

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
پایان نامه کارشناسی ارشد مغناطیس سنجی

پی جویی کانسار مس به روش مغناطیس سنجی هوابرد، پلاریزاسیون القائی و مقاومت ویژه

در محدوده ترود استان سمنان

نگارنده

شراره ولی

اساتید راهنما

دکتر علی نجاتی کلاته

دکتر علیرضا عرب امیری

استاد مشاور

مهندس محمد مهری

بهمن ۹۷

تقدیم به

مقدس ترین و آرزو دار لغت نامه دلم...

پدر و مادر مهربانم، که زندگی ام را بدون مهر و عطوفت آن های دانم

و هر کسائی که دوستشان دارم...

تقدیر و تشکر

اکنون که بیاری خاوند موفق به دفاع از پایان نامه‌ی خویش شدم بر خود لازم می‌دانم از زحمات بی‌منت و خالصانه‌ی اساتید گران قدر جناب آقای دکتر علی نجابی کلاته و جناب آقای دکتر علیرضا عرب

امیری که راهنمایی این جانب را بر عهده داشته‌اند و استاد شاورم جناب آقای مهندس محمد مهری، کمال تشکر را بنمایم. همچنین از پدر و مادر و تمامی اساتید و دوستانی که با الطاف صمیمانه‌ی خود طی این مسیر را بر من هموار کردند

تشکر می‌نمایم. از زحمات داوران محترم آقای دکتر آقا جانی و آقای دکتر کاگلار که زحمت داوری این پایان نامه را بر عهده گرفته و کمک به هر چه بهتر شدن این کار کردند، تشکر می‌کنم.

تعهد نامه

این جانب **شراره ولی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته **ژئوفیزیک - ژئومغناطیس** دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **پی جویی کانسار مس به روش مغناطیس سنجی هوابرد، پلاریزاسیون القائی و مقاومت ویژه در محدوده تروود استان سمنان تحت راهنمایی آقای دکتر علی نجاتی کلاته و آقای دکتر علیرضا عربامیری متعهد می شوم:**

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده:

امروزه روش‌های ژئوفیزیکی به‌طور گسترده در پی‌جویی و اکتشاف ذخایر معدنی به کار گرفته می‌شود. استفاده از دو یا چند روش اکتشافی در کنار یکدیگر و ترکیب آن‌ها با اطلاعات دیگری همچون مطالعات زمین‌شناسی، می‌تواند احتمال کشف و امکان دستیابی به مناطق امیدبخش را افزایش دهد. با توجه به شواهد کانی‌زایی فلزی و سولفیدی در منطقه مورد مطالعه (محدوده اکتشافی پیرمردان)، استفاده از روش‌های مغناطیس‌هوابرد، قطبش القایی (IP) و مقاومت‌ویژه الکتریکی (Res) به‌منظور پی‌جویی و اکتشاف کانی‌سازهای احتمالی و انجام مطالعات زمین‌شناسی از اهمیت بالایی برخوردار است.

محدوده مورد مطالعه بخشی از نوار ولکانو-پلوتونیک شمال تروود-چاه شیرین است؛ که به طول بیش از ۶۰ کیلومتر در بخش شمالی جاده تروود-معلمان و غرب جاده تروود-شاهرود قرار گرفته است. پهنه تروود معلمان دارای رخساره‌های متعدد سنگ‌های ولکانیکی با ترکیبی از ریوداسیت تا پیروکسن آندزیت به‌صورت گدازه‌های ولکانیکی آگلومرا، برش‌های ولکانیکی، توف‌های ماسه‌ای همراه با رخساره‌هایی از ژئولیت تظاهر دارند. کانی‌سازی قابل مشاهده در محدوده اکتشافی غالباً مالاکیت همراه با اکسید آهن به‌صورت رگه و رگچه ای می‌باشد. احتمالاً کانی‌سازی در ارتباط با گسلش در منطقه می‌باشد.

در این پژوهش ابتدا از روش مغناطیس‌هوابرد برای مشخص نمودن روند و امتداد کانی‌سازی استفاده شده و سپس در مرحله پی‌جویی، برای شناسایی مناطق مستعد کانی‌زایی مس در گستره‌ی وسیعی از محدوده از آرایش مستطیلی که یکی از آرایش‌های متداول برای پی‌جویی و شناسایی اولیه در کارهای اکتشافی است، بهره گرفته شد. با توجه به شواهد زمین‌شناسی موجود در منطقه و وجود رخنمون‌ها، تعداد دو آرایه مستطیلی طراحی و اجرا شد. در مرحله بعد برای بررسی دقیق‌تر مناطق امیدبخش، تعداد سه پروفیل دوقطبی-دوقطبی برداشت شد.

درانتها داده‌های قطبش‌القایی و مقاومت‌ویژه برداشت‌شده با استفاده از نرم‌افزارهای Res2DINV و ZondRes2D با روش‌های وارون‌سازی هموار دوبعدی مورد پردازش و مدل‌سازی قرارگرفت. و بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، تعداد هشت نقطه برای حفاری پیشنهاد شد.

کلمات کلیدی: قطبش‌القایی (IP)، مقاومت‌ویژه الکتریکی، مغناطیس هوابرد، آرایه دوقطبی-دوقطبی، کانی‌سازی مس، ترود.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

علمی پژوهشی: اکتشافات فلزی پلاریزاسیون القایی و مغناطیس هوابرد در منطقه پیرمردان ترود-

شاهرود. نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی. شراره ولی، علی نجاتی کلاته، علیرضا عرب‌امیری. (تحت

داوری)

فهرست مطالب

- ۱- فصل اول: کلیات ۱
- ۱-۱- مقدمه ۲
- ۱-۲- تاریخچه موضوع و مروری بر مطالعات انجام شده ۴
- ۱-۳- ضرورت و هدف از انجام تحقیق ۶
- ۱-۴- روش تحقیق ۷
- ۱-۵- ساختار پایان نامه ۷
- ۲- فصل دوم: مبانی روش‌های مغناطیس هوابرد، مقاومت ویژه الکتریکی، قطبش القایی ۹
- ۲-۱- مقدمه ۱۰
- ۲-۲- روش مغناطیس هوابرد ۱۰
- ۲-۲-۱- تصحیح IGRF ۱۲
- ۲-۲-۲- فیلتر برگردان به قطب ۱۳
- ۲-۲-۳- فیلتر زاویه کجی ۱۳
- ۲-۲-۴- فیلتر سیگنال تحلیلی ۱۴
- ۲-۲-۵- فیلتر ادامه فراسو ۱۵
- ۲-۳- روش مقاومت ویژه الکتریکی ۱۶
- ۲-۳-۱- تقسیم‌بندی مواد مختلف از نظر مقاومت ویژه ۱۶

- ۱۷..... ۲-۳-۲- اصول روش مقاومت ویژه الکتریکی
- ۱۹..... ۳-۳-۲- نحوه انتشار خطوط جریان در زمین
- ۲۲..... ۴-۳-۲- کاربردهای روش مقاومت ویژه الکتریکی
- ۲۳..... ۵-۳-۲- مزایا و محدودیت‌های روش مقاومت ویژه
- ۲۵..... ۶-۳-۲- روش‌های برداشت مقاومت ویژه الکتریکی
- ۲۵..... ۴-۲- انتخاب آرایش الکترودی مناسب
- ۲۷..... ۱-۴-۲- آرایه مستطیلی
- ۲۸..... ۲-۴-۲- آرایه دوقطبی - دوقطبی
- ۳۰..... ۵-۲- روش قطبش القایی (IP)
- ۳۱..... ۱-۵-۲- اصول و منشأ اثر قطبش القایی
- ۳۲..... ۲-۵-۲- قطبش غشایی
- ۳۴..... ۳-۵-۲- قطبش الکترودی
- ۳۶..... ۴-۵-۲- عوامل مؤثر بر قطبش القایی (IP)
- ۳۷..... ۲-۵-۵- نوفه‌ها در اندازه‌گیری‌های قطبش القایی (IP)
- ۳۸..... ۶-۵-۲- روش‌های اندازه‌گیری قطبش القایی (IP)
- ۴۱..... ۷-۵-۲- مزایا و محدودیت‌های روش قطبش القایی
- ۴۳..... ۸-۵-۲- اثر توپوگرافی

- ۴۴ ۲-۶-۲- روش‌های مدل‌سازی
- ۴۴ ۲-۶-۱- مدل‌سازی فیزیکی
- ۴۵ ۲-۶-۲- مدل‌سازی عددی
- ۴۵ ۲-۶-۳- مدل‌سازی پیشرو
- ۴۶ ۲-۶-۴- مدل‌سازی وارون (معکوس)
- ۴۹ ۳- فصل سوم: زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و عملیات صحرایی
- ۵۰ ۳-۱- مقدمه
- ۵۰ ۳-۲- وضعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه
- ۵۰ ۳-۲-۱- راه دسترسی به محدوده مورد مطالعه
- ۵۱ ۳-۲-۲- موقعیت جغرافیایی
- ۵۲ ۳-۲-۳- وضعیت آب و هوایی منطقه مورد مطالعه
- ۵۲ ۳-۳- زمین‌شناسی کلی منطقه تروود- چاه شیرین
- ۵۴ ۳-۳-۱- زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه
- ۵۵ ۳-۳-۲- کانی‌زایی در محدوده مورد مطالعه
- ۵۶ ۳-۳-۳- دگرسانی در محدوده مورد مطالعه
- ۵۷ ۳-۴- برداشت داده‌های صحرایی
- ۵۷ ۳-۴-۱- طراحی شبکه برداشت

۴- فصل چهارم: مدل سازی، پردازش و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی برداشت شده در منطقه مورد مطالعه...۶۱	
۴-۱- پردازش و مدل سازی داده‌های صحرایی ۶۲	
۴-۱-۱- نرم افزار Oasis Montaj ۶۲	
۴-۱-۲- روش مدل سازی در نرم افزار RES2DINV ۶۳	
۴-۱-۳- روش مدل سازی در نرم افزار ZONDRES2D ۶۴	
۴-۱-۴- پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد ۶۵	
۴-۱-۵- پردازش داده‌های IP و مقاومت ویژه الکتریکی ۷۲	
۴-۲- تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی برداشت شده در منطقه مورد مطالعه ۷۴	
۴-۲-۱- آرایش مستطیلی ۷۵	
۴-۲-۲- پروفیل DD-150 ۷۹	
۴-۲-۳- پروفیل DD-250 ۸۴	
۴-۲-۴- پروفیل DD-450 ۸۹	
۵- فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات ۹۵	
۵-۱- نتیجه گیری ۹۶	
۵-۲- پیشنهادات ۹۷	
۶- منابع و مأخذ ۱۰۱	

فهرست اشکال

- شکل ۱-۲: نحوه انتشار خطوط جریان و سطوح هم‌پتانسیل در محیط همگن..... ۱۹
- شکل ۲-۲: انحراف مسیر جریان در برخورد با مرز یا فصل مشترک تخت ۲۱
- شکل ۳-۲: نحوه تشکیل تصویر الکتریکی ۲۲
- شکل ۴-۲: آرایه مستطیلی و نحوه قرارگیری الکترودهای جریان و پتانسیل برای برداشت داده‌ها..... ۲۷
- شکل ۵-۲: نمایش شماتیک از آرایه دوقطبی - دوقطبی و رسم شکل شبه مقطع ۳۰
- شکل ۶-۲: دوره کامل اندازه‌گیری قطبش‌القایی در یک نقطه..... ۳۲
- شکل ۷-۲: اثر قطبش غشایی و قطبش الکترودی..... ۳۴
- شکل ۸-۲: کاربرد پالس جریات با قطبیت متناوب و ولتاژ اندازه‌گیری شده ۴۰
- شکل ۹-۲: انحراف خطوط جریان در اثر توپوگرافی..... ۴۳
- شکل ۱-۳: نقشه راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه (اقتباس از نقشه راه‌های ایران) ۵۱
- شکل ۲-۳: نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود همراه با موقعیت محدوده مورد مطالعه ۵۲
- شکل ۳-۳: نقشه توپوگرافی محدوده مورد مطالعه ۵۵
- شکل ۴-۳: نمایی از منطقه برداشت و موقعیت پروفیل‌های برداشت ژئوفیزیکی ۵۸
- شکل ۱-۴: نحوه قرارگیری بلوک‌های مدل و نقاط مقاومت ویژه ظاهری برداشت‌شده ۶۳
- شکل ۲-۴: نقشه بی‌هنجاری‌های مغناطیس هوابرد محدوده مورد مطالعه ۶۶
- شکل ۳-۴: نقشه مغناطیس هوابرد محدوده مورد مطالعه با اعمال فیلتر برگردان به قطب ۶۷
- شکل ۴-۴: نقشه مغناطیس هوابرد منطقه مورد مطالعه با اعمال فیلتر زاویه کجی ۶۸
- شکل ۵-۴: انطباق نقشه زاویه کجی با تصویر Google Earth محدوده مورد مطالعه ۶۹

- شکل ۴-۶: نقشه سیگنال تحلیلی داده‌های مغناطیس هوابرد محدوده مورد مطالعه ۷۰
- شکل ۴-۷: تطابق نقشه سیگنال تحلیلی محدوده مورد مطالعه با تصویر Google Earth ۷۰
- شکل ۴-۸: شمای کلی محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه سیگنال تحلیلی ۷۱
- شکل ۴-۹: نقشه داده‌های IP برداشت شده با آرایه مستطیلی در محدوده مورد مطالعه ۷۱
- شکل ۴-۱۰: نمایش حذف داده‌های حاوی نوفه‌های سیستماتیک ۷۳
- شکل ۴-۱۱: داده‌های پروفیل DD-450 بعد از حذف داده‌های حاوی نوفه سیستماتیک ۷۳
- شکل ۴-۱۲: نقشه مقاومت ویژه آرایه مستطیلی با نرم‌افزار oasis montaj ۷۶
- شکل ۴-۱۳: تطابق نقشه مقاومت ویژه با تصویر Google Earth محدوده مورد مطالعه ۷۷
- شکل ۴-۱۴: نقشه بارپذیری آرایه مستطیلی با نرم‌افزار oasis montaj ۷۸
- شکل ۴-۱۵: تطابق نقشه IP آرایه مستطیلی با تصویر Google Earth محدوده مورد مطالعه ۷۹
- شکل ۴-۱۶: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه پروفیل DD-150 ۸۰
- شکل ۴-۱۷: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی بارپذیری پروفیل DD-150 ۸۰
- شکل ۴-۱۸: مدل مقاومت ویژه الکتریکی و پلاریزاسیون پروفیل DD-150 ۸۱
- شکل ۴-۱۹: مدل مقاومت ویژه الکتریکی پروفیل DD-150 ۸۳
- شکل ۴-۲۰: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه پروفیل DD-250 ۸۵
- شکل ۴-۲۱: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی بارپذیری پروفیل DD-250 ۸۵
- شکل ۴-۲۲: مدل مقاومت ویژه الکتریکی و پلاریزاسیون القایی پروفیل DD-250 ۸۶
- شکل ۴-۲۳: مدل مقاومت ویژه الکتریکی و مدل بارپذیری پروفیل DD-250 ۸۸
- شکل ۴-۲۴: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه پروفیل DD-450 ۸۹
- شکل ۴-۲۵: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی بارپذیری پروفیل DD-450 ۹۰

- شکل ۴-۲۶: مدل مقاومت ویژه و بارپذیری الکتریکی پروفیل DD-450 ۹۰
- شکل ۴-۲۷: مدل مقاومت ویژه الکتریکی و بارپذیری پروفیل DD-450 ۹۳
- شکل ۵-۱: پروفیل DD-150 ح همراه با موقعیت گمانه‌های پیشنهادی ۹۸
- شکل ۵-۲: پروفیل DD-250 همراه با موقعیت گمانه‌های پیشنهادی ۹۹
- شکل ۵-۳: پروفیل DD-450 همراه با موقعیت گمانه‌های پیشنهادی ۹۹

فهرست جداول

- جدول ۱-۲: مقاومت ویژه بعضی از سنگ‌ها، کانی‌ها و مواد معدنی متداول ۱۷
- جدول ۲-۲: ارزیابی آرایش‌های الکترودی متداول با توجه به مهم‌ترین عوامل مؤثر ۲۶
- جدول ۱-۳: مشخصات رئوس چارچوب دو آرایش مستطیلی تعریف شده در محدوده مورد مطالعه .. ۵۸
- جدول ۲-۳: مشخصات پروفیل‌های برداشت ۵۹
- جدول ۱-۵: مشخصات نقاط پیشنهادی برای حفاری‌های اکتشافی ۱۰۰

فصل اول:

کلیات

روش‌های ژئوفیزیکی از جمله روش‌های مناسبی هستند؛ که از اوایل قرن بیستم در زمینه اکتشافات معدنی به کار گرفته شده‌اند و بدون نیاز به دسترسی مستقیم زیرزمین، اطلاعاتی چون هدایت الکتریکی^۱، حساسیت مغناطیسی^۲، چگالی^۳ و غیره مربوط به زیر سطح را در اختیار می‌گذارند. این روش‌ها امروزه با پیشرفت علم و فناوری و ساخت ابزارآلات جدید، کاربرد گسترده‌تری برای مقاصد اکتشافی یافته‌اند و در مقایسه با روش‌های اکتشافی مستقیم از جمله حفاری، کم‌هزینه‌تر، سریع‌تر و غیر مخرب می‌باشند [Selley et al., 2005]. با توجه به نقش بسیار مهم مواد معدنی، انتخاب و به‌کارگیری روش‌های اکتشافی مناسب و کم خطا برای اکتشاف و دستیابی به این ذخایر اهمیت بالایی دارد.

یکی از مسائل مهم در ژئوفیزیک به‌دست آوردن مدلی برای ساختارهای زیرسطحی است. با توجه به این‌که فیزیک حاکم بر روش‌های ژئوفیزیکی متفاوت است؛ پس روش‌های مختلف ژئوفیزیکی، زمین را به‌طور متفاوتی نشان می‌دهند. لذا استفاده از چند روش مختلف ژئوفیزیکی به درک بهتر ساختارهای زیرسطحی کمک می‌کند [Reynolds, 1997].

روش‌های ژئوفیزیکی مختلفی در زمینه‌ی شناسایی گسل‌ها وجود دارند، که بسته به نوع تباین فیزیکی موجود در منطقه، هدف از مطالعه، عمق بررسی، هزینه و پارامترهای دیگر، می‌توان از روش‌های خاصی بهره جست. مثلاً اگر هدف اکتشاف گسل در عمق‌های بالا باشد می‌توان برای بررسی در مقیاس وسیع از روش مغناطیس‌هوایی و سپس در مقیاس کوچک‌تر از روش‌های الکتریک، مغناطیس‌سنجی، گرانی‌سنجی، لرزه‌ای و غیره استفاده کرد.

همچنین روابط مابین خطواره‌ها و ذخایر معدنی از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان و مکتشفین مواد

^۱ Electrical conductivity

^۲ Magnetic susceptibility

^۳ Density

معدنی بوده است. ریچارد^۱ (۲۰۰۰) خطواره‌ها را به‌عنوان اشکال زمین‌شناختی، ساختاری، ژئومورفولوژیکی و یا ژئوفیزیکی با پهنای بیش از ۳۰ کیلومتر و با طول چند صد کیلومتر به‌صورت نواری و منطبق با روندهای زمین‌شناختی معرفی و روابط این عارضه‌ها را با ذخایر نشان داده است. در این پایان‌نامه نیز با استفاده از داده‌های مغناطیس هوابرد^۲، با استفاده از فیلتر کردن داده‌ها، خطواره‌های ژئومغناطیسی و گسل‌های موجود در منطقه مورد بررسی قرار گرفته است و روابط ذخایر مس با خطواره‌ها و گسل‌های بزرگ مورد توجه واقع شده است. قابل‌ذکر است که هرکدام از روش‌های ژئوفیزیکی مانند مغناطیس‌سنجی، قطبش القایی^۳ (IP) و مقاومت ویژه، نقاط ضعف و قوت مخصوص به خود را دارند لذا استفاده از دو یا چند روش در کنار یکدیگر و نیز ترکیب آن‌ها با اطلاعات دیگری همچون مطالعات زمین‌شناسی (سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی)، به‌منظور رفع کمبودهای هرکدام از این روش‌ها، افزایش کارایی آن‌ها و تفسیر دقیق‌تر نتایج، می‌تواند احتمال کشف و امکان دستیابی به مناطق امیدبخش را افزایش دهد.

روش IP یک روش کارآمد در اکتشاف فلزات پایه و شناسایی مناطق کانی‌سازی سولفیدی پراکنده^۴ است و در اکتشاف زون‌های کانی‌سازی شده رگه‌ای^۵ و توده‌ای^۶ نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد [Telford et al., 1990].

مطالعه منطقه شمال پیرمردان در دو مقیاس وسیع و کوچک صورت گرفته است. در بررسی‌های با مقیاس وسیع، از روش مغناطیس هوابرد و در بررسی‌های با مقیاس کوچک‌تر، از روش‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی استفاده شده است.

^۱Richard

^۲ Airborne magnetism

^۳ Induced polarization

^۴ Disseminated

^۵ Vein type

^۶ Massive

۱-۲- تاریخچه موضوع و مروری بر مطالعات انجام شده

ریچارد و همکاران (۲۰۰۱) و چرنیکوف و همکاران (۲۰۰۲) با استفاده از داده‌های مختلف تصاویر ماهواره‌ای، ژئومغناطیس هوابرد و نقشه‌های زمین‌شناسی به استخراج خطواره‌ها پرداخته و جایگاه و ارتباط ذخایر را با خطواره‌ها مشخص ساخته‌اند. ابداع روش مقاومت‌ویژه توسط کنراد شلومبرژه^۱، در سال ۱۹۱۲ میلادی و طی انجام آزمایش‌های صحرایی صورت گرفت. استفاده از این روش در سال‌های ۱۹۲۳ و ۱۹۲۶ به ترتیب منجر به اکتشاف گاز در کشور رومانی و کشف گنبد‌های نمکی در کشور فرانسه شد. این روش کاربرد وسیعی در اکتشاف مواد معدنی و مطالعه منابع آب‌های زیرزمینی دارد [Reynolds, 1997].

مایو^۲ (۱۹۵۸) جزء اولین کسانی بود که رابطه بین خطواره‌ها و پتانسیل معدنی را بررسی کرد و قرارگیری ذخایر در محل تلاقی و بر روی خطواره‌ها را مورد بررسی قرار داد. بر همین اساس محققان دیگری همچون اشمیت^۳ (۱۹۶۶)، هیل^۴ (۱۹۷۲)، جیللولی^۵ (۱۹۷۶ و ۱۹۷۷) و ریچارد (۲۰۰۰). خطواره‌ها را به‌عنوان یک نشانه برای تعیین محل نهشته‌های معدنی معرفی کردند. روش‌های مختلفی برای جداسازی خطواره‌ها پیشنهاد شده است؛ که یکی از آن‌ها استخراج خطواره‌ها با استفاده از داده‌های ژئوفیزیک هوابردی و اطلاعات حاصل از آن‌ها است.

هادسون و گراچ (۲۰۰۷) در مقاله‌ای به بررسی ریفت ریوگراند نیومکزیکو با روش مغناطیس هوابرد در اکتشاف ساختارهای گسلی در حوزه رسوبی می‌پردازند. کتابچه‌ای هم توسط گراچ و همکاران (۲۰۰۹)، به چاپ رسیده، که شرح کاملی از مطالعات زمین‌شناسی و مغناطیس هوابرد در اکتشاف سیستم‌های گسلی

^۱ Conrad schlumberger

^۲ Mayo

^۳ Schmitt

^۴ Heyl

^۵ Gilluly

ریفت ریوگراند^۱ نیومکزیکو است. از جمله مقالات داخلی در این خصوص می‌توان به مقاله کامکار روحانی و همکاران (۱۳۹۱) اشاره کرد، که در این مقاله با استفاده از داده‌های مغناطیس هوابرد به تعیین شیب و تفکیک واحدهای زمین‌شناسی پرداخته شده است.

پدیده IP نیز توسط شلومبرژه در سال ۱۹۱۳ کشف شد؛ اما استفاده عملی از این روش در مطالعات اکتشافی به اواخر سال ۱۹۴۰ بازمی‌گردد. این روش برای اولین بار به همراه روش مقاومت سنجی در سال ۱۹۴۸ در اکتشاف ذخیره مس پورفیری سان مانوئل^۲ در آمریکا به کار گرفته شد. همچنین در سال ۱۹۶۵ استفاده از آن در منطقه پایین پوینت^۳ در کانادا منجر به شناسایی یک ذخیره سرب و روی شد [Seigel et al., 2007]. بست^۴ و همکاران در سال ۲۰۱۵ به منظور بررسی توانایی روش‌های IP و مقاومت ویژه در تشخیص کانی‌سازی‌های فلزی سولفیدی از جمله مس، سرب، روی، نقره و طلا، برداشت داده‌ها را با سه آرایه الکترودی دوقطبی- دوقطبی^۵، قطبی- دوقطبی^۶ و شلومبرژه معکوس^۷ در محل ۹ ذخیره معدنی اکتشاف شده در کانادا انجام دادند. در حالت کلی، موفقیت روش‌های IP و مقاومت ویژه در اکتشاف کانی‌سازی‌های مذکور به اثبات رسید؛ هرچند که دو آرایه دوقطبی- دوقطبی و شلومبرژه معکوس نتایج قابل‌اعتمادتری از خود نشان دادند.

نوروزی و غلامی در سال ۱۳۸۲، به مطالعه اندیس معدنی مس سوناجیل در استان آذربایجان شرقی پرداختند. در این مطالعه از روش مغناطیس‌سنجی به منظور شناسایی پدیده‌های ساختمانی و بررسی ارتباط منشأ کانی‌سازی با توده‌های نفوذی، و از روش‌های IP و مقاومت ویژه جهت شناسایی نواحی بی‌هنجار

^۱ Rio grande rift

^۲ San Manuel

^۳ Pine Point

^۴ Best

^۵ Dipole- dipole array

^۶ Pole- dipole array

^۷ Inverse Schumberger array

سطحی و بررسی عمقی آن‌ها استفاده شد. نتیجه مطالعات بیانگر وجود تطابقی خوب بین خطواره‌های گسلی شناسایی شده در روش مغناطیس‌سنجی با نتایج روش مقاومت ویژه می‌باشد؛ اما رابطه مشخصی بین کانی‌سازی و بی‌هنجاری‌های مغناطیسی شناسایی نشد. در نهایت نقاطی منطبق بر نواحی با بارپذیری^۱ بالا و مقاومت ویژه کم برای حفاری پیشنهاد گردید.

در سال ۱۳۹۲، حاجی‌میرزاجان و همکاران با ترکیب مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و مطالعات ژئوفیزیکی به روش‌های IP، مقاومت‌ویژه، به مطالعه یک سیستم پلی‌متال مس، قلع، سرب، روی و طلاهای رگه‌ای در منطقه رودگز در جنوب شرق گناباد پرداختند. نتیجه مطالعات ژئوفیزیکی، یک منطقه بی‌هنجار با بیشترین بارپذیری و کم‌ترین بی‌هنجاری مغناطیسی را در مرکز محدوده مشخص کرد؛ که منطبق بر محل ناهنجاری ژئوشیمی در منطقه می‌باشد. دو گمانه‌ی حفرشده، تمرکز رگه‌های حاوی کانی‌سازی را در محل تأیید کرد.

۱-۳- ضرورت و هدف از انجام تحقیق

باگذشت زمان و پیشرفت کشورها در زمینه صنعت و افزایش تقاضا برای فلزات پایه از قبیل مس، به‌کارگیری روش‌های کارآمد برای اکتشاف این فلزات ضروری است. در چند دهه اخیر به‌طور گسترده از روش‌های ژئوفیزیکی، مخصوصاً روش‌های الکتریکی مثل IP و مقاومت‌سنجی در اکتشاف فلزات پایه استفاده شده است. از آنجایی که مطالعات اولیه زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی به‌تنهایی قادر به اکتشاف نهایی مقاصد موردنظر نمی‌باشند؛ لذا انجام مطالعاتی ژئوفیزیکی در کنار دیگر مطالعات، سعی در کاهش ریسک عملیات اکتشاف و مدیریت زمان و هزینه‌های آن دارد.

مهم‌ترین هدف تحقیق حاضر، پی‌جویی و اکتشاف کانسار مس در محدوده‌ی مورد مطالعه می‌باشد که

^۱ Chargeability

به علت وجود کانی‌سازی مس در سطح، با استفاده از تلفیق عملیات ژئوفیزیک به روش IP و مقاومت ویژه، وجود یا عدم وجود سولفید مس به صورت پیریت و کالکوپیریت در اعماق مشخص خواهد شد. از ضرورت‌های انجام تحقیق هم می‌توان، به کاهش ریسک اکتشاف و جلوگیری از به هدر رفتن وقت و هزینه‌های مالی طرح اشاره کرد. مطالعات اولیه زمین‌شناسی و آنالیز شیمیایی نمونه‌ها در آزمایشگاه به‌تنهایی نمی‌توانند برای اکتشاف نهایی مدنظر قرار گیرند بنابراین هدف از انجام مطالعات تکمیلی ژئوفیزیکی سعی در کاهش ریسک اکتشاف می‌باشد، از طرفی حفاری‌های اکتشافی جزء گران‌ترین مراحل اکتشافی می‌باشند. بنابراین باید حفر این چاه‌های حفاری کاملاً حساب‌شده و محل آن‌ها حتی‌المقدور از قبل تعیین شوند؛ تا به احتمال زیاد به نتایج مطلوب دست یابد؛ که این مهم به‌وسیله پردازش و تفسیر روی داده‌های ژئوفیزیکی برداشت‌شده و تطبیق آن با مطالعات زمین‌شناسی انجام‌شده، حاصل می‌گردد.

۱-۴- روش تحقیق

در این تحقیق ابتدا با استفاده از داده‌های مغناطیس هوابرد در منطقه شمال پیرمردان به بررسی شکستگی‌ها، خطواره‌ها، توده‌های نفوذی نیمه عمیق و تعیین روند زون‌های مساعد برای اکتشاف ذخایر فلزی پرداخته می‌شود. سپس با استفاده از داده‌های IP و مقاومت ویژه الکتریکی به بررسی ناهنجاری‌های موجود در منطقه و احتمال وجود کانی‌زایی در منطقه پرداخته می‌شود. در این محدوده ابتدا یک شبکه برداشت با آرایش مستطیلی برداشت شد. بعد از آن با توجه به مکان رخنمون‌ها و سایر عوامل به‌دست‌آمده از مطالعات قبلی سه پروفیل با آرایش دوقطبی- دوقطبی بر روی آرایه مستطیلی زده شد.

۱-۵- ساختار پایان‌نامه

پایان‌نامه حاضر شامل پنج فصل می‌باشد. فصل اول شامل کلیاتی در مورد اهمیت روش‌های ژئوفیزیکی در اکتشاف مس، مروری بر مطالعات انجام‌شده، ضرورت تحقیق و اهداف پایان‌نامه می‌باشد. در فصل دوم به

بررسی روش‌های ژئوفیزیکی مورد استفاده، اصول کلی این روش‌ها و مزایا و معایب هر یک، مبحث آرایه‌های الکترودی استفاده شده در کارهای صحرایی و همچنین بحث مدل‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی پرداخته شده است. فصل سوم زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و برداشت صحرایی داده‌های ژئوفیزیکی و در فصل چهارم به پردازش داده‌های برداشت شده و تفسیر این مدل‌ها و تعیین مناطق امیدبخش پرداخته شده است. در نهایت در فصل پنجم نتایج حاصل از بررسی‌های انجام‌شده و پیشنهادهای لازم ارائه شده است.

فصل دوم:

مبانی روش‌های مغناطیس هوابرد، مقاومت ویژه الکتریکی،

قطبش القایی و مدل‌سازی‌های ژئوفیزیکی

۲-۱- مقدمه

امروزه روش‌های ژئوفیزیکی به‌طور گسترده در کارهای معدنی به کار گرفته می‌شود. دلیل استفاده روزافزون از این روش‌ها این است که با هزینه و زمان نسبتاً کم نتایج قابل قبولی را به دست می‌دهند. برای انتخاب روش‌های ژئوفیزیکی مناسب در منطقه، آگاهی از خواص فیزیکی ماده معدنی موردنظر و سنگ‌های درون‌گیر آن ضروری است. بدین ترتیب، در ضمن عملیات زمین‌شناسی ابتدایی باید اطلاعات در مورد وزن مخصوص، خواص مغناطیسی، الکتریکی، الاستیک و رادیواکتیویته سنگ‌ها نیز کسب کرد [Selly et al., 2005].

روش‌های ژئوفیزیکی متناسب با نوع کانی‌سازی و ابعاد تحت پوشش انجام می‌شوند. انتخاب روش ژئوفیزیکی بستگی به سیستم کانی‌سازی دارد. مناسب‌ترین روش برای تشخیص و مکان‌یابی کانی‌سازی‌های فلزی سولفیدی و پراکنده، در مقیاس بزرگ روش مغناطیس هوابرد و در مقیاس کوچک روش IP است؛ که به دلیل وجود احتمالی ساختارهای پیوسته کانی‌سازی از روش مقاومت ویژه الکتریکی نیز به‌عنوان مکمل روش IP به‌طور هم‌زمان استفاده می‌شوند. از این روش‌ها هم در مرحله‌ی پی‌جویی و شناسایی اولیه و هم در مراحل اکتشاف نیمه تفضیلی و تفضیلی می‌توان بهره جست [Telford et al., 1990].

۲-۲- روش مغناطیس هوابرد

روش مغناطیس هوابرد همچون ابزار ارزان و قدرتمند برای به نقشه درآوردن ساختارهای زمین‌شناسی و برآورد ضخامت، عمق و گسترش حوزه‌های رسوبی به کار می‌رود [Newsuparpa et al., 2005]. به‌طور کلی الگوهای مغناطیسی از تمایز خواص مغناطیسی بین واحدهای زمین‌شناسی ناشی می‌شوند و در نتیجه، اغلب می‌توان یک انطباق یا ارتباط مستقیم بین واحدهای زمین‌شناسی و بی‌هنجاری‌ها یا الگوهای مغناطیسی برقرار ساخت [Parsons et al., 2006]. امروزه برآورد سریع، خودکار و ارزان و نسبتاً دقیق عمق سنگ‌بستر مغناطیسی از روی داده‌های مغناطیس هوابرد باکیفیت مطلوب که در ارتفاع پرواز نسبتاً پایین و

با فواصل اندازه‌گیری نسبتاً کم یا مناسب برداشت‌شده‌اند، با استفاده از نرم‌افزارهای رایانه‌ای مبتنی بر روش‌های جدید برآورد عمق اهداف مغناطیسی، به سادگی میسر شده است [Shi and Boyd., 2004, Davis and Li., 2009].

استفاده از نقشه شدت میدان مغناطیسی برای تفسیر داده‌های مغناطیس هوابرد در مقیاس بزرگ در تعیین مرز واحدهای مغناطیسی، جابجایی ساختارها و گسلش بسیار مفید است. به‌طور کلی این روش دارای سه مرحله‌ی برداشت، پردازش و تفسیر داده‌ها است. برداشت داده‌ها توسط بالگرد، هواپیما و همچنین امروزه توسط پهباد صورت می‌گیرد. پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد پس از انجام تصحیحات مخصوص به داده‌های مغناطیس هوابرد (FOM، تصحیح Heading و هم‌تراز سازی) مشابه با پردازش داده‌های مغناطیس زمینی می‌باشد. در ادامه به شرح چگونگی کارایی فیلترهای استفاده‌شده برای داده‌های مغناطیسی در این پایان‌نامه می‌پردازیم. داده‌های شبکه‌ای ۷/۵ کیلومتر مغناطیس هوابرد ایران در فاصله سال‌های ۱۳۵۳ تا ۱۳۵۵ به سفارش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران و توسط شرکت آمریکایی Aero service، از بزرگ‌ترین شرکت‌های فعال در زمینه ژئوفیزیک هوابرد در آن زمان انجام‌گرفته است. هدف از انجام این کار به دست آوردن اطلاعات بیشتر به‌منظور تفکیک زون‌های زمین‌شناسی و ساختاری ایران و نیز تعیین زون‌های مساعد اکتشافات مواد معدنی و هیدروکربن‌ها بوده است. برداشت انجام‌شده به‌تقریب ۱۶۲۶۱۲ کیلومتر خط پروازی بافاصله خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر به‌صورت بارومتریک با ارتفاع ۱۰۰ الی ۴۳۰ متر با فاصله خطوط کنترلی^۱ ۴۰ کیلومتر است. داده‌های شدت کل میدان مغناطیسی، مقدار شدت میدان مغناطیسی کل زمین در نقاط اندازه‌گیری را نشان می‌دهد. شدت میدان مغناطیسی کل در هر نقطه متأثر از مواد و ساختارهای مغناطیسی موجود در آن نقطه است.

