





دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک برای پی‌جویی ذخایر عمیق آب شور حاوی ید در منطقه صوفیکم در استان گلستان

نگارنده: نیلوفر حسن‌پور

استاد راهنما

دکتر علی نجاتی

استاد مشاور

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

تیر ۱۳۹۸

تقدیم به

آن صنوبرهای سرخی که چون لاله زاده شدند

و چون شقایق ایستاده پر شدند...

تشکر و قدردانی

بر خود لازم می‌دانم که از تمامی عزیزانی که در طول انجام پایان نامه از راهنمایی‌هایشان استفاده کرده‌ام تشکر کنم. از استاد راهنمای عزیز جناب آقای دکتر علی نجاتی و نیز مشاور ارجمندم جناب دکتر کاظم کاررو حافی و جناب مهندس اسماعیل دهقان و جناب مهندس محمد گشکولی که از راهنمایی‌های ارزنده‌ی ایشان استفاده نمودم کمال تشکر و امتنان را دارم.

در انتها از پدر و مادر و یگانه خواهرم که در تمامی مراحل زندگی یار و همراه من بودند تشکر و قدردانی می‌کنم.

تهدنامه

اینجانب **نیلوفر حسن پور قصبه** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک دانشکده مهندسی معدن و نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود، نویسنده پایان نامه "تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک برای پی‌جویی ذخایر عمیق آب شور حاوی ید در منطقه صوفیکم در استان گلستان" تحت راهنمایی دکتر علی نجاتی متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد 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 پایان‌نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

روش مگنتوتلوریک یک روش ژئوفیزیکی سطحی غیرفعال است که از میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی زمین برای بررسی ساختار مقاومت ویژه الکتریکی زیرسطحی استفاده می‌کند و توزیع مقاومت-ویژه زمین را نسبت به عمق مشخص می‌کند. این روش را می‌توان در کاوش‌های زیرسطحی از ده‌ها متر تا اعماق ده‌ها کیلومتر به کار برد.

در این پایان‌نامه پردازش و تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک شمال استان گلستان در مناطق صوفیکم، گمیشان، اوخی‌تپه، داشلی‌برون صورت گرفته است. هدف این مطالعه، بررسی و تعیین وضعیت رسانندگی لایه‌های زمین و بررسی پتانسیل مناطق ذکر شده از لحاظ وجود لایه‌های رسانای الکتریکی که بیانگر وجود ساختارهای آب‌شور احتمالاً یددار هستند، است.

مؤلفه‌های میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در چهار محدوده اندازه‌گیری شده‌اند. نتایج بدست آمده از وارون‌سازی داده‌های منطقه، مطابقت قابل قبولی با ساختارهای زمین‌شناسی منطقه نشان می‌دهد. از نظر زمین‌شناسی سازندهای منطقه شامل آبرفت‌های کواترنر، دشت‌های آبرفتی، رسوبات خزری، زمین‌های پوشیده از رس و کنگلومرا و ماسه‌سنگ است. از مقایسه کلی مقاطع مقاومت‌ویژه در امتداد پروفیل‌ها می‌توان به این نتیجه رسید که لایه‌های سطحی با عمق‌های متفاوت در منطقه رسانا هستند. نتایج بیانگر وجود لایه‌هایی بسیار رسانا حاوی آب شور در اعماق بیش از ۴۵۰ متر در بعضی از پروفیل‌ها است. لایه‌هایی با رسانایی کمتر نیز در بین این لایه‌های رسانا قابل تفکیک‌اند. به‌طور کلی بر اساس تحلیل داده‌ها، محدوده مورد مطالعه وضعیت مناسبی را از نظر احتمال وجود پتانسیل بالا برای دستیابی به آب‌های شور حاوی ید ارائه می‌دهد.

کلمات کلیدی: مقاومت‌ویژه، الگوریتم گرادیان مزدوج غیرخطی، امپدانس، مگنتوتلوریک، وارون‌سازی، گلستان.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

Hasanpour N., Nejati A., Kamkar A., 2019, Interpretation of magnetotelluric data for the detection of deep water reservoirs containing iodine. 4th international conferences on applied researches in science & engineering – Vrije Universiteit Brussel.

فهرست مطالب

فهرست اشکال	ك
فهرست جداول	ن
فصل اول	۱
۱_۱ مقدمه	۲
۱_۲ کاربرد روش مگنتوتلوریک و سابقه مطالعات	۵
۱_۲_۱ کاربردهای زمین شناسی مطالعات مگنتوتلوریک	۵
۱_۲_۲ تحقیق درباره ی منابع زمینگرمایی	۶
۱_۲_۳ اکتشاف مواد معدنی	۷
۱_۲_۴ مطالعات مگنتوتلوریک دریایی	۷
۱_۲_۵ اکتشافات نفتی دریایی	۸
۱_۳ اهداف و ضرورت مطالعه	۸
۱_۳_۱ عنصر ید و ویژگی های عمومی آن	۸
۱_۳_۲ کانی های ید	۱۰
۱_۳_۳ مصارف عمده ید	۱۰
۱_۳_۴ وضعیت تولید و ذخایر ید در ایران و جهان	۱۰
۱_۴ ساختار تحقیق	۱۲
فصل دوم	۱۵
۱_۲ موقعیت و محدوده طرح	۱۶
۲_۲ زمین شناسی منطقه گلستان	۱۶
۳_۲ زمین شناسی منطقه	۲۱
۱_۳_۲ چینه شناسی منطقه	۲۲
۴_۲ زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت منطقه	۲۷
فصل سوم	۳۱
۱-۳ روش مگنتوتلوریک MT	۳۲
۲_۳ منشأ طبیعی در روش مگنتوتلوریک	۳۶
۳_۳ خواص الکتریکی سنگ ها	۳۸

۴_۳	معادلات حاکم بر روش مگنتوتلوریک	۴۰
۵_۳	اثر ساختارهای مختلف زمین شناسی روی برداشت های مگنتوتلوریک	۴۰
۱_۵_۳	ساختارهای یک بعدی	۴۰
۲_۵_۳	امپدانس یک بعدی و مقاومت ویژه ظاهری یک بعدی	۴۱
۳_۵_۳	عمق پوسته	۴۵
۴_۵_۳	ساختارهای دوبعدی	۴۶
۵_۵_۳	تانسور امپدانس و مقاومت ویژه ظاهری دوبعدی	۴۹
۶_۳	فاز امپدانس	۵۲
۷_۳	اثر جابجایی ایستا	۵۲
۸_۳	زاویه راستا	۵۳
۹_۳	تعیین بعد داده های مگنتوتلوریک	۵۴
۱_۹_۳	چولگی و بیضیوارگی	۵۴
۲_۹_۳	شاخصهای ابعادی نرمال شده	۵۵
۳_۹_۳	نمودارهای قطبی	۵۵
۵۷	فصل پنجم	
۱-۴	مقدمه	۵۸
۲-۴	موقعیت ایستگاه ها و پروفیل های مربوطه	۵۸
۳-۴	بررسی کمیت های موثر در تفسیر داده ها	۶۰
۱_۳_۴	منحنی های مقاومت ویژه ظاهری ρ_a	۶۰
۲_۳_۴	فاز امپدانس	۶۱
۳_۳_۴	آنالیز ابعادی داده های مگنتوتلوریک	۶۲
۱_۳_۳_۴	نتایج چولگی (Skew)	۶۲
۲_۳_۳_۴	نتایج بیضیوارگی (Ellipticity)	۶۳
۳_۳_۳_۴	نتایج نمودارهای قطبی (Polar diagrams)	۶۵
۴_۳_۳_۴	نتایج شاخص های ابعادی نرمال شده	۶۹
۴_۴	تفسیر کیفی داده ها	۷۶
۷۷	فصل ششم	
۱_۵	مقدمه	۷۸

۲_۵	مسائل وارون سازی	۷۸
۳_۵	توصیف ریاضی مسائل وارون سازی	۸۰
۴_۵	نمایش داده های صحرایی و مدل های یک بعدی	۸۲
۵_۵	مدل سازی دوبعدی داده های مگنتوتلوریک به روش گرادیان مزدوج غیر خطی	۹۰
۵_۵_۱	نتایج وارون سازی دو بعدی داده های MT در امتداد پروفیل ها	۹۲
۵_۶	مقایسه اطلاعات چاه عمیق موجود با نتایج برگردان داده های مگنتوتلوریک	۱۱۶
فصل ششم		۱۱۹
۱_۶	نتیجه گیری	۱۲۰
۲_۶	پیشنهادهای	۱۲۲
منابع		۱۲۳

فهرست اشکال

- شکل ۱_۲: نقشه موقعیت مناطق مورد مطالعه در استان گلستان ۱۷
- شکل ۲_۲: نقشه موقعیت مناطق و سونداژهای مورد مطالعه ۱۸
- شکل ۳_۲: نقشه زمین شناسی منطقه ۲۰
- شکل ۳_۳: نگارهای مربوط به چاه های عمیق حفاری شده شرکت نفت در منطقه دشت گلستان (گزارش شرکت طرح تهران پادیر، ۱۳۸۵) ۲۲
- ادامه شکل ۳_۳: نگارهای مربوط به چاه های عمیق حفاری شده شرکت نفت در منطقه دشت گلستان (گزارش شرکت طرح تهران پادیر، ۱۳۸۵) ۲۳
- شکل ۱_۳: اثر بادهای خورشیدی بر میدان مغناطیسی زمین ۲۹
- شکل ۲_۳: فیزیک امواج الکترومغناطیس در نیم فضا، فرکانس های بالاتر تا اعماق کمتر نفوذ می کنند درحالیکه فرکانس های پایین، به بخش های عمیق تری از زمین نفوذ می کنند. ۳۱
- شکل ۳-۳: مگنتوسفر و اجزای آن ۳۲
- شکل ۴_۳: مقاومت ویژه الکتریکی سنگهای مختلف زمین ۳۴
- شکل ۵_۳: نمایش مؤلفه های میدان الکتریکی و مغناطیسی مد TE بر روی یک ساختار دو بعدی. ۴۲
- شکل ۶_۳: نمایش مؤلفه های میدان الکتریکی و مغناطیسی مد TM بر روی یک ساختار دو بعدی. ۴۳
- شکل ۷_۳: الف-تغییر میدان الکتریکی عمود بر امتداد ساختار در مجاورت ناهمگنی جانبی ب-تمرکز جریان الکتریکی در زون هادی. ۴۷
- شکل ۸_۳: مثالی از نمودارهای قطبی تانسور امپدانس برای ساختارهای یک بعدی، دوبعدی و سه بعدی ۵۰
- شکل ۱_۴: نقشه موقعیت مناطق مورد مطالعه در استان گلستان ۵۳
- شکل ۲_۴: نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری و نمودار فاز امپدانس XY و YX، سونداژ E11 مربوط به منطقه مورد مطالعه، محور افقی فرکانس و محور قائم مقاومت ویژه ظاهری و فاز مقاومت ویژه (درجه) می باشد و هر دو محور لگاریتمی میباشند. ۵۵
- شکل ۳_۴: نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری و نمودار فاز امپدانس XY و YX، سونداژ E18 مربوط به منطقه مورد مطالعه، محور افقی فرکانس و محور قائم مقاومت ویژه ظاهری و فاز مقاومت ویژه (درجه) می باشد و هر دو محور لگاریتمی میباشند. ۵۶
- شکل ۴_۴: نمودار چولگی برای تمام ایستگاه های بلوک E ۵۷
- شکل ۵_۴: نمودار چولگی برای تمام ایستگاه های بلوک C ۵۷
- شکل ۶_۴: نمودار بیضیوارگی برای تمام ایستگاه های بلوک C ۵۸
- شکل ۷_۴: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس در فرکانس های مختلف برای سونداژ E25 روی پروفیل P2 بلوک E ۵۹
- شکل ۸_۴: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس در فرکانس های مختلف برای سونداژ E29 روی پروفیل P2 بلوک E ۶۰
- شکل ۹_۴: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس در فرکانس های مختلف برای سونداژ E23 روی پروفیل P2 بلوک E ۶۰
- شکل ۱۰_۴: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس در فرکانس های مختلف برای سونداژ E27 روی پروفیل P2 بلوک E ۶۱
- شکل ۱۱_۴: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس در فرکانس های مختلف برای سونداژ B05001 بلوک B ۶۱

- شکل ۴_۱۲: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به شش ایستگاه انتخابی بلوک E ۶۳
- شکل ۴_۱۳: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به شش ایستگاه انتخابی بلوک E ۶۴
- شکل ۴_۱۴: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به شش ایستگاه انتخابی بلوک E و C ۶۵
- شکل ۴_۱۵: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به پنج ایستگاه انتخابی بلوک B ۶۶
- شکل ۴_۱۶: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به شش ایستگاه انتخابی بلوک D ۶۷
- شکل ۴_۱۷: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به شش ایستگاه انتخابی بلوک D ۶۸
- شکل ۴_۱۸: نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری و نمودار فاز امیدانس XY و YX، سونداژ E44 مربوط به منطقه مورد مطالعه، محور افقی فرکانس و محور قائم مقاومت ویژه ظاهری و فاز مقاومت ویژه (درجه) میباشد و هر دو محور لگاریتمی میباشند. ... ۶۹
- شکل ۵_۱: نمایش مرسوم مسائل معکوس: مدلی پیدا می شود که داده ها را پیش بینی می کند ۷۳
- شکل ۵_۲: یک نمایش بهبود یافته از مسائل وارون سازی ۷۴
- شکل ۵_۳: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام برای داده های مد میانگین سونداژ B03004 پروفیل ۳ از بلوک B، همراه با داده های مقاومت ویژه و فاز ظاهری ۷۹
- شکل ۵_۴: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام برای داده های مد میانگین سونداژ B04001 پروفیل ۴ از بلوک B، همراه با داده های مقاومت ویژه و فاز ظاهری ۸۰
- شکل ۵_۵: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام برای داده های مد میانگین سونداژ C03005 پروفیل 3 از بلوک C، همراه با داده های مقاومت ویژه و فاز ظاهری ۸۰
- شکل ۵_۶: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام برای داده های مد میانگین سونداژ D02004 از بلوک D، همراه با داده های مقاومت ویژه و فاز ظاهری ۸۱
- شکل ۵_۷: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام داده های مد میانگین مگنتوتلوریک پروفیل ۱ از بلوک E ۸۲
- شکل ۵_۸: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام داده های مد میانگین مگنتوتلوریک پروفیل ۵ از بلوک D ۸۲
- شکل ۵_۹: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام داده های مد میانگین مگنتوتلوریک پروفیل ۲ از بلوک C ۸۳
- شکل ۵_۱۰: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام داده های مد میانگین مگنتوتلوریک پروفیل ۵ از بلوک B ۸۳
- شکل ۵_۱۱: مش حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P1، از بلوک E ۸۶
- شکل ۵_۱۲: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P1، از بلوک E ۸۸
- شکل ۵_۱۳: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P2، از بلوک E ۸۸
- شکل ۵_۱۴: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P3، از بلوک E ۸۹
- شکل ۵_۱۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدلسازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P4، از بلوک E ... ۹۰
- شکل ۵_۱۷: شبه مقاطع داده های مشاهده ای و داده های تئوری به دست آمده از مدل وارون دو بعدی مد TE برای پروفیل P5 (دو مقطع بالایی به ترتیب نشان دهنده شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری برای داده های مشاهده ای و پاسخ هستند). ۹۰
- شکل ۵_۱۸: فاز داده های مشاهده ای و داده های تئوری به دست آمده از مدل وارون دو بعدی مد TE برای پروفیل P5 (دو مقطع بالایی به ترتیب نشان دهنده شبه مقاطع فاز ظاهری برای داده های مشاهده ای و پاسخ مدل هستند). ۹۱

- شکل ۱۹_۵: شبه مقاطع داده های مشاهده ای و داده های تئوری به دست آمده از مدل وارون دو بعدی مد TM برای پروفیل P5 (دو مقطع بالایی به ترتیب نشان دهنده شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری برای داده های مشاهده ای و پاسخ هستند). ۹۲
- شکل ۲۰_۵: فاز داده های مشاهده ای و داده های تئوری به دست آمده از مدل وارون دو بعدی مد TE برای پروفیل P5 (دو مقطع بالایی به ترتیب نشان دهنده شبه مقاطع فاز ظاهری برای داده های مشاهده ای و پاسخ مدل هستند). ۹۲
- شکل ۲۱_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P6، از بلوک E. ۹۳
- شکل ۲۲_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P7، از بلوک E. ۹۴
- شکل ۲۳_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دوبعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P8، از بلوک E. ۹۵
- شکل ۲۴_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دوبعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P1، بلوک B ۹۷
- شکل ۲۵_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P2، بلوک B ۹۷
- شکل ۲۶_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P3، بلوک B ۹۸
- شکل ۲۷_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P4، بلوک B ... ۹۹
- شکل ۲۸_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P5، بلوک B ... ۹۹
- شکل ۲۹_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P1، بلوک C . ۱۰۰
- شکل ۳۰_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P2، از بلوک C ۱۰۱
- شکل ۳۱_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P3، بلوک C . ۱۰۲
- شکل ۳۲_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P4، بلوک C . ۱۰۳
- شکل ۳۳_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P5، بلوک C . ۱۰۴
- شکل ۳۴_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P1، بلوک D . ۱۰۶
- شکل ۳۵_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P2، بلوک D . ۱۰۶
- شکل ۳۶_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P3، بلوک D . ۱۰۷
- شکل ۳۷_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P4، بلوک D . ۱۰۷
- شکل ۳۸_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P5، بلوک D . ۱۰۸
- شکل ۳۹_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P6، بلوک D . ۱۰۸
- شکل ۴۰_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P7، بلوک D . ۱۰۹

فهرست جداول

- جدول ۱_۱: میزان تولید و ذخایر ید در قسمت هایی از سواحل اقیانوس آرام و دریای خزر تا سال ۲۰۰۷ ۱۱
- جدول ۱_۲: سازندهای زمین شناسی منطقه ۲۱
- جدول ۱_۵: اطلاعات حاصل از نگار چاه ۱۱۷

فصل اول

کلیات

۱_۱ مقدمه

در روش مگنتوتلوریک^۱ از امواج الکترومغناطیسی با فرکانس پایین برای آشکارسازی ساختارهای زیرسطحی استفاده می‌شود. این امواج فرکانس‌هایی در باند 10^3 و 10^4 هرتز داشته و از فعالیت‌های ناشی از وقوع آذرخش در مقیاس جهانی و نوسانات مگنتوسفری سرچشمه می‌گیرند (Vozoff, 1991). این سیگنال‌های الکترومغناطیسی در اتمسفر به عنوان امواج رادیویی منتقل می‌شوند اما در زمین پخش شده و به سرعت با عمق میرا می‌شوند. عمق نفوذ این امواج، عمق پوستی نامیده می‌شود به این ترتیب که با اندازه‌گیری میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در سطح زمین، مقدار میانگین مقاومت ویژه از سطح تا عمقی معادل با عمق پوستی بدست می‌آید. عمق پوست با کاهش فرکانس افزایش یافته و بنابراین یک سونداژ عمقی از مقاومت ویژه بازه‌ای از فرکانس‌های ثبت شده را در اختیار ما قرار می‌دهد. مطالعات مگنتوتلوریک فراوانی برای اهداف نزدیک سطح در دهه اخیر انجام شده است. مقالاتی که به وسیله هینسون^۲ (۱۹۹۹)، جونز^۳ (۱۹۹۲)، براون^۴ (۱۹۹۴)، کورجا^۵ (۲۰۰۷) و آنثورت^۶ (۲۰۱۰) منتشر شده‌اند، بیانگر این موضوع هستند (Heinson, 1999. Jones, 1992. Brown, 1994). این پژوهش‌ها، اطلاعات قابل قبولی را از مقاومت میانگین عمودی از پوسته‌ی قاره‌ای در اختیار ما قرار داده‌اند (Jones, 1992). در گذشته از روش مگنتوتلوریک برای شناختن ساختار زمین‌ساختی سه بعدی استفاده میشد که از آن برای استنباط فرآیندهای زمین‌ساختی گذشته استفاده می‌کردند. مطالعات مگنتوتلوریک فراوانی از پوسته پرکامبرین انجام شده است. مطالعات مگنتوتلوریک بزرگ مقیاس در مناطق آرکتن و پروتروزوییک کانادا انجام شده‌اند. بوئر^۷ و همکاران (۲۰۰۰) و جونز و همکاران (۲۰۰۵) در این زمینه مطالعه کرده‌اند (Boerner and et al., 2000). در

¹ Magnetotelluric

² Heinson

³ Jones

⁴ Brown

⁵ Korja

⁶ Unsworth

⁷ Boerner

اسکاندیناوی، کورجا و همکاران در سال ۲۰۰۳ (Korja and et al., 2003) و در هند، پاترو^۱ و سارما^۲ در سال ۲۰۰۹ (Patro and et al., 2009) در این زمینه تحقیق کرده‌اند.

ابزارهای جدیدی در مگنتوتلوریک برای مطالعات در پوسته وجود دارد که می‌تواند صفحات فعال زمین‌ساختی را با آن نشان داد. با به نقشه در آوردن توزیع سیالات شور و مذاب بر اساس مقاومت ویژه‌ای که از مطالعات مگنتوتلوریک بدست آمده می‌توان فعالیت ناشی از هندسه صفحات پوسته فعال و فرآیندهای اساسی زمین‌شناسی را تشخیص داد. مواد مذاب و سیالات مسئول تضعیف ژئولوژیکی مواد پوسته هستند، پس می‌توان گفت که مگنتوتلوریک می‌تواند تصویری از مناطق فعال تغییر شکل یافته را برای ما فراهم کند. همچنین کاربردهای مگنتوتلوریکی برای مطالعه ساختارهای پردازشی در گوشته قاره‌ای مورد بررسی قرار می‌گیرد. دما یک فاکتور اصلی در کنترل ضریب مقاومت پوسته‌ای است. از آنجا که یک حجم از توده ترکیبی، تاثیر کمتری را نشان می‌دهد (Jones and et al., 2009)، دیگر جنبه‌های ترکیب مثل وجود مایعات یا گدازه (Glover and et al., 2000)، کربن (Mareschal and et al., 1995) و بسیاری دیگر از مواد ممکن است یک تاثیر قابل توجهی روی جنبه مقاومت داشته باشد. اما تاثیرگذاری کامل این پارامترها هنوز در حال بحث است (Spratt and et al., 2009). مطالعات مگنتوتلوریک گوشته قاره‌ای برای اهداف علمی انجام می‌شوند، آنها همچنین از جمله کاربردهای مهم در استراتژی‌های اکتشاف الماس هستند. یکی دیگر از اهداف مهم برای بررسی مگنتوتلوریکی گوشته، ضریب مقاومت ناهمسانگردی است (Chave and et al., 2012) همچنین روش مگنتوتلوریک یکی از روش‌های قابل اعتماد در به تصویر کشیدن پهنه‌های گسلی است که ظهور این دیدگاه می‌تواند به دلایل پیشرفت‌های قابل توجهی که در جمع‌آوری، پردازش و تفسیر داده‌های MT صورت گرفته است و همچنین کاربردی بودن این روش در جاهایی که دیگر روش‌های اکتشافی (لرزه‌ای، گرانی، مغناطیسی) با مشکل مواجه هستند، یا اینکه نتایج مبهمی تولید می‌کنند و مهمتر اینکه از نظر اقتصادی مقرون به

¹ Patro

² Sarma

صرفه نیستند، باشد. شایان ذکر است که اطلاعات حاصل از داده‌های مگنتوتلوریک می‌توانند مکملی برای روش‌های لرزه‌ای نیز باشند.

به عنوان مثال خاصیت پخش سیگنال‌های الکترومغناطیسی می‌توانند به عنوان مزیتی در شناسایی شکاف‌ها و ترک‌خوردگی‌ها قابل توجه باشند. در حالتی که سیگنال‌های لرزه‌ای پراکنده می‌شوند. امواج الکترومغناطیسی بخاطر دارا بودن خاصیت پخش یک تخمین قابل اعتماد از خواص توده مانند تخلخل بدست می‌دهند. مطالعه ساختارهای کم عمق در گسل سن آندریاس دلالت بر توانایی روش مگنتوتلوریک در تصویر سازی خواص الکتریکی سنگ‌ها دارد (Unsworth, 2007).

در سال‌های اخیر توانایی این روش در آشکارسازی ساختارهای زمین‌شناسی بهبود یافته است. این امر بوسیله توسعه و پیشرفت، در وسایل اندازه‌گیری و تفسیر نهایی آنها محقق شده است. برخلاف سیستم‌های قدیمی مگنتوتلوریک، سیستم‌های مدرن (مانند Metronix و Phoneix Geophysics) بسیار کم حجم و اتوماتیک بوده و به‌طور خودکار در طول شبانه روز به ثبت سری‌های زمانی می‌پردازند. همچنین، پیشرفت‌های زیادی در زمینه پردازش داده‌های MT انجام شده است که این مرحله برای تبدیل داده‌ها از حوزه زمان به حوزه فرکانس ضروری است. با توجه به توسعه الگوریتم‌هایی که از روش‌های آماری پایدار^۱ برای بدست آوردن مقاومت ویژه ظاهری استفاده می‌کنند، پردازش این سری‌های زمانی توسعه و بهبود یافته‌اند. این روش‌ها با یک روش اتوماتیک قادر به از بین بردن قسمت‌هایی که در آنها داده‌های نوفه‌دار و نامناسب وجود دارد هستند که این امر منتهی به یک کاهش بزرگ در چالش‌های پیش روی پردازش داده‌های مگنتوتلوریک شده است. پیشرفت‌های مذکور اجازه جمع‌آوری داده‌های مگنتوتلوریک با حجم بیشتر را می‌دهد و همچنین زمینه تفسیرهای دو بعدی و سه بعدی با استفاده از مدل‌سازی معکوس را فراهم می‌کند. یکی از مزیت‌های بزرگ این نوع تفسیرها این است که مشکلات بوجود آمده از جابه‌جایی ایستا^۲ و آشفتگی‌های میدان الکتریکی قابل رفع خواهد بود. یکی از

¹ Robust statistics

² Static Shift

روش‌های حذف این جابه‌جایی‌های ایستا اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی سطحی، با استفاده از روش‌های الکترومغناطیسی کم‌عمق یا روش مقاومت‌ویژه DC است (Sternberg and et al., 1988). روش دیگر حذف این اثر، تخمین ضرایب این جابه‌جایی در الگوریتم مدل‌سازی معکوس و آمیختن آن در مدل است (De Groot_Hedlin and et al., 1990).

محدوده مورد مطالعه قسمتی از حوضه رسوبی کپه‌داغ است، در اثر آخرین فازهای چین-خوردگی آلپی و فرسایش پیامد آن، سیمای فعلی را به‌خود گرفته است. مورفولوژی منطقه در مراحل جوانی بوده و توپوگرافی آن رابطه مستقیمی با ساختمان‌های زمین‌شناسی دارد. محدوده مورد مطالعه از شمال غرب تا شمال شرق استان گلستان واقع شده است. دشت گلستان به صورت یک پهنه آبرفتی وسیع شامل دشت‌های هموار و آبرفت‌ها و مخروط افکنه‌ها است و از نظر ریخت‌شناسی کاملاً هموار است و دارای شیب ملایمی به سمت دریای مازندران است.

