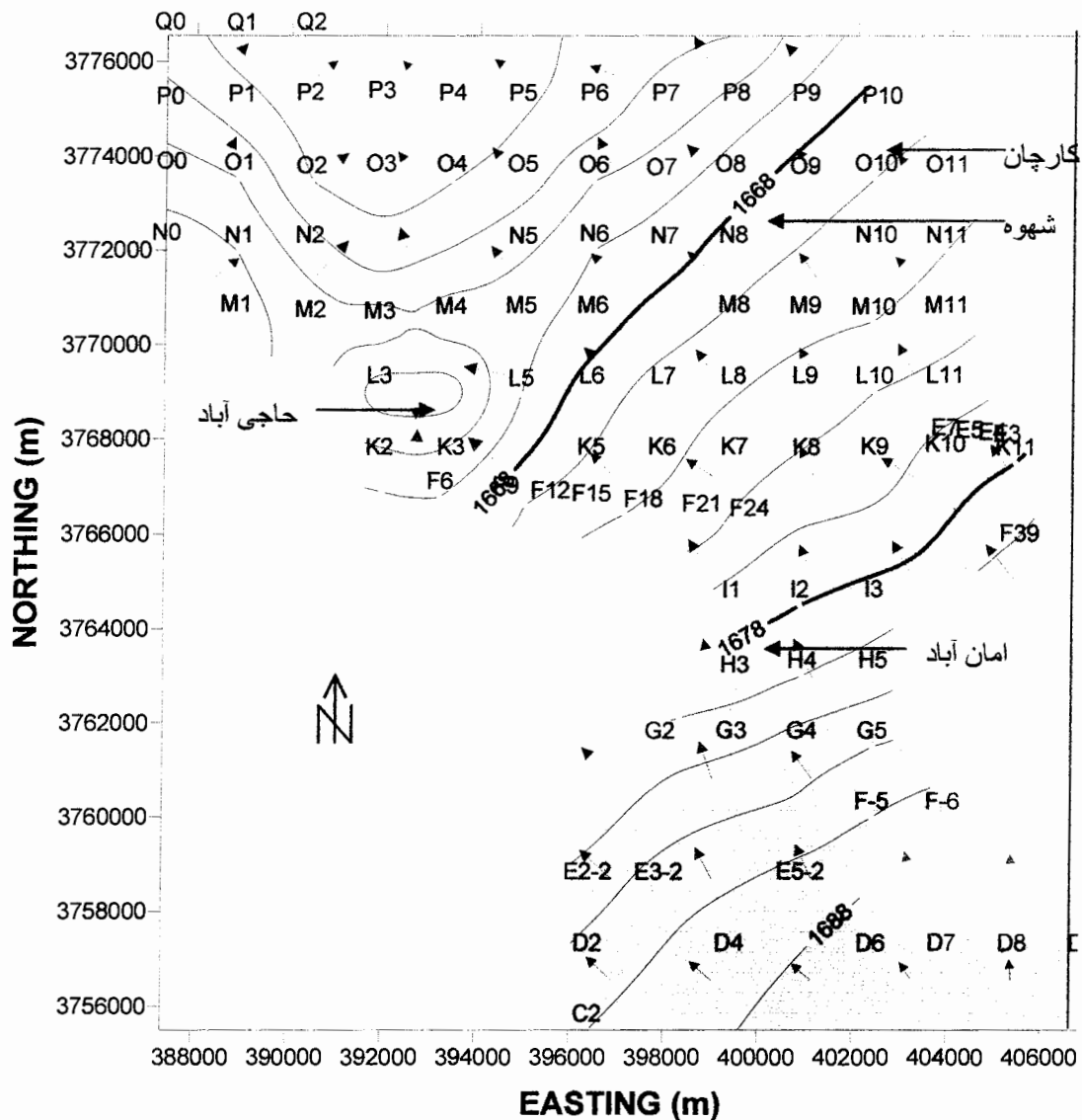
بحث، نتیجه گیری و پیشنهادات

۵-۱ جمع بندی نتایج حاصل از مدل سازی

به منظور رسیدن به ایده کلی از نحوه قرار گیری لایه ها و تا حدودی نحوه توزیع مقاومت ویژه زمین داده های ۱۵۶ سونداژ الکتریکی مورد بررسی و تفسیر کیفی قرار گرفتند. ابتدا هر یک از سونداژ ها به روش دستی تفسیر شده و نتایج به عنوان مدل اولیه در مدل سازی یک بعدی داده ها توسط نرم افزار RESIXIP بکار گرفته شدند و مدل یک بعدی تمام سونداژ ها با استفاده از نرم افزار مذکور بدست آمد. آنگاه از کنار هم قرار دادن نتایج حاصل از مدل سازی یک بعدی سونداژ های هر پروفیل، مدل شبه دو بعدی زمین در راستای هر پروفیل بدست آمده است. در ادامه ضمن تفسیر این مدل ها، مطالبی در مورد عمق سنگ کف، عمق سطح آب و تا حدودی لایه بندی زمین در راستای هر پروفیل بدست آمد و نتایج با داده های چاه های موجود در منطقه مقایسه گردیده و صحت آنها در بسیاری از موارد تایید شده است.

سونداژ زنی الکتریکی و تفسیر یک بعدی روش مناسبی برای شناسایی تغییرات عمقی و تفکیک لایه ها است، در صورتیکه نمی تواند به خوبی تغییرات و گسترش جانبی لایه ها و آنومالی احتمالی را نشان دهد. بنابراین برای بررسی دقیق تر و تعیین گسترش جانبی لایه های زمین در امتداد هر پروفیل مدل دو بعدی با استفاده از نرم افزار RES2DINV تهیه شده است.

در ادامه با استفاده از نتایج مدل سازی ها ضمن تعیین عمق سنگ کف، ابتدا نقشه هم عمق آب زیرزمینی تهیه شده است و سپس با داشتن توپوگرافی نقاط سونداژها و با کسر این دو از هم نقشه تراز آب زیر زمینی (نقشه پیزومتريك یا ایزوپیز) تهیه شده است (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱: خطوط هم ارتفاع سطح آب زیر زمینی (بردار های آبی جهت جریان آب زیر زمینی را نشان می دهد)

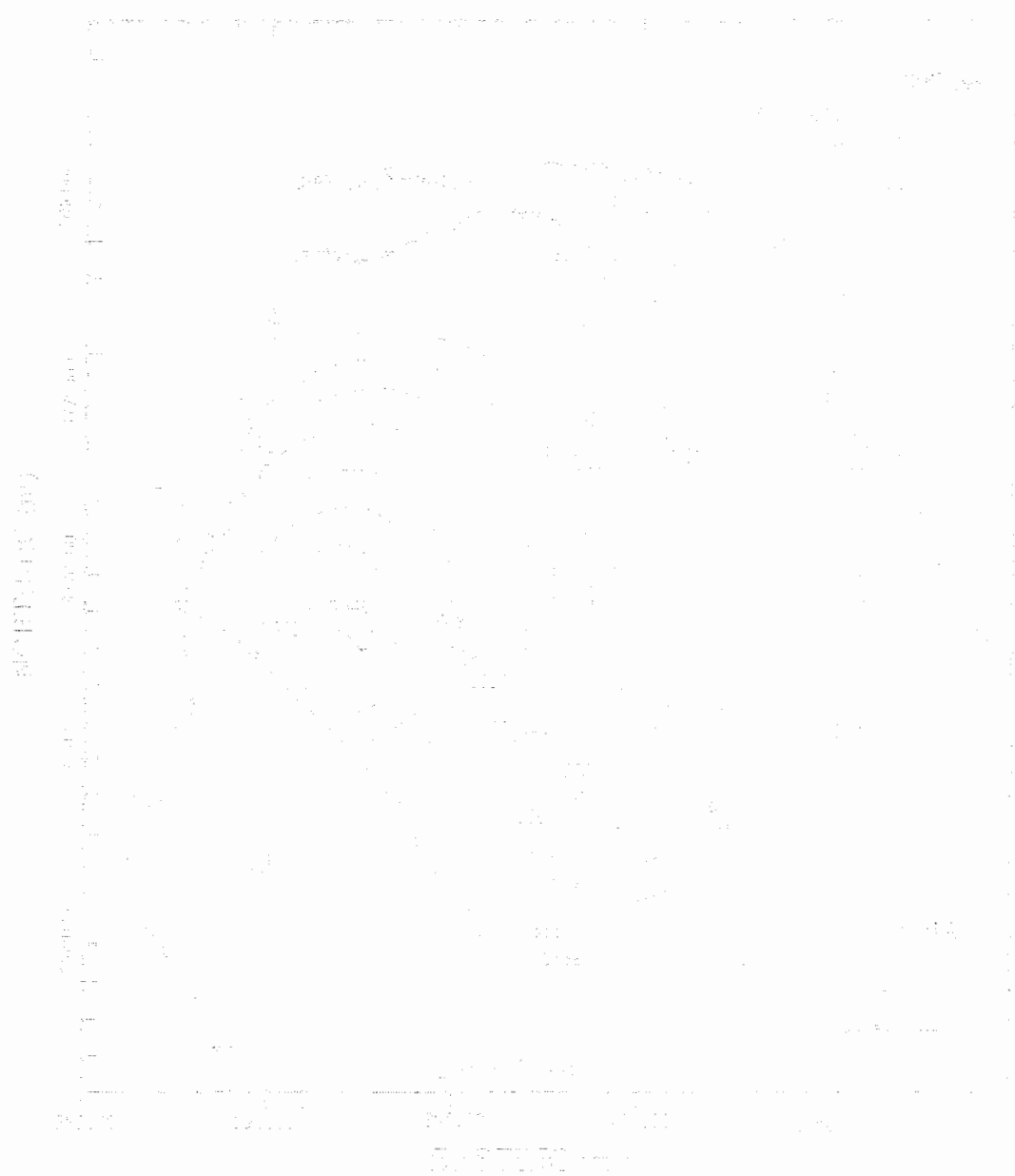
با توجه به شکل ۵-۱ بطور کلی جهت جریان از جنوب، به طرف شمال غرب، یعنی از پروفیل C به طرف سمت چپ پروفیل Q می باشد. بین سونداژ های m2, m6 تا k5, k2 ناحیه مشاهده می گردد که خطوط هم پتانسیل در آن بسته می شوند. این ناحیه با توجه به نوع سنگ کف و تعداد زیاد چاه ها در

این قسمت (شکل ۲-۶) می تواند به علت بهره برداری بیش از حد، از آب زیر زمینی در این منطقه بوجود آمده باشد. به علاوه همان طور که در شکل ۵-۱ مشاهده می گردد، فاصله خطوط هم تراز در قسمت های جنوبی و شرقی بیشتر از فاصله خطوط هم تراز ذکر شده، در قسمت های شمالی و شمال غربی است که نشان می دهد زمین در قسمت های جنوبی و شرقی نفوذ پذیر تر از زمین در نواحی شمالی و شمال غربی است، که می تواند به علت نوع دانه بندی، با توجه به شکل ۲-۲ و شکستگی های ناشی از گسل تیره که از قسمت شرقی منطقه مورد مطالعه می گذرد، باشد.

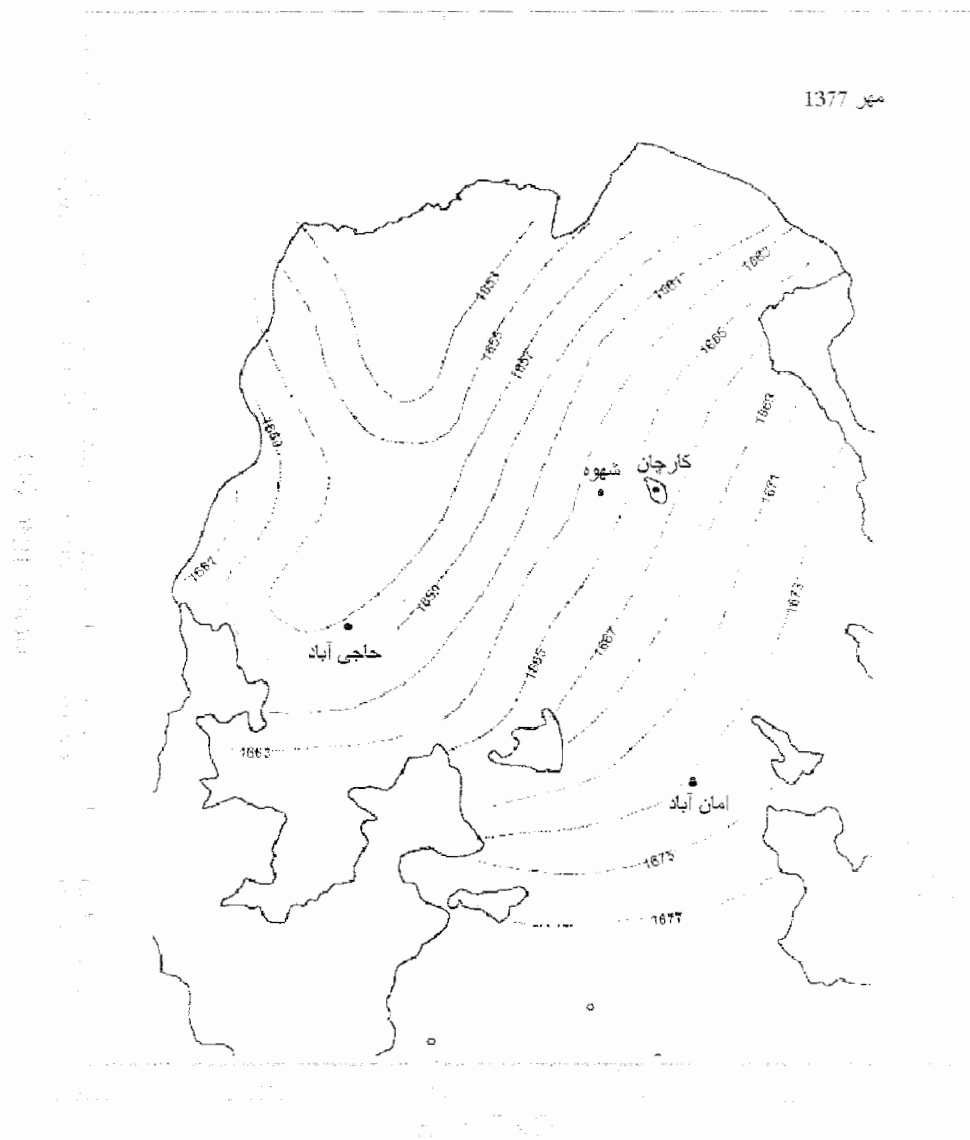
برای مقایسه نتایج حاصل از مطالعه حاضر با مطالعات پیشین سازمان آب، منحنی های ایزوپیز حاصل از چاه های پیژومتر که توسط سازمان آب منطقه ای شهرستان اراک تهیه شده است، در شکل ۵-۲ آمده است.

همان طور که مشاهده می گردد، نتایج بدست آمده از شکل ۵-۱ و شکل ۵-۲ از لحاظ تعیین جهت جریان آب زیر زمینی و بهره برداری بیش از حد آب، انطباق خوبی دارند. البته تفاوت هایی در این دو شکل نیز مشاهده می گردد. از آنجایی که شکل ۵-۲ بر اساس تعدادی محدود چاه اکتشافی رسم شده است، در حالی که شکل ۵-۱ بر اساس نتایج مدل سازی تعداد زیادی سونداژ ژئوالکتریکی رسم گردیده است، این تفاوت طبیعی به نظر می رسد. در نتیجه با توجه به پیشرفت علم ژئوفیزیک و ارائه راه های جدید و دقیق تر برای محاسبه سطح آب، این روش را می توان در آینده به عنوان روشی ارزان، سریع و دقیق مکمل بکار برد. به علاوه برای اثبات استفاده بی رویه از آب های زیر زمینی در نواحی اطراف سونداژ L3 نقشه های ایزوپیز که توسط سازمان آب در سال ۱۳۷۷ تهیه شده است در شکل ۵-۳ آمده است. بر اساس شکل ۵-۳ در منطقه مذکور هنوز خطوط هم پتانسیل سطح آب زیرزمینی بسته نشده اند، در حالی که همانطور که در شکل ۵-۲ مشاهده می گردد خطوط هم پتانسیل سطح آب زیر زمینی در این شکل در حوالی سونداژ L3 بسته شده اند که اثبات می کند علت آن مصرف بی رویه از آب های زیرزمینی است.

در ادامه به منظور بررسی و مقایسه روند تغییرات توپوگرافی سنگ کف با روند تغییرات پتانسیل آب در نقشه های پیژومتریک و توپوگرافی سطح زمین در محل سونداژ ها، نقشه های مذکور در دو شکل

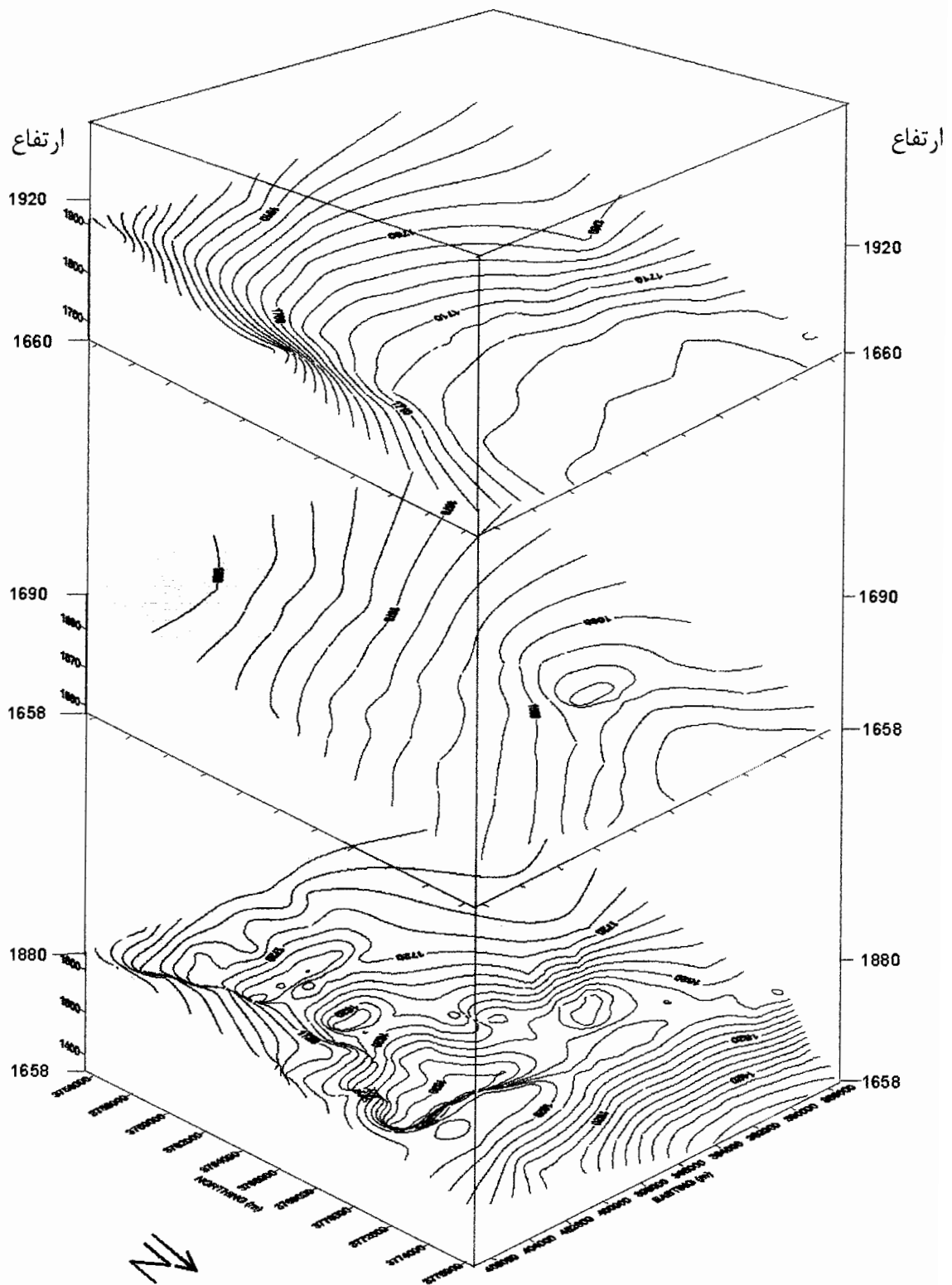


شکل ۵-۲: نقشه پیزومتریک آبخوان امان آباد اراک که توسط اطلاعات چاه های پیزومتر در سال ۱۳۸۲ رسم شده است [سازمان آب منطقه ای اراک].

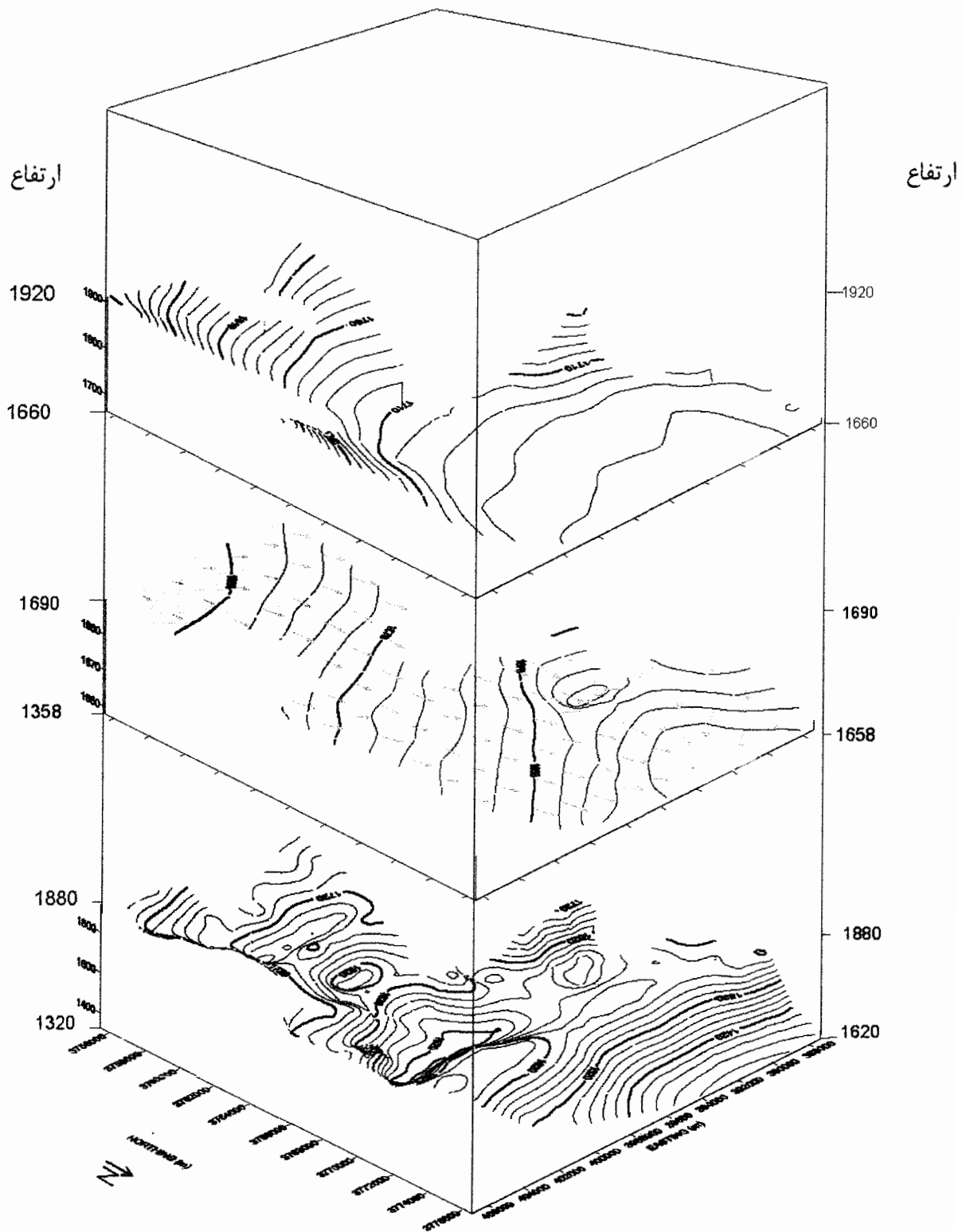


شکل ۳-۵: نقشه پیزومتریک آبخوان امان آباد اراک که توسط اطلاعات چاه های پیزومتر در سال ۱۳۷۷ رسم شده است [سازمان آب منطقه ای اراک].

۴-۵ و ۵-۵ زیر یکدیگر قرار گرفته اند. در شکل ۴-۵ برای رسیدن به دید کلی تر درباره جهت حرکت آب زیر زمینی و مقایسه آن با روند تغییرات توپوگرافی سنگ کف و سطح زمین، نواحی خارج از محل برداشت حذف نشده است. همانطور که در شکل ۴-۵ مشاهده می گردد به دلیل عملکرد گسل های موجود در منطقه مورد مطالعه و همینطور چین خوردگی، سنگ کف تشکک مانند می باشد و جهت جریان آب زیر زمینی منطقی و قابل قبول می باشد. با توجه به شکل ۴-۵ توپوگرافی سطح زمین از قسمت های جنوبی، شرقی و جنوب غربی به سمت نواحی مرکزی، شمال و شمال غربی کاهش



شکل ۴-۵: به ترتیب از بالا به پایین توپوگرافی تقریبی سطح زمین، نقشه بیزومتریک سطح آب زیر زمینی و منحنی هم ارتفاع سنگ کف (در این شکل نواحی خارج از محدوده سونداژ زنی حذف نشده است).



شکل ۵-۵: به ترتیب از بالا به پایین توپوگرافی تقریبی سطح زمین، نقشه پیزومتریک سطح آب زیر زمینی و منحنی هم ارتفاع سنگ کف (در این شکل نواحی خارج از محدوده سونداژ زنی حذف شده است).

می یابد که بر اساس شکل ۴-۵ جهت جریان آب از این روند پیروی می کند. جهت آب زیر زمینی از سمت جنوب و جنوب شرقی به سمت نواحی مرکزی، شمال و شمال غربی منطقه مورد مطالعه است. همانطور که در شکل ۴-۵ مشاهده می گردد، تغییرات توپوگرافی سنگ کف نیز با جهت جریان آب زیر زمینی و تغییرات پتانسیل سطح آب زیر زمینی انطباق دارد. بطوریکه ارتفاع سنگ کف از سمت جنوب، شرق و جنوب غربی به طرف شمال و شمال غربی کاهش می یابد در شکل ۵-۵ مناطق خارج از سونداژها به منظور دقیق تر شدن بیان نتایج حذف گردیده است.

۲-۵ ارزیابی محاسبات پارامترهای هیدروژئولوژی با استفاده از قانون آرچی

چنانچه در شکل ۵-۵ مشاهده می گردد، از محاسبه حجم محصور بین نقشه هم ارتفاع سنگ کف و نقشه پیزومتريک آب زیر زمینی، حجم لایه آبدار تقریباً 15313279322 متر مکعب محاسبه شده است. همچنین با استفاده از نتایج مدل سازی یک و دو بعدی سونداژهای موجود، مقاومت ویژه لایه آبدار و لایه خشک بدست آمده است (جدول ۴-۱). با استفاده از این اطلاعات و روابط موجود، ضریب آبدهی ویژه و میزان تخلخل منطقه امان آباد برای سونداژها محاسبه و نتایج حاصل در جدول ۴-۱ ارائه شده است. بر اساس جدول ۴-۱ مقادیر آبدهی ویژه برای نقاط مختلف از ۱-۳۰ درصد تغییر می کند که با توجه به جدول ۱-۱ این بازه مربوط به رس، ماسه، ماسه سنگ، شیل و آهک می باشد، که با توجه به گزارش زمین شناسی ذکر شده در فصل دوم، باجنس رسوبات منطقه مورد مطالعه همخوانی و انطباق دارد. علاوه بر این مقدار آبدهی ویژه میانگین منطقه مورد مطالعه حدود $6/6$ درصد محاسبه گردیده است و مقدار اندازه گیری شده آبدهی ویژه (توسط سازمان آب منطقه ای شهرستان اراک) با استفاده از مطالعات زیر سطحی، $3/5$ تا 4 درصد اندازه گیری شده است. لذا نتایج دو روش ژئوفیزیکی و مطالعات آب های زیر زمینی از طریق زیر سطحی تا حدود زیادی همدیگر را تایید می نمایند و اختلاف بین آنها ناچیز است. به علاوه محاسبات سازمان آب برای تعداد محدود اطلاعات چاه ها بوده است و این در حالی است که در مطالعه حاضر از اطلاعات 156 سونداژ الکتریکی استفاده است. ولی به هر حال قضاوت اینکه کدام دقیق تر است، مشکل می باشد.

میزان تخلخل متوسط منطقه نیز با استفاده از اطلاعات بدست آمده از نتایج مدل سازی و رابطه آرچی حدود 35 درصد بدست آمده است و از ضرب تخلخل متوسط و ضریب آبدهی ویژه متوسط در

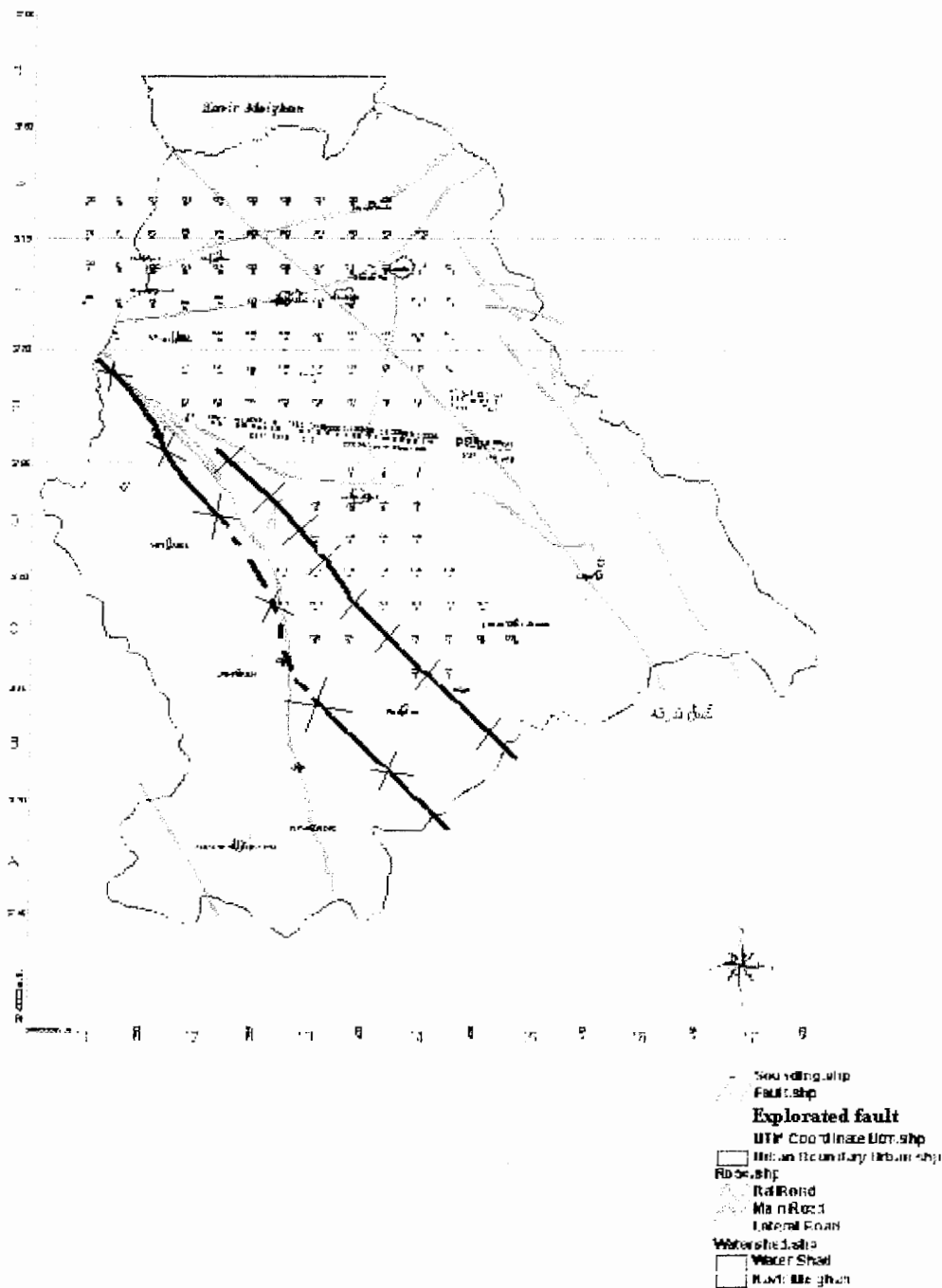
حجم لایه آبدار، به ترتیب میزان آب موجود در آبخوان مورد مطالعه ۵۳۵۹۶۴۷۷۶۳ متر مکعب و آب قابل استحصال از این آبخوان ۱۰۱۰۶۷۶۴۳۵ متر مکعب بدست آمده است. متأسفانه به علت مشخص نبودن مقدار واقعی تخلخل و حجم آب موجود در مخزن امکان مقایسه وجود ندارد.