^۱Tie Line

فیلتر کردن داده‌های مغناطیسی راهی برای جداسازی سیگنال‌های مختلف برای آشکارسازی و بهسازی اشکال بی‌هنجاری با یک طول موج مشخص است. فیلترها به‌طور عموم پایین‌گذر یا بالاگذر هستند. وقتی بی‌هنجاری‌ها منطقه‌ای است فیلترهای پایین‌گذر اجازه می‌دهد که فرکانس‌های پایین بهتر مشخص شوند. در داده‌های ناحیه‌ای، فیلترهای بالاگذر، داده‌های باقیمانده را مشخص می‌کنند. بنابراین برای به دست آوردن خطواره‌ها و شکستگی‌های بزرگ از این نوع فیلترها استفاده می‌شود.

۲-۲-۱- تصحیح IGRF^۱

در مطالعات ناحیه‌ای مغناطیس‌سنجی، به‌منظور واضح‌تر شدن بی‌هنجاری حاصله از اشکال بزرگ‌مقیاس (ناحیه‌ای)، باید بی‌هنجاری‌های باقیمانده (حاصل از منابع زیرسطحی با گسترش جانبی محدوده) را از روی بی‌هنجاری‌های مشاهده‌شده حذف نمود. و بالعکس، برای مشاهده بی‌هنجاری باقیمانده، بایستی تأثیر میزان ناحیه‌ای را از میزان کل حذف نماییم. در واقع کار این تصحیح جداسازی این دو آنومالی از هم است. مقدار IGRF زمین که در قبل اندازه‌گیری شده از مقادیر داده‌های ثبت‌شده حذف‌شده و مقدار باقی‌مانده، مربوط به آنومالی‌های موجود در منطقه است. با توجه به زاویه میل و انحراف محور مغناطیسی زمین بدیهی است که منبع این بی‌هنجاری‌ها به‌طور دقیق در زیر نقاط اندازه‌گیری قرار نمی‌گیرد و شکل آن‌ها نیز ممکن است دچار تغییرات اندکی شود. همچنین وجود توده‌های دوقطبی مغناطیسی و نحوه قرار گرفتن آن‌ها نسبت به جهت میدان مغناطیسی زمین و امتداد خطوط برداشت باعث تغییر در شدت میدان و یا شکل بی‌هنجاری حاصل از آن‌ها شده، که برای حذف این مشکلات با اعمال فیلترهای دیجیتالی این اثرات حذف‌شده‌اند. بنابراین شدت و شکل بی‌هنجاری مشاهده‌شده را می‌توان پس از حذف این اثرات به منبع به وجود آورنده آن‌ها نسبت داد. داده‌های شدت میدان کل مغناطیسی هریک از واحدهای سنگی دارای یک پاسخ مغناطیسی خاص است و برای شناسایی بی‌هنجاری‌های واقعی و شکستگی‌ها در مقیاس ناحیه‌ای از فیلترهای مختلف

^۱ International Geomagnetic Reference Field

استفاده می‌شود [Telford et al., 1990].

۲-۲-۲- فیلتر برگردان به قطب

یک توده‌ی متقارن در قطب‌های مغناطیسی که جهت میدان ناحیه‌ای و پلاریزاسیون در آن‌ها عمودی است، یک بی‌هنجاری متقارن تولید می‌کند و شکل یک بی‌هنجاری مغناطیسی فقط به ابعاد فیزیکی و خودپذیری مغناطیسی توده بستگی ندارد، بلکه به جهت پلاریزاسیون توده و جهت میدان ناحیه‌ای نیز وابسته است [Hinz, 1982]. بنابراین روش برگردان به قطب، روشی برای حذف نامتقارنی‌های ایجادشده به وسیله میدان ناحیه‌ای و پلاریزاسیون غیر عمودی می‌باشد، به عبارت دیگر این روش برای رفع اثرات تغییر شکل ناشی از تغییرات زاویه میل و زاویه انحراف پلاریزاسیون مغناطیسی با فرض اینکه پلاریزاسیون به وسیله میدان زمین هدایت می‌شود، به کار می‌رود. رفع این انحراف به وسیله روش برگردان به قطب با تعدیل داده‌ها به حالت تصویر پلاریزاسیون عمودی در قطب‌ها انجام می‌شود و با این روش بی‌هنجاری‌ها به مرکز توده‌های مولد بی‌هنجار برمی‌گردند [Dobrin and Savit, 1988].

۲-۲-۳- فیلتر زاویه کجی^۱

برای تشخیص خطواره‌ها و شکستگی‌ها در مقیاس ناحیه‌ای باید داده‌های ژئومغناطیس هواپردی را با فیلتر زاویه کجی پالایش کرد. این فیلتر، یک فیلتر بالاگذر است که در آن مشتق قائم نسبت به مشتق افقی نرمالایز می‌شود. در این فیلتر به دلیل آن که خروجی آن در بازه ۹۰ درجه تا ۹۰- درجه نرمالایز می‌شود، آنومالی‌های عمیق و سطحی به یک نسبت آشکارسازی می‌شوند و ساختارهای عمیق و سطحی به تقریب به صورت آنومالی‌های یکنواخت مشاهده خواهند شد. با استفاده از این فیلتر نمی‌توان در مورد شدت آنومالی‌ها اظهار نظر کرد [Miller & Singh, 1994].

^۱ Tilt

اولین فیلتر فازی، زاویه تیلت است که میلر و سینگ (۱۹۹۴) به صورت رابطه (۱-۲) معرفی کردند.

$$T = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial f}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}} \right) \quad (1-2)$$

تراز صفر این فیلتر مرز توده را مشخص می‌کند؛ با این حال، این فیلتر یک فیلتر برآورد مرز نیست. برای بی‌هنجاری با تباین چگالی مثبت، مقدار زاویه تیلت در بالای آنومالی مثبت می‌باشد. در نزدیک لبه‌ها جایی که مشتق عمودی صفر و مشتق افقی بیشترین مقدار را دارد، مقدار زاویه تیلت صفر و بیرون از منطقه آنومالی زیرسطحی، منفی می‌باشد. زاویه تیلت دارای گستره‌ای بین ۹۰- تا ۹۰+ درجه می‌باشد و نسبت به زاویه فاز سیگنال تحلیلی دارای تفسیر بسیار ساده‌تری می‌باشد. یکی از معایب زاویه تیلت، عدم کارایی آن هنگام حضور منابع عمیق است؛ که این مشکل با مشتق‌گیری از زاویه تیلت برطرف می‌شود.

۲-۲-۴- فیلتر سیگنال تحلیلی

عملگر سیگنال تحلیلی بر پایه میدان مغناطیسی کل و تبدیل هیلبرت آن و یا بر پایه مشتق‌های افقی و عمودی میدان کل تعریف می‌شود [Nabighian, 1972]. دامنه سیگنال تحلیلی مختلط^۱ بر پایه مشتق‌های افقی و عمودی میدان کل با رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (2-2)$$

دامنه سیگنال تحلیلی سه‌بعدی در موقعیت (x, y) را می‌توان از گرادیان‌های عمود بر هم میدان مغناطیسی کل یل بی‌هنجاری میدان کل به دست آورد. در این رابطه |A(x, y)| دامنه سیگنال تحلیلی در نقطه (x, y) است. برای محاسبه سیگنال تحلیلی ابتدا گرادیان افقی تعیین و سپس از تبدیل هیلبرت برای

^۱ Amplitude of Analytic Signal

تعیین گرادیان قائم استفاده می‌شود. تبدیل هیلبرت بدون تغییر در مقدار تابع، روی طیف فاز تغییر ۹۰ درجه ایجاد می‌کند و به عبارت دیگر گرادیان افقی به قائم تبدیل می‌شود و لبه‌های بی‌هنجاری مغناطیسی را با محدوده محیطی کانسار تطابق می‌دهد و بدین ترتیب گسترش طولی و عرضی کانسار را روی سطح زمین با دقت بیشتری نسبت به نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی نشان می‌دهد. در هر حال یکی از ویژگی‌های مهم سیگنال تحلیلی این است که برای یک جسم دوبعدی باریک مانند دایک، دامنه، مستقل از سوی بردار میدان مغناطیسی القایی است که منحنی مقارنی به شکل زنگ دارد و درست در بالای چشمه مغناطیسی جای گرفته است. ایراد وارد به روش سیگنال تحلیلی این است که برای یک جسم ستبر هنگامی که ابعاد افقی جسم از ژرفای بالای توده بیشتر می‌شود، به دلیل اثرهای تداخلی، تعیین مرزهای چشمه‌های مغناطیسی از دامنه بیشینه سیگنال تحلیلی دقت کافی ندارد [Roset, 1993].

۲-۲-۵- فیلتر ادامه فراسو

روش ادامه فراسو فرآیندی است که توسط آن داده‌های میدان مغناطیسی از یک سطح مبنا به طریق ریاضی بر روی سطوح ترازوی در بالا یا در زیر مبنای اصلی تصویر می‌شوند. در تصویر کردن بر روی سطح بالاتر، عملاً هموارسازی می‌کنیم. زمانی که مطالعه بر روی بی‌هنجاری‌های عمیق مورد نیاز است، جهت از بین بردن اثر بی‌هنجاری‌های کم‌عمق از روش ادامه فراسو استفاده می‌کنیم از نظر فیزیکی همان‌طور که ارتفاع در این روش افزایش می‌یابد اثر اجسام مغناطیسی کوچک‌تر، باریک‌تر و ریزتر نسبت به اثر اجسام مغناطیسی بزرگ‌تر که به‌طور عمقی امتداد زیادی یافته‌اند از بین می‌رود. نقشه‌های ادامه فراسو نمایشی از بلوک‌های تکتونیکی و پوسته‌ایی اصلی را در یک ناحیه نشان داده و دیدگاه‌های جدیدی از ساختارهای پوسته‌ایی ارائه می‌دهد [Tarlowski, et al., 1997].

۲-۳- روش مقاومت ویژه الکتریکی

روش‌های مقاومت ویژه الکتریکی در اوایل دهه ۱۹۰۰ ابداع شدند؛ اما از دهه ۱۹۷۰ و خصوصاً به دلیل دسترسی به رایانه برای پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌ها کاربرد گسترده‌ای پیدا کردند [Reynolds, 1997]. این روش بر مبنای اندازه‌گیری مقاومت ویژه در سطح زمین پایه‌ریزی شده و اطلاعاتی از شکل و ویژگی‌های الکتریکی ناهمگنی‌های زیر سطح زمین ارائه می‌دهد [Zonge Engineering, 1994].

۲-۳-۱- تقسیم‌بندی مواد مختلف از نظر مقاومت ویژه

مقاومت ویژه زمین می‌تواند به عامل یا عواملی همچون عناصر تشکیل‌دهنده، محتوای آب سازندی^۱، تخلخل^۲، درجه اشباع از آب^۳ در خاک یا سنگ، درز و شکستگی‌های موجود در سنگ و برخی عوامل دیگر بستگی دارد [Loke, 2004]. سن سازندها مستقیماً با مقاومت ویژه در ارتباط نیست، شاید به سبب فشردگی لایه‌های قدیمی زیرین مقاومت ویژه متفاوتی نسبت به سایر لایه‌های سازندی مشاهده گردد. لازم به ذکر است که در سنگ‌های قدیمی تر خلل و فرج بیشتر به وسیله کانی‌سازی‌هایی در معرض پرشدگی ثانویه قرار دارد [Reynolds, 1997]. فرآیندهای زمین‌شناسی و تکتونیک بر روی مقدار مقاومت ویژه سنگ‌ها مؤثرند. گسلش، برش و هوازدگی باعث افزایش تخلخل و نفوذپذیری سیالات شده و در نتیجه باعث کاهش مقاومت ویژه می‌گردند. سخت‌شدگی در اثر تراکم، باعث کاهش تخلخل و نفوذپذیری و در نتیجه افزایش مقاومت ویژه می‌گردد [Ward, 1990]. در یک طبقه‌بندی کلی می‌توان مواد را از نظر مقاومت ویژه به سه دسته‌ی مقاومت ویژه پایین (کمتر از ۱۰۰ اهم‌متر)، مقاومت ویژه متوسط (بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ اهم‌متر) و مقاومت ویژه بالا (بیشتر از ۱۰۰۰ اهم‌متر) تقسیم‌بندی کرد [Mooney, 1980]. مقادیر مقاومت ویژه مربوط

^۱ Water content

^۲ Porosity

^۳ Water saturation

به برخی سنگ‌ها، کانی‌ها و مواد مختلف زیر سطح زمین در جدول (۱-۲) ارائه شده است [Loke, 1999].

جدول ۱-۲: مقاومت ویژه بعضی از سنگ‌ها، کانی‌ها و مواد معدنی متداول [After Loke, 1999].

ماده موردنظر	مقاومت ویژه $[\Omega m]$	ماده موردنظر	مقاومت ویژه $[\Omega m]$
ماسه سنگ	$۸ - ۴ \times ۱۰^۳$	سنگ آهک	$۵۰ - ۴ \times ۱۰^۲$
ماسه سست	$۵۰۰ - ۵ \times ۱۰^۳$	رس	$۱ - ۱۰۰$
شیل	$۲۰ - ۲ \times ۱۰^۳$	اسلیت	$۶ \times ۱۰^۲ - ۴ \times ۱۰^۷$
آب زیرزمینی	$۱۰ - ۱۰۰$	آب دریا	$۰/۲$
کوارتزیت	$۱۰^۲ - ۲ \times ۱۰^۸$	گرانیت	$۵ \times ۱۰^۳ - ۱۰^۶$
بازالت	$۱۰^۳ - ۱۰^۶$	گابرو	$۱۰^۳ - ۵ \times ۱۰^۵$

۲-۳-۲- اصول روش مقاومت ویژه الکتریکی

روش مقاومت ویژه الکتریکی یکی از روش‌های ژئوالکتریکی می‌باشد؛ که در آن از یک چشمه الکتریکی مصنوعی برای ارسال جریان به داخل زمین و اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی استفاده می‌شود. برای انجام این روش معمولاً از چهار الکتروود استفاده می‌شود؛ که دو الکتروود برای ارسال جریان الکتریکی و دو الکتروود دیگر برای اندازه‌گیری اختلاف پتانسیل الکتریکی استفاده می‌شود. در صورت ناهمگن^۱ و ناهمسانگرد^۲ بودن زمین، داده‌های حاصله از این روش نشان‌دهنده مقادیر مقاومت ویژه واقعی زمین نیست. بلکه این مقادیر

^۱ Inhomogeneous

^۲ Anisotropy

نشان دهنده مقادیر مقاومت ویژه ظاهری^۱ زیر سطح زمین می‌باشند [Look, 2004].

بعد از اندازه‌گیری اختلاف پتانسیل (ΔV) به دنبال تزریق جریان ثابت (I)، می‌توان اندازه مقاومت ویژه

ظاهری زمین (ρ_a) را با استفاده از رابطه (۳-۲) محاسبه نمود [Look, 2004].

$$\rho_a = K \frac{\Delta v}{I} \quad (۳-۲)$$

که در آن K از رابطه (۴-۲) به دست می‌آید.

$$K = \left[\frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}} \right] \quad (۴-۲)$$

در این روابط K ، ضریب هندسی^۲ برای آرایش مورد استفاده، شامل الکترودهای جریان $C1$ و $C2$ و الکترودهای پتانسیل $P1$ و $P2$ است. r_{C1P1} فاصله بین الکترودهای جریان $C1$ و الکترودهای پتانسیل $P1$ است. به همین ترتیب r_{C2P1} و r_{C1P2} و r_{C2P2} فواصل بین الکترودهای جریان و پتانسیل ذکر شده هستند. ضریب هندسی به نحوه قرارگیری الکترودها در هر آرایش بستگی دارد. در زمین‌های همگن، مقاومت ویژه به دست آمده از این معادله ثابت و مستقل از فاصله الکترودهی و موقعیت الکترودها در سطح زمین است. دستگاه‌های اندازه‌گیری مقاومت ویژه معمولاً مقدار مقاومت زمین (R) را اندازه‌گیری می‌کنند. رابطه‌ی بین مقاومت اندازه‌گیری شده توسط دستگاه و مقاومت ویژه الکتريکی ظاهری به صورت رابطه‌ی (۵-۲) تعریف می‌شود [Loke, 2004].

$$\rho_a = KR \quad (۵-۲)$$

لازم به یادآوری است که $R = \frac{\Delta V}{I}$ (قانون اهم) است.

یک زمین همگن، به طور معمول با شرایط زمین‌شناسی سازگار نیست. در یک زمین ناهمگن مقاومت

ویژه و شکل‌های مختلف زمین‌شناسی در مقدار ρ_a تأثیرگذارند [Kirsch, 2009]. همان‌طور که در بالا اشاره

^۱ Apparent Resistivity

^۲ Geometrical Factor

شد، مقدار مقاومت ویژه اندازه‌گیری شده به فاصله الکترودی و وضعیت هندسی الکترودها نیز وابسته است [Mooney, 1980].

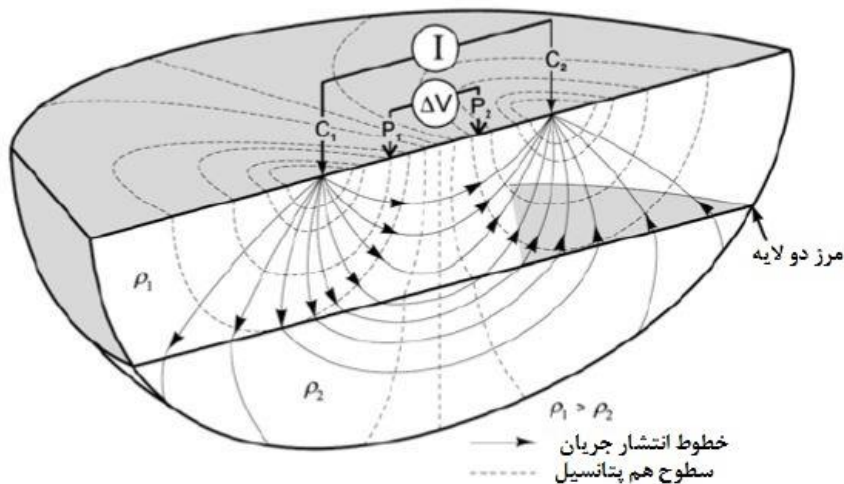
۲-۳-۳- نحوه انتشار خطوط جریان در زمین

الف- انتشار جریان در زمین همگن

برای یک الکتروود جریان که در سطح یک زمین همگن با مقاومت ویژه ρ کاشته شده است، مسیر شارش خطوط جریان به صورت شعاعی است و سطوح هم‌پتانسیل، خطوط جریان را با زاویه قائم قطع می‌کنند (شکل ۱-۲) [Keary et al., 2009].

با فرض نمودن حالتی که الکتروود دریافت‌کننده جریان^۱ در فاصله نزدیک از منبع جریان^۲ باشد، پتانسیل V_{P1} در الکتروود $P1$ در بین دو الکتروود جریان برابر مجموع پتانسیل V_{C1} و V_{C2} حاصل از الکتروودهای منبع جریان دریافت‌کننده جریان $C2$ خواهد بود [Reynolds, 1997].

$$V_{P1} = V_{C1} + V_{C2} \quad (۲-۶)$$



شکل ۱-۲: نحوه انتشار خطوط جریان و سطوح هم‌پتانسیل در محیط همگن [After Knödel et al., 2007].

^۱ Current Sink

^۲ Current Source

در نتیجه می توان نوشت:

$$V_{P1} = \frac{\rho l}{2\pi} \left[\frac{1}{C1P1} - \frac{1}{C2P1} \right] \quad (7-2)$$

به همین ترتیب داریم:

$$V_{P2} = \frac{\rho l}{2\pi} \left[\frac{1}{C1P2} - \frac{1}{C2P2} \right] \quad (8-2)$$

اختلاف پتانسیل بین دو الکتروود پتانسیل ΔV به صورت رابطه (9-2) خواهد بود.

$$\Delta V = \frac{\rho l}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{C1P1} - \frac{1}{C2P1} \right) - \left(\frac{1}{C1P2} - \frac{1}{C2P2} \right) \right] \quad (9-2)$$

با مرتب سازی رابطه (9-2) رابطه اساسی مقاومت ویژه به صورت رابطه (10-2) خواهد بود

[Loke, 2004].

$$\rho = \frac{2\pi \Delta V}{l} \left[\left(\frac{1}{C1P1} - \frac{1}{C2P1} \right) - \left(\frac{1}{C1P2} - \frac{1}{C2P2} \right) \right]^{-1} \quad (10-2)$$

اگر مقاومت ویژه در محیط همگن و همسانگرد اندازه گیری شود، مقاومت ویژه واقعی خوانده می شود.

البته اگر اندازه گیری در محیط ناهمگن و ناهمسانگرد صورت گیرد؛ آن را مقاومت ویژه ظاهری می نامند

[Telford et al., 1990].

ب- انتشار جریان در زمین ناهمگن

خطوط جریان در عبور از مرز یا فصل مشترک دو محیط دارای تباین مقاومت ویژه، از رابطه (11-2)

تبعیت می کنند، به طوری که اگر دو محیط همگن با مقاومت ویژه ρ_1 و ρ_2 که توسط یک مرز تخت

(شکل 2-2) از هم جدا شده اند در نظر بگیریم و اگر جریان با چگالی J_1 در محیط (1) و با زاویه θ_1 نسبت

به قائم بر مرز دو محیط ساطع شود، برای تعیین جهت این جریان در محیط (2) از رابطه (11-2) استفاده

می شود [Mooney, 1980].

$$\tan \theta_2 / \tan \theta_1 = \rho_1 / \rho_2 \quad (11-2)$$

در نتیجه خطوط جریان در عبور از مرز خم می‌شوند. اگر $\rho_2 > \rho_1$ باشد، خطوط جریان به طرف خط

عمود خم می‌شوند (به عبارت دیگر $\theta_2 < \theta_1$) و برعکس [Mooney, 1980].

با انحراف خطوط جریان از محیطی به محیط دیگر با مقاومت ویژه متفاوت، سطوح هم‌پتانسیل نیز

منحرف می‌شوند. میدان پتانسیل را می‌توان با معادله لاپلاس برای شرایط مرزی خاص یا با انتگرال‌گیری

مستقیم، به دست آورد. روش ساده‌تر استفاده از تصاویر الکتریکی، مثل نور هندسی، است. این روش تنها در

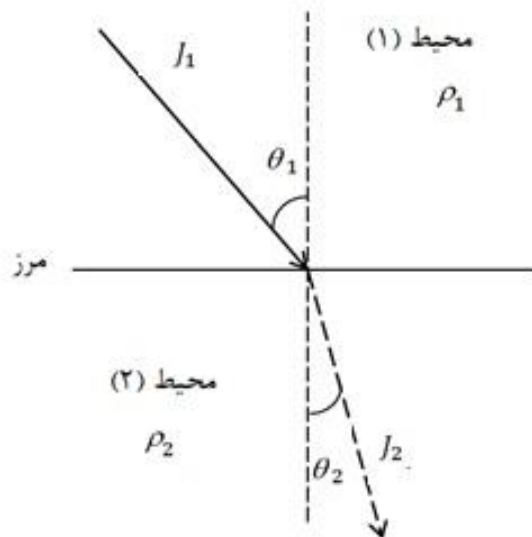
حل تعداد محدودی از مسائل پتانسیل مانند مرز تخت و کره صدق می‌کند. با توجه به (شکل ۲-۳) پتانسیل

در نقطه P از محیط اول از رابطه (۲-۱۲) و در نقطه P' از رابطه (۲-۱۳) به دست می‌آید

[Reynolds, 1997; Telford et al., 1990]

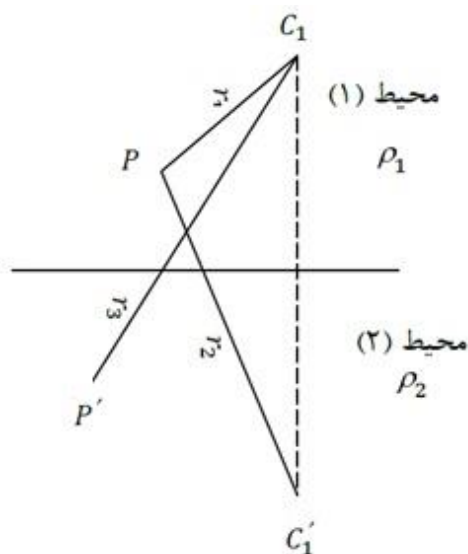
$$V = \frac{I\rho_1}{4\pi} \left[\frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_2} \right] \quad (2-12)$$

$$V = \frac{I\rho_2}{4\pi} \left(\frac{1-k}{r_3} \right) \quad (2-13)$$



شکل ۲-۲: انحراف مسیر جریان در برخورد با مرز یا فصل مشترک تخت هنگامی که $\rho_2 > \rho_1$

[After Telford et al., 1990]



شکل ۲-۳: نحوه تشکیل تصویر الکتریکی [After Telford et al., 1990]

با استفاده از شرایط مرزی این پتانسیل‌ها در فصل مشترک (یعنی وقتی $r_1=r_2=r_3$ است) برابر باشند،

لذا رابطه (۲-۱۴) به دست می‌آید.

$$k = \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \quad (۲-۱۴)$$

k در این رابطه ضریب بازتاب الکتریکی^۱ است و مقدار آن متناسب با مقاومت ویژه دو محیط بین ± 1

است [Telford et al., 1990].

۲-۳-۴- کاربردهای روش مقاومت ویژه الکتریکی

روش مقاومت ویژه کاربردهای متنوعی دارد، که از مهم‌ترین کاربردهای این روش می‌توان به موارد زیر

اشاره نمود [Mooney, 1980].

۱. مطالعه آب‌های زیرزمینی به منظور تعیین سطح و عمق سفره آب‌های زیرزمینی، مرز آب شور و

شیرین و محل کانال‌های رودخانه‌ای مدفون.

۲. در کارهای مهندسی عمران و راه، برای تعیین ضخامت آبرفت‌ها، عمق سطح سفره‌های آبدار عمق

^۱ Electrical reflection coefficient

- سنگ‌بستر، اکتشاف گسل‌ها و شناسایی سفره‌های زیرسطحی و لایه‌های رسی.
۳. در اکتشاف مواد معدنی (سولفیدها، اکسیدها و به‌طور کلی کانی‌هایی که فلزی باشند) و به‌ویژه در شناسایی زون‌های خردشده و گسله که ارتباط نزدیکی با کانی‌سازی فلزی دارند.
۴. در مطالعات زمین‌گرمایی که به کمک نقشه‌های هم مقاومت ویژه می‌توان مسیر خطی گسلی را که معمولاً در امتداد چشمه‌های آبگرم و آبفشان‌ها خارج می‌شوند، مشخص نمود.
۵. در اکتشافات باستان‌شناسی که معمولاً برای اکتشاف و ترسیم پی دیواره‌ها به کار می‌رود.
۶. آشکارسازی شکستگی‌ها و گسل‌ها (به‌ویژه شناسایی زون‌های خردشده و گسله مرتبط با کانی‌سازی‌های عمیق)
۷. مطالعات زیست‌محیطی (تعیین عمق و ضخامت باطله‌های مدفون، شناسایی آلودگی‌های زیرسطحی آب‌وخاک)

۲-۳-۵- مزایا و محدودیت‌های روش مقاومت ویژه

از مزایای روش مقاومت ویژه در مقایسه با سایر روش‌های ژئوفیزیکی (مانند لرزه‌شناسی، گرانی‌سنجی مغناطیس) و یا روش‌های اکتشافی مستقیم (مانند حفاری) می‌توان به موارد زیر اشاره نمود [Mooney, 1990; Donald et al., 1990; Tezel, 2002].

۱. روشی نسبتاً سریع و آسان از نظر برداشت داده‌ها است.
۲. در مقایسه با روش‌هایی همچون الکترومغناطیس، حساسیت کمتری به نوفه دارد.
۳. انعطاف‌پذیری خوبی دارد (از این روش در هر زمان می‌توان برای پی‌جویی و هم برای اکتشاف اهداف زیرزمینی استفاده کرد).
۴. داده‌های مقاومت ویژه نسبت به داده‌های الکترومغناطیس دارای پردازش و تفسیر ساده‌تر و روشن‌تری هستند.

۵. هزینه قابل قبول عملیات صحرائی.
۶. در اکتشاف لایه‌های کم‌عمق یا ناپیوستگی‌های قائم که دارای تباین مقاومت ویژه قابل توجهی با محیط اطراف هستند، عملکرد خوبی دارد.
- روش مقاومت ویژه محدودیت‌هایی نیز دارد؛ که از مهم‌ترین محدودیت‌های این روش می‌توان به موارد آتی اشاره نمود [Knödel et al., 2007; Telford et al., 1990; Mooney, 1980; Fox et al., 1980].
۱. عمق نفوذ این روش محدود است (به علت محدودیت در تزریق جریان الکتریکی و گسترش کابل‌های طویل بر روی زمین). علاوه بر این روباره‌های رسانا مثل آبرفت و رس و مارن نیز عمق نفوذ را کاهش می‌دهند.
 ۲. با توجه به گستردگی دامنه تغییرات و هم‌پوشانی مقادیر مقاومت ویژه سنگ‌ها و محیط‌های مختلف زیرزمینی، تعبیر و تفسیرها قدری مبهم هستند؛ مخصوصاً در مناطق تکتونیزه این ابهام بیشتر است. هرچند مقایسه و تطبیق نتایج این روش با نقشه‌های زمین‌شناسی می‌تواند از این ابهام بکاهد.
 ۳. همانند همه روش‌های ژئوفیزیکی دیگر، توپوگرافی تأثیر منفی بر روی داده‌های مقاومت ویژه دارد. توپوگرافی موجب پراکندگی موضعی و تمرکز جریان در نزدیک سطح می‌شود.
 ۴. ابهام در تفسیر داده‌های مقاومت ویژه باعث می‌شود که چندین مدل زمین‌شناسی منطبق بر داده‌های برداشت‌شده؛ وجود داشته باشد. بنابراین اطلاعات جانبی مانند اطلاعات زمین‌شناسی برای تفسیر نتایج ضروری است.
 ۵. در مناطق مسکونی، اثرات مزاحم مثل فنس‌های کوبیده شده به زمین، کابل‌های زیرزمینی، خطوط فشارقوی، جریان حفاظت از خوردگی لوله‌ها یا نشت‌های حاصل از تأسیسات صنعتی ماشین‌ها و قطارها و خصوصاً لوله‌های فلزی زیرزمینی می‌تواند داده‌های اندازه‌گیری شده را به نوفه^۱ آلوده سازد.

^۱ Noise

۶. اثرات القایی طوفان‌های مغناطیسی یا تخلیه الکتریکی اتمسفر، می‌تواند تأثیرات قابل توجهی روی اندازه‌گیری‌ها داشته باشد.

۲-۳-۶- روش‌های برداشت مقاومت ویژه الکتریکی

برداشت‌های مقاومت ویژه الکتریکی به دو روش اصلی سونداژزنی^۱ (VES) و پروفیل‌زنی^۲ معمول است. در روش سونداژزنی مقاومت ویژه الکتریکی با ثابت نگاه‌داشتن مرکز آرایه فاصله الکترودی افزایش می‌یابد. که در نتیجه آن با افزایش فاصله الکترودی عمق کاوش افزایش می‌یابد [Mooney, 1980]. در تفسیر این داده‌ها فرض بر افقی بودن لایه‌های زیرسطحی و عدم وجود تغییرات جانبی مقاومت ویژه است؛ که عدم وجود این فرض در طبیعت باعث ایجاد خطا در تفسیر نتایج این روش می‌گردد [Loke, 2004]. هدف از این روش بررسی عمقی مقاومت ویژه در زیر یک نقطه می‌باشد.

در روش پروفیل‌زنی مقاومت ویژه الکتریکی با ثابت نگاه‌داشتن فاصله الکترودی (که در نتیجه عمق کاوش تقریباً ثابت می‌ماند)، کل آرایه روی یک مسیر مستقیم (طول پروفیل) جابه‌جا می‌شود. در این شیوه اطلاعات از تغییرات جانبی مقاومت ویژه الکتریکی متناسب با عمق کاوش به دست می‌آید [Loke, 1999]. هدف از این روش تشخیص تغییرات جانبی مقاومت ویژه زیرسطحی است.

۲-۴- انتخاب آرایش الکترودی مناسب

آرایش‌های الکترودی متنوعی وجود دارد، که هرکدام مزایا و معایب خاص خود را دارند. انتخاب آرایه مناسب به فضای موجود برای گسترش آرایه به کار گرفته‌شده و سختی و کارایی آن در کاربرد موردنظر، بستگی دارد [Reynolds, 1997]. عوامل متعددی در انتخاب آرایش الکترودی تأثیر دارند؛ که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد [Ward, 1990]:

^۱ Vertical Electrical Sounding (VES)

^۲ Electrical Resistivity Profiling

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

در جدول (۲-۲) ارزیابی مختصری از اولویت آرایش‌های مورد استفاده با توجه به تأثیر عوامل مذکور، ارائه شده است [Ward, 1990]. در این جدول، عدد ۱ نشان‌دهنده این است که آرایش مربوطه مناسب‌ترین آرایش است. عدد ۵ نشان می‌دهد که آرایش مذکور چندان مناسب نیست. اعداد ۲، ۳ و ۴ نیز به ترتیب اولویت‌های بعدی را نشان می‌دهند. در مواردی که ارزیابی دقیقی صورت نگرفته و هیچ قطعیت و مطالعات مستندی در دسترس نیست، با علامت \times یا + مشخص شده‌اند. برای تکمیل این جدول، نیاز به مطالعات دقیق و گسترده می‌باشد [Ward, 1990].

جدول ۲-۲: ارزیابی آرایش‌های الکترودی متداول با توجه به مهم‌ترین عوامل مؤثر [After Ward, 1990].

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

^۱ Pole- Dipole Array

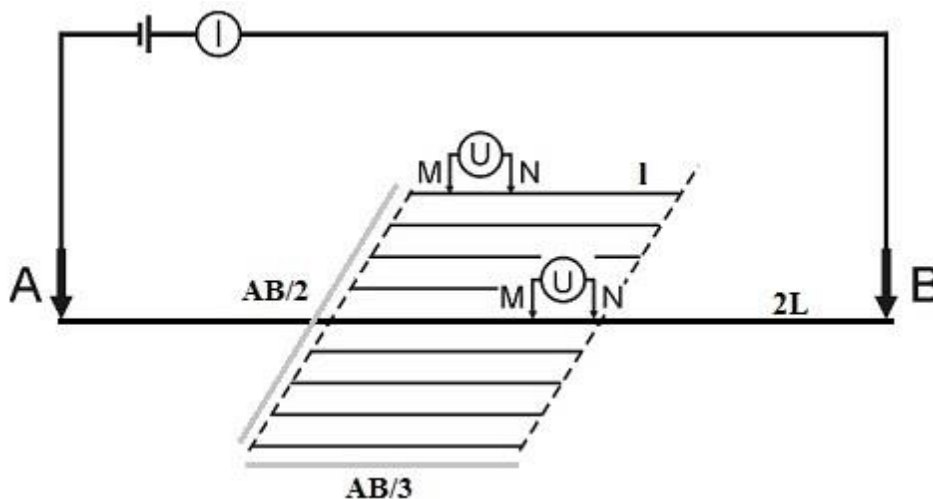
^۲ Schlumberger Array

^۳ Wenner Array

با توجه به این که در این تحقیق از آرایه مستطیلی و آرایه دوقطبی- دوقطبی برای برداشت داده‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه الکتریکی استفاده شده؛ لذا توضیح و شرح این آرایه‌ها در ادامه آمده است.