۲_۱ کاربرد روش مگنتوتلوریک و سابقه مطالعات

۱_۲_۱ کاربردهای زمین‌شناسی مطالعات مگنتوتلوریک

کاربردهای فراوانی از مگنتوتلوریک برای اهداف اقتصادی و اجتماعی وجود دارد، از جمله آنها اکتشافات مواد معدنی، مواد نفتی، منابع زمین‌گرمایی، میزان شوری آب‌های زیرزمینی و نظارت بر آتشفشان‌ها و زمین‌لرزه‌ها است. تمرکز اصلی این روش در اهداف اقتصادی بر روی اکتشاف مواد معدنی است (Sheard and et al., 2005). از مگنتوتلوریک برای ترسیم ساختارهای زمین‌شناسی استفاده شده است (Dennis and et al., 2011)، و همچنین از آن برای آشکارسازی تغییرات بزرگ و کوچک مقیاس پهنه‌ها و منابع هیدروترمال^۱ مرتبط به فرآیندهای سیال (Heinson and et al., 2006) و یا برای تصویرسازی از یک سنگ معدن (کانسنگ)، (Queralt and et al., 2007) استفاده شده است. برای اکتشاف الماس از

¹ Hydrothermal

برداشت‌های عمیق مگنتوتلوریک برای معرفی منطقه با یک هندسه مناسب برای تشکیل الماس استفاده می‌شود (Türkoğlu and et al., 2009).

از جمله کاربردهای دیگر می‌توان به اکتشاف نفت، در شرایطی که استفاده از روش‌های مرسوم لرزه‌ای مشکل باشد، اشاره کرد و همچنین برای مواردی که عارضه‌های زمین‌شناسی نزدیک سطح باشند، به‌طور مثال سنگ‌های بیرون‌زده، صخره‌های کربناته و ساختارهای نمکی که وضوح داده‌های لرزه‌ای کاهش می‌یابد از مگنتوتلوریک استفاده می‌شود (Unsworth, 2005). از این روش زمانی که منافذ توسط آب‌های شور رسانا پر می‌شوند استفاده می‌شود و یا برای بررسی اهداف مقاومت ویژه در سیستم‌های زمین‌گرمایی استفاده می‌شود. یکی از اهداف مناسب برای مطالعات مگنتوتلوریک، منطقه‌ای شامل پوشش رسی با یک مخزن زیرین که مقاومت ویژه بالاتری دارد، است. این روش کاربردهای فراوانی در اکتشاف آب‌های زیرزمینی و کارهای مهندسی و زیست‌محیطی دارد. به عنوان مثال برداشت‌های مگنتوتلوریک فرکانس بالای مدرن، شامل برداشت فرکانس رادیویی ساختارهای زمین‌شناسی سطحی را تعیین می‌کنند. در روش مگنتوتلوریک اگر تراکم سایت بالا و فرکانس بالا اعمال شود می‌تواند قدرت تفکیک مکانی خوبی را ارائه دهد. اخیراً این روش به عنوان روش دارای پتانسیل برای نظارت بر جداسازی دی اکسیدکربن در سفره‌های آب زیرسطحی مورد استفاده قرار می‌گیرد؛ این روش کاربردهای فراوانی برای تعیین سفره‌های آبخوان (Falgàs and et al., 2011)، تشخیص میزان کیفیت سفره آبخوان (Sainato and et al., 2000) و تعیین آب‌های شور نفوذی (Falgàs and et al., 2005) دارد.

۲-۲-۱ تحقیق درباره‌ی منابع زمین‌گرمایی

یکی از کاربردهای روش مگنتوتلوریک، سنجش منابع آب گرم در سراسر جهان (Heise and et al., 2008) است. به عنوان نمونه مقاله هیز و همکاران در سال ۲۰۰۸ نشان دهنده مطالعه منابع زمین-گرمایی در منطقه نیوزلند است که در آن از آنالیز دقیقی برای مدل‌سازی سه بعدی پاسخ‌های تانسور

فاز و داده‌های تانسور امپدانس استفاده شده است. نتیجه این کار یک مثال واضح از تانسور فاز در تجزیه و تحلیل مگنتوتلوریک است و نشان دهنده ارزش مدل‌سازی این پارامتر در محیط‌های سه‌بعدی است.

۱_۲_۳ اکتشاف مواد معدنی

تانسر و همکاران در سال ۲۰۰۶ (Tuncer and et al., 2006) یک کاربرد از روش مگنتوتلوریک فرکانس شنوایی برای اکتشاف اورانیوم در حوضه آتھاباسکا پروتروزوئیک^۱ از مناطق شمالی کانادا ارائه داده‌اند. ذخائر اورانیوم نزدیک به حوضه سنگ‌های رسوبی پروتروزوئیک در دگرشیبی با زیر لایه سنگ‌های آرکئن یافت می‌شوند. با توسعه فناوری تمرکز مطالعات بر روی قسمت‌های با عمق بیشتر پیش می‌رفت، یعنی جایی که می‌توان ذخایر موجود را در اعماق ۵۰۰ متری یا بیشتر یافت؛ از این رو روش‌های الکترومغناطیسی که قابلیت نفوذ به اعماق بیشتر هم دارند، مانند روش مگنتوتلوریک، می‌تواند حائز اهمیت باشند. تانسر و همکاران در سال ۲۰۰۶ بر روی ذخائر و معادن رودخانه مک آرتور^۲ تمرکز کردند و با هدف استفاده از پتانسیل روش مگنتوتلوریک فرکانس شنوایی در اکتشاف اورانیوم به ذخائری دست یافتند (Tuncer and et al., 2006).

۱_۲_۴ مطالعات مگنتوتلوریک دریایی

مطالعات مگنتوتلوریک برای محیط‌های دریایی و بررسی محدوده وسیعی از اهداف زمین‌ساختی استفاده می‌شود. مطالعات مگنتوتلوریک اولیه در بستر دریا توسط فیلوکس در سال ۱۹۸۰ انجام شده است (Filloux, 1980)، که نشان داده است که تغییرات مکانی مقاومت الکتریکی از لیتوسفر اقیانوسی در ارتباط با سن صفحه است. اولدنبرگ (۱۹۸۱) نشان داد که مگنتوتلوریک می‌تواند افزایش ضخامت لیتوسفر اقیانوسی (پوسته اقیانوسی) را با افزایش سن پوسته اقیانوسی توضیح دهد (Oldenburg, 1981). از این رو، می‌تواند برای تحقیق بر روی سیستم‌های فروانش (Matsuno and et al., 2010) و نقاط داغ

¹ Proterozoic Athabasca

² McArthur

روی صفحات اقیانوسی (Nolasco and et al., 1998) و حاشیه قاره (Kellett and et al., 1991) به کار رود. همچنین روش‌های مگنتوتلوریک دریایی می‌تواند برای به تصویر کشیدن ساختار پشته‌های میان اقیانوسی نیز بکار رود. این روش برای عمق‌های کم به متوسط برای اکتشاف نفت کاربرد دارد (Key and et al., 2006).

۱_۲_۵ اکتشافات نفتی دریایی

روش مگنتوتلوریک برای تحقیقات نفتی نیز کاربرد دارد (Key and et al., 2006). اهمیت کاربرد مگنتوتلوریک زمانی است که منابع نمک موجود کاهش می‌یابد و تاثیر ابعادی بر روی انعکاس داده‌های لرزه‌ای می‌گذارد.

فراهم آوردن یک قدرت تفکیک خوب در ارتباط با قسمت‌های کم عمق اقیانوس (عمق کمتر از ۱۵۰۰ متر)، نیازمند سیگنال‌هایی با منبع الکترومغناطیسی فرکانس بالا است تا بتواند در بستر دریا نفوذ کند. مطالعه بر روی داده‌های مصنوعی نشان داده‌اند که، داده‌های مگنتوتلوریک در محدوده ۱ تا ۱۰۰۰ ثانیه می‌تواند اطلاعاتی از هندسه نمک منطقه فراهم کند، برای مثال می‌تواند ساختارهای نمک ریشه‌ای کم عمق و عمیق را از هم جدا کند.

۱_۳_۳ اهداف و ضرورت مطالعه

۱_۳_۱ عنصر ید و ویژگی‌های عمومی آن

ید^۱ توسط برنارد کورتیس^۲ شیمیدان فرانسوی در سال ۱۸۱۱ کشف شد. بر اساس یافته‌های فوج^۳ در سال ۱۹۹۶، ید اولین عنصری بود که لزوم آن برای انسان تشخیص داده شد (پایگاه ملی داده‌های علوم

¹ Iodine

² Bernard courtois

³ Fuge

زمین). انسان به مقداری ید در مواد غذایی خود نیاز دارد. این عنصر به عنوان ضد عفونی کننده بکار می رود و برای عملکرد غده تیروئید بسیار لازم است.

نام ید از واژه ی یونانی Iodes به معنای بنفش^۱ گرفته شده است. ید عنصری است که در حالت گازی به رنگ بنفش و در حالت جامد به صورت پولک‌هایی به رنگ سیاه متمایل به خاکستری است. عنصر ید عدد اتمی ۵۳، وزن اتمی ۱۲۶٫۹، وزن مخصوص ۴٫۹۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب، نقطه ذوب ۱۱۳٫۵ درجه سانتی‌گراد و نقطه جوش ۱۸۵٫۴ درجه سانتی‌گراد دارد. ید در گروه ۱۷ جدول تناوبی عناصر به عنوان یکی از اعضای سری هالوژن‌ها^۲ و در دوره پنجم جدول تناوبی قرار دارد.

سنگ‌های کربناته، شیل‌ها و ماسه سنگ‌ها، به ترتیب دارای میانگین ید در حدود ۲٫۷ ، ۲٫۳ و ۰٫۸ میلی‌گرم در کیلوگرم ید دارند. میزان ید در خاک‌ها بسیار متفاوت است و بین یک دهم تا ۱۰۰ میلی‌گرم در کیلوگرم است. شایان ذکر است که میزان ید در خاک بسیار بیشتر از سنگ‌های تشکیل دهنده خاک مورد نظر است. ید عمدتاً در زمین‌های خشکی و در دریاها جایی که مواد مرکب سدیم و پتاسیم دار وجود دارند بیشتر یافت می‌شود. ید غالباً به حالت محلول در شورابه‌ها، در آب‌های شور حوضه‌های نفت و گاز، به حالت جانشینی در نیترات‌ها و به مقدار کم در آب دریاها یافت می‌شود. مهم‌ترین منشأ ید در خاک و اتمسفر است.

ید از طریق بارش به خاک افزوده می‌شود. بنابراین خاک‌های ساحلی نسبت به خاک‌های موجود در خشکی‌ها دارای میزان غلظت بالاتری از ید هستند. مواد آلی، نقش مهمی در نگهداری ید در خاک دارند. اکسیدها، هیدرات‌ها و هیدروکسیدهای آهن و آلومینیوم موجود در خاک جذب کنندگان اصلی ید هستند. در شرایط pH اسیدی ید بیشتری توسط این ترکیبات جذب می‌گردد. اقیانوس‌ها منشأ اصلی ید به شمار می‌روند و میانگین ید آنها در حدود ۵۸ میکروگرم در لیتر است. ید موجود در دریاها، به هوای مجاور و سپس به سرزمین‌های اطراف انتقال پیدا می‌کند. بنابراین مقدار زیادی از ید از اقیانوس‌ها

^۱ Violet

^۲ Halogens

به خشکی‌ها انتقال می‌یابد. انتقال ید به صورت ید گازی و متیل ید است. اگرچه میزان ید در آب‌های روان و سطحی بسیار متغیر است، اما این میزان از ۱۵ میکروگرم در لیتر تجاوز نمی‌کند و میانگین آن در حدود ۵ میکروگرم در لیتر است. همانطور که می‌توان انتظار داشت یک تغییر موضعی در میزان ید در محیط وجود دارد که با مجاورت به دریا این میزان افزایش می‌یابد و آب‌های سطحی در مناطق ساحلی دارای میزان بیشتری ید هستند. میزان ید باران‌های ساحلی نیز نسبت به باران‌های دور از ساحل، بیشتر است، همچنین آب‌های زیرزمینی میزان ید بیشتری نسبت به آب‌های سطحی دارند (خواجه، ۱۳۸۶).

۱_۳_۲ کانی‌های ید

این عنصر در کانی‌های آذرین و دگرگونی در تمرکزهای پایین وجود دارد. در حالیکه غلظت و پراکندگی آن در سنگ‌های رسوبی متغیر بوده و در کانی‌های رسی غلظت آن بالاست. بعضی سنگ‌های آهکی نیز ید زیادی دارند.

۱_۳_۳ مصارف عمده ید

به طور کلی ید در پزشکی، صنایع شیمیایی، صنایع هوا و فضا، صنایع الکترونیک، ساخت مواد آلی، فیلم عکاسی، مواد ضد عفونی کننده، اسید استیک، کائوچو، تولید فلزات با خلوص بالا، به عنوان کاتالیزور، مکمل غذایی کاربرد دارد (نشریه علوم زمین و معدن).

۱_۳_۴ وضعیت تولید و ذخایر ید در ایران و جهان

ماده معدنی ید فقط در مناطق خاصی استخراج می‌شود که یکی از این مناطق مهم قسمت‌هایی از سواحل اقیانوس آرام و دریای خزر است. جدول (۱_۱) کشورهای مختلف جهان را از نظر میزان تولید و ذخایر ید نشان می‌دهد.

با بهره برداری از این ماده معدنی، کشور ایران نیز در زمره ده کشور تولید کننده ید قرار گرفته است. بر اساس آنالیزهای انجام شده ماده معدنی ید در سازندهای بخش تحتانی آپشرون بالایی، آپشرون پائینی و سازندهای آگچاگیل و چلکن موجود است. اگر چه عیار این ماده در این سازندها به دلیل تفاوت‌های رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی و میزان آب‌دهی لایه متفاوت است، بیشینه ید در سازندهای آپشرون پائینی و آگچاگیل مشاهده می‌شود. بر اساس نتیجه آزمایش‌های انجام شده متوسط عیار ید در آب‌های درون سازند باکو (کمتر از ۴۰ گرم بر تن)، آپشرون بالایی (۵۵ گرم بر تن)، آپشرون پائینی (۷۶ گرم بر تن)، آگچاگیل (۷۵ گرم بر تن) و سازند چلکن (۶۵ گرم بر تن) است (خواجه، ۱۳۸۶).

جدول ۱-۱: میزان تولید و ذخایر ید در قسمت‌هایی از سواحل اقیانوس آرام و دریای خزر تا سال ۲۰۰۷

ردیف	کشور	میزان استخراج سالانه (بر حسب تن)	میزان ذخیره (بر حسب تن)
۱	آمریکا	۱۳۳۰	۵۵۰۰۰۰
۲	آذربایجان	۳۰۰	۱۷۱۰۰۰
۳	شیلی	۵۶۰۰	۹۰۰۰۰۰
۴	چین	۵۰۰	۴۰۰۰۰۰
۵	اندونزی	۸۰	۱۰۰۰۰۰
۶	ژاپن	۵۵۰۰	۴۰۰۰۰۰۰
۷	روسیه	۱۵۰	نامشخص
۸	ترکمنستان	۲۶۰	۱۷۲۰۰۰
کل جهان		۱۳۷۰۰	۶۳۰۰۰۰۰

هم اکنون در استان گلستان تنها کارخانه تولید ید کانسار خزر در ۲۷ کیلومتری شمال آق قلا و در نزدیکی مرز اینچه برون واقع است. این واحد تولیدی در سال ۱۳۸۳ و با هدف اکتشاف و استخراج ید در شمال این استان تأسیس و تولید ید در معدن این شرکت از اواخر سال ۸۷ آغاز شد. این واحد تولیدی سالانه ۱۳۰ تن ید را فراوری می کند که علاوه بر تأمین نیاز داخلی به چند کشور

خارجی نیز صادر می شود. عیار ماده معدنی "ید" در استان گلستان جزء عیارهای متوسط به بالاست
(www.mehrnews.com).

با در نظر گرفتن تمامی مطالبی که پیشتر ذکر شد، بنابراین با توجه به کاربردی بودن این محصول نیاز به تولید داخلی این محصول، از لحاظ سودآوری و کاهش خروج ارز از کشور، به وفور احساس می شود.

مهم ترین هدف تحقیق حاضر اکتشاف منابع ید و تعیین محل ذخیره می باشد، که با توجه به اینکه ید به صورت محلول در اعماق بسیار بالا یافت می شود، استفاده از روش مگنتوتلوریک به منظور دستیابی به اطلاعات عمق بالای ۱۰۰۰ متر کاربردی خواهد بود. از ضرورت های انجام تحقیق هم می توان، به کاهش ریسک اکتشاف و جلوگیری از به هدر رفتن وقت و هزینه های مالی اشاره کرد. مطالعات اولیه زمین شناسی و آنالیز شیمیایی نمونه ها در آزمایشگاه به تنهایی نمی توانند برای اکتشاف نهایی مدنظر قرار گیرند، بنابراین با انجام مطالعات تکمیلی ژئوفیزیکی سعی در کاهش ریسک اکتشاف را داریم، از طرفی حفاری های اکتشافی جز گران ترین مراحل اکتشافی می باشند، بنابراین باید حفر این چاه ها کاملاً حساب شده باشند و محل آنها حتی المقدور با دقت بالایی از قبل تعیین شوند، که این مهم به وسیله پردازش و تفسیر روی داده های ژئوفیزیکی برداشت شده و تطبیق آن ها با مطالعات زمین شناسی انجام شده حاصل می گردد.

۴_۱ ساختار تحقیق

این نوشتار در شش فصل تهیه و تدوین شده است. در فصل اول کلیاتی درباره موضوع مطرح شده است. در فصل دوم زمین شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه بررسی شده است. همچنین در فصل سوم به مبانی روش های الکترومغناطیسی و به خصوص MT به عنوان روش مورد استفاده در این مطالعه به منظور اکتشاف ید پرداخته شده است. در فصل چهارم، درباره آنالیز ابعادی و تفسیر کیفی داده ها بحث

خواهد شد، و در ادامه در فصل پنجم وارون‌سازی و تفسیر کمی داده‌ها شرح داده می‌شود. در نهایت نتایج و پیشنهادات مطرح شده، در فصل ششم ارائه خواهند شد.

فصل دوم

گزیده‌ای از زمین‌شناسی منطقه

۱_۲ موقعیت و محدوده طرح

محدوده مورد مطالعه از شمال غرب تا شمال شرق استان گلستان، در مناطق اوخی تپه (بلوک B)، صوفیکم (بلوک C)، گمیشان (بلوک D) و داشلی‌برون (بلوک E) واقع شده است. شکل (۱_۲) نقشه موقعیت بلوک‌ها را نشان می‌دهد. از شمال به بخش اترک و مرز ایران و جمهوری ترکمنستان، از شرق به دریاچه نمک و ارتفاعات شمال غرب گنبدکاووس، از غرب به بندر ترکمن، دریای مازنداران و از جنوب به دشت گنبدکاووس و گرگان محدود می‌شود. رودخانه اصلی این محدوده اترک است که از مرز شمالی دشت می‌گذرد. رودها و مسیل‌های کوچکی نیز که زهکش دشت‌اند و همچنین دریاچه‌های متعددی با آب لب‌شور نظیر آلاگل و دانشمند در این محدوده قرار دارند. رودخانه اترک در مواقع سیلابی این دریاچه‌ها را به هم پیوند می‌دهد و زمین‌های باتلاقی اطراف را می‌پوشاند. در قسمت شرقی محدوده ارتفاعات کپه داغ قرار گرفته که حداکثر ارتفاع آن طبق گزارش‌های قبلی حدود ۱۰۰۰ متر است. به‌طور کلی منطقه مورد مطالعه دشتی است که از رسوبات آبرفتی کواترنری به وجود آمده و کلیه آب‌های جاری مواد حمل شده را در این دشت رسوب داده و بنابر موقعیت و یا شدت جریان واحدهای فیزیوگرافی مختلف را به وجود آورده است.

۲_۲ زمین‌شناسی منطقه گلستان

بخش عمده دشت گلستان در قسمت شمالی از نظر ریخت‌شناسی کاملاً هموار است و دارای شیب ملایمی به سمت دریای مازنداران است. قسمت جنوبی دشت به ارتفاعات و مناطق کوهستانی منتهی می‌شود. این تفاوت ریخت‌شناسی بخش‌های جنوب و شمالی را به‌طور عمده میتوان به زمین‌ساخت منطقه نسبت داد. بیشترین سطح دشت گلستان در قسمت شمالی شامل دشت‌های هموار و آبرفت‌ها و مخروط‌افکنه‌ها است. این دشت شیب ملایمی به طرف شمال باختری داشته و از ارتفاع ۴۰ متری در پای تپه‌های لس به طرف ساحل دریای خزر که در ارتفاع ۲۸- متر دارد می‌رسد. بستر رودخانه اترک در قسمت اترک شرقی عموماً پرشیب بوده و از رسوبات آبرفتی درشت دانه پوشیده شده است. در

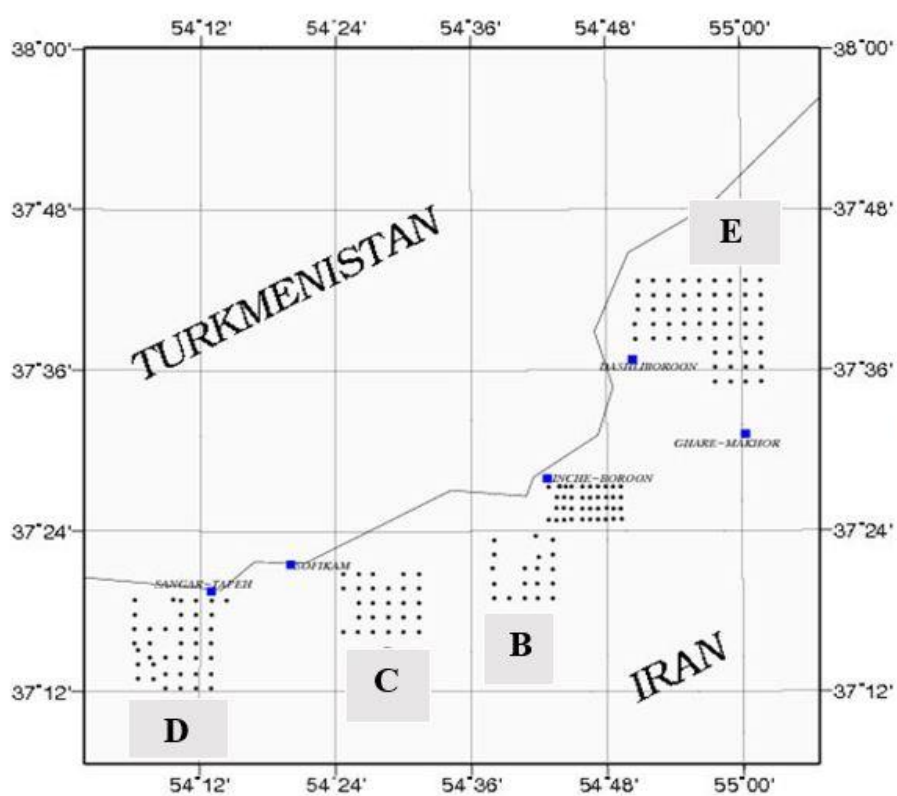
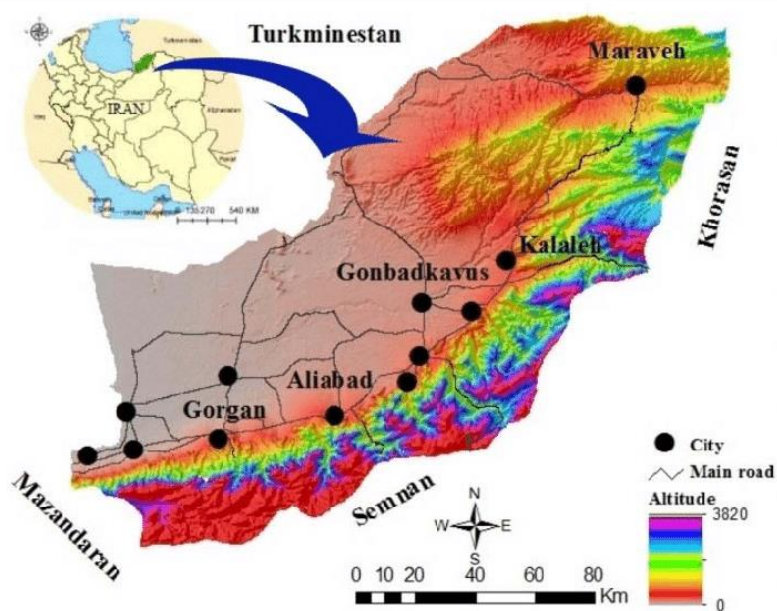
مناطق میانی در اثر جریان یافتن سیل دچار فرسایش شده و عموماً از بریدگی‌ها و پیچ و خم‌های ناشی از فرسایش تشکیل شده است. در بخش غربی حوضه، رودخانه اترک در دره عمیقی که در اثر فرسایش ایجاد شده است، جریان یافته و عمق این دره در جهت پایاب کاهش و عرض آن افزایش می‌یابد به‌طوری که در حوالی داشلی‌برون عمق رودخانه به ۱۰ متر می‌رسد و به تدریج کمتر شده تا به دریاچه آلاگل منتهی می‌گردد. محدوده مورد نظر که قسمتی از حوضه رسوبی کپه‌داغ است، در اثر آخرین فازهای چین‌خوردگی آلپی و فرسایش پیامد آن، سیمای فعلی را به خود گرفته است. مورفولوژی منطقه در مراحل جوانی بوده و توپوگرافی آن رابطه مستقیمی با ساختمان‌های زمین‌شناسی دارد. به‌طوریکه تاقدیس‌ها عمدتاً ارتفاعات و کوه‌ها را ساخته و ناودیس‌ها نیز اغلب دشت‌های میان‌کوهی را تشکیل داده‌اند. علاوه بر موارد فوق، در سطح دشت نیز پستی و بلندی و ناهمواری‌هایی دیده می‌شود که به صورت طبیعی و یا مصنوعی به وجود آمده‌اند. این پدیده‌ها از نظر جنس ذرات شامل لس‌ها و بادرفت‌ها هستند که به‌طور طبیعی تحت تأثیر اختلاف درجه حرارت ارتفاعات البرز و صحرای ترکمنستان به وجود آمده‌اند.

ناحیه کوهستانی: رشته کوه البرز به صورت دیواری بلند در سرتاسر بخش جنوبی استان از غرب به شرق امتداد دارد و این استان را از فلات مرکزی ایران جدا می‌سازد. این کوه‌ها به منزله سدی مانع عبور رطوبت و ابرهای باران‌زا به مرکز ایران می‌شود و عامل ریزش برف و باران فراوان در این ناحیه هستند و به همین دلیل بخش‌های جنوبی استان به جز بعضی از ارتفاعات بسیار مرتفع پوشیده از جنگل‌های انبوه است. بلندترین قله‌های این ناحیه شاهوار و شاهکوه نام دارند که ارتفاع آنها به ترتیب ۳۹۴۵ و ۳۸۱۶ متر است.