۳-۵ بررسی گسل ها و چین منطقه

پس از بررسی تمام پروفیل ها و تعیین محل تقریبی گسل ها و شکستگی ها، از کنار هم قرار دادن آنها روی نقشه منطقه نتایج جالبی حاصل می گردد. نتیجه در شکل ۵-۶ رسم شده است. این نتایج عبارتند از :

۱. محور تاقدیس که محل آن بر روی آبرفت مشخص نبود و بر اساس نقشه زمین شناسی شکل ۲-۲ با استفاده از خط چین نشان داده شده بود، بطور تقریبی مشخص و با خط پیوسته رسم گردید.
۲. گسلی از سونداژ K4 آغاز شده و تا m0 امتداد یافته است. این گسل پیش از این روی نقشه زمین شناسی مشخص نگردیده بود که با استفاده از نتایج این مطالعه با رنگ سبز بر روی شکل ۵-۶ مشخص شده است.
۳. گسلی نیز از f24 تا گسل تبرته ادامه یافته، که می تواند از شاخه های فرعی گسل تبرته باشد و با خطی سبز رنگ در شکل ۵-۶ مشخص شده است.
۴. اثر گسل تبرته بر روی پروفیل هایی که از روی آن عبور می کنند، مشاهده می گردد. البته اثر آن بر روی پروفیل های p و q به خوبی مشاهده نمی شود، زیرا رسانایی زمین در محل این دو پروفیل مانع از نفوذ جریان به داخل زمین می گردد. لذا پیشنهاد می گردد در این پروفیل ها از روش های دیگر ژئوفیزیکی مثل لرزه نگاری استفاده گردد. ذکر این نکته ضروری است، از آنجا که برداشت ها به صورت سونداژ زنی و با فواصل زیاد از یکدیگر می باشند، این نتایج تقریبی است و برای دسترسی به اطلاعات دقیق تر نیاز به پروفیل زنی با فواصل کمتر می باشد که در این طرح به دلیل کمبود بودجه امکان پذیر نمی باشد.

۵. با توجه به شیب سنگ کف و جهت جریان آب زیر زمینی، این گسل ها نقش موثری در زهکشی و انتقال آب از ارتفاعات به درون دشت دارند.



شکل ۵-۶: تعیین محل تقریبی گسل های اکتشاف شده (که با رنگ سبز مشخص شده اند)

در مجموع می توان گفت که با تحلیل داده های مقاومت ویژه ظاهری و مدل سازی آنها در این مطالعه نتایج زیر بدست آمدند:

۱- مدل یک بعدی، شبه دو بعدی، دو بعدی و شبه سه بعدی ژئوفیزیکی منطقه امان آباد تهیه و به کمک آنها نحوه تغییرات ضخامت و تا حدودی توزیع مقاومت ویژه طبقه های زمین مشخص گردیده است.

۲- با استفاده از نتایج حاصل محل گسل ها و بیرون زدگی ها بطور تقریبی مشخص گردید و مشخص شد که نحوه گسترش گسل ها و جهت گیری آنها نقش مهمی در تغذیه آبخوان دارند و باعث زهکشی آب از ارتفاعات به داخل دشت می گردند.

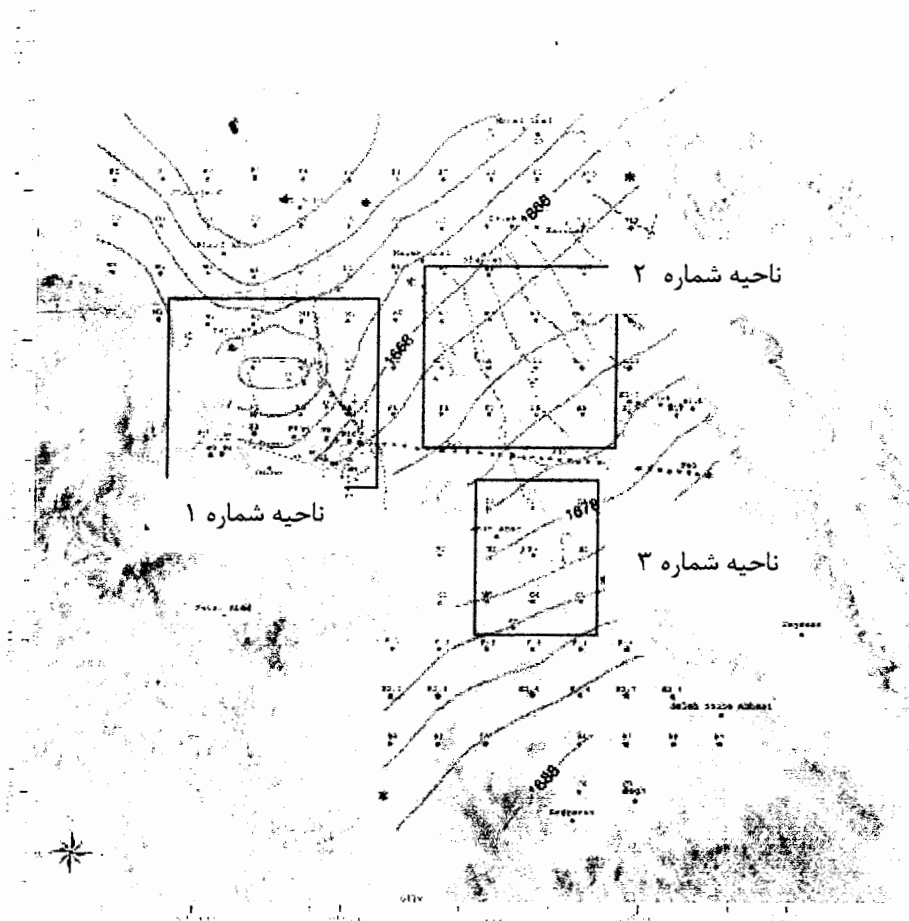
۳- توپوگرافی و شیب سنگ کف مشخص گردید و اثر گسل ها و چین خوردگی بر روی آن مشخص گردید.

۴- نقشه پیزومتریک منطقه تهیه و با استفاده از آن جهت جریان آب زیر زمینی و محل هایی که استفاده بی رویه از آب زیر زمینی صورت می گیرد، مشخص گردید.

۵- میزان آبدهی ویژه، تخلخل و حجم آب موجود در آبخوان به طور تقریبی محاسبه شد و نشان داده شد که چگونه می توان با مطالعات ژئوفیزیک این چنینی پارامتر های هیدرولوژیکی آبخوان را با دقت قابل قبولی تعیین نمود.

۴-۵ پیشنهادات

۱- بر اساس شکل ۵-۷ در ناحیه شماره یک مدیریت لازم جهت بهره برداری و مصرف بهینه از آب های زیرزمینی صورت گیرد و تا حد امکان از حفر چاه جدید در این قسمت خود داری شود. جهت حفاری چاه در آینده ناحیه شماره دو و سه پیشنهاد می گردد. زیرا با توجه به نتایج مدل سازی و شکل های در این قسمت ها که به دلیل فاصله زیاد سونداژ ها بهتر است در این قسمت قبل از حفاری مطالعات ژئوفیزیکی دقیق تری با فواصل کمتر، صورت گیرد. از آنجا که فاصله بین سونداژ ها بسیار زیاد است، پیشنهاد می شود برای دستیابی به اطلاعات دقیقتر در مورد گسل های منطقه، برداشت با فواصل کمتر و به روش پروفیل زنی صورت گیرد.



شکل ۵-۶: نواحی پیشنهادی جهت حفاری و مدیریت بهره برداری از آب زیر زمینی

۲- سونداژ زنی بر روی پروفیل‌های P و Q (بخصوص Q) در شمال منطقه بر روی نواحی با رسانندگی بالا انجام شده است که مانع از نفوذ جریان به داخل زمین می شوند. لذا پیشنهاد می گردد، از روش های دیگر ژئوفیزیکی (مثل لرزه نگاری یا الکترومغناطیس حوزه زمانی) جهت دسترسی به اطلاعات دقیق تر استفاده گردد.

۳- در صورت امکان بر روی پروفیل های مذکور و یا حداقل در قسمت های که احتمال وجود گسل بیشتر است برای دسترسی به مدل دو بعدی دقیق تر برداشت دو بعدی (پروفیل زنی) صورت گیرد .

۴- از آنجا که بدست آوردن عمق دقیق سطح آب در رسم منحنی های هم ارتفاع آب زیر زمینی و خطوط جریان، نقش بسیار مهمی دارد، لذا پیشنهاد می شود از روش های جدید و دقیق

دیگر ژئوفیزیکی مثل روش تشدید مغناطیسی پروتون سطحی، برای تعیین سطح آب استفاده گردد.

فهرست منابع و مآخذ

- خرائط، ر. ؛ نیک آذر، م.، ۱۳۸۱، کاربرد ریاضیات در مهندسی شیمی، جلد دوم، چاپ اول، مرکز نشر دانشگاه صنعتی امیر کبیر (پلی تکنیک).
- دولتی، ف.؛ مرادزاده، ع.، ۱۳۸۴، مطالعات هیدروژئولوژی آب مورد نیاز کارخانه سیمان رویال سمنان، ص ۱-۲۳.
- شمسائی، الف. ، ۱۳۷۷، هیدرولیک جریان در محیط های متخلخل، جلد دوم، چاپ اول، مرکز نشر دانشگاه صنعتی امیر کبیر (پلی تکنیک)، ص ۲۰۰-۲۶۰.
- ضیائی، ح. ، ۱۳۷۵، تکنیک های حفاری و اصول استخراج آب های زیر زمینی، چاپ اول، موسسه انتشارات جهاد دانشگاهی (ماجد)، ص ۲۷۳-۳۸۷.
- طهماسبی نژاد، ه. ، ۱۳۸۳، تخمین تخلخل، آبدهی ویژه و مقدار آب یک سفره زیر زمینی به کمک داده های مقاومت الکتریکی، ص ۴۷۰-۴۷۵. مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران ، جلد دوم ، چاپ اول ، سرور قم ، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- صداقت، م.، ۱۳۸۲، زمین و منابع آب، چاپ چهارم، انتشارات دانشگاه پیام نور، ص ۱۹۹-۱.
- کاپلیز د.، مترجم: انصاری، ع.، ۱۳۷۶، چاه پیمایی در هیدروژئولوژی، چاپ اول، انتشارات دانشگاه یزد، مرکز انتشارات دانشگاه علم و صنعت ایران.
- مارینو، م. ؛ لوتین ج. ، مترجم: کشکولی، ح. ۱۳۷۸، نشت آب های زیر زمینی، چاپ اول، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- مرادزاده، ع. ؛ قوامی ریابی ر. ، ۱۳۸۰، چاه پیمایی برای مهندسان، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.
- مراد زاده، ع.، ۱۳۸۳، طرح پژوهشی اکتشاف آب زیر زمینی در استان سمنان (مطالعه دشت های اطراف شاهرود)، دانشگاه صنعتی شاهرود و سازمان مدیریت و برنامه ریزی استان سمنان، ۱۱۴ ص.
- مهری، ب. ؛ نخعی ر. ، ۱۳۸۰، محاسبات عددی، چاپ دوم، آبیژ، ص ۱۵۰-۱۶۱ .
- موسسه جغرافیایی، ۱۳۸۰، اطلس راه های ایران، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی و گیتاشناسی.
- یوسفی راد، م.، ۱۳۸۰، گزارش زمین شناسی منطقه امان آباد، اداره کل امور آب استان مرکزی.

- Apparao, A., 1997, *Developments in geoelectrical methods*, first edition, A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, P. 156-182.
- Chinh, P.D., 2000, Electrical properties of sedimentary rocks having interconnected water-saturated pore spaces, *GEOPHYSICS*. VOL. 65, NO. 4 (JULY-AUGUST 2000); P. 1093-1097.
- Fox, R.C., Hohmann, G. W., Killpack, T. J. and Rijo, L., 1980, Topographical effects in resistivity and induced-polarization surveys, *GEOPHYSICS*. VOL. 45, NO. 1 (JANURY 1980); P. 75-93.
- Inman, J., 1975, Resistivity inversion with ridge regression, *GEOPHYSICS*. VOL. 40, NO. 5 (OCTOBER 1975); P. 798-817.
- Inman, J.R., RYU J. and Ward, S. H., 1973, Resistivity inversion, *GEOPHYSICS*. VOL. 38, NO. 6 (DECEMBER 1973); P. 1088-1108.
- Keller, G.V. and Frischknecht, F.C., 1970, *Electrical methods in geophysical prospecting*, second edition, Pergamon press, oxford , new york , Toronto, Sidney . braunschweig , P. 1-196.
- Lock, M.H., 2000, *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*, P. 1-60.
- Lock, M.H., 2002, *res2dinv ver. 3.50*, Geotomo software, p. 1-112.
- Meju, M.A., 1986, Geophysical data analysis: *Understanding inverse problem theory and practice*, SEG, P 1-130.
- Mooney, H.M., 1980, *Handbook of engineering geophysics* , volume 2, first edition, Bison instruments, inc. and Minneapolis, Minnesota. P. 1 – 31.
- Patra, H.p. and Nath, S. k., 1999, *schulombrger geoelectric sounding in ground water (principle, interpretation, application)* , Reservde, P. 35-65.
- Telford W.M., Geldart L.P. and Sheriff R.E., 1998, *Applied geophysics*, second edition, Cambridge university press, P 45-47 and 522- 560.

- Abdelrahman, E.M., Raid, S., Refai, E. and Amin, Y., 1985, On the least-squares residual anomaly determination, *GEOPHYSICS*, VOL. 50, NO. 3 (MARTH 1985); P. 473-480.
- Baan, M.v.d. and Jutten, Ch., 2000, Neural networks in geophysical applications, *GEOPHYSICS*, VOL. 65, NO. 4 (JULY-AUGUST 2000); P. 1032-1047.
- Beard, L.P., Hohmann, G.W. and Tripp, A.C., 1996, Fast resistivity/IP inversion using a low-contrast approximation, *GEOPHYSICS*, VOL. 61, NO. 1 (JANUARY-FEBRUARY 1996); P. 169-179.
- Berkhout, A.J., 1984. Multidimensional linearized inversion and seismic migration, *GEOPHYSICS*, VOL. 49, NO. 1 (NOVEMBER 1984); P. 1881-1895.
- Bussian, A.E., 1983. Electrical conductance in a porous medium, *GEOPHYSICS*, VOL. 48, NO. 9 (SEPTEMBER 1983); P. 1258-1268.
- Chundurur, R.K., Sen, M.K., stoffa, p.L. and nagendra, R., 1995, Non-linear inversion of resistivity profiling data for some regular geometrical bodies *Geophysical prospecting* , 43, P. 979-1003.
- Chundurur, R.K., Sen, M.K. and P.L., Stoffa, 1996, 2-D resistivity inversion using spline parameterization and simulated annealing. *GEOPHYSICS*, VOL. 61, NO. 1 (JANUARY-FEBRUARY 1996); P. 151-161.
- Coggon, J.H., 1971, Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. *GEOPHYSICS*, VOL. 36, NO. 1 (FYEBRUARY 1971),P. 132-155.
- Constable, S.C., Parker, R.L. and Constable, C.G., 1987, *GEOPHYSICS*. VOL. 52, NO. 3 (MARCH 1987); P. 289-300.
- Daily, W. and Ramirez A.L., 2000, Electrical imaging of engineered hydraulic barriers, *GEOPHYSICS*, VOL. 65, NO. 1 (JANUARY-FEBRUARY 2000); P. 83-94.
- Gersztenkorn, A., Bee Bednar1, J. and Lines L.R., 1986, Robust iterative inversion for the one-dimensional, wave equation, *GEOPHYSICS*, VOL. 51, NO. 2 (FEBRUARY 1986); P. 357-368.
- Giao, P.H., Chung, S.G., Kim, D.Y. and Tanaka H., 2003, *Journal of applied geophysics* 52 , P. 157-175.
- Gibson, R.L., Theophanis, S., and Toks"ozm, M.N., 2000, Physical and numerical modeling of tuning and diffraction in azimuthally nisotropic media, *GEOPHYSICS*, VOL. 65, NO. 5 (SEPTEMBER-OCTOBER 2000); P. 1613-1621.

- Gray S.H., 1984, The relationship between "direct, discrete" and "iterative, continuous" one-dimensional inverse methods, *GEOPHYSICS*, VOL. 49, NO. 1 (JANUARY 1984), P. 54-59.
- Grechka V.Y., McMechan G.A. and Volovodenco V.A., 1996, Solving 1-D inverse problems by Chebyshev polynomial expansion, *GEOPHYSICS*, VOL. 61, NO. 6 (NOVEMBER-DECEMBER 1996); P. 1758-1768.
- Holcombe H.T. and Jiracekl G.R., 1984, Three-dimensional terrain corrections in resistivity surveys, *GEOPHYSICS*, VOL. 49, NO. 4 (APRIL 1984); P. 439-452.
- Jegen, M.D., Everettz, M.E., and Schultz, A., 2001, Using homotopy to invert geophysical data, *GEOPHYSICS*, VOL. 66, NO. 6 (NOVEMBER-DECEMBER 2001); P. 1749-1760.
- Kariya, K.A. and Shankland, T.J., 1983, Electrical conductivity of dry lower crystal rocks, *GEOPHYSICS*, VOL. 48, NO. 1 (JANUARY 1983); P. 52-61.
- LaBrecque, D.J., Miletto, M., Daily, W., Ramirez, A. and Owen, E., 1996, The effects of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data, *GEOPHYSICS*, VOL. 61, NO. 2 (MARCH-APRIL 1996); P. 538-548.
- Leite, L.W.B. and Lego, J.W.D., 1985, Ridge regression applied to the inversion of two-dimensional aeromagnetic anomalies, *GEOPHYSICS*, VOL. 50, NO. 8 (AUGUST 1985); P. 1294-1306.
- Li, Y. and Douglas, W., Oldenburg, 2000, Incorporating geological dip information into geophysical inversions, *GEOPHYSICS*, VOL. 65, NO. 1 (JANUARY-FEBRUARY 2000); P. 148-157.
- Li P. and Uren N.F., 1997, The modeling of direct current electric potential in arbitrarily anisotropic half-space containing a conductive 3-D body, *Journal of applied geophysics* 38, P. 57-76.
- Lock, M.H., 2004, *res3dinv ver. 2.14*, Geotomo software, p. 1-69.
- Mooney, H.M., 1980, *Handbook of engineering geophysics*, volume 2, first edition, Bison instruments, inc. and Minneapolis, Minnesota, P. 1 - 31.
- Parker, R.L., 1984, The inverse problem of resistivity sounding, *GEOPHYSICS*, VOL. 49, NO. 12 (DECEMBER 1984); P. 2143-2158.
- Patella, D., 1983, On the relationship between apparent resistivity functions in the case of complicated underground structures, *GEOPHYSICS*, VOL. 48, NO. 10 (OCTOBER 1983); P. 1398-1401, 2 FIGS
- Raj, G. D., 2004, *Dictionary of geology*, Paperbacks K.S..

- Ray, R.D., 1985, Correction of systematic error in magnetic surveys: An application of ridge regression and sparse matrix theory, *GEOPHYSICS*, VOL. 50, NO. 11 (NOVEMBER 1985); P. 1721-1731.
- Sacchi, M.D. and Uirych, T.J., 1996, Estimation of the discrete Fourier transform, a linear inversion approach, *GEOPHYSICS*, VOL. 61, NO. 4 (JULY-AUGUST 1996), P. 1128-1136.
- Scales, J.A. and Snieder R., 2000, The Anatomy of Inverse Problems, *GEOPHYSICS*, VOL. 65, NO. 6 (NOVEMBER-DECEMBER 2000); P. 1708-1710.
- Schultz, P.S. and Lau, A., 1984, Poststack estimation of three-dimensional crossline statics, *GEOPHYSICS*, VOL. 49, NO. 3 (MARCH 1984); P. 227-236.
- Silva, J.B.C. and Hohmann, G. W., 1983, Nonlinear magnetic inversion using a random search method, *GEOPHYSICS*, VOL. 48, NO. 12 (DECEMBER 1983); P. 1645-1658.
- Slater, L.D. and Sandberg S. K., 2000, Resistivity and induced polarization monitoring of salt transport under natural hydraulic gradients, *GEOPHYSICS*, VOL. 65, NO. 2 (MARCH-APRIL 2000); P. 408-420.
- Smith, R.S., 2000, The realizable resistive limit: A new concept for mapping geological features spanning a broad range of conductances, *GEOPHYSICS*, VOL. 65, NO. 4 (JULY-AUGUST 2000); P. 1124-1127.
- Tenorio, L., 2001, Modeling non-Gaussian reflectivities: Generalizing Wiener-Levinson deconvolution, *GEOPHYSICS*, VOL. 66, NO. 6 (NOVEMBER-DECEMBER 2001); P. 1913-1920.
- Tittman, J., 1986, *Geophysical well logging*, volume 24, Academic press, inc. , P. 19-24.
- Tong, L. and Yang, C., 1990, Incorporation of topography into two-dimensional resistivity inversion, *GEOPHYSICS*, VOL. 55, NO. 3 (MARCH 1990); P. 354-361.
- Torres-Verdín, C., Druskin, V. L., Fang, S., Knizhnerman L. A. and Malinverno A., 2000, A dual-grid nonlinear inversion technique with applications to the interpretation of dc resistivity data, *GEOPHYSICS*, VOL. 65, NO. 6 (NOVEMBER-DECEMBER 2000); P. 1733-1745.
- Uirych, T.J., Sacchi, M.D., and Woodbury, A., 2001, A Bayes tour of inversion: A tutorial, *GEOPHYSICS*, VOL. 66, NO. 1 (JANUARY-FEBRUARY 2001); P. 55-69.
- VanDecar, J.C. and Snieder, R., 1994, Obtaining smooth solutions to large, linear, inverse problems, *GEOPHYSICS*, VOL. 59, NO. 5 (MAY 1994); P. 818-829.

- Vanzijl J.S. V., 1969, A deep schlumberger sounding to nvesttgate the electrical structure of the crust and upper mantle in south Africa 1, *GEOPHYSICS*, VOL. 34, NO. 3 (JUNE 1969), P. 450-462, 8 FIGS., 1 TABLE
- Wise, D.J., Cassidy, J., locke, C. A., 2003, Geophysical imaging of the quaternary Wairoa North Fault, New Zealand: a case study, *Journal of applied geophysics* 53, P. 1-
- Wood, L.C. and Hockens, S.N., 1970, Least squares smoothing operators, *GEOPHYSICS*, VOL. 3.5, NO. 6 (DECEMBER 1970). P. 1005-1019.
- Xie, G., Li, J., Majer, E.L., Zuo, D. and Oristaglio, M.L., 3-D electromagnetic modeling and nonlinear inversion, *GEOPHYSICS*, VOL. 65, NO. 3 (MAY-JUNE 2000); P. 804–822
- Zhdanov, M.S. and Fang, S., 1996, Quasi-linear approximation in 3-D electromagnetic modeling, *GEOPHYSICS*, VOL. 61, NO. 3 (MAY-JUNE 1996); P. 646-665.
- Zhdanov, M.S., Fang S. and Hurs'an, G., 2000, Electromagnetic inversion using quasi-linear approximation, *GEOPHYSICS*, VOL. 65, NO. 5 (SEPTEMBER-OCTOBER 2000); P. 1501–1513.
- Zohdy, A.A.R., 1969, A new method for deffrential resistivity sounding, *GEOPHYSICS*, VOL. 34, NO. 6 (DECEMBER 1969), P. 924-943.

پیوست الف

راهنمای نقشه زمین شناسی امان آباد، شکل (۲-۲)

آهکهای ماسه ای کرتاسه (SLS)

آهکهای اوربیتولین دار کرتاسه (Or)

آهکهای شیستی اسلیتی کرتاسه بالایی (LS)

توده نفوذی تراکی آندزیت بعد از کرتاسه (TA)

توده نفوذی آندزیت بعد از کرتاسه (A)

توده نفوذی گرانودیوریت بعد از کرتاسه (GD)

تراسها و آبرفتها و مخروط افکنه ای قدیم (Qt2)

تراسها و آبرفتهای جدید (Qt1)

رسوبات متوسط دانه تا ریز دانه جدید (Qm)

رسوبات ریز دانه رسی و سیلتی (Qc)

پهنه نمکی و رسی (Qsa)

رسوبات بستر مسیلهها و رودخانه ها (Qal)

پیوست ب اطلاعات چاه ها و مختصات جغرافیایی سونداژ ها

جدول ب- ۱: اطلاعات چاه هایی که با نقاط سبز رنگ در شکل ۲-۶ مشخص شده اند

شماره چاه	طول جغرافیایی (UTM)	عرض جغرافیایی (UTM)	عمق چاه (متر)	سطح آب (متر)
2	396566	3756389	70	35
3	396588	3757109	125	
4	396822	3757330	100	56
5	405036	3757505	95	40
6	397455	3757704	125	43
7	402707	3758220	130	85
8	402571	3759561	130	85
9	401560	3759664	130	76
10	397926	3759824	90	
11	400703	3759828	120	70
12	398380	3760030	100	67
13	410620	3760115	120	50
14	399535	3760221	147	87
15	398582	3760359	120	60
16	398558	3760389	120	55
17	399664	3761954	70	50
18	390850	3762120	79	44
19	397073	3762717	80	57
20	399645	3762943	120	48
21	401895	3763500	65	45
22	399470	3763593	120	43
23	400165	3763768	90	40
24	399345	3763770	120	45
25	402271	3763929	100	48
26	399553	3764025	100	
27	400990	3764025	100	
28	391470	3764060	70	38
29	403076	3764074	128	78
30	401895	3764102	75	53
31	400662	3764106	70	47
32	402334	3764327	80	80
33	402958	3764392	140	85
34	402166	3764796	100	44
35	401605	3764828	99	45
36	401613	3764828	100	42
37	401110	3764870	100	40
38	390309	3764921	85	30
39	401570	3765150	100	
40	403237	3765167	100	50
41	390000	3765200	90	25

شماره چاه	طول جغرافیایی (UTM)	عرض جغرافیایی (UTM)	عمق چاه (متر)	سطح آب (متر)
42	402525	3765530	100	
43	390500	3765550	80	25
48	392683	3765693	72	64
49	392624	3765703		58
50	402300	3765750	100	
51	391504	3765809	110	
52	400150	3765831	100	38
53	399007	3766028	80	32
54	392100	3766120	90	28
55	401901	3766193	100	45
56	400710	3766220		50
57	387289	3766300	90	40
58	401200	3766420	100	
59	395615	3766562	70	35
60	404411	3766659	120	55
61	403163	3766679		
62	391830	3766684	95	55
63	402850	3766920	100	
64	403202	3766932	95	48
65	395814	3766935	106	27
66	391493	3766968	90	48
67	402872	3766989	95	45
68	404431	3767163	130	58
69	403100	3767205	100	45
70	400564	3767243	100	25
71	403367	3767369	90	47
72	392603	3767389	75	28
73	401150	3767570	100	
74	397695	3767574	80	22
75	397795	3767574	85	25
76	399310	3767664	80	20
77	398736	3767670	80	20
78	395409	3767675	78	30
79	395097	3767685	102	26
80	404092	3767690	110	48
81	402791	3767753	120	35
82	403564	3767786	110	
83	403564	3767786	110	48
84	394793	3767812	91	29
85	395280	3767843	82	23
86	395300	3767919	70	29
87	400285	3767927	85	19
88	394791	3768019	102	32
89	394097	3768125	92	32
90	395250	3768210	84	23

شماره چاه	طول جغرافیایی (UTM)	عرض جغرافیایی (UTM)	عمق چاه (متر)	سطح آب (متر)
91	403749	3768359	110	42
92	404203	3768387	120	42
97	396627	3768465	80	24
98	395294	3768540	120	
99	403250	3768600	100	
100	393922	3768641	115	27
101	392900	3768700	70	10
102	393673	3768749	112	34
103	396700	3768873	120	37
104	392631	3768915	70	27
105	395807	3769028	120	30
106	390745	3769030	85	13
107	401120	3769080	100	38
108	393683	3769153	95	22
109	389430	3769386	100	30
110	390411	3769431	80	12
111	401520	3769450	100	38
112	389493	3769454	85	26
113	402550	3769457	100	37
114	394728	3769650	85	17
115	391590	3769653	60	16
116	390271	3769771	85	10
117	404176	3769806	70	55
118	396031	3769963	70	
119	394166	3769997	85	
120	388410	3769999	110	30
121	405500	3770020	90	48
122	404182	3770032	120	51
123	388316	3770046	70	33
124	388738	3770084	90	40
125	403609	3770144	100	
126	399569	3770165	80	18
127	393743	3770168	85	12
128	388813	3770182	81	37
129	394820	3770220	85	19
130	389654	3770240	100	5
131	405610	3770300	90	46
132	402943	3770369	105	30
133	391988	3770599	70	12
134	398935	3770868	100	18
135	388814	3771050	100	15
136	405720	3771105	90	45
137	393732	3771148	70	10
138	393210	3771185	70	13
139	403989	3771217	100	42

شماره چاه	طول جغرافیایی (UTM)	عرض جغرافیایی (UTM)	عمق چاه (متر)	سطح آب (متر)
140	394842	3771383	95	12
141	405375	3771500	85	40
146	392371	3772568	80	5
147	400103	3772791	102	8
148	391974	3772858	90	8
149	399197	3773140	100	6
150	396040	3773260	80	7
151	403787	3773310	80	49
152	398282	3773381	100	3
153	397430	3773455	70	11
154	395876	3773663	75	4
155	393812	3774104	70	3
156	389865	3774217	100	35
157	394971	3774320	75	12
158	391932	3774383	90	16
159	392014	3774631	100	9
160	392025	3774795	100	6
161	402148	3774913	100	3
162	393731	3775340	70	2
163	391922	3775491	100	10
164	392210	3775597	75	9
165	403868	3776083	100	20
166	404402	3776655	75	25
167	403868	3776780	80	15
168	401263	3777195	80	2
169	403703	3778290	75	2
170	399043	3778613	423	1