۲-۴-۱- آرایه مستطیلی

آرایه مستطیلی کاربرد زیادی در مطالعات IP دارد، و عمدتاً برای شناسایی محدوده کانی‌سازی به کار می‌رود [Milsom and Eriksen, 2011]. این آرایه شامل یک خط فرستنده جریان الکتریکی (AB) است؛ که با فاصله ثابت بر روی زمین پیاده می‌شود؛ و معمولاً این خط را عمود بر امتداد کانی‌سازی در نظر می‌گیرند. سپس اندازه‌گیری مقادیر IP و مقاومت ویژه با جابجایی الکترودهای پتانسیل M و N، واقع بر روی خط AB و پروفیل‌هایی به موازات آن انجام می‌شود؛ و این مقادیر را برای نقطه وسط MN در نظر می‌گیرند. به‌طور معمول خط MN و ایستگاه‌های اندازه‌گیری در داخل مستطیلی قرار دارند؛ که مرکز آن منطبق بر وسط فاصله AB است. این برداشت‌ها اغلب در مستطیلی به پهنای $AB/3$ و به طول $AB/2$ انجام می‌شوند (شکل ۲-۴). عمق نفوذ جریان به فاصله AB بستگی دارد و به‌طور تجربی برابر با $AB/4$ در نظر می‌گیرند [نوروزی، ۱۳۹۲؛ موسوی، ۱۳۹۳].



شکل ۲-۴: آرایه مستطیلی و نحوه قرارگیری الکترودهای جریان و پتانسیل برای برداشت داده‌ها [Kirsch, 2009].

از جمله مزایای استفاده از آرایه مستطیلی آن است؛ که برای تعداد زیادی از اندازه‌گیری‌ها فقط الکترودهای پتانسیل و دستگاه گیرنده جابجا می‌شوند. در این حالت علاوه بر این که نیازی به جابجایی الکترودهای جریان، دستگاه فرستنده و دستگاه مولد جریان نیست و سرعت برداشت داده‌ها افزایش می‌یابد، مقدار جریان نیز برای اندازه‌گیری‌ها ثابت است؛ که این امر مزیتی برای دستیابی به داده‌های باکیفیت می‌باشد. در به‌کارگیری این آرایه بر اساس عمق احتمالی کانسار، طول خط فرستنده (AB) را ثابت و برابر با $2L$ انتخاب می‌کنند و به‌طور معمول نسبت فاصله فرستنده به گیرنده ($MN=1$) را بین ۱۰ تا ۵۰ در نظر می‌گیرند. عمق تجسس را می‌توان با افزایش فاصله L بیشتر کرد و بی‌هنجاری‌ها را در چندین عمق مختلف مورد بررسی قرارداد. البته در این حالت نسبت $L/1$ افزایش می‌یابد؛ که باعث کوچک شدن سیگنال IP می‌شوند. لذا برای اندازه‌گیری‌های دقیق، به دستگاه فرستنده قوی و دستگاه گیرنده حساس نیاز است. این آرایه برای شناسایی کانی‌سازی‌هایی با گسترش عمقی زیاد همچون کانی‌سازی‌های رگه‌ای عمقی و کانی‌سازی‌های پراکنده که در لایه‌های کم شیب و رسانا قرار دارند، پاسخ خوبی ارائه می‌دهد [Goldie, 2007]. البته آرایه مستطیلی در ارتباط با اهداف قائم باریک، قدرت تفکیک ضعیفی دارد و هیچ اطلاعاتی در مورد عمق هدف ارائه نمی‌دهد [Goldie, 2007]. همچنین نتایج اندازه‌گیری‌ها با این آرایه، اغلب به‌صورت نقشه‌های هم‌مقدار ارائه می‌گردد و تفسیرها نیز معمولاً به‌صورت کیفی انجام می‌شود [Kirsch, 2009].

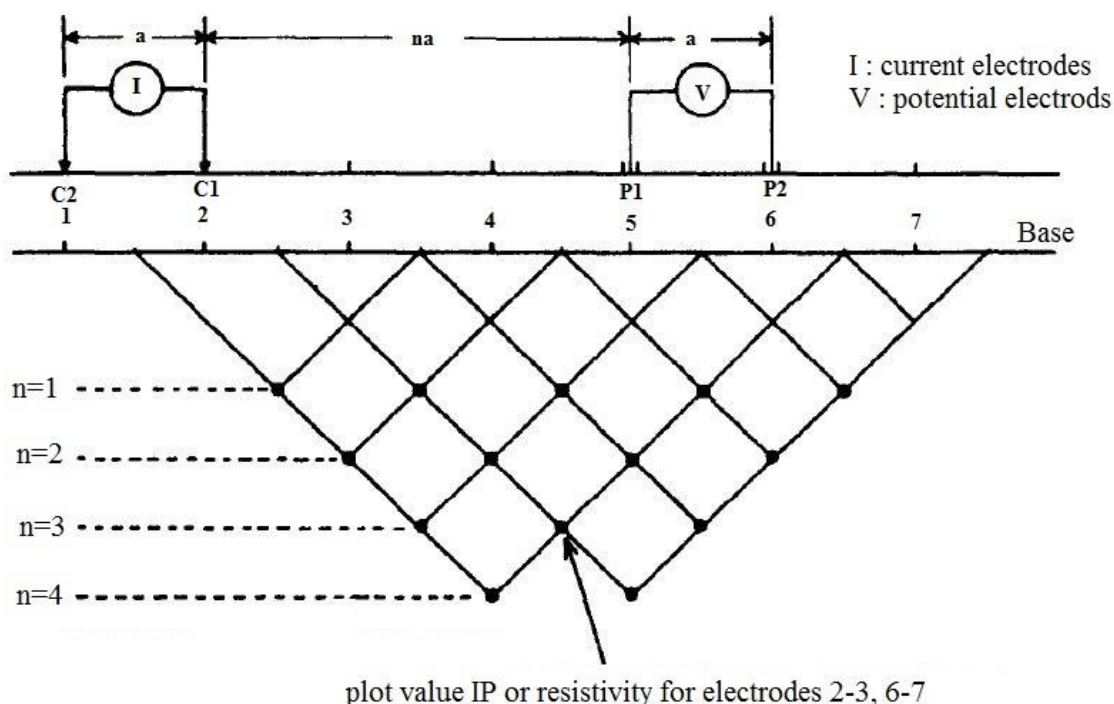
۲-۴-۲- آرایه دوقطبی - دوقطبی

این آرایه بیش‌ترین عمق نفوذ را دارد؛ اما به‌طور نسبی، نسبت سیگنال به نوفه در این آرایه کم است. بنابراین برای به دست آوردن داده‌ها باکیفیت خوب، بایدی الکترودها به‌طور صحیح و مناسبی به زمین وصل شوند و دستگاه باید حساسیت بالایی داشته باشد [Knödel et al., 2007]. آرایه دوقطبی - دوقطبی قدرت تفکیک جانبی و قائم خوبی دارد و بهترین مشخصه آن، قدرت تفکیک برای اهداف قائم باریک می‌باشد. عیب

این آرایه قدرت سیگنال پایین در مقایسه با آرایه قطبی- دوقطبی یا آرایه مستطیلی است [Goldie, 2007]. آرایه دوقطبی- دوقطبی به طور عمومی در برداشت‌های قطبش القایی استفاده می‌شود؛ زیرا جدا بودن کامل مدار جریان و ولتاژ، اثر نوفه القایی را کاهش می‌دهد [Milsom, 2007].

در این آرایه فواصل بین جفت الکترودهای جریان و پتانسیل برابر مقدار ثابت a می‌باشد (شکل ۲-۵). برای اندازه‌گیری‌ها با این آرایه، فاصله a اساساً در کوچک‌ترین واحد فاصله الکترودی ثابت نگاه داشته می‌شود. و معمولاً با فاصله $1a$ شروع می‌شود. ضریب یا مقدار n (که نسبت فاصله بین دو الکتروود $C1$ و $P1$ به طول دوقطبی جریان یا پتانسیل است) پس از اندازه‌گیری در مقدار $n=1$ ، به مقدار $n=2$ افزایش می‌یابد. در حالی که فاصله دوقطبی جریان یا پتانسیل در $1a$ ثابت شده است. برای اندازه‌گیری‌های بعدی مقدار n به ۳ و همین‌طور به ۴ و ۵ و ۶ و ۷ و ۸ به منظور افزایش عمق اکتشاف افزایش می‌یابد. یک عیب این آرایه قدرت سیگنال بسیار پایین آن برای مقادیر بالای فاکتور n یا دشوار بودن اندازه‌گیری دقیق اختلاف پتانسیل به دلیل مقادیر بسیار پایین اختلاف پتانسیل می‌باشد. یک راه برای غلبه بر این مشکل، افزایش فاصله a بین هر یک از دوقطبی‌های جریان و پتانسیل برای کاهش افت پتانسیل، زمانی که طول کلی این آرایه برای افزایش عمق اکتشاف افزایش می‌یابد، است. اندازه‌گیری‌های بعدی با مقادیر مختلف n به دست می‌آید. در صورت لزوم، اندازه‌گیری‌ها می‌توانند با مقادیر بزرگ‌تر فاصله جفت دوقطبی جریان یا پتانسیل و مقادیر مختلف n تکرار شوند [Loke, 2012]. در اصل، یک مقدار بزرگ‌تر n ، از عمق بیشتری اطلاعات می‌دهد [Milsom, 2007]. عمق متوسط اکتشاف با این آرایه به هر دو عامل n و a بستگی دارد [Loke, 2012]. همان‌طور که در شکل (۲-۵) دیده می‌شود، مقادیر اندازه‌گیری به نقطه تقاطع خطوط مایل که با زاویه ۴۵ درجه از مراکز دوقطبی جریان و پتانسیل رسم می‌شود، نسبت داده می‌شوند [Milsom, 2007]. مقادیر رسم شده مقادیر ظاهری (و نه واقعی) پارامتر اندازه‌گیری شده در آن عمق می‌باشد. شکل رسم شده بدین ترتیب، شبه‌مقطع نامیده می‌شود. که یک تصویر مناسب، هرچند غیرواقعی، از حضور بی‌هنجاری‌ها را نشان می‌دهد؛

ولی اندازه تغییرات جانبی و عمودی حقیقی آن‌ها را نشان نمی‌دهد [Lowrie, 2007]. برای رسم یا به دست آوردن مقطع واقعی، لازم است داده‌های اندازه‌گیری شده، مدل‌سازی شده و نتایج مدل‌سازی داده‌ها به صورت مقطع رسم گردند [Loke, 2012].



شکل ۲-۵: نمایش شماتیک از آرایه دوقطبی - دوقطبی و رسم شکل شبه‌مقطع [Telford et al., 1990].

۲-۵- روش قطبش القایی (IP)

روش قطبش القایی کاربرد وسیعی در اکتشاف فلزات پایه دارد و به صورت محدودتر در اکتشاف آب‌های زیرزمینی، مطالعات زمین‌گرمایی و بررسی‌های زیست‌محیطی نیز به کار گرفته شده است [Reynolds, 1997].

در روش قطبش القایی، مشابه با روش مقاومت ویژه یک آرایه الکترودی استاندارد (شامل دو الکتروود جریان و دو الکتروود غیرپلاریزه پتانسیل) مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش، جریان ارسالی به درون زمین ناگهان قطع می‌شود. در این حالت، معمولاً اختلاف پتانسیل ایجاد شده بین الکتروودهای پتانسیل بلافاصله

به صفر نمی‌رسد، بلکه بعد از یک افت اولیه از حالت پایدار ایجادشده، به تدریج تخلیه می‌شود. دلیل این امر این است که زمین به‌طور موقت بار را ذخیره کرده و قطبش می‌یابد. زمان این تخلیه معمولاً در حد چند ثانیه و حتی گاهی چند دقیقه می‌باشد. اگر جریان مجدداً وصل شود، اختلاف پتانسیل بعد از یک افزایش اولیه، باگذشت یک بازه زمانی یکسان به حداکثر مقدار خود می‌رسد [Telford et al., 1990].

۲-۵-۱- اصول و منشأ اثر قطبش القایی

منحنی تخلیه ولتاژ در شکل (۲-۶)، بازگشت به حالت اصلی قبل از اغتشاش ایجادشده در اثر ارسال جریان به درون زمین را نشان می‌دهد. هنگام شارش جریان در زمین، مقداری انرژی در سنگ‌ها ذخیره می‌شود و پس از قطع جریان تخلیه می‌گردد. هرچند این انرژی از نظر تئوری می‌تواند به شکل‌های مختلفی همچون مکانیکی، الکتریکی و شیمیایی ذخیره شود؛ اما نتایج مطالعات آزمایشگاهی حاکی از آن است که این ذخیره انرژی در سنگ‌ها، اساساً توسط فرآیندهای الکتروشیمیایی انجام می‌شود [Telford et al., 1990].

این انرژی ذخیره‌شده شیمیایی از دو عامل زیر ناشی می‌شود:

۱. تغییر تحرک یون‌ها در سیالات موجود در سنگ

۲. اختلاف بین هدایت یونی و الکترونی در صورت وجود کانی‌های فلزی.

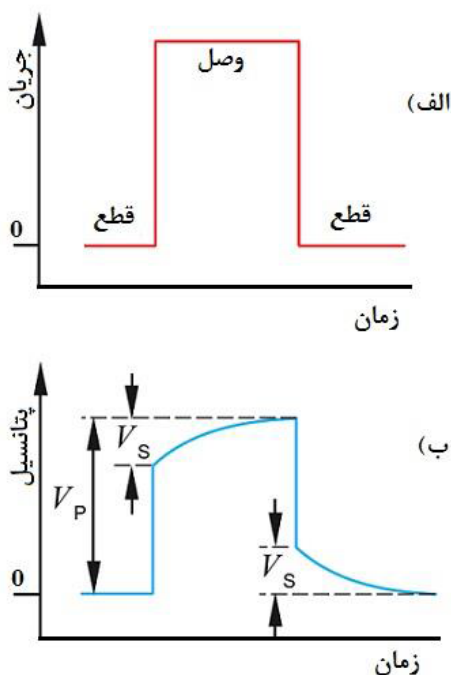
عامل اول تحت عنوان قطبش غشایی^۱ (یا قطبش الکترولیتی) شناخته می‌شود و معمولاً قطبش زمینه یا اثر قطبش القایی نرمال نامیده می‌شود. این نوع قطبش در سنگ‌های فاقد کانی‌های فلزی رخ می‌دهد. عامل دوم تحت عنوان قطبش الکترودی^۲ یا ولتاژ اضافی^۳ شناخته می‌شود. معمولاً این قطبش بزرگ‌تر از قطبش زمینه بوده و به حضور کانی‌های فلزی در سنگ بستگی دارد. لازم به ذکر است که اندازه‌گیری‌های

^۱ Electrode (Grain) Polarization

^۲ Electrolytic (Membrane) Polarization

^۳ Overvoltage

قطبش القایی معمولی قادر به تفکیک اثرات ناشی از دو عامل مذکور نمی‌باشد [Telford et al., 1990].



شکل ۲-۶: دوره کامل اندازه‌گیری قطبش القایی در یک نقطه، الف) وصل و قطع جریان، ب) تغییرات پتانسیل در زمان اتصال جریان و پس از قطع آن [After Dentith and Mudge, 2014].

۲-۵-۲- قطبش غشایی

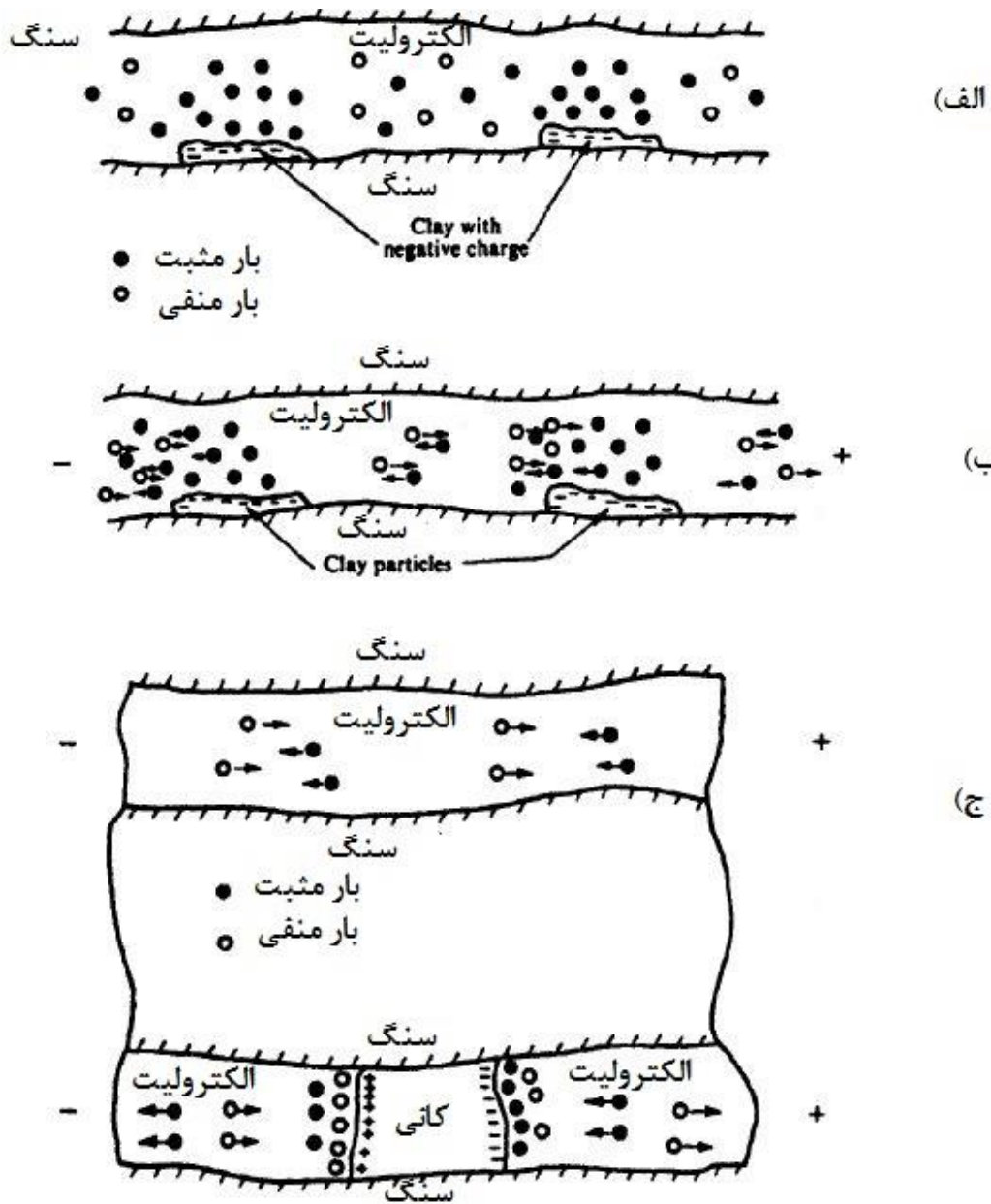
در بیشتر سنگ‌ها هدایت الکترولیتی عامل غالب هدایت جریان است؛ که در غیاب کانی‌های فلزی، به‌عنوان تنها حالت رسانندگی به حساب می‌آید. بنابراین در غیاب کانی‌های فلزی، لازم است سنگ متخلخل باشد تا رسانش جریان امکان‌پذیر شود. اکثر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها دارای بار منفی در سطح مشترک سنگ و سیال درون حفره‌ای می‌باشند. بنابراین یون‌های مثبت به‌طرف این سطح مشترک جذب و یون‌های منفی از آن دفع می‌شوند (شکل ۲-۷-الف). تمرکز یون‌های مثبت می‌تواند تا فاصله 10^{-6} سانتی‌متر در سیال گسترش داشته باشد. در صورتی که عرض خلل و فرج نیز به همین اندازه باشد، هنگام برقرار شدن اختلاف پتانسیل ناشی از جریان مستقیم در زمان وصل جریان، یون‌های منفی در یک انتهای زون تجمع پیدا می‌کنند. در نتیجه این توزیع قطبش، سدی در برابر شارش جریان ایجاد می‌شود. با قطع جریان، یون‌ها پس

از گذشت مدت زمانی محدود، به حالت اولیه خود بازمی‌گردند. این وضعیت در شکل (۲-۷-ب) نشان داده شده است.

اثر قطبش غشایی بیشتر از همه در حضور کانی‌های رسی که در آن اندازه حفره‌ها بسیار کوچک است، مشاهده می‌شود. در ضمن، شدت قطبش به‌طور ثابت با محتوای کانی‌های رسی افزایش نمی‌یابد؛ بلکه پس از رسیدن به یک مقدار بیشینه، مجدداً کاهش می‌یابد. به این علت که گذرگاه‌های دیگر با سطح مقطع بزرگ‌تر و طول بسیار کوچک در ماده وجود دارد؛ که در آن تجمع یون‌ها برای زمانی طولانی اتفاق نمی‌افتد. به عبارت دیگر، هم شارش جریان کل و هم قطبش کاهش می‌یابد. تمرکز بهینه رس‌ها که در آن مقدار رس، قطبش غشایی حداکثر است، بسته به نوع کانی‌های رسی متغیر است. شیل‌ها با درصد بالای کانی‌های رسی، قطبش نسبتاً پایینی دارند. اثر قطبش القایی با درصد شوری سیال یا محلول درون خلل و فرج نیز افزایش می‌یابد [Telford et al., 1990].

سایر منابع قطبش زمینه عبارت‌اند از اثرات دی‌الکتریک و الکتروسینتیک^۱ نرمال، حضور مقادیر بسیار کم کانی‌های رسانا و رسانش سطحی در مواد نارسانا. با توجه به این که تفکیک اثر قطبش زمینه از قطبش الکترودی میسر نیست، قطبش زمینه به‌عنوان نوفه زمین‌شناسی در اکتشاف مواد معدنی فلزی به حساب می‌آید [Telford et al., 1990].

^۱ Dielectric and Electrokinetic effects



شکل ۲-۷: اثر قطبش غشایی و قطبش الکترودی. الف) توزیع نرمال یون‌ها در ماسه‌سنگ متخلخل، ب) قطبش غشایی در یک ماسه‌سنگ متخلخل، ج) جریان الکترولیتی در حفره بالایی، قطبش الکترودی در حفره پایینی [After Telford et al., 1990].

۲-۵-۳- قطبش الکترودی

در مواردی که کانی‌های فلزی در سنگ وجود داشته باشند، قطبش الکترودی اتفاق می‌افتد. در این حالت بخشی از جریان به‌صورت الکترولیتی و بخشی به‌صورت الکترونی و از طریق کانی‌های رسانا منتقل

می‌شود. در چنین شرایطی، یک واکنش شیمیایی در فصل مشترک کانی و سیال رخ می‌دهد.

در شکل (۲-۷-ج)، دو مسیر حفره‌ای متفاوت در یک سنگ نشان داده شده است. در حفره بالایی، جریان به صورت الکترولیتی شارش می‌یابد. در حفره پایینی، حضور یک کانی فلزی با بارهای سطحی با علامت مخالف در هر طرف، باعث تجمع یون‌ها در الکترولیت موجود در هر طرف کانی فلزی می‌شود. با توجه به این که سرعت شارش جریان در الکترولیت بسیار کم‌تر از کانی فلزی است، در نتیجه تجمع یون‌های فلزی توسط ولتاژ خارجی صورت می‌گیرد. با قطع جریان، یون‌ها به حالت تعادل اولیه خود بازگشته و باعث افت زودگذر ولتاژ می‌شوند. این اثر به‌عنوان قطبش الکترودی یا ولتاژ اضافه شناخته می‌شود [Telford et al., 1990]. تمام کانی‌هایی که قابلیت هدایت خوبی دارند (مثل سولفیدها به‌جز اسفالریت خالص و سینابر و استیبنیت، اکسیدها و گرافیت)، در این اثر شرکت می‌کنند. این اثر وقتی که کانی‌ها در سنگ میزبان پراکنده‌اند، بارزتر است؛ به دلیل این که سطح قابل دسترسی یون‌ها برای تبادل الکترونیکی بیشتر است. بزرگی این اثر به بزرگی ولتاژ مؤثر و تجمع کانی‌ها بستگی دارد [Kearey et al., 2009]. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، قطبش یک پدیده سطحی است و بنابراین، قطبش القایی ناشی از یک کانسار حاوی کانی‌های فلزی پراکنده بیشتر از قطبش القایی ناشی از کانسار توده‌ای می‌باشد، زیرا در این حالت بار قطبش به دلیل سطح کلی بیشتر ذرات کانی، بیشتر خواهد بود. البته، واقعیت پیچیده‌تر از این است، اندازه بهینه ذرات کانی فلزی (برای داشتن قطبش حداکثر) تا حدی به تخلخل سنگ میزبان و مقاومت ویژه آن بستگی دارد. به‌رحال این واقعیت که کانی‌سازی‌های پورفیری، قطبش القایی بالایی تولید می‌کنند؛ یکی از مهم‌ترین مزایای روش قطبش القایی است. زیرا سایر روش‌های الکتریکی قادر به شناسایی مناسب این کانسارها نمی‌باشند و از این لحاظ روش قطبش القایی منحصر به فرد می‌باشد [Telford et al., 1990].

با افزایش فرکانس منبع جریان پاسخ قطبش القایی کاهش می‌یابد. این مطلب هم برای قطبش الکترودی و هم برای قطبش غشایی صادق است. لازم به ذکر است که کاهش اثر قطبش القایی برای قطبش الکترودی

دو برابر قطبش غشایی می‌باشد [Telford et al., 1990].

۲-۵-۴- عوامل مؤثر بر قطبش القایی (IP)

عوامل مختلفی بر اندازه‌گیری‌های قطبش القایی اثر می‌گذارند. این عوامل عبارتند از [حجت و رنجبر، ۱۳۹۰]:

۱. قابلیت هدایت الکتریکی الکترونی کانی‌ها: نتایج آزمایشگاهی نشان داده است که کانی‌هایی که دارای قابلیت هدایت الکتریکی الکترونی هستند، قطبش القایی قوی‌تری نسبت به کانی‌هایی که دارای هدایت الکترولیتی هستند، ایجاد می‌کنند. البته موارد استثنایی هم وجود دارد. اسفالریت درحالی‌که دارای هدایت الکتریکی فلزی است، قطبش القایی ضعیفی از خود نشان می‌دهد.
۲. عمق کانی‌سازی نیز در کاوش توده‌های معدنی به روش قطبش القایی مؤثر است، اگر توده معدنی نسبتاً کوچک و عمیق باشد، ممکن است قطبش القایی اندازه‌گیری شده آن قدر ضعیف باشد که نتوان کانسار را از سنگ دربرگیرنده تفکیک کرد.
۳. عیار ماده معدنی بر پاسخ قطبش القایی اثر می‌گذارد. با افزایش عیار ماده معدنی، شدت قطبش القایی افزایش می‌یابد.
۴. پدیده قطبش القایی به سطح ایجادشده توسط دانه‌های مواد معدنی بستگی دارد. هرچقدر ماده معدنی دانه ریزتر باشد، قطبش القایی حاصل بزرگ‌تر می‌باشد. البته این نکته را باید مدنظر قرارداد که در صورتی که اندازه دانه از حدی کوچک‌تر باشد، شدت قطبش القایی به‌جای افزایش کاهش می‌یابد.
۵. مقاومت ویژه سنگ‌های دربرگیرنده کانسار نیز بر پاسخ قطبش القایی اثر می‌گذارد؛ که این تأثیر، به اختلاف مقاومت ویژه بین کانسار و سنگ میزبان بستگی دارد. با افزایش مقاومت ویژه سنگ‌های دربرگیرنده کانسار نسبت به مقاومت ویژه کانسار، مقدار جریان اولیه که وارد کانسار می‌شود افزایش

می‌یابد.

۲-۵-۵- نوفه‌ها در اندازه‌گیری‌های قطبش القایی (IP)

در اندازه‌گیری IP گاهی جریانات مزاحمی وجود دارد؛ که باعث مخدوش شدن نتایج اندازه‌گیری‌ها می‌شوند. لذا برای دستیابی به داده‌های باکیفیت، باید قبل از برداشت و تفسیر داده‌ها این عوامل مزاحم را حذف و یا به حداقل رساند. این عوامل عبارت‌اند از [کلاگری، ۱۳۸۹]:

۱. جریان پتانسیل خودزا^۱ (SP)

۲. جریان حاصل از جفت‌شدگی الکترومغناطیسی^۲

۳. جریان‌های تلوریک^۳

۴. جریان حاصل از قطبش الکترودهای پتانسیل

۵. نشت جریان از سیم‌ها به علت آسیب‌دیدگی روپوش عایق آن‌ها

جریان‌های طبیعی SP می‌توانند اختلاف پتانسیل‌هایی در حد چند ده میلی‌ولت تا چند صد میلی‌ولت را بین الکترودهای پتانسیل ایجاد کنند؛ و باعث ایجاد اغتشاش در اندازه‌گیری‌های IP شوند. هرچند این جریان‌ها اغلب اغتشاش زیادی در اندازه‌گیری‌ها ایجاد نمی‌کنند و اندازه‌گیری مقدار SP خود به‌عنوان یک روش ژئوفیزیکی، می‌تواند اطلاعات اکتشافی مفیدی ارائه دهد؛ اما این عامل را می‌توان قبل از اندازه‌گیری IP حذف یا تعدیل کرد [نوروزی، ۱۳۹۲]؛ که دستگاه‌های جدید به راحتی جریان SP را خنثی می‌کنند.

جریان حاصل از جفت‌شدگی الکترومغناطیسی از القای متقابل بین سیم‌های جریان و پتانسیل ایجاد می‌شود. اگر سیم‌های جریان در نزدیکی یا موازات سیم‌های پتانسیل قرار گیرند در سیم‌های پتانسیل یک

^۱ Self Potential (SP)

^۲ EM coupling

^۳ Telluric currents

جریان القایی ایجاد می‌شود. این جریان باعث ایجاد یک ولتاژ جعلی در سیم‌های پتانسیل می‌گردد، که مرتبط با پدیده IP است. مواقعی که از آرایه‌های الکترودی باسیم‌های طویل و یا فرکانس بالا استفاده می‌شود، اثر جفت‌شدگی می‌تواند خیلی بزرگ باشد. همچنین این اثر با افزایش رسانایی زمین، افزایش می‌یابد. برای کاهش این اثر، از آرایه‌های دوقطبی - دوقطبی و قطبی - دوقطبی، و معمولاً فرکانس‌های پایین‌تر از ۱۰ هرتز استفاده می‌شود. با افزایش فاصله بین سیم‌های جریان و پتانسیل نیز می‌توان این اثر را کاهش داد. همچنین در مواقعی که به‌ناچار سیم‌ها از همدیگر عبور می‌کنند، عبور سیم‌ها از روی یکدیگر با زاویه قائم، اثر جفت‌شدگی را کاهش می‌دهد [Telford et al., 1990].

انتشار جریان‌های طبیعی در زمین یکی دیگر از عوامل ایجاد نوفه در اندازه‌گیری‌های IP است. این عامل را می‌توان با استفاده از اعمال یک فیلتر در داخل دستگاه محدود کرد [Reynolds, 1997]. علاوه بر این، چنانچه تأثیر جریان‌های تلوریک بر روی اندازه‌گیری IP شدید باشید؛ با افزایش تعداد قرائت‌ها در هر ایستگاه، می‌توان به سیگنال IP مناسب دست‌یافت. پتانسیل حاصل از قطبش الکترودهای پتانسیل نیز با به‌کارگیری الکترودهای قطبش ناپذیر^۱ خنثی می‌گردد [Telford et al., 1990]. همچنین در عملیات صحرائی باید از سالم بودن روپوش عایق کابل‌ها، به‌ویژه کابل‌های جریان اطمینان پیدا کرد؛ تا مانع نشت جریان و ایجاد نوفه در اندازه‌گیری شود.

۲-۵-۶- روش‌های اندازه‌گیری قطبش القایی (IP)

در این روش همانند روش مقاومت ویژه، جریان به‌وسیله دو الکتروود به درون زمین فرستاده می‌شود و سپس اثر قطبش القایی با الکترودهای پتانسیل اندازه‌گیری می‌شود. به‌طور کلی اندازه‌گیری‌های قطبش القایی در دو حوزه زمان (ولتاژ اضافی به‌عنوان تابعی از زمان اندازه‌گیری می‌شود) و فرکانس (مقاومت ویژه

^۱ Nonpolarizing electrodes

ظاهری در دو فرکانس مختلف اندازه‌گیری می‌شود) انجام می‌پذیرد [Telford, et al., 1990]. انتخاب روش حوزه زمان یا فرکانس به تجربه شخص و وسایل اندازه‌گیری قابل دسترسی بستگی دارد [Milsom, 2007].

الف- اندازه‌گیری قطبش القایی در حوزه زمان^۱

هنگامی که جریان اعمال شده به زمین پس از مدت زمانی قطع شود، یک افت اولیه و ناگهانی ولتاژ شکل می‌گیرد (شکل ۲-۸-الف). اندازه کلی ولتاژ مشاهده‌ای (V_o) در زمان وصل جریان برابر است با ولتاژ واقعی (V) ناشی از اعمال جریان به اضافه ولتاژ قطبش (V_p) ناشی از فرآیند قطبش. وقتی جریان اعمال شده قطع می‌شود، ولتاژ فوراً به اندازه V کاهش می‌یابد. ولتاژ باقی مانده (V_p) نیز بازمان تخلیه می‌شود. این اندازه‌گیری‌ها به صورت کمیت‌های متفاوتی می‌تواند دیده شود. که همه آن‌ها تغییرات ولتاژ را نسبت به زمان نشان می‌دهند. یکی از این کمیت‌ها درصد قطبش القایی و معمولاً برحسب میلی‌ولت بر ولت بیان می‌شود (رابطه ۲-۱۵).

$$M = V_p / V_o (mv/v) \quad (۲-۱۵)$$

که در این رابطه V_p ولتاژ باقی مانده (در زمان قطع جریان) و V_o ولتاژ مشاهده‌ای با یک جریان اعمال شده (در زمان وصل جریان) می‌باشد.