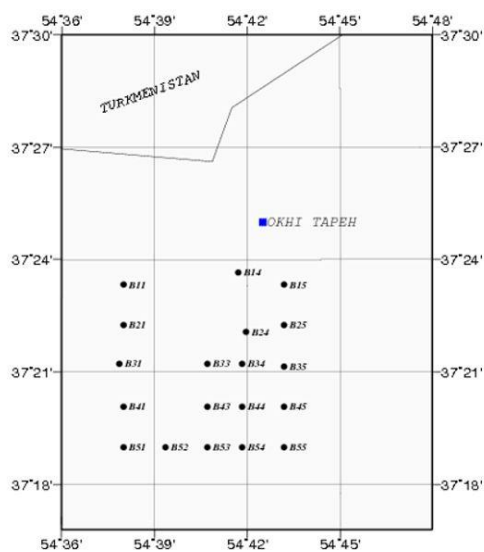
ناحیه دامنه: این بخش که قسمت میانی استان را شامل می‌شود از مرز شمالی بخش کوهستانی شروع و تا رودخانه قره‌سو و جاده تهران - مشهد امتداد می‌یابد و این بخش شامل حاصلخیزترین زمین‌های استان است و اکثر شهرهای استان در همین بخش قرار دارند.

ناحیه دشت: این بخش از استان جلگه وسیعی است که حد شمال آن رودخانه اترک و حد جنوبی آن بخش میانی استان و رودخانه گرگان رود است. طول این دشت حدود ۱۵۰ کیلومتر و عرض آن از ۶۰ تا ۸۰ کیلومتر متغیر است و از ته‌نشست دریای خزر تشکیل یافته است. در دوران کواترنری به علت تغییر شرایط آب و هوایی نوسانات محسوسی در سطح دریا به وقوع پیوسته به همین دلیل وسعت جلگه متغیر است و از غرب به شرق افزوده و به علت فراوانی آب فرسایش در کوه‌ها برتری داشته و آبرفت‌های ناشی از آن در کنار دریا ته‌نشین شده و جلگه گرگان و گنبد را به وجود آورده‌اند. عوامل مؤثر در پیدایش جلگه گرگان و گنبد موارد زیر است:

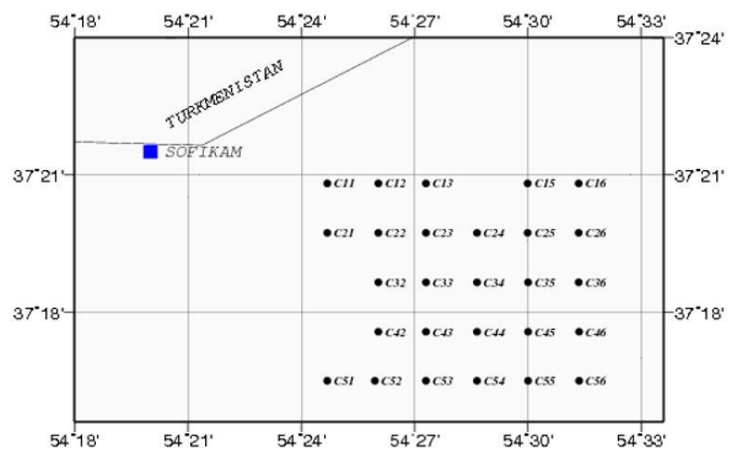
- ۱- میزان آب دریا.
 - ۲- وسعت حوضه رود.
 - ۳- مقاومت سنگ‌ها.
 - ۴- عمق دریا.
 - ۵- اختلاف زیاد بین سطح پایه و ارتفاعات شمالی البرز.
- لس‌ها به صورت تپه ماهور و متعلق به رسوبات بادی کواترنری و آخرین پسروری است که منشاء آن را صحرای ترکمنستان می‌دانسته‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۵).



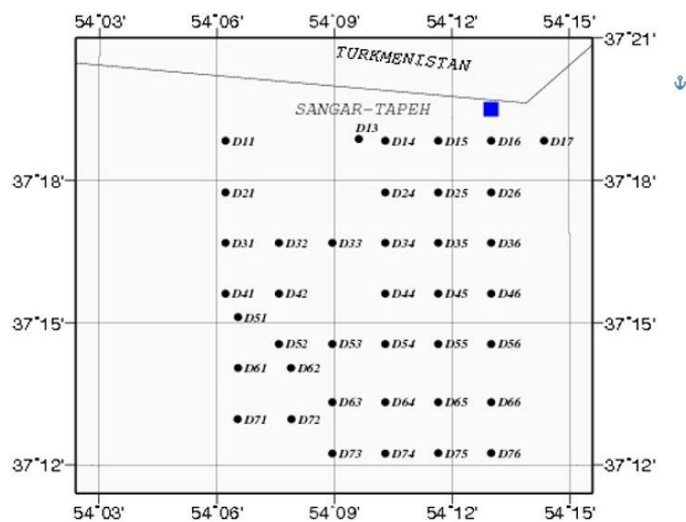
شکل ۲_۱: نقشه موقعیت مناطق مورد مطالعه در استان گلستان



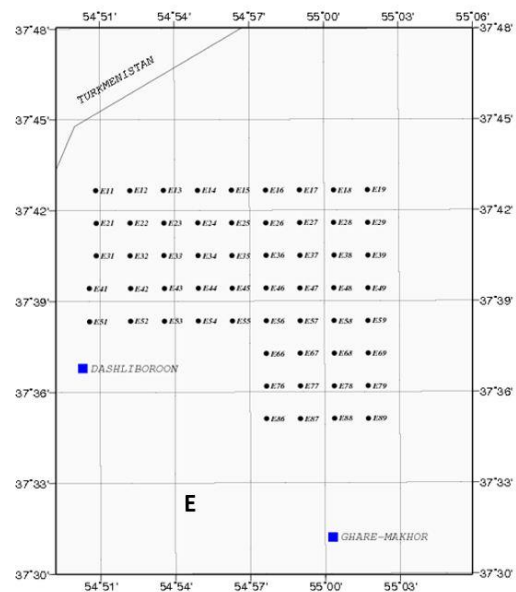
B



C



D



E

شکل ۲-۲ نقشه موقعیت مناطق و سونداژهای مورد مطالعه

۳_۲ زمین‌شناسی منطقه

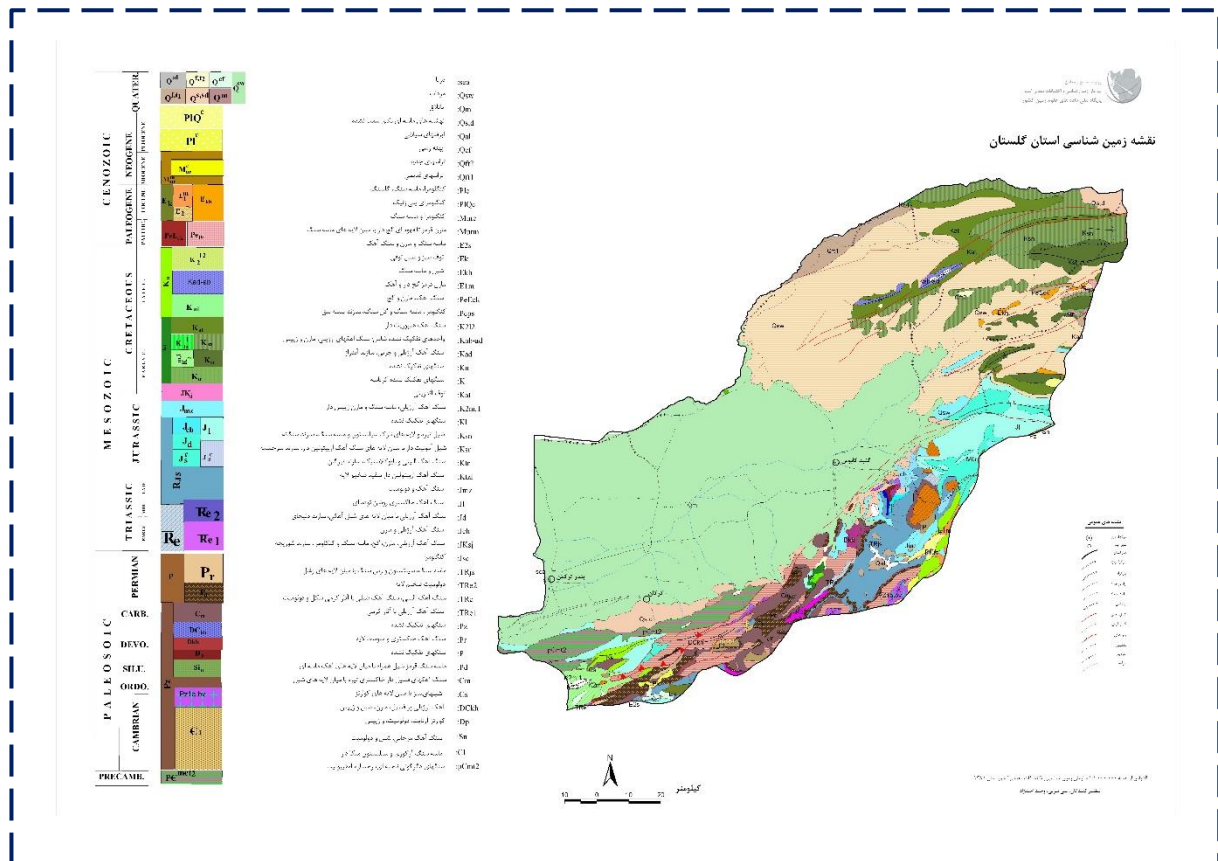
تشکیلات زمین‌شناسی موجود در حوضه آبریز اترک به ترتیب سنی در جدول ۱_۲ آمده است:

جدول ۱_۲ سازندهای زمین‌شناسی منطقه

ردیف	نام سازند	مساحت (کیلومتر مربع)
۱	آبرفت‌های عهد حاضر	۴۰۰,۵۰۰
۲	دشت‌های آبرفتی_پادگانه‌های جوان	۱۶۲۱,۰۷
۳	پادگانه‌های قدیم	۲,۶
۴	زمین‌های پوشیده از لس	۴۷۲۶,۳۲۵

سازندهای کربناتی مزدوران، لار و تیرگان اصلی‌ترین واحدهای سنگی صخره ساز حوضه آبریز اترک هستند. سنگ آهک‌های کلات و چهل کمان در شرق منطقه و ماسه سنگ‌های ایتامیر در شمال غرب نیز سازندهای صخره‌ساز هستند. سازندهای سنگانه، آب تلخ، خانگیران و آب دراز واحدهای سنگی نرم و دره سازند که دره‌ها، دشت‌های کوچک و نواحی کم‌ارتفاع و پست منطقه را تشکیل می‌دهد. در شمال شهرک غلامان لایه‌های ضخیم ماسه‌سنگ ایتامیر، تشکیل کواستا و مسارا می‌دهند (گزارش شرکت طرح تهران پادیر، ۱۳۸۵). سازند مارنی سرچشمه با سختی متوسط در شرق و مرکز منطقه تپه‌هایی با ارتفاع متوسط را تشکیل می‌دهند. در غرب منطقه این سازند با ضخامتی بالغ بر هزار متر پوشش تاقدیس‌هایی را تشکیل می‌دهد که دارای دامنه‌هایی با شیب توپوگرافی ملایم و شکل متفاوتی با تاقدیس‌های با سنگ پوششی مزدوران و تیرگان دارند. قدیمی‌ترین رسوباتی که در حوزه اترک رخنمون

دارند مربوط به دوران مزوزوئیک هستند که در سازند شمشک در دو پهنه ساختاری کپه داغ و بینالود مورد بررسی قرار می‌گیرد.



شکل ۲_۳: نقشه زمین‌شناسی منطقه

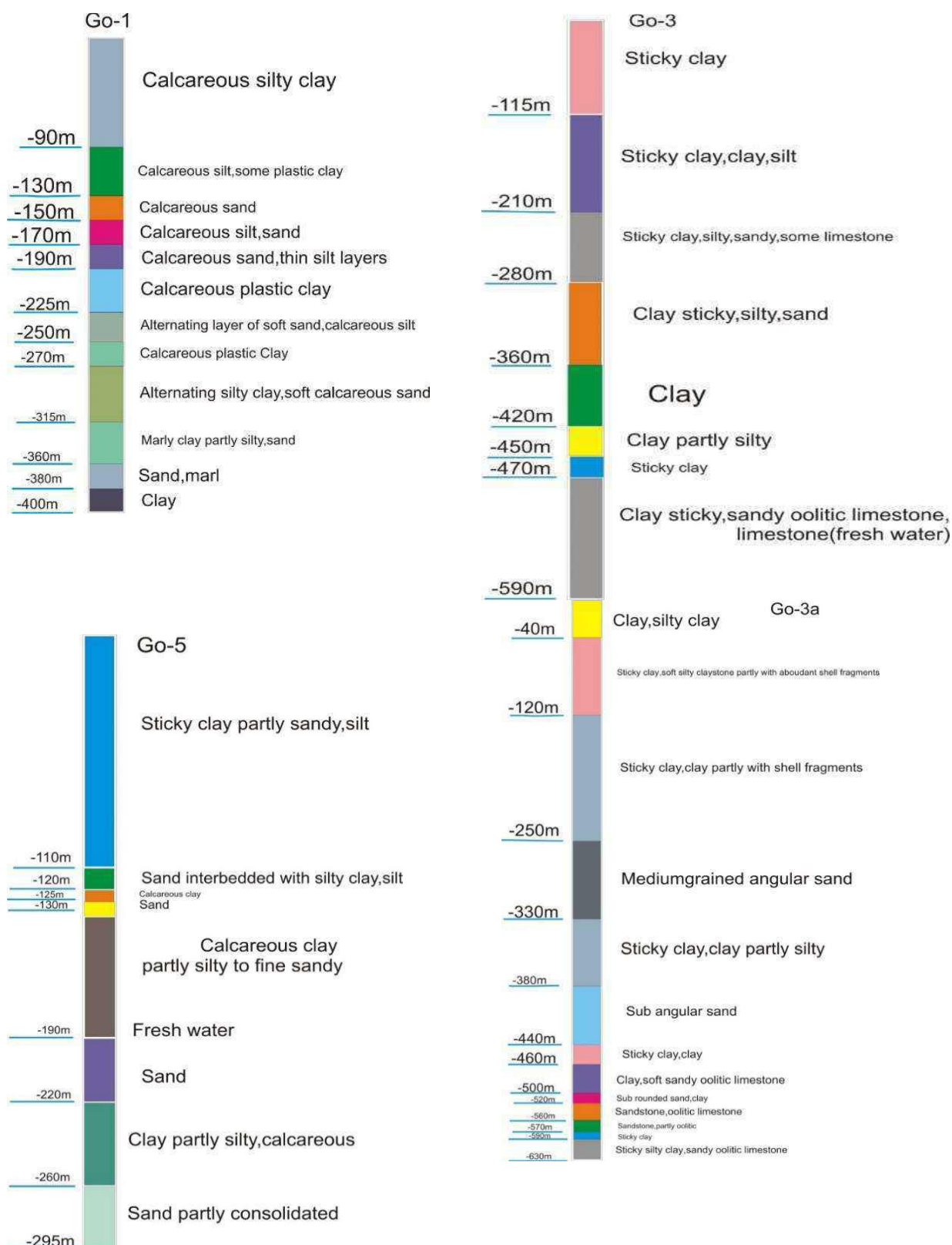
۲_۳_۱ چینه‌شناسی منطقه

با توجه به اهمیت خواص لیتولوژیکی سنگ‌ها و رسوبات زمین‌شناسی در بررسی‌های منابع طبیعی از جمله آب، کشاورزی، محیط زیست و نیز فعالیت‌های سازه‌های معدنی، در بررسی چینه‌شناسی سعی شده است به ماهیت لیتولوژی سنگ‌ها و میزان و حدود گسترش آنها در منطقه اشاره گردد. منطقه مورد مطالعه را عموماً سنگ‌های رسوبی دوران مزوزوئیک، سنوزوئیک، کواترنری می‌پوشاند. که البته لس‌ها و آبرفت‌های سطحی مربوط به دوران چهارم هستند. سنگ‌های رسوبی این دوران در منطقه شامل رسوبات قاره‌ای و دریایی است که رسوبات دریایی منحصر به زمان پالئوژن بوده و از اواخر ائوسن، دریا به طور کامل پسروی می‌نماید.

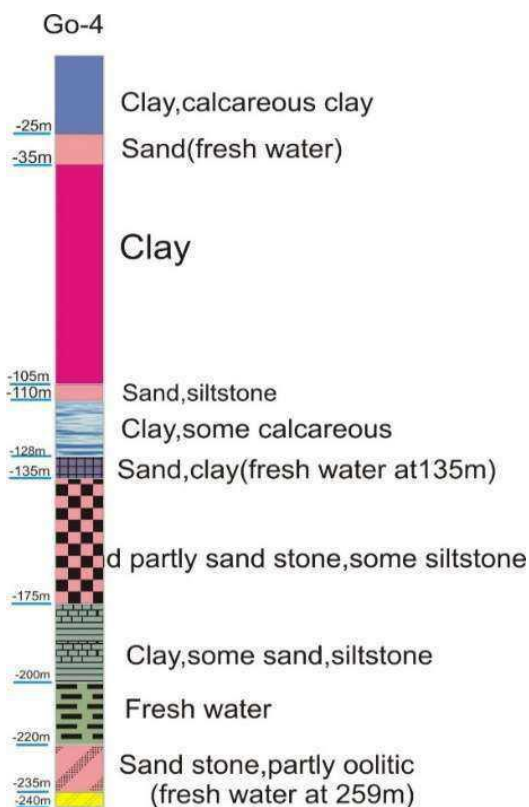
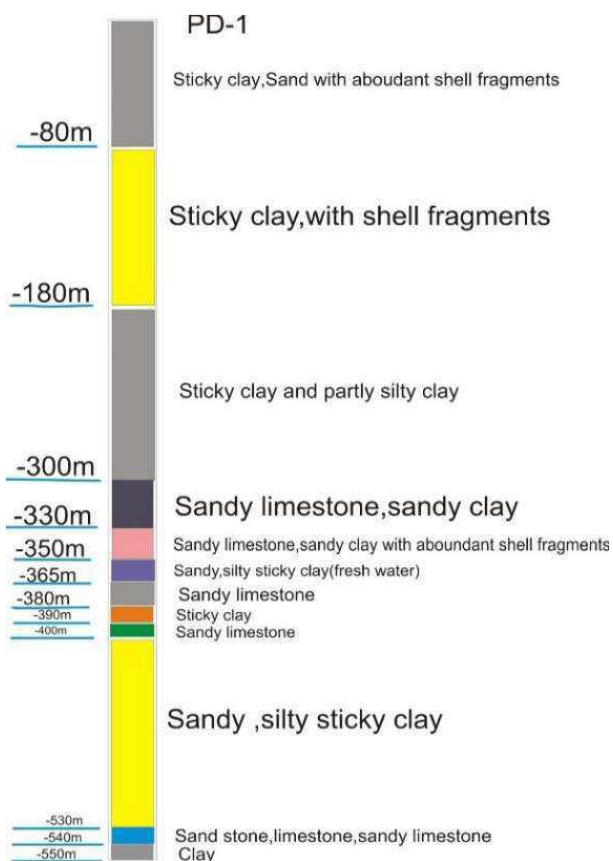
سنگ های رسوبی نئوژن دریای خزر که محدود به دشت گرگان است دارای منشأ قاره‌ای نیز هستند. به طور کلی سازندهای دوران سنوزوئیک بخش وسیعی از منطقه مورد مطالعه را پوشش می دهند. رسوبات عهد حاضر با دگرشیبی برروی نهشته‌های چین خورده نئوژن دیده می شوند ضمن اینکه در بخشی از منطقه که در پهنه فرونشست خزر قرار دارند از جمله دشت گمیشان تا شمال گنبد رسوبات کواترنر این پهنه در سطح رخنمون نداشته و در اعماق در ضخامت زیادی دیده شده‌اند. براساس نتایج حفاری های شرکت نفت که در شمال آق قلا و اینکه برون انجام شده، قدیمی ترین رسوبات کواترنر در پهنه فرونشست خزر در دشت های اترک، شامل نهشته های آپشرونین با لیتولوژی مارن های آبی، خاکستری و سبز و آبی همراه با ماسه های دانه ریز و گراول و بعضاً لایه های نازک خاکستر آتشفشانی است که ضخامتی معادل ۴۵۵ متر داشته و به صورت افقی هستند. ضخامت این رسوبات از شرق منطقه به طرف دریای خزر کم می شود. نهشته های خزر شامل تناوبی از مارن های خاکستری متمایل به سبز و خاکستری و آبی رنگ و ماسه سنگ های دانه ریز و سیمانی نشده است که بر روی نهشته های آپشرونین قرار می گیرد و ضخامت آن ۴۵۰ متر گزارش شده است. لس ها گسترده ترین نهشته های کواترنری هستند که در سطح وسیع به صورت تپه ماهورهای پست تا نسبتاً مرتفع در حوزه اترک گسترش دارند. ضخامت آنها، گاه به ۳۰۰ متر نیز می رسد. لس ها از جنس دانه های رسی، سیلتی و ماسه های نرم هستند و اصولاً به صورت نهشته های فشرده و متراکم، فاقد لایه بندی و دارای چسبندگی بین دانه ای ضعیف هستند و فسیل شکم پایان خشکی نیز در آن دیده می شوند. این رسوبات محصول حمل باد هستند و دلیل آن را به این صورت تفسیر کرده اند که در دوره های بین یخچالی به علت شرایط آب و هوایی متفاوت، توفان های عظیم از ناحیه ترکمنستان مواد دانه ریز مثل رس یا سیلت همراه با نمک و گچ را حمل و در برخورد به ارتفاعات کپه داغ و البرز از حرکت باز ایستاده و نواحی پست و حتی دامنه ارتفاعات را با قشری از لس پوشانده است (گزارش شرکت طرح تهران پادیر، ۱۳۸۵).

ضخامت و گسترش این لس ها در شمال و شمال غرب محدوده مورد مطالعه بیشتر است. در دره اترک، نزدیک روستای کزند ضخامت لس بالغ بر ۵۰ متر است. نهشته های دیگر کواترنر شامل

پادگانه‌های قدیمی که در حاشیه رودخانه‌ها و کوهپایه‌ها دیده می‌شوند. به طور کلی رسوبات دوره کواترنری اغلب متشکل از ماسه، قلوه‌سنگ، رس و سیلت است که عموماً سخت بوده و سیمانی نشده‌اند. چند نگار حاصل از چاه‌های عمیق حفاری شده شرکت نفت در منطقه وجود داشت که به صورت ستون-های چینه شناسی در زیر رسم شده است.



شکل ۳-۳: نگارهای مربوط به چاه‌های عمیق حفاری شده شرکت نفت در منطقه دشت گلستان (گزارش شرکت طرح تهران پادیر، ۱۳۸۵)



ادامه شکل ۳_۳ : نگارهای مربوط به چاه‌های عمیق حفاری شده شرکت نفت در منطقه دشت گلستان (گزارش شرکت طرح تهران پادیر، ۱۳۸۵)

۴_۲ زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت منطقه

چین خوردگی‌ها و تغییر شیب لایه‌های نئوژن و لس‌های قدیمی و وجود گسل در آنها دقیقاً روشن می‌سازد که فعالیت‌های زمین‌ساختی و ایجاد مناطق مرتفع تا همین اواخر ادامه داشته است. آنچه که روشن است مجموعه‌ای از تاقدیس‌ها با روند شمال شرق به جنوب غرب و گسل‌های تراسی و روراندۀ با شیب زیاد در همان امتداد، که به وسیله گسل‌های راستا لغز با روند شمالی جنوبی قطع شده‌اند، و ساختمان قشر رسوبی ناحیه را تشکیل می‌دهند.

ناحیه کپه داغ: در ایران، حد این پهنه از کلاله-مینودشت در حوزه آبریز گرگان رود آغاز شده و تقریباً قسمت عمده حوزه آبریز اترک در استان گلستان را در بر گرفته و تا شمال خراسان ادامه می‌یابد. قدیمی ترین سازند این پهنه ژوراسیک (لیاس) و به نام کشف رود است. از دوره لیاس تا پایان کرتاسه، شرایط دریایی در این حوزه حاکم بوده و رسوب گذاری صورت گرفته است. حرکات کوهزائی کرتاسه پایانی موجب بالا آمدن کف حوزه رسوبی و در نتیجه بر جای گذاشته شدن رسوبات قاره‌ای سازند پسته‌لیق (پالئوسن) شده است. پس از آخرین پیشروی دریا در ائوسن، سنگ آهک سازند چهل-کمان و شیل سازند خانگیران نهشته شده و روی آنها لایه‌های قرمز رنگی که معرف محیط خشکی (میوسن و پلیوسن) است قرار گرفته است. کوهزائی در این پهنه به طور خفیف عمل کرده و شامل کیمرین و آلی است و فازهای کوهزائی آلی موجب چین خوردگی رسوبات کنگلومرای پلیوسن و سازند آگچاگیل (پلیوسن فوقانی) شده است. فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی در این پهنه گزارش نشده است (آقانباتی، ۱۳۸۵).

ناحیه فرونشست خزر: رسوبات این حوضه مربوط به دوران سوم (سنوزوئیک) بوده و از نوع تخریبی مارن، ماسه و کنگلومرا است. محدوده ناحیه فرونشست خزر در اترک، دشت شمال گمیشان، شمال آق قلا، تا دشت شمال گنبد است. این ناحیه به صورت یک توده میانی مشخص بین البرز در جنوب و سیستم ساختمانی مجموعه پهنه‌های کپه‌داغ، شیار میانی کاسپین و قفقاز بزرگ در شمال قرار

دارد. ضخامت رسوبات این پهنه بیش از ۴۰۰۰ متر و مربوط به دوره پلیو-کواترنر است که به صورت دگرشیب بر روی رسوبات کرتاسه-ائوسن قرار گرفته اند.

از نظر تغییرات سطح آب زیر زمینی در منطقه مورد مطالعه بالاترین سطح آب در اردیبهشت و حداقل آن در مهر ماه است. محل تغذیه، نزولات جوی، رودخانه های دائمی و سیلابی، جریان آب زیرزمینی از سمت کوه به دشت است. نفوذ نزولات جوی در نواحی کوهستانی موجب شده که مقدار آب زیرزمینی به طور دائم از سنگ های سخت و درز و شکافدار و همچنین از دره های کوهستانی به داخل رسوبات آبرفتی دشت جریان پیدا نماید که به تغذیه آب های زیرزمینی کمک می نماید، از نظر بهره برداری آب های زیرزمینی در منطقه گرگان و دشت دو ناحیه متمایز از هم وجود دارد که نحوه بهره برداری آب های زیرزمینی آنها متفاوت است:

۱. مناطق شامل مساحت کوه پایه ای:

در این ناحیه جنس تشکیلات آبرفتی که سفره آبدار آن حاوی قلوله سنگ و شن است دارای تخلخل بیشتر و فاقد ماسه بادی بوده و بهره برداری از آب زیرزمینی صورت می گیرد و آب دهی چاه های این منطقه بسیار مناسب و خالی از اشکال است.