جدول ب-۲: موقعیت جغرافیایی و ارتفاع سونداژ ها

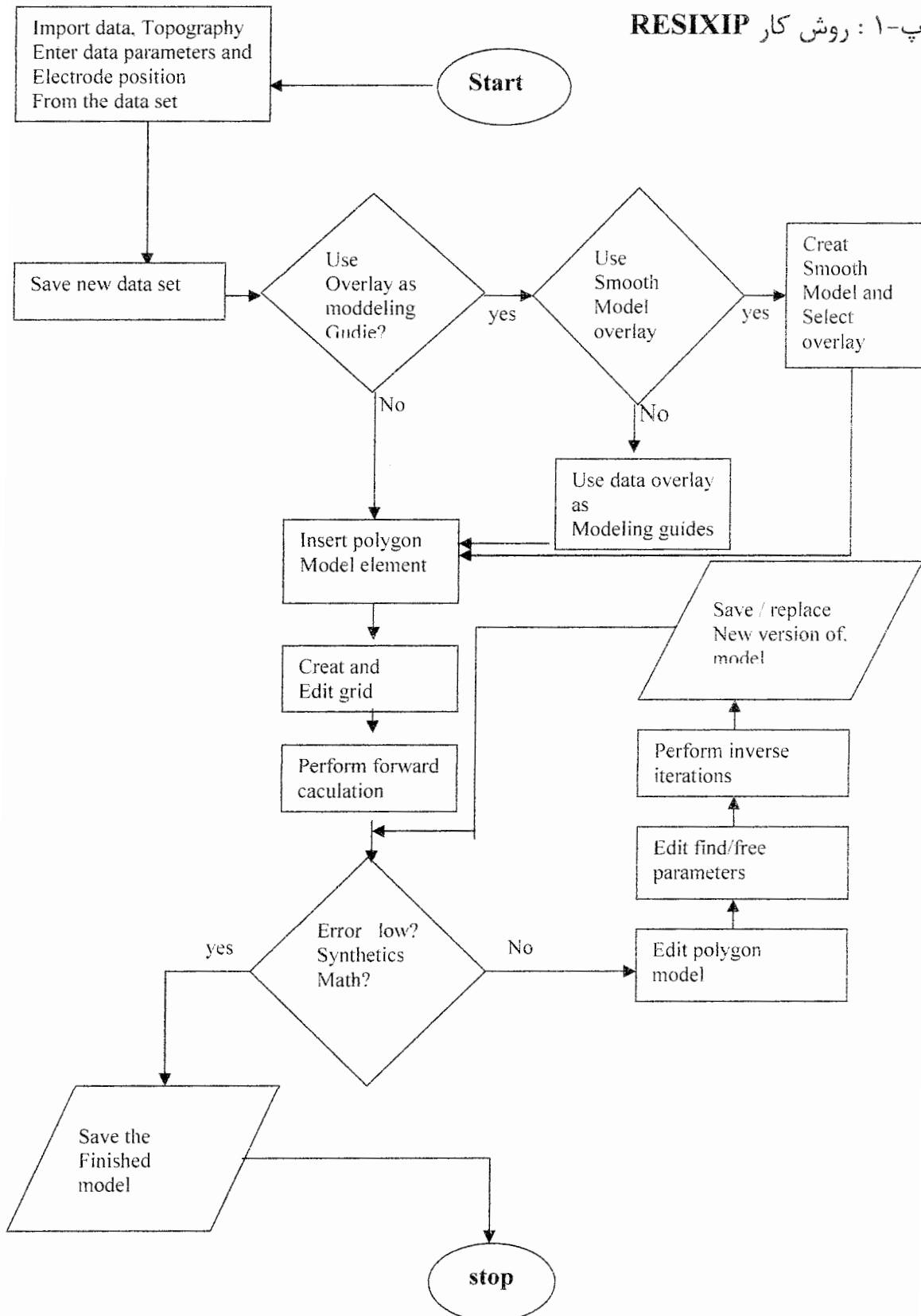
سونداژ	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	سونداژ	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع
C2	396405	3755505	1823	F-1	396400	3760003	1764
C6	402398	3755501	1859	F-2	397900	3760001	1760
C7	403906	3755504	1881	F-3	399401	3759998	1757
				F-4	400918	3760004	1768
D2	396398	3756993	1803	F-5	402400	3760001	1775
D3	397903	3756996	1810	F-6	403904	3760002	1794
D4	399402	3756997	1825				
D6	402401	3756996	1832	G2	397902	3761498	1745
D7	403910	3757005	1840	G3	399415	3761510	1741
D8	405400	3757001	1868	G4	400900	3761500	1746
D9	406903	3756994	1910	G5	402400	3761504	1755
E2-2	396395	3758499	1782	H2	397899	3763003	1730
E3-2	397903	3758497	1781	H3	399477	3762906	1724
E5-2	400901	3758501	1796	H4	400898	3762999	1726
E6-2	402403	3758509	1801	H5	402405	3763006	1733
E7-2	403913	3758509	1815				
E8-2	405391	3758496	1848	I1	399398	3764488	1713
				I2	400835	3764500	1714
F1	390576	3766178	1760	I3	402403	3764501	1728
F2	390902	3766231	1758				
F3	391964	3766872	1725	K2	391908	3767491	1710
F6	393198	3766772	1721	K3	393425	3767494	1705
F7	393517	3766760	1719	K4	394896	3767498	1696
F8	394289	3766695	1709	K5	396394	3767499	1690
F9	394589	3766684	1704	K6	397900	3767500	1691
F10	395001	3766629	1699	K7	399431	3767505	1694
F11	395291	3766597	1697	K8	400954	3767495	1696
F12	395540	3766580	1697	K9	402403	3767504	1699
F13	395829	3766556	1697	K10	403901	3767567	1727
F14	396123	3766530	1697	K11	405402	3767492	1764
F15	396410	3766515	1699				
F16	396751	3766471	1697	L3	391900	3768998	1684
F17	397118	3766421	1696	L4	393406	3768992	1686
F18	397506	3766399	1697	L5	394903	3768946	1681
F19	397945	3766360	1698	L6	396395	3768997	1681
F20	398354	3766328	1701	L7	397918	3768991	1683
F21	398755	3766300	1700	L8	399405	3769001	1685
F22	399172	3766271	1700	L9	400918	3769006	1689
F23	399549	3766229	1701	L10	402391	3769007	1697
F24	399764	3766207	1701	L11	403886	3769012	1721
F25	400184	3766186	1702				
F26	400543	3766154	1703	M1	388852	3770514	1695
F27	400818	3766132	1704	M2	390428	3770400	1674
F28	401104	3766096	1705	M3	391890	3770376	1672
F29	401401	3766077	1705	M4	393403	3770476	1674
F30	401685	3766056	1709	M5	394888	3770491	1676

سونداژ	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	سونداژ	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع
F31	402005	3766026	1711	M6	396404	3770500	1678
F34	402979	3765941	1720	M9	400906	3770500	1685
F35	404213	3765789	1750	M10	402356	3770464	1688
F36	404571	3765757	1761	M11	403905	3770505	1710
F37	404876	3765738	1770				
F38	405178	3765706	1782	N0	387360	3772043	1683
F39	405493	3765674	1792	N1	388900	3771982	1676
F40	405807	3765646	1803	N2	390406	3771990	1671
F41	406112	3765617	1815	N3	391906	3771846	1671
F42	406433	3765587	1825	N4	393394	3772051	1673
F43	406469	3765564	1828	N5	394920	3771972	1675
				N6	396423	3772016	1672
O0	387459	3773559	1681	N7	397922	3771984	1675
O1	388900	3773522	1675	N8	399378	3771994	1678
O2	390428	3773460	1668	N10	402402	3772000	1681
O3	391898	3773502	1668	N11	403900	3771996	1697
O4	393397	3773499	1670				
O5	394896	3773497	1669				
O6	396405	3773479	1669				
O7	397846	3773430	1672				
O8	399300	3773501	1674				
O9	400885	3773458	1677				
O10	402390	3773513	1677				
O11	403901	3773494	1691				
P0	387415	3774932	1668				
P1	388939	3774986	1673				
P2	390386	3775016	1665				
P3	391904	3775058	1665				
P4	393405	3775003	1666				
P5	394890	3774996	1667				
P6	396400	3775001	1667				
P7	397917	3775005	1668				
P8	399410	3775007	1671				
P9	400892	3775003	1672				
P10	402507	3774952	1676				
Q0	387400	3776498	1677				
Q1	388916	3776489	1672				
Q2	390403	3776496	1663				
Q3	391900	3776497	1663				
Q4	393400	3776500	1664				
Q5	394901	3776511	1666				
Q6	396400	3776490	1665				
Q7	397900	3776504	1666				
Q8	399371	3776543	1665				
Q9	400914	3776430	1666				

پیوست پ روش کار ، نمونه فایل و مدل ساخته شده RESIX IP

در این پیوست اساس کار نرم افزار RESIX IP در یک نمودار گردشگری ارائه شده است. به علاوه نمونه ای از فایل هایی که برای وارد کردن داده ها به نرم افزار مذکور ساخته شده ، آمده است و در نهایت تعدادی از مدل های یک بعدی ساخته شده، بطوریکه نماینده کل منطقه باشند و منطقه مورد مطالعه را پوشش دهند آورده شده است.

پ-۱: روش کار RESIXIP



شکل پ - ۱ : نمودار گردش روش کار نرم افزار RESIX IP

پ-۲ نمونه فایل که با پسوند DAT ساخته می شود و به نرم افزار RESIXIP داده می شود

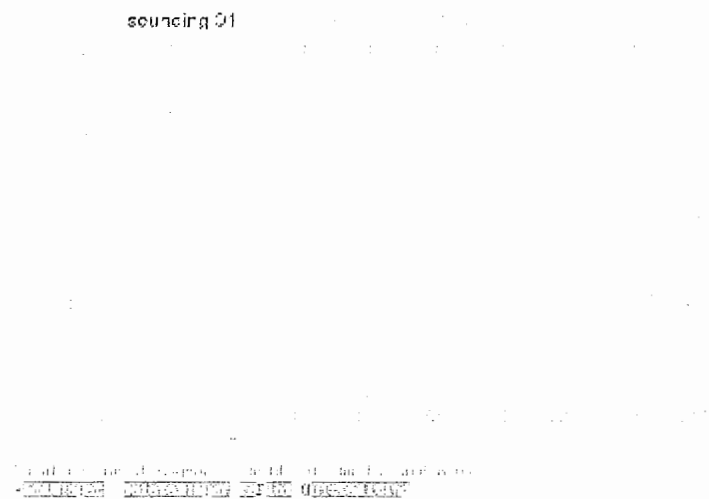
جدول پ-۱ : نمونه فایل ساخته شده برای RESIX IP

porofilm3	
1	38,31
1,47	27,14
2,15	22,9
3,16	19,65
3,16	24,34
4,64	13,96
4,64	20
6,81	17,74
10	16,26
10	16,57
14,7	16,49
14,7	16,68
21,5	16,06
31,6	18,24
31,6	15,76
46,4	21,77
46,4	19,9
68,1	21,1
68,1	20,62
100	23,58
100	22,32
147	26
215	30,18
316	34,2
464	46,6
464	4105

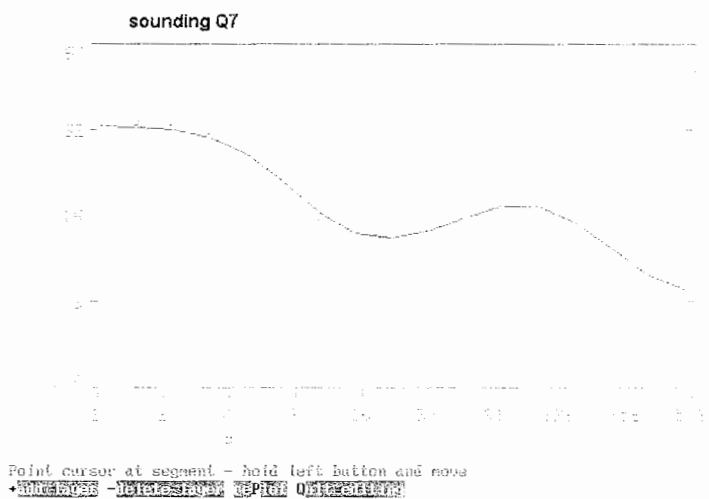
برای ساختن این فایل می توان از برنامه هایی که قابلیت ذخیره فایل با پسوند DAT را دارند (مانند سورفر) استفاده کرد. خط اول نام فایل را وارد می کنیم. و در خطهای بعدی ابتدا نصف فاصله الکترودهای جریان و سپس مقدار مقاومت ویژه ظاهری را وارد می کنیم و هنگام ذخیره کردن فایل مذکور ابتدا پسوند DAT را انتخاب می کنیم. سپس از بین چهار گزینه پیشنهادی نرم افزار، کاما را انتخاب و فایل را ذخیره می کنیم.

پ-۳ تعدادی از مدل های یک بعدی حاصل از نرم افزار RESIX IP

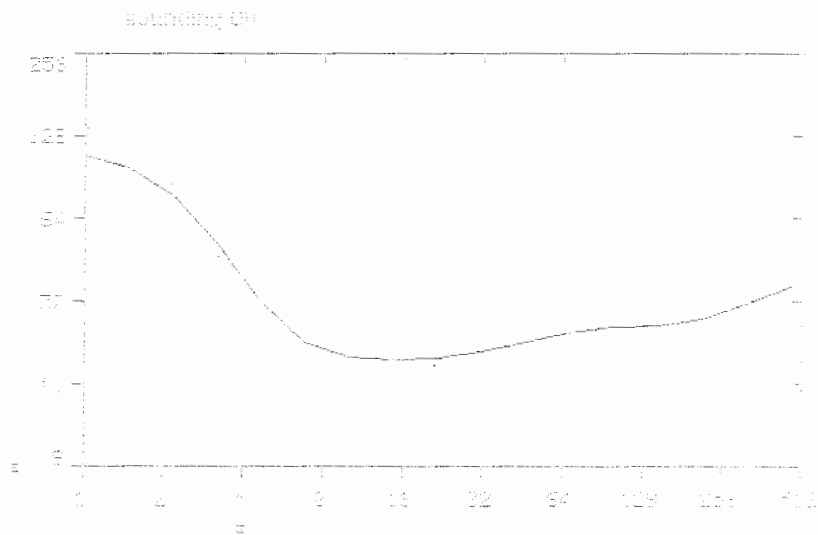
در این مدل ها، نقاط سبز رنگ داده های مشاهده ای، منحنی آبی رنگ پاسخ مدل و نقطه چین ها لایه هایی است که برای مدل در نظر گرفته شده است.



شکل پ-۲: مدل یک بعدی سونداژ q1 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی

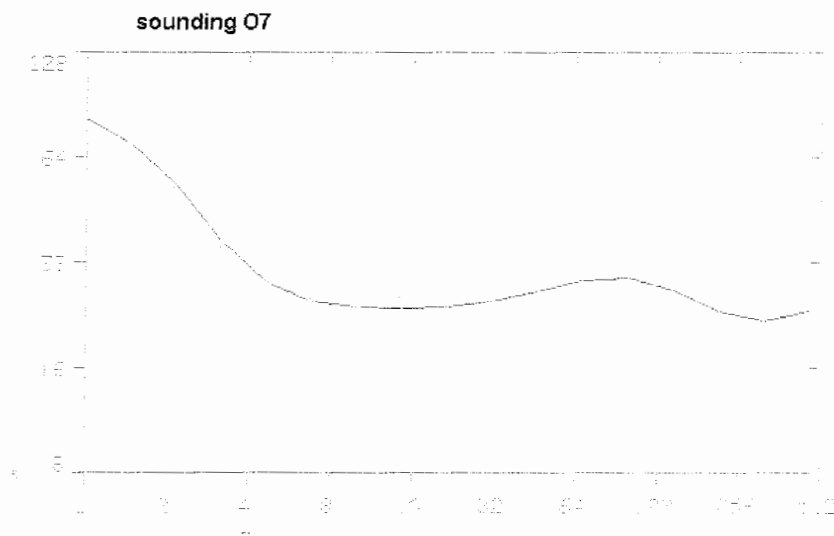


شکل پ-۳: مدل یک بعدی سونداژ q7 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



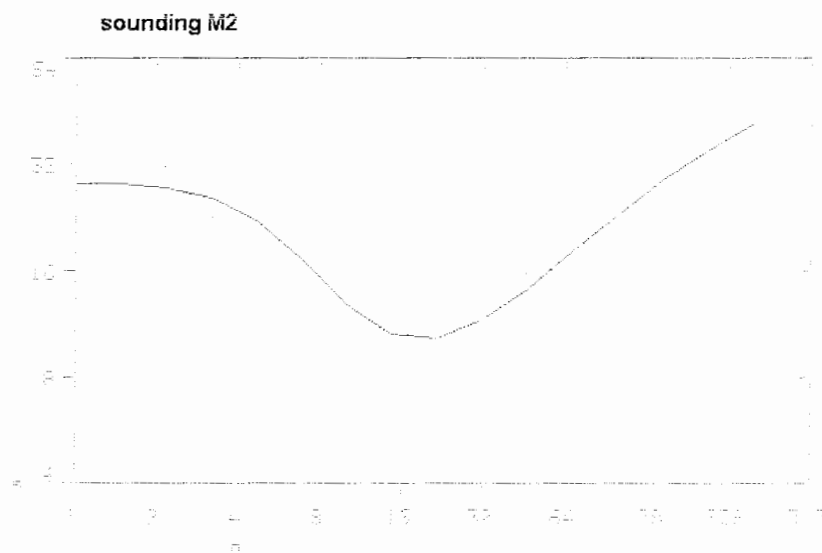
Point cursor at segment - hold left button and move

شکل پ-۶: مدل یک بعدی سونداژ 00 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



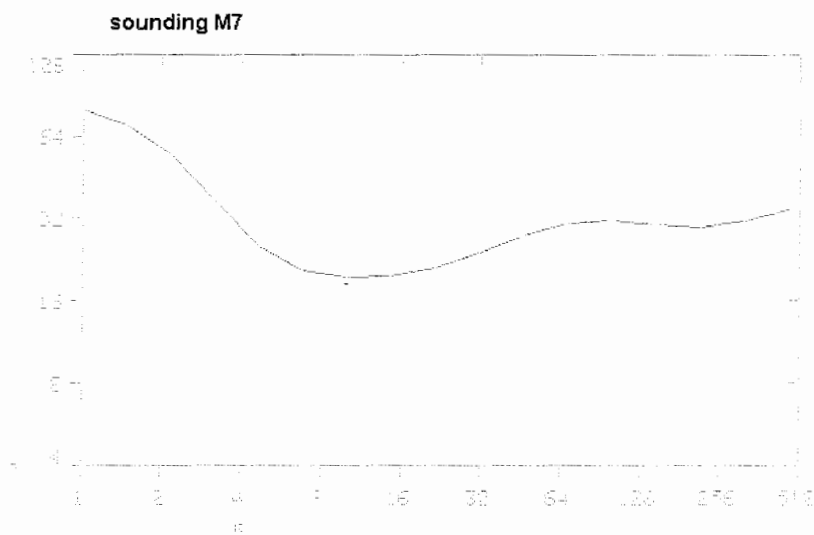
Point cursor at segment - hold left button and move

شکل پ-۷: مدل یک بعدی سونداژ 07 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



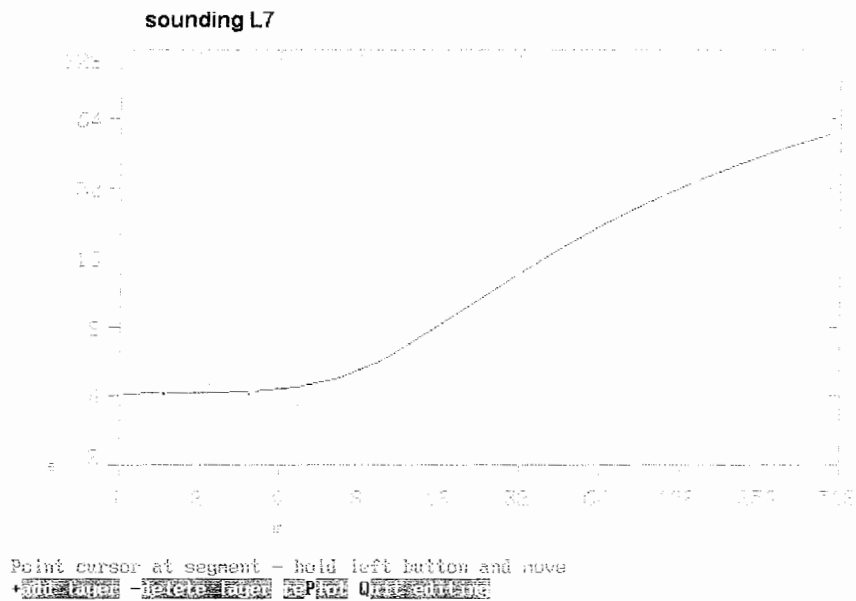
Point cursor at segment - hold left button and move
 + [Left Arrow] - [Right Arrow] [Space] [Enter] [Esc]

شکل پ-۱۰ : مدل یک بعدی سونداژ m2 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی

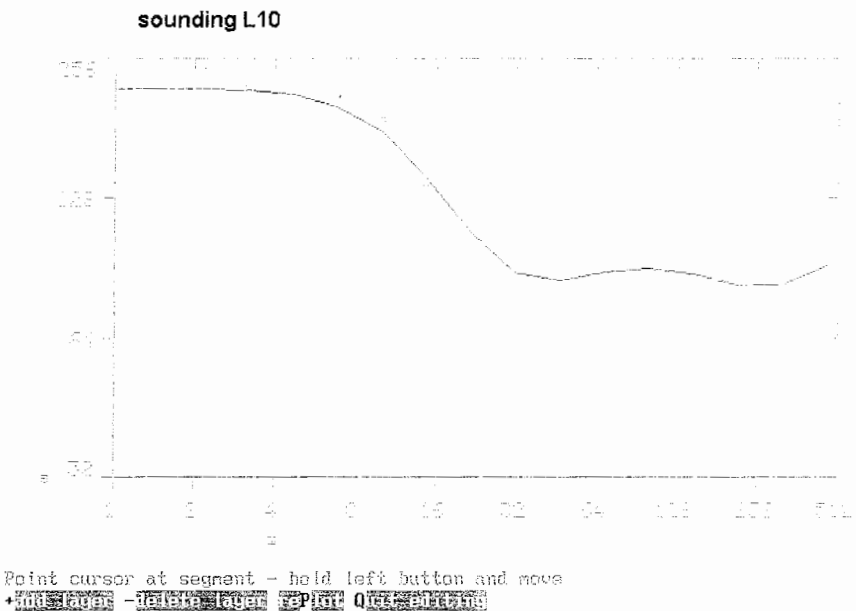


Point cursor at segment - hold left button and move
 + [Left Arrow] - [Right Arrow] [Space] [Enter] [Esc]

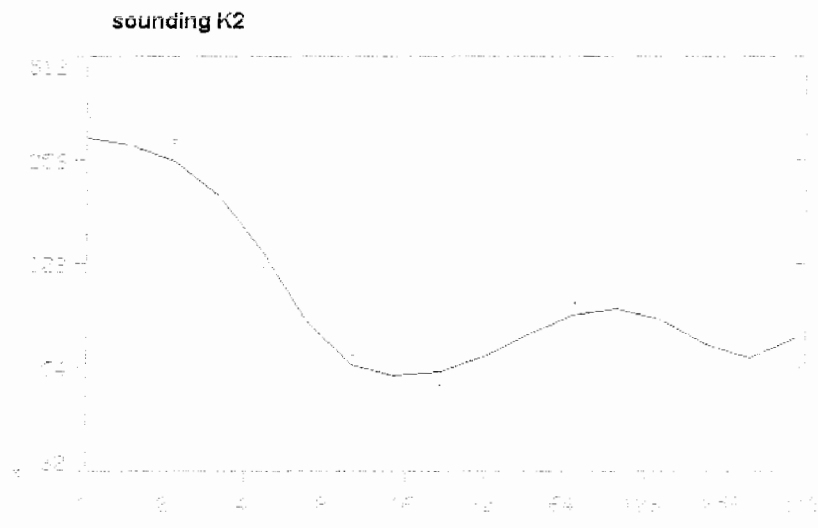
شکل پ-۱۱ : مدل یک بعدی سونداژ m7 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



شکل پ-۱۲ : مدل یک بعدی سونداژ L7 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی

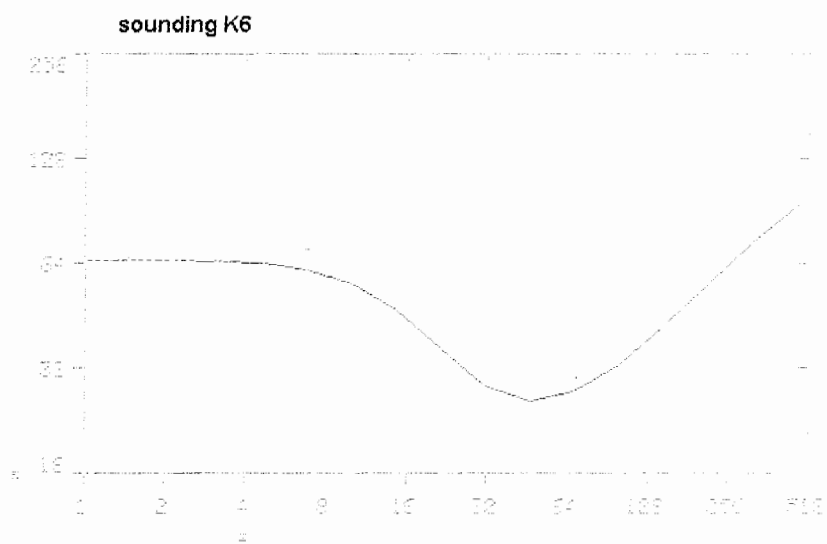


شکل پ-۱۳ : مدل یک بعدی سونداژ L10 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



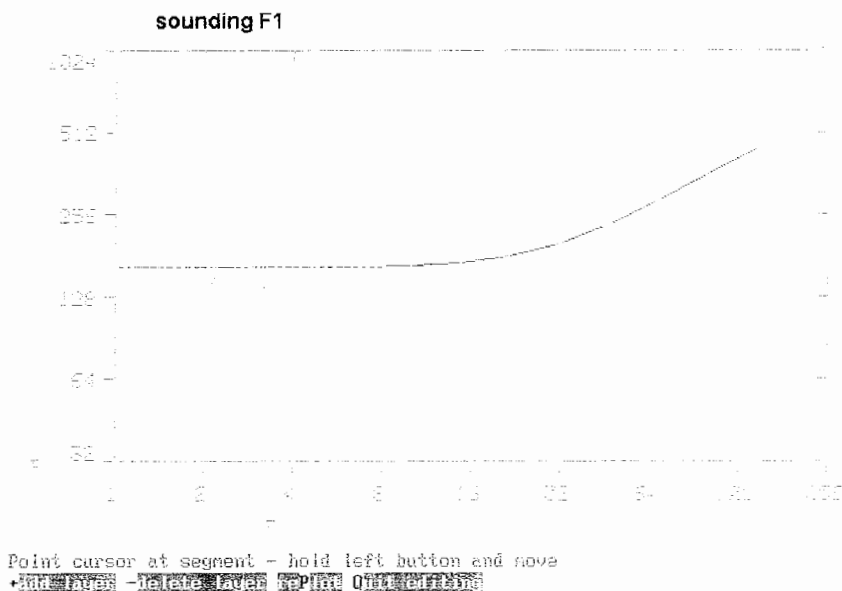
Point cursor at segment - hold left button and move
 + [Left Arrow] - [Right Arrow] [Up Arrow] [Down Arrow]

شکل پ-۱۴ : مدل یک بعدی سونداژ k2 حاصل از معکوس سازی داده های
 مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی

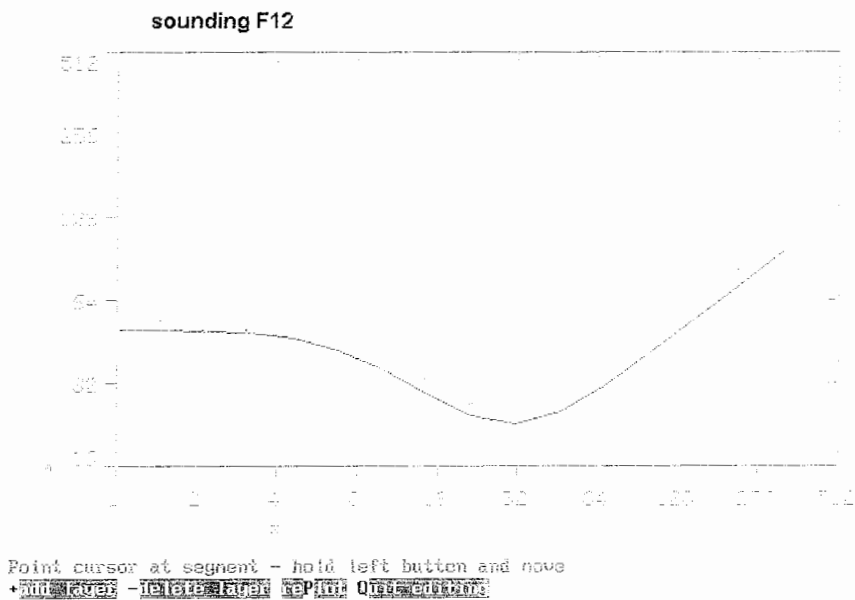


Point cursor at segment - hold left button and move
 + [Left Arrow] - [Right Arrow] [Up Arrow] [Down Arrow]

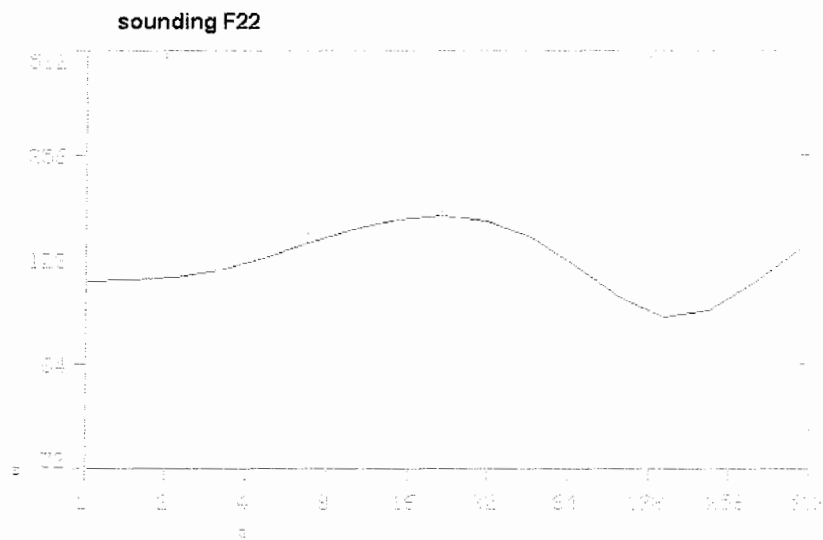
شکل پ-۱۵ : مدل یک بعدی سونداژ k6 حاصل از معکوس سازی داده های
 مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



شکل پ-۱۶ : مدل یک بعدی سونداژ f1 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



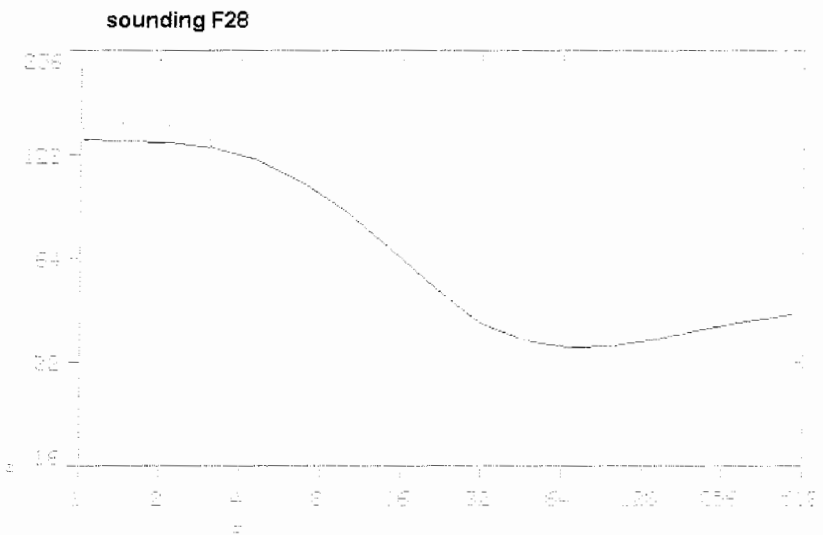
شکل پ-۱۷ : مدل یک بعدی سونداژ f12 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



Point cursor at segment - hold left button and move

• -

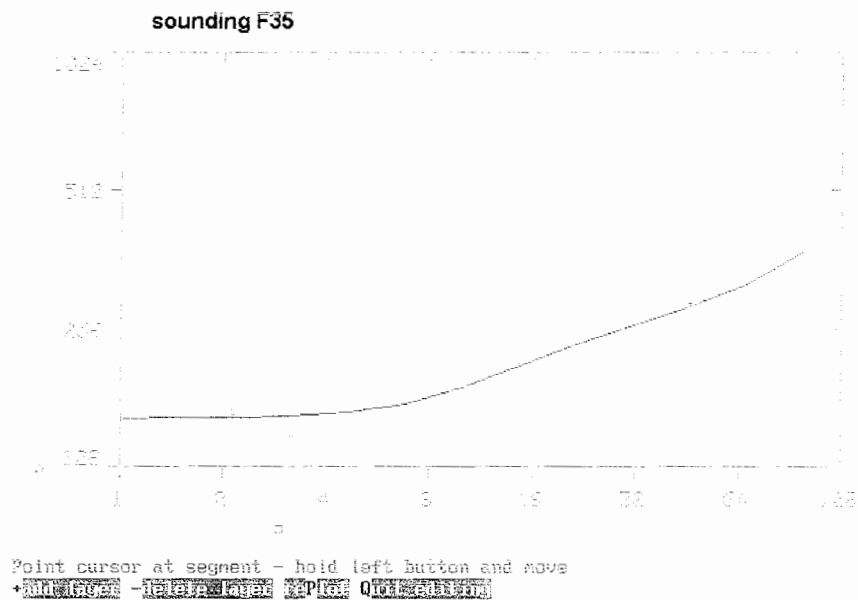
شکل پ-۱۸ : مدل یک بعدی سونداژ f22 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