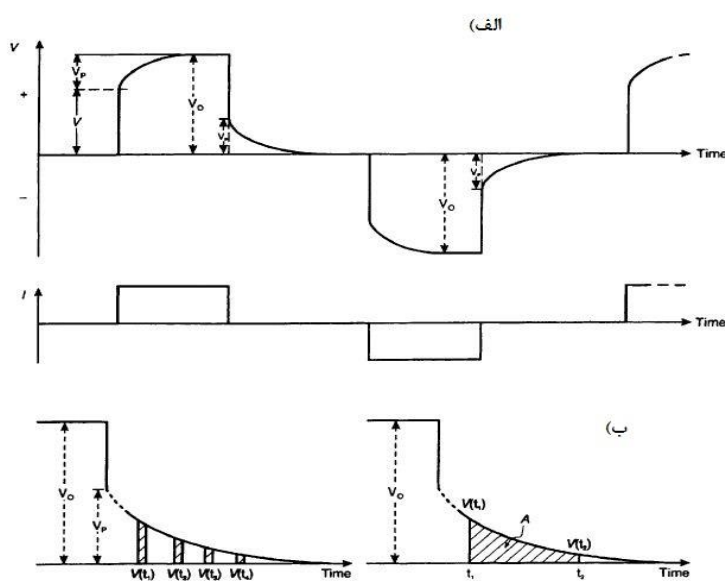
به طور عملی، اندازه‌گیری V_p بلافاصله پس از قطع جریان بسیار مشکل است. بنابراین در یک زمان ثابت (به طور معمول ۰/۵ ثانیه) پس از قطع جریان اندازه‌گیری شروع می‌شود. این اندازه‌گیری، منحنی تخلیه V_p را در دوره‌های زمانی بسیار کوتاه (حدود ۰/۱ ثانیه) در پنجره‌های زمانی مجزا (به طور معمول ۰/۵ ثانیه) شکل می‌دهد. انتگرال این مقادیر در ارتباط با زمان، نواحی زیر منحنی را نتیجه می‌دهد (شکل ۲-۸-ب). وقتی انتگرال بر V_o تقسیم می‌شود، مقدار به دست آمده بارپذیری ظاهری^۲ (M_a) نامیده می‌شود؛ که واحد

^۱ Time-Domain IP

^۲ Apparent Chargeability

آن میلی ثانیه (msec) است (رابطه ۲-۱۶). در واقع اندازه‌گیری مقدار بارپذیری واقعی در شرایط صحرائی غیرممکن است، چون هر لایه درون زمین به تنهایی مقدار بارپذیری مطلق و مقاومت ویژه واقعی خود را دارد. در یک دوره زمانی کوتاه شارژ زمین، مقادیر قطبش القایی پایین‌تری نسبت به مقادیر قطبش القایی یک دوره شارژ طولانی‌تر حاصل می‌شود [Reynolds, 1997].

$$M_a = \frac{1}{V_o} \int_{t_1}^{t_2} V_P(t) dt = \frac{A}{V_o} \quad (۲-۱۶)$$



شکل ۲-۸: الف) کاربرد پالس جریان با قطبیت متناوب و ولتاژ اندازه‌گیری شده ناشی از اثر ولتاژ اضافه V_p و ب) دو شکل اندازه‌گیری اثر ولتاژ اضافه، از طریق بازه‌های زمانی گسسته $V(t_1), V(t_2), V(t_3), \dots$ و همچنین با ناحیه زیر منحنی ولتاژ اضافه [Reynolds, 1997].

ب- اندازه‌گیری قطبش القایی در حوزه فرکانس^۱

در مطالعات حوزه فرکانس (فرکانس متغیر) قطبش القایی، مقاومت ویژه ظاهری در دو فرکانس کمتر از ۱۰ هرتز (مانند ۰/۱ و ۵ هرتز) با استفاده از همان آرایش الکترودی استفاده‌شده در روش حوزه زمان و مقاومت ویژه اندازه‌گیری می‌شود. این اندازه‌گیری‌ها به صورت کمیت‌های متفاوتی دیده می‌شود. برای مثال

^۱ Frequency-Domain IP

اثر فرکانس^۱ (FE، بدون واحد) (رابطه ۲-۱۷) یا درصد اثر فرکانس^۲ (PFE، واحد درصد) (رابطه ۲-۱۶) از جمله کمیت‌های مورد اندازه‌گیری در قطبش القایی در حوزه فرکانس به شمار می‌آید [Reynolds, 1997].

$$FE = \frac{\rho_{a0} - \rho_{a1}}{\rho_{a1}} \quad (17-2)$$

که به ترتیب ρ_{a0} و ρ_{a1} مقاومت ویژه در فرکانس پایین و بالا می‌باشند و $\rho_{a1} < \rho_{a0}$.

$$PFE = 100FE \quad (18-2)$$

لازم به ذکر است که درصد اثر فرکانس (در حوزه فرکانس) در مقادیر ضعیف قطبیده شوندگی یا درجایی که FE خیلی کوچک‌تر از یک باشد. با بارپذیری در حوزه زمان هم‌ارز می‌شود [Reynolds, 1997]. علاوه بر موارد فوق از کمیت‌های دیگری که در روش قطبش القایی در حوزه فرکانس اندازه‌گیری می‌شود، عامل فلزی^۳ (MF) را می‌توان معرفی کرد [Reynolds, 1997] (رابطه ۲-۱۹).

$$MF = 2\pi \times 10^5 [\rho_{a0} - \rho_{a1}] / \rho_{a0} \times \rho_{a1} \quad (19-2)$$

همچنین عامل فلزی را می‌توان به صورت رابطه زیر نیز نوشت:

$$MF = 2\pi \times 10^5 [FE / \rho_{a1}] \quad (20-2)$$

۲-۵-۷- مزایا و محدودیت‌های روش قطبش القایی

روش قطبش القایی دارای مزیت‌ها و معایب مختلفی هست؛ که از مهم‌ترین مزایای این روش می‌توان به موارد زیر اشاره نمود [Kearey et al., 2009; Milsom, 2007; Roy, 1980; Telford, et al., 1990].

۱. روش قطبش القایی تنها روش پاسخگو برای اکتشاف کانی‌سازی‌های افشان می‌باشد. چون

^۱ Frequency Effect (FE)

^۲ Percent Frequency Effect (PFE)

^۳ Metal Factor (MF)

سولفیدهای افشان یا پراکنده در متن یک سنگ میزبان نارسانا در مجموع قابلیت رسانایی خوبی ندارند. بنابراین، قابل آشکارسازی با روش‌های مقاومت ویژه و الکترومغناطیسی نمی‌باشند؛ اما اثر قطبش القایی قوی ایجاد می‌کنند.

۲. وجود پدیده قطبش غشایی، استفاده از روش قطبش القایی را در اکتشاف آب‌های زیرزمینی را ممکن می‌سازد. از آنجایی که کانی‌های رسی قطبش غشایی نسبتاً بالایی دارند، لذا روش قطبش القایی برای اکتشاف لایه‌های غیرقابل نفوذ رسی و سفره‌های آبدار بسیار سودمند است. همچنین زون‌های برشی مملو از آب قطبش القایی نسبتاً بالایی از خود نشان می‌دهند.

۳. در صورت رسانا بودن لایه‌های سطحی، آشکارسازی لایه‌های عمیق‌تر طی برداشت‌های مقاومت ویژه و EM دچار مشکل می‌شود. در این روش IP موفقیت بیشتری نسبت به روش‌های فوق دارد کم‌تر تحت تأثیر روباره‌های رسانا قرار می‌گیرد.

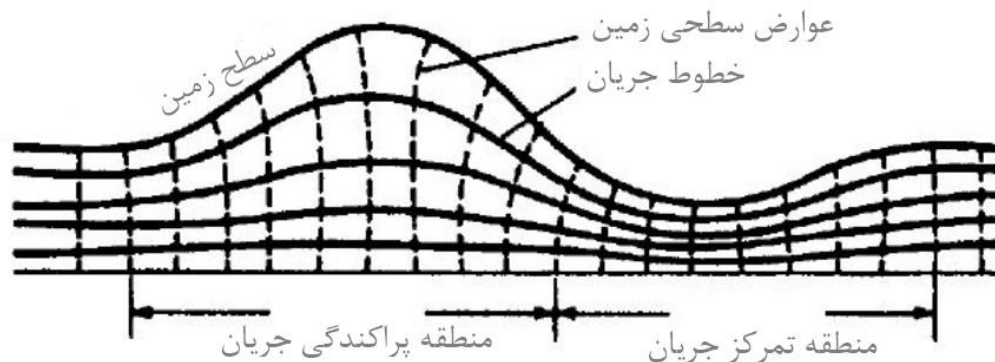
از معایب روش قطبش القایی می‌توان به موارد زیر اشاره نمود [Kearey et al., 2009].

۱. تفسیر کمی داده‌های قطبش القایی خیلی پیچیده‌تر از روش مقاومت ویژه می‌باشد.
۲. چشمه‌های ایجادکننده بی‌هنجاری قطبش القایی اغلب از نظر اقتصادی مهم نیستند (مانند رس‌ها یا زون‌های خردشده حاوی آب و سنگ‌های گرافیت و پیریت). لازم به ذکر است که این مشکل تا حدودی با روش قطبش القایی طیفی^۱ (SIP) برطرف شده است.
۳. جریان‌های تلوریک موجود در داخل زمین باعث ایجاد بی‌هنجاری‌های کاذب می‌شوند.
۴. در طی برداشت قطبش القایی تمییز دادن اثر قطبش غشایی از قطبش الکتروودی غیرممکن است در نتیجه وجود قطبش غشایی باعث کاهش کارایی برداشت قطبش القایی در اکتشافات فلزی می‌شود. به همین دلیل این اثر نوفه زمین‌شناسی به حساب می‌آید.

^۱ Spectral IP (SIP)

۲-۵-۸- اثر توپوگرافی

از آنجایی که داده‌های مقاومت ویژه و قطبش القایی، متأثر از توپوگرافی سطح زمین در امتداد خط برداشت می‌باشند، لذا انجام تصحیح توپوگرافی در مدل‌سازی‌های پیشرو و معکوس این داده‌ها امری اجتناب ناپذیر است [مهدی زاده و همکاران، ۱۳۸۹]. اندازه‌گیری مقاومت ویژه به شدت تحت تأثیر تغییرات رسانندگی ناشی از هوازدگی و میزان رطوبت قرار می‌گیرد. توپوگرافی ناهموار اثری مشابه دارد. زیرا شارش جریان در گودی‌ها^۱ متمرکز شده و در زیر برآمدگی‌ها^۲ پراکنده یا واگرا می‌شود. در نتیجه سطوح هم‌پتانسیل منحرف شده و تنها به خاطر توپوگرافی بی‌هنجاری کاذب رانشان می‌دهد (شکل ۲-۹) [Telford et al., 1990]. این اثر ممکن است موقعیت بی‌هنجاری واقعی را جابجا نموده یا آن را مخفی نماید [شریفی، ۱۳۹۱].



شکل ۲-۹: انحراف خطوط جریان در اثر توپوگرافی [After Telford et al., 1990].

فاکس^۳ و همکاران (۱۹۸۰) یک روش تحلیلی را برای بررسی نتایج مقاومت ویژه و قطبش القایی به دست آمده بر روی عوارض دوبعدی، زمین‌های شیب‌دار^۴ و برآمدگی و فروافتادگی‌ها با آرایه دوقطبی-

^۱ valleys

^۲ hill

^۳ Fox

^۴ slopes

دوقطبی بسط دادند. این بسط به وسیله هالکومب و ژیراک^۱ (۱۹۸۴) به ساختارهای سه بعدی تعمیم داده شد. در مطالعه آن‌ها روش عددی اجزاء محدود به خاطر انعطاف پذیری در تطابق با مرزهای نامنظم برای مدل سازی استفاده شده است. پتانسیل‌ها بر اساس هندسه مرزی و ویژگی‌های الکتریکی هر بلوک داخلی به آن‌ها اختصاص می‌یابند و تا زمانی که خطای باقی مانده در تمام شبکه مورد نظر به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش یابد محاسبات تکرار می‌شود. آن‌ها دریافتند که در سطح زمین همگن، مقدار مقاومت ویژه در محل برآمدگی‌ها بالا و در داخل گودی‌ها و دره‌ها پایین است. اثر توپوگرافی با افزایش شیب سطح زمین افزایش می‌یابد و برای شیب‌های کمتر از ۱۰ درجه قابل اغماض است. علاوه بر این، نوع آرایه الکترونی مورد استفاده شرایط را پیچیده تر می‌کند [Telford et al., 1990].

۲-۶- روش‌های مدل سازی

مدل سازی ژئوفیزیکی به دودسته کلی مدل سازی فیزیکی و عددی (ریاضی) تقسیم بندی می‌شود. به علت محدودیت‌های روش‌های آزمایشگاهی و فیزیکی و پرهزینه بودن آن و همچنین پیشرفت سریع در مسائل محاسباتی روش‌های عددی و تکنولوژی نرم افزارها، بیشتر از روش‌های عددی استفاده می‌شود [شریفی، ۱۳۹۱]. داده‌های برداشت شده در عملیات صحرائی، یک سری اعداد خام می‌باشند؛ که توجیه دقیق رفتار لایه‌های زیرسطحی از روی این داده‌ها (به طور مستقیم) غیرممکن است. بنابراین تعیین رابطه بین داده‌های صحرائی به دست آمده و توزیع خواص فیزیکی زمین مورد مطالعه و به عبارت دیگر، مدل سازی داده‌های برداشت شده برای توجیه رفتار لایه‌های زیرسطحی، امری ضروری است [موسوی، ۱۳۹۳].

۲-۶-۱- مدل سازی فیزیکی

مدل سازی فیزیکی روشی است که در آن یک پدیده فیزیکی را آن قدر ساده می‌کنند تا بتوانند به بررسی

^۱ Holcombe and Jiracek

و تحلیل آن بردارند. این روش مدل‌سازی بسیار وقت‌گیر و پرهزینه است. همچنین هیچ‌وقت شرایط آزمایشگاهی در بهترین حالت هم نمی‌تواند شرایط غیرقابل‌پیش‌بینی زمین را فراهم کند.

۲-۶-۲-مدل‌سازی عددی

مدل‌سازی ریاضی، هنر نمایش یک پدیده یا یک واقعیت فیزیکی به مدل‌های انتزاعی است که برای تحلیل و محاسبه در دسترس هستند. مدل‌سازی عددی یکی از بخش‌های مهم در ژئوفیزیک است، چون پیوند مستقیمی با درک طبیعت داده‌های ژئوفیزیکی دارد. که منجر به تصویرسازی از درون زمین می‌شود. در ژئوفیزیک هدف از مدل‌سازی، بازسازی مدلی از زمین بر اساس داده‌های صحرایی می‌باشد. مدل‌سازی عددی به دو روش انجام می‌گیرد [Roy, 2008].

۱. روش مستقیم یا پیشرو^۱

۲. روش وارون یا معکوس^۲

۲-۶-۳-مدل‌سازی پیشرو

در مدل‌سازی پیشرو یک توزیع خاص برای اجزای زیرسطحی در نظر گرفته می‌شود و در قدم اول فضای زیرسطحی به تعداد زیادی سلول تقسیم می‌شود، سپس پاسخ این مدل، تحت آرایش الکترودی موردنظر محاسبه می‌شود. برای مدل‌هایی با هندسه ساده، مسئله پیشرو به‌صورت تحلیلی قابل‌حل است. در عمل چون زمین واقعی هندسه پیچیده‌ای دارد، برای محاسبه پاسخ مدل باید از یکی از روش‌های عددی مثل روش تفاضل محدود^۳، تحلیل شبکه، اجزاء محدود^۴، معادلات انتگرال^۵ و غیره استفاده شود [Roy, 2008].

^۱ Forward Modeling

^۲ Inverse Modeling

^۳ Finite difference method

^۴ Finite element method

^۵ integral equation method

یک مدل سازی مستقیم مراحل زیر را شامل می شود [Hedlin and Constable, 1990]:

۱- حدس مدل اولیه فرضی، ۲- محاسبه پاسخ مدل فرضی با استفاده از تئوری مستقیم یا پیشرو، ۳- مقایسه پاسخ مدل فرضی (داده های مصنوعی) با داده های مشاهده ای و محاسبه مقدار خطای نسبی بین آنها و مقایسه آن با حد استاندارد (مطلوب)، ۴- تعدیل و اصلاح مدل فرضی و برگشت به مرحله ۲ در صورت زیاد بودن خطا.

درواقع در این نوع مدل سازی، با وارد کردن پارامترهای یک مدل فرضی که با داده های تجربی همخوانی دارد، یک سری داده ها تئوری منطبق بر پارامترهای مدل پیشنهادی به دست می آید؛ که در صورت بالا بودن جذر میانگین مربعات خطای بین این داده ها و داده های تجربی، فرآیند مدل سازی مجدداً تکرار خواهد شد.

معادله (۲-۲۱) رابطه عمومی مدل سازی پیشرو را بیان می کند [Meju, 1994].

$$d = Gm \quad (2-21)$$

در رابطه فوق، d پاسخ مدل، G تابع کرنل و m بیانگر پارامترهای مدل می باشد.

۲-۶-۴- مدل سازی وارون (معکوس)

بی هنجاری های قرار گرفته در زیر سطح زمین گاهی ساختاری پیچیده دارند. بنابراین مدلی باید ارائه شود که با تعداد محدودی پارامتر، قابل کنترل باشد؛ تا بتوان با تغییر این پارامترها بهترین مدلی را که با داده های صحرائی و خصوصیات زمین شناسی و دیگر اطلاعات منطقه همخوانی داشته باشد، به دست آورد. یکی از روش های دیگر رسیدن به این مدل مدل سازی وارون می باشد. در روش مدل سازی وارون برخلاف روش مدل سازی پیشرو، با استفاده از داده های اندازه گیری (مشاهده) شده، مدل زمین تخمین زده می شود [Loke and Barker, 1996]. فرآیند مدل سازی وارون، عکس مدل سازی پیشرو است؛ بدین ترتیب که در هر مرحله تکرار، با اعمال یکسری عملیات ریاضی روی داده های برداشت شده، پارامترهای فیزیکی مدل به دست می آید. درواقع فرآیند وارون سازی شامل قرائت اولیه داده های خام برداشت شده، تصحیح پارامترهای

وارون‌سازی (در صورت لزوم) و انجام وارون‌سازی می‌باشد. روش‌های مدل‌سازی معمولاً از یک روش بهینه‌سازی غیرخطی برای بهبود بخشیدن به یک مدل ساده اولیه استفاده می‌کنند [Meju, 1994; Samouelian et al., 2005]. برای حل مسائل وارون روش‌های متعددی همچون روش

گوس-نیوتن، روش مارکوت-لورنبرگ و روش تجزیه مقادیر تکین توسعه‌یافته است [Roy, 2008].

مسائل خطی به کمک معادله ماتریسی تعمیم‌یافته‌ی حاصل از معادله (۲-۲۱) به صورت معادله

(۲-۲۲) حل می‌شود.

$$d = G^{-1}m \quad (2-22)$$

در رابطه فوق، d پاسخ مدل، G^{-1} معکوس تابع کرنل و m بیانگر پارامترهای مدل می‌باشد.

۳- فصل سوم:

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

و عملیات صحرائی

۳-۱- مقدمه

عملیات اکتشافی محدوده مس شمال پیرمردان بخشی از نوار ولکانیکی ترود-چاه شیرین است که در آن اندیس‌ها و معادن مختلفی دیده می‌شود. با در دست داشتن اطلاعات مغناطیس هوابرد ۷/۵ کیلومتر ایران و پس از تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی-توپوگرافی محدوده و انتقال نتایج به دست‌آمده روی نقشه تهیه‌شده نسبت به برداشت داده‌های IP و مقاومت ویژه الکتریکی با آرایش مستطیلی به تعداد ۲۸۶ نقطه اقدام شد، بعد از شناسایی نقاط مستعد کانی‌زایی برداشت‌های IP و مقاومت ویژه با آرایش دوقطبی-دوقطبی به تعداد ۴۹۹ نقطه بر روی سه پروفیل انجام گرفت. بعد از شناسایی نقاط مستعد کانی‌سازی و تفسیر نتایج حاصل از اطلاعات ژئوفیزیکی اقدام به حفر ترانشه و پس از آن احداث ۶ سکو حفاری مغزه‌گیری در دستور کار قرار گرفت [شفق و همکاران، ۱۳۹۵].

۳-۲- وضعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

محدوده اکتشافی مس شمال پیرمردان به‌عنوان بخشی از رشته‌کوه ترود-چاه شیرین روی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ معلمان است. نزدیک‌ترین و مهم‌ترین ساختار تکتونیکی به محدوده گسل رو رانده رشم-پیرمردان در جنوب و گسل باغو در شمال است [شفق و همکاران، ۱۳۹۴].

۳-۲-۱- راه دسترسی به محدوده مورد مطالعه

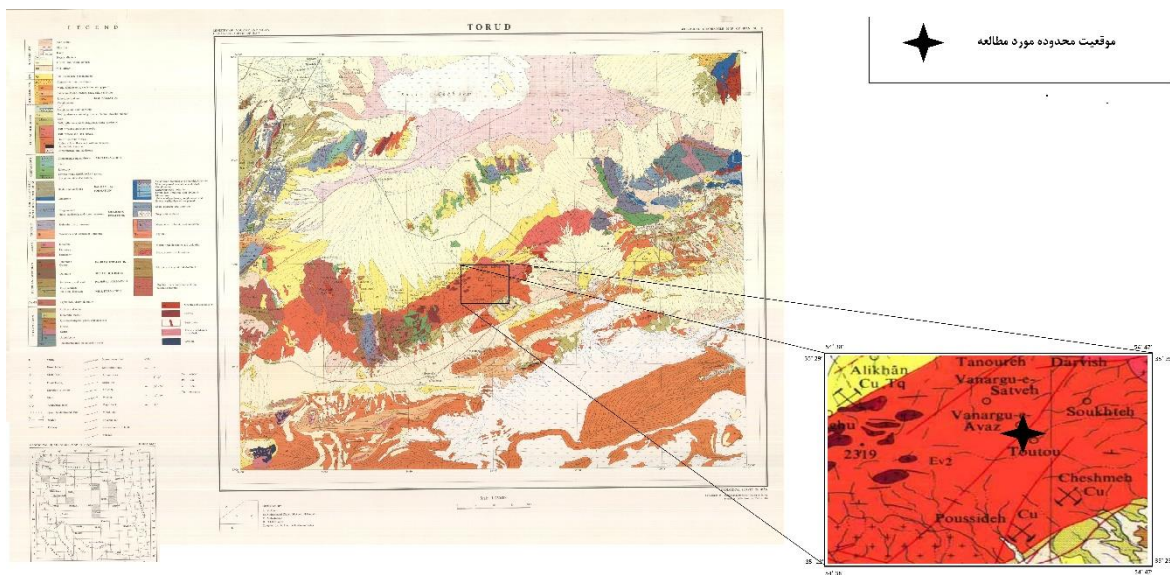
جاده آسفالت ترود-معلمان پس از طی ۷ کیلومتر و تقاطع جاده خاکی روستای سراجی پس از ۳/۵ کیلومتر و استفاده از جاده معدن قدیمی حافظ قابل دسترسی است. این مسیر راحت‌ترین مسیر برای دسترسی به جنوب محدوده می‌باشد. مسیر دسترسی به قسمت‌های شمالی محدوده از طریق جاده خاکی ترود-چاه موسی و ادامه مسیر در مسیر چاه موسی به قله سوخته قابل دسترسی است [شفق و همکاران، ۱۳۹۴].



شکل ۳-۱: نقشه راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه (اقتباس از نقشه راه‌های ایران)

۳-۲-۲- موقعیت جغرافیایی

محدوده مس پیرمردان در فاصله ۱۳۰ کیلومتری جنوب غرب شاهرود، ۷۵ کیلومتری شرق معلمان و ۲۵ کیلومتری غرب دهستان ترود و شمال روستای پیرمردان واقع شده است. وسعت محدوده برابر با ۵/۱۱ کیلومترمربع می‌باشد که جنوب آن در مجاورت اندیس معدنی چشمه حافظ و شمال آن واقع در کوه توتو قرار گرفته است [شفق و همکاران، ۱۳۹۴].



شکل ۳-۲: موقعیت محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود [علوی و همکاران، ۱۹۷۶].

۳-۲-۳- وضعیت آب و هوایی منطقه مورد مطالعه

از نظر اقلیم‌شناسی با توجه به قرارگیری منطقه در حاشیه کویر بزرگ آب‌وهوای منطقه گرم و خشک و از نوع کویری تا نیمه کویری است. ناحیه ترود سرزمینی است که بیشتر مساحت آن را کویر، زمین‌های گسسته و کویری و زمین‌های پست و هموار پوشانده‌اند. تنها عارضه توپوگرافی قابل توجه نوار کوهستانی چاه شیرین- ترود می‌باشد. در این ناحیه تابستان گرم و خشک و زمستان سرد و خشک می‌باشد. حداکثر دما در تابستان تا ۴۵ درجه سانتی‌گراد می‌رسد؛ در حالی که پایین‌ترین دما در این ناحیه در زمستان ۴- درجه سانتی‌گراد می‌باشد [شفق و همکاران، ۱۳۹۴].

۳-۳- زمین‌شناسی کلی منطقه ترود- چاه شیرین

مجموعه آتشفشانی ترود- چاه شیرین دارای روند شمال شرق- جنوب غرب بوده و در قسمت شمال به موازات گسل عطاری و در جنوب با گسل درونه محدود شده است. این مجموعه آتشفشانی در شمال با گسل انجیلو و از طرف جنوب به وسیله گسل ترود محدود شده است [Hessami et al., 2003].

علاوه بر گسل‌ها، چین‌خوردگی و سیستم‌های درزه و شکاف، دایک‌ها نیز از عناصر ساختاری قابل توجه و مهم در مجموعه تروود-چاه‌شیرین هستند. این دایک‌ها به صورت کلی دارای دو دامنه ترکیبی شامل دایک‌های آندزیتی-بازالت با فراوانی بالا و روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق و دایک‌های داسیت-ریوداسیت با فراوانی کمتر و روند شمال‌شرق-جنوب‌غرب می‌باشند [شفق و همکاران، ۱۳۹۴].

مجموعه آتشفشانی تروود-چاه‌شیرین متأثر از نفوذ توده‌های متعدد و همچنین تزریق دایک‌های جوان‌تر تحت تأثیر دگرسانی‌های متعددی قرار گرفته است. شایع‌ترین دگرسانی‌های در این مجموعه سیلیسی، آرژیلیکی، پروپیلیتی و فیلیک است، که با شدت کم یا زیاد در بیشتر نقاط منطقه دیده می‌شود. جوان‌ترین دگرسانی‌های در این مجموعه دگرسانی سیسیلی است به گونه‌ای که تمام مجموعه‌های قبل از خود و سنگ‌شناسی‌ها را قطع کرده است [علوی و همکاران، ۱۹۷۶].

جوان‌ترین واحد و رخداد ماگمایی در محدوده، تزریق دایک‌ها می‌باشد. این دایک‌ها دارای دو طیف ترکیبی و در دو جهت واضح و فراوانی متفاوت با تقدم و تأخر سنی می‌باشند، فراوانی این دایک‌ها در تمام محدوده دیده می‌شود. البته در قسمت جنوبی محدوده و شمال پیرمردان فراوانی بیشتری از دایک‌ها را می‌توان شامل دو گروه دانست، گروه اول شامل دایک‌هایی با ترکیب عمدتاً متوسط (تراکی آندزیت-آندزیت، بازالت، آندزیت و کوارتز لاتیت) و گروه دوم شامل دایک‌های اسیدی با ترکیب داسیتی-ریوداسیتی می‌باشد. دایک‌های داسیتی-ریوداسیتی جوان‌تر از دایک‌هایی با ترکیب متوسط می‌باشد. دایک‌های آندزیتی دارای دو روند غالب شمال شرق-جنوب غرب را نشان می‌دهند. طول این دایک‌ها از چند متر تا حتی یک کیلومتر با ضخامت ۰/۵ متر تا ۱۰ متر می‌رسد. گروه با ترکیب متوسط عمدتاً آلتزه شده و در نتیجه دگرسانی آن‌ها کانی‌های اپیدوت-کلریت در آن‌ها قابل مشاهده می‌باشد. این دایک‌ها فاقد کانی زایی بوده و درون آن‌ها پیریت نیز دیده نمی‌شود. تنها در کنتاکت و حاشیه سریع سرد شده این دایک‌ها با سنگ‌های ولکانیکی قدیمی‌تر رگچه‌های نازک مالاکیت و آتاکامیت دیده می‌شود [شفق و همکاران، ۱۳۹۴].

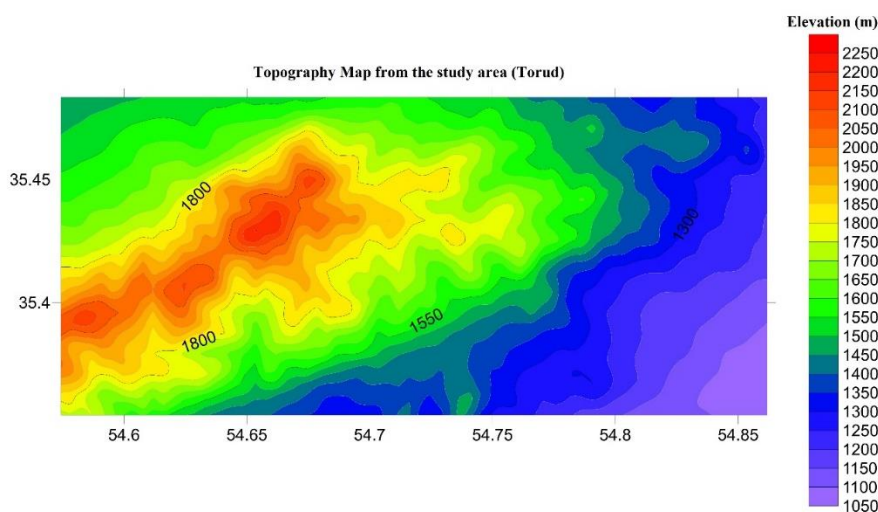
از نظر شکستگی‌ها محدوده مورد مطالعه تراکم زیادی از شکستگی‌ها را نشان می‌دهد. از نظر جهت‌گیری شبکه شکستگی‌ها در کل محدوده، دودسته شکستگی فراوانی بالاتری دارند. در قسمت شمال محدوده شکستگی‌هایی با روند شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق- جنوب غرب بیشترین فراوانی را نشان می‌دهند. نکته مهم وجود کانی‌زایی‌ها در نقاط مختلف بخش شمالی محدوده در راستای شکستگی‌های با روند غالب شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. در واقع کانی‌زایی‌ها از این جهت‌گیری تبعیت می‌کنند. لازم به ذکر است وسعت و ابعاد رخنمون‌های مس‌دار در نقاط تلاقی شکستگی‌ها و گسل‌های یادشده قابل توجه می‌باشد. از نظر سن نسبی شکستگی‌های با روند شمال غرب- جنوب شرق قدیمی‌ترین شکستگی‌ها و شکستگی‌های با روند شمال شرق- جنوب غرب جوان‌تر می‌باشند. علاوه بر این گروه شکستگی و گسل‌ها در قسمت شمال محدوده جوان‌ترین شکستگی‌ها با فراوانی بسیار کم روند شمالی- جنوبی داشته که دو گروه شکستگی قبل‌تر از خود را جابه‌جا نموده است. انحنای در روند شکستگی‌ها در قسمت شمال محدوده ناچیز می‌باشد [شفق و همکاران، ۱۳۹۴].

قسمت مرکز محدوده از نظر تراکم شکستگی در واحد سطح نسبت به عددهای بالای نشان می‌دهد. در واقع در قسمت مرکزی محدوده که به صورت نوار باریکی می‌باشد شکستگی‌ها متراکم‌تر می‌باشند. در این قسمت محدوده نیز در روند غالب شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق- جنوب غربی و شمالی- جنوبی به ترتیب فراوان‌ترین و ارز نظر سن نسبی از قدیم به جدید می‌باشند. فراوانی رخنمون‌ها و کانی‌زایی مس ناچیز بوده و تنها در امتداد دو شکستگی کوچک رگچه‌هایی نازک پرشده با مالاکیت دیده می‌شود [علوی و همکاران، ۱۹۷۶].

۳-۳-۱- زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

توپوگرافی محدوده در قسمت ارتفاعات نوار تروود- چاه‌شیرین قرار گرفته است. حداقل ارتفاع در محدوده برابر با ۱۶۰۰ متر و حداکثر ارتفاع برابر با ۱۸۵۰ متر از سطح آب‌های آزاد می‌باشد. مرتفع‌ترین قسمت

محدوده نوار میانی محدوده می‌باشد. این توپوگرافی نشان‌دهنده مشکل بودن جاده‌سازی برای دسترسی به نقاط مستعد محدوده می‌باشد. در محدوده ۷ قله اصلی وجود دارد. نکته مهم در محدوده آن است که اندیس‌های مس مشخص شده در امتداد آبراهه‌هایی نیستند که با کمک آن‌ها می‌توان به کانی‌سازی‌ها دسترسی پیدا نمود و این اندیس‌ها در یال‌های ارتفاعات واقع شده‌اند [شفق و همکاران، ۱۳۹۴].



شکل ۳-۳: نقشه توپوگرافی محدوده مورد مطالعه

۳-۳-۲- کانی‌زایی در محدوده مورد مطالعه

در کمربند ترود-چاه‌شیرین تطابق جالبی بین کانی‌زایی‌ها و دگرسانی‌ها و گسل‌ها دیده می‌شود. در واقع اکثریت قریب به اتفاق کانی‌زایی‌ها و زون‌های کانه‌دار از گسل‌ها متابعت می‌نمایند از این رو مطالعه تکتونیک این منطقه در بررسی کانی‌زایی‌ها روند شرقی- غربی داشته و دارای رگه‌های کربنات کلسیم به‌عنوان پرکننده زون برشی شده می‌باشند و این گسل‌ها فاقد کانی‌زایی می‌باشند [شفق و همکاران، ۱۳۹۴].

با توجه به نفوذ توده‌های نفوذی در مجموعه ولکانیکی ترود- چاه شیرین و شکستگی‌های حاصل از آن در کنار گسل خوردگی‌های متعدد سیستم‌های درزه و شکاف متعددی در این مجموعه ایجاد شده‌است و این شکستگی‌ها نیز محیط‌هایی برای ته‌نشست کانه‌ها می‌باشند به‌گونه‌ای که کانی‌زایی‌های طلا، مس، سرب

و روی و حتی فیروزه در برخی از این درزه و شکاف‌ها دیده می‌شود [شفق و همکاران، ۱۳۹۴].

۳-۳-۳- دگرسانی در محدوده مورد مطالعه

دگرسانی پروپلیتی (کلریت + کلسیت + اپیدوت) بخش عمده‌ای از مجموعه را پوشش می‌دهد. در واقع دگرسانی پروپلیتیک دگرسانی عمده و اصلی موجود در سنگ‌های منطقه می‌باشد. این دگرسانی بر روی سنگ‌ها ولکانیکی بیشترین تأثیر را گذاشته و در مناطقی که با تزریق دایک‌ها همراه باشد پیشرفت چشمگیری و گسترش بیشتری نشان می‌دهد [علوی و همکاران، ۱۹۷۶].

دگرسانی آرژیلیکی عمدتاً در بخش مرکزی کمان با روند شمالی- جنوبی منطبق بر واحدهای داسیتی- آندزیتی دیده می‌شود. این دگرسانی در منطقه گندی پیشرفته شده و تا مرحله تشکیل کانولینیت و آلونیت هم پیش‌رفته است. دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و آلونیتی شدن در بخش‌های کوچکی از منطقه در مجاورت دگرسانی آرژیلیک متوسط گسترش یافته است، این مناطق از نظر تشکیل فیروزه مهم هستند [علوی و همکاران، ۱۹۷۶].