۲. مناطق شامل مساحت تمامی دشت:

سفره های آبدار این منطقه حاوی ماسه بادی است و کلیه چاه هایی که در این منطقه حفر می گردد و بدون استثنا آرتزین است. طبقات آبدار آن شامل ماسه های بادی و روان است و به علت دارا بودن قطر بین ۲۰ تا ۳۰ μ ماسه بادی های مزبور لایه های نامناسبی از جهت بهره برداری آب های زیرزمینی به وجود می آورد.

با توجه به مطالعات ژئوشیمی و مقایسه نتایج تجزیه شیمیائی نمونه آب هایی که در چند نوبت از سال ۱۳۴۴ تا ۱۳۴۸ در منطقه گرگان و دشت از چاه های عمیق برداشت شده است، در میزان املاح

نمونه آب چاه‌های عمیق و آرتزین که مربوط به سفره‌های تحت فشار است، تغییر محسوس دیده نمی‌شود، بنابراین اندازه‌گیری‌ها فقط در بعضی نقاط است که عمق چاه‌ها از حد مجاز تجاوز نموده و به سفره تحت فشار حاوی آب شور برخورد نموده است. ولی به طور کلی میزان املاح نمونه آب‌های برداشت شده به مراتب افزایش می‌یابد. علل افزایش شوری آب زیرزمینی این منطقه را می‌توان چنین بیان نمود که نسبت تغذیه و برداشت در این منطقه متناسب نبوده و از طرفی به علت نزدیکی به دریا با توسعه بهره‌برداری از مخزن و کاهش جریان آب شیرین، آب شور در منطقه پیشروی کرده که بایستی از بهره‌برداری بیش از میزان فعلی در این منطقه جلوگیری گردد (گزارش شرکت طرح تهران پادیر، ۱۳۸۵).

فصل سوم

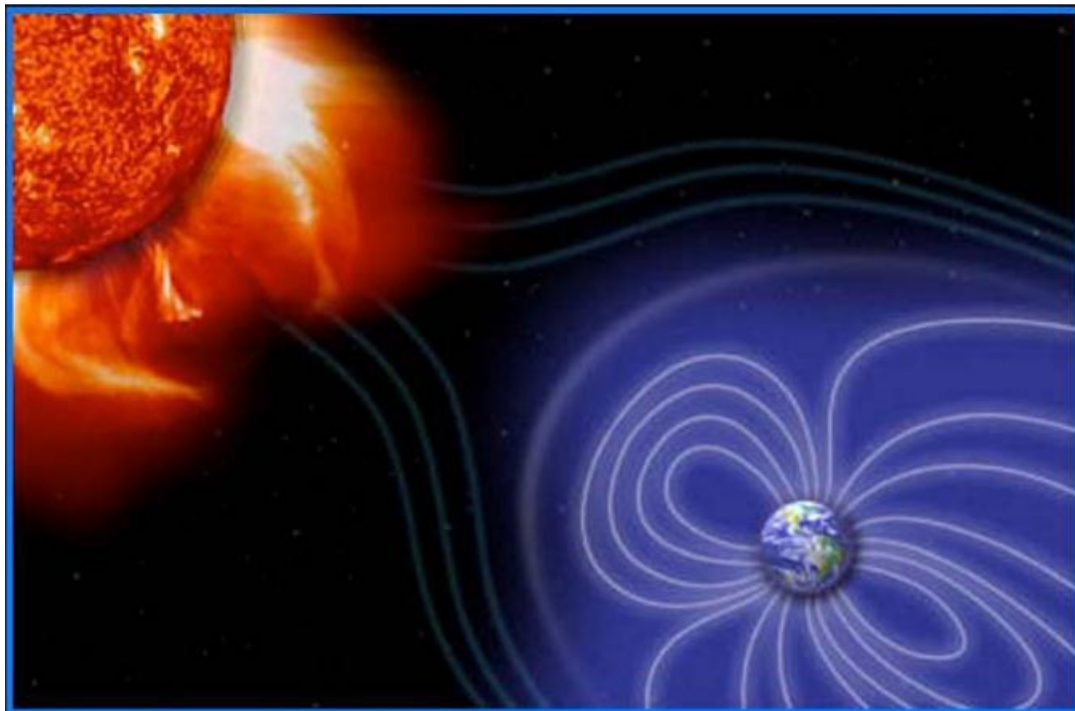
تئوری روش مکتب تلوریک

۳-۱ روش مگنتوتلوریک MT

روش MT یکی از روش‌های ژئوفیزیکی الکترومغناطیسی با چشمه طبیعی است که از اوایل سال ۱۹۵۰ در بررسی ساختارهای زمین شناسی، اکتشافات نفت، منابع معدنی و منابع زمین گرمایی، به کار گرفته شد. اساس این روش اندازه‌گیری تغییرات میدان‌های الکترومغناطیسی در سطح زمین است که همانند بسیاری از روش‌های ژئوفیزیکی الکتریکی و الکترومغناطیسی توزیع مقاومت ویژه زمین را نسبت به عمق مشخص می‌کند (Vozoff, 1986). روش مگنتوتلوریک (MT) از میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی (EM) جهت به نقشه درآوردن تغییرات مکانی مقاومت الکتریکی زمین استفاده می‌کند. تغییرات میدان الکترومغناطیسی طبیعی جریان‌های الکتریکی را در زمین القا می‌کند. این جریان‌های زیرسطحی، میدان‌های ثانویه‌ای تولید می‌کنند و میدان الکترومغناطیسی کلی را در سطح زمین تغییر می‌دهند. میدان‌های الکترومغناطیسی شامل اطلاعات مفیدی درباره خواص الکتریکی لایه‌های زیرسطحی هستند. به وسیله اندازه‌گیری میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در سطح زمین مقاومت ظاهری برحسب تابعی از فرکانس قابل محاسبه است (Chave, 2012).

منشأ امواج مگنتوتلوریک ناشی از فعالیت‌های خورشیدی، آذرخش‌ها، شفق‌های قطبی، حرکت‌های نسبی زمین، خورشید و ماه و همچنین میدان‌های ناشی از گردبادهای بزرگ است. امواج ایجاد شده تقریباً بدون تضعیف، پوسته‌ی نارسانای هوا را طی کرده و به سطح زمین برخورد می‌کنند. بخش زیادی از میدان‌های تابشی در سطح زمین بازتاب می‌شوند و تنها بخش کوچکی از آن به صورت امواج تخت به داخل زمین نفوذ می‌کنند. دو چشمه اصلی سیگنال‌های الکترومغناطیسی طبیعی وجود دارد که در اکتشافات مگنتوتلوریک استفاده می‌شود. چشمه فرکانس‌های ۱ تا ۱۰۰۰ هرتز مربوط به اتمسفر است و از آذرخش به وجود می‌آید و در تمام جهان به صورت موج هدایت شده توسط زمین هادی و یونسفر انتشار می‌یابند. سیگنال‌های بین ۲ تا ۵ کیلوهرتز به خوبی منتشر نمی‌شوند و دامنه آنها بسیار کم است (Vozoff, 1991).

بیشتر سیگنال‌های مگنتوتلوریک کمتر از ۱ هرتز ناشی از پلاسمای خورشیدی، برهم‌کنش مگنتوسفری، جریان‌های الکتریکی در یونسفر و مگنتوسفر و نیز عمدتاً امواج هیدرومغناطیسی در مگنتوسفر هستند. مگنتوسفر پهنه پیچیده‌ای از پلازما است که به‌طور مداوم به وسیله باد خورشیدی از طرف خورشید به سمت زمین می‌آید (Vozoff, 1991).



شکل ۳_۱: اثر بادهای خورشیدی بر میدان مغناطیسی زمین

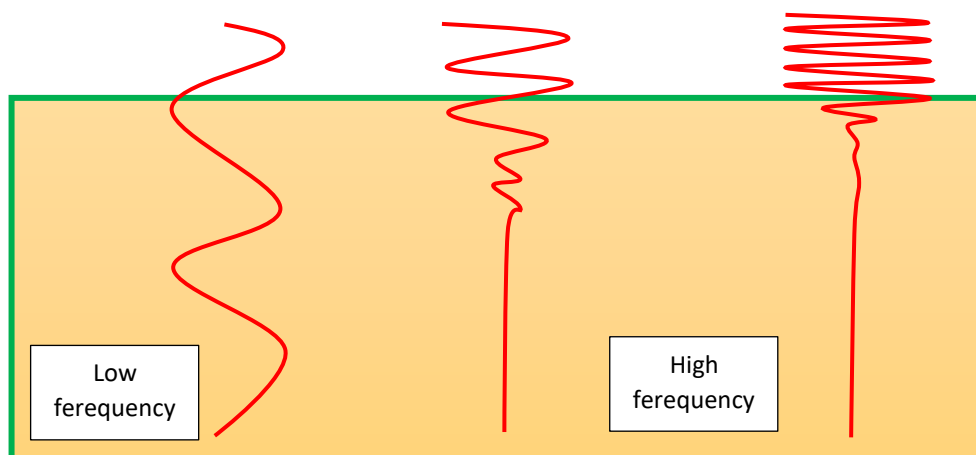
از مهمترین مزیت‌های این روش، توانایی اکتشاف آن از عمق‌های بسیار کم تا عمق‌های بسیار زیاد، بدون استفاده از چشمه‌های مصنوعی است. همچنین این روش هیچگونه آثار زیست محیطی در بر ندارد. از نقطه ضعف‌های عمده این روش، طبیعت آشفته امواج در فرکانس‌های بالا و ضعیف بودن امواج چشمه در فرکانس‌های حدود ۱ هرتز و ۲ کیلو هرتز است. راه حل این مشکل با استفاده از روش CSAMT است. در این روش از یک چشمه مصنوعی استفاده می‌شود که نقطه‌ای دور از محل برداشت جهت تولید امواج در گستره فرکانس شنوایی استفاده می‌شود. مشکل دیگر روش مگنتوتلوریک جمع‌آوری داده در

منطقه حاوی نوفه‌های الکتریکی است. برای حل این مشکل از روش RMT استفاده می‌شود که در این روش از دستگاه‌های مبنا جهت اندازه‌گیری تغییرات میدان‌ها استفاده می‌شود (کلاگری، ۱۳۷۱).

امواج مگنتوتلوریک طیف وسیعی از فرکانس‌ها را در برمی‌گیرد که از گستره فرکانس ۰,۰۰۱ هرتز تا ۱۰۰۰ هرتز جهت کارهای اکتشافی استفاده می‌گردد. از فرکانس‌های بالا، فرکانس شنوایی AMT، برای به نقشه درآوردن آب‌های زیرزمینی استفاده می‌گردد. کاربرد دیگر این روش در اکتشاف نفت است؛ به ویژه در مناطقی که روش لرزه انعکاسی به دلیل توپوگرافی شدید، خیلی مقرون به صرفه نیست و یا به دلیل حضور بازالت‌ها، دچار مشکل می‌شود. علاوه بر اکتشاف نفت، حساسیت روش به تغییرات مقاومت ویژه، این روش را برای بررسی ساختارهای زمین‌شناسی مناسب کرده است و به راحتی می‌توان محل و عمق سنگ کف و گسل‌های موجود در منطقه و لایه‌های مختلف زمین‌شناسی را (به دلیل تغییرات مقاومت ویژه در لایه‌های مختلف) مشخص کرد.

اقدامات اولیه در توسعه‌ی روش MT به طور جداگانه در روسیه توسط تیخونوف و در فرانسه توسط کانیارد صورت گرفت. این افراد همچنین طبیعت تخت امواج MT و توانایی آنها را در نفوذ به اعماق زیاد دریا دریافتند (Dobrin and Savit, 1988; Telford et al., 1990). امواج ایجاد شده، تقریباً بدون تضعیف پوسته‌ی نارسانای هوا را طی کرده و به زمین برخورد می‌کنند. بخش زیادی از میدان‌های تابشی در سطح زمین بازتاب می‌شوند و تنها بخش کوچکی از آن به داخل زمین نفوذ می‌کنند و در داخل زمین و محیط‌های رسانا باعث تولید جریان‌های الکتریکی می‌گردند؛ که این جریان‌ها به نوبه‌ی خود باعث به وجود آمدن میدان‌های مغناطیسی القایی (ثانویه) می‌شوند (Vozoff, 1991). ابزار مورد نیاز جهت اندازه‌گیری در این روش سه مگنتومتر در گستره فرکانسی مورد نظر، دو جفت الکتروود جهت اندازه‌گیری تغییرات میدان الکتریکی، تقویت کننده‌ها و فیلترها به همراه سیستم‌های دیجیتالی و پردازنده‌های مناسب جهت جمع‌آوری و آنالیز داده‌ها است. امروزه برای اندازه‌گیری تغییرات میدان مغناطیسی به جای مگنتومتر از یک سری کویل‌های بسیار حساس و یک جفت الکتروود جهت اندازه‌گیری تغییرات

میدان الکتریکی در جهات X و Y استفاده می‌شود. البته برای کسب اطلاعات بیشتر می‌توان از یک کویل اضافی در جهت Z برای اندازه‌گیری میدان مغناطیسی قائم نیز استفاده نمود. مجموعه این الکترودها و کویل‌ها به یک سری تقویت کننده‌ها و فیلترها و در نهایت به دستگاه چند کاناله دیجیتالی قابل اتصال به کامپیوتر جهت ثبت و اندازه‌گیری داده‌های خام سری زمانی وصل می‌شوند. لازم به ذکر است که تغییرات هر یک از مولفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی (بسته به بازه فرکانسی مورد نظر برداشت) به صورت چندین قطعه (segment) سری زمانی در هر یک از باندهای فرکانسی ثبت می‌شوند و سپس به کمک نرم‌افزارهای مربوطه و انجام یک سری عملیات ریاضی پیچیده مقدار این میدان‌ها در چندین فرکانس محاسبه می‌گردند. در بسیاری از سیستم‌های امروزی، پردازش همزمان با برداشت صورت می‌گیرد. در یک ایستگاه مولفه‌های میدان مغناطیسی و الکتریکی ثبت می‌شوند، نسبت این میدان‌ها کمیتی از نوع امپدانس الکتریکی است. با تعیین امپدانس $Z_{\alpha\beta} = E_{\alpha}/H_{\beta}$ در یک سری از فرکانس‌ها می‌توان یک طیف فرکانسی برای امپدانس به دست آورد. در فرکانس‌های نسبتاً زیاد به علت اثر عمق پوسته، امپدانس تنها اطلاعاتی از لایه‌های سطحی می‌دهد و در فرکانس‌های پایین، این اطلاعات ناشی از لایه‌های عمقی می‌باشند. بنابراین مشاهده می‌شود که روش MT در یک ایستگاه به صورت یک سونداژ عمقی الکتریکی عمل می‌کند (Kaufman and Keller, 1981).



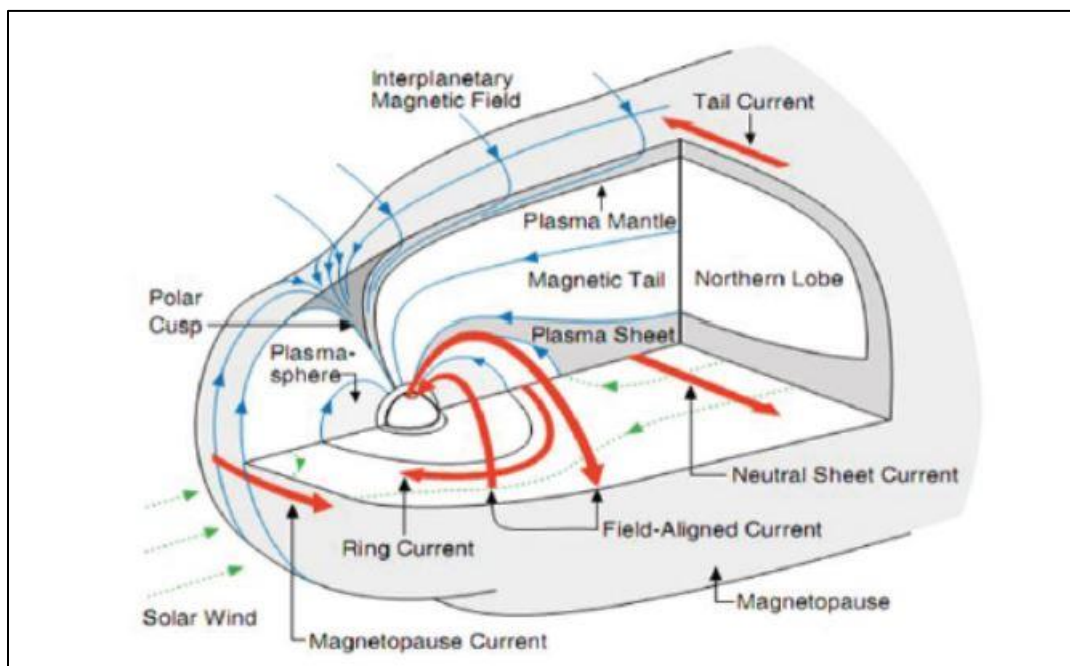
شکل ۳_۲: فیزیک امواج الکترومغناطیس در نیم‌فضا، فرکانس‌های بالاتر تا اعماق کمتر نفوذ می‌کنند درحالی‌که فرکانس‌های پایین، به بخش‌های عمیق‌تری از زمین نفوذ می‌کنند (Unsworth, 2007).

داده‌ها در حوزه زمان برداشت می‌شوند، ولی معمولاً پردازش در حوزه فرکانس صورت می‌گیرد. در بسیاری از سیستم‌های امروزی، پردازش در همان زمان برداشت صورت می‌گیرد، در مرحله بعدی، امپدانس‌ها محاسبه شده به صورت مقاومت ویژه برحسب عمق تفسیر می‌شود. مرحله پایانی استفاده از روش‌های مدل‌سازی جهت تعیین ساختار زیرسطحی است (Chave, 2012).

۳_۲ منشأ طبیعی در روش مگنتوتلوریک

وابستگی روش مگنتوتلوریک به میدان‌های طبیعی، بزرگترین جاذبه آن و شاید یکی از بزرگترین ضعف‌های آن باشد. دیگر روش‌های الکترومغناطیسی به منابع تغذیه قدرتمند و کنترل جریان نیاز دارند. سیگنال‌های EM طبیعی از منابعی شامل هسته زمین تا کهکشان‌های دور را شامل می‌شوند. در میان محدوده فرکانسی مطلوب برای اکتشاف، یعنی حدود 10^{-4} تا 10^4 هرتز، دو منشأ مهم هستند که اتمسفر و مگنتوسفر نامیده می‌شوند. طوفان‌های الکتریکی در اتمسفر پایینی مهمترین دلایل وجود میدان‌ها در محدوده ۱ هرتز تا ۱۰ کیلوهرتز هستند. درحالی‌که برای امواج زیر ۱ هرتز منشأ این میدان به امواج هیدرومغناطیسی در مگنتوسفر مربوط می‌شود (Chave, 2012).

مگنتوسفر ناحیه‌ای در اطراف زمین است که در آن میدان‌های مغناطیسی به وسیله‌ی بادهای خورشیدی محصور شده‌اند و شامل یونسفر و اتمسفر هم می‌شوند.



شکل ۳-۳: مگنتوسفر و اجزای آن (Rostoker, 1979)

این ناحیه همچنین شامل گازهایی از جمله اکسیژن و نیتروژن است که چگالی آنها همراه با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد. این گازها به وسیله اشعه ماوراء بنفش و دیگر تابش‌های خورشیدی یونیزه می‌شوند. اما در زیر ۱۰۰ کیلومتر، افزایش فشار، یون‌ها را مجبور می‌کند تا بازترکیب شوند، بنابراین مقدار کمی از آنها وجود خواهند داشت. در ارتفاع بالاتر از این مقدار، چگالی ذره‌های باردار تا ارتفاع ۲۵۰ کیلومتر سریعاً افزایش می‌یابد و سپس دوباره همراه با کاهش فشار هوا، چگالی ذرات شروع به کاهش می‌کند. این ناحیه با رسانایی نسبی بالا، یونسفر نامیده می‌شود.

میدان‌های مگنتوسفری برای رسیدن به سطح زمین باید از یونسفر و اتمسفر عایق عبور کنند. مولفه عمودی میدان الکتریکی (E) و میدان مغناطیسی (H) در یونسفر نفوذ نمی‌کنند، بنابراین مولفه افقی شدیداً تغییر می‌کند (Hughes, 1976). منشأ میدان‌های الکترومغناطیسی با فرکانس‌هایی بالاتر از ۱ هرتز از فعالیت‌های هواشناسی مانند تخلیه آذرخش^۱ است. این سیگنال‌ها اسفریکس^۲ نامیده می‌شوند که یک محدوده وسیعی از فرکانس‌ها را در بر می‌گیرند. این امواج می‌توانند در موج‌بری که محدود به

^۱ Lighting discharge

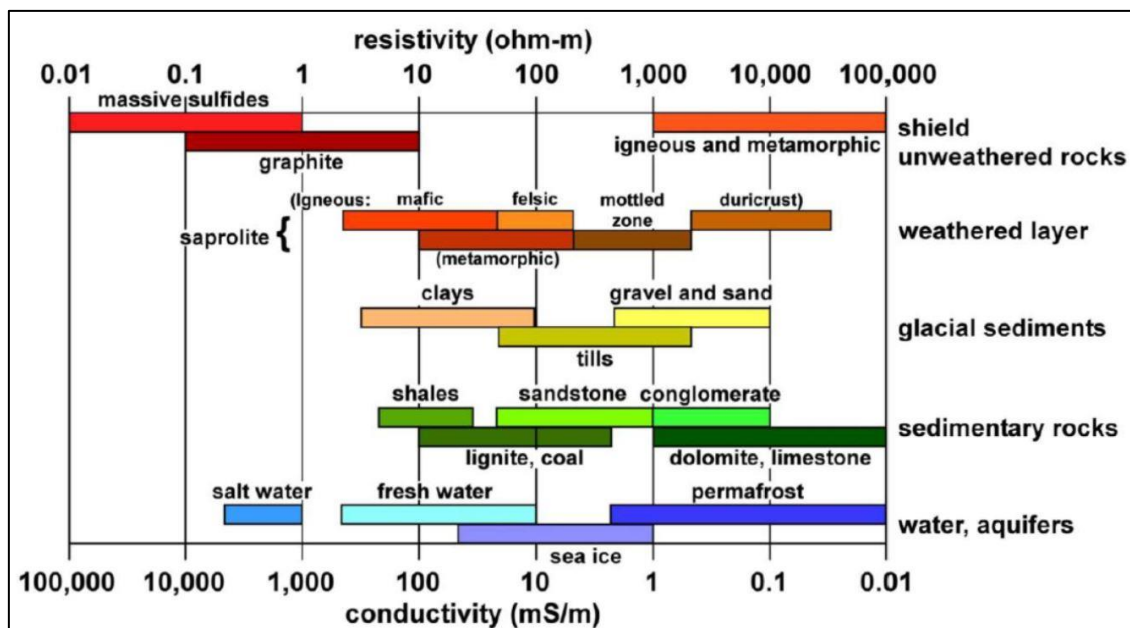
^۲ Sferics

لایه عایق هوا بین زمین رسانا و یونسفر رسانا می‌شود و میدان‌ها را در خود محصور کرده است، منتشر شوند. همانند دیگر موج‌ها پاسخ آن بستگی به فرکانسی دارد که به وسیله اندازه، شکل و طبیعت مرزهای آن مشخص می‌شود (Nabighian, 1991). در طول روز پهنای موج‌بر به حدود ۶۰ کیلومتر و در هنگام شب به حدود ۹۰ کیلومتر افزایش می‌یابد.

برهم‌کنش بین خورشید و مگنتوسفر و یونسفر زمین، نوسانات الکترومغناطیسی با نوسان‌های کمتر از ۱ هرتز ایجاد می‌کند. به طور خلاصه باد خورشیدی جریان مداوم پلاسمایی است که از خورشید تابش می‌شود و شامل پروتون‌ها و الکترون‌ها است. در مواجهه با میدان مغناطیسی زمین (در مگنتوپاوس) این پروتون‌ها و الکترون‌ها به جهات مختلف منحرف می‌شوند، بنابراین میدان الکتریکی تولید می‌کنند. تغییرات در چگالی، سرعت و شدت میدان مغناطیسی باد خورشیدی، آشفتگی‌هایی در مگنتوسفر زمین تولید می‌کند. برای مثال افزایش فشار در باد خورشیدی باعث فشردگی سریع خطوط میدان مغناطیسی می‌شود. نوسانات مگنتوسفر تغییرات نسبتاً سینوسی و کوچک در میدان ژئومغناطیسی ایجاد می‌کند. برهم‌کنش‌های القایی و مگنتوهیدرودینامیکی بین یونسفر و مگنتوسفر به طور پیچیده‌ای این میدان‌ها را قبل از اینکه به سطح زمین برسند تغییر می‌دهد (Berdichevsky, 2008).

۳_۳ خواص الکتریکی سنگ‌ها

جریان الکتریکی القا شده در زمین به میدان EM و مقاومت ویژه الکتریکی سنگ‌ها مربوط است. مقاومت-ویژه الکتریکی سنگ‌ها به چگالی حامل‌های بار موجود و هندسه مسیرهای جریان بستگی دارد.



شکل ۳-۴: مقاومت ویژه الکتریکی سنگ‌های مختلف زمین (Polack, 1988)

تخلخل^۱ بالا، مقادیر شوری بالای سیال‌ها، اشباع بالای سیال‌ها یا ذوب‌شدگی جزئی باعث ایجاد مقادیر بالای حامل‌های بار در سنگ‌ها و وجود مسیرهای ارتباطی مناسب میان حفرات باعث ایجاد چگالی بالای مسیرهای جریان الکتریکی می‌شود. بنابراین مقاومت ویژه الکتریکی سنگ‌ها ترکیبی از مولفه‌های بیان شده در بالاست. یک معرفی جامع از خواص الکتریکی سنگ‌ها و مواد معدنی در تلفورد و همکاران (۱۹۸۹) آورده شده است (Telford, 1989).

قانون آرچی:

$$\rho = a \rho_w \phi^{-m} S^{-n}$$

توصیف کننده یک راه تجربی جهت محاسبه مقاومت ویژه الکتریکی سازند سنگ^۲ ρ است. در این معادله M و a ثابت‌های تجربی (وابسته به درجه استحکام سنگ‌ها)، ρ_w مقاومت ویژه الکتریکی سیال سازند، Φ تخلخل و S اشباع سیال است. مقاومت ویژه الکتریکی سازند سنگ‌های رسوبی می‌توانند در محدوده

¹ Porosity

² Formation Resistivity of Rock

۱ تا ۱۰۰۰ اهم متر با تغییر در تراوایی، تخلخل، درجه اشباع سیال سازند و میزان شوری تغییر کند (Unsworth, 2007).