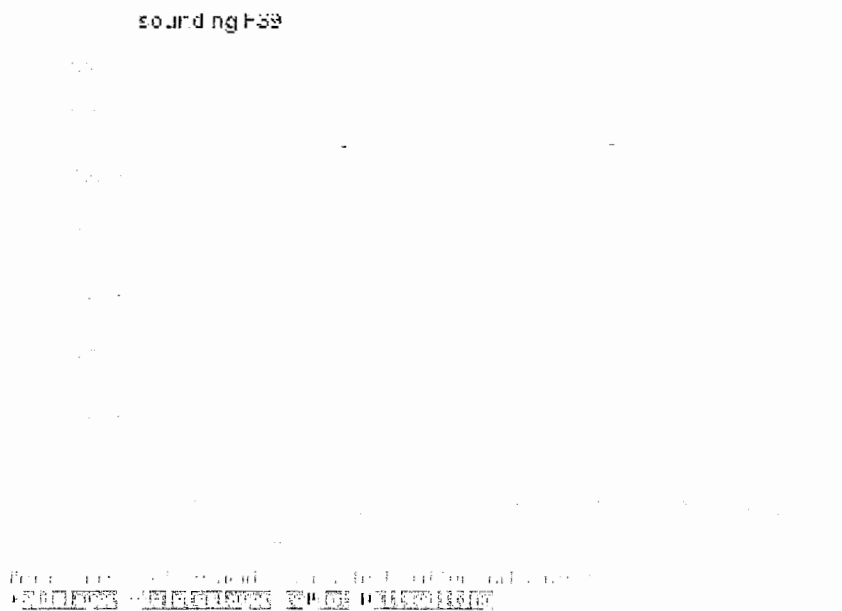
Point cursor at segment - hold left button and move

• -

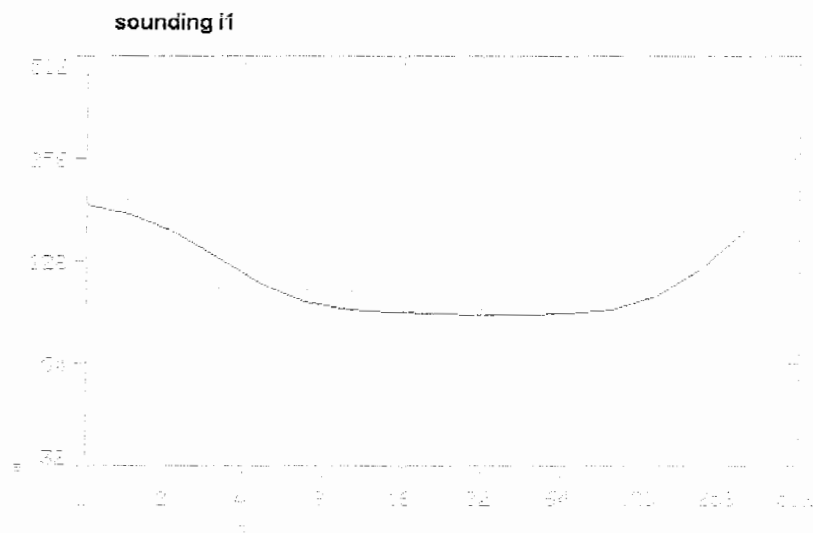
شکل پ-۱۹ : مدل یک بعدی سونداژ f28 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی

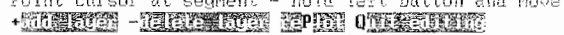


شکل پ-۲۰: مدل یک بعدی سونداژ f35 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی

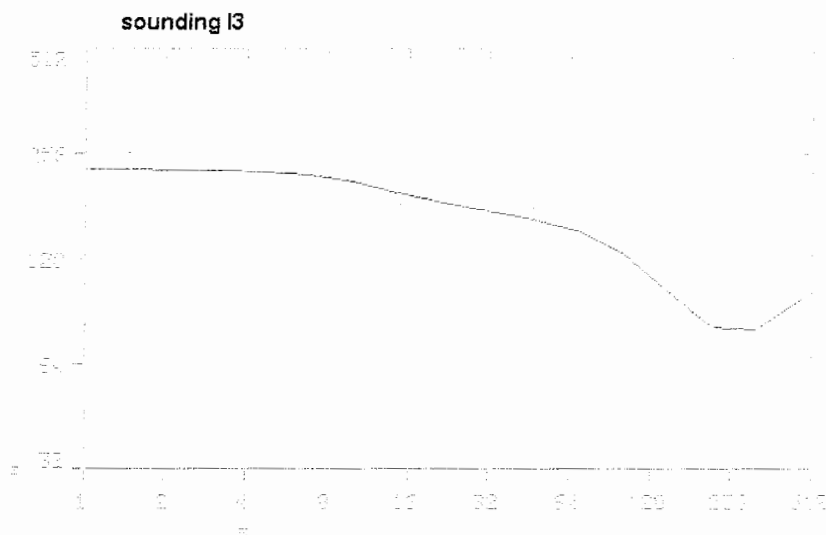



شکل پ-۲۱: مدل یک بعدی سونداژ f39 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



Point cursor at segment - hold left button and move


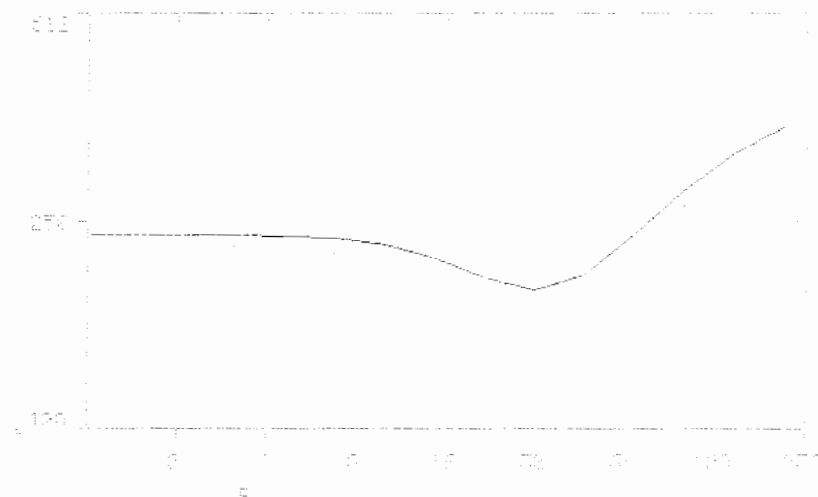
شکل پ-۲۲: مدل یک بعدی سونداژ i1 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



Point cursor at segment - hold left button and move


شکل پ-۲۳: مدل یک بعدی سونداژ i3 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی

sounding G2

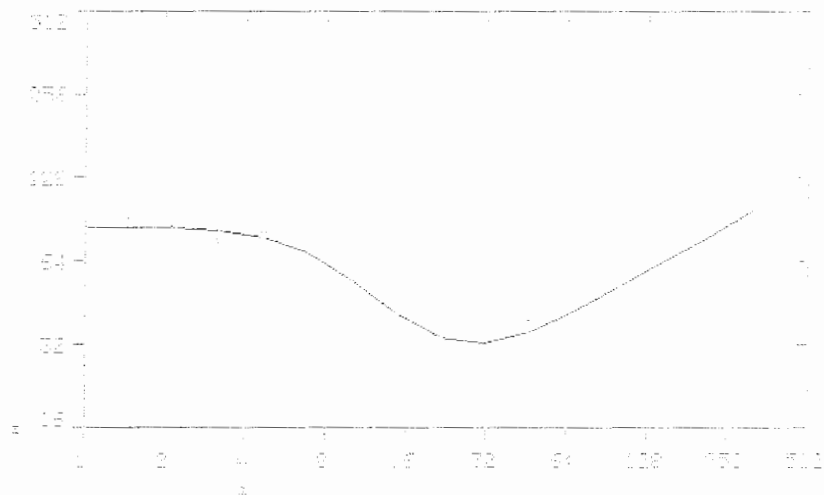


Point cursor at segment - hold left button and move

+ [Left Arrow] - [Right Arrow] [Up Arrow] [Down Arrow]

شکل پ-۲۶: مدل یک بعدی سونداژ g2 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی

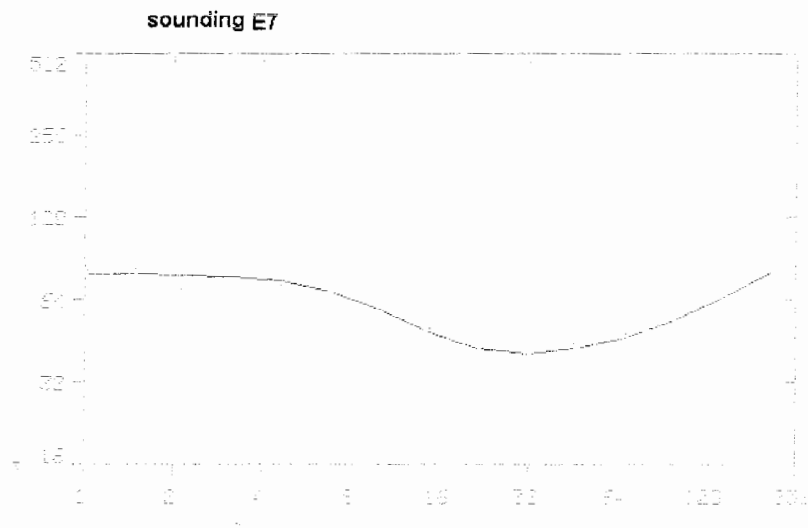
sounding G5



Point cursor at segment - hold left button and move

+ [Left Arrow] - [Right Arrow] [Up Arrow] [Down Arrow]

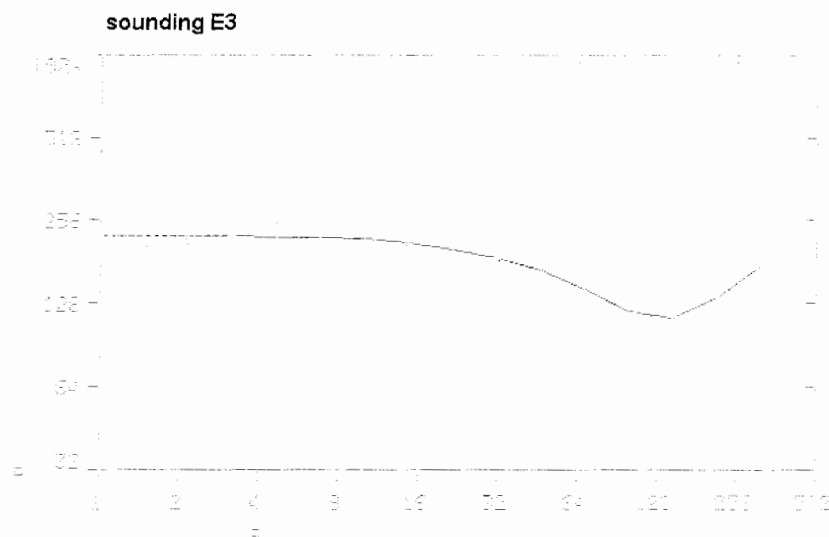
شکل پ-۲۷: مدل یک بعدی سونداژ g5 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



Point cursor at segment - hold left button and move

+ ~~Alt~~ + ~~Ctrl~~ + ~~Page~~ + ~~Up~~ ~~Down~~ ~~Left~~ ~~Right~~

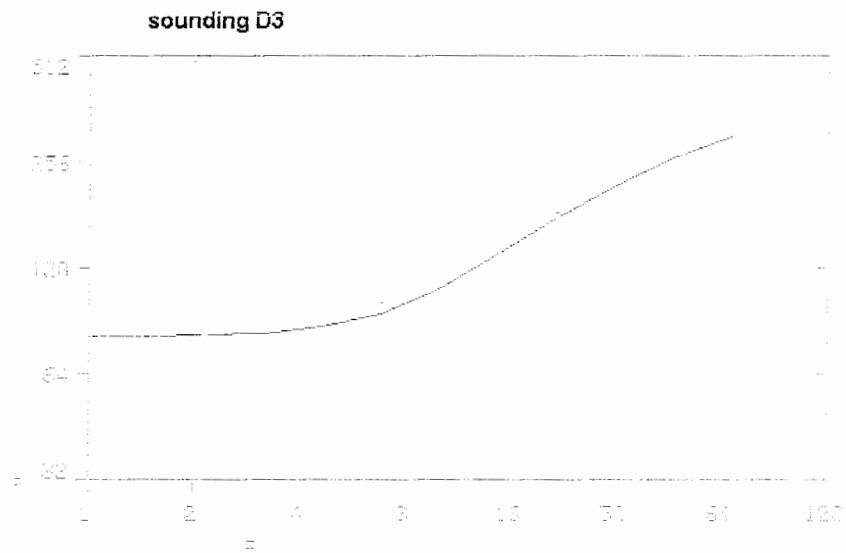
شکل پ-۳۰: مدل یک بعدی سونداژ e2-7 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



Point cursor at segment - hold left button and move

+ ~~Alt~~ + ~~Ctrl~~ + ~~Page~~ + ~~Up~~ ~~Down~~ ~~Left~~ ~~Right~~

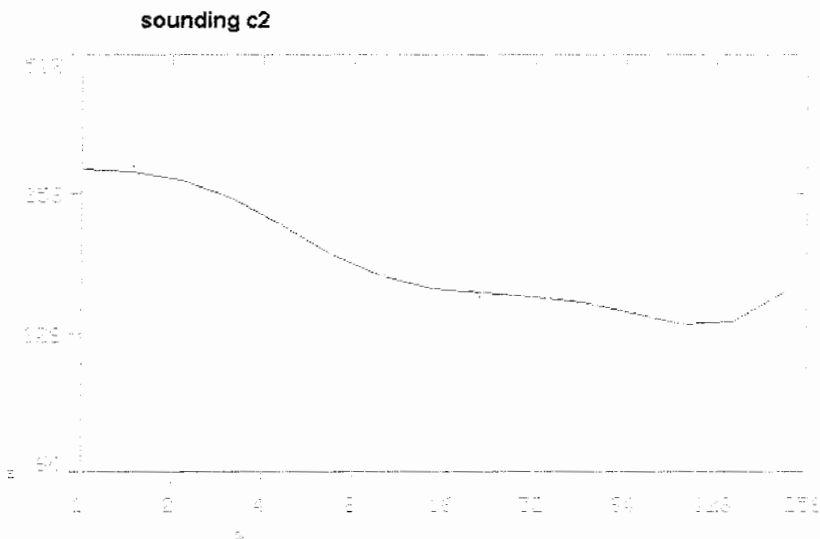
شکل پ-۳۱: مدل یک بعدی سونداژ e2-3 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



Point cursor at segment - hold left button and move

+add layer - rotate layer edit Q13 2014/5/20

شکل پ-۳۲ : مدل یک بعدی سونداژ d3 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی



Point cursor at segment - hold left button and move

+add layer - rotate layer edit Q13 2014/5/20

شکل پ-۳۳ : مدل یک بعدی سونداژ c2 حاصل از معکوس سازی داده های مقاومت ویژه ظاهری توسط نرم افزار رزیکس آی پی

پیوست ت روش ساختن فایل برای نرم افزار RES2DINV

برای ساختن این نوع فایل می توان از هر نرم افزاری که قابلیت ذخیره فایل با پسوند DAT را دارد استفاده کرد (مثلاً نرم افزار SURFER). یک نمونه فایل در جدول ت- ۱ آمده است. بر اساس جدول ت-۱ اطلاعات را به شکل زیر وارد می کنیم [لوک، ۲۰۰۰].

خط اول : عنوانی که می خواهیم بالای مدل نوشته شود (در این پروژه نام پروفیل مورد نظر وارد شده است).

خط دوم : کوچک ترین فاصله الکترودی که در این پروژه ۰/۳ متر است.

خط سوم : نوع آرایش بکار رفته که با یک عدد مشخص می شود. آرایش کلی را با عدد ۱۱ نشان می دهند.

خط چهارم : نوع آرایشی را که آرایش کلی شبیه به آن بوده است را وارد می کنیم. با توجه به راهنمای نرم افزار عدد ۰ (یعنی هیچ یک از آرایش های سنتی) وارد شده است.

خط پنجم : این عبارت را وارد می کنیم

“ Type of measurement (0 = app. , 1= resistance) ”

خط ششم : چنانچه داده های اندازه گیری شده مقاومت ویژه ظاهری است عدد ۰ و اگر داده ها بصورت مقاومت ظاهری باشد عدد ۱ را وارد می کنیم.

خط هفتم : تعداد داده ها

خط هشتم : اگر فاصله نقاط برداشت، فاصله افقی واقعی باشد عدد ۱ و اگر فاصله بین نقاط، فاصله روی زمین باشد عدد ۲ را وارد می کنیم. در این پروژه عدد ۲ وارد شده.

خط نهم : اگر داده های IP داشته باشیم عدد ۱ و در غیر این صورت عدد صفر را وارد می کنیم.

خط دهم : از این جا به بعد داده ها را بصورت زیر وارد می کنیم.

ستون اول : تعداد الکتروود های بکار گرفته شده در آرایش.

ستون دوم و سوم : مختصات X,Z الکتروود جریان A.

ستون چهارم و پنجم : مختصات X,Z الکتروود جریان B.

ستون ششم و هفتم : مختصات X,Z الکتروود پتانسیل C.

ستون هشتم و نهم : مختصات X,Z الکتروود پتانسیل D.

ستون دهم : مقادیر مقاومت ویژه ظاهری را وارد می کنیم.
 به همین ترتیب تمام داده های مقاومت ویژه ظاهری را وارد می کنیم.
 اگر منطقه مورد مطالعه دارای تغییرات شدید توپوگرافی بود، برای وارد کردن داده های توپوگرافی
 بدین صورت عمل می کنیم :

۱. در انتهای فایل داده های مقاومت ویژه ظاهری عبارت زیر را وارد می کنیم.

Topography in separate list

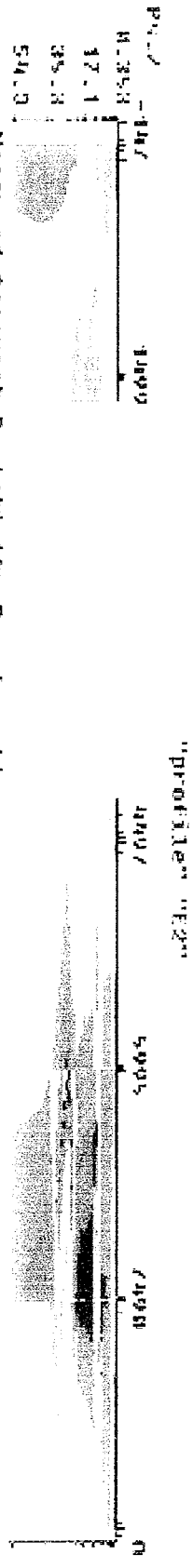
۲. خط بعد چنانچه فاصله الکترودها، فاصله واقعی افقی بود ، عدد ۱ و اگر فاصله روی زمین بود عدد ۲ را وارد می کنیم .
۳. در خط بعد تعداد داده های توپوگرافی را وارد می کنیم.
۴. در خط بعد مختصات و مقدار توپوگرافی را وارد می کنیم باید توجه کرد که ارتفاع اولین الکترودها را باید وارد کرد.
۵. شماره داده ای که مربوط به ارتفاع الکترودها اول را وارد می کنیم. مثلاً اگر سومین داده توپوگرافی مربوط به الکترودها اول بود، عدد ۳ را وارد می کنیم.
۶. در پایان ۴ عدد صفر را زیر هم وارد می کنیم که انتهای فایل را برای نرم افزار مذکور مشخص می کند.

جدول ت-۱: نمونه فایل ساخته شده جهت وارد کردن داده ها به نرم افزار RES2DINV

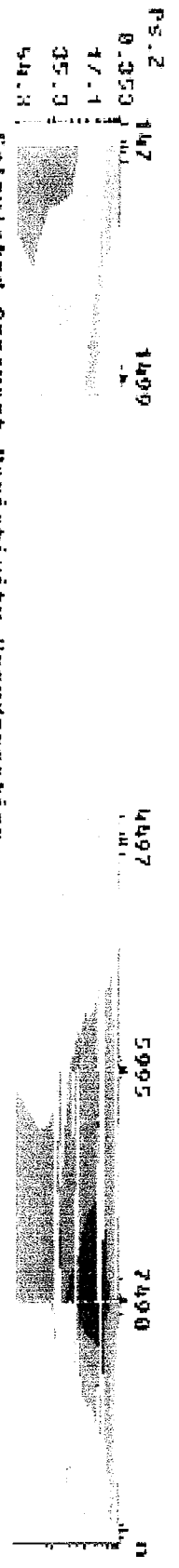
profile	I								
0.3									
11									
0									
Type of measurement (0=app. Resistivity 1=resistance)									
0									
69									
2									
0									
4	-1	0	1	0	-0.3	0	0.3	0	217
4	-1.47	0	1.47	0	-0.3	0	0.3	0	199
4	-2.15	0	2.15	0	-0.3	0	0.3	0	156
4	-3.16	0	3.16	0	-0.3	0	0.3	0	136
4	-3.16	0	3.16	0	-1	0	1	0	105
4	-4.64	0	4.64	0	-0.3	0	0.3	0	130
4	-4.64	0	4.64	0	-1	0	1	0	101
4	-6.81	0	6.81	0	-1	0	1	0	104
4	-10	0	10	0	-1	0	1	0	99.5
4	-10	0	10	0	-3	0	3	0	103
4	-14.7	0	14.7	0	-1	0	1	0	97.3
4	-14.7	0	14.7	0	-3	0	3	0	101
4	-21.5	0	21.5	0	-3	0	3	0	96
4	-31.6	0	31.6	0	-3	0	3	0	94.7
4	-31.6	0	31.6	0	-10	0	10	0	94.1
4	-46.4	0	46.4	0	-3	0	3	0	109
4	-46.4	0	46.4	0	-10	0	10	0	103
4	-68.1	0	68.1	0	-10	0	10	0	107
4	-68.1	0	68.1	0	-30	0	30	0	111
4	-100	0	100	0	-10	0	10	0	92.7
4	-100	0	100	0	-30	0	30	0	98.6
4	-147	0	147	0	-30	0	30	0	98.9
4	-215	0	215	0	-30	0	30	0	124
4	1499	0	1501	0	1499.7	0	1500	0	295
4	1499	0	1501.47	0	1499.7	0	1500	0	226
4	1498	0	1502.15	0	1499.7	0	1500	0	261
4	1497	0	1503.16	0	1499.7	0	1500	0	109
4	1497	0	1503.16	0	1499	0	1501	0	81.1
4	1495	0	1504.64	0	1499.7	0	1500	0	83.1
4	1495	0	1504.64	0	1499	0	1501	0	61.6
4	1493	0	1506.81	0	1499	0	1501	0	52.8
4	1490	0	1510	0	1499	0	1501	0	53.3
4	1490	0	1510	0	1497	0	1503	0	52.2
4	1485	0	1514.7	0	1499	0	1501	0	56.3
4	1485	0	1514.7	0	1497	0	1503	0	53.3
4	1479	0	1521.5	0	1497	0	1503	0	49.8
4	1468	0	1531.6	0	1497	0	1503	0	51.3
4	1468	0	1531.6	0	1490	0	1510	0	48.8

4	1454	0	1546.4	0	1497	0	1503	0	61.7
4	1454	0	1546.4	0	1490	0	1510	0	55
4	1432	0	1568.1	0	1490	0	1510	0	62.1
4	1432	0	1568.1	0	1470	0	1530	0	60
4	1400	0	1600	0	1490	0	1510	0	50.4
4	1400	0	1600	0	1470	0	1530	0	51.4
4	1353	0	1647	0	1470	0	1530	0	46.2
4	1285	0	1715	0	1470	0	1530	0	42.7
4	2999	0	3001	0	2999.7	0	3000	0	230
4	2999	0	3001.47	0	2999.7	0	3000	0	253
4	2998	0	3002.15	0	2999.7	0	3000	0	264
4	2997	0	3003.16	0	2999.7	0	3000	0	238
4	2997	0	3003.16	0	2999	0	3001	0	242
4	2995	0	3004.64	0	2999.7	0	3000	0	209
4	2995	0	3004.64	0	2999	0	3001	0	213
4	2993	0	3006.81	0	2999	0	3001	0	206
4	2990	0	3010	0	2999	0	3001	0	196
4	2990	0	3010	0	2997	0	3003	0	185
4	2985	0	3014.7	0	2999	0	3001	0	190
4	2985	0	3014.7	0	2997	0	3003	0	180
4	2979	0	3021.5	0	2997	0	3003	0	177
4	2968	0	3031.6	0	2997	0	3003	0	176
4	2968	0	3031.6	0	2990	0	3010	0	175
4	2954	0	3046.4	0	2997	0	3003	0	178
4	2954	0	3046.4	0	2990	0	3010	0	176
4	2932	0	3068.1	0	2990	0	3010	0	166
4	2932	0	3068.1	0	2970	0	3030	0	172
4	2900	0	3100	0	2990	0	3010	0	121
4	2900	0	3100	0	2970	0	3030	0	127
4	2853	0	3147	0	2970	0	3030	0	107
4	2785	0	3215	0	2970	0	3030	0	80.1
topografy	in	separate	list						
2									
3									
-215	-15								
1500	-14								
3000	0								
1									
0									
0									
0									
0									

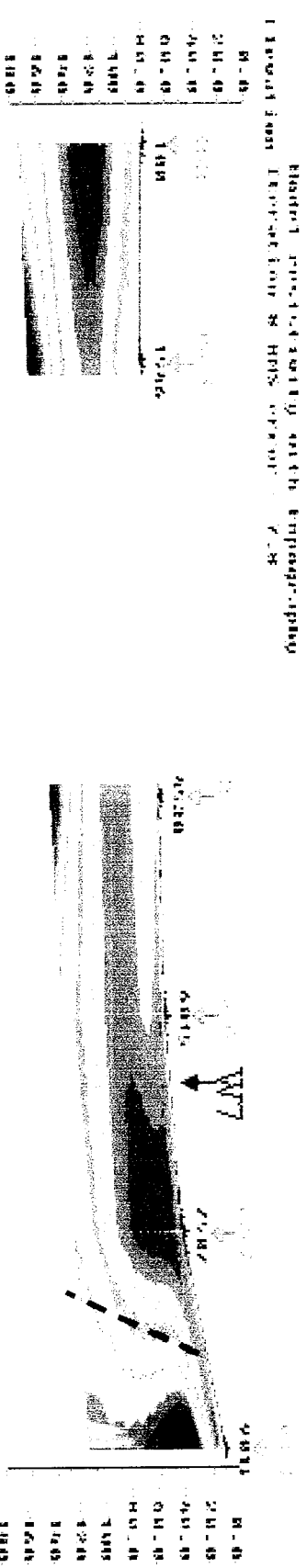
پیوست ث : نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی با استفاده از نرم افزار **RES2DINV**



Measured Apparent Resistivity Pseudosection

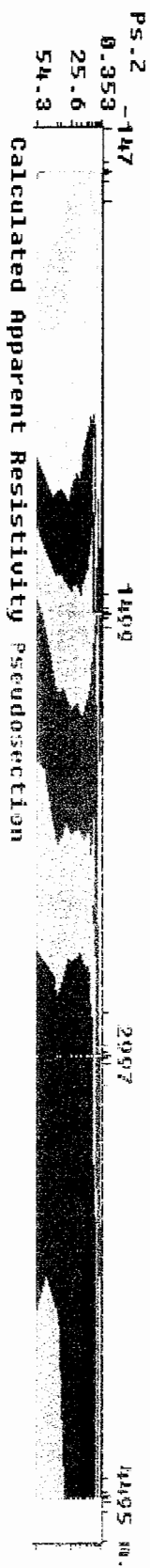
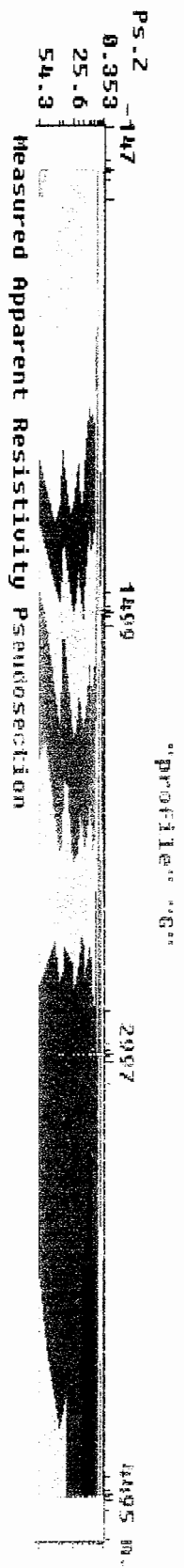


Calculated Apparent Resistivity Pseudosection

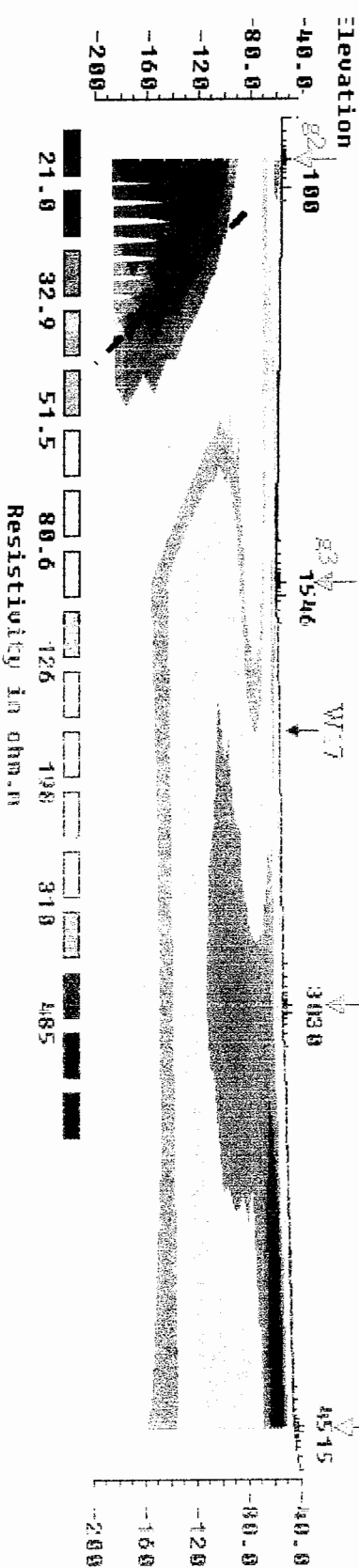


Map of the study area showing the location of the profile

شکل ۱-۱: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل E2



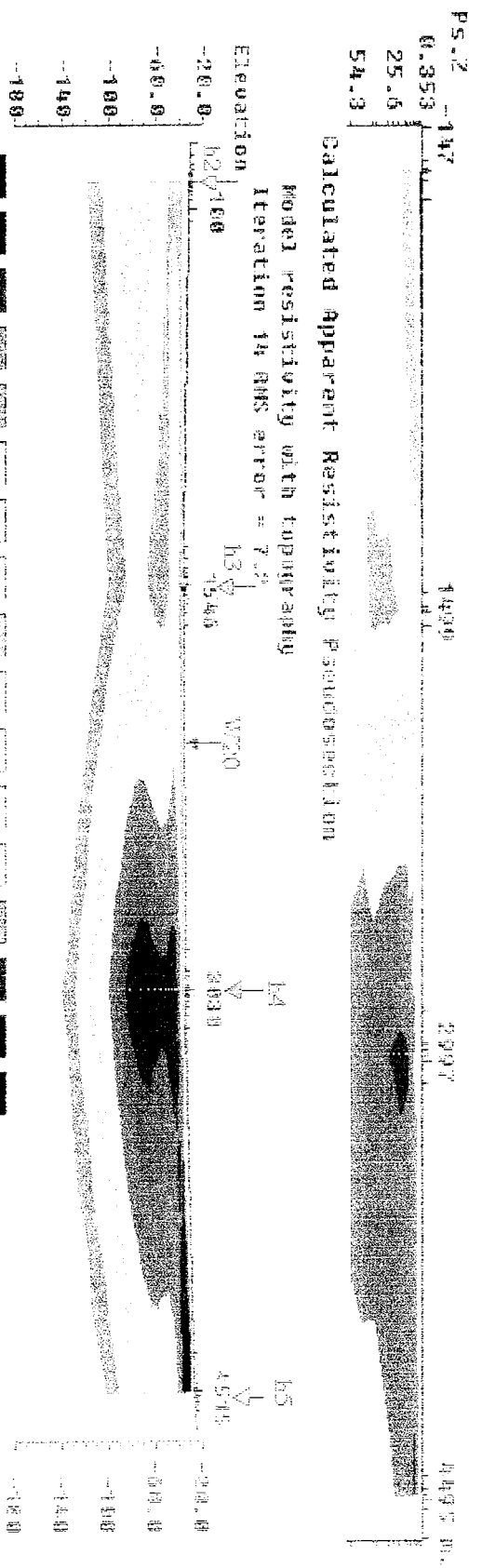
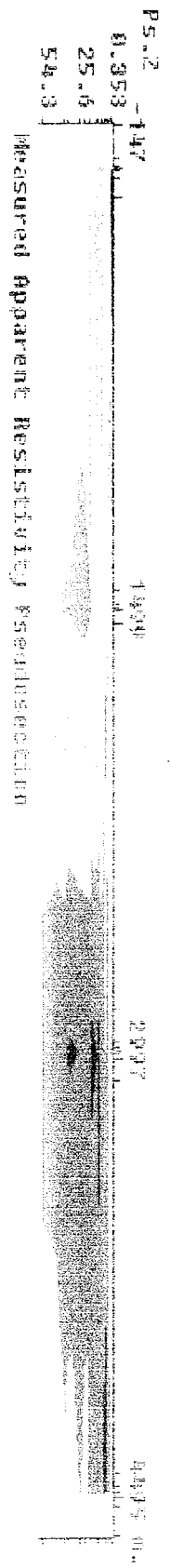
Model resistivity with topography
Iteration 12 RMS error = 6.6



Unit Electrode Spacing = 0.300 m.