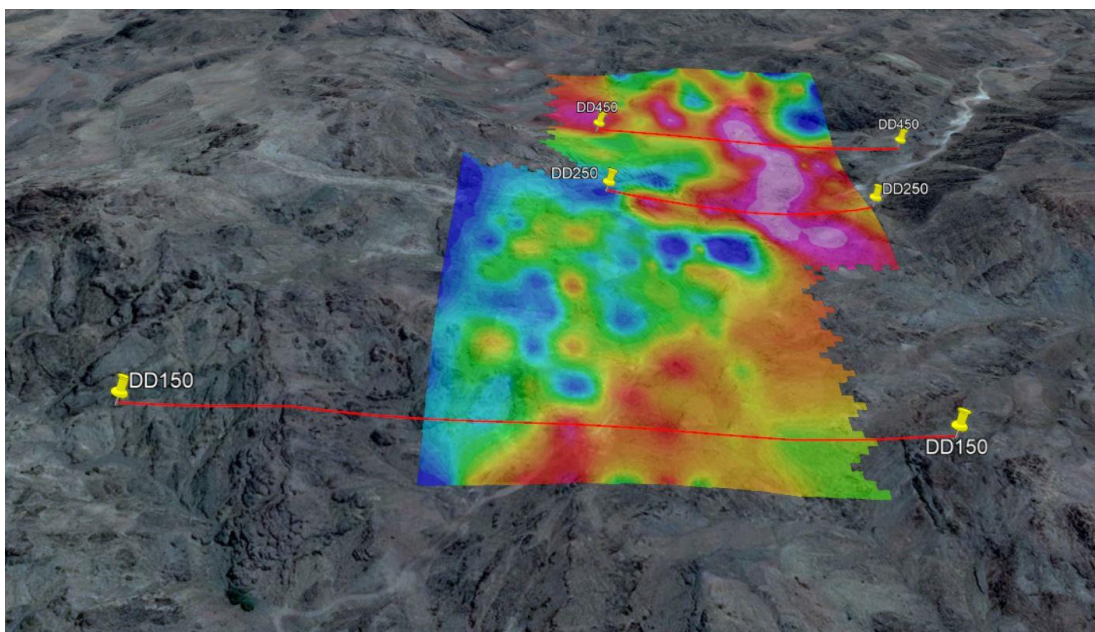
زون‌های دگرسانی آرژیلیک متوسط با کانی‌های کائولینیت و مونت‌موریلونیت شناسایی می‌شود. در حالی که زون‌های فیلیک با کانی‌های سریسیت (مسکوویت) ایلیت و کوارتز شناسایی می‌گردد. کانی‌های کلریت، اپیدوت و کلسیت شاخص در زون‌های دگرسانی پروپلیتیک نیز ویژگی جذبی قوی و مشخصی را نشان می‌دهند؛ که این کانی‌ها در طیف‌سنجی شاخصه‌های دگرسانی پروپلیتیک می‌باشند. شایان‌ذکر است که قسمت شمالی محدوده از نظر شدت دگرسانی، دگرسانی شدیدتر پروپلیتی را نشان می‌دهد. بیشترین شدت دگرسانی پروپلیتی در منتهی‌الیه رأس شمال غربی محدوده مشاهده می‌گردد.

۳-۴- برداشت داده‌های صحرائی

۳-۴-۱- طراحی شبکه برداشت

برای طراحی شبکه برداشت، در نظر گرفتن عوامل زیر به انتخاب حالت بهینه شبکه کمک می‌کند. این عوامل شامل زمین‌شناسی، هندسه طبیعی کانسار، شیب، امتداد و عمق کانسار، عمق تجسس، عوامل اقتصادی و تکنولوژیکی و اطلاعات در اختیار از کانسار می‌باشد. با در نظر گرفتن عوامل فوق و با توجه به مطالعات قبلی انجام‌شده در منطقه و با انجام بازدیدهای صحرائی از منطقه مورد مطالعه در این مرحله از اکتشاف تصمیم بر این گرفته شد که پروفیل‌های برداشت ژئوفیزیکی عمود بر روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی منطقه و برونزد آثار کانی‌سازی انتخاب گردد.

به این ترتیب با توجه به عوامل فوق‌الذکر و با توجه به فاز مطالعاتی و هزینه و زمان در نظر گرفته‌شده، ابتدا با آرایش مستطیلی اقدام به پی‌جویی کانسار نموده و سپس تعداد سه پروفیل با شرایط توپوگرافی شکل (۳-۴)، طراحی شد و برداشت داده‌های ژئوفیزیکی در منطقه با روش‌های قطبش القایی، مقاومت ویژه الکتریکی با انتخاب آرایه الکترودی مناسب صورت گرفت (مشخصات پروفیل‌های برداشت در جدول ۳-۲ آمده است). به علاوه این‌که در برداشت داده‌های قطبش القایی در حوزه زمان از پالس‌های جریان مربعی با زمان وصل و قطع برابر یک ثانیه استفاده‌شده و سپس مقادیر باریپذیری محاسبه شده است.



شکل ۱-۳: نمایی از منطقه برداشت و موقعیت پروفیل‌های برداشت ژئوفیزیکی بر روی نقشه Google Earth از منطقه مورد مطالعه [www.google.com/earth].

جدول ۱-۳: مختصات رئوس چارچوب دو آرایش مستطیلی تعریف شده در محدوده مورد مطالعه

موقعیت رئوس	X (m)	Y (m)
A	۲۹۶۱۹۵/۸۲	۳۹۲۷۳۰۲/۷۲
B	۲۹۶۱۹۶/۳۷	۳۹۲۶۷۶۷/۸۶
C	۲۹۶۱۰۴/۸۵	۳۹۲۶۷۶۷/۲۶
D	۲۹۶۱۱۵/۰۲	۳۹۲۶۴۴۰/۹۸
E	۲۹۵۷۲۴/۴۶	۳۹۲۶۴۴۱/۲۱
F	۲۹۵۷۲۴/۷۲	۳۹۲۶۹۱۹/۰۶
G	۲۹۵۸۴۴/۱۵	۳۹۲۶۹۲۳/۸۸
H	۲۹۵۸۰۷/۸۲	۳۹۲۷۳۰۴/۷۵

جدول ۳-۲: مشخصات پروفیل‌های برداشت

مختصات نام پروفیل	مختصات ابتدای پروفیل‌ها		مختصات انتهای پروفیل‌ها	
	X (m)	Y (m)	X (m)	Y (m)
DD150	۲۹۶۱۸۰	۳۹۲۶۵۰۱	۲۹۵۴۷۰	۳۹۲۶۵۰۰
DD250	۲۶۶۱۹۹	۳۹۲۶۹۰۵	۲۹۵۸۸۷	۳۹۲۶۹۰۴
DD450	۲۹۵۸۷۹	۳۹۲۷۱۰۲	۲۹۶۲۸۰	۳۹۲۷۰۹۹

فصل چهارم:

مدل سازی، پردازش و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی

برداشت‌شده در منطقه مورد مطالعه

۴-۱- پردازش و مدل‌سازی داده‌های صحرایی

روش‌های مدل‌سازی وارون در مقایسه با روش‌های مدل‌سازی پیشرو سرعت بالاتری دارند، همچنین بی‌هنجاری‌های زیرسطحی ساختاری کاملاً پیچیده دارند، بنابراین مدل ارائه‌شده باید با تعداد محدودی پارامتر قابل کنترل باشد؛ تا بتوان بهترین و بهینه‌ترین مدلی را که با داده‌های صحرایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی و دیگر اطلاعات منطقه هم‌خوانی داشته باشد به دست آورد که این مهم با روش‌های مدل‌سازی وارون صورت می‌گیرد، لذا مدل‌سازی وارون در پروژه‌های اکتشافی و تفسیر داده‌های صحرایی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است [Loke and Barker, 1996].

در این تحقیق به منظور پردازش و مدل‌سازی دوبعدی داده‌های برداشت‌شده از نرم‌افزارهای RES2DINV و ZONDRES2D و Oasis Montaj استفاده شده است. در نرم‌افزارهای RES2DINV و ZONDRES2D یک روش بهینه‌سازی وجود دارد که از طریق تعدیل مقاومت ویژه بلوک‌های مدل، اختلاف بین مقاومت ویژه ظاهری اندازه‌گیری شده و محاسبه‌شده را می‌کاهد. مقدار این اختلاف با ریشه میانگین مربعات (RMS) خطا بیان می‌شود. در ادامه به شرح مختصری از شیوه مدل‌سازی و برخی ویژگی‌های این دو نرم‌افزار پرداخته می‌شود.

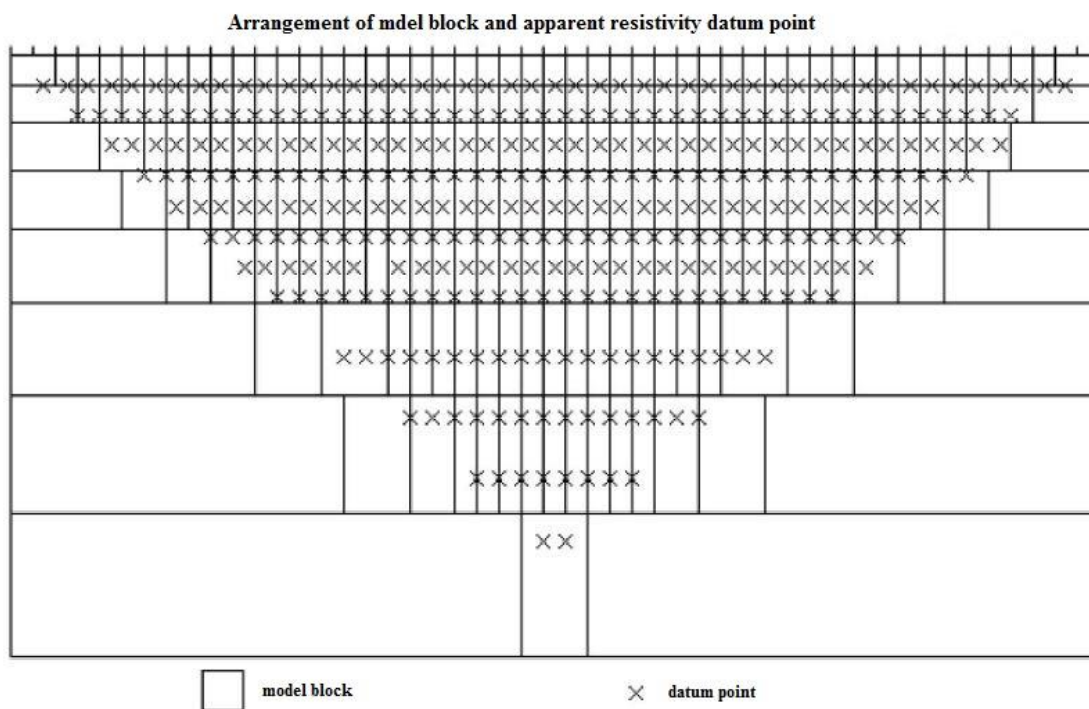
۴-۱-۱- نرم‌افزار Oasis Montaj

در این تحقیق پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی هوابرد و همین‌طور تصویرسازی داده‌های IP و مقاومت ویژه الکتریکی با آرایه مستطیلی با استفاده از نرم‌افزار Oasis Montaj V7.1 انجام گرفته است. فرایند پردازش داده‌ها در این نرم‌افزار با اعمال فیلترهایی نظیر فیلتر برگردان به قطب، فیلتر زاویه کجی، فیلتر سیگنال تحلیلی و همچنین فیلتر ادامه فراسو صورت گرفته است. نتایج حاصل از این پردازش، ساختارهای زمین‌شناسی و روند خطواره‌های مغناطیسی و گسلش موجود در محدوده مورد مطالعه را برای ما مشخص می‌کند.

۴-۱-۲- روش مدل سازی در نرم افزار RES2DINV

این نرم افزار، ساده، کاربردی و درعین حال قدرتمند با امکانات متنوع است؛ که با استفاده از روش مدل سازی معکوس هموار، امکان مدل سازی داده های مقاومت ویژه و IP را فراهم می آورد.

نرم افزار RES2DINV با ورودی داده های خام مقاومت ویژه ظاهری برداشت شده در عملیات صحرایی، توسط روش بهینه سازی کمترین مربعات خطا به مدل سازی شبه مقاطع مقاومت ویژه می پردازد. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد، این برنامه هنگام مدل سازی دوبعدی، منطقه زیرسطحی را به تعدادی بلوک های چهارضلعی تقسیم می کند. هدف از این کار مشخص کردن مقادیر مقاومت ویژه واقعی برای این بلوک ها می باشد؛ که در نتیجه شبه مقطع مقاومت ویژه مطابق آنچه اندازه گیری شده است، تولید شود. برای آرایش دوقطبی- دوقطبی ضخامت بلوک ها برابر $0/3$ فاصله الکترودی در نظر گرفته شده است [Loke, 2004].



شکل ۴-۱: نحوه قرارگیری بلوک های مدل و نقاط مقاومت ویژه ظاهری برداشت شده [Loke, 2004].

در روش های مبتنی بر سلول که در برنامه RES2DINV استفاده می شود، پارامترهای مدل، مقادیر

مقاومت ویژه واقعی سلول‌های مدل است، درحالی‌که داده‌های اندازه‌گیری شده مقادیر مقاومت ویژه ظاهری است. ریاضیات ارتباط‌دهنده بین پارامترهای مدل و پاسخ مدل برای مقاومت ویژه جهت مدل‌سازی دوبعدی و سه‌بعدی با روش تفاضل محدود و اجزاء محدود بیان می‌شود. در تمام روش‌های بهینه‌سازی، یک مدل اولیه شناخته‌شده در فرآیند تکراری طوری تعدیل می‌شود که تفاوت میان پاسخ مدل و مقادیر داده‌های مشاهده‌شده کاهش یابد.

روش بهینه‌سازی به‌طور اساسی سعی در کاهش اختلاف بین مقاومت‌ویژه‌های ظاهری اندازه‌گیری‌شده و محاسبه‌شده از روی مدل دارد یک اختلاف اندازه‌گیری شده بین این مقادیر توسط خطای RMS بیان می‌شود. مشخص است که در هر حالتی خطای RMS کوچک‌تر منجر به یک شبه‌مقطع نزدیک‌تر به واقعیت نخواهد شد. بلکه زمانی که تغییر در RMS در هر تکرار عملیات به‌اندازه کافی نیست، باید عملیات مدل‌سازی متوقف شود؛ که این عمل معمولاً در تکرار ۳ تا ۵ رخ می‌دهد [Loke, 2004].

در نرم‌افزار RES2DINV مدل‌سازی مقاومت ویژه و قطبش القایی به‌صورت هم‌زمان صورت می‌گیرد. داده‌های مقاومت ویژه و قطبش القایی حاصل از به‌کارگیری آرایش‌های ونر، شلومبرژه، قطبی-قطبی، قطبی-دوقطبی و دوقطبی در این نرم‌افزار قابل مدل‌سازی هستند. هدف از وارون‌سازی داده‌های برداشتی ژئوفیزیکی، طراحی و ارائه مدلی است که دارای بیشترین تطابق با داده‌های صحرائی می‌باشد. در حقیقت مدل به‌دست‌آمده بیانگر یک پاسخ ریاضی مطابق با ساختار زمین‌شناسی می‌باشد. در مراحل تکرار فرایند وارون‌سازی، پارامترهای مدل آن‌قدر تغییر می‌کنند تا بیشترین تطابق بین پاسخ مدل ارائه‌شده و داده‌های صحرائی حاصل گردد. همچنین لازم است مدل به‌دست‌آمده با داده‌های زمین‌شناسی تطبیق داده شوند؛ تا صحت آن از نظر زمین‌شناسی مورد تأیید قرار گیرد [Loke, 2004].

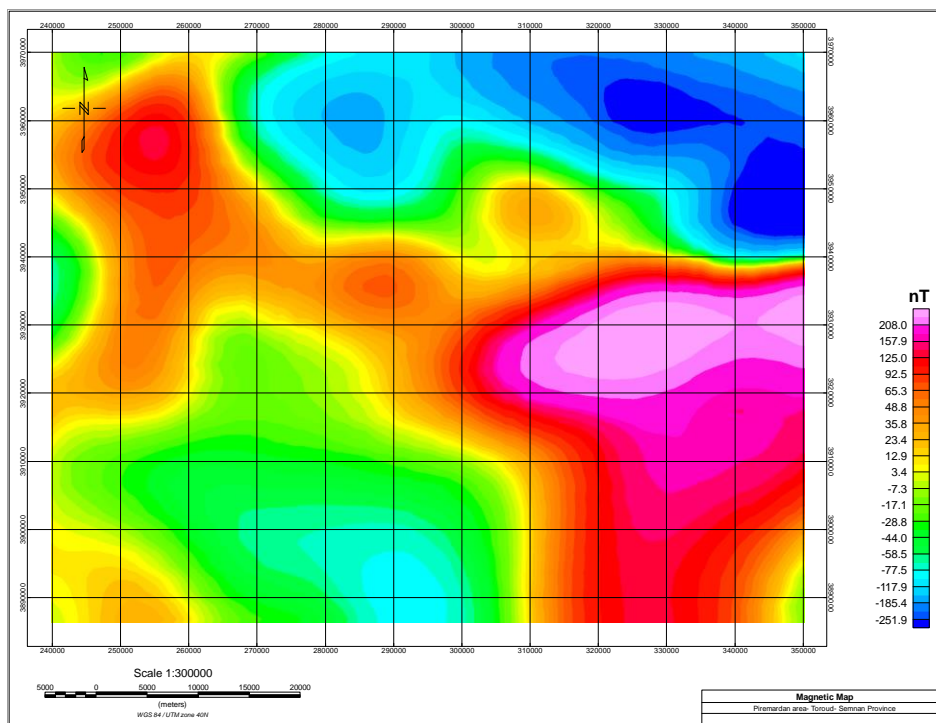
۴-۱-۳- روش مدل‌سازی در نرم‌افزار ZONDRES2D

برای تفسیر بهتر مدل‌ها علاوه بر نرم‌افزار RES2DINV، از نرم‌افزار ZONDRES2D نیز استفاده‌شده

است. این نرم‌افزار یک برنامه کامپیوتری برای مدل‌سازی داده‌های برداشت‌شده با استفاده از روش تصویرنگاری الکتریکی است. در این نرم‌افزار، روش اجزاء محدود به‌عنوان یک ابزار ریاضی جهت حل مسائل مستقیم استفاده می‌شود. همچنین وارون‌سازی داده‌ها با روش حداقل مربعات با قید نظم‌دهی، پایداری در حل مسائل را افزایش داده و امکان دستیابی به مقادیر مقاومت ویژه و توزیع پتانسیل هموارتر را فراهم می‌کند. این نرم‌افزار از تمامی آرایش‌های الکترودی پشتیبانی می‌کند و امکان مدل‌سازی مستقیم و وارون برای داده‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه را دارد. در ضمن در این نرم‌افزار روش‌های مختلفی برای وارد کردن اطلاعات کمکی نظیر اطلاعات زمین‌شناسی، حفاری و سایر روش‌های ژئوفیزیکی، برای اعتبارسنجی و تفسیر دقیق‌تر مدل‌های الکتریکی وجود دارد [Kaminsky, 2001].

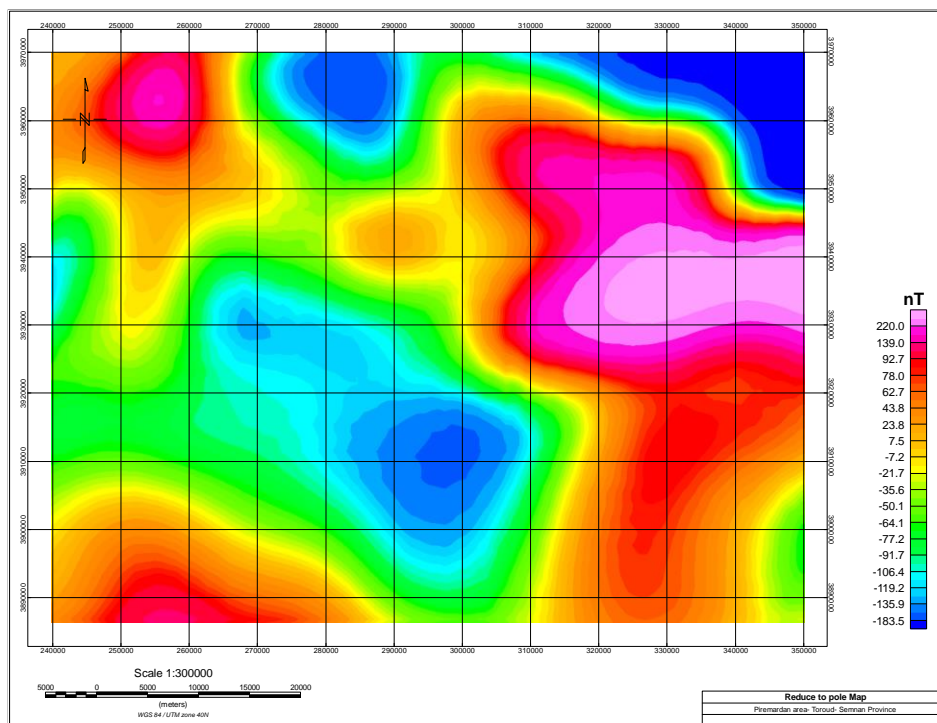
۴-۱-۴- پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد

ابتدا با استفاده از داده‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد با فاصله خطوط $7/5$ کیلومتر در منطقه تروود به بررسی ساختارهای زمین‌شناسی منطقه پرداخته شده است. نقشه مغناطیس مربوط به محدوده مورد مطالعه در شکل ۴-۲ آورده شده است.



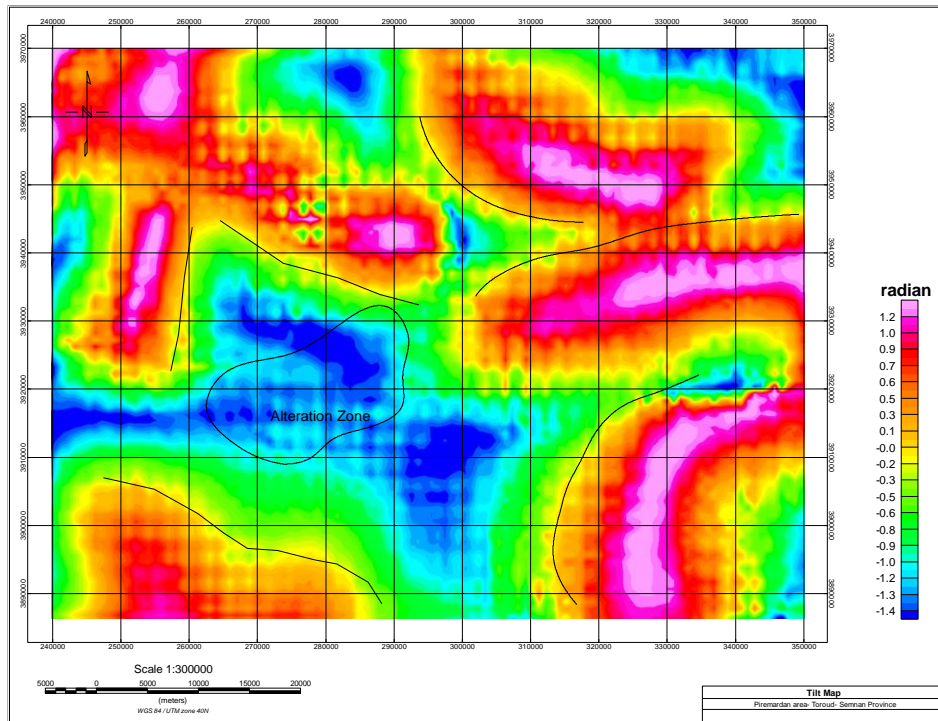
شکل ۴-۲: نقشه بی‌هنجاری‌های مغناطیس هوابرد محدوده مورد مطالعه

از آنجایی که داده‌های فوق تصحیح IGRF بر روی آن‌ها انجام شده است در این مرحله برای تشخیص محل دقیق توده‌های بی‌هنجار از فیلتر تبدیل به قطب RTP استفاده شده است (شکل ۴-۳). فیلتر تبدیل به قطب مغناطیسی باهدف ساده‌سازی فرآیند تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و تغییر شکل بی‌هنجاری توده مغناطیسی به گونه‌ای که گویی چشمه مغناطیسی در قطب شمال واقع است، اعمال می‌گردد و در نتیجه آن بی‌هنجاری دوقطبی مغناطیسی به یک بی‌هنجاری تک‌قطبی تبدیل می‌شود.



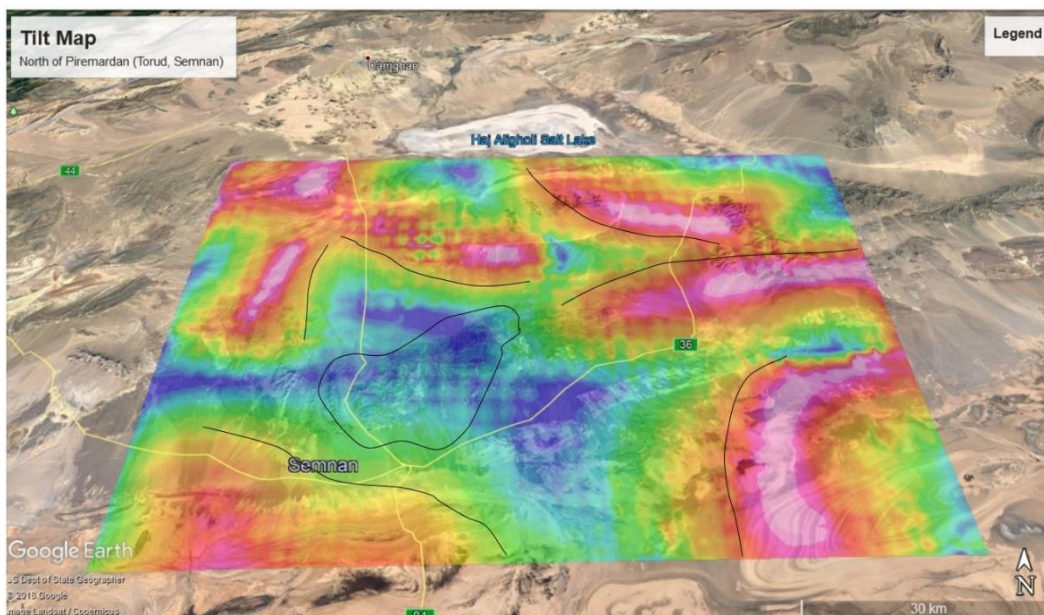
شکل ۴-۳: نقشه مغناطیس هوابرد محدوده مورد مطالعه با اعمال فیلتر برگردان به قطب

بعد از مرحله تبدیل به قطب کردن داده‌ها با استفاده از فیلتر زاویه کجی به بررسی وضعیت گسل‌های موجود در منطقه پرداخته شده است (شکل ۴-۴). این فیلتر، یک فیلتر بالاگذر می‌باشد؛ که برای تشخیص خطواره‌ها و شکستگی‌ها در مقیاس ناحیه‌ای برای داده‌های ژئومغناطیس هوابردی به کار می‌رود.



شکل ۴-۴: نقشه زاویه کجی

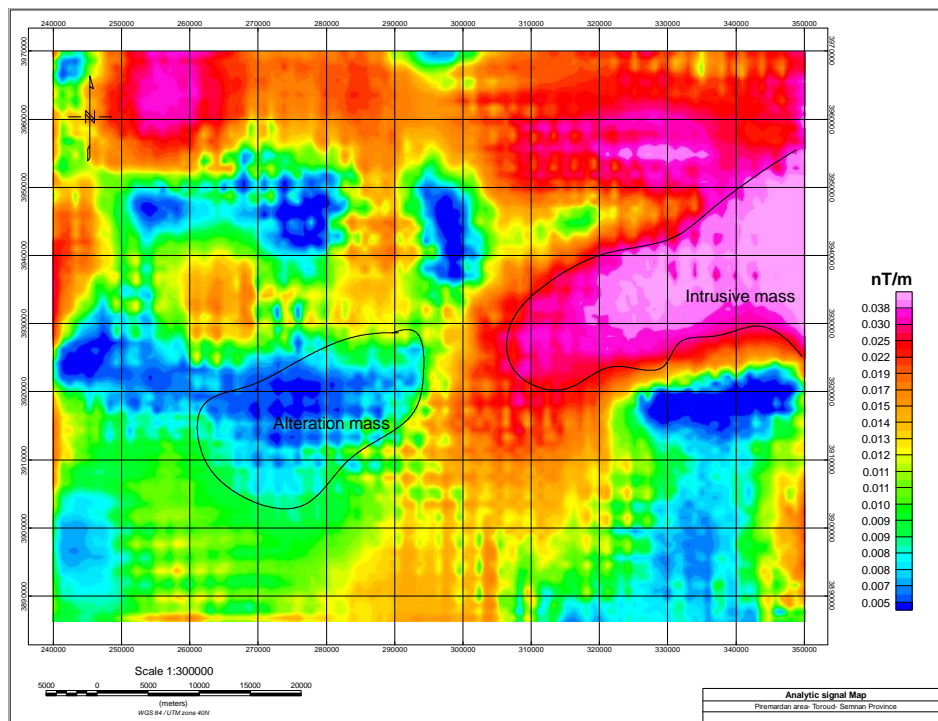
شکل (۴-۵) پایین روند گسل‌های موجود در منطقه را در مقایسه با تصاویر گوگل ارث به خوبی نشان می‌دهد، که در ادامه به مقایسه روند گسل‌های موجود در منطقه با استفاده از این تصاویر (۴-۴) و (۴-۵) پرداخته شده است.



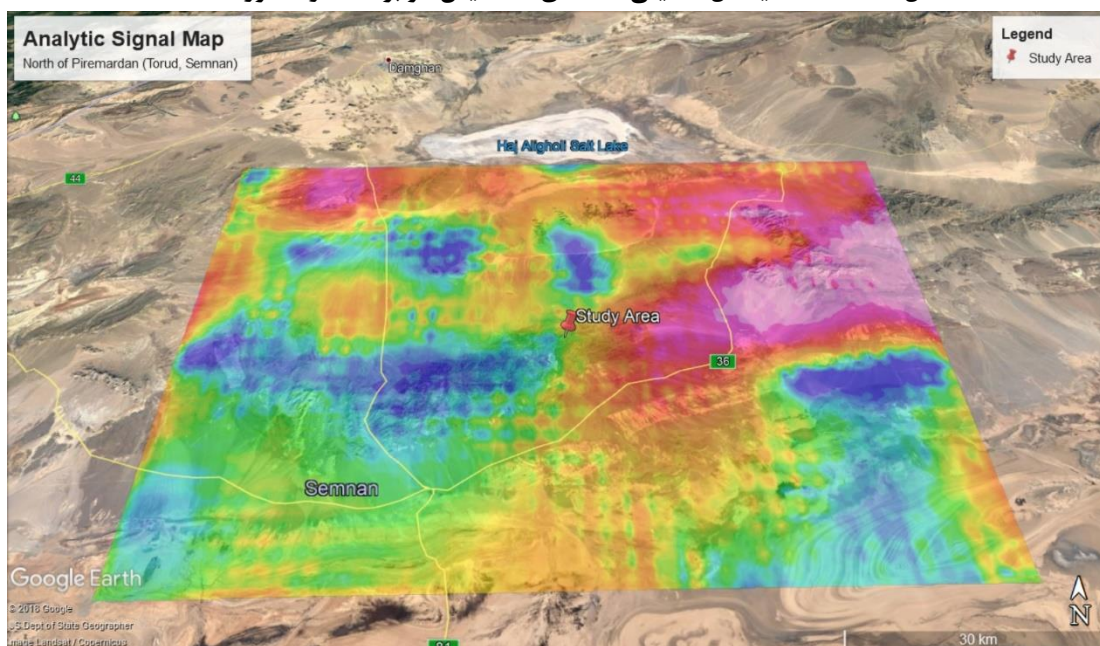
شکل ۴-۵: انطباق نقشه زاویه کجی با تصویر Google Earth محدوده مورد مطالعه

در شکل (۴-۵) با هم‌پوشانی تصویر گوگل ارث با نقشه زاویه کجی می‌توان روند یک گسل موجود در منطقه را با روند موجود در نقشه زاویه کجی مطابقت داد. همچنین مقدار کمینه موجود در نقشه با موقعیت مناطق دگرسان شده موجود در منطقه که در تصاویر گوگل ارث مشخص است؛ مطابقت می‌کند.

در مرحله بعد برای تشخیص توده‌های نفوذی در منطقه از فیلتر سیگنال تحلیلی استفاده شده است؛ که در این مرحله هم با مقایسه تصاویر گوگل ارث و نقشه سیگنال تحلیلی می‌توان حدود بی‌هنجاری‌های موجود در منطقه ناشی از توده‌های نفوذی را مشخص نمود (شکل‌های ۴-۶ و ۴-۷).



شکل ۴-۶: نقشه سیگنال تحلیلی داده‌های مغناطیس هوابرد محدوده مورد مطالعه

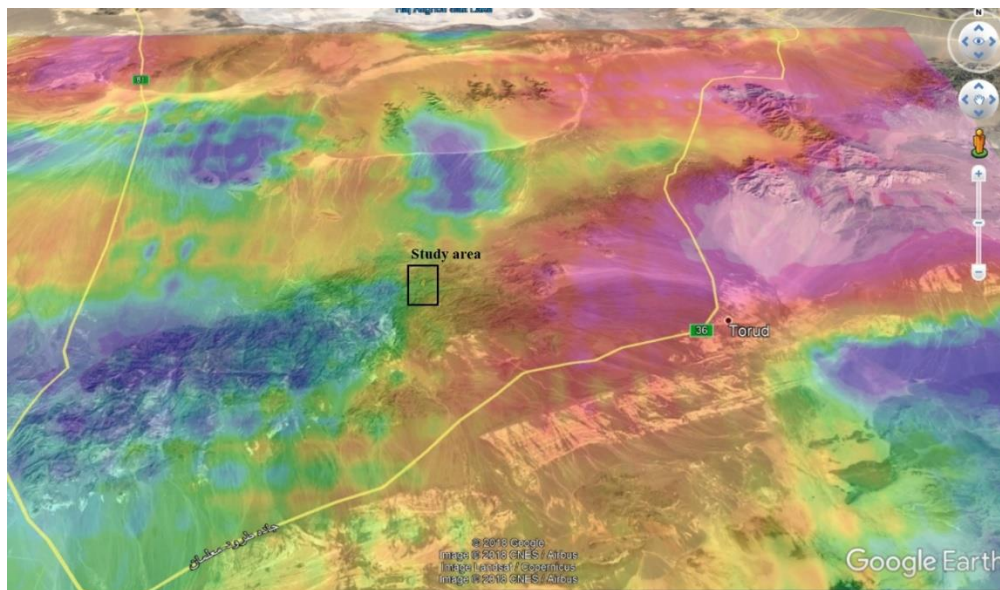


شکل ۴-۷: تطابق نقشه سیگنال تحلیلی محدوده مورد مطالعه با تصویر Google Earth

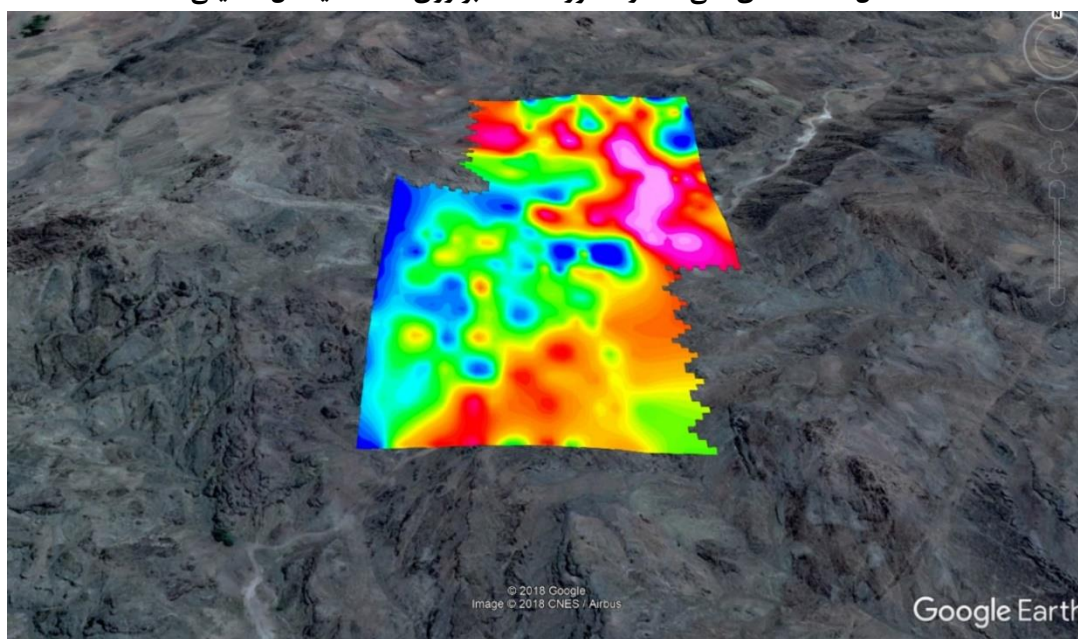
در شکل (۴-۸) شمای کلی از محدوده مورد مطالعه بر روی انطباق نقشه سیگنال تحلیلی با تصویر گوگل

ارث به نمایش درآمده است. با توجه به موقعیت محدوده مورد مطالعه با در نظر گرفتن بی‌هنجاری‌های مثبت

و منفی نقشه سیگنال تحلیلی امکان وجود یک توده نفوذی در شرق محدوده و یک زون دگرسان در غرب محدوده محتمل می‌باشد که این امر در تصویر گوگل ارث قابل مشاهده است.