۳_۴ معادلات حاکم بر روش مگنتوتلوریک

برای تفسیر صحیح اندازه‌گیری‌های انجام شده (میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی) می‌بایست اصول و قواعد حاکم بر، برهم‌کنش این میدان‌ها بر زمین را شناخت. پدیده انتشار امواج الکترومغناطیس از اواسط قرن نوزدهم میلادی مورد مطالعه و تحقیق قرار گرفته است. قانون القا اولین بار زمانی که نیروی محرک القای الکتریکی را با تغییر شار مغناطیسی یک حلقه ایجاد کردند، توسط فارادی^۱ و هنری^۲ کشف شد. در سال ۱۸۲۰ اورستد دریافت که جریان، میدان مغناطیسی تولید می‌کند و بعد آمپر^۳ یک سری تجربی را که بعدها به قانون مداری آمپر معروف شد مطرح کرد. ماکسول^۴ قانون آمپر را با معرفی اصل جریان‌های جابه‌جایی و همچنین به‌کارگیری قانون فارادی و قانون گاوس^۵ و برخی روابط کمکی بر اساس مشاهدات تجربی، تولید و انتشار امواج الکترومغناطیس را توصیف کرد. نتیجه مطالعات او در بازه وسیعی از امواج الکترومغناطیس با فرکانس‌های متفاوت قابل به‌کارگیری است.

۳_۵ اثر ساختارهای مختلف زمین‌شناسی روی برداشت‌های مگنتوتلوریک

۳_۵_۱ ساختارهای یک‌بعدی

ساختارهای یک بعدی شامل چند لایه‌ی همگن افقی می‌باشند؛ که مقاومت ویژه در آنها تنها با عمق تغییر می‌کند. برای چنین ساختاری تغییرات افقی میدان‌ها صفر است (Moradzadeh, 1998). در ساختارهای یک بعدی امپدانس مستقل از جهت اندازه‌گیری می‌باشد، یعنی در هر فرکانس $Z =$

¹ Faraday

² Henry

³ Ampere

⁴ Maxwell

⁵ Gauss

$\rho_{xy} = \rho_a$ یا $Z_{xy} = -Z_{yx}$ ، از این رو در چنین شرایطی در ساختارهای یک بعدی $\rho_{xy} = \rho_a$

است. $\rho_{yx} = \rho_a$ تابعی از فرکانس است که مقاومت ویژهی زمین لایه‌ای را نشان می‌دهد

(Moradzadeh, 1998).

۳_۵_۲ امیدانس یک بعدی و مقاومت ویژه ظاهری یک بعدی

نقطه‌ی شروع معادلات برای تمامی روش‌های EM معادلات اساسی الکترومغناطیس یعنی معادلات

ماکسول هستند و معادلات حاکم بر روش مگنتوتلوریک نیز از این قاعده مستثنی نیستند. برای یک

محیط رسانا، این معادلات به قرار زیر می‌باشند:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (1_3)$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (2_3)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (3_3)$$

$$\nabla \cdot D = \rho \quad (4_3)$$

که در این معادلات، B چگالی شار مغناطیسی (برحسب تسلا)، H شدت میدان مغناطیسی (آمپر بر متر)،

D چگالی شار الکتریکی (کولن بر مترمربع) می‌باشند (Telford et al., 1990).

در واقع معادلات ماکسول نقطه شروعی برای درک این مساله است که چگونه میدان‌های

الکترومغناطیسی در اکتشافات ژئوفیزیکی به منظور تعیین خصوصیات مغناطیسی و الکتریکی زمین

مورد استفاده قرار می‌گیرند. بر اساس قانون القای فارادی (۳_۱)، تغییرات وابسته به زمان در میدان

مغناطیسی، باعث ایجاد میدان الکتریکی در یک حلقه‌ی بسته می‌شود که محور آن در راستای جریان

القایی است. این میدان نیز به نوبه‌ی خود یک میدان داخلی و ثانویه مغناطیسی متناسب با شارش

جریان مطابق با قانون آمپر (۳_۲) تولید می‌کند. دو نوع شارش جریان در قانون آمپر بیان می‌شود: یکی

J که در آن حامل‌های بار در محیط بدون هیچ گونه ممانعتی جریان می‌یابند و معمولاً به آن جریان

اهمی نیز می‌گویند و دیگری $\frac{\partial D}{\partial t}$ که در آن جدایش بار رخ داده و به همین جهت یک میدان الکتریکی در جهت مخالف که تحت عنوان جریان جابه‌جایی معروف است، بوجود می‌آید.

معادله $\nabla \cdot B = 0$ عدم وجود تک قطبی مغناطیسی را نشان می‌دهد. بر اساس این معادله، خطوط میدان مغناطیسی سیم‌لوله‌ای (به صورت منحنی‌های بسته) می‌باشند. قانون گاوس $\nabla \cdot D = \rho$ نیز نشان می‌دهد که حضور چگالی بار الکتریکی باعث بوجود آمدن میدان الکتریکی متناسب با چگالی بار خواهد بود.

در مناطق دارای هدایت معین به هنگام عبور جریان، بار چندانی ذخیره نمی‌شود بنابراین در این مناطق:

$$\nabla \cdot D = 0 \quad (5_3)$$

در روش MT مولفه‌های میدان الکتریکی یعنی مولفه‌های موازی سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود. بنابراین هیچ بار سطحی در مرز هوا و زمین ظاهر نخواهد شد؛ پس چگالی جریان ثابت می‌ماند. (خوجم-لی، ۱۳۹۰)

همچنین معادله پیوستگی و معادلات مربوط به یک محیط خطی که در بررسی نحوه انتشار امواج MT به کار می‌رود به شرح ذیل می‌باشد:

$$\nabla \times J + \partial \rho / \partial t = 0 \quad (6_3)$$

$$D = \epsilon E \quad (7_3)$$

$$J = \sigma E \quad (8_3)$$

$$B = \mu H \quad (9_3)$$

در معادلات فوق σ هدایت الکتریکی، ϵ گذردهی الکتریکی و μ نفوذپذیری مغناطیسی می‌باشد (Moradzadeh, 1998; Telford et al., 1990).

با گرفتن کرل از دو معادله ماکسول و با استفاده از روابط فوق و با توجه به این که $\nabla \cdot D = 0$ و $\nabla \cdot H = 0$ است، چنانچه تغییرات زمانی میدان‌ها هارمونیک فرض می‌شود، این معادلات به صورت زیر درمی‌آیند:

$$\nabla^2 E + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)E = 0 \quad (10_3)$$

$$\nabla^2 H + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)H = 0 \quad (11_3)$$

$$K^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega \quad (12_3)$$

همانطور که مشاهده می‌شود خصوصیات سنگ و فرکانس در عدد موج K خلاصه می‌شود، بخش اول رابطه‌ی (۱۰-۳) و (۱۱-۲) مربوط به جریان‌های جابه‌جایی و بخش دوم مربوط به جریان‌های رسانش می‌باشد. با توجه به فرکانس‌های مورد استفاده در روش MT که معمولاً کمتر از ۳ کیلوهرتز می‌باشند؛ از این رو مولفه‌ی جریان جابجایی قابل اغماض بوده و معادله هلمهولتز برای سنگ‌های با رسانندگی پایین و همچنین برای هوا به معادله لاپلاس تبدیل می‌شود:

$$\nabla^2 E = 0 \quad (13_3)$$

$$\nabla^2 H = 0 \quad (14_3)$$

همچنین برای یک رسانای خوب، بخش حقیقی مولفه‌ی جریان جابجایی معادله (۹-۲) و (۱۰-۲) حذف و تنها بخش موهومی آن باقی می‌ماند و معادله هلمهولتز تبدیل به معادله پخش می‌شود:

$$\nabla^2 E - i\mu\sigma\omega E = 0 \quad (15_3)$$

$$\nabla^2 H - i\mu\sigma\omega H = 0 \quad (16_3)$$

در هردو مورد مشاهده می‌شود که فاکتور مربوط به جریان‌های جابجایی با توجه به گستره فرکانسی مورد نظر در روش MT قابل اغماض می‌باشد (Telford et al., 1990).

حل معادلات (۱۵-۳) و (۱۶-۳) بسیار مشکل می‌باشد، مگر آن که موج قطبیده تخت فرض شود. تخت بودن امواج در گستره فرکانسی مورد نظر MT توسط دانشمندان بسیاری بررسی و مورد تایید قرار گرفته است (Dobrin and Savit, 1988).

چنانچه میدان الکترومغناطیسی تختی را در نظر بگیریم که موج در جهت Z منتشر شود، صفحه XY صفحه قطبش باشد و مولفه‌های میدان‌ها را به صورت زیر فرض کنیم:

$$H = H_y(z, t) \quad (17_3)$$

$$E = E_x(z, t) \quad (18_3)$$

جواب معادلات (۱۵-۳) و (۱۶-۳) به این صورت خواهد بود:

$$A = A_0 e^{-i(K_z z - \omega t)} = A_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \alpha z)} \quad (19_3)$$

$$\alpha = \left(\frac{\omega \mu \sigma}{2} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad K = (1-i)\alpha \quad (20_3)$$

A_0 بزرگی میدان‌های E و H در سطح زمین می‌باشد. از نظر فیزیکی تنها بخش حقیقی جواب معادله

مورد

نظر ماست بنابراین:

$$A = A_0 e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z) \quad (21_3)$$

ملاحظه می‌شود دامنه‌ی میدان‌های E و H به طور نمایی نسبت به عمق کاهش می‌یابد و علاوه بر آن میدان‌ها نسبت به زمان و عمق تغییرات سینوسی همراه با تغییر فاز دارند. برای چنین موج تخت قطبیده شده در صفحه xy که در جهت z در داخل زمین منتشر می‌شود با در نظر گرفتن معادلات (۲۳-۲)، (۲۳-۷)، (۲۳-۸) و (۲۳-۱۶) روابط زیر را می‌توان به دست آورد (Moradzadeh, 1998):

$$H_y = H_{y0} e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z) \quad (22_3)$$

$$E_x = \frac{1}{\sigma} \left(\frac{-\partial H_y}{\partial z} \right) = \sqrt{2} \left(\frac{\alpha}{\sigma} \right) H_{y0} e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z + 45^\circ) \quad (23_3)$$

که در آن H_{y0} اندازه H_y در سطح زمین است. با تقسیم رابطه‌ی (۲۳-۳) بر (۲۳-۲) خواهیم داشت:

$$\frac{E_x}{H_y} = \sqrt{2} \left(\frac{\alpha}{\sigma} \right) e^{\frac{i\pi}{4}} = \frac{i\omega\mu}{K} \quad (24_3)$$

$$Z = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| = (\omega\mu\rho)^{\frac{1}{2}} e^{\frac{i\pi}{4}} \quad (25_3)$$

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu} |Z|^2 \quad (26_3)$$

در رابطه‌ی فوق Z امپدانس موج برای یک زمین همگن با مقاوم ویژه ρ نامیده می‌شود.

با استفاده از واحدهایی که در عمل برای اندازه‌گیری میدان‌های الکتریکی $E(\frac{mv}{km})$ و میدان‌های مغناطیسی H (بر حسب نانو تسلا یا گاما) استفاده می‌شود و همچنین با قرار دادن $\omega = \frac{2\pi}{T}$ (بر حسب ثانیه) و $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} (\frac{Tm}{A})$ در رابطه $\rho = \frac{1}{\omega\mu} |Z|^2$ به صورت زیر خلاصه می‌شود:

(27_3)

$$\rho = 0.2T|Z|^2 \quad (\text{اهم-متر})$$

که مقاومت ویژه حقیقی یک زمین همگن ایزوتوپ را نشان می‌دهد. همچنین رابطه (۲۷-۲) نشان می‌دهد که در چنین شرایطی فاز امپدانس ۴۵ درجه است و این بدین معنی است که E_x نسبت به H_y به اندازه ۴۵ درجه جلو افتادگی فاز دارد.

۳_۵_۳ عمق پوسته

برای بیان میزان نفوذ امواج الکترومغناطیسی به داخل زمین، فاکتوری به نام عمق پوسته تعریف می‌شود. در یک زمین همگن، عمق پوسته (δ) عمقی است که دامنه موج به $\frac{1}{e}$ مقدارش در سطح زمین کاهش می‌یابد برای به دست آوردن این فاکتور، در رابطه (۱۹-۳) مقدار $Z = \frac{1}{\alpha}$ قرار داده می‌شود و پس از ساده‌سازی رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega\mu\sigma} \right)^{\frac{1}{2}} = 503 \left(\frac{\rho}{f} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (28_3)$$

که در آن δ عمق پوسته بر حسب متر، ρ مقاومت ویژه (بر حسب اهم-متر) و f فرکانس میدان (بر حسب Hz) می باشد. از این رابطه می توان دریافت که امواج EM در زمین های مقاوم عمق نفوذ زیادی داشته و یا هنگامی که فرکانس موج بالا باشد عمق نفوذ آنها در زمین های رسانا چندان زیاد نخواهد بود. هنگامی که $(\omega\mu\sigma)^{1/2}$ کوچک باشد، میدان الکترومغناطیسی بدون اینکه سریع میرا شود در محیط انتشار می یابد بنابراین مولفه مغناطیسی میدان الکترومغناطیسی نمی تواند جریان قابل توجهی را در زمین القا کند. از طرفی هنگامیکه $(\omega\mu\sigma)^{1/2}$ بزرگ باشد جریان های سطحی بزرگ میدان مغناطیسی ثانویه بزرگی را تولید می کند که غیر هم فاز با میدان اولیه است به طوریکه بخشی یا کاملاً اثر میدان اولیه را از بین می برد. واضح است که میدان الکترومغناطیسی می تواند به آسانی در مواد با مقاومت ویژه زیاد نفوذ کند؛ اما این امواج توسط مواد رسانا تضعیف می شوند بنابراین هر روش اکتشافی که در آن امواج الکترومغناطیسی به کار گرفته می شود؛ در تفکیک پذیری اجسام رسانا موثر است و همچنین بهترین روش برای مناطقی می باشد که توسط سنگ های مقاوم پوشیده شده است (Moradzadeh, 1998).

۳_۵_۴ ساختارهای دوبعدی

یک ساختار دوبعدی ژئوالکتریکی، ساختاری است که مقاومت ویژه الکتریکی و میدان ها علاوه بر تغییر نسبت به عمق، در یک جهت افقی نیز بطور جانبی تغییر می کنند. بیش تر ساختارهای زمین شناسی مانند تاقدیس ها، ناودیس ها، زون های همبری، دایک ها، دره های ریفتی و رودخانه ای به صورت دوبعدی هستند.

در ساختارهای دوبعدی خواص الکتریکی به موازات یک جهت افقی مثلاً (X) ثابت است؛ که به آن جهت امتداد گفته می شود. برای مدل دو بعدی، معادلات درهم کنش امواج تخت الکترومغناطیسی برای دو مد بررسی می شود (Moradzadeh, 1998 ; Vozoff, 1991). وقتی مولفه میدان الکتریکی در جهت امتداد قطبیده باشد و مولفه ی مغناطیسی عمود بر آن باشد این وضعیت را حالت الکتریکی عرضی (TE)

می‌نامند. حالت دوم وقتی است که مولفه‌ی میدان الکتریکی عمود بر امتداد باشد یا زمانی که مولفه‌ی میدان مغناطیسی در جهت امتداد قطبیده باشد این وضعیت را حالت مغناطیسی عرضی (TM) می‌نامند. در این حالت معادلات امواج الکترومغناطیسی برای هریک از مدهای TE و TM به صورت زیر درمی‌آیند (Moradzadeh, 1998):

برای مد TE داریم:

$$E_x = \frac{1}{\sigma(y, z)} \left[\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} \right] \quad (29_3)$$

$$H_y = -\frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad (30_3)$$

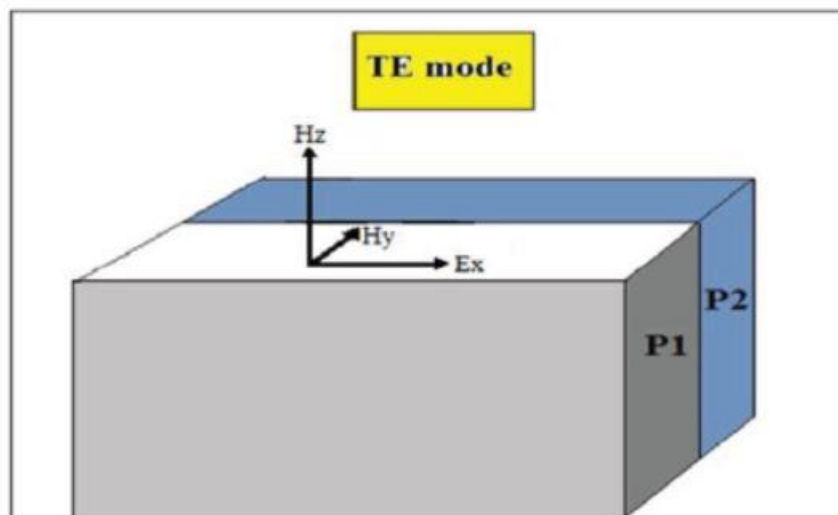
$$H_z = -\frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial E_x}{\partial y} \quad (31_3)$$

برای مد TM داریم:

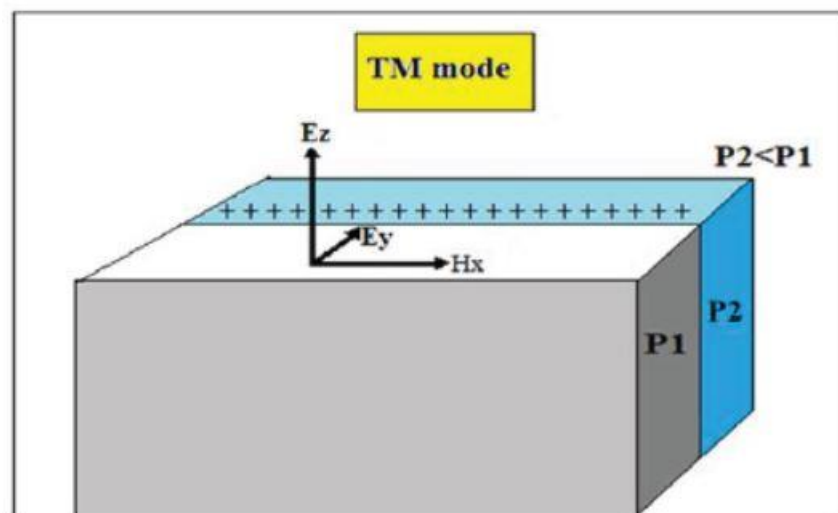
$$H_x = -\frac{1}{i\omega\mu} \left[\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} \right] \quad (32_3)$$

$$E_y = \frac{1}{\sigma(y, z)} \frac{\partial H_x}{\partial z} \quad (33_3)$$

$$E_z = \frac{1}{\sigma(y, z)} \frac{\partial H_x}{\partial y} \quad (34_3)$$



شکل ۳_۵: نمایش مؤلفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی مد TE بر روی یک ساختار دو بعدی.



شکل ۳_۶: نمایش مؤلفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی مد TM بر روی یک ساختار دو بعدی.

رفتار این دو قطبش در برخورد با ناهمگنی‌های جانبی متفاوت است که در ادامه در مورد آنها بحث و بررسی خواهد شد. تفاوت اساسی این دو حالت در این می‌باشد که حالت TM ساختارها را باردار می‌کند و آنومالی‌های آن دارای طبیعت گالوانیکی می‌باشند. درحالی‌که حالت TE ساختارها را باردار نمی‌کند و آنومالی‌های آن دارای طبیعت القایی می‌باشند. حالت TM به ساختارهای نزدیک به سطح حساس-تراست؛ اما حالت TE به ساختارهای عمیق حساس می‌باشد و در نهایت این که حالت TM در برابر

جابجایی استاتیکی حاصل از آنومالی‌های سه‌بعدی نزدیک به سطح تاثیرپذیرتر از حالت TE می‌باشد (Berdichevsky et al., 2008).

۳_۵_۵ تانسور امپدانس و مقاومت ویژه ظاهری دوبعدی

در اکتشافات MT در یک زمین همگن یا لایه‌ای افقی رابطه‌ی بین میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی به صورت زیر نشان داده می‌شود:

$$Z(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} = -\frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)} \quad (35_3)$$

اما در یک زمین با ساختار دو بعدی که در طبیعت نیز معمول‌تر است، ساختار الکتریکی زیرسطحی را نمی‌توان با اسکالر مختلط بیان کرد. برای چنین ساختارهایی رابطه بین میدان الکتریکی و مغناطیسی به صورت تانسور امپدانس تعریف می‌شود:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} & Z_{xz} \\ Z_{yx} & Z_{yy} & Z_{yz} \\ Z_{zx} & Z_{zy} & Z_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \\ H_z \end{pmatrix} \quad (36_3)$$

در روش مگنتوتلوریک E_z جز برای فرکانس‌های بسیار بالا تقریباً صفر است. زیرا مولفه‌ی قائم میدان الکتریکی خیلی زود میرا می‌شود. از این‌رو برای یک ساختار دو بعدی تانسور امپدانس به صورت زیر تعریف می‌شود (cantwell, 1960):

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (37_3)$$

پس هر مولفه تانسور امپدانس برابر می‌شود با:

$$Z_{ij} = \frac{E_i}{H_j} \quad (i, j = x, y) \quad (38_3)$$

در زمین دوبعدی چنانچه یکی از محورها به موازات امتداد ساختار باشد، مولفه‌های قطر اصلی صفر می‌شوند:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0, \quad Z_{xy} \neq Z_{yx} \quad (39_3)$$

در یک زمین یک بعدی علاوه بر اینکه مولفه‌های قطر اصلی صفر می‌شوند، مولفه‌های قطر فرعی نیز به صورت مقابل با هم مرتبط هستند:

$$Z_{xy} = -Z_{yx} \quad (40_3)$$

به دلیل اینکه در زمان برداشت به‌ندرت امتداد آنومالی مشخص است؛ بنابراین محورهای برداشت در زوایای دلخواه نسبت به امتداد آنومالی قرار می‌گیرند. سپس برای تعیین امتداد ساختار، با چرخش تانسور امپدانس سعی می‌شود که عناصر قطراصلی تانسور امپدانس حذف شود. البته چنانچه نویز وجود داشته باشد، این عناصر حذف نمی‌شوند. ولی می‌توان مقادیر آنها را به حداقل رساند. برای به دست آوردن محورهای موازی و عمود بر امتداد آنومالی که به آنها محورهای اصلی می‌گویند، محورهای برداشت را تحت زاویه θ بصورت ساعتگرد حول محور قائم دوران می‌دهیم (Telford et al., 1990; Kaufman and Keller, 1981).

تانسور Z را می‌توان با یک ماتریس چرخش R به هر سیستم مختصات با زاویه θ چرخاند:

$$Z'(\theta) = RZR^T, \quad R = \begin{pmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{pmatrix} \quad (41_3)$$

رابطه‌ی بین عناصر تانسور امپدانس اولیه و عناصر امپدانس اصلی به صورت زیر می‌باشد (Eggers, 1982):

$$Z'_{xx} = Z_2 + Z_3 \sin(2\theta) + Z_4 \cos(2\theta) \quad (42_3)$$

$$Z'_{xy} = Z_1 + Z_3 \cos(2\theta) - Z_4 \sin(2\theta) \quad (43_3)$$

$$Z'_{yx} = -Z_1 + Z_3 \cos(2\theta) - Z_4 \sin(2\theta) = -Z'_{xy}(\theta + \pi/2) \quad (44_3)$$

$$Z'_{yy} = -Z_2 - Z_3 \sin(2\theta) - Z_4 \cos(2\theta) = Z'_{xx}(\theta + \pi/2) \quad (45_3)$$

پارامترهای Z_1, Z_2, Z_3 و Z_4 به صورت زیر تعریف می‌شوند (Kaufman and Keller, 1981):

$$Z_1 = \frac{Z_{xx} - Z_{yx}}{2} = \frac{Z'_{xy}(\theta) - Z'_{yx}(\theta)}{2} \quad (46_3)$$

$$Z_2 = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{2} = \frac{Z'_{xy}(\theta) + Z'_{yy}(\theta)}{2} \quad (47_3)$$

$$Z_3 = \frac{Z_{xy} + Z_{yx}}{2} \quad (48_3)$$

$$Z_4 = \frac{Z_{xx} - Z_{yy}}{2} \quad (49_3)$$

زاویه چرخش θ باید طوری انتخاب شود که عناصر قطر اصلی تانسور Z' صفر و یا حداقل گردد. یعنی:

$$Z'(\theta) = \begin{pmatrix} 0 & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (50_3)$$

به این ترتیب عناصر غیر قطری $Z'(\theta)$ به عنوان مولفه‌های اصلی تانسور امپدانس شناخته می‌شوند و با

استفاده از مولفه‌های حقیقی و موهومی آنها می‌توان مقاومت و ویژه‌ی ظاهری و فاز امپدانس را محاسبه

نمود (Kaufman and Keller, 1981):

$$\rho'_{xy} = 0.2T |Z'_{xy}|^2 \quad (51_3)$$

$$\rho'_{yx} = 0.2T |Z'_{yx}|^2 \quad (52_3)$$

۳_۶ فاز امپدانس

فاز امپدانس، اختلاف فاز بین مولفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی را توصیف می‌کند (Kaufman and Keller, 1981):

$$\phi'_{xy} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z'_{xy})}{\text{Re}(Z'_{xy})} \right) \quad (53_3)$$

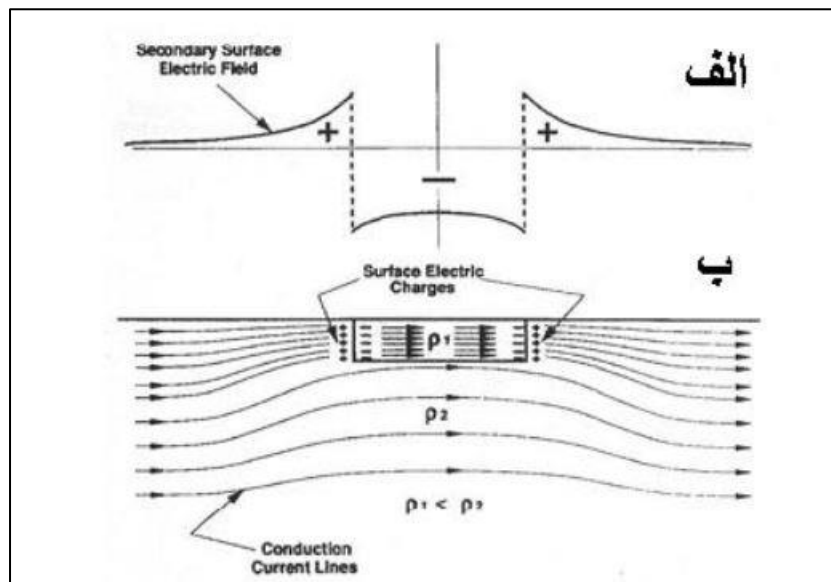
$$\phi'_{yx} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z'_{yx})}{\text{Re}(Z'_{yx})} \right) \quad (54_3)$$

بنابر رابطه‌ی (۳_۲۵) در یک زمین همگن فاز امپدانس برابر با $\pi/4$ می‌شود. این بدان معناست که با توجه به فرآیند پخش انتشار امواج صفحه‌ای الکترومغناطیسی در محیط رسانا، میدان الکتریکی به اندازه‌ی ۴۵ درجه نسبت به میدان مغناطیسی تقدم فاز می‌یابد (خوجم لی، ۱۳۹۰).