Horizontal scale is 0.04 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 5.00
First electrode is located at -147.0 m.
Last electrode is located at 15980.0 m.

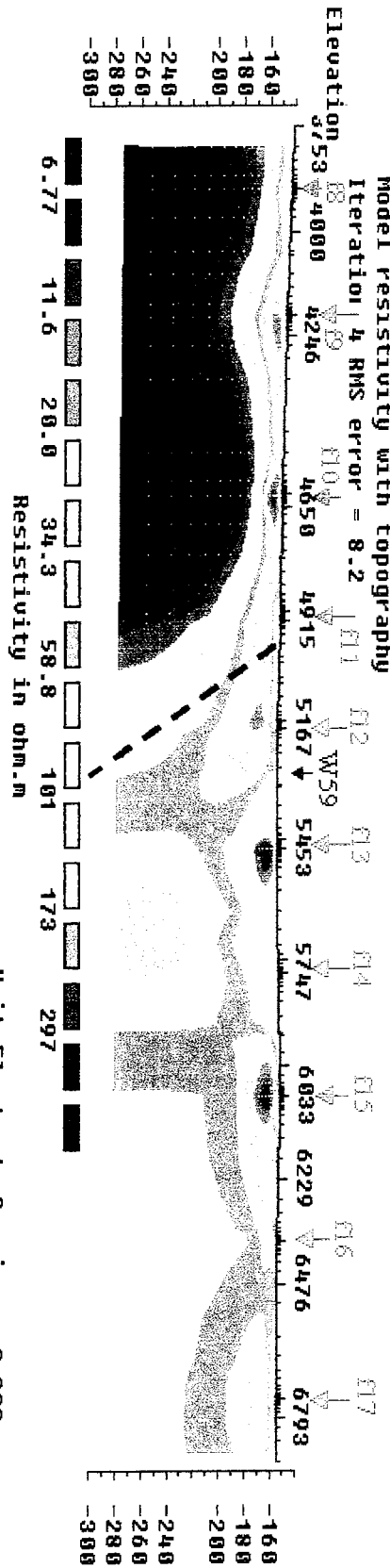
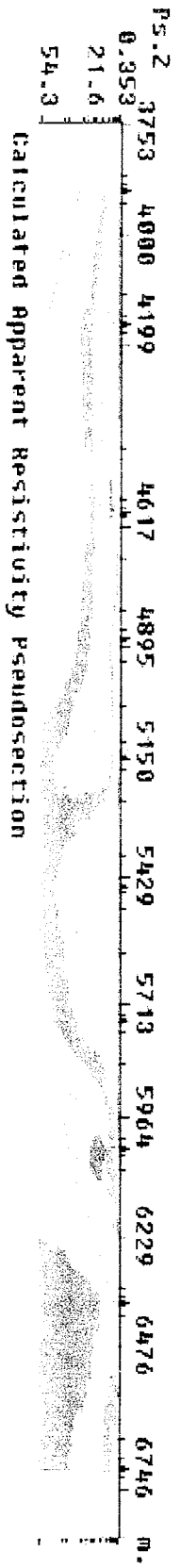
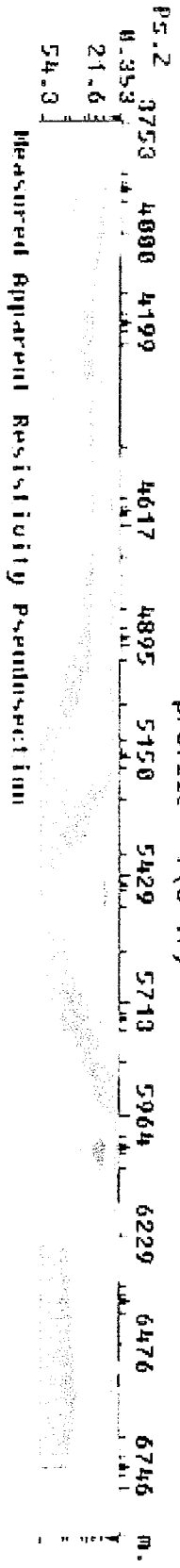
شکل ش-۳: از بالا به پایین شبکه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبکه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل G



Horizontal scale is 0.04 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section displaying = 4.00
 First electrode is located at -147.9 m.
 Last electrode is located at 15980.0 m.

Unit Electrode Spacing = 0.200 m.
 Model resistivity with topography
 Iteration 14 RMS error = 7.2%
 W20
 B4
 B5
 4575

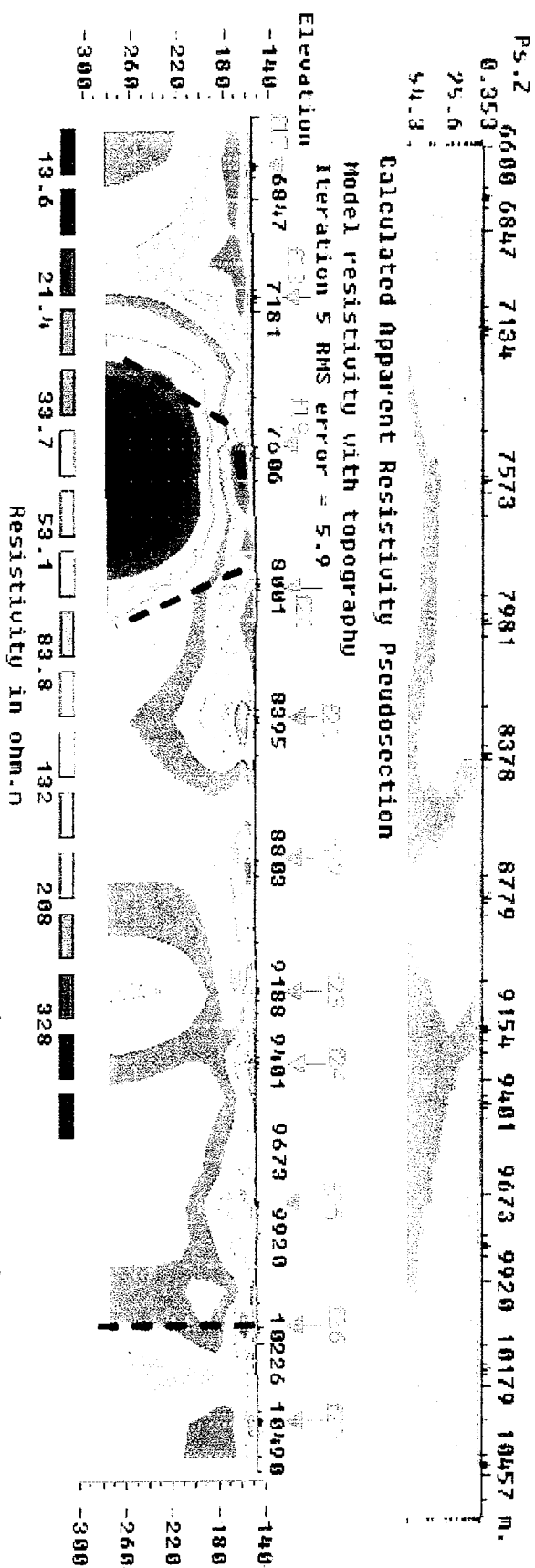
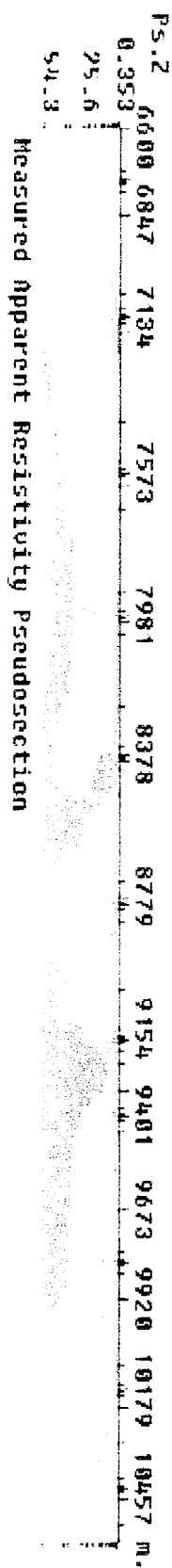
"profile" "F(8-17)"



Horizontal scale is 0.07 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 3.50
 First electrode is located at 3753.0 m.
 Last electrode is located at 10470.0 m.

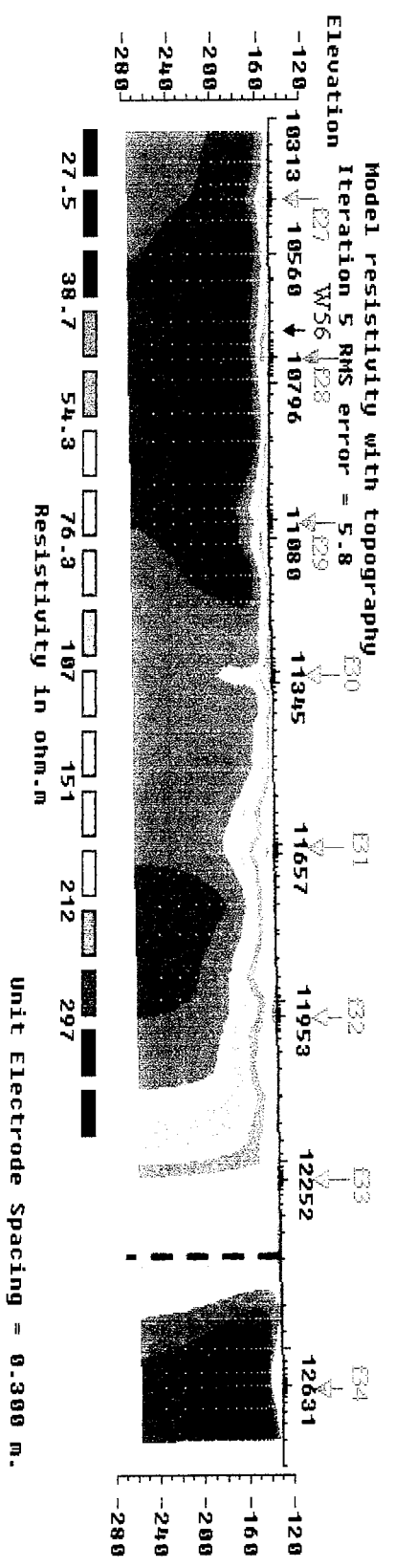
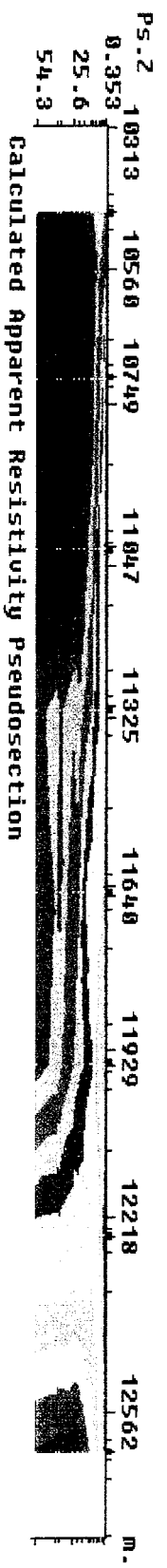
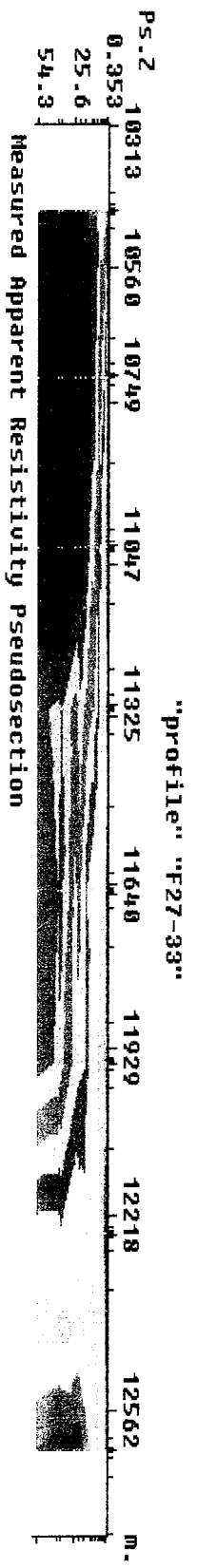
F8-17
 شکل ث-۴: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل F8-17

"profile" "F(17-27)"



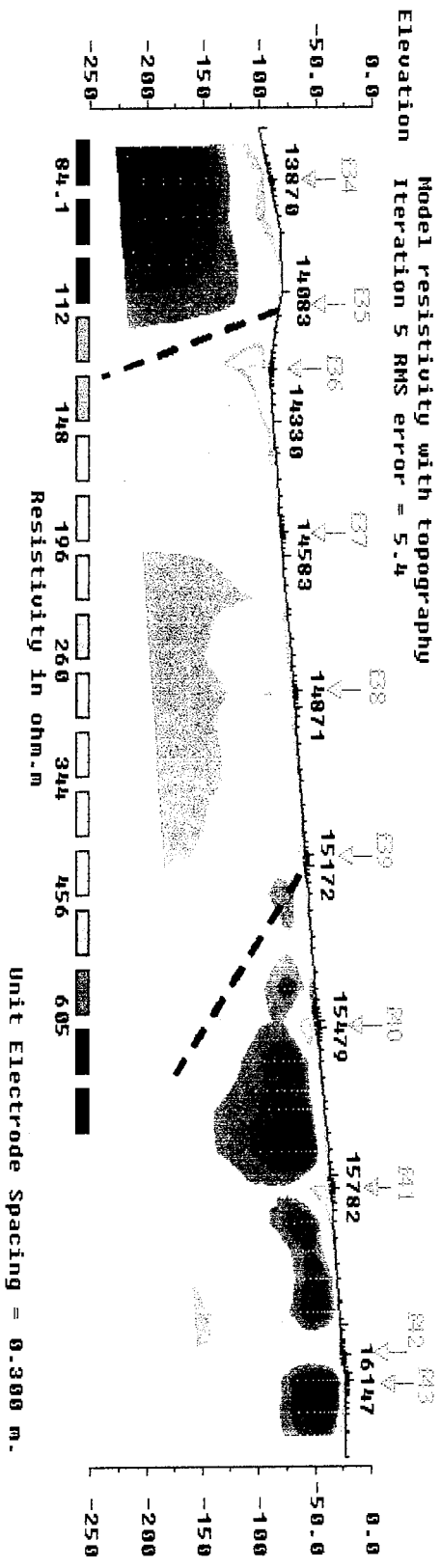
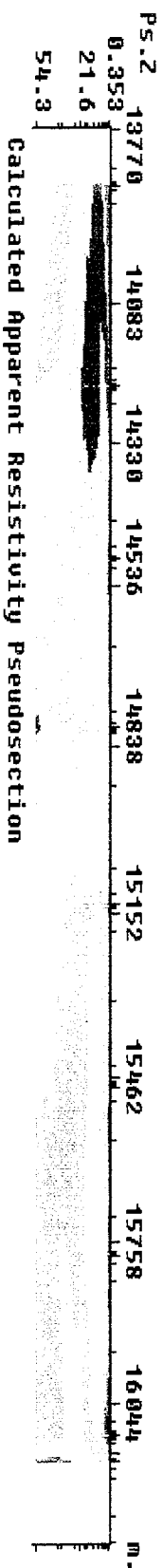
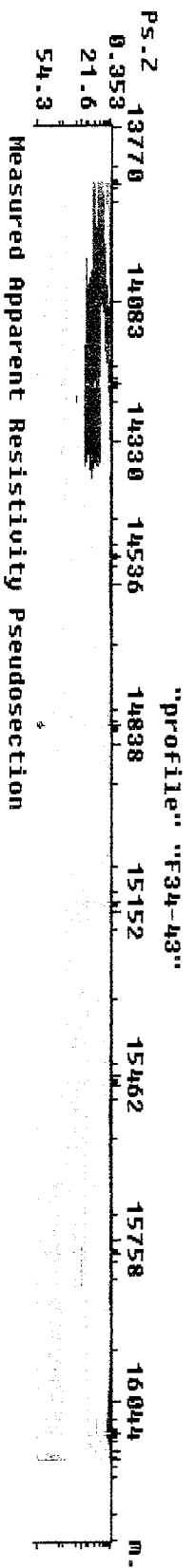
Horizontal scale is 0.05 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 4.19
First electrode is located at 6600.0 m.
Last electrode is located at 10356.7 m.

شکل ۱۷-۲۷ از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل F17-27



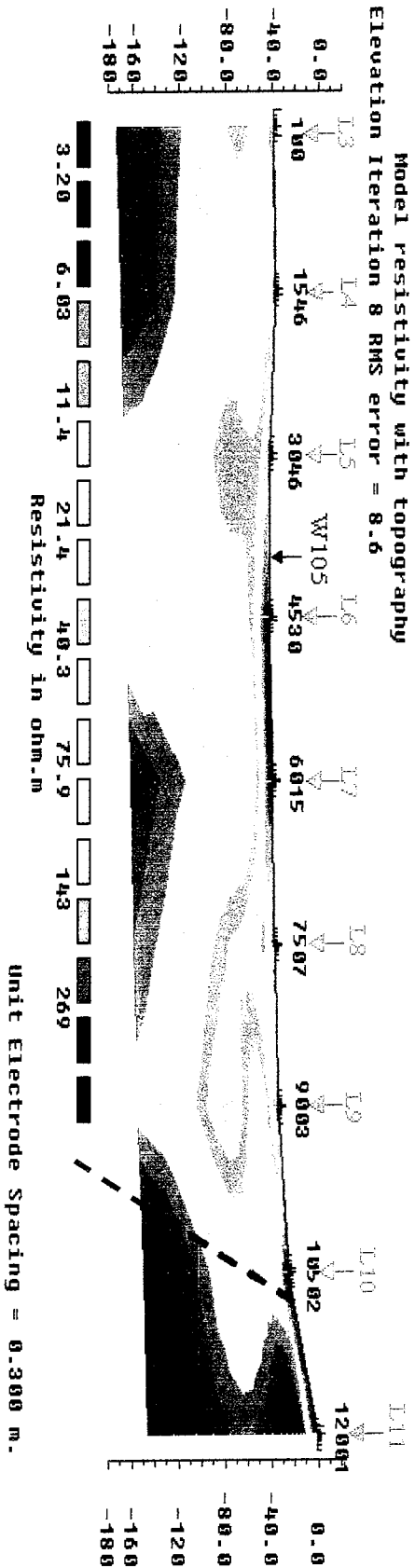
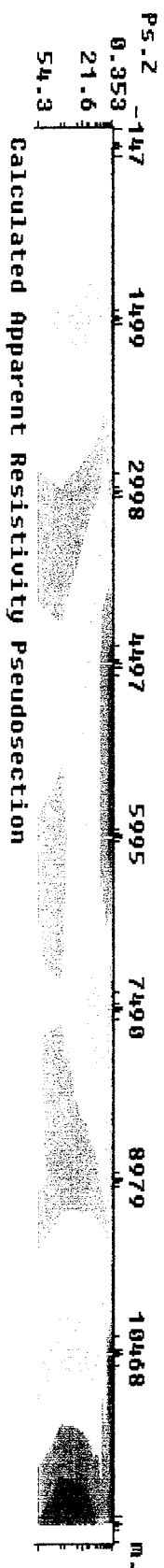
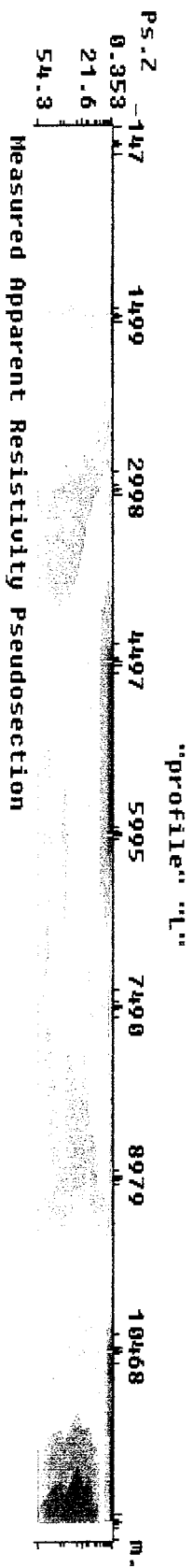
Horizontal scale is 0.09 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 2.57
First electrode is located at 10313.0 m.
Last electrode is located at 8213.3 m.

شکل ۳-۶ از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل F27-33



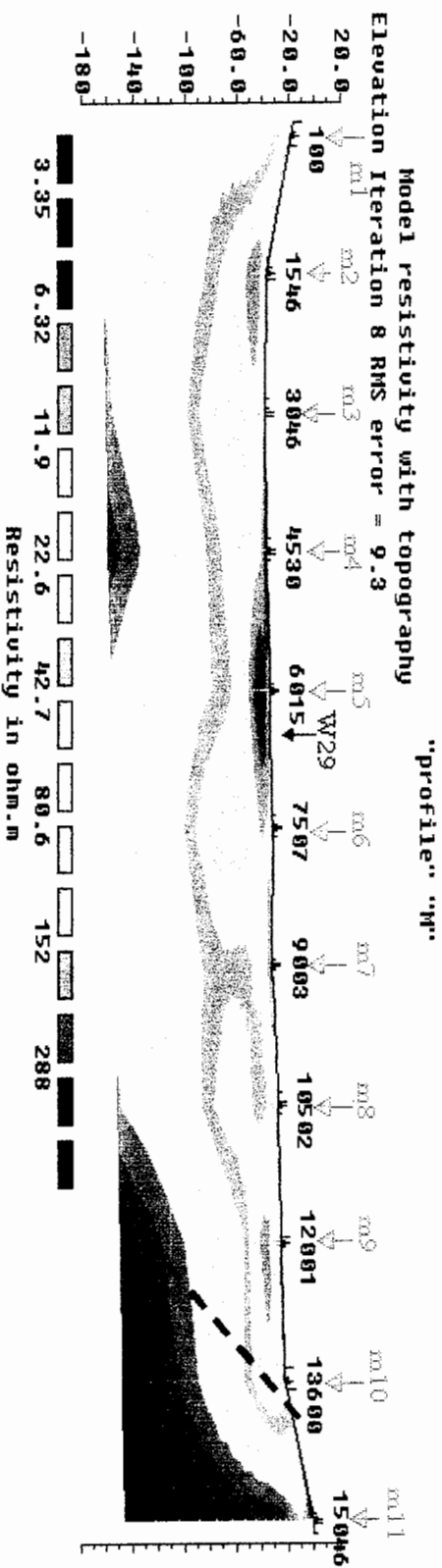
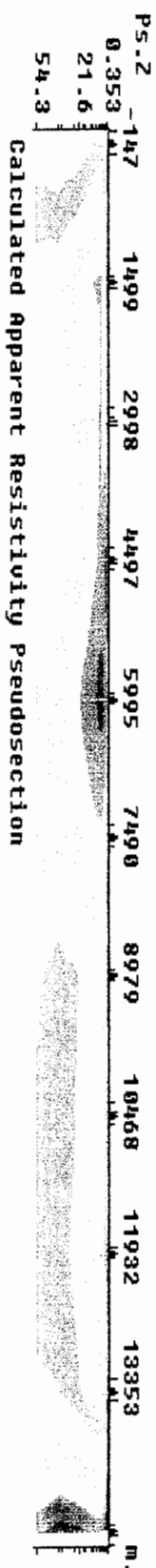
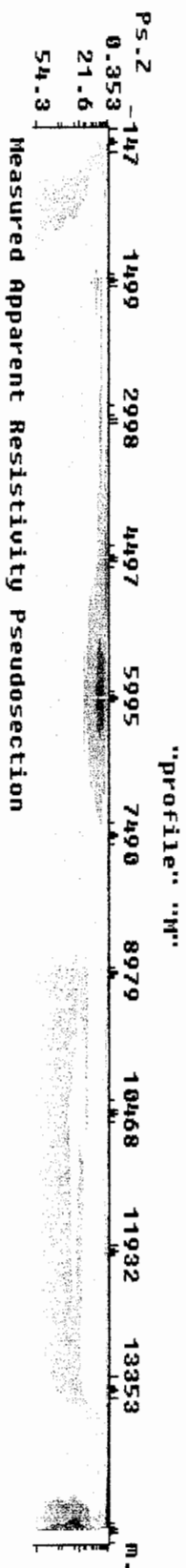
Horizontal scale is 0.09 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 2.77
First electrode is located at 13770.0 m.
Last electrode is located at 8403.3 m.

شکل ۷-۳: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل F34-43



Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 14.10
First electrode is located at -147.0 m.
Last electrode is located at 40980.0 m.

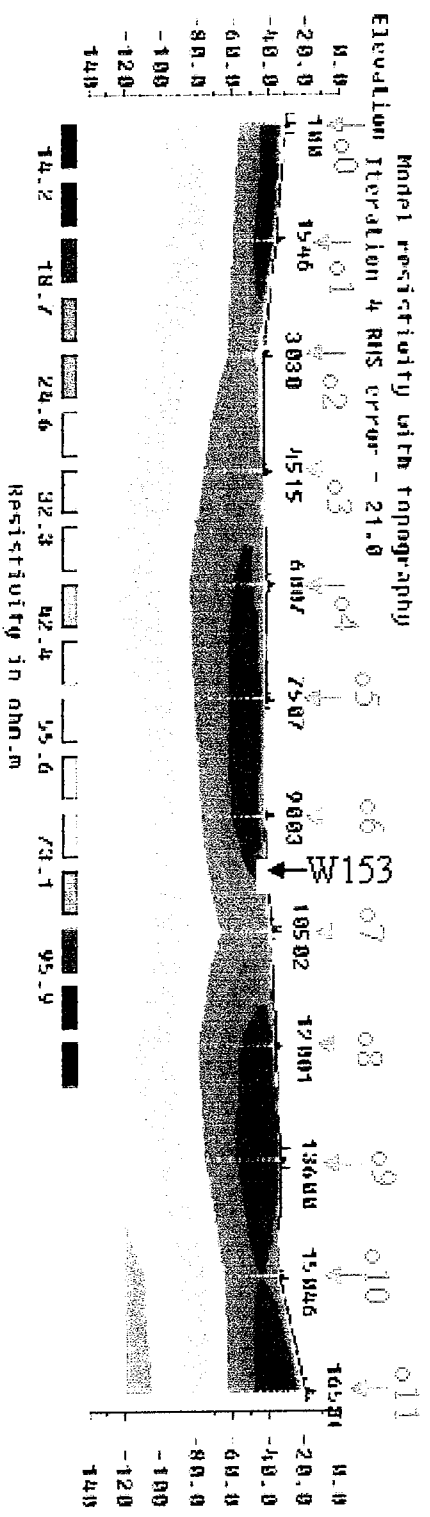
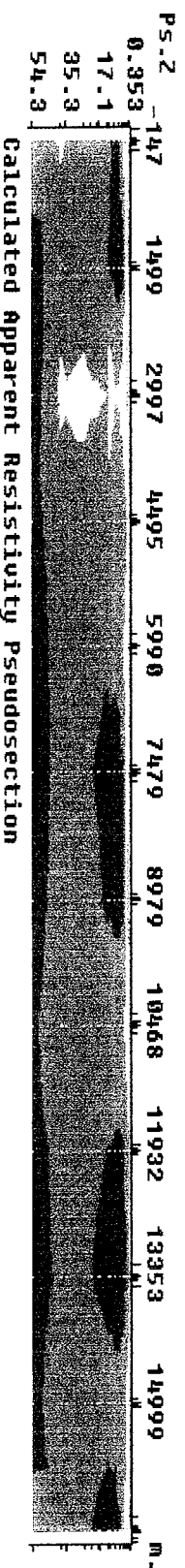
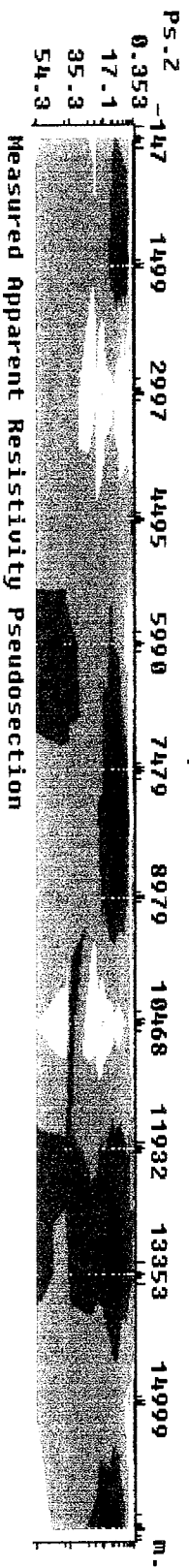
شکل ت-۸ از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل L



Horizontal scale is 0.01 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 17.55
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 50980.0 m.

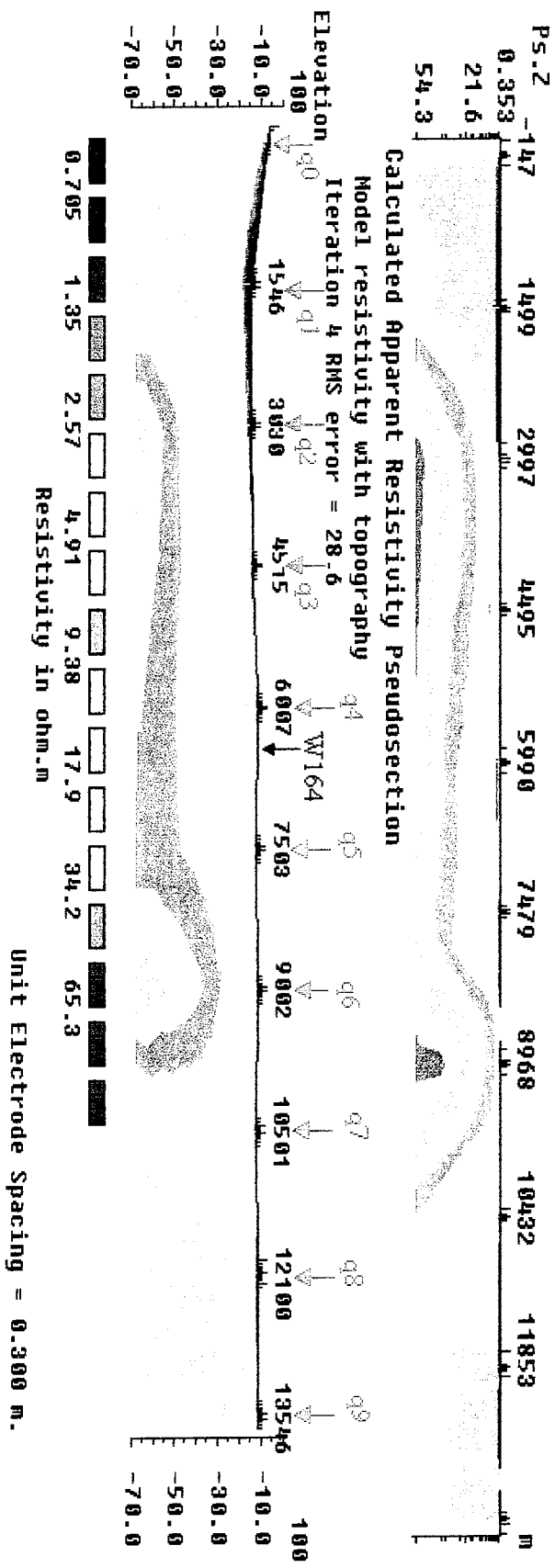
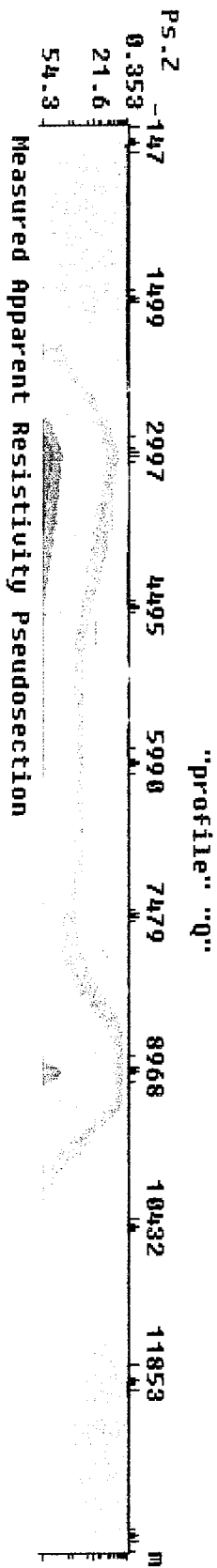
شکل ۹-۱: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل M

"profile" "0"



Horizontal scale is 0.01 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display - 25.00
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 55980.0 m.