شکل ۴-۸: شمای کلی محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه سیگنال تحلیلی



شکل ۴-۹: نقشه داده‌های IP برداشت شده با آرایه مستطیلی در محدوده مورد مطالعه

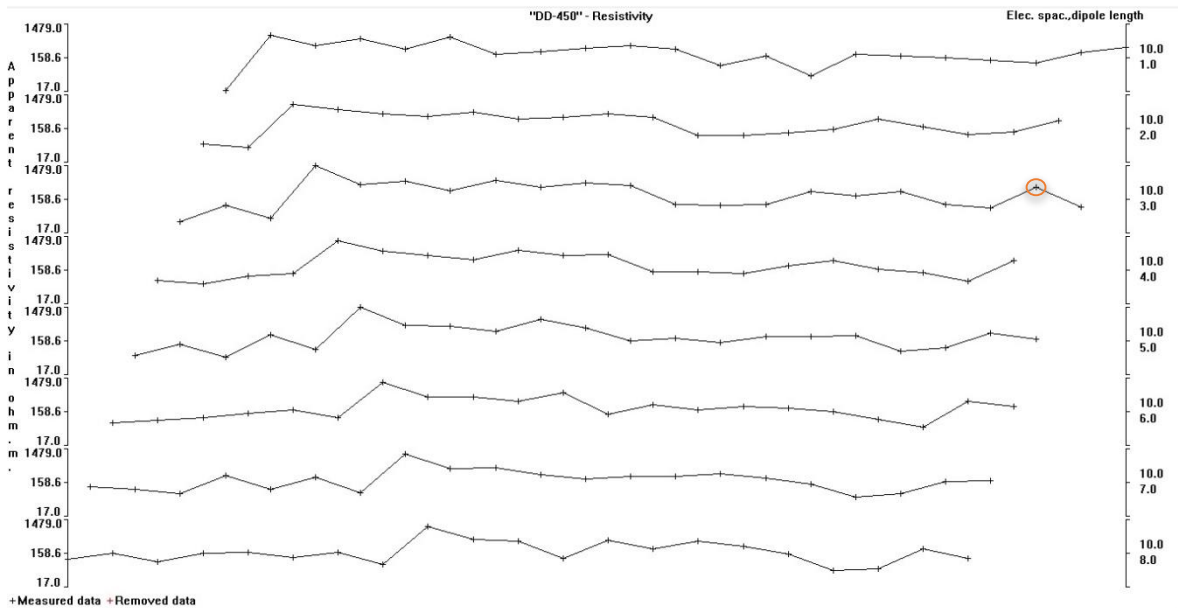
نقشه آرایش مستطیلی برای داده‌های قطبش القایی در شکل (۴-۹) نشان داده شده است. با توجه به

روند گسل خوردگی در منطقه و همچنین وجود زون دگرسان شده در مجاورت با محدوده‌ی مورد مطالعه و وجود توده‌ی نفوذی در قسمت شرقی منطقه با توجه به نتایج به دست آمده از داده‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه احتمال کانی‌زایی در محدوده مورد بررسی وجود دارد.

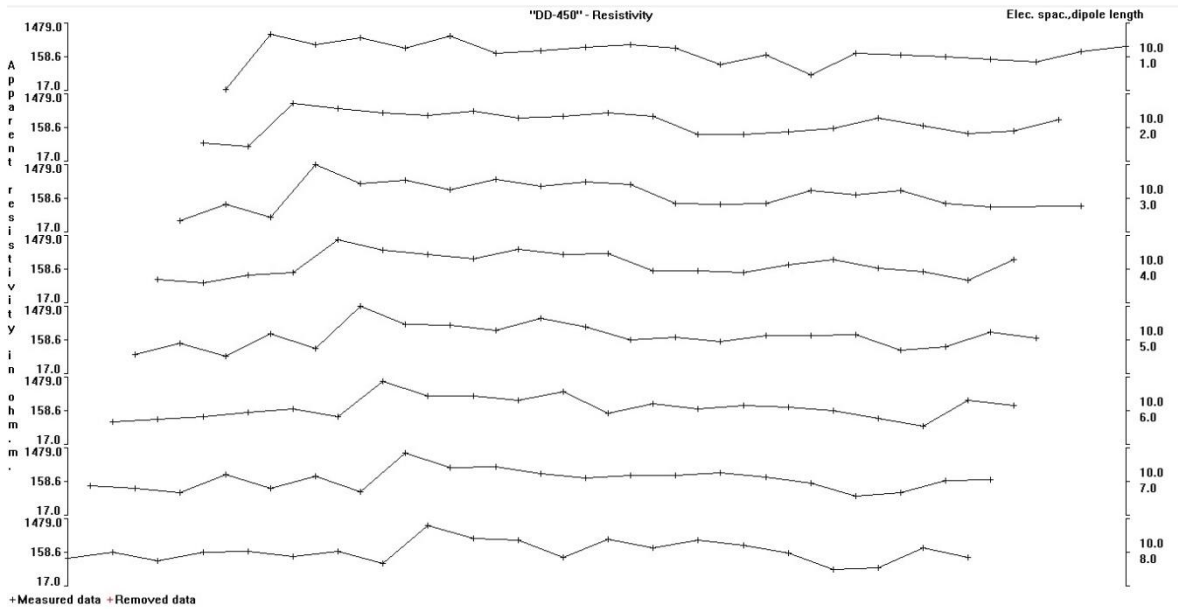
۴-۱-۵- پردازش داده‌های IP و مقاومت ویژه الکتریکی

در اندازه‌گیری‌های انجام شده در منطقه تروود- چاه شیرین در مجموع ۲۸۶ داده قطبش القایی و مقاومت ویژه الکتریکی، با آرایه مستطیلی و ۴۹۹ داده قطبش القایی و مقاومت ویژه الکتریکی، با آرایه دوقطبی- دوقطبی برداشت شد. به منظور دستیابی به مدلی واقعی‌تر، الزامی است که داده‌های جمع‌آوری شده، قبل و یا در حین انجام مدل‌سازی مورد پردازش قرار گیرند. مهم‌ترین پردازش داده‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه شامل حذف نوفه‌ها و تعدیل اثر توپوگرافی می‌باشد.

برای به دست آوردن یک مدل مناسب، داده‌ها بایستی با کیفیت بالایی برداشت شوند. یک‌سری از نوفه‌ها که به نوفه‌های سیستماتیک (دستگاهی) معروف هستند در اثر خطاهای انسانی که سبب قرائت‌های نادرست در طی عملیات برداشت می‌شود، به وجود می‌آیند. به عنوان مثال، خرابی در کابل‌ها، اتصال ضعیف الکترودها به زمین و غیره. نوفه تصادفی، دسته دیگری از نوفه‌ها هست که سبب تخریب داده‌ها می‌شود. نوفه‌های تصادفی شامل اثرات ناشی از جریان‌های تلوریک که بر همه داده‌ها اثر می‌گذارد و می‌تواند سبب این شود که قرائت‌ها بالاتر یا پایین‌تر از مقادیر آن‌ها در هنگام عدم حضور نوفه باشند. در نرم‌افزار مورد استفاده امکان حذف یا کاهش هر دو نوع از نوفه‌ها فراهم شده است. به این صورت که نوفه‌ها سیستماتیک را می‌توان قبل از شروع عملیات مدل‌سازی به صورت دستی و از مجموع داده‌ها حذف و یا تغییرات آن‌ها را نسبت به داده مجاور هموارتر کرد (اشکال ۴-۱۰ و ۴-۱۱) [Loke, 2004].



شکل ۴-۱۰: نمایش حذف داده‌های حاوی نوفه‌های سیستماتیک در نرم‌افزار RES2DINV برای پروفیل DD-450 (دایره قرمز رنگ کوچک داده‌ها حاوی نوفه برای حذف).



شکل ۴-۱۱: داده‌های پروفیل DD-450 بعد از حذف داده‌های حاوی نوفه سیستماتیک در نرم‌افزار RES2DINV.

داده‌های حاوی نوفه‌های تصادفی را پس از مدل‌سازی وارون، در نرم‌افزار RES2DINV می‌توان به صورت

نمودار میله‌ای و در نرم‌افزار ZONDRES2D به صورت شبه‌مقطع با عنوان 'misfit data' که بر حسب درصد بیان می‌شود؛ نمایش داد. در واقع نمودار میله‌ای نمایانگر توزیع درصد اختلاف بین لگاریتم داده‌های مقاومت ویژه ظاهری اندازه‌گیری شده و محاسبه شده می‌باشد.

همان‌طور که در فصل دوم نیز اشاره شد توپوگرافی می‌تواند تأثیر زیادی بر روی خطوط جریان و سطوح هم‌پتانسیل حتی در شرایط زمین همگن داشته باشد و نیز می‌تواند بی‌هنجاری محلی را ایجاد کند؛ که می‌توانند بی‌هنجاری واقعی را مغشوش کرده و یا به اشتباه به عنوان بی‌هنجاری واقعی در نظر گرفته شود. در نرم‌افزارهای مورد استفاده گزینه‌های متعددی برای وارد کردن داده‌های ایستگاهی حاوی توپوگرافی وجود دارد. مدل‌سازی توپوگرافی در نرم‌افزارهای مورد استفاده بر اساس روش اجزاء محدود انجام می‌گیرد؛ که نسبت به روش تفاضل محدود دارای دقت و کارایی بیشتری است [Fox et al., 1980].

۴-۲- تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی برداشت شده در منطقه مورد مطالعه

اطلاعات حاصل از هر روش ژئوفیزیکی باید به اطلاعات زمین‌شناسی برگردانده شود. بنابراین یک تعبیر و تفسیر کامل از یک طرف به تجربه کافی در مسائل ژئوفیزیک بستگی دارد و از طرف دیگر مستلزم آن است که اطلاعات جامعی از زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در دسترس باشد [Reynolds, 1997].

مدل‌سازی و تفسیر داده‌های مقاومت ویژه و قطبش القایی ابتدا برای آرایش مستطیلی توسط نرم‌افزار Oasis Montaj صورت گرفت، سپس جهت مشخص نمودن بهتر گسترش بی‌هنجاری‌ها در عمق مدل‌سازی وارون و تفسیر داده‌های IP و مقاومت ویژه الکتریکی به همراه توپوگرافی، با استفاده از نرم‌افزارهای RES2DINV و ZONDRES2D برای سه پروفیل مذکور صورت گرفت. داده‌های خام صحرائی این سه پروفیل پس از ورود به نرم‌افزار و انجام تصحیحات اولیه از جمله حذف داده‌های پرت، با روش وارون‌سازی کم‌ترین مربعات خطا، مدل‌سازی شده و نتایج حاصله به صورت مقاطع دوبعدی ارائه شدند. برداشت داده‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه الکتریکی ابتدا با آرایه مستطیلی با فاصله الکترودهای پتانسیل ۲۰ متر و فاصله

الکترودهای جریان ۸۰۰ متر انجام در محدوده مورد مطالعه (جدول ۳-۱) انجام گرفت و برداشت‌های آرایه دوقطبی- دوقطبی با فواصل الکترودی ۲۰ و ۱۰ متر در سه پروفیل (جدول ۳-۲) انجام پذیرفت.

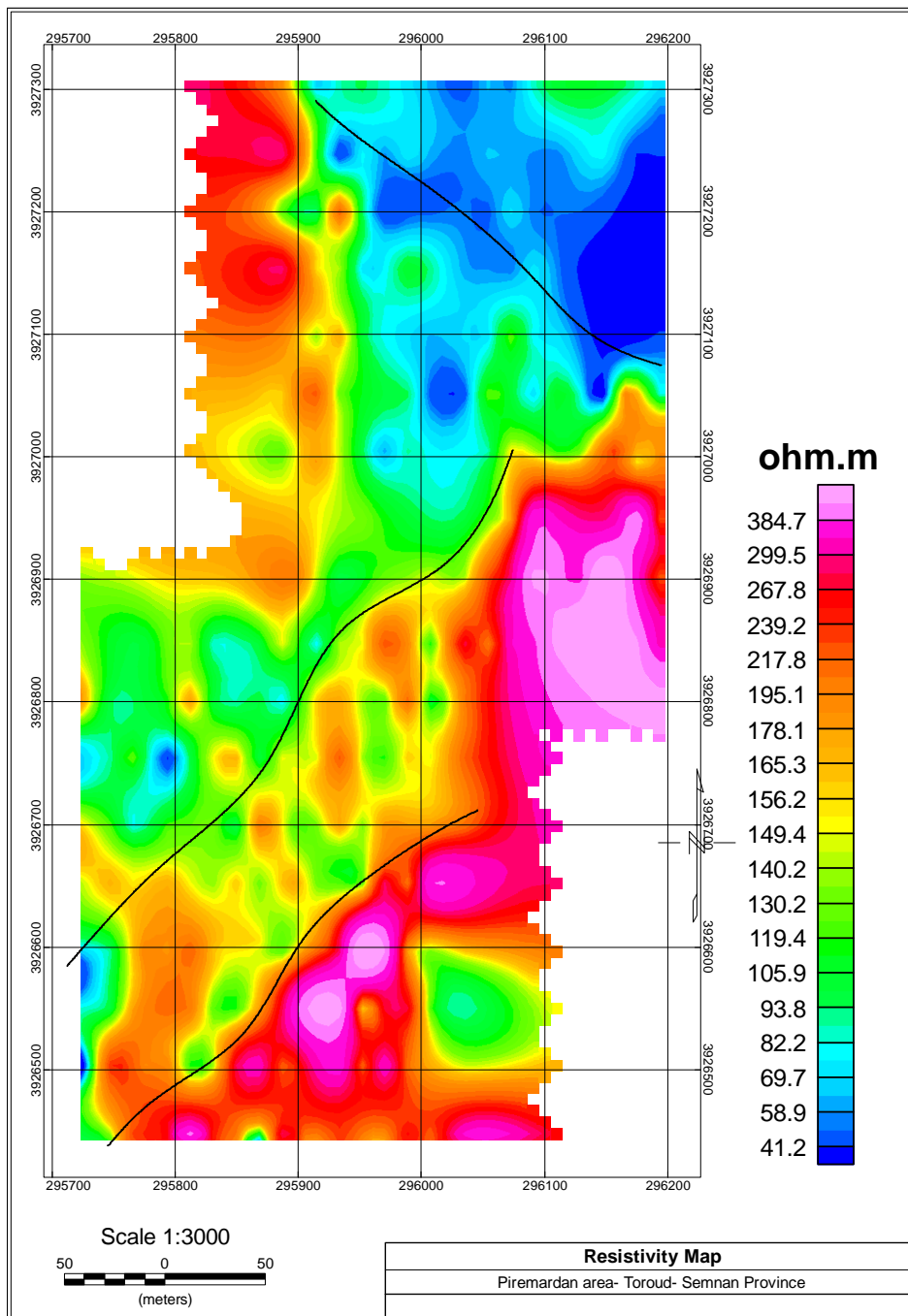
۴-۲-۱- آرایش مستطیلی

جهت انجام پی‌جویی‌های اولیه و شناسایی نقاط مستعد کانی سازی برای برداشت پروفیل‌های دوقطبی- دوقطبی در منطقه ابتدا برداشت‌ها از طریق آرایه مستطیلی انجام گرفت و از روی نتایج حاصل از این برداشت‌ها محل پروفیل‌ها دوقطبی جهت شناسایی گسترش عمقی و جانبی کانی سازی ارائه شد.

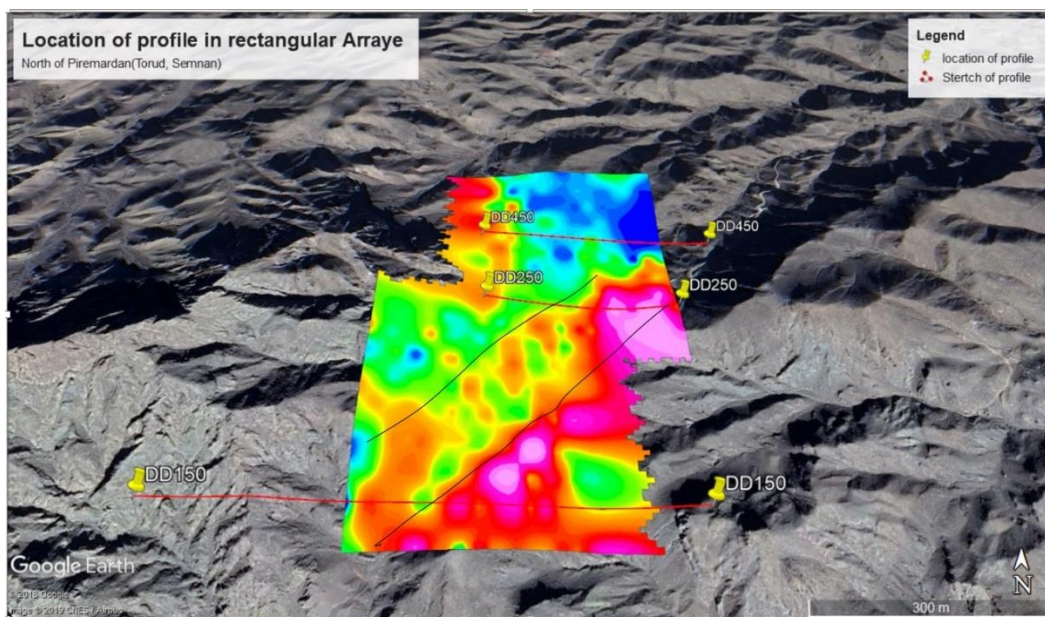
از تطابق نقشه مقاومت ویژه با تصویر گوگل ارث (شکل ۴-۱۳) احتمال وجود یک گسل در شمال محدوده مورد مطالعه بسیار بالا است؛ که با توجه به شکل (۴-۱۴) مقدار بارپذیری نیز در قسمت شمال و شمال شرقی محدوده بالا است و نکته مهم وجود کانی‌زایی‌ها در نقاط مختلف بخش شمالی در راستای شکستگی‌ها در محدوده می‌باشد؛ که دارای روند تقریبی شمالی-جنوبی بوده و با توجه به گزارش‌های زمین‌شناسی منطقه و مشاهدات صحرایی انجام شده کانی سازی در ارتباط با گسلش شدید در منطقه است و امتداد کانی سازی تقریباً شمالی-جنوبی باشد که از روند یک گسل بزرگ که در منطقه وجود دارد پیروی می‌کند.

بخش اصلی کانی سازی در مستطیل پایینی در قسمت جنوب شرقی منطقه می‌باشد که مقدار مقاومت ویژه در محل حضور این بی‌هنجاری‌ها به‌طور تقریبی بالاست؛ که می‌تواند مربوط به واحدهای آذرین (آندزیت‌ها) و سایر واحدهای آتش‌فشانی باشد.

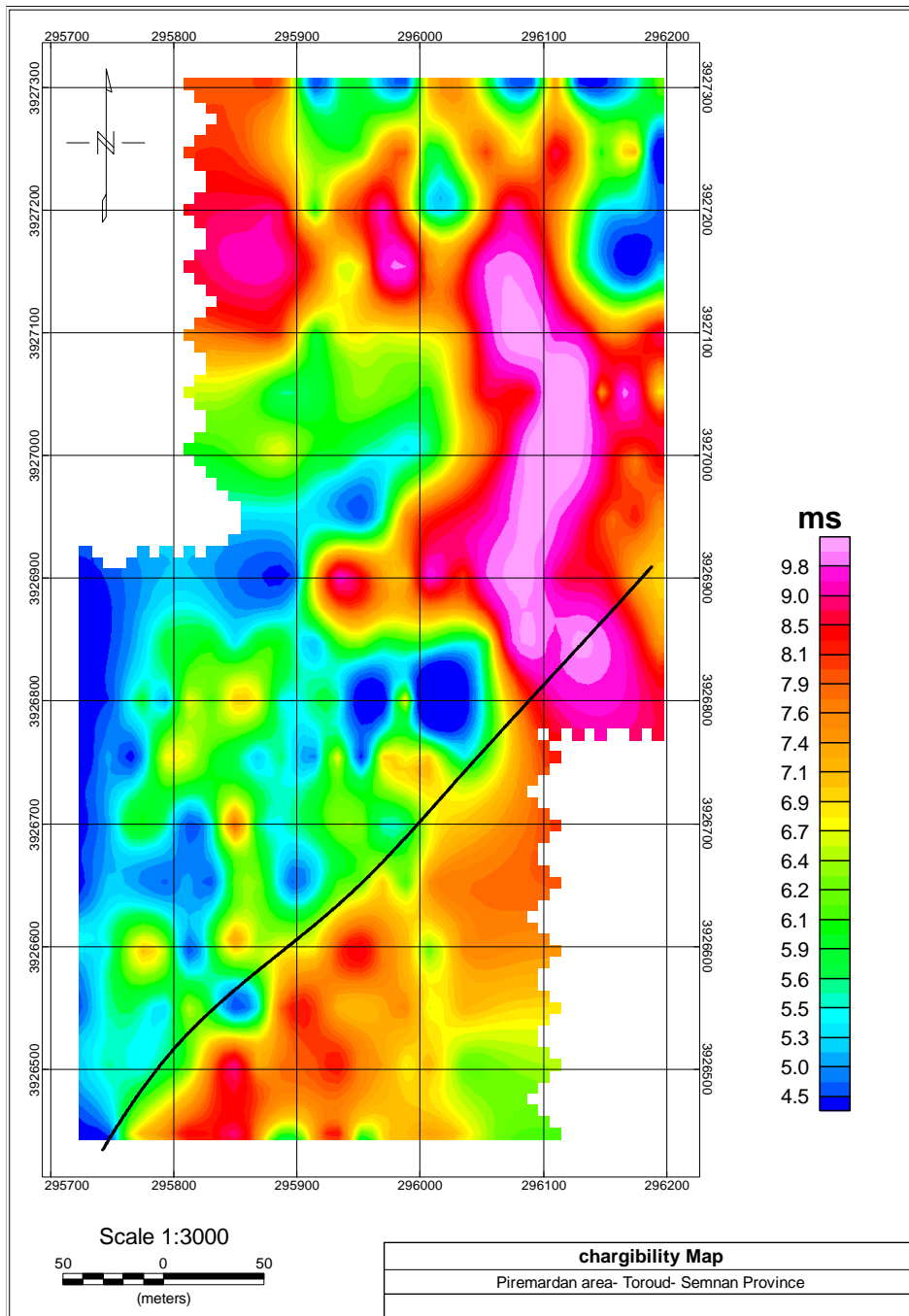
با توجه به توضیحات فوق و نقشه‌های حاصل از آرایش‌های مستطیلی ۳ پروفیل با روند شرقی-غربی با آرایه دوقطبی- دوقطبی عمود بر گسترش کانی سازی در منطقه برداشت شد. طول پروفیل‌ها از عرض کانی سازی در منطقه می‌باید بیشتر باشد تا گسترش کامل کانی‌سازی با دقت بیشتر و بهتری مورد بررسی قرار گیرد.



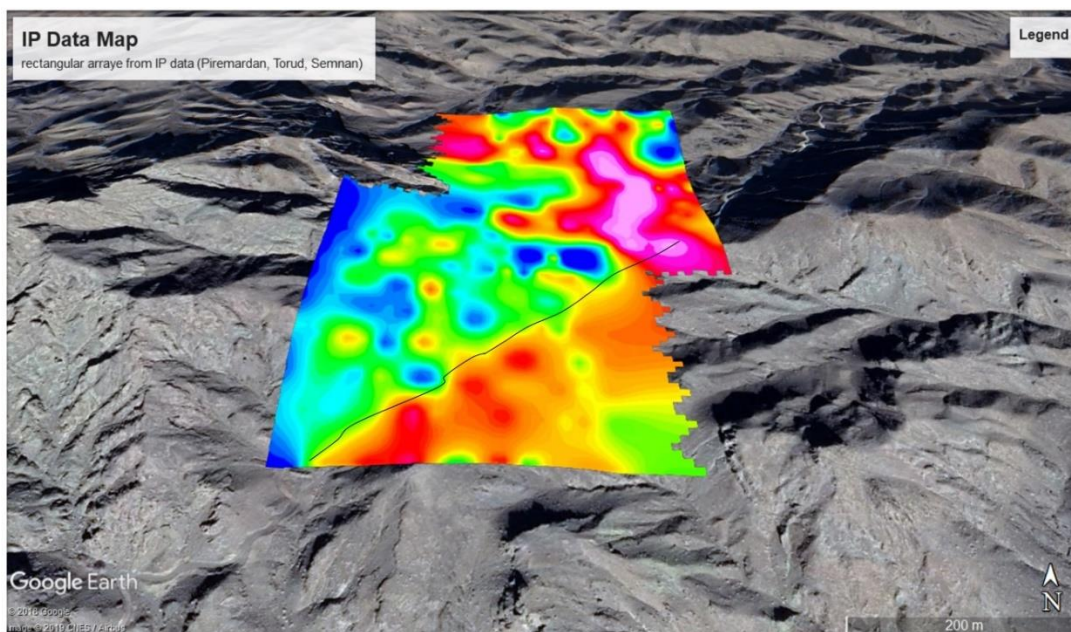
شکل ۴-۱۲: نقشه مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی داده های مقاومت ویژه آرایه مستطیلی با نرم افزار oasis montaj



شکل ۴-۱۳: تطابق نقشه مقاومت ویژه برداشت شده با آرایه مستطیلی با تصویر Google Earth محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۱۴: نقشه بارپذیری حاصل از مدل سازی داده های IP آرایه مستطیلی با نرم افزار oasis montaj

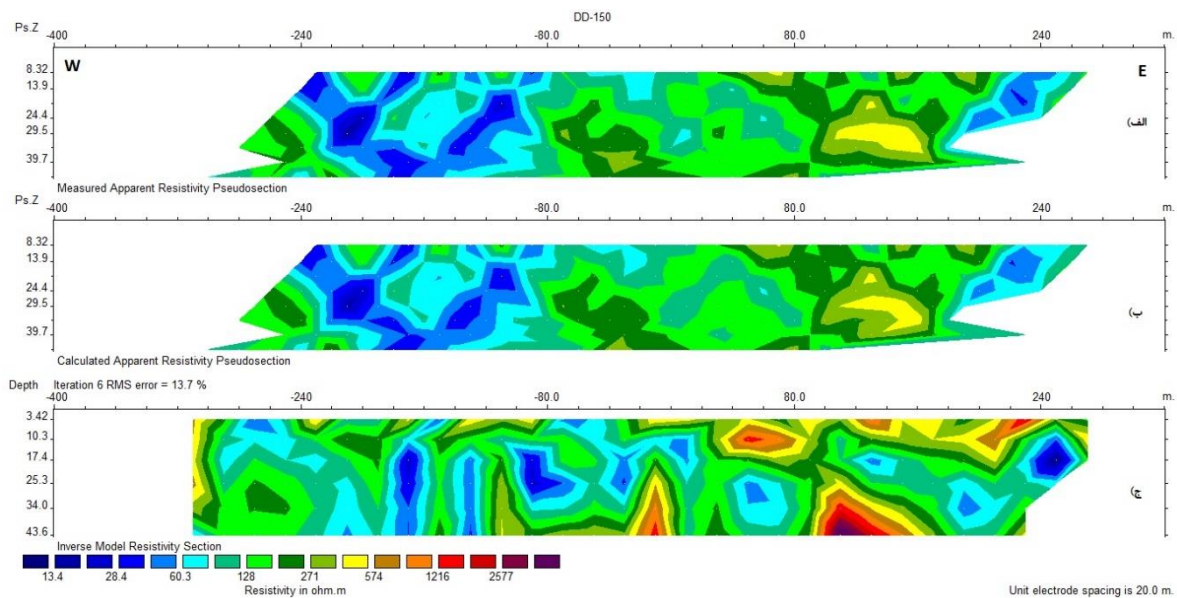


شکل ۴-۱۵: تطابق نقشه برداشت شده با آرایه مستطیلی با تصویر Google Earth محدوده مورد مطالعه

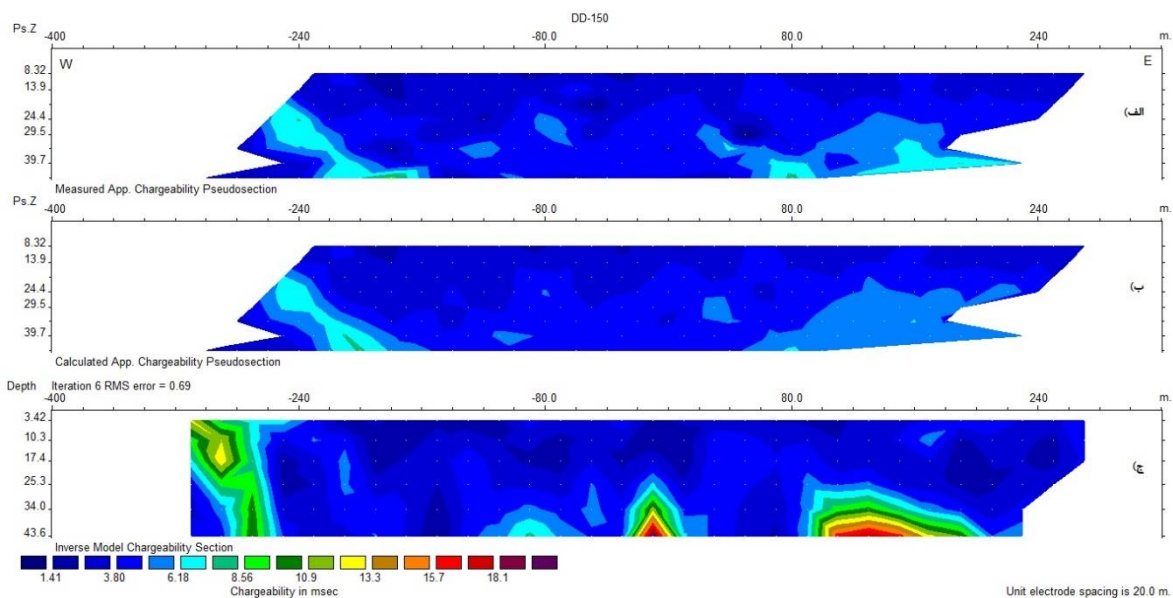
۴-۲-۲-۴- پروفیل DD-150

الف- تفسیر مدل‌های حاصل از نرم‌افزار RES2DINV

پروفیل DD-150 با روند تقریبی غربی- شرقی، اولین پروفیل برداشت شده در محدوده مورد مطالعه است. شبه‌مقطع و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه و بارپذیری حاصل از مدل‌سازی وارون مربوط به پروفیل DD-150 در شکل‌های ۴-۱۶ و ۴-۱۷ نشان داده شده است. خطای RMS داده‌های این خط برداشت با تعداد ۶ تکرار در نرم‌افزار RES2DINV برای مدل مقاومت ویژه الکتریکی برابر ۱۳/۷ و برای مدل بارپذیری برابر ۰/۶۹ می‌باشد.



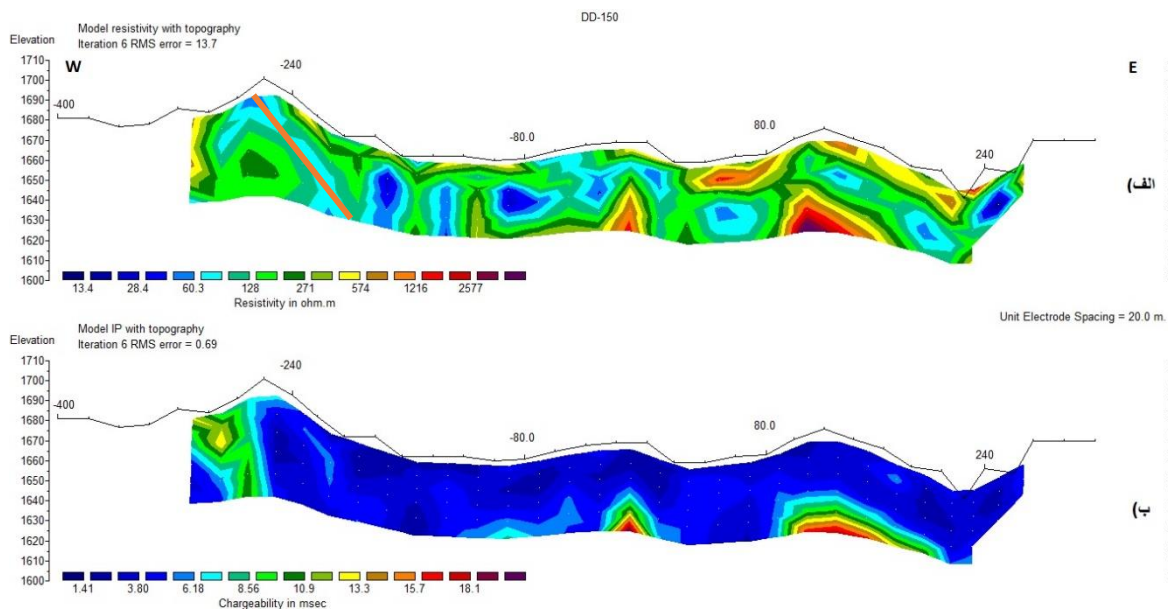
شکل ۴-۱۶: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون در طول پروفیل DD-150، (الف) شبه‌مقطع داده‌های اندازه‌گیری شده، (ب) شبه‌مقطع داده‌های محاسبه‌شده، (ج) مقطع حاصل از مدل‌سازی وارون.



شکل ۴-۱۷: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی بارپذیری حاصل از مدل‌سازی وارون در طول پروفیل DD-150، (الف) شبه‌مقطع داده‌های اندازه‌گیری شده، (ب) شبه‌مقطع داده‌های محاسبه‌شده، (ج) مقطع حاصل از مدل‌سازی وارون.

همچنین مقاطع دوبعدی مقاومت ویژه و بارپذیری حاصل از مدل‌سازی وارون این پروفیل با اعمال

تصحیح توپوگرافی در شکل‌های (۴-۱۸) آورده شده است.



شکل ۴-۱۸: مدل مقاومت ویژه الکتریکی و پلاریزاسیون پروفیل DD-150 حاصل از نرم افزار RES2DINV.

برداشت بافاصله الکترودی ۲۰ انجام شده است، پروفیل DD150 روی آرایه مستطیلی پایین برداشت شده است، با توجه به شکل حاصل از مدل سازی با نرم افزار RES2DINV شکل (۴-۱۸) سه بی‌هنجاری مهم در مقطع بارپذیری وجود دارد، البته این سه بی‌هنجاری در مقطع مقاومت ویژه نیز قابل ملاحظه است، بی‌هنجاری احتمالی اول در فاصله ۳۱۰- متری تا ۲۶۰- متری مبدأ برداشت قرار دارد مقدار بارپذیری در نقاط سطحی این مقطع به بیش از ۱۰ میلی ثانیه می‌رسد که با توجه به پیمایش‌های انجام شده در منطقه و گزارش‌های زمین شناسی منطقه حضور کانی‌های مس غالباً به صورت مالاکیت در قسمت‌های سطحی رؤیت شده است؛ اما هرچه به عمق می‌رویم از مقدار بارپذیری کاسته می‌شود؛ به طوری که مقدار بالای بارپذیری تا عمق تقریبی ۴۰ متری زیر سطح وجود دارد و پایین تر از آن از مقدار بارپذیری کاسته شده است.