۳_۷ اثر جابجایی ایستا

مساله اصلی در سونداژزنی MT آشفتگی میدان الکتریکی، به علت ناهمگنی‌های الکتریکی و تغییرات عرضی در مقاومت‌ویژه ساختارهای الکتریکی نزدیک به سطح است. دلیل ایجاد این پدیده نیز ناپیوستگی میدان الکتریکی افقی به هنگام عبور از ناهمگنی‌های جانبی است (شکل ۱_۲ الف). در شکل (۱-۲ ب) اگر مقاومت‌ویژه توده سطحی ρ_1 کمتر از مقاومت ویژه زمینه ρ_2 باشد آنگاه منحنی سونداژ مقاومت ویژه در محل ایستگاه اندازه‌گیری به اندازه ثابت بطور مستقل از فرکانس به سمت پایین جابجا می‌شود. اگر ($\rho_2 < \rho_1$) باشد آنگاه منحنی مقاومت‌ویژه به اندازه ثابت به سمت بالا جابجا می‌شود. از آنجایی که این مقدار جابجایی منحنی مقاومت ویژه در تمام فرکانس‌ها ثابت است؛ به همین جهت به آن جابجایی ایستا گویند. جهت آشکارسازی جابه‌جایی ایستا، باید منحنی‌های مقاومت‌ویژه ظاهری و فاز را بر حسب فرکانس برای هر سونداژ به صورت شبه‌مقطع در طول پروفیل رسم نمود. در شبه‌مقطع

مقاومت ویژه بر حسب فرکانس در طول پروفیل، جابه‌جایی ایستا به صورت نوارهای عمودی موازی با محور فرکانس مشاهده می‌شود.



شکل ۳_۷: الف-تغییر میدان الکتریکی عمود بر امتداد ساختار در مجاورت ناهمگنی جانبی ب-تمرکز جریان الکتریکی در زون هادی (مرادزاده، ۲۰۰۳)

این در حالی است که این سری نواری در شبه‌مقاطع فاز پروفیل قابل رویت نمی‌باشد (هاشمی، ۱۳۹۱).

۳_۸ زاویه راستا

برای محاسبه زاویه چرخش از رابطه‌ی زیر استفاده می‌شود (Swift, 1967):

$$40 = \tan^{-1} \frac{|(z_{xx} - z_{yy})(z_{xy} + z_{yx})^* + (z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})|}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \quad (3_55)$$

علامت * نشان‌دهنده‌ی مزدوج مختلط است. زاویه راستایی که به دست می‌آید ۹۰ درجه ابهام دارد، در نتیجه تنها با استفاده از عناصر امپدانس نمی‌توان زاویه راستای منحصر به فردی به دست آورد. این ابهام می‌تواند با استفاده از تیپر یا دیگر اطلاعات مستقل برطرف شود (Telford et al., 1991; Dobrin & Savit, 1988; Vozoff, 1991).

۳_۹ تعیین بعد داده‌های مگنتوتلوریک

تعیین بعد داده‌های مگنتوتلوریک ابزار قدرتمندی است که با استفاده از آن میتوان وارون‌سازی و تفسیر مناسبی را با توجه به بعد ساختارهای زیرسطحی انجام داد. در صورتی که ساختارهای زیرسطحی یک بعدی و دوبعدی باشند می‌توان از وارون‌سازی سه‌بعدی به دلیل هزینه و زمانبر بودن اجتناب کرد. علاوه براین بعضی از روش‌های تعیین بعد می‌توانند مشخص کنند که داده‌ها تحت تاثیر انحرافات گالوانیکی قرار گرفته‌اند یا خیر. در این پژوهش، روشهای تعیین بعد چولگی، بیضیوارگی، شاخص‌های ابعادی نرمال شده و نمودارهای قطبی با استفاده از داده‌های مگنتوتلوریک منطقه مورد بررسی قرار گرفتند. در بخش‌های بعدی در مورد مزایا و معایب هر کدام از این روش‌ها توضیح داده می‌شود.

۳_۹_۱ چولگی و بیضیوارگی

این پارامترها می‌توانند در تعیین ابعاد ساختارهای زیرسطحی مفید باشند. رابطه‌ی این پارامترها به صورت زیر است (Telford et al., 1990; Vozoff, 1991):

$$S = \frac{|Z_2|}{|Z_1|} = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right| \quad (56_3)$$

$$e = \frac{|Z_4(\theta)|}{|Z_3(\theta)|} \quad (57_3)$$

اسکیو یک پارامتر نامتغیر چرخشی است. مقدار چولگی و بیضیوارگی برای ساختارهای یک‌بعدی و دوبعدی صفر و یا نزدیک به صفر است، اما اگر مقدار آن از ۰,۳ تجاوز کند، باید محدوده‌ی مورد نظر به‌صورت سه‌بعدی بررسی شود. یکی از مشکلات این روش‌ها این است که قادر به تشخیص نویزها و انحرافات گالوانیکی نیست.

۳_۹_۲ شاخص‌های ابعادی نرمال شده

به دلیل حساسیت زیاد روش چولگی به نویز، روش شاخص‌های ابعادی نرمال شده پیشنهاد شد. در این روش اندازه هر یک از شاخص‌های D_1 ، D_2 و D_3 به ترتیب وزن ساختارهای یک بعدی، دوبعدی و سه‌بعدی را نشان می‌دهد. روابط شاخص‌های ابعادی نرمال شده به صورت زیر است (Kao and Orr, 1982).

$$D_1 = \frac{|Z_1|}{Y} \quad (58_3)$$

$$D_2 = \frac{|Z_3|}{Y} \quad (59_3)$$

$$D_{3\alpha} = \frac{|Z_2|}{Y} \quad (60_3)$$

$$D_{3b} = \frac{|Z_4|}{Y} \quad (61_3)$$

$$Y = |Z_1| + |Z_3| + \frac{(|Z_2| + |Z_4|)}{2} \quad (62_3)$$

D_3 میانگین $D_{3\alpha}$ و D_{3b} است. برای مقادیر بزرگتر از ۰٫۲ برای D_2 و D_3 به ترتیب بیانگر ساختار دوبعدی و سه‌بعدی است. D_1 و D_2 رفتار عکس باهم دارند. برای ساختارهای یک بعدی شرط $D_1 > D_2 > D_3$ قابل انتظار است.

۳_۹_۳ نمودارهای قطبی

یکی از روش‌های گرافیکی رایج در تعیین بعد داده‌های مگنتوتلوریک روش نمودارهای قطبی است (Berdichevsky, 1968). در این روش مولفه‌های Z_{xx} و Z_{yy} را که از صفر تا 2π تغییر می‌کنند، دوران داده، سپس اندازه این مولفه‌ها روی محورهای دوران یافته جدید رسم می‌شود. در این صورت مولفه XY تانسور امپدانس برای ساختارهای یک بعدی به شکل دایره، برای ساختارهای دوبعدی شکل تخم مرغی و برای سه بعدی در یک امتداد کشیده شده (شکل اوربیتالی) خواهد بود و مولفه XX تانسور امپدانس برای

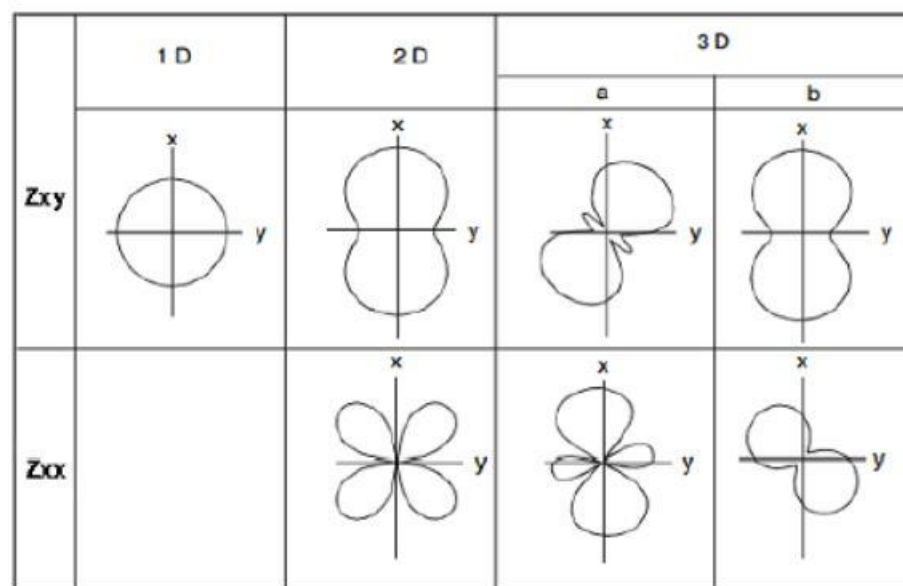
ساختارهای یک بعدی صفر، برای ساختارهای دوبعدی به شکل گلبزرگ متقارن و برای ساختارهای سه

بعدی

در یک امتداد کشیده شده می‌باشد؛ که اندازه آن قابل مقایسه با مولفه XY تانسور امپدانس است. از

اشکالات

این روش این است که تحت تاثیر نویز و ناهمگنی‌های جانبی قرار می‌گیرد (Green, 2003).



شکل ۳_۸: مثالی از نمودارهای قطبی تانسور امپدانس برای ساختارهای یک بعدی، دوبعدی و سه بعدی

فصل چهارم

ارائه داده‌های مکتوب تلوریک، آنالیز ابعادی و تفسیر کیفی داده‌ها

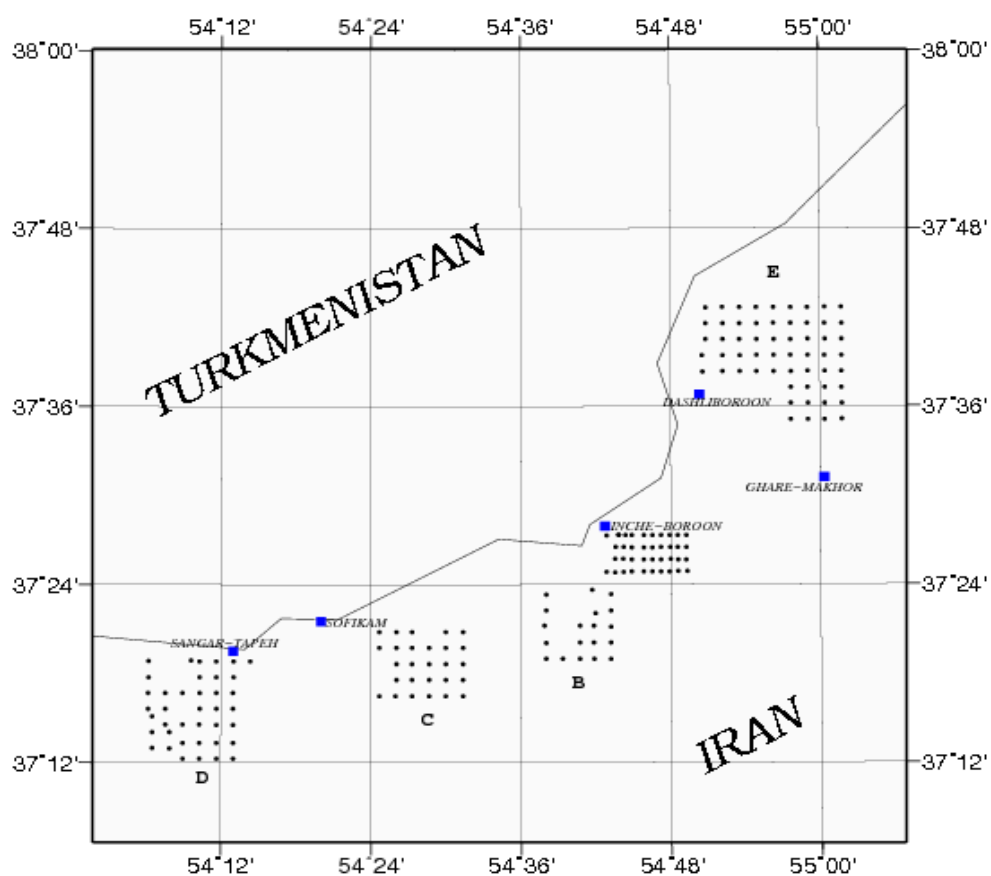
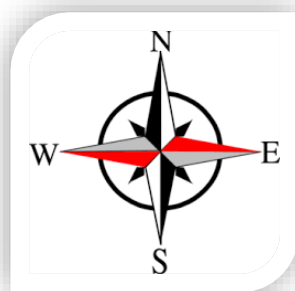
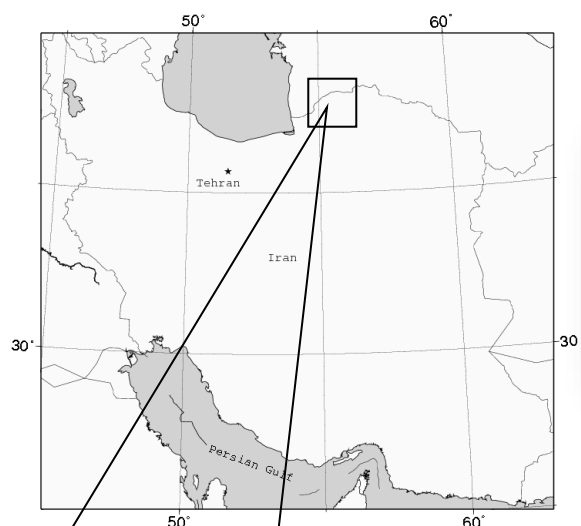
۴-۱ مقدمه

در این فصل ابتدا ضمن ارائه و نمایش داده‌های مگنتوتلوریک منطقه مورد مطالعه، به بررسی کمیت‌های موثر در تفسیر داده‌های آن پرداخته می‌شود. سپس با روش‌های مختلف، ابعاد ساختارهای زیر سطحی تعیین می‌شود، پس از این مرحله مدل‌سازی یک‌بعدی و دوبعدی بر روی داده‌های منطقه انجام می‌شود و در ادامه با ارائه نمودارها، مقاطع و نقشه‌های لازم، تفسیر کیفی داده‌ها به منظور شناسایی زون‌های آنومال برای اکتشاف صورت می‌گیرد.

۴-۲ موقعیت ایستگاه‌ها و پروفیل‌های مربوطه

در این پایان‌نامه از داده‌های سونداژ مگنتوتلوریک، از شمال غرب تا شمال شرق استان گلستان، در مناطق اوخی تپه (بلوک B)، صوفیکم (بلوک C)، گمیشان (بلوک D) و داشلی‌برون (بلوک E) استفاده شده است. شکل (۴_۱) نقشه موقعیت بلوک‌ها را نشان می‌دهد. مطالعات فوق با هدف ارزیابی پتانسیل موجود در منطقه از نظر وجود لایه‌های رسانا به لحاظ الکتریکی، که می‌توانند حاوی آب شور و در نتیجه احتمالاً حاوی ترکیب یددار باشند انجام پذیرفته است. در تحقق این هدف، مطالعات مگنتوتلوریک به‌گونه‌ای طراحی شده است که رسانائی الکتریکی (یا مقاومت ویژه الکتریکی) در محدوده‌ای وسیع (بلوک‌های ذکرشده) از سطح زمین تا اعماق بیشتر از ۱۰۰۰ متر به‌نقشه درآید.

داده‌های مورد استفاده در این نوشتار، توسط شرکت تهران پادیر برداشت شده است. لازم به ذکر است که فاصله تقریبی سونداژها در هر بلوک از هم حدود ۲ کیلومتر است و برداشت در هر ایستگاه به صورت پنج مولفه‌ای $(E_x, E_y, H_x, H_y, H_z)$ بوده است. در نتیجه پردازش داده‌ها، مولفه‌های تانسور امپدانس به دست آمده است.



شکل ۴_۱: نقشه موقعیت مناطق مورد مطالعه در استان گلستان

۳_۴ بررسی کمیت‌های موثر در تفسیر داده‌ها

پس از مرحله پردازش داده‌ها، مولفه‌های تانسور امپدانس به دست می‌آید، با ترکیب مولفه‌های تانسور امپدانس به صورت‌های مختلف، پارامترهایی به دست می‌آید که در درک صحیح ساختارهای زمین-شناسی منطقه مورد مطالعه کمک می‌کند. ابتدا با چرخش تانسور امپدانس و اطلاعات زمین‌شناسی منطقه، به تعیین بعد ساختارهای زمین‌شناسی زیرسطحی در منطقه می‌پردازیم. پس از آن با به دست آوردن مولفه‌های اصلی تانسور امپدانس، مقاومت‌ویژه ظاهری و فاز در فرکانس‌های مختلف برای هر سونداژ محاسبه شده و نتایج به صورت نمودار و شبه‌مقطع رسم می‌گردد.

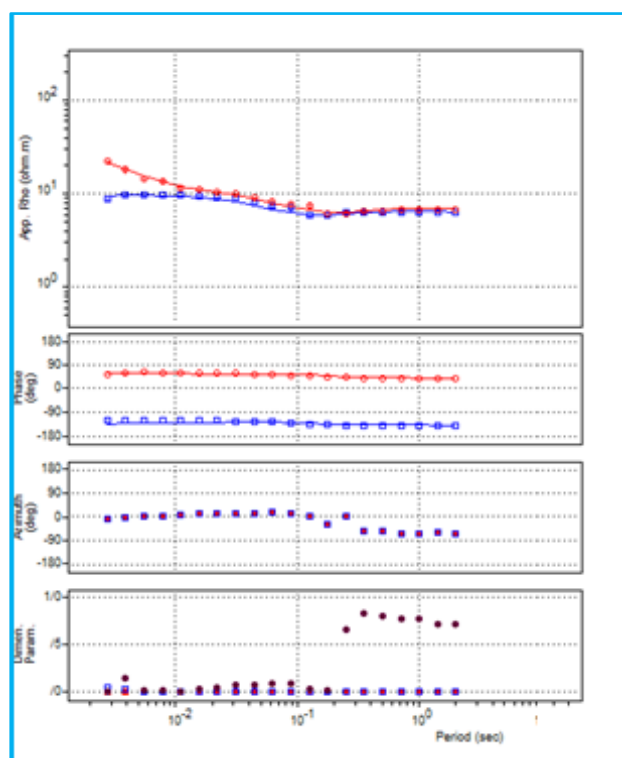
۳_۴_۱ منحنی‌های مقاومت‌ویژه ظاهری (ρ_a)

همانطور که قبلاً گفته شد مقاومت ویژه ظاهری می‌تواند به طور مستقیم برای هریک از مولفه‌های تانسور امپدانس از رابطه $\rho_{a_{ij}} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}|^2$ محاسبه شود. این کمیت اساسی‌ترین پارامتر در تفسیر داده‌های MT می‌باشد که از روی مولفه‌های اصلی تانسور امپدانس در فرکانس‌های مورد نظر قابل محاسبه است. در شکل (۳_۴) و (۲_۴) منحنی‌های مقاومت‌ویژه ظاهری سونداژهای E11 و E18 در دو مولفه XY و YX پس از چرخش تانسور امپدانس به راستای حداکثر XY و YX نمایش داده شده است. همانطور که در نمودارهای مقاومت‌ویژه ظاهری اغلب ایستگاه‌ها دیده می‌شود تطابق چندانی بین منحنی‌های مقاومت‌ویژه ظاهری XY و YX وجود ندارد. در نتیجه نمی‌توان انتظار داشت که یک محیط یک‌بعدی در منطقه مورد مطالعه وجود داشته باشد زیرا در صورت یک بعدی بودن منطقه این دو منحنی باید بر یکدیگر منطبق می‌شدند. در بعضی از فرکانس‌ها اندازه خطا بالاست. این می‌تواند دلیلی بر وجود نوفه‌های الکترومغناطیسی در منطقه باشد. برای جلوگیری از ایجاد مشکل در مدل‌سازی می‌توانیم داده‌های فرکانس مورد نظر را غیر فعال^۱ کرد.

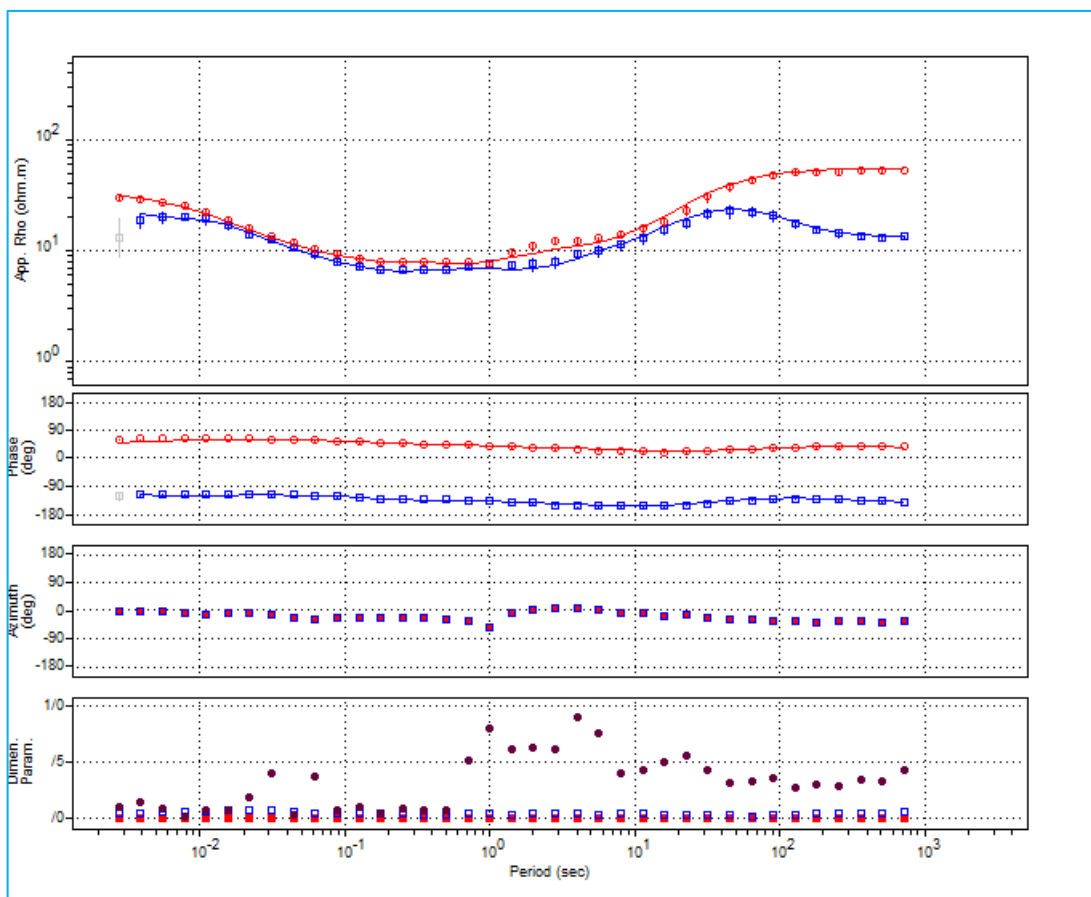
¹ Mask

۴_۳_۲ فاز امپدانس

مقدار فاز در روش مگنتوتلوریک یک مقدار مستقل از مقاومت ویژه می‌باشد و می‌تواند به عنوان عامل کنترلی در هنگام مدلسازی‌ها به همراه مقاومت ویژه ظاهری بکار برده شود. با توجه به اینکه هریک از مولفه‌های تانسور امپدانس اعداد مختلطی می‌باشند، پس می‌توان مقدار فاز هریک از این اعداد مختلط را حساب کرد و مقدار این فاز را به صورت نمودارهایی بر حسب فرکانس برای مولفه‌های مختلف تانسور امپدانس نشان داد. مقدار فاز تحت تاثیر ناهمگنی‌های سطحی قرار نمی‌گیرد، در واقع وجود کمیت فاز یکی از مزیت‌های روش MT به روش‌های جریان مستقیم ژئوالکتریکی می‌باشد که باعث می‌شود در مورد ساختارهای زیرسطحی و توزیع مقاومت ویژه در آنها اطلاعات بیشتری به دست آورد. شکل (۴_۲) و (۴_۳) منحنی‌های فاز XY و YX مربوط به دو ایستگاه بلوک E را نشان می‌دهد. شایان ذکر است که منحنی‌های فاز تحت تاثیر جابجایی ایستای قرار نمی‌گیرند.



شکل ۴_۲: نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری و نمودار فاز امپدانس XY و YX، سونداژ E11 مربوط به منطقه مورد مطالعه، محور افقی فرکانس و محور قائم مقاومت ویژه ظاهری و فاز مقاومت ویژه (درجه) می‌باشد و هر دو محور لگاریتمی می‌باشند.



شکل ۳_۴ نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری و نمودار فاز امپدانس XY و YX، سونداژ E18 مربوط به منطقه مورد مطالعه، محور افقی فرکانس و محور قائم مقاومت ویژه ظاهری و فاز مقاومت ویژه (درجه) می باشد و هر دو محور لگاریتمی می باشند.