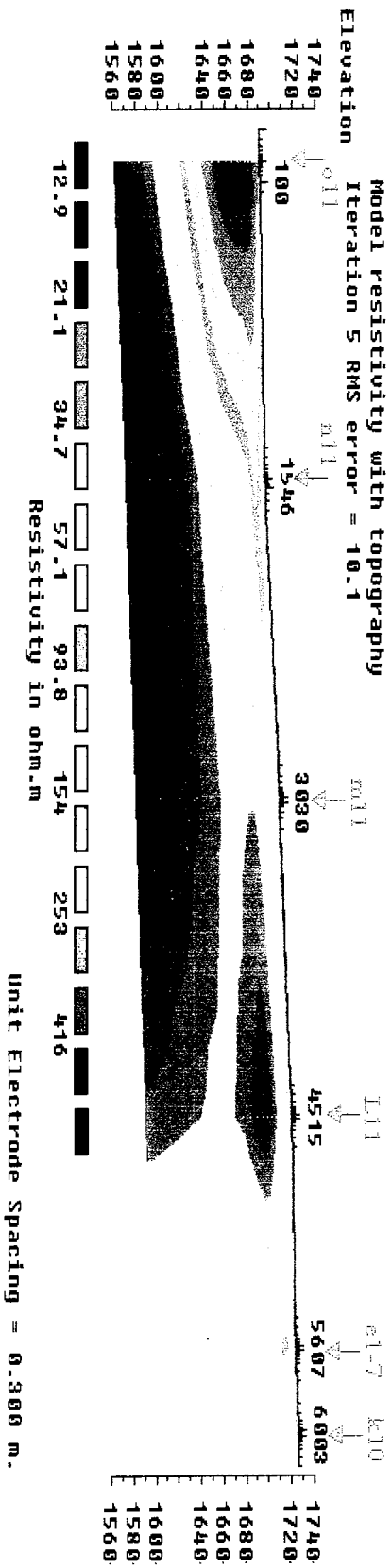
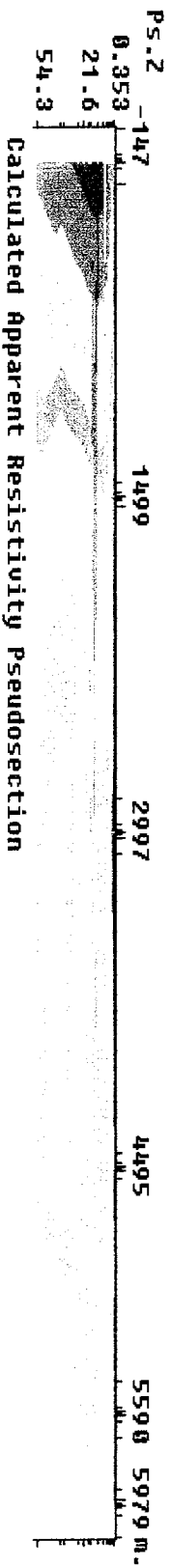
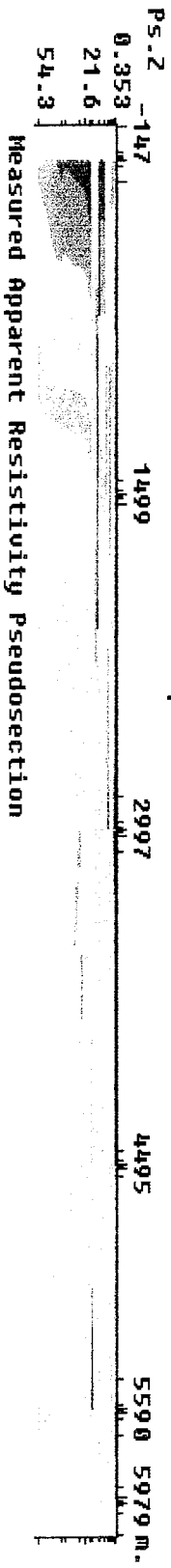
شکل ۱۰-۱: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل ۰



Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 25.00
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 45980.0 m.

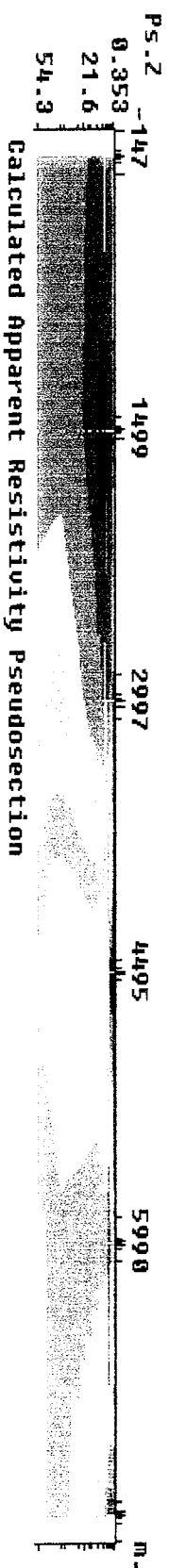
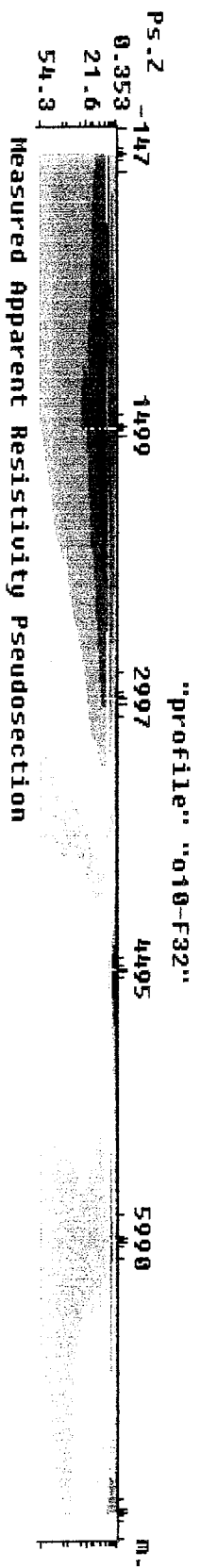
شکل ۱-۱: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q

"profile" "011-K10"

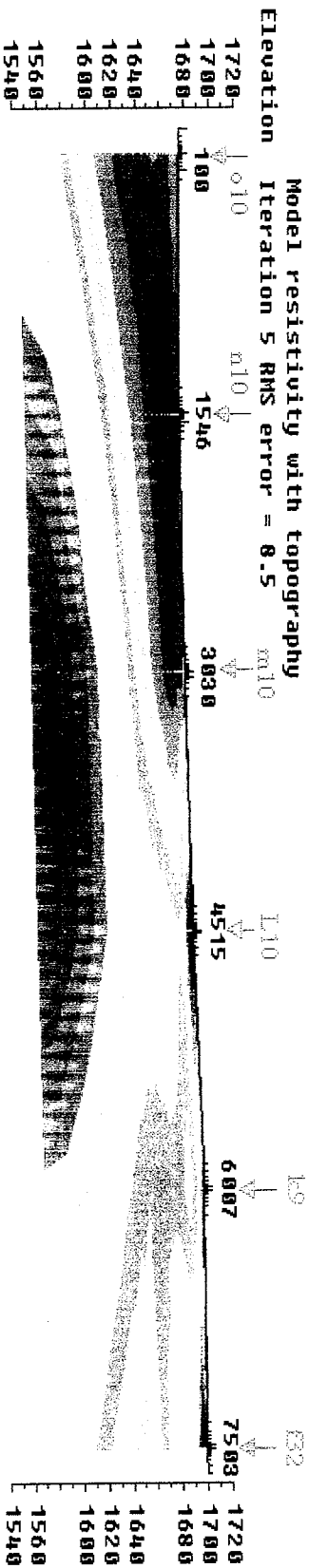


Horizontal scale is 0.03 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 7.01
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 20980.0 m.

شکل ت-۱۲: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل 011-K10



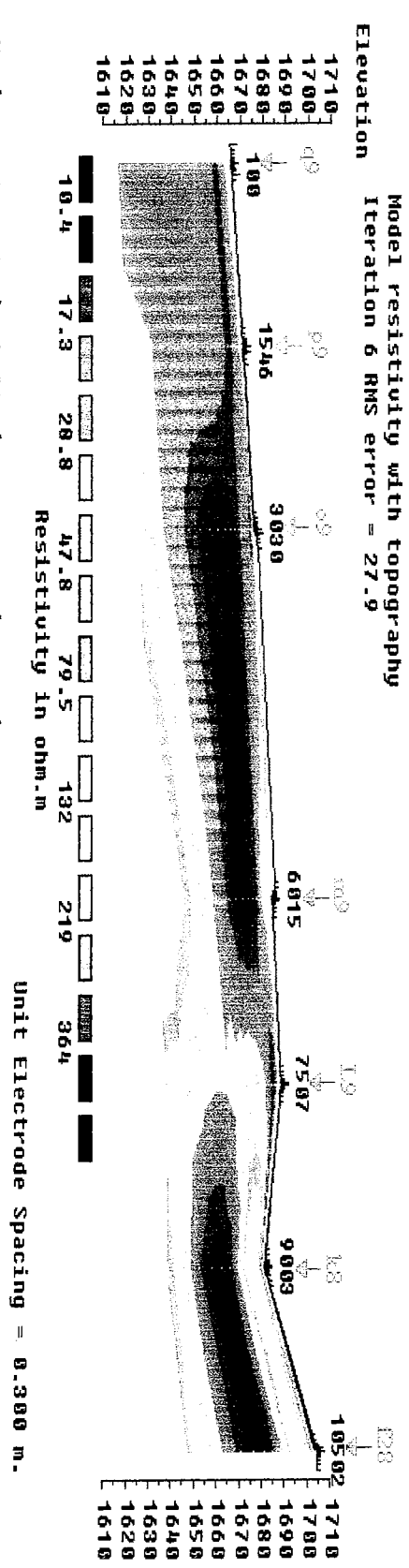
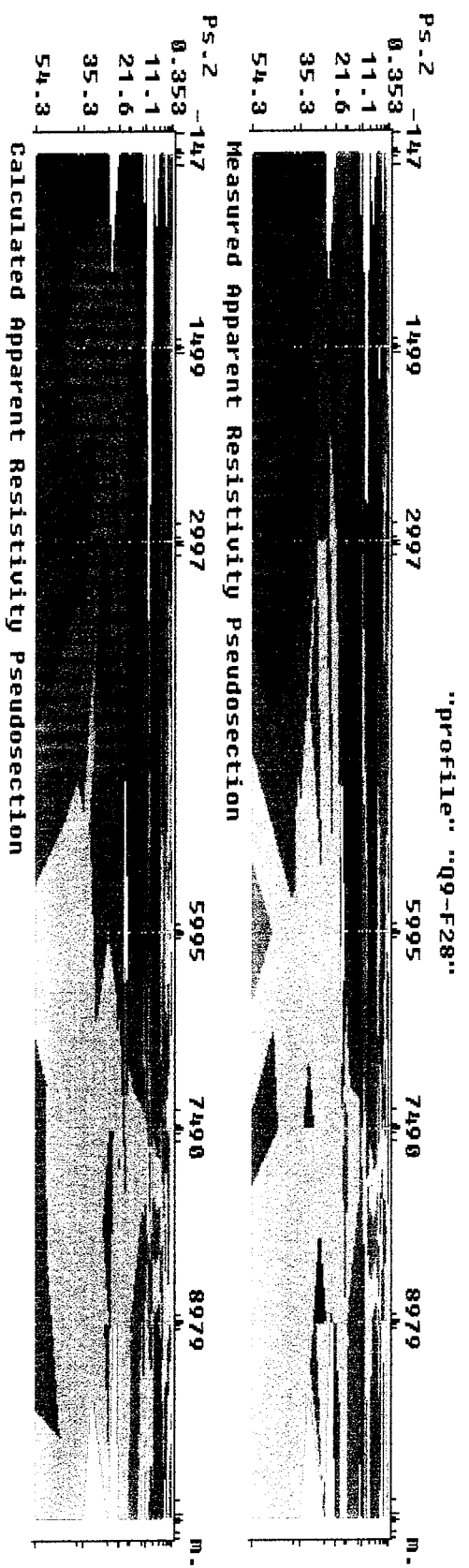
Model resistivity with topography
Iteration 5 RMS error = 8.5



Horizontal scale is 0.03 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 8.68

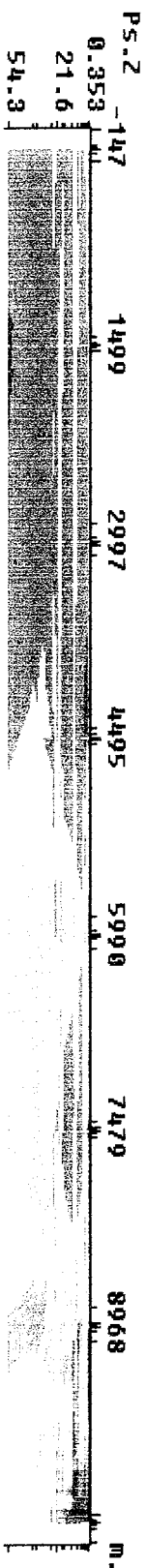
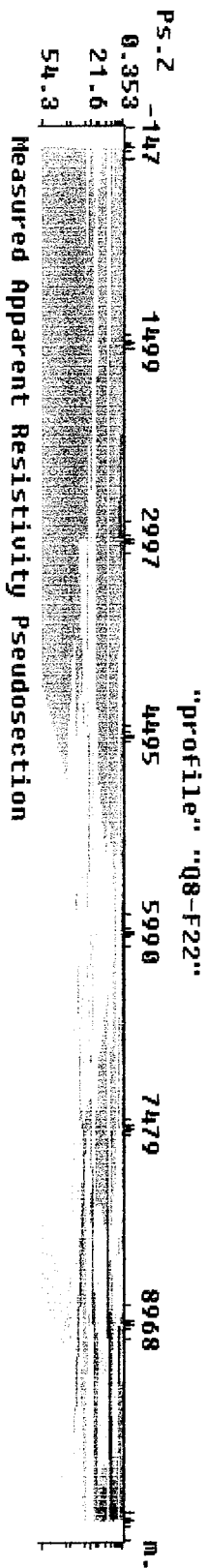
First electrode is located at -147.0 m.
Last electrode is located at 25980.0 m.

شکل ت-۱۳: از بالا به پایین شیبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شیبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل O10-F32

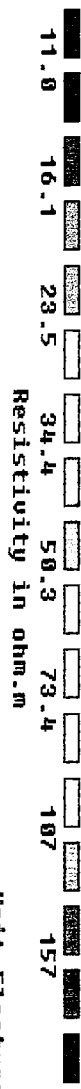
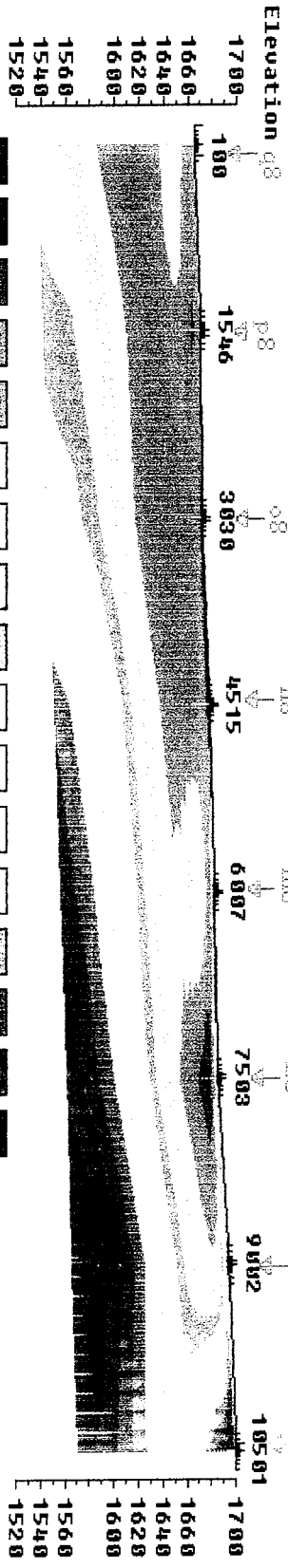


Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 25.00
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 35980.0 m.

شکل ت- ۱۴: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q9-F28



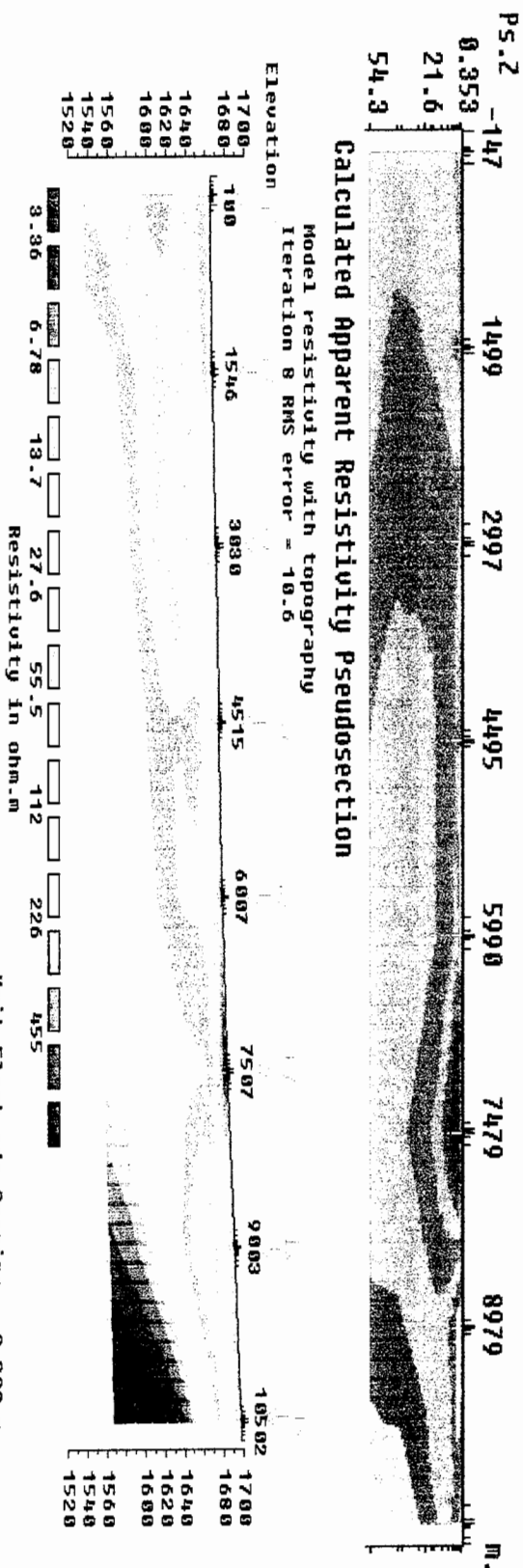
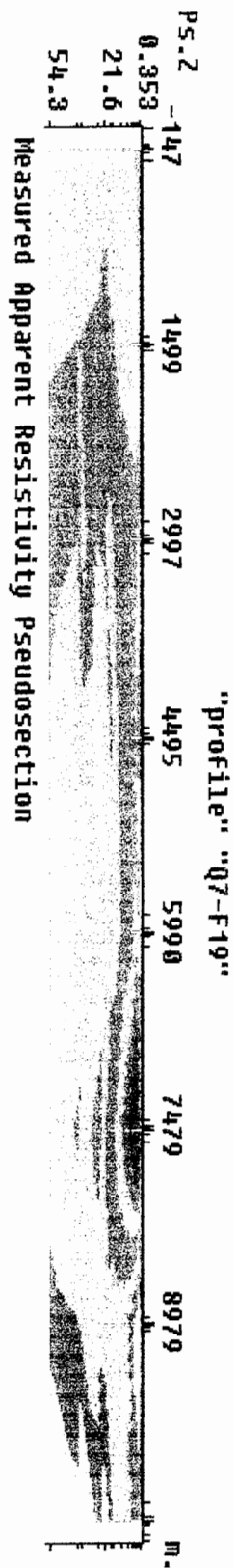
Model resistivity with topography
 Iteration 5 RMS error = 11.3



Unit Electrode Spacing = 0.300 m.

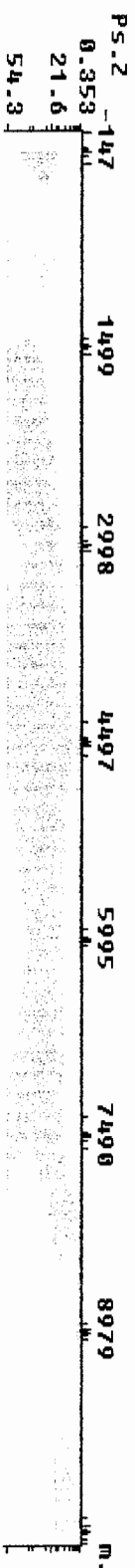
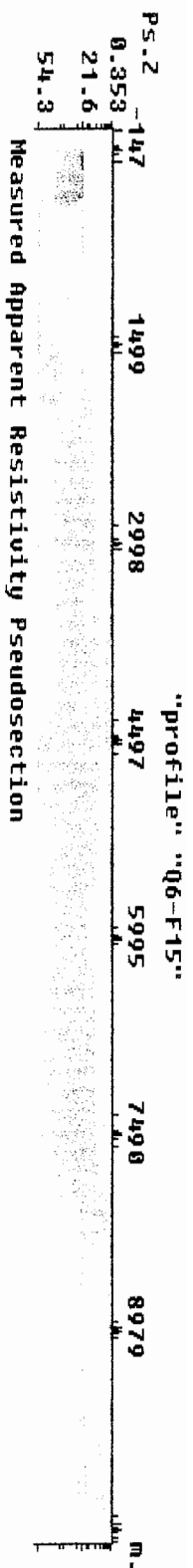
Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 12.01
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 35980.0 m.

شکل ت-15: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q8-F22

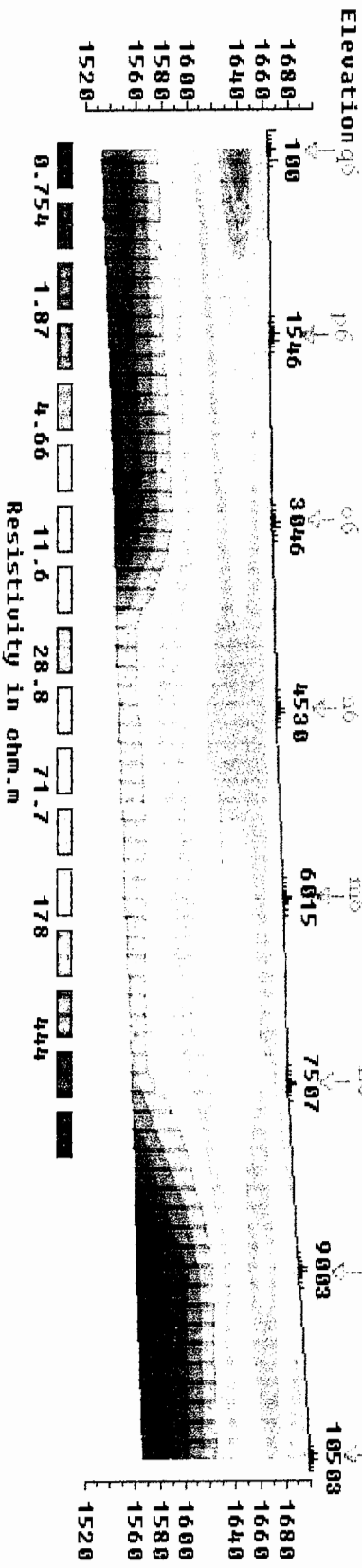


Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 12.01
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 35980.0 m.

شکل ت-۱۶: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q7-F19

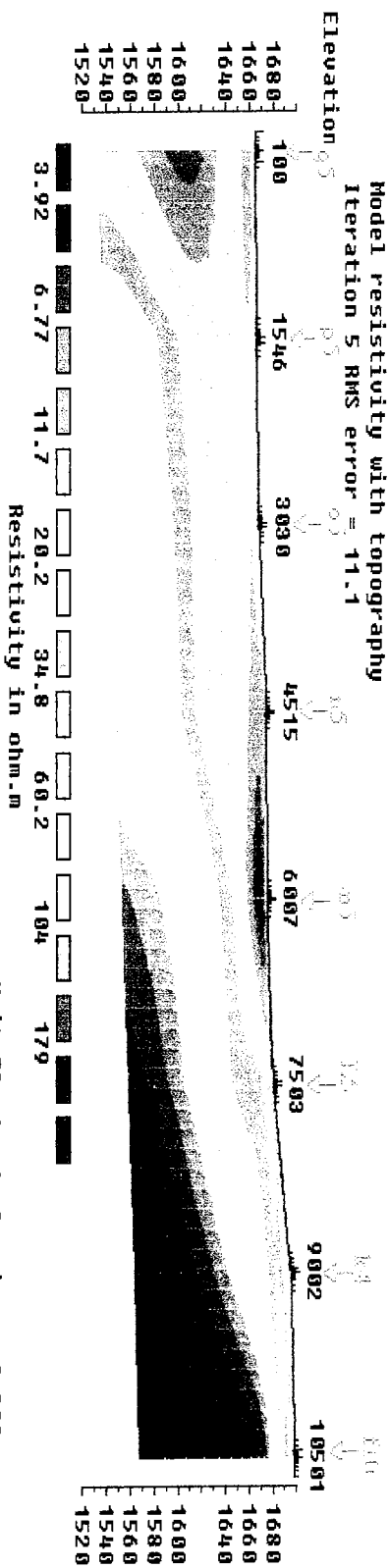
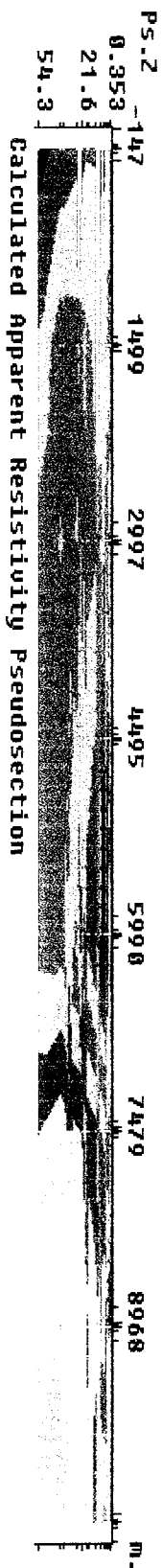
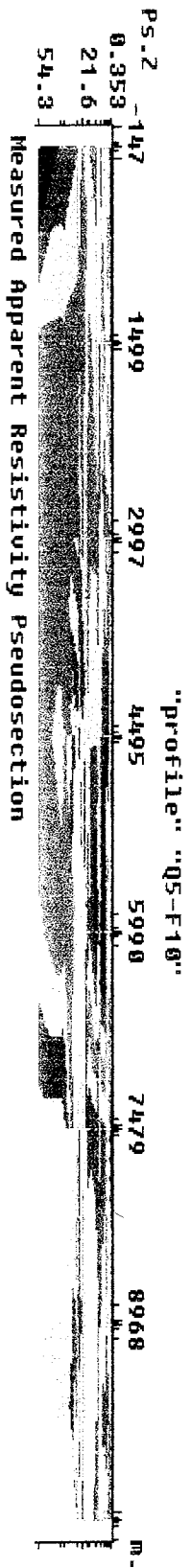


Calculated Apparent Resistivity Pseudosection
 Model resistivity with topography
 Iteration 6 RMS error = 27.4



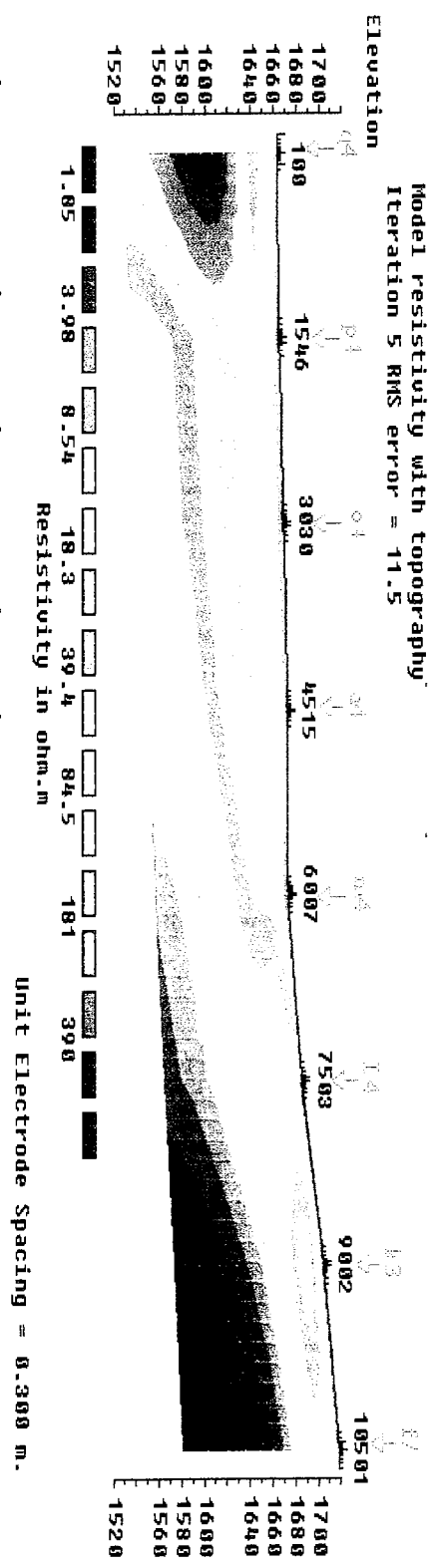
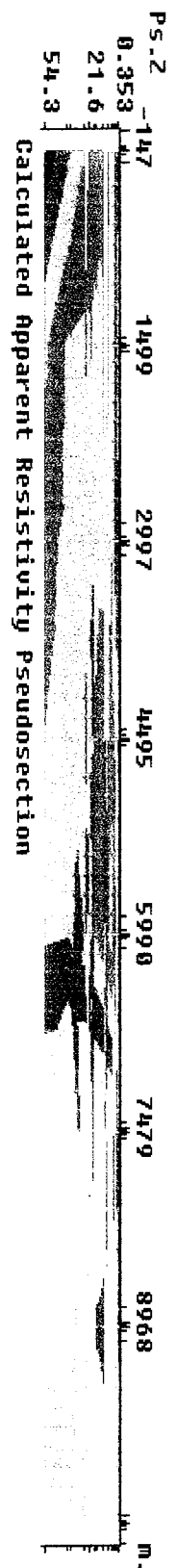
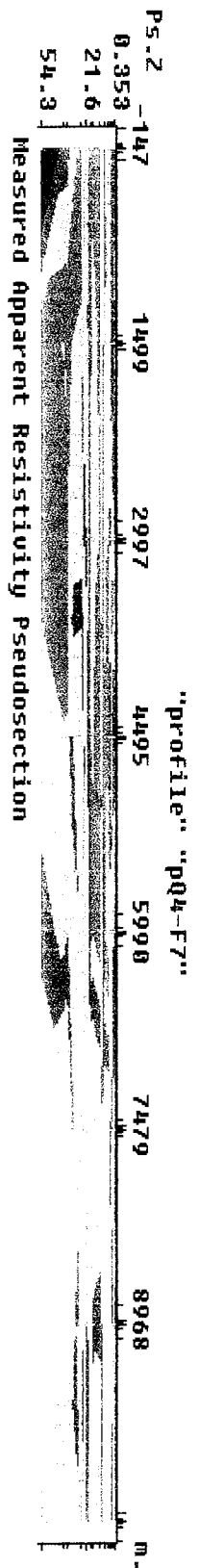
Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 11.96
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 35823.3 m.