با توجه به شکل (۴-۱۸) مقدار مقاومت ویژه در محل وجود بی‌هنجاری اول در نقاط سطحی کم بوده و با افزایش عمق مقدار مقاومت ویژه نیز افزایش پیدا می‌کند، اما نکته مهمی که در این زمینه وجود دارد احتمال وجود یک گسل کوچک در محل حضور این بی‌هنجاری است. که با توجه به گزارش زمین‌شناسی

منطقه احتمالاً کانی سازی در ارتباط با گسلش شدید در منطقه اتفاق افتاده است، گسل احتمالی اول، تقریباً در ۲۷۰- متری مبدأ برداشت قرار دارد که با شیب تقریبی ۶۰ درجه نسبت به سطح زمین به سمت غرب کشیده شده است. با توجه به زمین‌شناسی منطقه بخشی از کانی زایی منطقه در واحد دایک‌های آندزیتی اتفاق افتاده است که دلیل مقاومت ویژه پایین این دایک در مناطق نزدیک زمین می‌تواند مربوط به فرسایش این دایک در نقاط سطحی باشد که این عمل در نقاط عمیق‌تر اتفاق نیفتاده است.

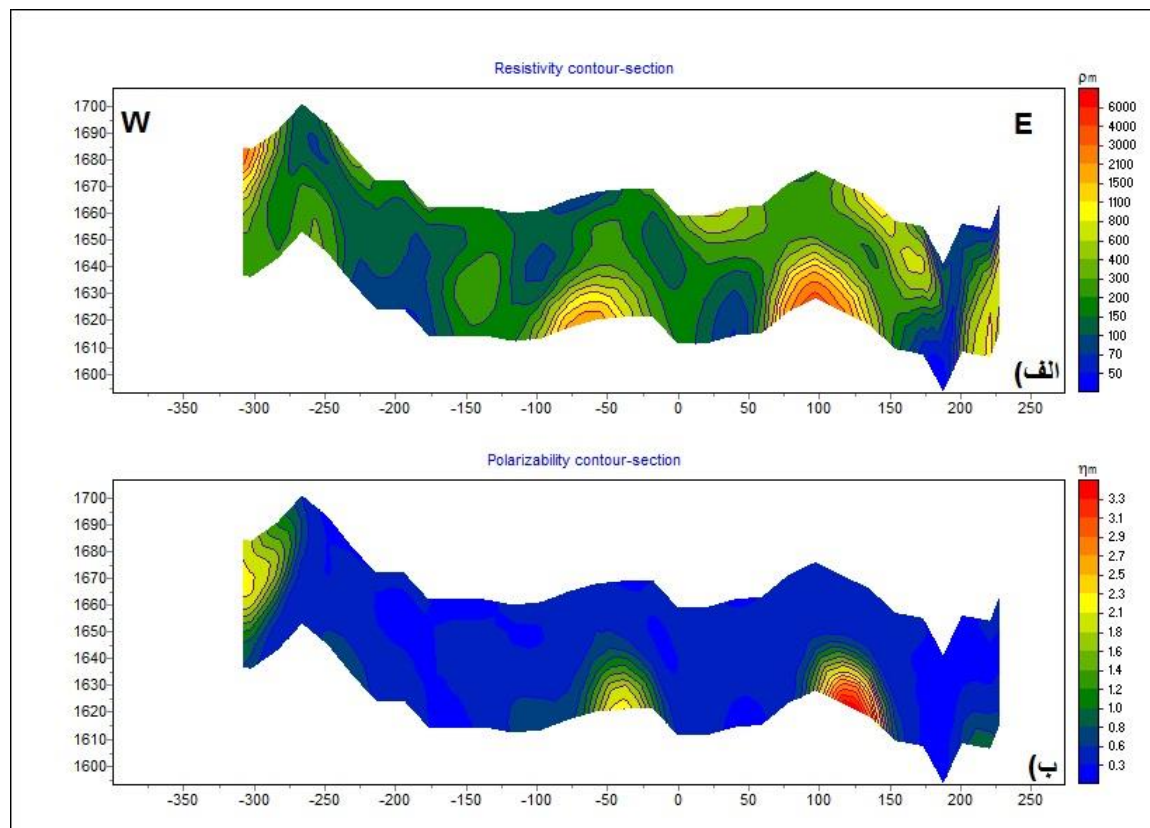
بی‌هنجاری احتمالی دوم در فاصله ۵۰- متری تا ۱۰+ متری مبدأ برداشت قرار دارد. این بی‌هنجاری از نظر عمق یک بی‌هنجاری عمیق بوده و از عمق تقریبی ۲۵ متری زیر سطح زمین شروع شده و تا عمق بیش از ۴۰ متری زیر سطح زمین ادامه دارد بیشترین مقدار بی‌هنجاری در عمق ۴۰ متری بوده و به مقدار تقریبی بیش از ۱۰ میل‌ثانیه می‌رسد. مقدار مقاومت ویژه در محل حضور این بی‌هنجاری نیز بالاست و در بعضی نقاط به حدود بالاتر از ۱۰۰۰ اهم‌متر نیز می‌رسد، با توجه به گزارش زمین‌شناسی منطقه، کانی زایی در داخل یک واحد آتشفشانی و همین‌طور دایک‌های آندزیتی قرار گرفته که همه این موارد جزء سنگ‌های آذرین بوده و دارای مقاومت ویژه بالایی هستند.

بی‌هنجاری احتمالی سوم در فاصله تقریبی ۸۰ تا ۲۲۰ متری مبدأ برداشت قرار گرفته این بی‌هنجاری نیز مانند بی‌هنجاری دوم عمیق بوده و از عمق تقریبی ۲۵ متری زیر سطح زمین شروع شده و تا عمق بیشتر از ۴۰ متری ادامه پیدا می‌کند، البته در مورد گسترش دقیق این بی‌هنجاری و بی‌هنجاری دوم با دقت کامل نمی‌توان سخن گفت چون مدل‌سازی‌های انجام‌یافته تا عمق ۴۵ متری انجام شده است. مقدار مقاومت ویژه نیز در محل این بی‌هنجاری بالاست که با توجه به نکاتی که قبلاً اشاره شد می‌تواند مربوط به واحدهای آندزیتی که میزبان اصلی کانی سازی در منطقه است باشد.

ب- تفسیر مدل‌های حاصل از نرم‌افزار ZONDRES2D

مدل‌سازی وارون انجام شده در نرم‌افزار ZONDRES2D همان‌طور که در شکل ۴-۱۹ مشاهده

می‌شود، از لحاظ مکان، عمق و جای‌گیری برای هر سه بی‌هنجاری انطباق خوبی با مدل‌سازی وارون انجام شده با نرم‌افزار RES2DINV را نمایش می‌دهد. البته شایان ذکر می‌باشد که لبه‌های بی‌هنجاری در نرم‌افزار ZONDRES2D به خوبی قابل تشخیص نمی‌باشد که دلیل اصلی این امر، بزرگی سلول‌های مدل در این نرم‌افزار می‌باشد.



شکل ۴-۱۹: الف- مدل مقاومت ویژه الکتریکی پروفیل DD-150 حاصل از نرم‌افزار ZONDRES2D، ب- مدل بارپذیری پروفیل DD-150 حاصل از نرم‌افزار ZONDRES2D

با توجه به شکل ۴-۱۹ حاصل از مدل‌سازی وارون هموار با نرم‌افزار ZONDRES2D، سه بی‌هنجاری احتمالی مهم در منطقه وجود دارد.

بی‌هنجاری‌های مذکور از لحاظ مکان، عمق و جای‌گیری انطباق بسیار خوبی با بی‌هنجاری‌های احتمالی حاصل از مدل‌سازی وارون انجام‌گرفته با نرم‌افزار RES2DINV را نشان می‌دهد.

بی‌هنجاری احتمالی اول در فاصله ۳۰۰- تا ۲۵۰- متری مبدأ برداشت ادامه پیدا کرده است که همانند مدل حاصل از نرم‌افزار RES2DINV مقدار بارپذیری در سطح بالا بوده و به حدود ۱۰ میلی‌ثانیه می‌رسد و در نقاط عمیق کاهش پیدا کرده است.

بی‌هنجاری احتمالی دوم در فاصله ۵۰- تا ۰ متری مبدأ برداشت ادامه پیدا کرده که این بی‌هنجاری یک بی‌هنجاری عمیق بوده و انطباق خوبی با مدل به دست آمده از نرم‌افزار RES2DINV دارد تنها اختلاف در لبه‌های بی‌هنجاری است، که دلیل اصلی این امر، بزرگی سلول‌های مدل در نرم‌افزار ZONDRES2D است.

بی‌هنجاری احتمالی سوم هم در فاصله ۱۰۰ تا ۱۵۰ متری مبدأ برداشت قرار دارد که این بی‌هنجاری هم یک بی‌هنجاری عمیق است، مقدار مقاومت ویژه در محل حضور بی‌هنجاری دو و سه بالاست که می‌تواند با توجه به گزارش‌های زمین‌شناسی منطقه و توضیحات قبلی مربوط به واحدهای آندزیتی باشد. با توجه به تفسیرهای فوق و اطلاعات حاصل از مدل‌سازی با نرم‌افزارهای مذکور سه نقطه حفاری جهت بررسی دقیق‌تر بی‌هنجاری‌های احتمالی می‌باشد.

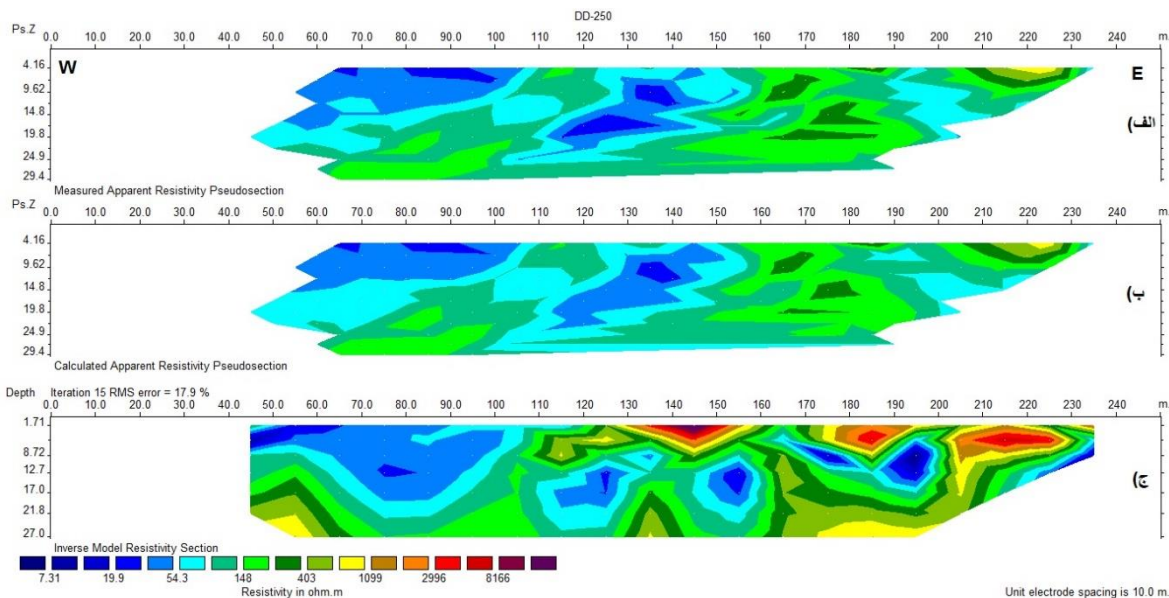
لازم به ذکر است که نقاط پیشنهادی با مقادیر IP بالا همراه هستند؛ که می‌تواند ناشی از وجود ذرات فلزی مانند پیریت به همراه کانی‌های مس باشد. بر این اساس ممکن است در برخی از نقاط پیشنهادی کانی‌سازی مس قابل مشاهده نباشد. با توجه به تفسیرهای فوق و اطلاعات حاصل از مدل‌سازی با نرم‌افزارهای مذکور سه نقطه حفاری جهت بررسی دقیق‌تر بی‌هنجاری‌های احتمالی پیشنهاد می‌گردد.

۴-۲-۳- پروفیل DD-250

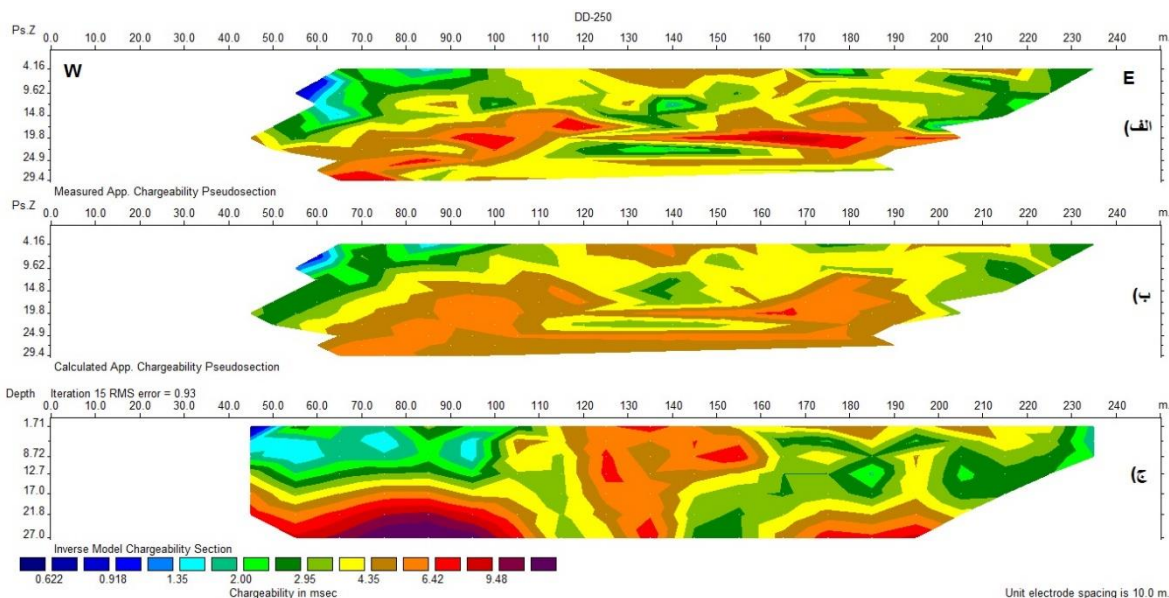
الف- تفسیر مدل‌های حاصل از نرم‌افزار RES2DINV

پروفیل DD-250 نیز دارای روند شرقی- غربی در منطقه می‌باشد. شکل‌های ۴-۲۰ و ۴-۲۱ نمایانگر شبه‌مقاطع و مقاطع دوبعدی حاصل از مدل‌سازی برای پروفیل DD-250 می‌باشد. خطای RMS داده‌های

این خط برداشت با تعداد ۱۵ تکرار در نرم‌افزار RES2DINV برای مدل مقاومت ویژه الکتریکی برابر ۱۷/۹٪ و برای مدل بارپذیری برابر ۰/۹۳٪ می‌باشد.

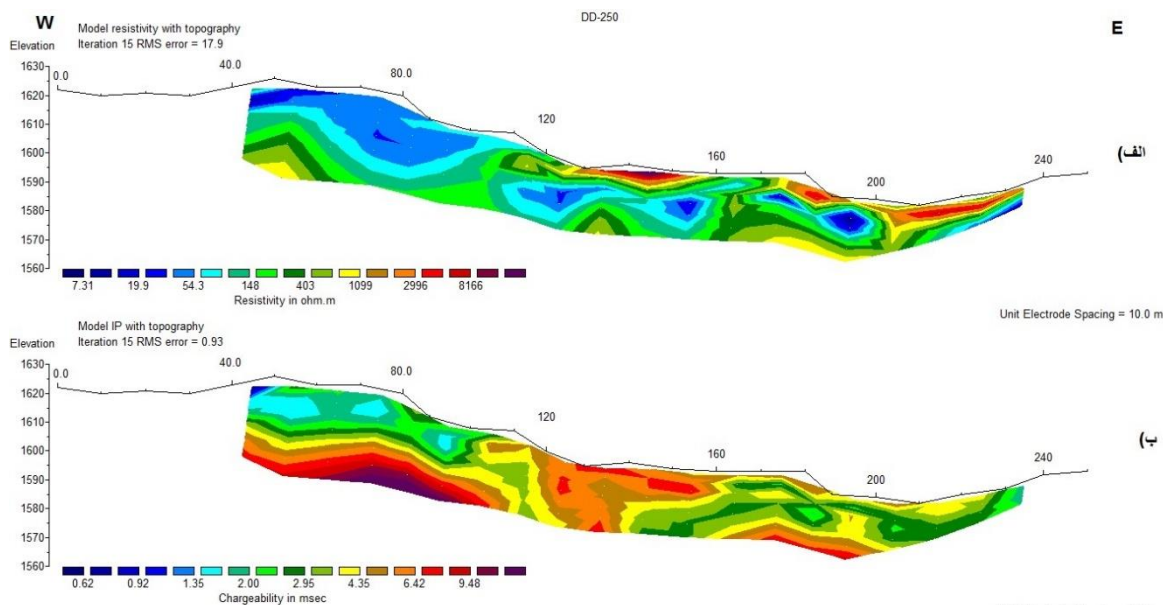


شکل ۴-۲: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون در طول پروفیل DD-250، الف) شبه‌مقطع داده‌های اندازه‌گیری شده، ب) شبه‌مقطع داده‌های محاسبه‌شده، ج) مقطع حاصل از مدل‌سازی وارون.



شکل ۴-۲۱: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی بارپذیری حاصل از مدل‌سازی وارون در طول پروفیل DD-250، الف) شبه‌مقطع داده‌های اندازه‌گیری شده، ب) شبه‌مقطع داده‌های محاسبه‌شده، ج) مقطع حاصل از مدل‌سازی وارون.

مقاطع دوبعدی مقاومت ویژه و بارپذیری حاصل از مدل‌سازی وارون پروفیل DD-250 با اعمال تصحیح توپوگرافی در شکل ۴-۲۲ آورده شده است. دلیل اصلی خطای RMS بالا در مدل‌های مذکور وجود توپوگرافی شدید در منطقه و همچنین وجود تغییرات جانبی مقاومت ویژه در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.



شکل ۴-۲۲: مدل مقاومت ویژه الکتریکی و پلاریزاسیون القایی پروفیل DD-250 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV. برداشت بافاصله الکترودی ۱۰ متری انجام شده است، با توجه به شکل ۴-۲۲ مدل بارپذیری حاصل از مدل‌سازی معکوس در نرم‌افزار RES2DINV سه بی‌هنجاری عمده در شکل قابل تشخیص است، بی‌هنجاری اول که همان بی‌هنجاری مهم می‌باشد در فاصله ۴۰ تا ۱۱۰ متری مبدأ برداشت قرار دارد این بی‌هنجاری یک بی‌هنجاری عمیق بوده و از عمق تقریبی ۱۷ متری زیر سطح زمین شروع شده و تا عمق تقریبی ۳۰ متری قابل مشاهده است. در مورد گسترش دقیق عمقی این بی‌هنجاری در بیشتر از ۳۰ متر با توجه به این که مدل‌سازی انجام نگرفته، اطلاعات دقیقی در دسترس نیست. بیشترین مقدار بارپذیری برای این بی‌هنجاری در زیر ایستگاه ۸۰ متری مبدأ برداشت و در عمق تقریبی ۲۰ تا ۳۰ متری به مقدار بالاتر از ۱۰ m/s است مقدار مقاومت ویژه در محل حضور این بی‌هنجاری تقریباً بالای ۱۵۰ اهم‌متر بوده و در

برخی نقاط به ۵۰۰ اهم متر هم می‌رسد، که با توجه به گزارش‌های زمین‌شناسی منطقه می‌تواند مربوط به واحدهای آذرین، که کانی‌سازی در آن‌ها انجام گرفته است؛ باشد.

بی‌هنجاری احتمالی دوم یک بی‌هنجاری سطحی بوده و در فاصله تقریبی ۱۲۰ تا ۱۶۰ متری مبدأ برداشت قرار دارد. در زیر ایستگاه ۱۳۰ متری مبدأ برداشت این بی‌هنجاری تا عمق تقریبی ۳۰ متری زیر سطح زمین ادامه پیدا کرده بیشترین مقدار بارپذیری برای این بی‌هنجاری در زیر ایستگاه‌های ۱۳۰ متری مبدأ برداشت و در سطح زمین و در برخی نقاط در قسمت‌های عمیق بوده و به حدود ۷ میلی‌ثانیه می‌رسد؛ که با توجه به پیمایش‌های انجام شده در منطقه کانی‌سازی به‌صورت مالاکیت در این بخش‌ها مشاهده شده است؛ که با توجه به هدایت الکترولیتی مالاکیت که مقدار IP پایین‌تر نسبت به هدایت الکترونیکی ایجاد می‌کند. این مقدار مقاومت ویژه هم در محل حضور این بی‌هنجاری در قسمت‌های سطحی بالا بوده و به حدود ۵۰۰ اهم متر می‌رسد؛ که می‌تواند مربوط به واحدهای آندزیتی موجود در منطقه باشد. هرچند با گسترش بی‌هنجاری در عمق مقدار مقاومت ویژه کاهش می‌یابد.

بی‌هنجاری سوم در فاصله ۱۶۰ تا ۲۱۰ متری مبدأ برداشت قرار دارد؛ که از نظر عمقی یک بی‌هنجاری عمیق بوده؛ ولی برای بحث دقیق‌تر در مورد گسترش عمقی نیاز به بررسی‌های بیشتر است.

ب- تفسیر مدل‌های حاصل از نرم‌افزار ZONDRES2D

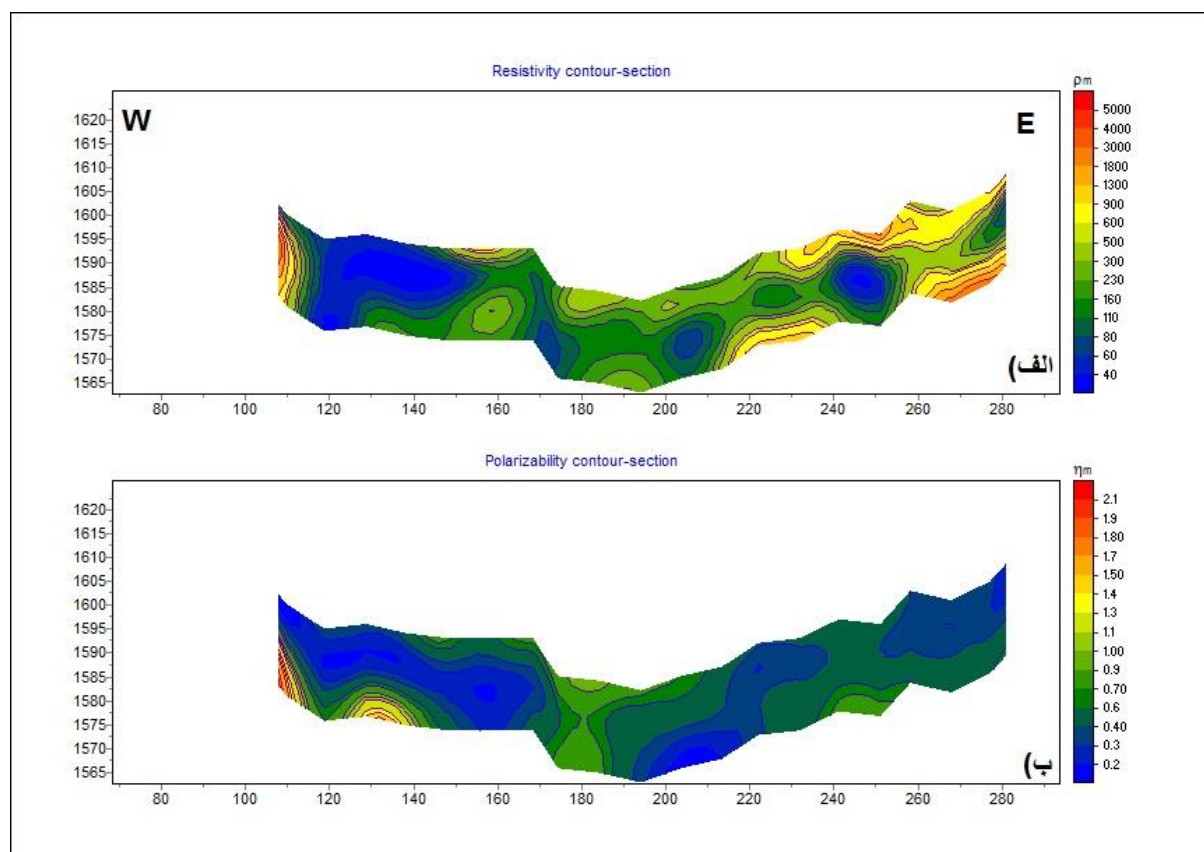
با توجه به شکل ۴-۲۳ مدل‌سازی وارون هموار حاصل از نرم‌افزار ZONDRES2D سه بی‌هنجاری احتمالی قابل تشخیص است.

بی‌هنجاری احتمالی اول در فاصله ۱۰۰ تا ۱۴۰ متری مبدأ برداشت و در عمق تقریبی ۱۵ متری زیر سطح زمین قرار دارد که انطباق تقریبی از نظر عمق و موقعیت قرارگیری با بی‌هنجاری اول مدل حاصل از نرم‌افزار RES2DINV دارد.

بی‌هنجاری احتمالی دوم در فاصله تقریبی ۱۶۰ تا ۲۰۰ متری مبدأ برداشت قرار دارد؛ که از نظر گسترش

عمقی از سطح شروع شده و در زیر ایستگاه ۱۸۰ متری مبدأ برداشت تا عمق تقریبی ۱۵ متری زیر سطح گسترش پیدا کرده است.

بی‌هنجاری احتمالی سوم در فاصله ۲۲۰ تا ۲۶۰ متری مبدأ برداشت قرار دارد، که از نظر عمقی یک بی‌هنجاری عمیق بوده؛ ولی جهت بحث دقیق‌تر در مورد گسترش عمقی نیاز به بررسی‌های بیشتر دارد.



شکل ۴-۲۳: الف- مدل مقاومت ویژه الکتریکی پروفیل DD-250 حاصل از نرم‌افزار ZONDRES2D، ب- مدل بارپذیری پروفیل DD-250 حاصل از نرم‌افزار ZONDRES2D.

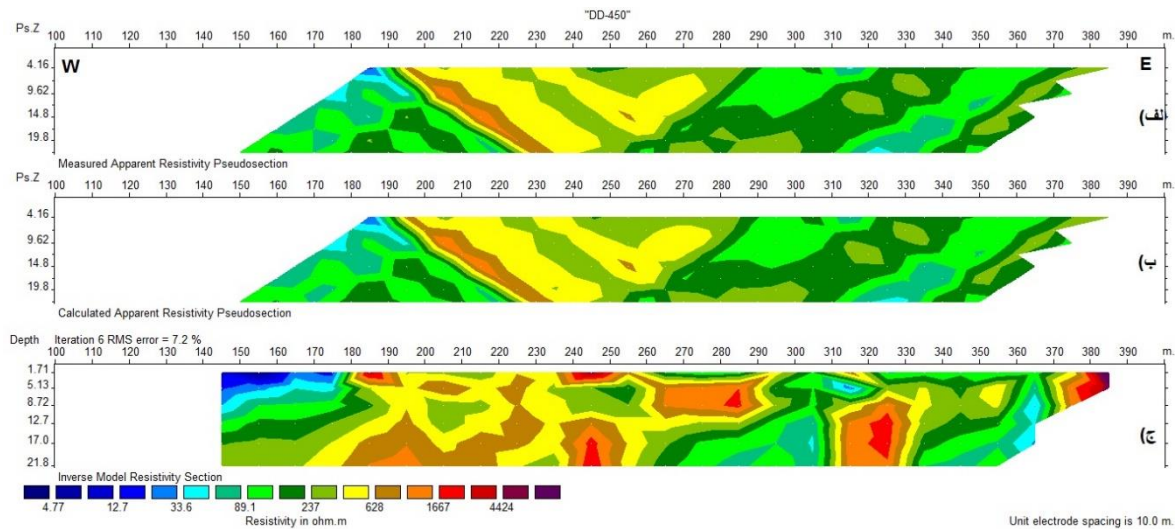
با توجه به تفسیرهای فوق و اطلاعات حاصل از مدل‌سازی با نرم‌افزارهای مذکور سه نقطه حفاری جهت

بررسی دقیق‌تر بی‌هنجاری‌های احتمالی پیشنهاد می‌گردد.

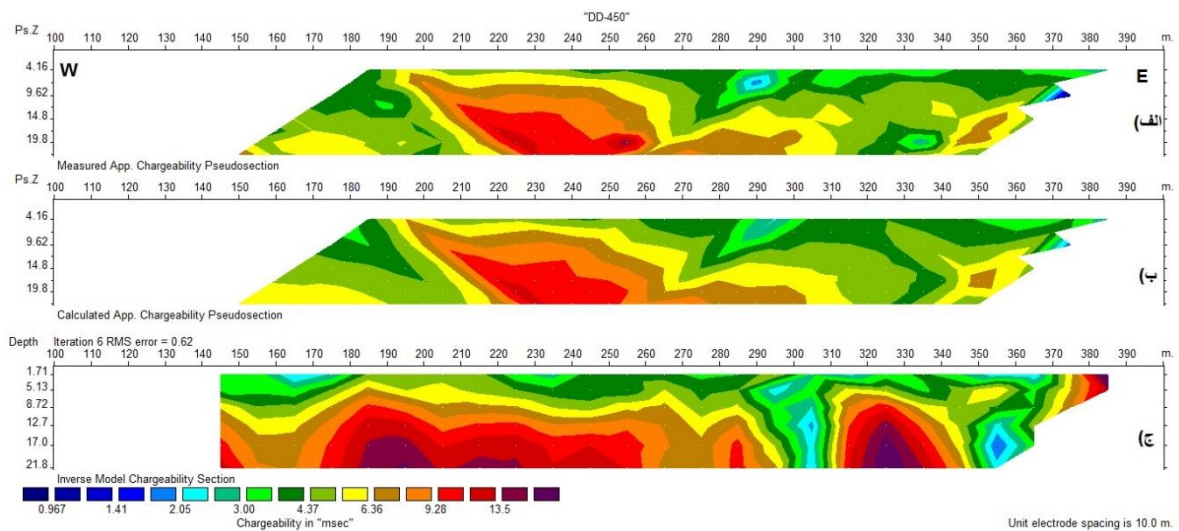
۴-۲-۴- DD-450 پروفیل

الف- تفسیر مدل‌های حاصل از نرم‌افزار RES2DINV

این پروفیل با فاصله الکترودی ۲۰ متر با روند شرقی غربی برداشت شده با توجه به شکل (۴-۲۶) مدل‌سازی معکوس هموار حاصل از نرم‌افزار RES2DINV سه بی‌هنجاری احتمالی در منطقه وجود دارد. شکل‌های ۴-۲۴ و ۴-۲۵ نمایانگر شبه‌مقاطع و مقاطع دوبعدی حاصل از مدل‌سازی وارون برای پروفیل DD-450 می‌باشد. خطای RMS داده‌های این خط برداشت با تعداد تکرار ۶ در نرم‌افزار RES2DINV برای مدل مقاومت ویژه الکتریکی برابر ۷/۲٪ و برای مدل بارپذیری برابر ۰/۶۲٪ می‌باشد.



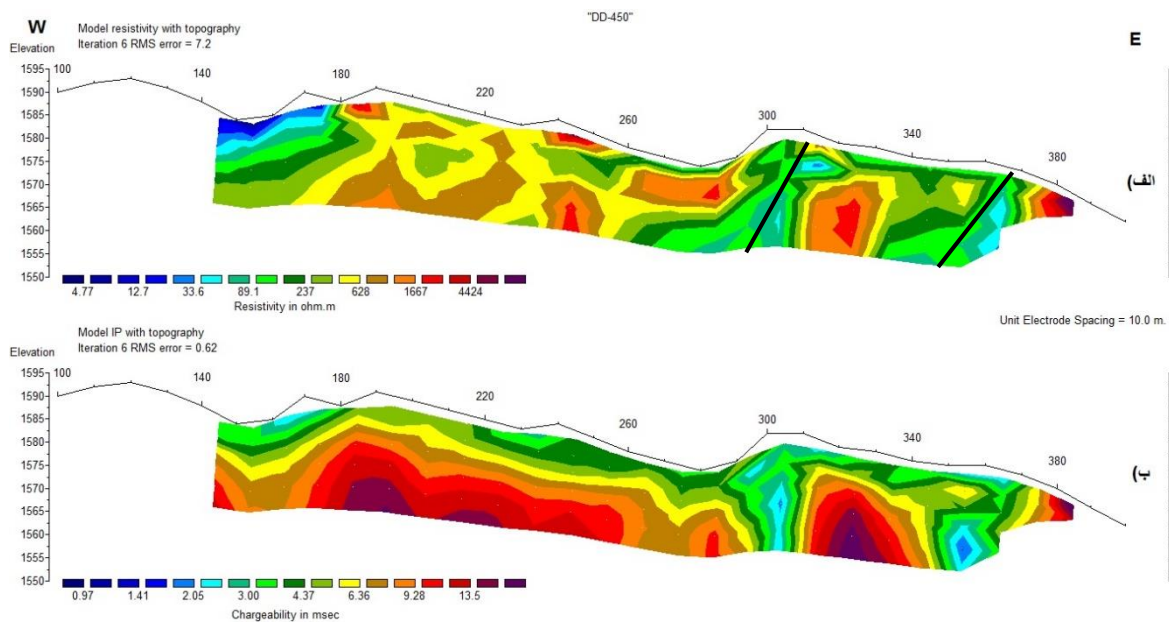
شکل ۴-۲۴: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون در طول پروفیل DD-450، الف) شبه‌مقطع داده‌های اندازه‌گیری شده، ب) شبه‌مقطع داده‌های محاسبه شده، ج) مقطع حاصل از مدل‌سازی وارون.



شکل ۴-۲۵: شبه‌مقاطع و مقطع دوبعدی بارپذیری حاصل از مدل‌سازی وارون در طول پروفیل DD-450، (الف) شبه‌مقطع داده‌های اندازه‌گیری شده، (ب) شبه‌مقطع داده‌های محاسبه شده، (ج) مقطع حاصل از مدل‌سازی وارون.

همچنین مقاطع دوبعدی مقاومت ویژه و بارپذیری حاصل از مدل‌سازی وارون این پروفیل با اعمال

تصحیح توپوگرافی در شکل ۴-۲۶ آورده شده است.



شکل ۴-۲۶: مدل مقاومت ویژه و بارپذیری الکتریکی پروفیل DD-450 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV.

بی‌هنجاری اصلی و مهم در منطقه، بی‌هنجاری شماره ۱ است که در فاصله ۱۴۵ تا ۲۷۰ متری مبدأ برداشت قرار دارد. از عمق تقریبی ۱۰ متری زیر سطح زمین شروع شده و تا عمق ۲۲ متری که مقطع نشان می‌دهد ادامه دارد. شایان ذکر است که با توجه به باز بودن آنومالی در زیر، احتمالاً گسترش اصلی آنومالی در عمق بیشتر از ۲۲ متری بوده است.

بیشترین مقدار بی‌هنجاری در زیر ایستگاه‌های ۱۹۰ و ۲۲۰ می‌باشد و مقدار بارپذیری به ۱۴ ms می‌رسد، مقاومت ویژه در محل حضور این بی‌هنجاری نیز بالاست که به احتمال زیاد مربوط به واحدهای آذرین (آندزیت‌ها که بخش اصلی کانی‌سازی در آن‌ها انجام گرفته) می‌باشد.