۳_۳_۴ آنالیز ابعادی داده های مگنتوتلوریک

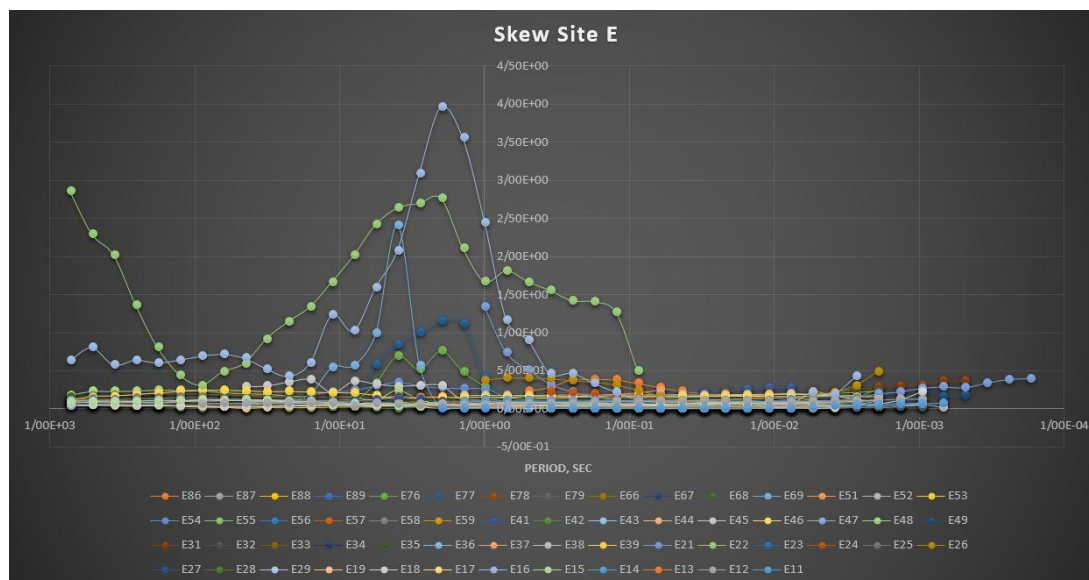
۳_۳_۴_۱ نتایج چولگی (Skew)

این کمیت که یک پارامتر نامتغیر چرخشی می باشد و توسط فرمول (۳_۵۶) تعریف می شود در صورتی که برابر صفر و یا نزدیک به صفر باشد می تواند نشانگر غیر سه بعدی بودن منطقه باشد. اگر این مقدار از ۰,۳ تجاوز کند باید محدوده مورد نظر به صورت سه بعدی بررسی شود. شکل های (۴_۴) و (۴_۵) نمودار چولگی مربوط به ایستگاه های دو بلوک مورد مطالعه را نشان می دهد. همان گونه که در شکل ها مشاهده می شود، مقدار چولگی در اکثر ایستگاه ها، کمتر از ۰,۳ است، که دلالت بر غیر سه بعدی بودن

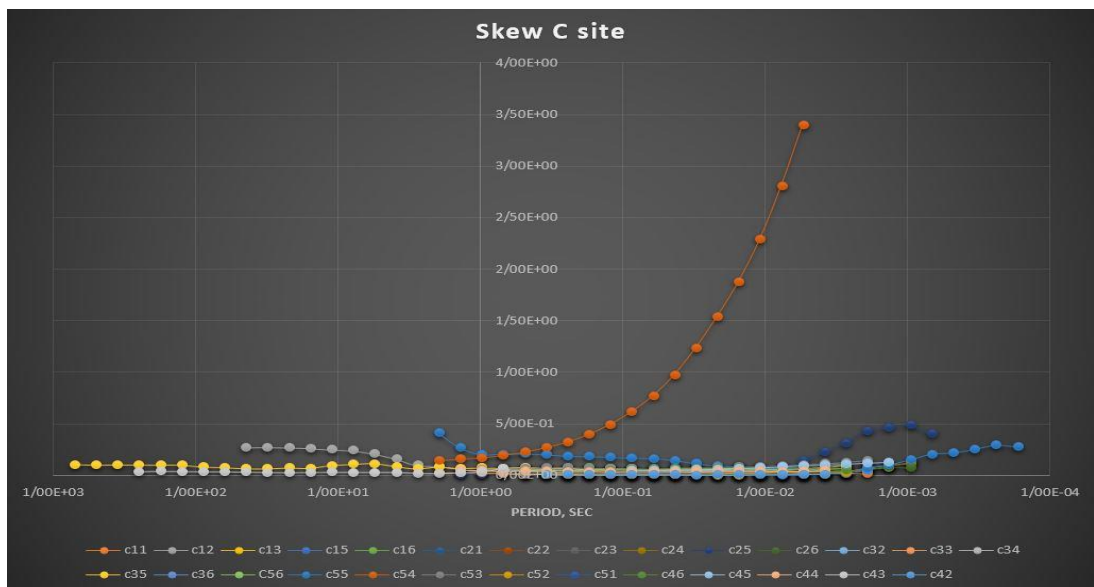
ساختارهای منطقه دارد، اما برخی از ایستگاه‌ها، مقدار بیشتر از ۰,۳ را نشان می‌دهد که دلالت بر ساختارهای سه‌بعدی یا وجود نوفه در حوزه فرکانسی مورد نظر دارد.

۲_۳_۳_۴ نتایج بیضیوارگی (Ellipticity)

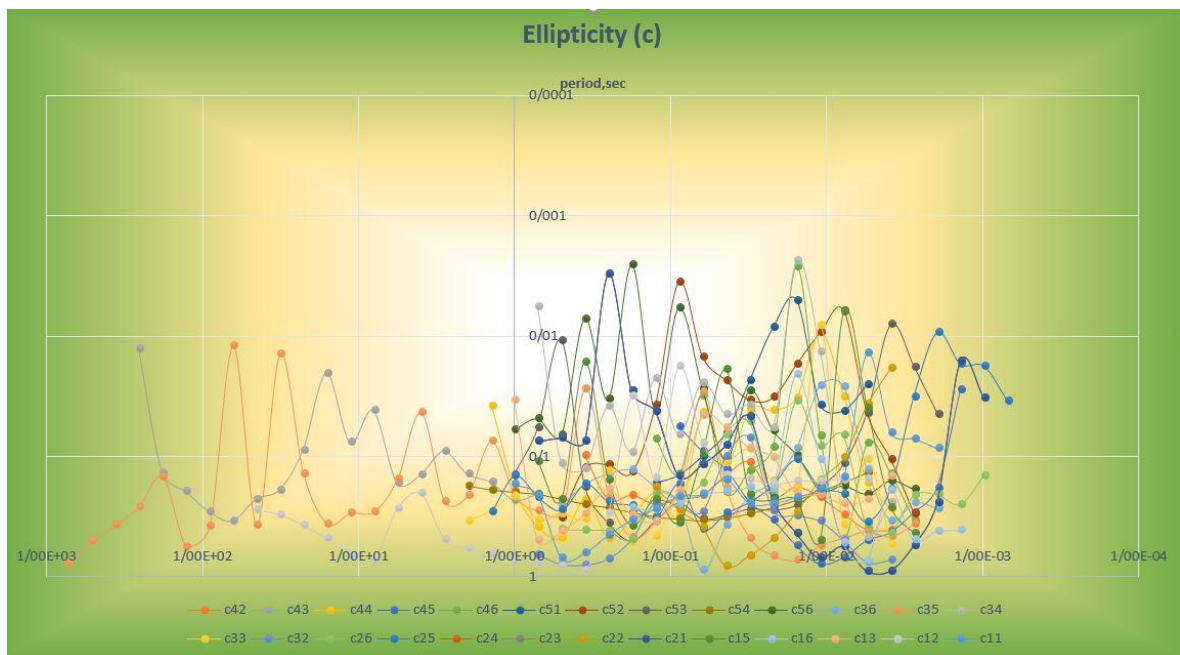
این کمیت نیز نامتغیر چرخشی می‌باشد و همانند اسکيو برای ساختارهای یک‌بعدی و دوبعدی مقداری برابر صفر و یا نزدیک به صفر دارد. شکل (۴_۶) نمودار بیضیوارگی را برای تمام ایستگاه‌های بلوک C نشان می‌دهد. با توجه به این اشکال نیز مشاهده می‌شود که بیضیوارگی نیز مقدار کمی دارد و اغلب کمتر از ۰,۳ می‌باشد و می‌تواند دلیلی بر غیر سه‌بعدی بودن منطقه باشد.



شکل ۴_۴: نمودار چولگی برای تمام ایستگاه‌های بلوک E



شکل ۴_۵: نمودار چولگی برای تمام ایستگاه‌های بلوک C



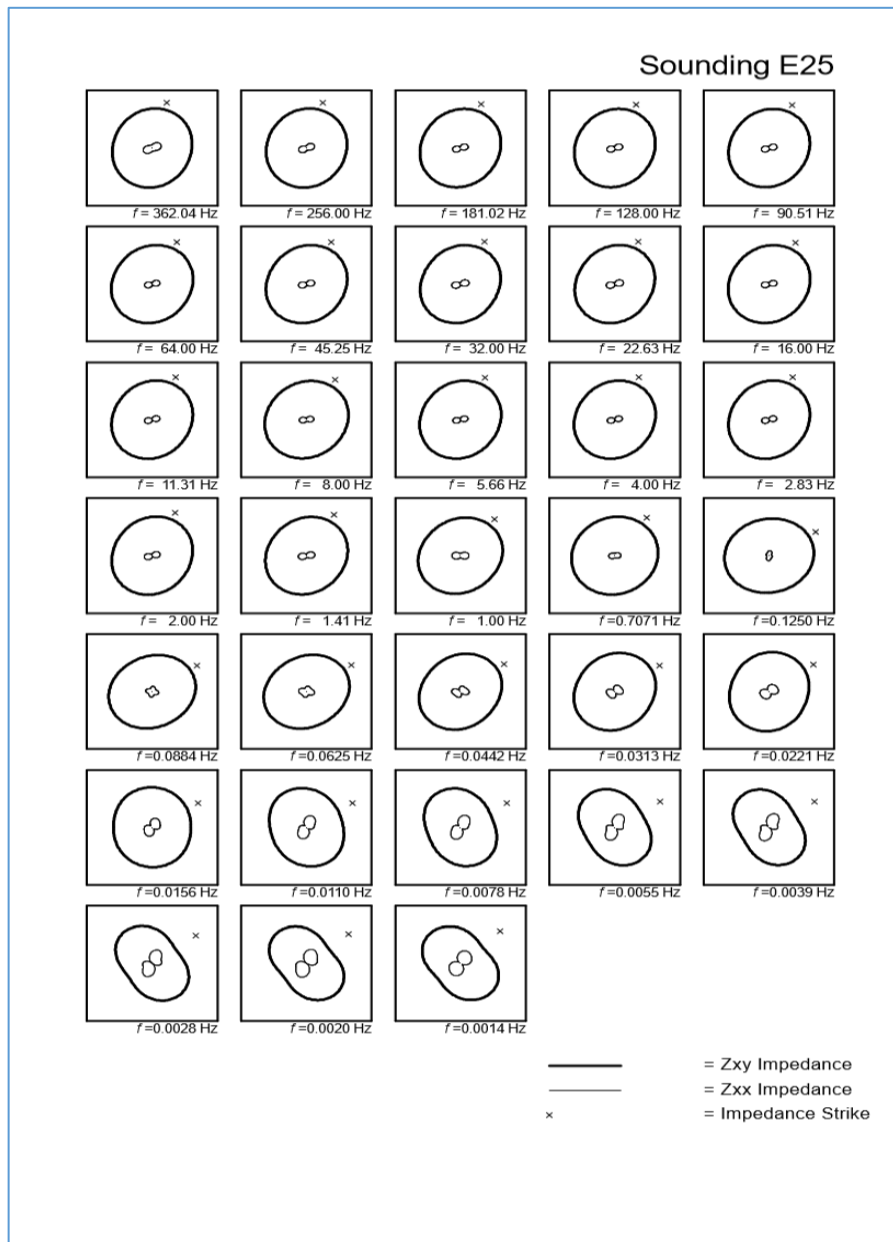
شکل ۴_۶: نمودار بیضیوارگی برای تمام ایستگاه‌های بلوک C

۳_۳_۳_۴ نتایج نمودارهای قطبی (Polar diagrams)

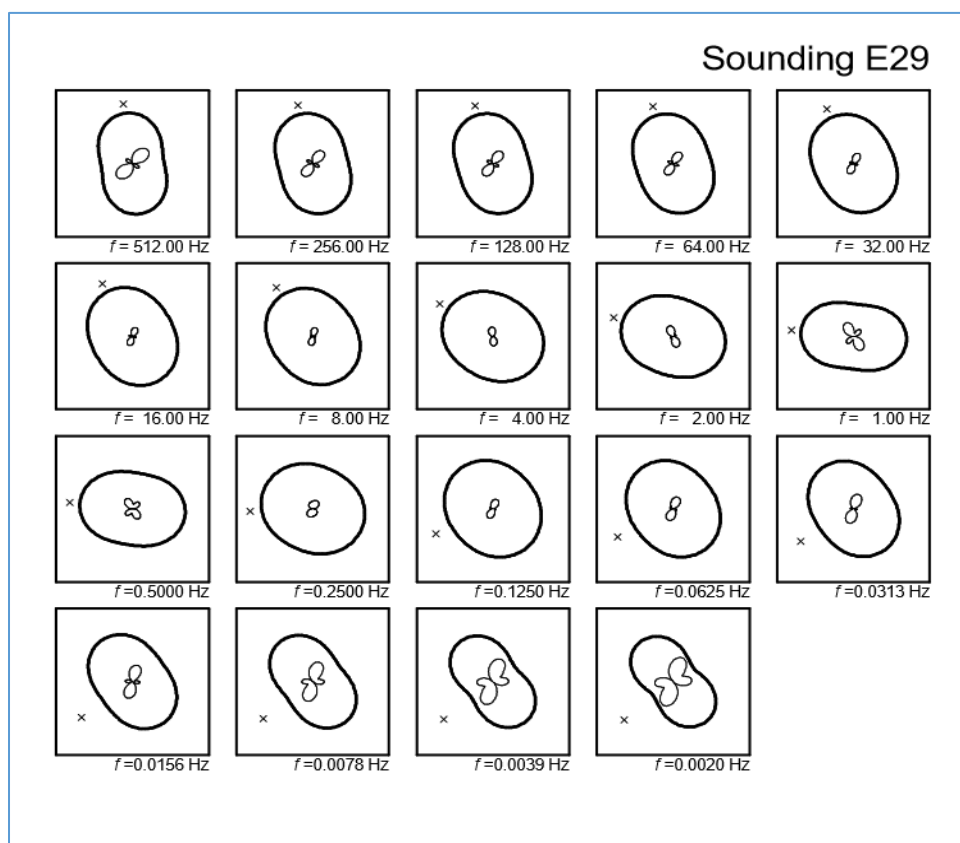
همانطور که در فصل سوم اشاره شد، از نمودارهای قطبی برای شناسایی ابعاد ساختارها استفاده می‌شود. به این منظور نمودارهای قطبی نه ایستگاه از پروفیل ۲ بلوک E در شکل‌های (۷_۴) نشان داده شده است، مطابق با آنچه در فصل دوم گفته شد، مولفه XY تانسور امپدانس برای ساختارهای یک بعدی به شکل دایره، برای ساختارهای دوبعدی تخم مرغی شکل و برای ساختارهای سه بعدی در یک امتداد کشیده شده (شکل اوربیتالی) خواهد بود و مولفه XX تانسور امپدانس برای ساختارهای یک بعدی صفر، برای ساختارهای دوبعدی به شکل گلبیگ متقارن و برای ساختارهای سه بعدی در یک امتداد کشیده شده است؛ که اندازه‌اش قابل مقایسه با مولفه XY تانسور امپدانس است.

همانطور که در شکل‌های (۷_۴) تا (۱۱_۴) مشاهده می‌شود در سونداژ E21 در فرکانس‌های بالا دوبعدی، در فرکانس‌های میانی یک‌بعدی و در فرکانس‌های کم حالت دوبعدی را نشان می‌دهد. در ایستگاه‌های E22 شکل نمودارهای قطبی بیانگر وجود ساختارهای سه بعدی و یا وجود نویز در منطقه می‌باشد. در سونداژ E23 در اکثر فرکانس‌ها یک بعدی است.

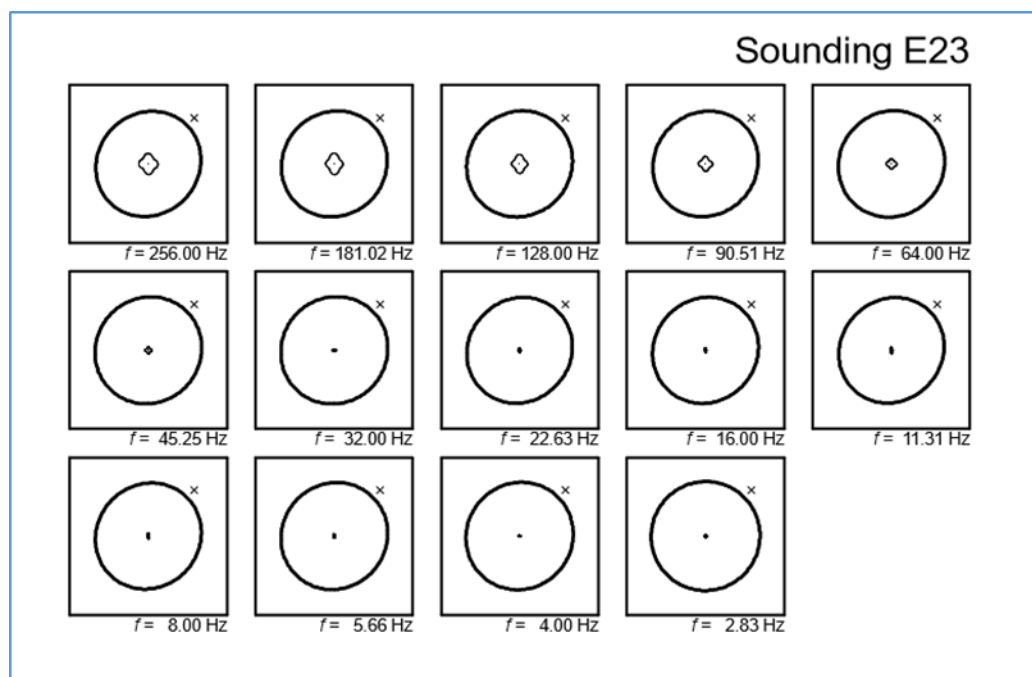
در سونداژهای E24 و E25، E27 و E29 نیز مولفه XY تانسور امپدانس تخم مرغی شکل و مولفه XX تانسور امپدانس به شکل گلبیگ متقارن است، در نتیجه ساختار دوبعدی است. در سونداژ E28، مولفه XY تانسور امپدانس به شکل دایره و مولفه XX تانسور امپدانس صفر است که نشان‌دهنده ساختار یک‌بعدی است.



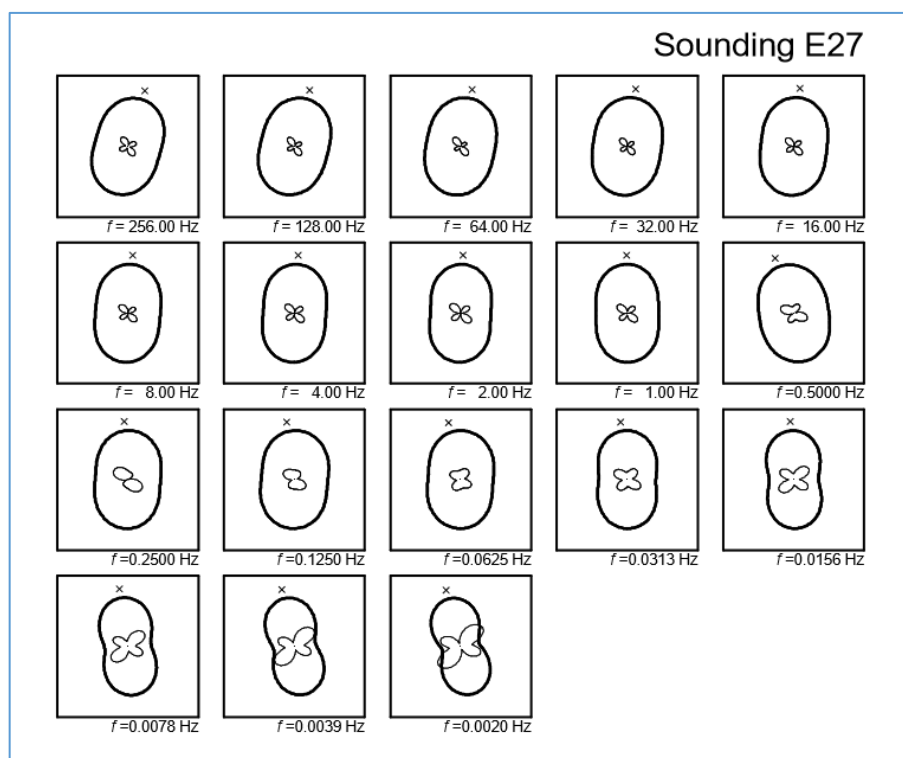
شکل ۴_۷: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس در فرکانس‌های مختلف برای سونداژ E25 روی پروفیل P_2 بلوک E



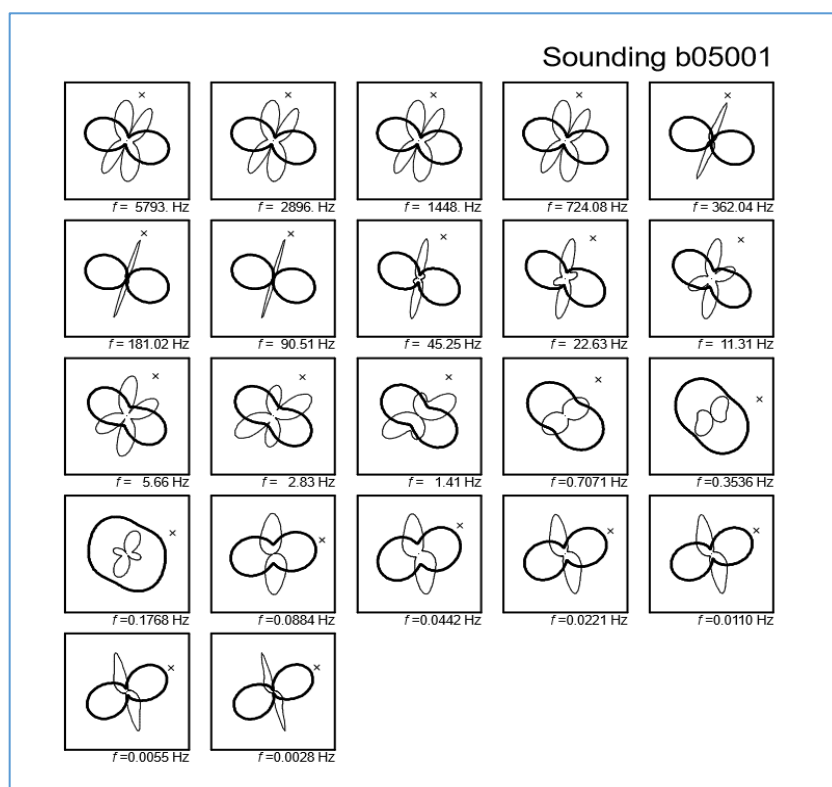
شکل ۴_۸: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس در فرکانس‌های مختلف برای سونداژ E29 روی پروفیل P_2 بلوک E



شکل ۴_۹: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس در فرکانس‌های مختلف برای سونداژ E23 روی پروفیل P_2 بلوک E



شکل ۴_۱۰: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس در فرکانس‌های مختلف برای سونداژ E27 روی پروفیل P_2 بلوک E

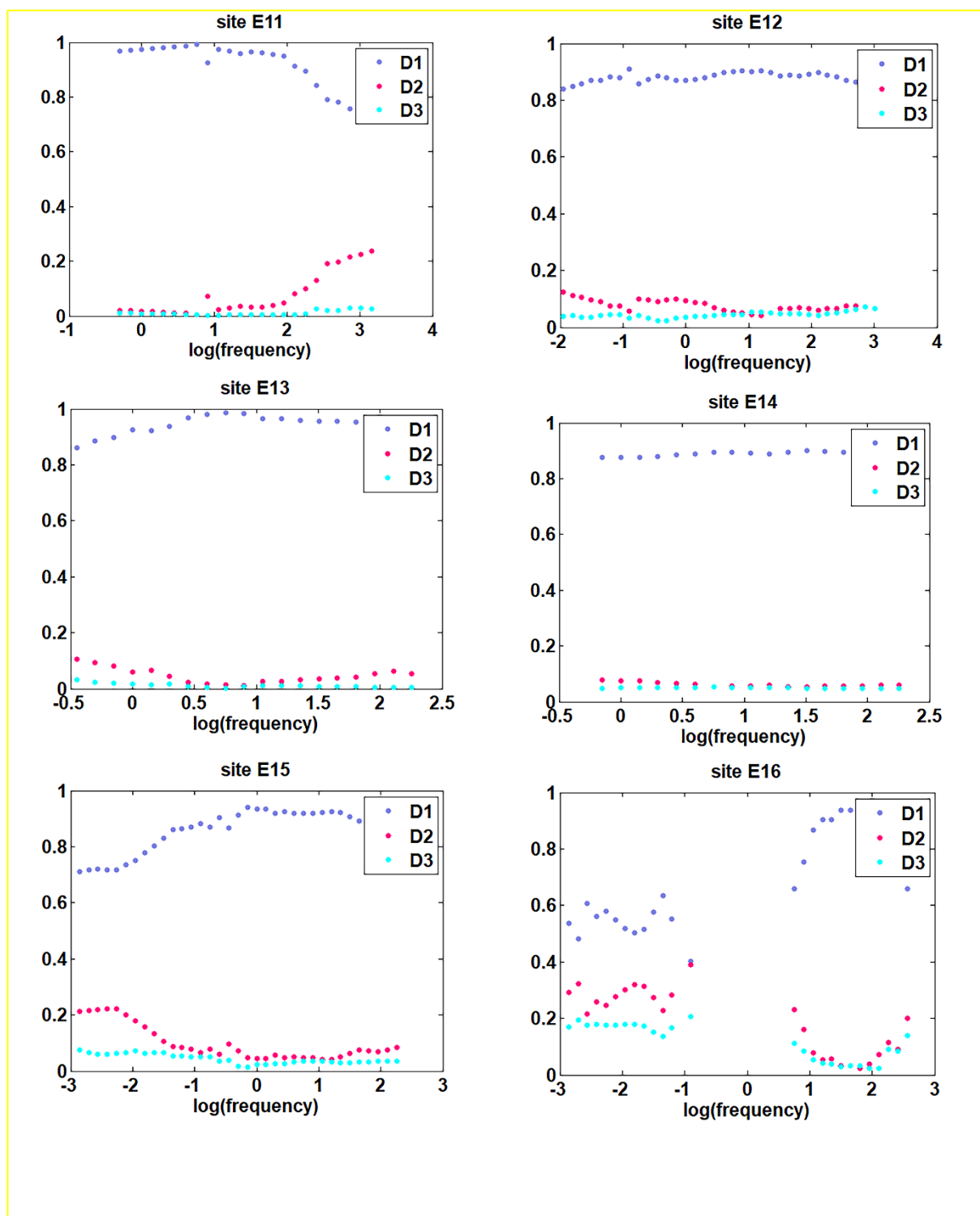


شکل ۴_۱۱: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس در فرکانس‌های مختلف برای سونداژ B05001 بلوک B

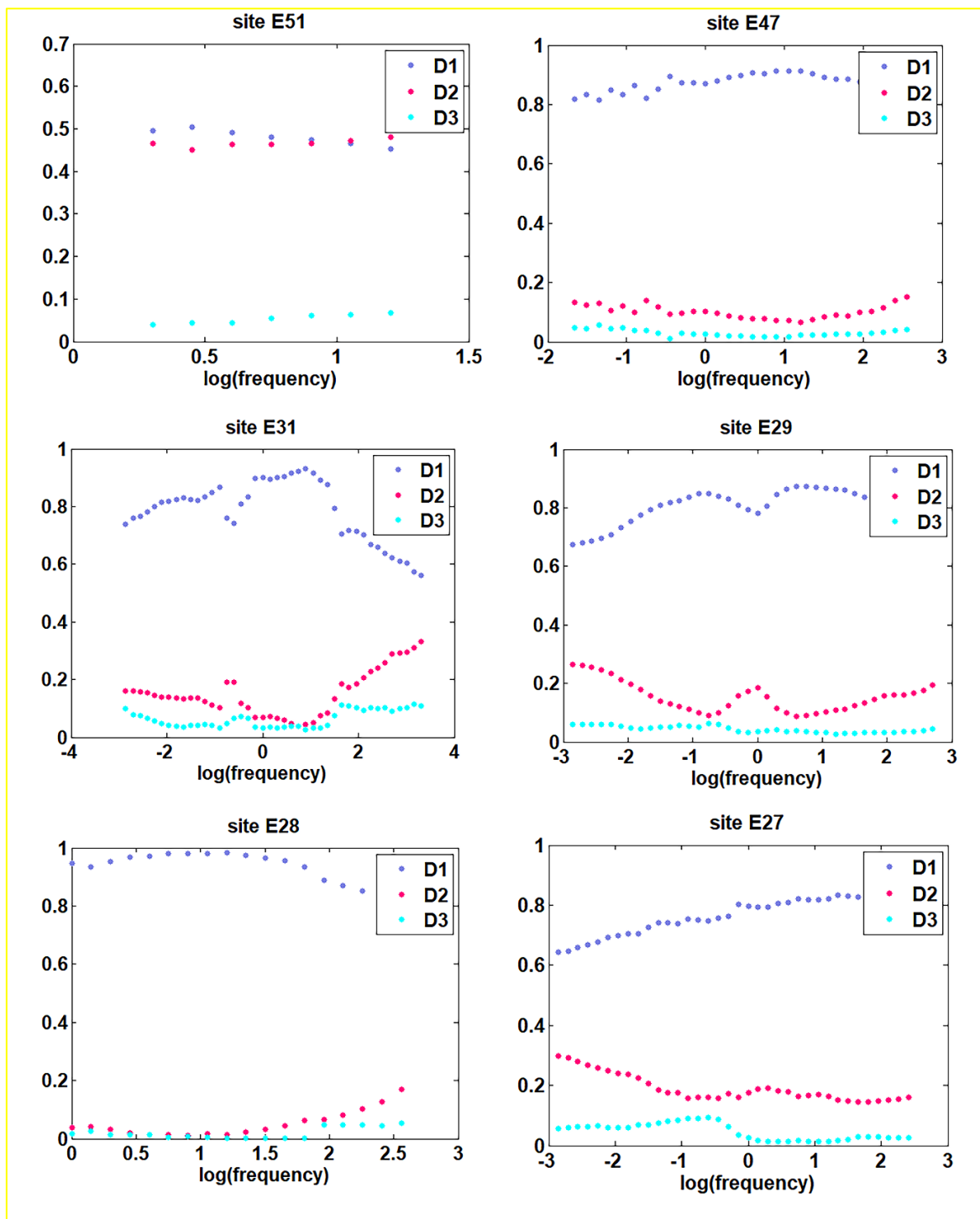
۴_۳_۳_۴ نتایج شاخص‌های ابعادی نرمال شده

همانگونه که در فصل سوم بیان شد، کمیت چولگی برای تعیین بعد ساختارهای زیرسطحی خیلی قابل اعتماد نیست، برای مثال اگر داده‌ها به نوفه آلوده باشند و یا متأثر از ناهمگنی‌های الکتریکی نزدیک سطح گردند این پارامتر برای ساختار دو بعدی دیگر صفر نمی‌باشد. به دلایل گفته شده روش شاخص-های ابعادی نرمال شده بیان شد. هر یک از شاخص‌های D_1 ، D_2 و D_3 این روش مربوط به سی و چهار سونداژ انتخابی در منطقه مورد مطالعه در شکل‌های (۱۲_۴) تا (۱۷_۴) نشان داده شده است.