شکل ت-۱۷: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q6-F15



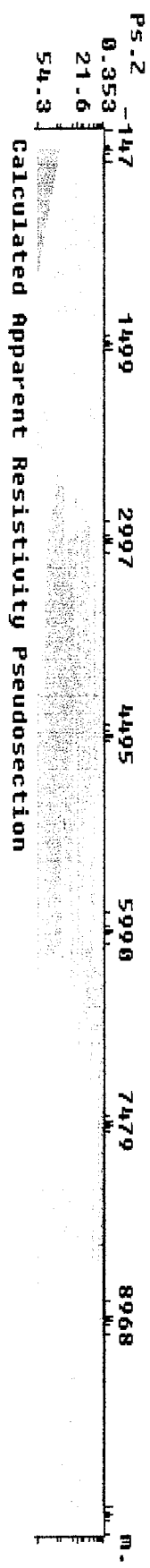
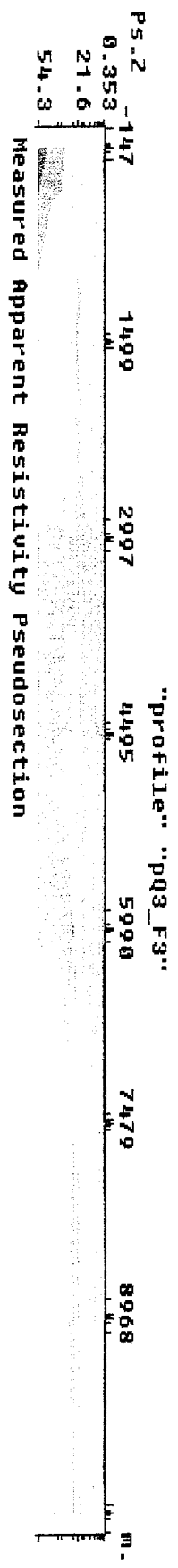
Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 12.01
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 35980.0 m.

شکل ۱۸: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q5-F10

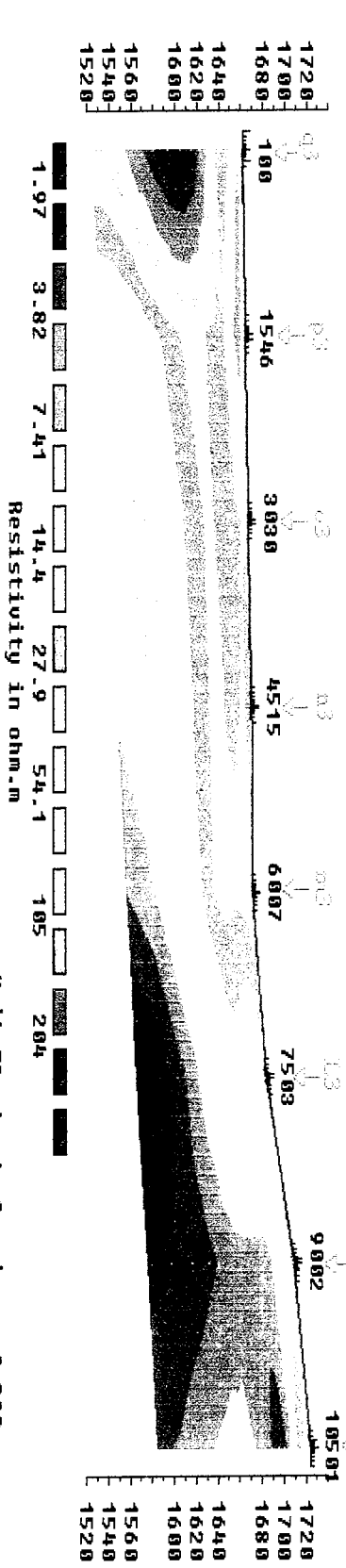


Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 12.01
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 35980.0 m.

شکل ۱۹- از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q4-F7

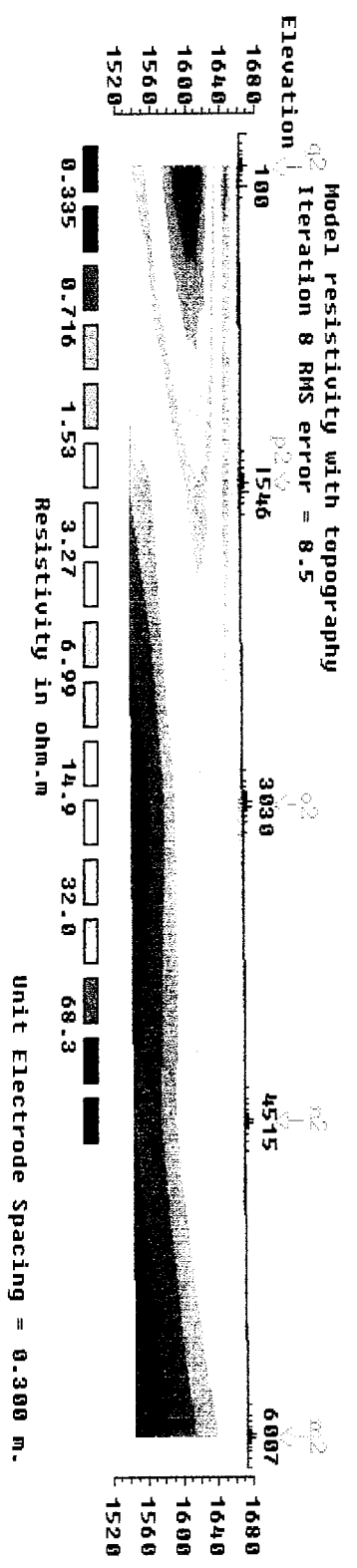
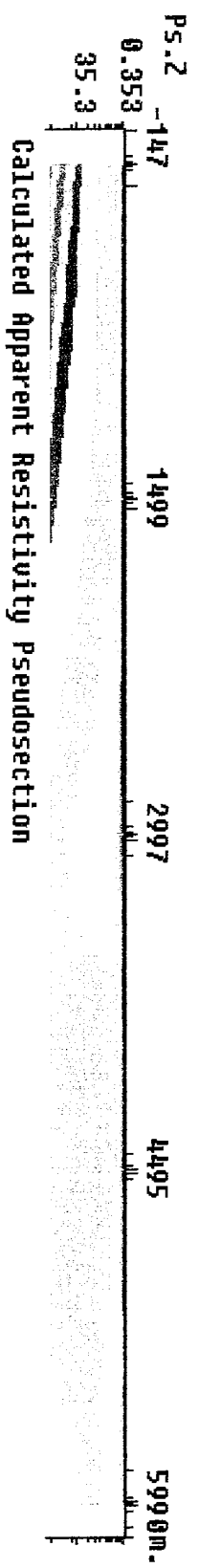
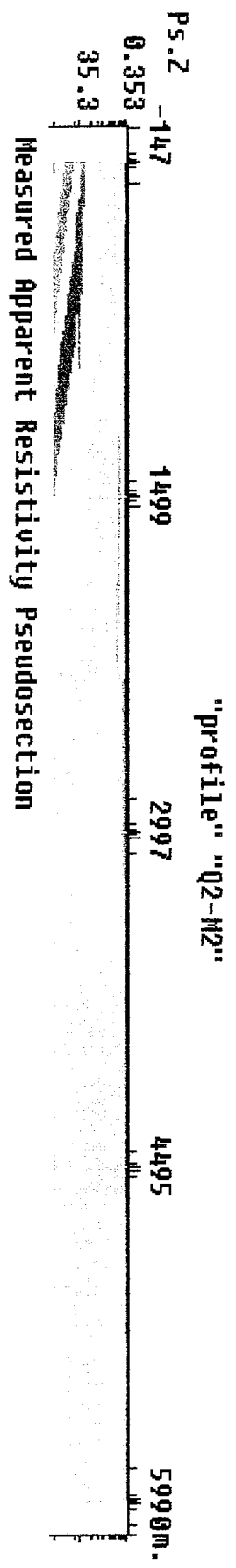


Model resistivity with topography
Iteration 5 RMS error = 13.3



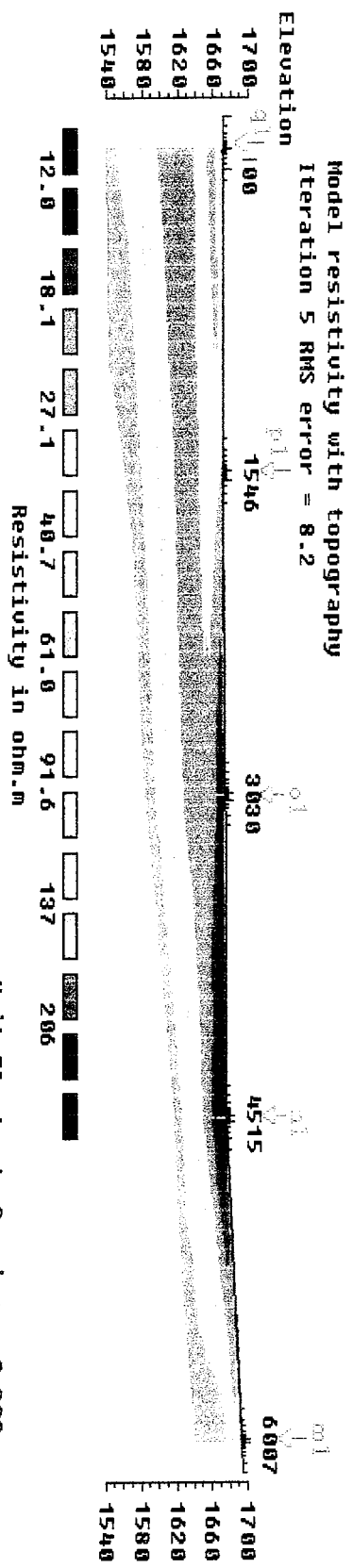
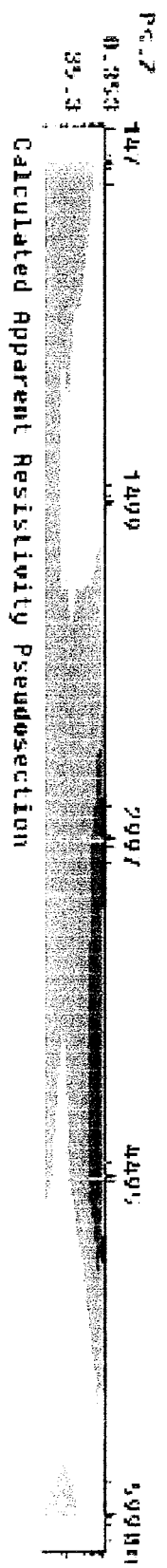
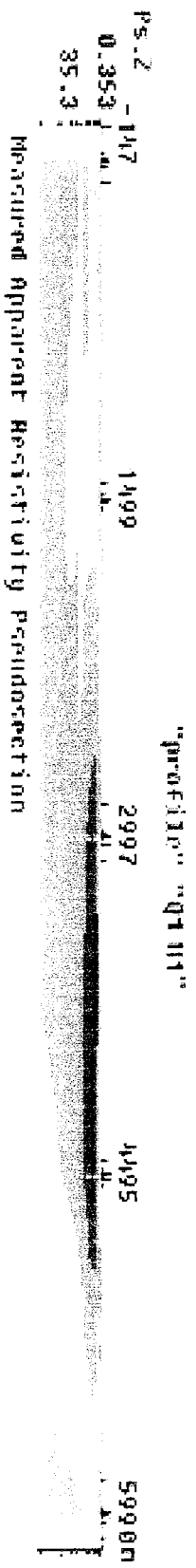
Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 12.01
First electrode is located at -147.0 m.
Last electrode is located at 35980.0 m.

شکل ۲۰: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q3-F3



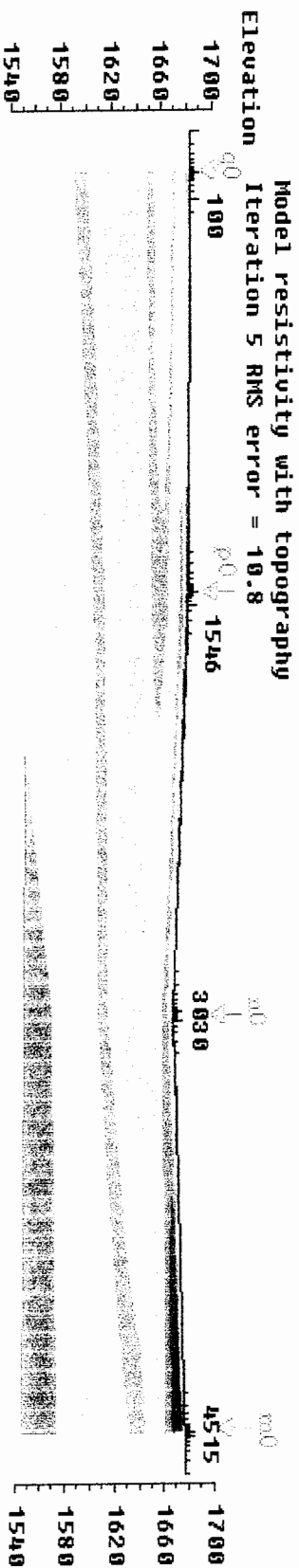
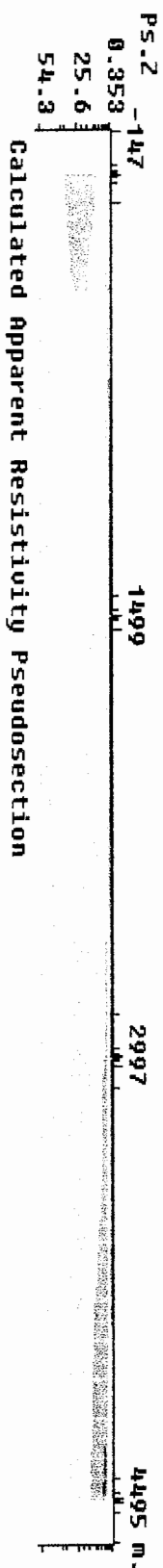
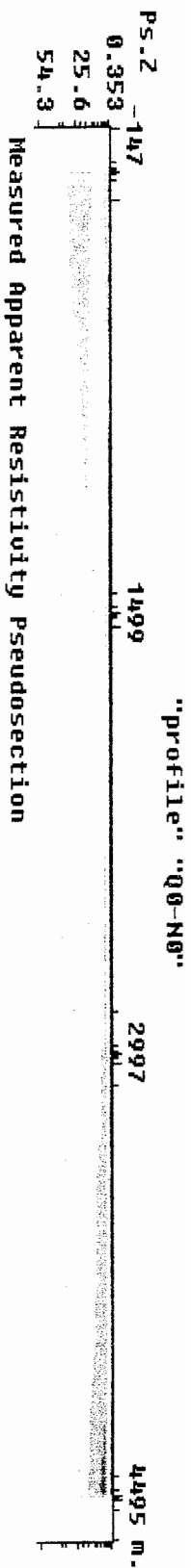
Horizontal scale is 0.03 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 5.00
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 20980.0 m.

شکل ۳۱: از بالا به پایین شبیه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q2-M2



Horizontal scale is 0.03 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 5.00
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 20980.0 m.

شکل ت-۲۲: از بالا به پایین شبیه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبیه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q1-M1



Unit Electrode Spacing = 0.300 m.

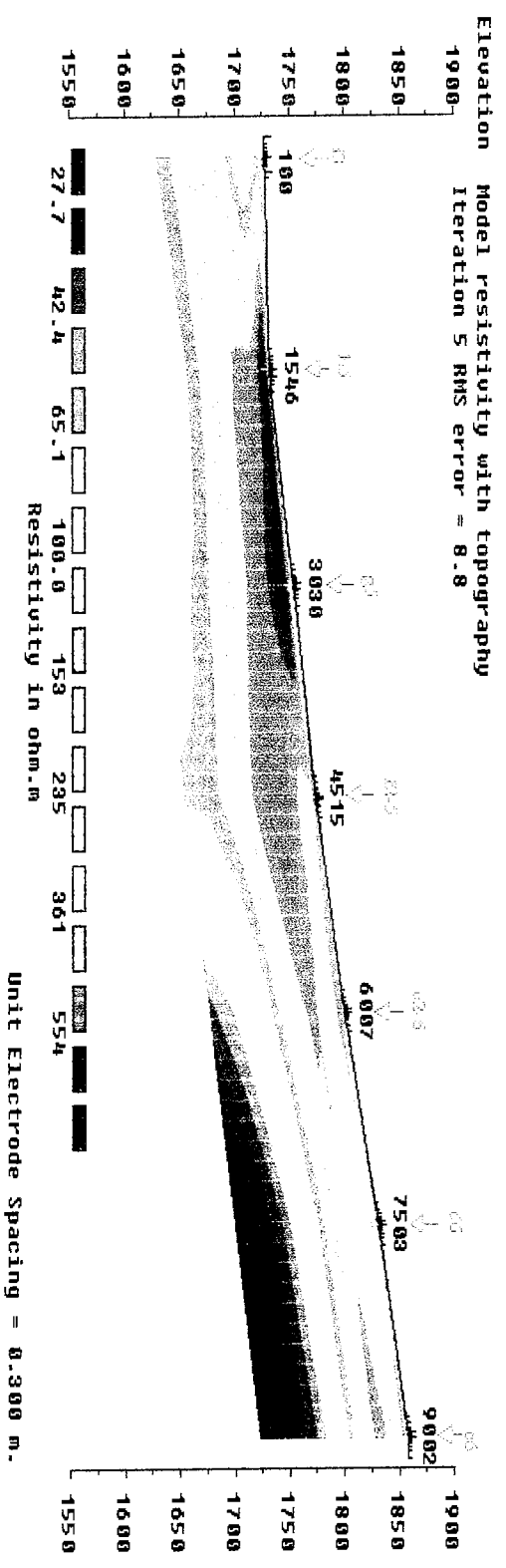
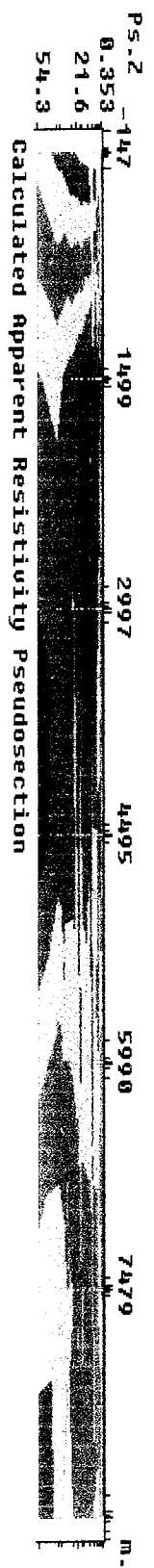
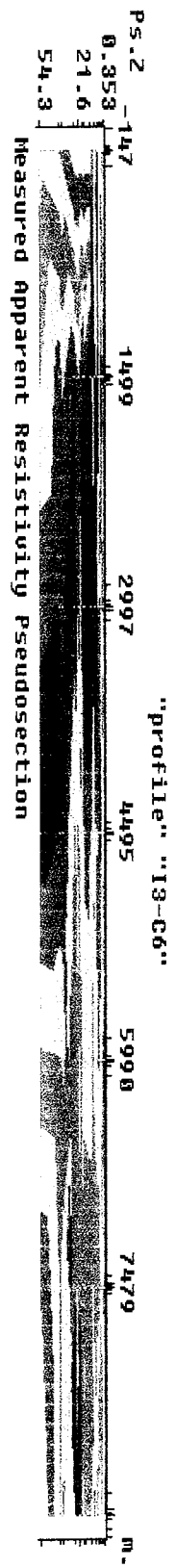
Horizontal scale is 0.04 pixels per unit spacing

Vertical exaggeration in model section display = 5.00

First electrode is located at -147.0 m.

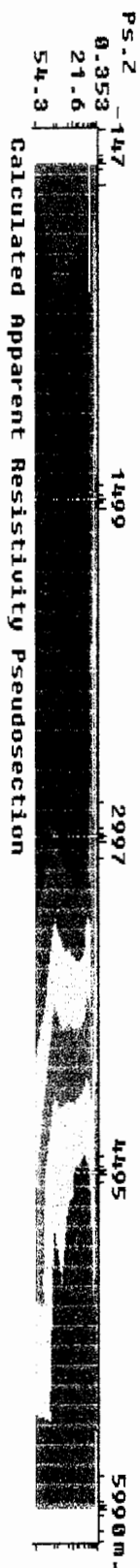
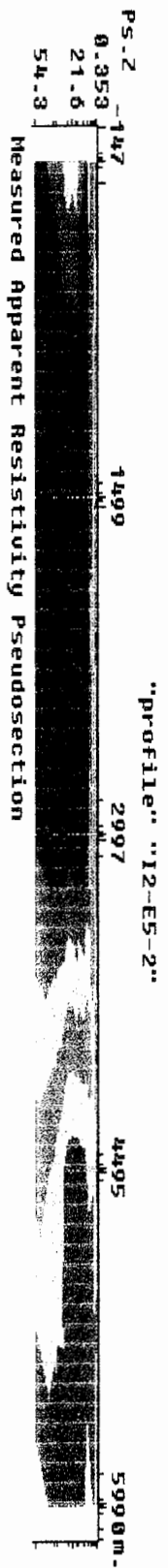
Last electrode is located at 15900.0 m.

شکل ۲۳: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل Q0-m0

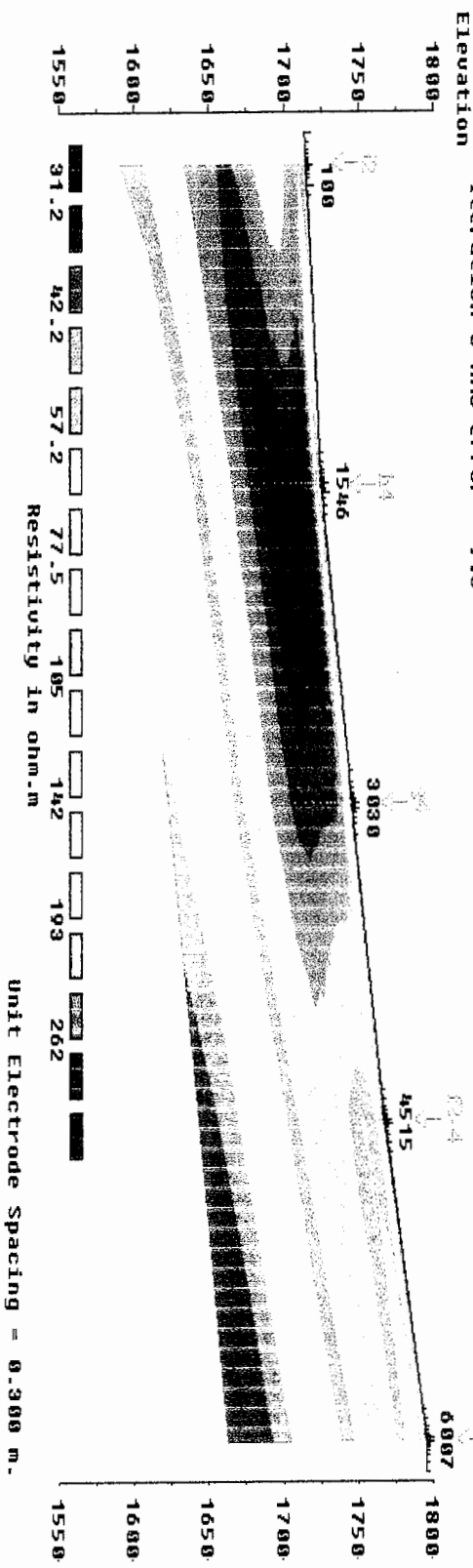


Horizontal scale is 0.02 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 10.35
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 30980.0 m.

شکل ت-۳: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل I3-C6

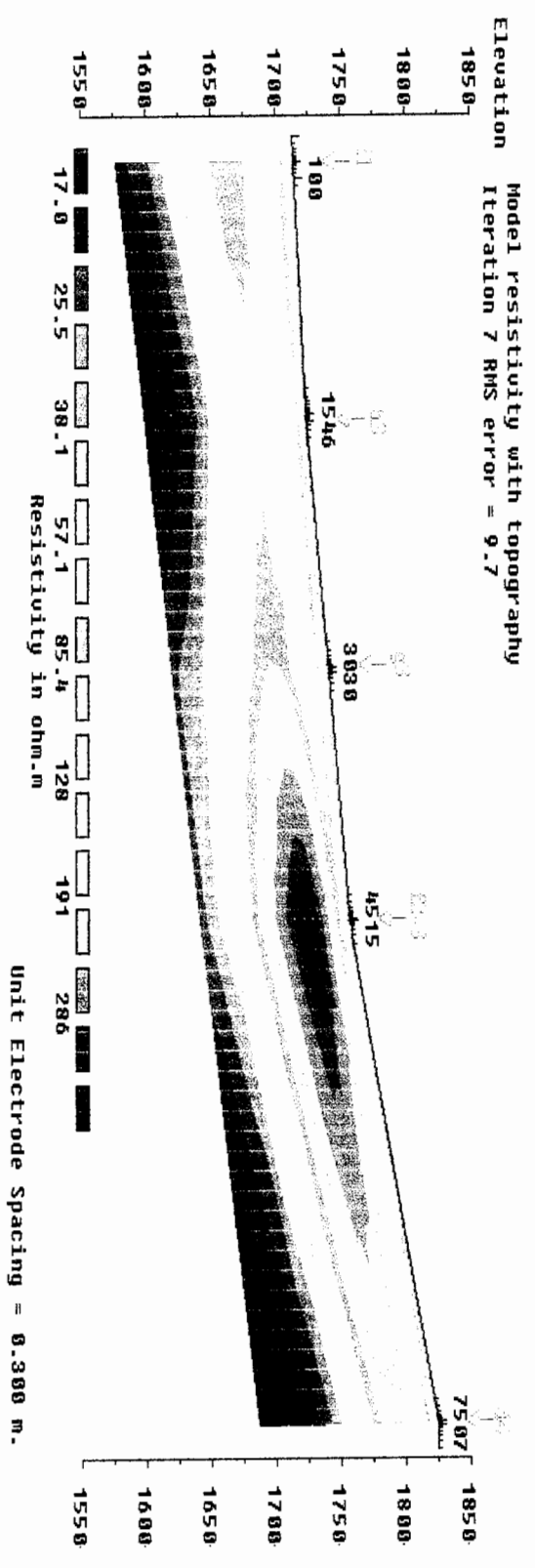
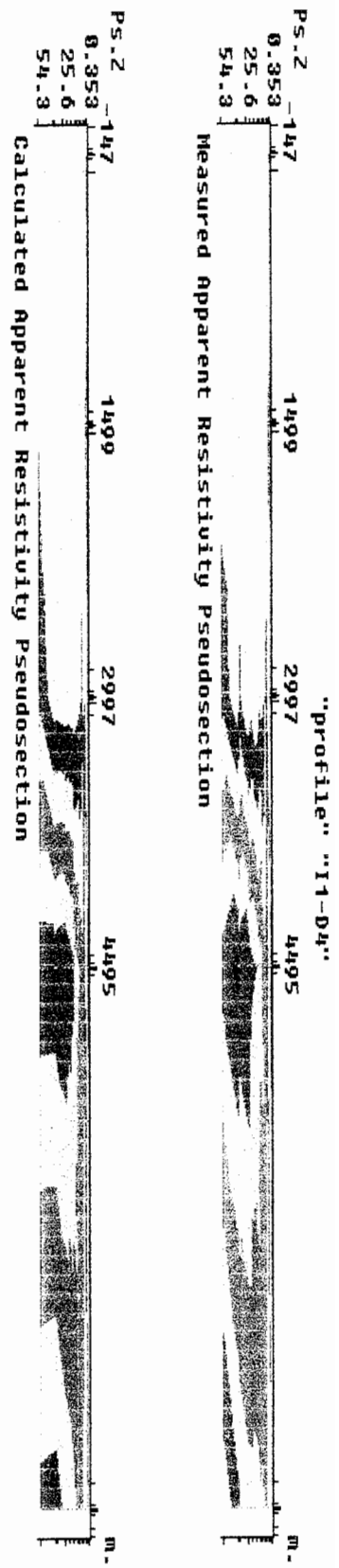


Model resistivity with topography
Iteration 6 RMS error = 9.3



Horizontal scale is 0.03 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 10.00
First electrode is located at -147.0 m.
Last electrode is located at 26980.0 m.

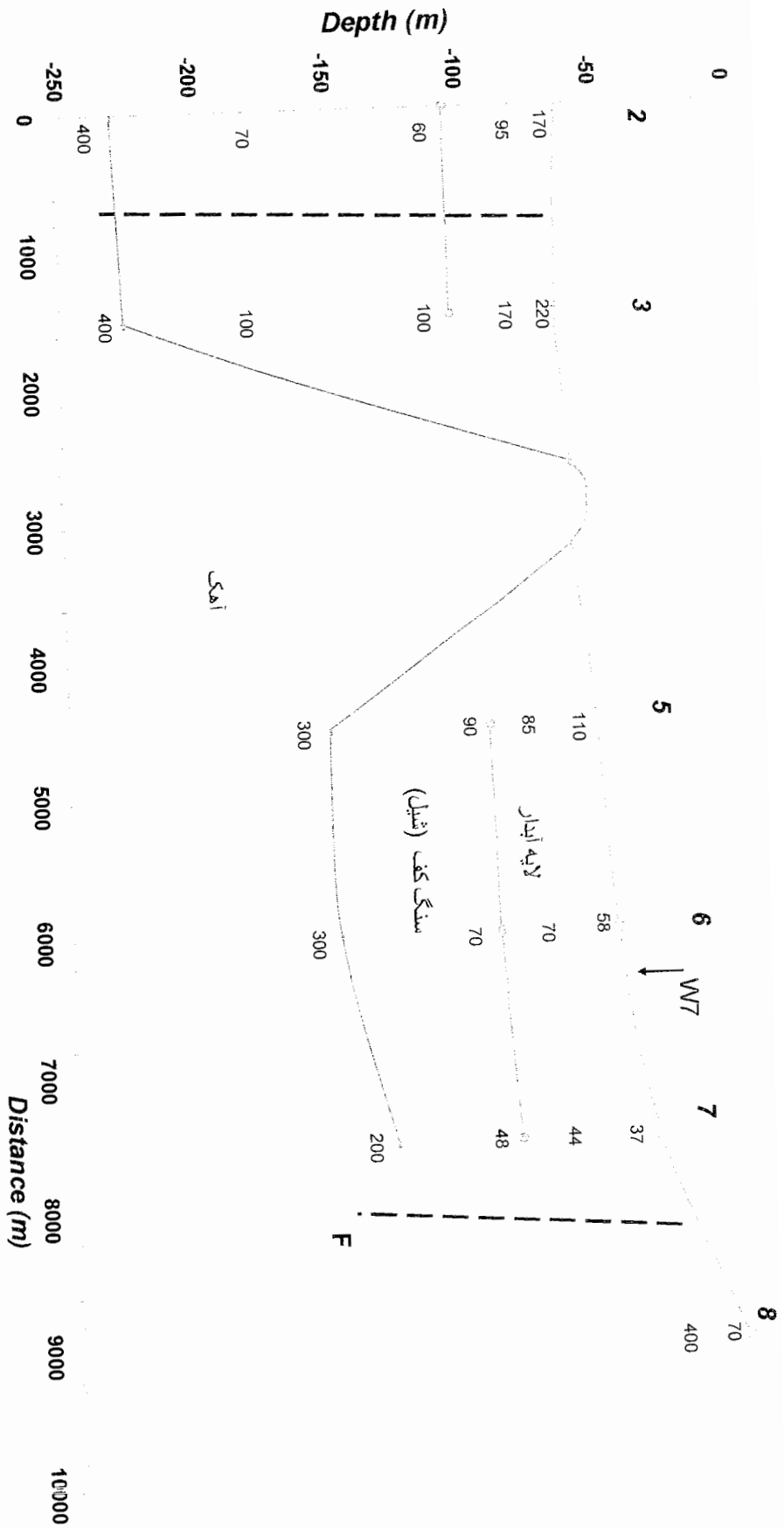
شکل ۲۵-۱: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل دو بعدی پروفیل 12-E5-2



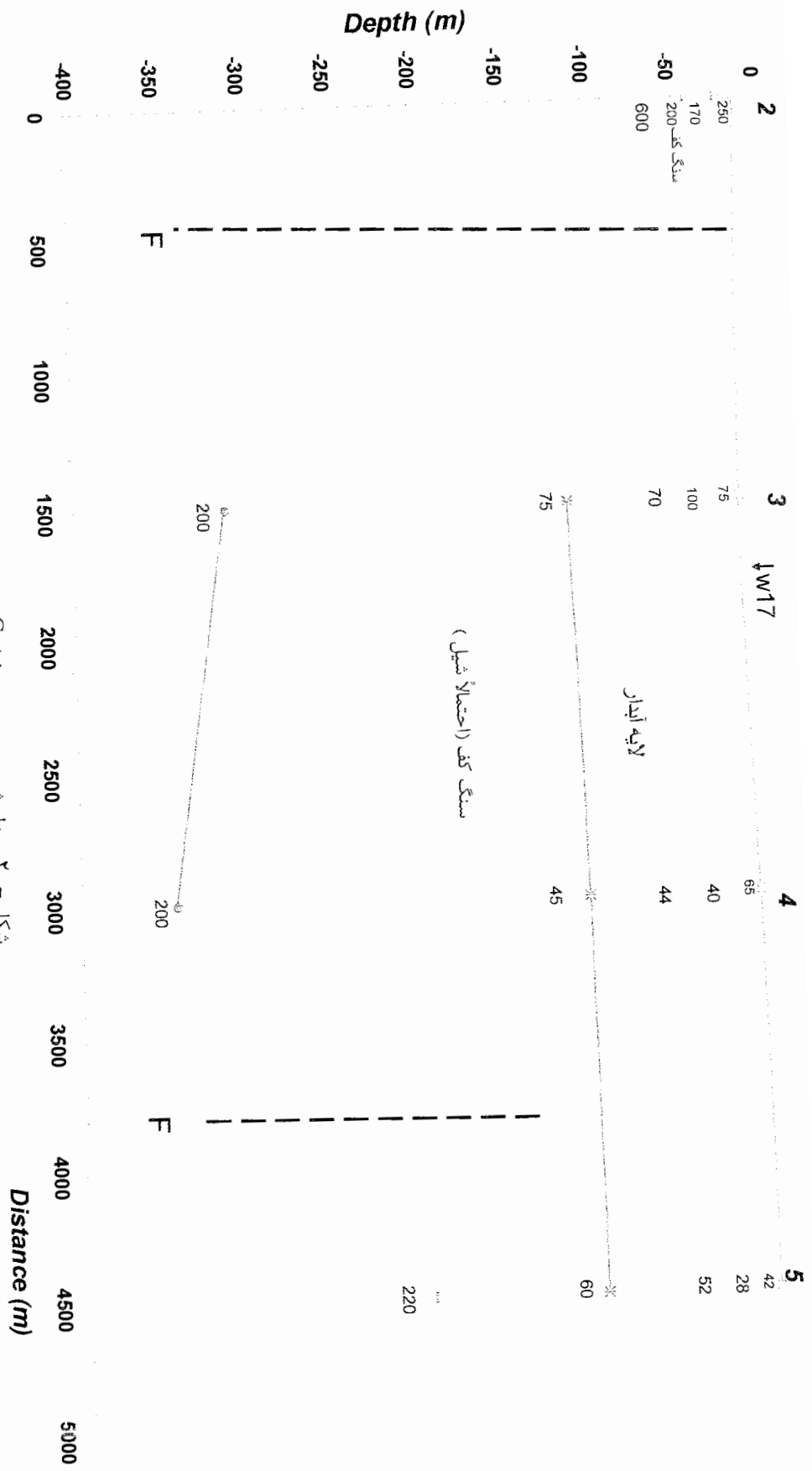
Horizontal scale is 0.03 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 10.00
 First electrode is located at -147.0 m.
 Last electrode is located at 25980.0 m.