بی‌هنجاری احتمالی دوم در فاصله ۳۱۵ تا ۳۵۰ متری مبدأ برداشت قرار دارد، از عمق ۵ متری زیر سطح زمین شروع شده تا جایی که مقطع مدل‌سازی کرده یعنی ۲۲ متری زیر سطح شروع شده تا جایی که مقطع مدل‌سازی کرده یعنی ۲۲ متری ادامه پیدا می‌کند. مقاومت ویژه در حضور این بی‌هنجاری نیز بالاست که به احتمال زیاد به واحدهای آندزیت مربوط می‌باشد، بیشترین مقدار بارپذیری برای این بی‌هنجاری زیر ایستگاه ۳۲۵ بوده که در حدود ۱۳ ms است. در فاصله بین دو بی‌هنجاری ۲۰۱ یعنی در فاصله ۲۷۰ تا ۳۱۰ متری مبدأ برداشت با توجه به مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی RES2DINV (شکل ۴-۲۶) احتمال وجود یک گسل در فاصله ۳۲۰ متری مبدأ برداشت وجود دارد؛ که به ترتیب بی‌هنجاری‌های شماره ۲۰۱ در قسمت‌های فرادیواره و فروددیواره این دیوار گسلی واقع شده‌اند و به احتمال زیاد کانی‌زایی در ارتباط با همین واحد گسلی باشد. از طرفی با توجه به اینکه احتمال وجود یک گسل دیگر در فاصله ۳۶۰ متری مبدأ برداشت نیز هست، لذا می‌توان از وجود یک دایک احتمالی در محل حضور بی‌هنجاری دوم نیز یاد کرد، که با توجه کارهای اکتشافی انجام شده بر روی دایک‌ها، دایک خود را به شکل دو گسل در مقطع مقاومت ویژه نشان می‌دهد.

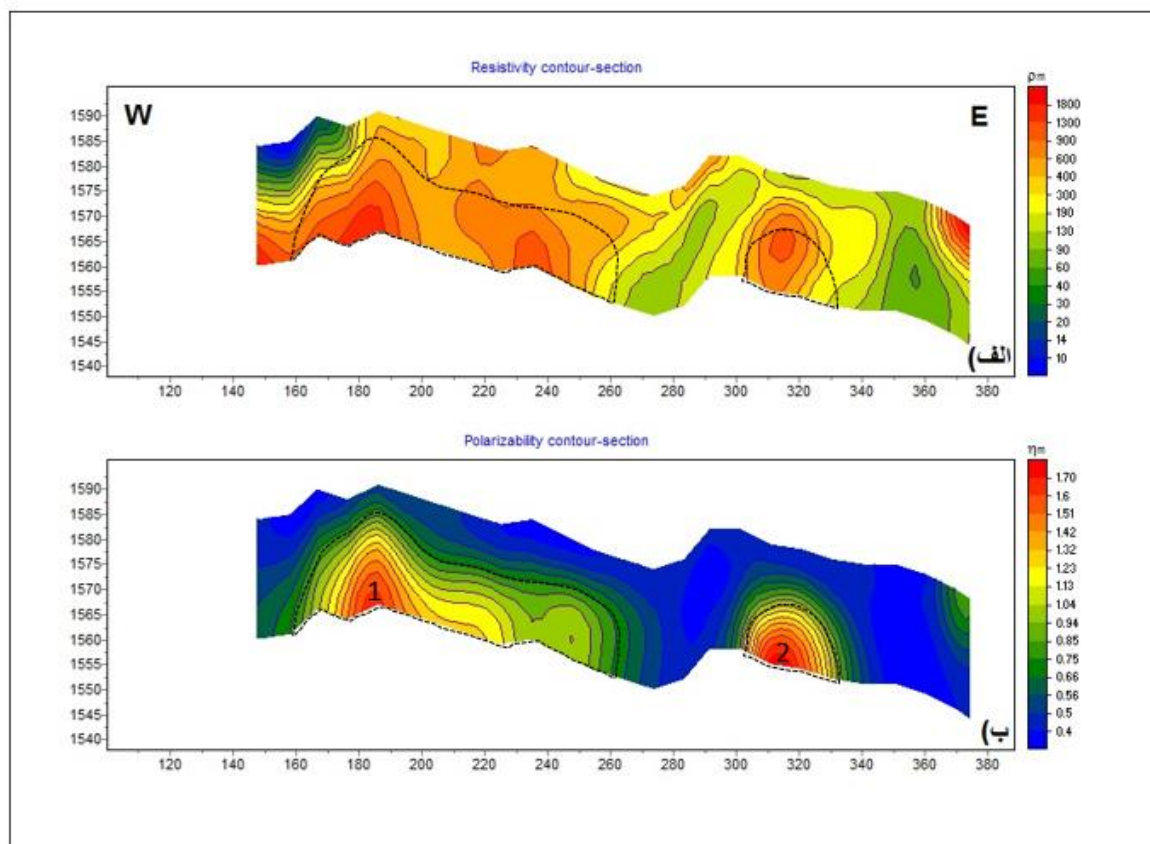
بی‌هنجاری احتمالی سوم در فاصله ۳۷۵ تا ۳۸۵ متری مبدأ برداشت قرار دارد، یک بی‌هنجاری سطحی

بوده در مورد گسترش عمقی و گسترش جانبی این بی‌هنجاری با قطعیت نمی‌توان صحبت کرد چون در لبه مقطع واقع شده است و شایان ذکر است که مدل‌سازی در لبه‌های مقاطع از دقت پایینی برخوردار است. مقدار مقاومت ویژه نیز در محل حضور این بی‌هنجاری بالاست.

ب- تفسیر مدل‌های حاصل از نرم‌افزار ZONDRES2D

با توجه به شکل ۴-۲۷ حاصل از مدل‌سازی وارون انجام شده در نرم‌افزار ZONDRES2D، هر سه بی‌هنجاری احتمالی در منطقه وجود دارد، بی‌هنجاری‌های یادشده از نظر موقعیت، عمق و جای‌گیری، بی‌هنجاری‌های ۱ و ۲ حاصل از مقاطع RES2DINV را تأیید می‌کند، بی‌هنجاری احتمالی شماره ۱ در فاصله ۱۶۰ تا ۲۶۰ متری از مبدأ برداشت واقع شده است. بیشترین مقدار بارپذیری در زیر ایستگاه ۱۹۰ بوده و به مقدار ۱۵ms می‌رسد.

بی‌هنجاری احتمالی دوم در فاصله ۳۰۵ تا ۳۳۰ متری از مبدأ برداشت واقع شده است و یک بی‌هنجاری عمیق است و بیشترین مقدار بارپذیری زیر ایستگاه ۲۰ است، مقدار مقاومت ویژه در محل حضور هر دو بی‌هنجاری بالاست که همان‌طور که اشاره شد می‌تواند مربوط به واحدهای آذرین (آندزیت‌ها) باشد، نکته قابل‌ذکر این است که گسل احتمالی تقریباً در مقطع مقاومت ویژه در نرم‌افزار ZONDRES2D هم قابل تشخیص است.



شکل ۴-۲۷: الف- مدل مقاومت ویژه الکتریکی پروفیل DD-450 حاصل از نرم افزار ZONDRES2D.

ب- مدل بارپذیری پروفیل DD-450 حاصل از نرم افزار ZONDRES2D.

با توجه به تفسیرهای فوق و اطلاعات حاصل از مدل سازی با نرم افزارهای مذکور دو نقطه حفاری جهت بررسی دقیق تر بی‌هنجاری‌های یک و دو پیشنهاد می‌گردد و برای بررسی دقیق تر بی‌هنجاری سوم پیشنهاد به حفر ترانشه و همین‌طور ادامه عملیات برداشت داده IP و مقاومت ویژه الکتریکی در همین راستا می‌شود. شایان ذکر است با توجه به اینکه در هر سه پروفیل گسترش بی‌هنجاری‌ها در عمق نیز ادامه داشت؛ لذا پیشنهاد می‌گردد حفاری‌ها بیشتر از عمق نشان داده شده با مقاطع انجام گیرد.

فصل پنجم:

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۵-۱- نتیجه گیری

با توجه به گزارش زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه تطابق جالبی بین کانی‌زایی‌ها و دگرسانی‌ها و گسل‌ها دیده می‌شود. در واقع اکثریت قریب به اتفاق کانی‌زایی‌ها و زون‌های کانه‌دار از گسل‌ها متابعت می‌نمایند، لذا با توجه به شواهد فوق و همچنین نقشه‌های حاصل از پیمایش‌های مختلف ژئوفیزیکی در محدوده مورد مطالعه نتایج زیر را به‌طور کلی می‌توان بیان نمود.

۱. با توجه به اینکه در مناطقی که کانی‌زایی مس سولفیدی اتفاق افتاده، خطوراه‌های مغناطیسی به هم نزدیک‌ترند، لذا جهت پی‌جویی اولیه از روش مغناطیس هوابرد استفاده شد؛ که این امر در محدوده مورد مطالعه نیز به‌خوبی قابل‌رؤیت بود.

۲. از مطالعه نقشه‌های مغناطیس هوابرد محدوده مورد مطالعه وجود یک گسل در قسمت شمال محدوده محتمل است که با توجه به اینکه کانی‌زایی‌ها در ارتباط با گسلش بوده لذا حساسیت جهت انجام سایر روش‌های ژئوفیزیکی و سایر کارهای اکتشافی بالاتر می‌رود.

۳. پس از پی‌جویی اولیه توسط روش مغناطیس هوابرد و با نتایج حاصل از گزارش‌های زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه اقدام به برداشت داده‌های IP و مقامت ویژه با آرایه مستطیلی نموده شد که نتایج حاصل از این روش با توجه به بالا بودن مقدار بارپذیری در قسمت‌های مختلفی از محدوده، وجود کانی‌زایی‌های احتمالی اولیه در محدوده تأیید می‌شود.

۴. با توجه به بالا بودن مقدار IP در نقشه‌های بارپذیری حاصل از آرایه مستطیلی، اقدام به طراحی و برداشت پروفیل‌های IP و مقاومت ویژه با آرایه دوقطبی - دوقطبی جهت بررسی گسترش عمقی و جانبی بی‌هنجاری‌ها در محدوده مورد مطالعه شد که نتایج مطلوبی از این برداشت‌ها به دست آمد و نقاط مناسب جهت حفر گمانه مطابق اشکال (۵-۱)، (۵-۲) و (۵-۳) و جدول (۵-۱) پیشنهاد می‌گردد. شایان‌ذکر است که نقاط پیشنهادی دارای مقدار بارپذیری بالایی بوده که می‌تواند ناشی

از وجود ذرات فلزی مانند کانی‌های مس باشد.

۵. مدل‌های وارون به‌دست‌آمده از نرم‌افزار RES2DINV و ZONDRES2D هم‌خوانی نسبتاً مناسبی داشته، ولی در مواردی بی‌هنجاری‌های مشاهده‌شده در مدل‌های به‌دست‌آمده از نرم‌افزار RES2DINV قابل‌رؤیت در مدل‌های به‌دست‌آمده از نرم‌افزار ZONDRES2D نیست؛ که دلیل آن را می‌توان به هموارسازی بیش‌تر مدل‌ها توسط نرم‌افزار ZONDRES2D نسبت داد.

۵-۲- پیشنهادات

با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از مطالعات انجام‌شده در محدوده مورد مطالعه و مطالعات قبلی انجام‌شده، موارد زیر جهت مطالعات بیشتر در رابطه با این تحقیق پیشنهاد می‌شود:

۱. با توجه به این‌که بی‌هنجاری‌ها در بخش‌های ابتدایی و انتهایی برخی از پروفیل‌های برداشت‌شده ادامه دارد. لذا پیشنهاد می‌شود عملیات ژئوفیزیکی مقاومت‌ویژه و قطبش القایی در نقاط ابتدایی و انتهایی این پروفیل‌ها برای مشاهده بهتر این بی‌هنجاری‌ها صورت گیرد.

۲. علاوه بر این در برخی از پروفیل‌ها بی‌هنجاری در عمق نیز ادامه دارد که جهت بررسی‌های بهتر و داشتن دید بهتر از گسترش عمقی بی‌هنجاری می‌توان از آرایه‌های قطبی-دوقطبی و یا همان آرایه دوقطبی-دوقطبی ولی بافاصله الکترودی بیشتر استفاده کرد.

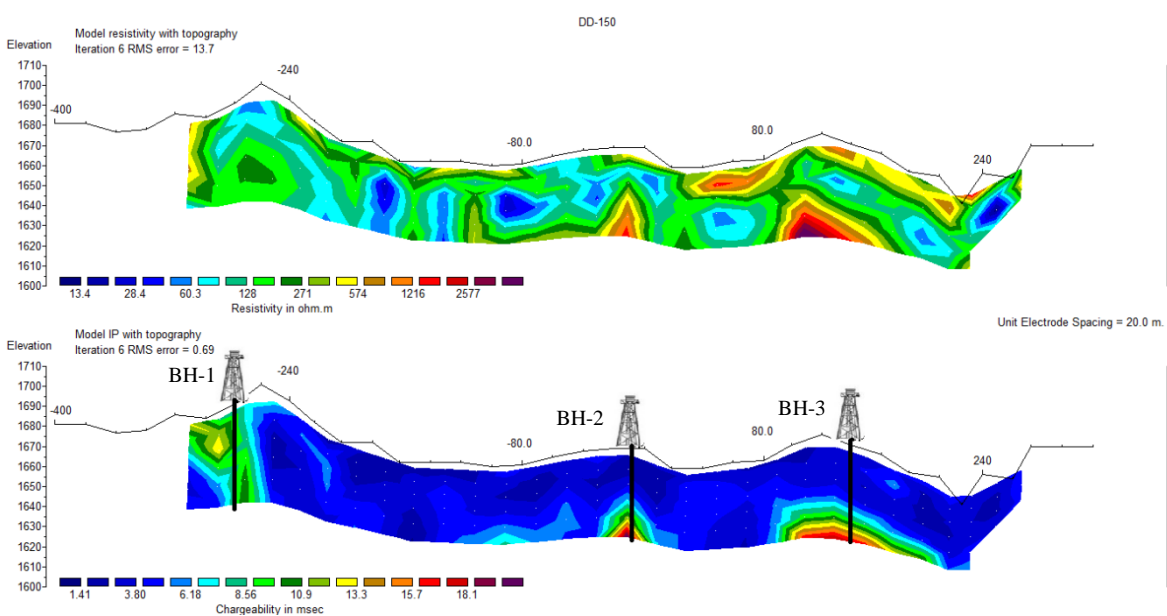
۳. پیشنهاد می‌شود برای داشتن دید بهتری از روند کانی‌زایی، تعدادی پروفیل قطبش القایی و مقاومت‌ویژه عمود بر پروفیل‌های قبلی در منطقه برداشت گردد.

۴. همچنین به‌منظور شناسایی دقیق‌تر محل‌های بی‌هنجاری (کانی‌سازی‌های فلزی از جمله کانی‌های مس) پیشنهاد می‌شود، پروفیل‌های مقاومت‌ویژه و قطبش القایی بیش‌تری در منطقه برداشت و نتایج آن مورد مدل‌سازی و تفسیر قرار گیرد.

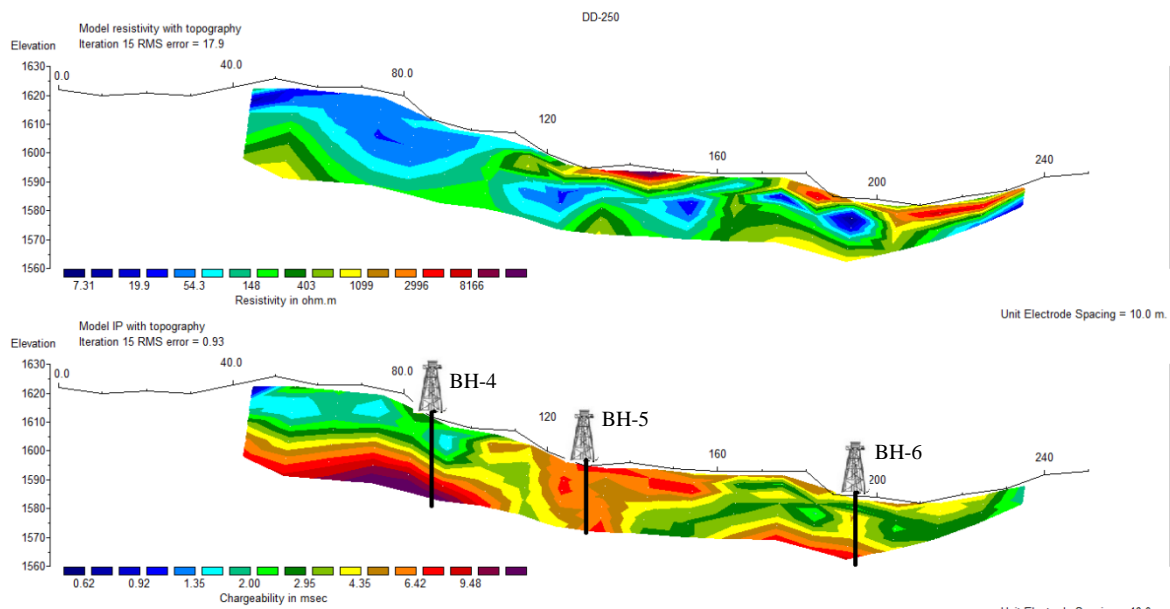
۵. با توجه به این‌که در منطقه مورد مطالعه کانی‌زایی در ارتباط با شکستگی‌ها و گسل‌ها صورت گرفته،

در نتیجه به منظور تعیین موقعیت گسل‌ها و شکستگی‌ها در منطقه، استفاده از روش مقاومت ویژه با به کارگیری آرایش نیم شلومبرژه با توجه به قابلیت شناسایی بهتر گسل و شکستگی با این آرایش نسبت به سایر آرایش‌های الکترودی، پیشنهاد می‌شود.

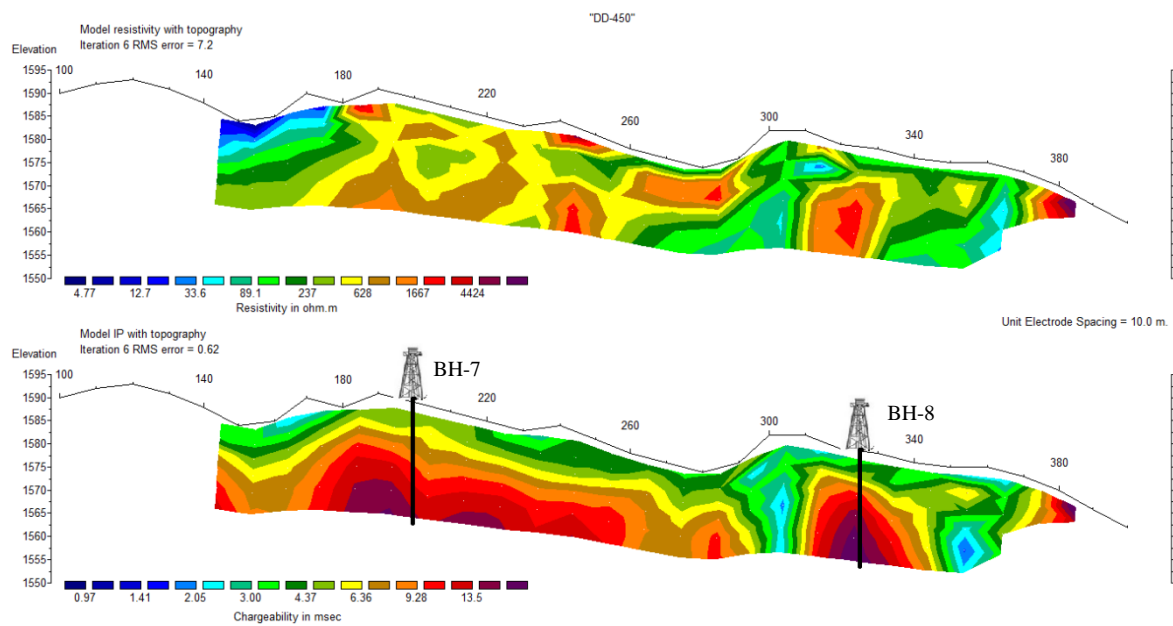
۶. پیشنهاد می‌شود جهت بررسی دقیق تر و اطمینان حاصل از وجود کانی‌زایی‌های مس در عمق مطابق جدول (۱-۵) اقدام به حفر گمانه‌های پیشنهادی گردد.



شکل ۱-۵: مدل مقاومت ویژه و بارپذیری الکتریکی پروفیل DD-150 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV همراه با موقعیت گمانه‌های پیشنهادی.



شکل ۲-۵: مدل مقاومت ویژه و بارپذیری الکتریکی پروفیل DD-250 حاصل از نرم افزار RES2DINV همراه با موقعیت گمانه‌های پیشنهادی.



شکل ۳-۵: مدل مقاومت ویژه و بارپذیری الکتریکی پروفیل DD-450 حاصل از نرم افزار RES2DINV همراه با موقعیت گمانه‌های پیشنهادی.

جدول ۵-۱: مشخصات نقاط پیشنهادی برای حفاری‌های اکتشافی.

عرض جغرافیایی (UTM)	طول جغرافیایی (UTM)	زون	عمق حفاری (m)	شیب نسبت به سکوی حفاری کاملاً افقی (درجه)	مختصات محلی	گمانه پیشنهادی	نام پروفیل برداشت
3926502	295590	40 S	45	-90	-280	BH-1	DD- 150
3926502	295867	40 S	45	-90	-10	BH-2	DD- 150
3926500	296017	40 S	45	-90	+140	BH-3	DD- 150
3926906	295969	40 S	30	-90	+90	BH-4	DD- 250
3926901	296011	40 S	30	-90	+130	BH-5	DD- 250
3926901	296073	40 S	30	-90	+195	BH-6	DD- 250
3927102	295979	40 S	25	-90	+200	BH-7	DD- 450
3927102	296040	40 S	25	-90	+325	BH-8	DD- 450

منابع و مأخذ

حاجی میرزاجان ح.، کریم پور م. ح.، ملک زاده شفارودی آ.، حیدریان شهری م. ر. و هامونی س. ج. (۱۳۹۲)، "تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و مطالعات ژئوفیزیکی IP/RS و مغناطیس-سنجی زمینی منطقه رودگز، جنوب شرق گناباد، استان خراسان رضوی"، **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، شماره ۱، دوره ۵، ص ۱۱۷

حجت آ. و رنجبر ح. (۱۳۹۰). "اصول ژئوالکتریک کاربردی"، چاپ اول، انتشارات ستایش، تهران.
حسنی پاک ع. ا. و شجاعت ب. (۱۳۷۹). "مدل‌سازی کانسارهای فلزی - غیرفلزی و کاربردهای اکتشافی آن" انتشارات دانشگاه تهران، تهران.

حسنی پاک ع. ا. (۱۳۸۱)، "اکتشاف ذخایر طلا"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
شفق، شگری، محمدی، مهری، م.، زنبوری، ریاحی، ح. (۱۳۹۵). "مطالعات ژئوفیزیک به روش پلاریزاسیون القایی و مقاومت ویژه الکتریکی در محدوده ترود استان سمنان"، شرکت زمین‌شناسی و مهندسی علوم زمین امید.

شفق، شگری، محمدی، مهری، م.، زنبوری، (۱۳۹۴). "گزارش عملیات اکتشاف پایانی محدوده مس شمال پیرمردان". سازمان صنعت، معدن و تجارت استان سمنان.

شریفی ف. (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "اکتشاف آب‌های زیرزمینی کارستی در منطقه جنوب غربی تپال شاهرود با استفاده از مدل‌سازی با روش عددی اجزاء محدود و وارون‌سازی داده‌های ژئوالکتریک"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

علوی، م.، هوشمندزاده، ا.، اطمینان، ه. (۱۹۷۶). "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه ترود در استان سمنان". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، معاونت اکتشاف، مدیریت امور اکتشاف.

کامکار روحانی، ا.، شگری، د.، مرادزاده، ع.، "تعیین شیب و تفکیک واحدهای زمین‌شناسی از روی داده‌های مغناطیس‌هوایی"، **مجله فیزیک زمین و فضا**، ۳۸، ۳، ۱۲۷-۱۱۱، ۱۳۹۱.

کلاگری ع.، (۱۳۸۹)، "اصول اکتشافات ژئوفیزیکی"، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تبریز، تبریز.

مدنی ح.، (۱۳۷۶) "اصول پی‌جویی، اکتشاف و ارزیابی ذخایر معدنی"، چاپ سوم، انتشارات موسسه فرهنگی انتشاراتی خانه فرهنگ.

مهدی زاده ی.، عرب امیری ع.، پیروز ا.، (۱۳۸۹)، "نقش توپوگرافی و تصحیح آن در شکل‌گیری و جابجایی توده‌های زیرسطحی"، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه.

موسوی ح.، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مدل‌سازی و تفسیر داده‌های پلاریزاسیون القایی و مقاومت ویژه به‌منظور اکتشاف ذخایر مس در منطقه هفت‌کوه کرمان"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

نوروزی غ. و غلامی س.، (۱۳۸۴)، "تحلیل و مدل‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی (IP, RS, M) در محل اندیس معدنی مس سوناجیل"، نشریه دانشکده فنی، شماره ۲، دوره ۳۹، ص ۲۵۳.

نوروزی غ.، (۱۳۹۲)، "روش‌های الکتریکی در ژئوفیزیک اکتشافی"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.

Best M., Fage I. and Daigle R., (2015), "Integrating high resolution resistivity/IP surveying and core measurements over nine known mineral deposits: Yukon, Canada", Near Surface Asia Pacific Conference, P48, Waikoloa, Hawaii

Davis, K. and Li, Y., (2009), "Enhancement of depth estimation techniques with amplitude analysis", 67th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists (SEG), Expanded Abstracts, 908-912.

Dentith M. and Mudge S. T., (2014), "Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist", Vol. 1, First Edition, Cambridge university press, UK, pp. 236.

Dobrin, M.B., Savit C.H., 1988, "Introduction to geophysical prospecting", McGraw-Hill 867.

Donald B. and Klein D.P and Campbell D.C, (1990), "Geophysical methods in

Exploration and mineral environmental investigation", Society of Exploration Geophysicist.

Chernicoff, C.J., Richards, J.P., Zappettini, E.O., (2002). "Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence". Ore Geology Reviews 55, pp. 556–522.

Fox R. C., Hohmann G. W., Killpack T. J. and Rijo L. (1980). "**Topographic effect of resistivity and induced polarization surveys**", Geophysics, No. 1, Vol. 45, pp. 75-93.

Gilluly, J., (1976). "Lineaments--ineffective guides to ore deposits" Economic Geology 71, pp. 1507-1514.

Gilluly, J., (1977). "Lineaments--ineffective guides to ore deposits-adiscussion", Economic Geology 72, p. 1360.

Goldie M., (2007), "**A comparison between conventional and distributed acquisition induced polarization surveys for gold exploration in nevada**", The Leading Edge, 2, 26, pp. 180.

Grauch, V.J.S., Hudson, M.R., (2007), "Guides to understanding the aeromagnetic expression of faults in sedimentary basins: Lessons learned from the central Rio Grande rift, New Mexico", Geosphere; v. 3; no. 6; p. 596–623.

Grauch, V.J.S., Phillips, J.D., Koning, D.J., Johnson, P.S., Bankey, V., (2009), "Geophysical Interpretations of the Southern Española Basin, New Mexico, That Contribute to Understanding Its Hydrogeologic Framework", U.S. Geological Survey Professional Paper 1761, p 88

Hedlin C., Constable S., (1990), "**Occam's inversion to generate smooth: Two dimensional models from magnetotelluric data**", Geophysics, 55, pp. 1613-1624.

Hessami,K., Jamali,F., Tabassi,H., (2003) "Map of Major active Faults of Iran. Tech. rep., International Institute of Earthquake Engineering and seismology" , Iran, [Http//www.iiees.ir](http://www.iiees.ir)

Heyl, A.V., (1972). The 38th parallel lineament and its relationship to ore deposits, Economic Geology 67, pp. 879-894.

Hinz, K., Dostmann, H., and Fritsch, J., (1982), "The Continental Margin of Morocco: Seismic Sequences, Structural Elements and Geological Development, in von, Rad", U.,

Hinz, K., Sarnthein, M., and Seibold, E. (eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*, Springer Verlag, Berlin, pp. **34–59**.

Holcombe, H.T. & Jirack, G., (1984). "3-D terrain corrections in resistivity surveys", *Geophysics*, 49, pp. **439–452**.

Kaminsky A., (2001-2013), "**Tutorial: program for two-dimensional interpretation of data obtained by resistivity and induced polarization methods**", Saint-Petersburg.

Kearey P., Brooks M. and Hill I., (2009), "**An introduction to geophysical exploration**", Vol.1, Third Edition, John Wiley & Sons Ltd, Oxford, pp.**196**.

Kirsch, R., (2009), "**Groundwater geophysics**", Vol. 1, Second Edition, Springer, Heidelberg, pp. **100**.

Knödel K., Lange G. and Voigt H. J., (2007), "**Environmental geology: Handbook of field methods and case studies**", Vol. 1, First Edition, Springer, Heidelberg, pp.**206**.

Loke M. H., (2004), "**Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys**", Geotomo software.

Loke, M. H., (2012), "**Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys**". Copyright (1996- 2012).

Loke, M. H., (1999), "**Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies: A Practical Guide to 2-D and 3-D Surveys**", pp **1-4**.

Loke, M.H. and Barker, R. D., (1996), "**Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method**" *Geophysical Prospecting*, 44, **131-152**.

Lowrie W., (2007), "**Fundamentals of geophysics**", Vol. 1, Second Edition, Cambridge University Press, UK. 1 ,pp.**266**.

Mayo, E. B., (1958). Lineament tectonics and some ore districts of the southwest: *Mining Engineering*, v. 10, pp. **1169-1175**.

Meju, M., (1994), "**Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice**", Society of Exploration Geophysicists, United State of America.

Miller, H. G., Singh, V., 1994. "Potential Field Tilt-a new concept for location of potential filed sources", *Journal of Applied Geophysics* 65, pp **556-556**.

Milsom J., (2007), "**Field geophysics**", Vol. I, Third Edition, John Wiley & Sons Ltd,

Oxford, pp. **100**.

Milsom J. and Eriksen A., (2011), "**Field Geophysics**", Vol. 1, Fourth Edition, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, UK, pp. **109-133**.

Mooney, H.M. (1980), "**Handbook of engineering geophysics**", Vol. 2: Electrical resistivity Binson instrumentation Inc., Minnesota, USA, pp.**1-27**.

Neawsuparp, K., Charusiri, P. and Meyers, J., (2005). "New processing of airborne magnetic and electromagnetic data and interpretation for subsurface structures in the Loei Area", Northeastern Thailand. *ScienceAsia* 31, **283-298**.

Nabighian, M. N., (1972), "the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation", *Geophysics*, v.37, no.3, pp.**507-517**.

Reynolds J.M., (1997), "**An introduction applied and environmental geophysics**", John Wiley & Sons Ltd, pp.**418-580**.

Richards, J.P., (2000). "Lineaments revisited. Society of Economic Geologists", *Newsletter* 25 (5), pp. **52– 50**.

Richards, J.P., Boyce, A.J., Pringle, M.S., (2001). Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology* 67, pp. **565–602**.

Roest, W. R. & Pilkington, M., (1993), "identifying remnant magnetization effects in magnetic data", *Geophysics*, v.58, no.5, pp.**653-659**.

Roy K. K. (2008), "**Potential Theory in Applied Geophysics**", springer, pp, **671**.

Parsons, S., Nadeau, L., Keating, P. and Chung, C. J., (2006), "Optimizing the use of aeromagnetic data for predictive geological interpretation: an example from the Grenville Province, Quebec", *Computers & Geosciences*, 32, **565-576**.

Roy K. K., (1980), "**Resistivity and IP survey for delineating saline water and fresh water zone**", *Geo exploration*, 18, pp: **145- 162**.

Samouelian A., Cousin L., Tabbagh A., Bruand A, and Richard G., (2005), "Electrical resistivity survey in soil science: a review", *Soil and Tillage research*, No. 2, Vol. **83**, pp. **173**.

Schmitt, H.A., (1966). "The porphyry copper deposits in their regional setting: In

Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America”, U. of Ariz. Press, p. **17-33**, by S. R. Titley and C. L. Hicks.

Seigel H., Nabighian M., Parasnis D. S. and Vozoff k. (2007) “The early history of the induced polarization method” **The Leading Edge**, **3**, **26**, pp. **312-321**.

Selley R. C., Cocks L. R. M. and Plimer I. R., (2005), "Encyclopedia of geology", Vol. 1, First Edition, Elsevier Ltd, Oxford, pp.**482**.

Shi, Z. and Boyd, D., (1993), AUTOMAG?, “An automated method to estimate thickness of overburden from aeromagnetic profiles”, Exploration Geophysics, 24(4), **789-794** .

Telford W.M. Geldart L.P. and Sheriff R.E. (1990), "An Introduction to Applied geophysics", Cambridge University Press, New York.

Tezel O., (2002), "Interpretation of the field observation in induced polarization", proceedings of international conference on earth sciences and electronics.

Tarlowski, C., Gunn, P. J. & Mackey, T., (1997), “Enhancement of the magnetic map of Australia”, AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 17(2), p **77- 82**.

Ward, S.H. (1990), "Resistivity and induced polarization methods in Geotechnical and Environmental Geophysics", SEG, Vol. 1, pp.**147-189**.

Zonge Engineering and Research Organization, (1994), “The application of Surface Electrical Geophysics to groundwater problems”, Electrical Geophysics Seminar notes., pp **2-15**

Websites:

Geonices Limited, (2013): [Http://_www.geonices.com/html/em34.html](http://www.geonices.com/html/em34.html).

[Http://_www.google.com/earth/](http://www.google.com/earth/)

map.iranview.com (نقشه راه‌های ایران)

Abstract

Today, geophysical methods are widely used in the prospecting and exploration of mineral deposits. Using two or more exploratory methods together and combining them with other information such as geological studies can increase the probability of discovering and reaching promising areas. According to the evidence of metallic and sulfide mineralization in the study area (exploratory range of old men), the use of airborne magnetometry, induction polarization (IP) and electrical resistivity (Res) to detect and detect potential minerals and perform Geological studies are of great importance. The study area is part of the volcano-plunge band of northern Torud- chah shirin that extends over 60 km in the northern section of the Torud- Moaleman Road and the west of the Torud-Shahrood road. The Torud-Moaleman Area has many faces of volcanic rocks with a combination of dacitice and pyroxene andesite as volcanic lava, agglomerate, volcanic breccia, sandy tuffs, and facies of zeolite. Mineralization In the exploration area, malachite is often accompanied by iron oxide as veinlet and vein. Mining is probably due to severe fault in the region.

In this research, first, the airborne magnetic method was used to determine the Trend and stretch of mineralization, and then in the sequential phase, to identify susceptible and suspect areas for copper mineralization in a wide range of areas, first, from the rectangular array, which is one of the most common formations for the transition and Initial identification in exploratory work was used. Given the geological evidence in the area and the existence of outcrops, two rectangular array were designed and implemented. In the next step, three dipole-dipole profiles of DD150, DD250, and DD450 were taken to verify the areas determined at the transitional stage. Then, the induce polarization and resistivity data measured using Res2DINV and ZondRes2D software's have been processed and modeled using two-dimensional smooth surface inversion. Finally, based on the results, 8 point was proposed for drilling.

Keywords: Induced polarization (IP), Electrical resistivity, Airborne magnetic, Pirmardan, Dipole-dipole array, Copper mineralization.



Shahrood University of Technology
Faculty of mining, Petroleum and geophysics Engeniering

MSc Thesis in Geomagnetic

**Geophysical prospeting of copper deposite using airborne
magnetometry, induced polarization and Resistivity in Torud,
Semnan province/Iran.**

Sharare vali

Supervisor

Dr Ali Nejati Kalate

Dr Alireza Arab-Amiri

Advisor

Mohamad Mehri

January 2019