شکل ت-۲۴: از بالا به پایین شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده توسط مدل و مدل بعدی پروفیل I1-D4

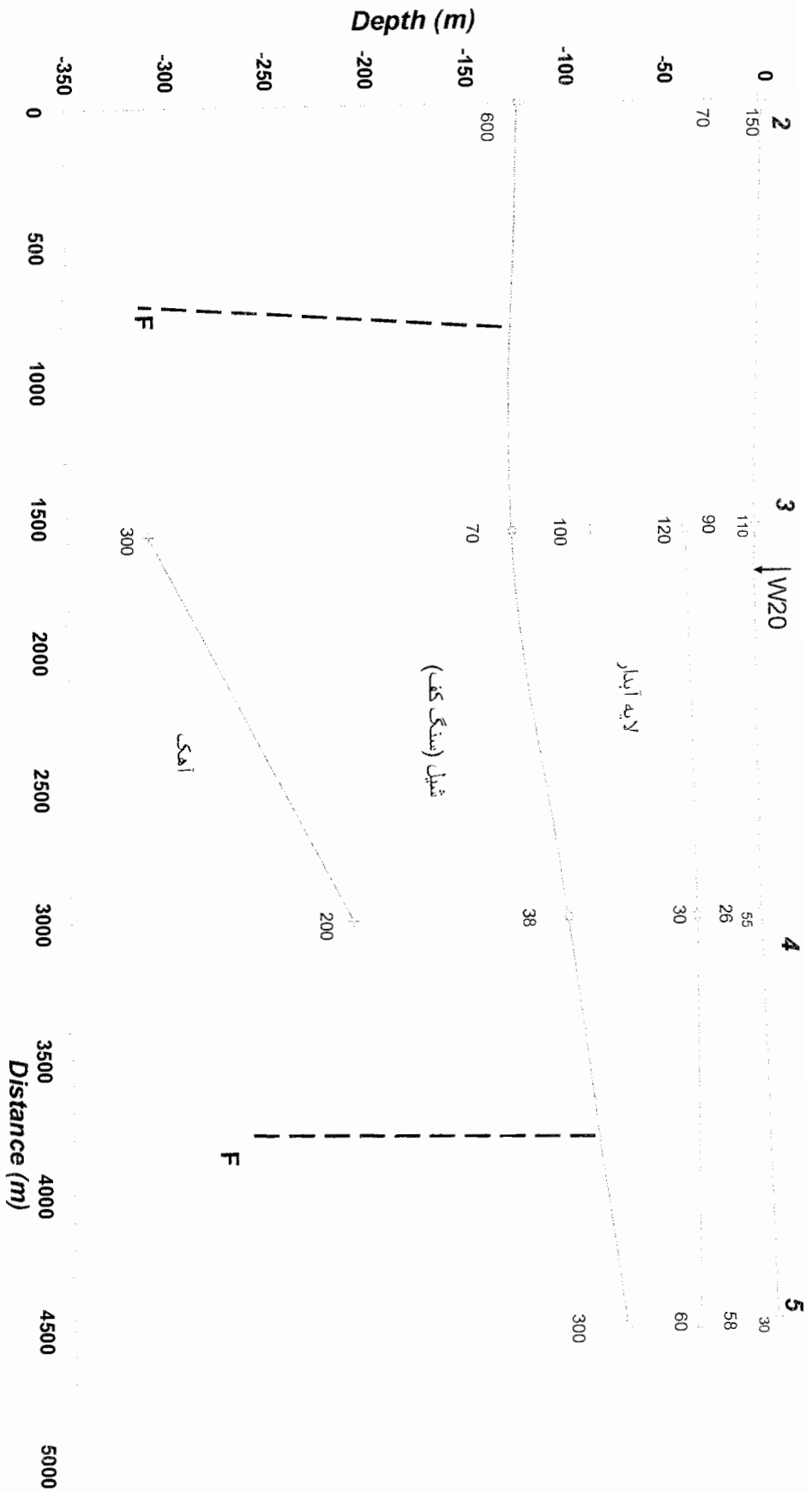
پیوست ج : شبه مقاطع دو بعدی حاصل از کنار هم قرار دادن نتایج مدل سازی یک
بعدی



شکل ج ۱: مدل شبه دو بعدی پروفیل E2



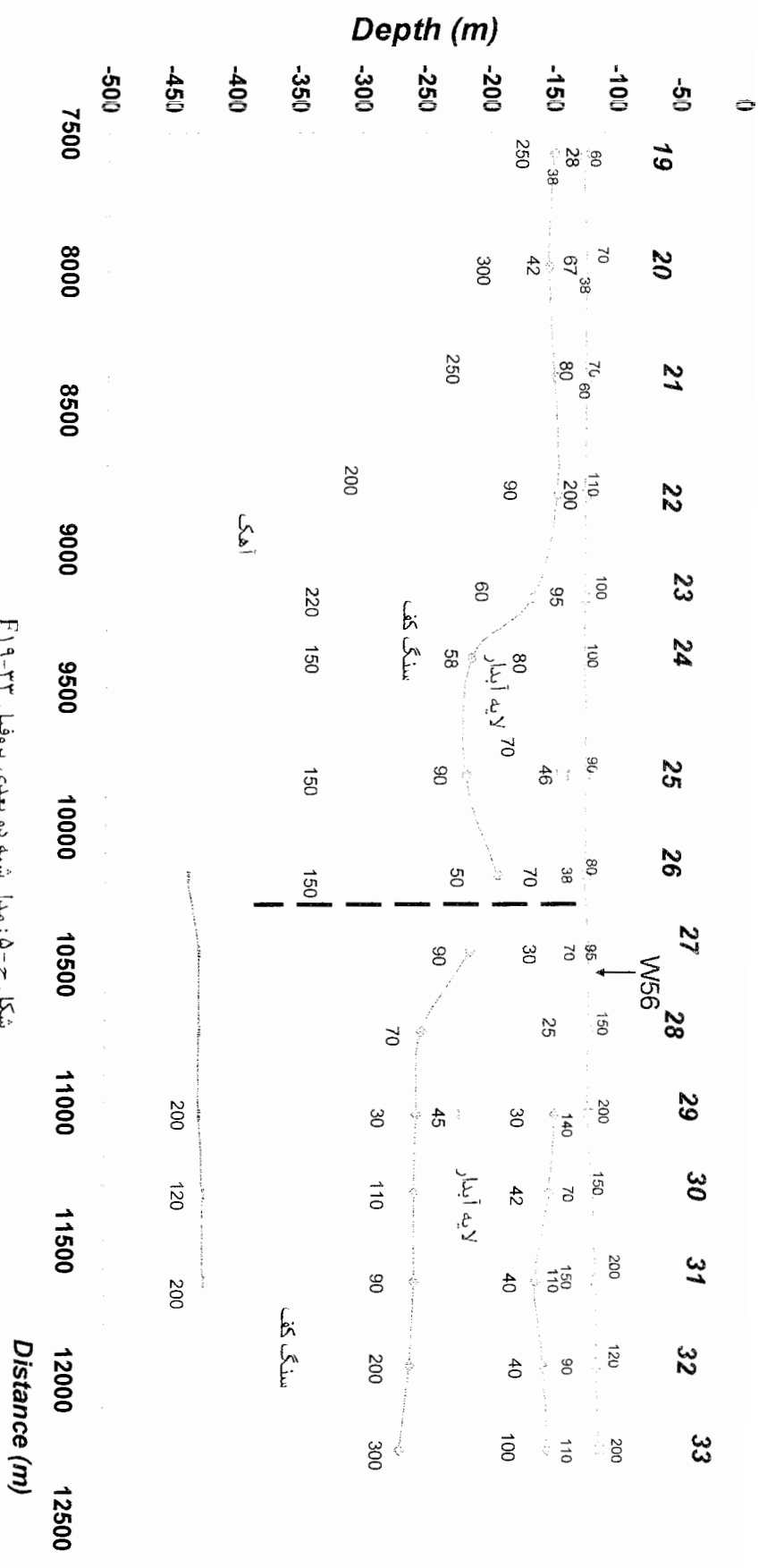
شکل ج-۲: مدل شبه دو بعدی پروفیل G



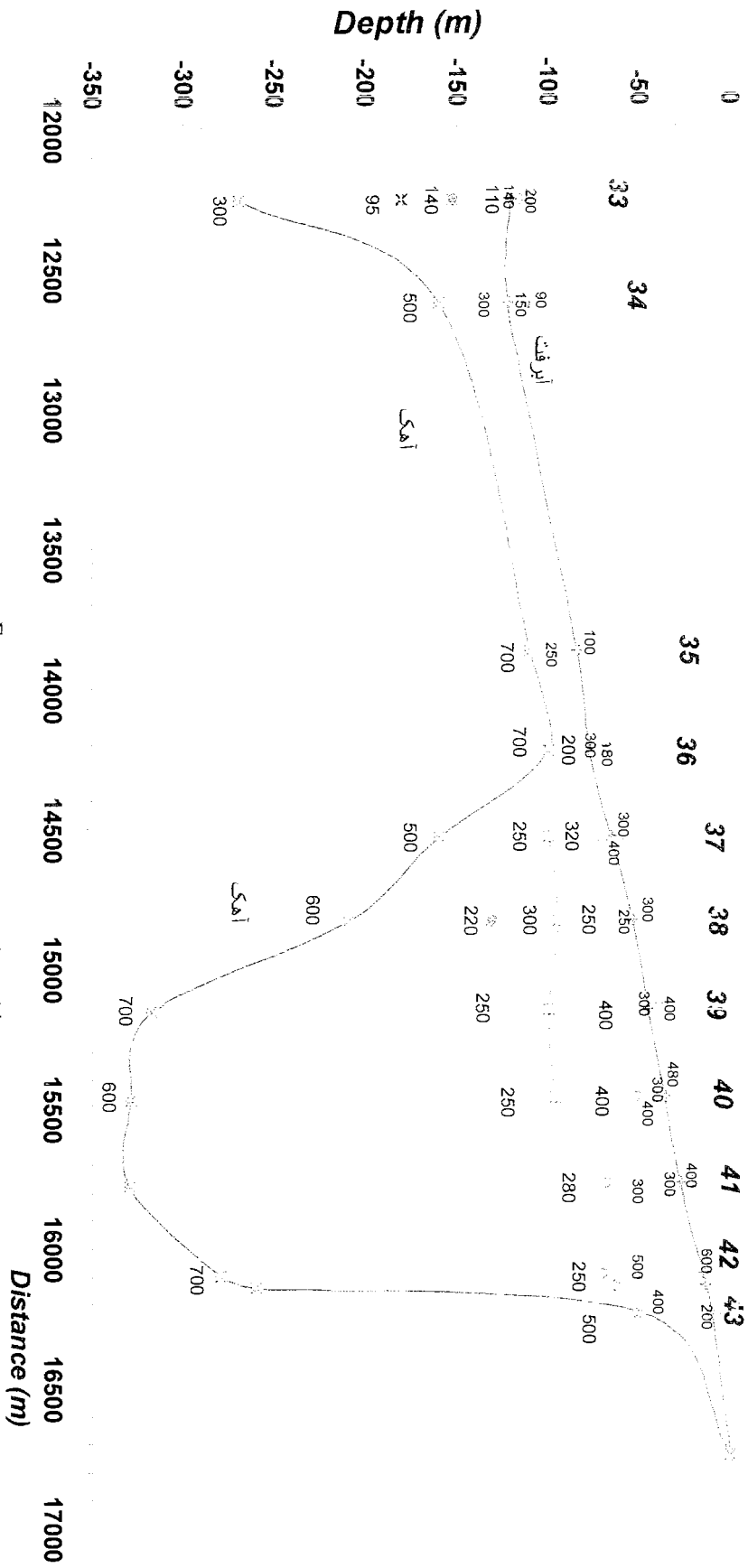
شکل ج - ۳ : مدل شبیه دو بعدی پروفیل H



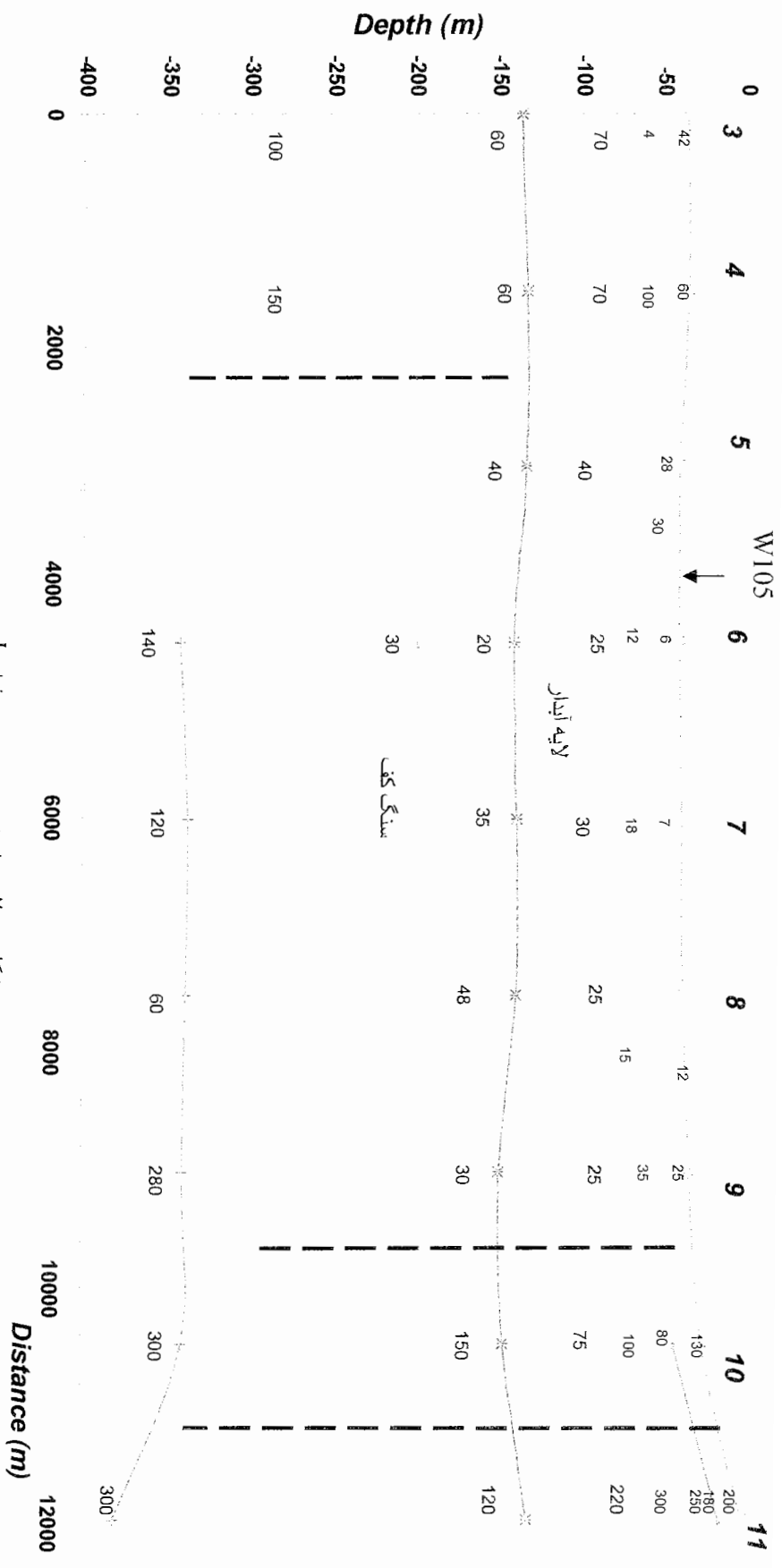
شکل ج-۴: مدل شبیه دو بعدی پروفیل F۱-۱۹



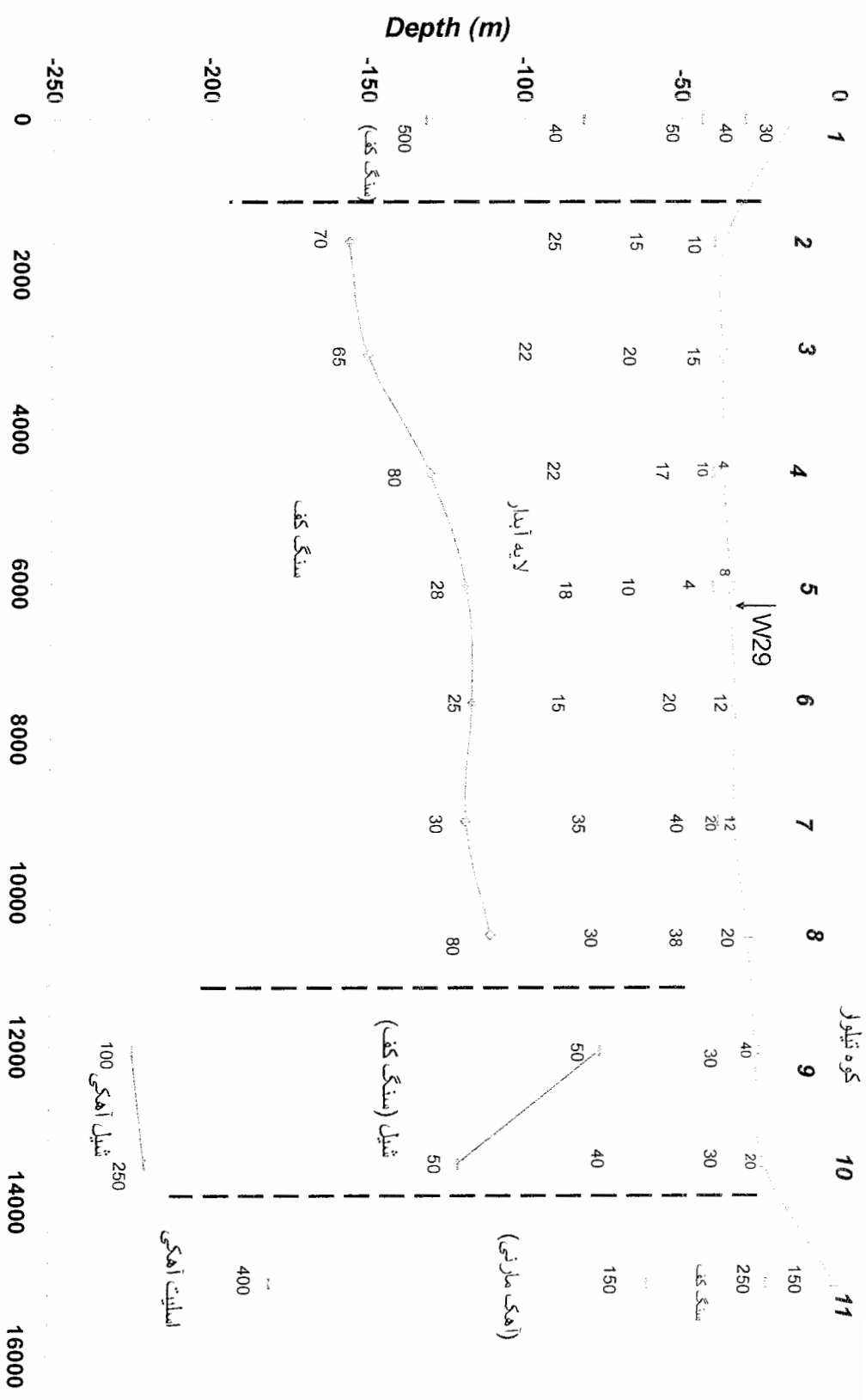
شکل ج- ۵: مدل شبیه دو بعدی پروفیل F۱۹-۲۳



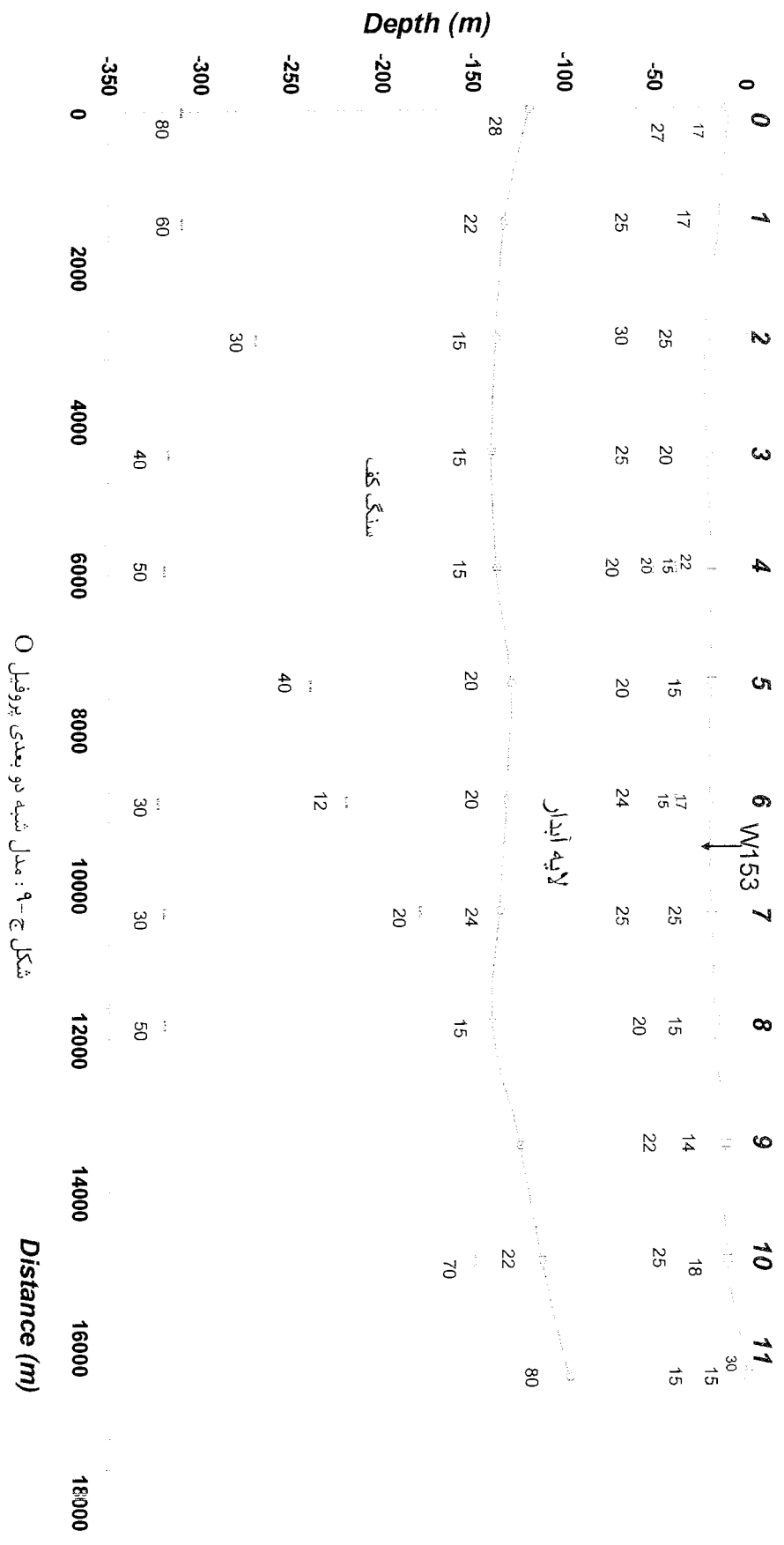
شکل ج-۶: مدل شبیه‌سازی پروفیل F۳۳-۴۳

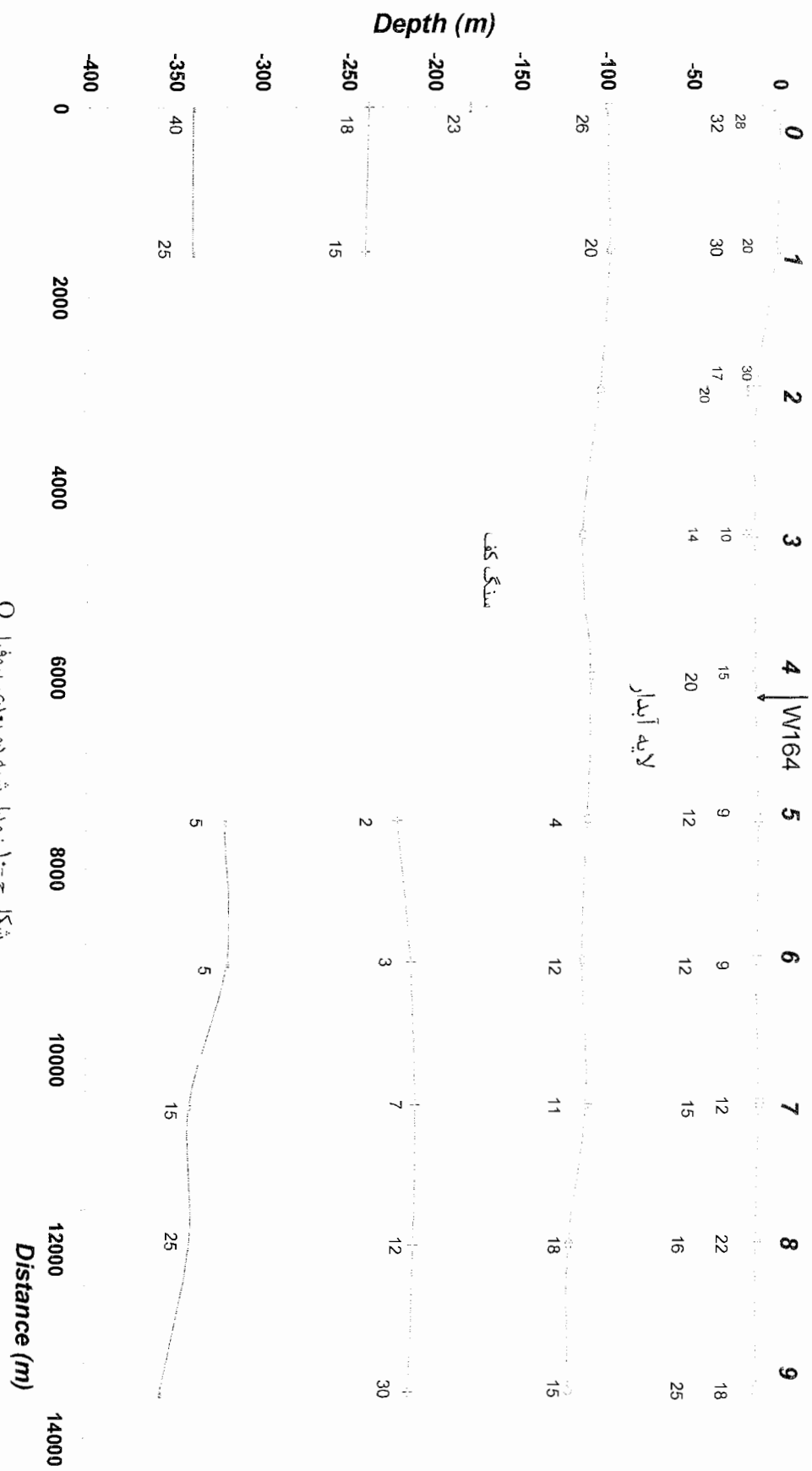


شکل ج-۷: مدل شبیه‌سازی پروفیل L



شکل ج-۸: شبهه مقطع دو بعدی پروفیل M





شکل ج ۱۰۰: مدل شبیه دو بعدی پروفیل

پیوست چ : گزارش محاسبه حجم توسط نرم افزار سورفر

Grid Volume Computations

Sun Oct 31 22:18:03 1999

Upper Surface

Grid File Name:	F:\ahmad\payan name\volume\up.grd
Grid Size:	100 rows x 91 columns
X Minimum:	387360
X Maximum:	406433
X Spacing:	211.922222222222
Y Minimum:	3755505
Y Maximum:	3776543
Y Spacing:	212.505050505050
Z Minimum:	1658.0702387698
Z Maximum:	1689.6416009232

Lower Surface

Grid File Name:	F:\ahmad\payan name\volume\low.grd
Grid Size:	100 rows x 91 columns
X Minimum:	387360
X Maximum:	406433
X Spacing:	211.922222222222
Y Minimum:	3755505
Y Maximum:	3776543
Y Spacing:	212.505050505050
Z Minimum:	1548.6887300828
Z Maximum:	1810.7274556173

Volumes

Z Scale Factor: 1

Total Volumes by:

Trapezoidal Rule:	15312405817.856
Simpson's Rule:	15313827850.558
Simpson's 3/8 Rule:	15313604300.215

Cut & Fill Volumes

Positive Volume [Cut]:	17946292202.076
Negative Volume [Fill]:	2634124328.1522
Net Volume [Cut-Fill]:	15312167873.923

Areas**Planar Areas**

Positive Planar Area [Cut]:	336062476.56947
Negative Planar Area [Fill]:	65195297.430534
Blanked Planar Area:	0
Total Planar Area:	401257774

Surface Areas

Positive Surface Area [Cut]:	336146495.84996
Negative Surface Area [Fill]:	65224960.793983



Shahrood University of Technology
Faculty of Mining Engineering and Geophysics

Preparation a model for Aman Abad aquifer by inversion of resistivity data

This thesis submitted in part fulfillment of the degree of master of
engineering in geophysics

By

A. Bagheri

Supervisors

A. Moradzadeh M. Mirzaei

Consultant

M. Yousefi Rad

February 2006