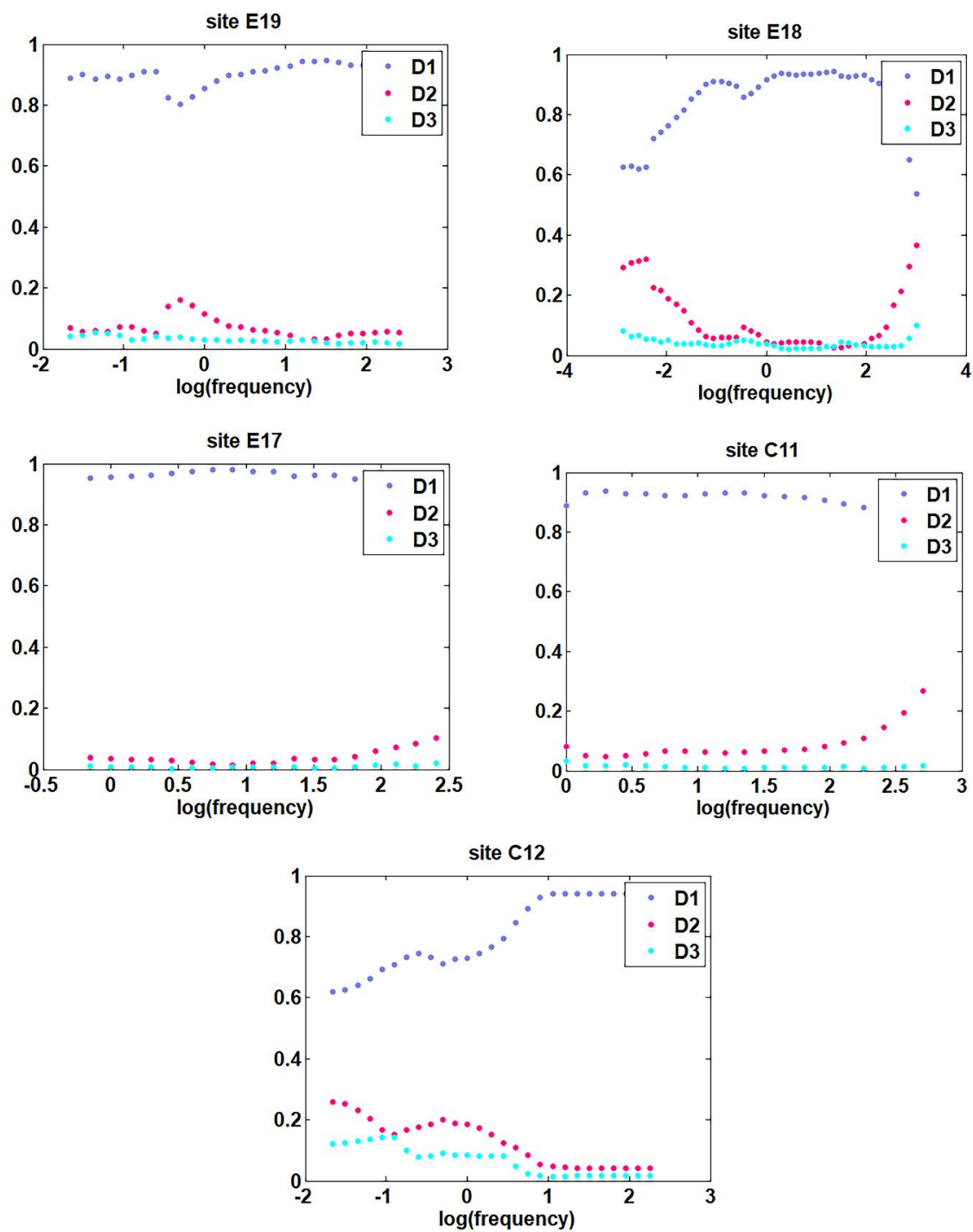
اگرچه در همه ایستگاه‌ها انتخابی تقریباً شرایط $D_1 > D_2 > D_3$ وجود دارد اما به دلیل بزرگتر بودن شاخص‌های D_2 و D_3 از ۰,۲ در اغلب سایت‌ها، در فرکانس‌های پایین، تنها می‌توان در عمق‌های کم، ساختارهای یک بعدی را پیش‌بینی نمود. با توجه به اینکه در عمق‌های زیاد در اکثر سایت‌ها مقدار D_2 از ۰,۲ بزرگتر بوده و نیز مقدار بیشتری را نسبت به D_3 دارد عموماً ساختارها، دوبعدی پیش‌بینی می‌شوند.



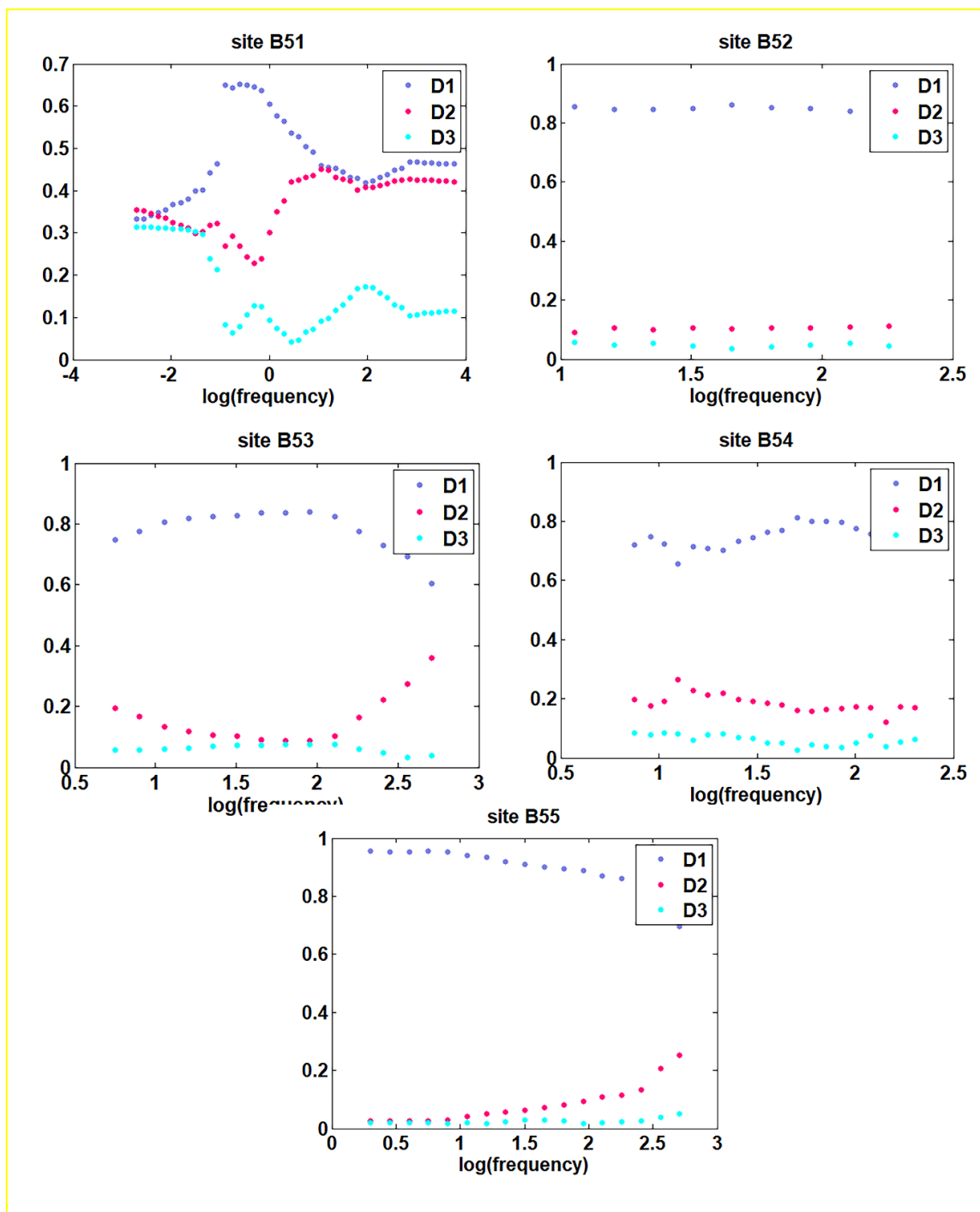
شکل ۴_۱۲: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به شش ایستگاه انتخابی بلوک E



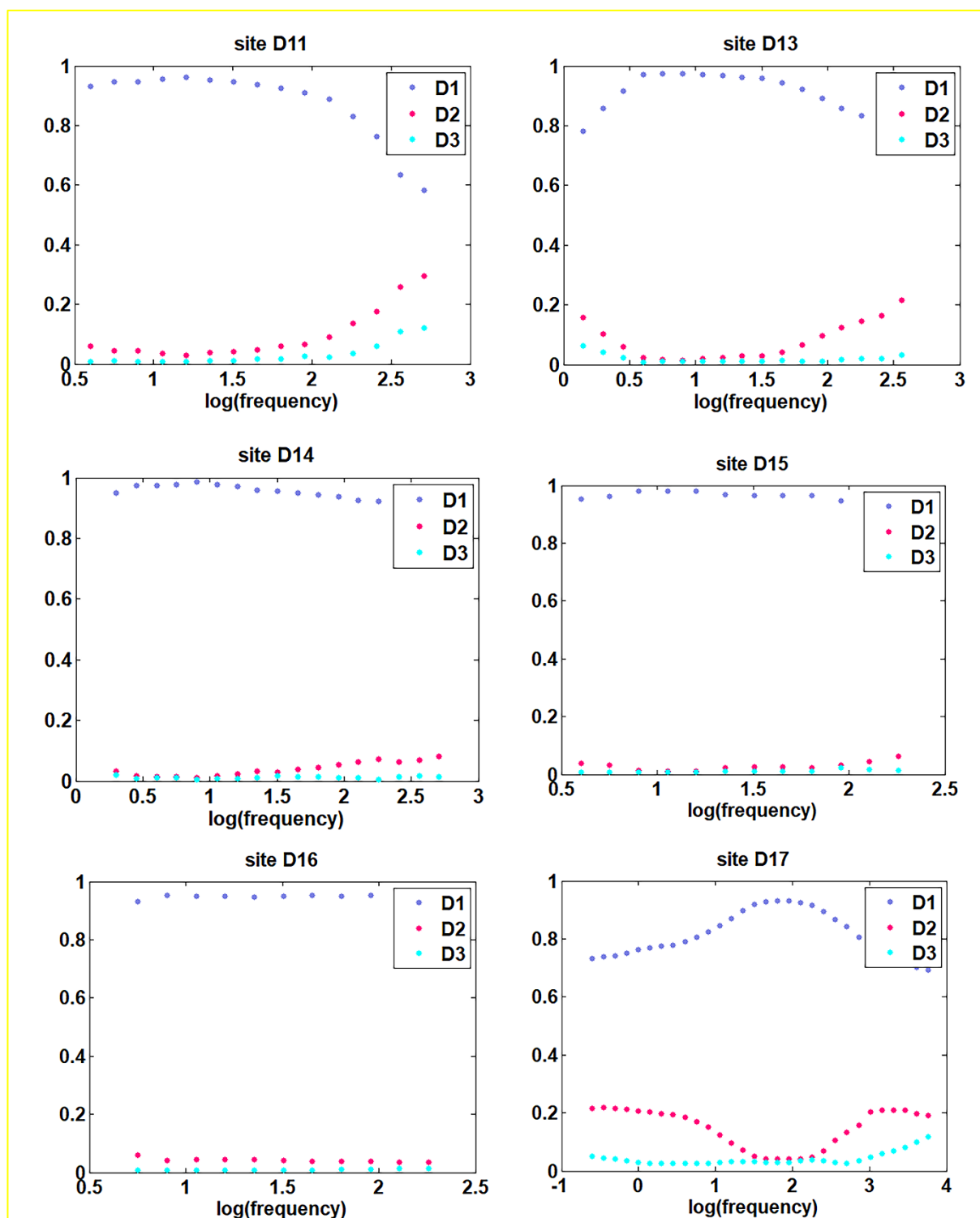
شکل ۴_۱۳: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به شش ایستگاه انتخابی بلوک E



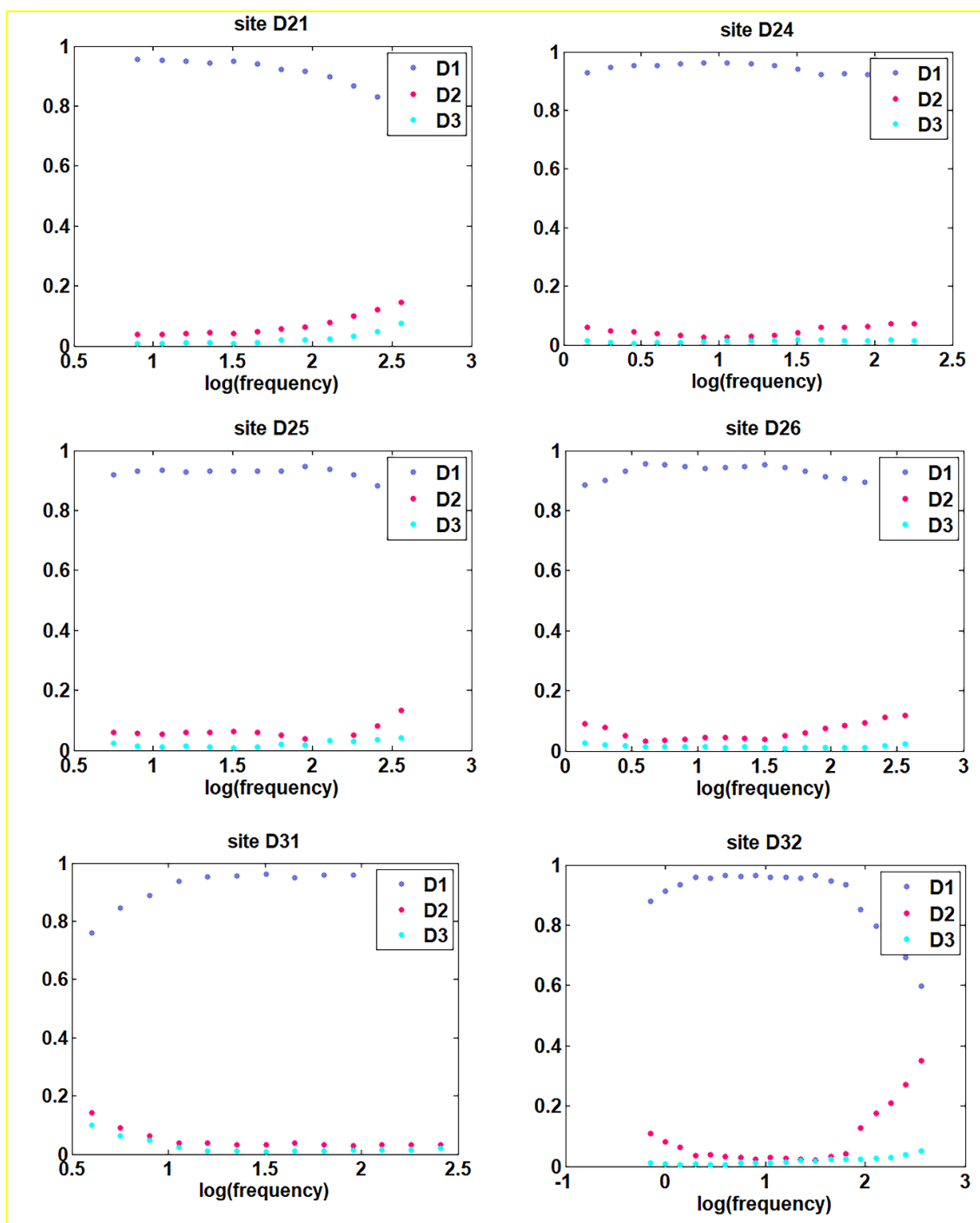
شکل ۴_۱۴: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به شش ایستگاه انتخابی بلوک E و C



شکل ۴_۱۵: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به پنج ایستگاه انتخابی بلوک B



شکل ۴_۱۶: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به شش ایستگاه انتخابی بلوک D

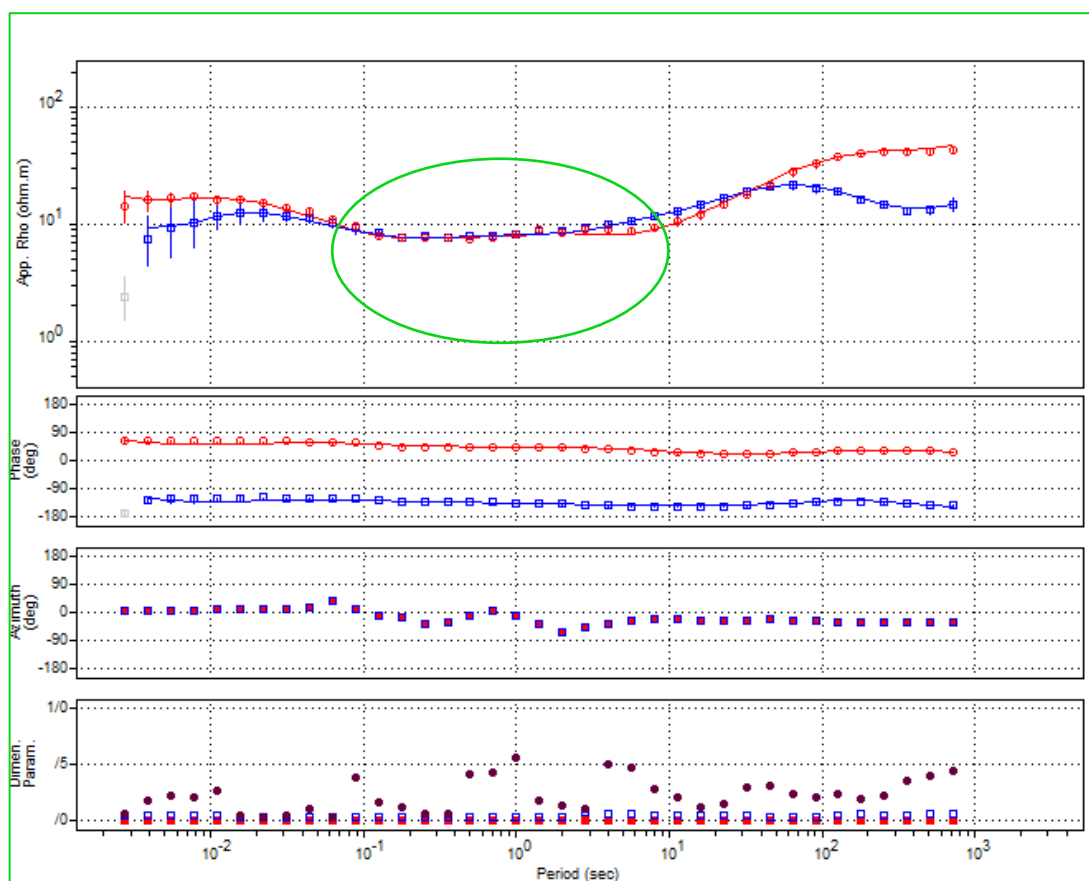


شکل ۴_۱۷: تغییرات شاخص ابعادی نرمال شده مربوط به شش ایستگاه انتخابی بلوک D

۴_۴ تفسیر کیفی داده‌ها

در حالت کلی و با بررسی تمامی پارامترها می‌توان نتایج را به صورت کیفی چنین تفسیر کرد که:

همانگونه که از نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری بعضی ایستگاه‌ها قابل مشاهده است تطابق چندانی بین منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری مولفه XY و YX وجود ندارد و در نتیجه نمی‌توان یک محیط کاملاً یک بعدی در این منطقه را متصور بود زیرا در صورت یک بعدی بودن منطقه این دو منحنی باید بر یکدیگر منطبق می‌شدند، همان طور که در بخش میانی ایستگاه ۴۴ بلوک E در شکل (۴_۱۸) قابل مشاهده است. همچنین با بررسی تمامی پارامترهای تحلیل ابعادی ایستگاه‌ها به این نتیجه می‌توان رسید که ابعاد ساختارهای منطقه تقریباً یک بعدی و دوبعدی غیرآشفته است.



شکل ۴_۱۸: نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری و نمودار فاز امپدانس XY و YX ، سونداژ E44 مربوط به منطقه مورد مطالعه، محور افقی فرکانس و محور قائم مقاومت ویژه ظاهری و فاز مقاومت ویژه (درجه) می‌باشد و هر دو محور لگاریتمی می‌باشند.

فصل پنجم

وارون سازی و تفسیر کمی داده ها

۵_۱ مقدمه

در این فصل ابتدا مبانی اولیه مدل سازی توضیح داده شده و در ادامه مدل سازی یک و دو بعدی پروفیل های داده های MT از نرم افزار WinGLink (ژئوسیستم، ۲۰۰۵) استفاده شده است. در انتها نتایج حاصل مورد تجزیه و تحلیل قرار خواهد گرفت.

۵_۲ مسائل وارون سازی^۱

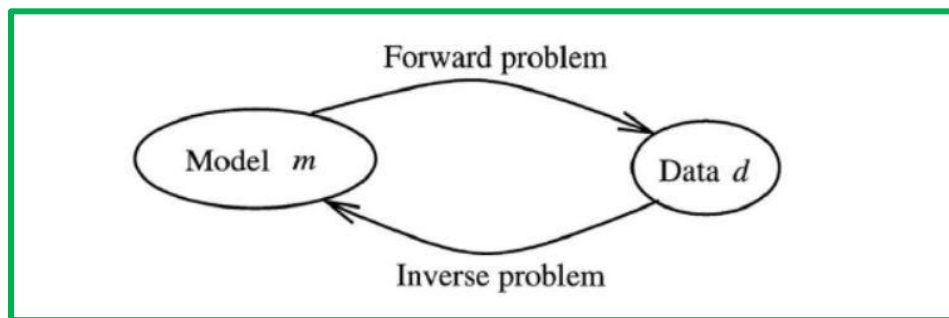
پس از برداشت داده ها و اعمال تصحیحات مورد نیاز، داده ها آماده ی پردازش و تفسیر کیفی و کمی هستند. با استفاده از تفسیر کیفی نقشه ها و پروفیل ها، می توان مستقیماً اطلاعاتی در مورد ساختارهای زیرسطحی به دست آورد. این روش بدون انجام عملیات محاسباتی، اطلاعاتی کلی از وضع و موقعیت ساختارهای منطقه در اختیار ما قرار می دهد. با کمک تفسیر کمی می توان شکل، عمق و مقاومت ویژه ساختارهای زمین شناسی را تعیین نمود. یک روش کامل برای تفسیر کمی داده ها، استفاده از وارون سازی دو بعدی است که در این روش با استفاده از اطلاعات زمین شناسی و ژئوفیزیکی که قبلاً بدست آمده سعی می شود که تعداد جواب های ممکن را به حداقل برسانیم. در روش وارون سازی به کمک داده ها، منشا به طور مستقیم تعیین می شود.

نظریه وارون سازی یک مجموعه سازمان یافته از روش های ریاضی، برای تبدیل داده ها به مدل است، که به منظور به دست آوردن اطلاعات مفید در مورد جهان فیزیکی بر پایه نتایج به دست آمده از مشاهدات انجام شده است. مشاهدات انجام شده از جهان شامل اندازه گیری های جدول بندی شده یا داده ها است. سوالی که ما به دنبال یافتن پاسخی برای آنها هستیم به صورت مقادیر عددی یک ویژگی خاص جهان است. این ویژگی ها "پارامترهای مدل"^۲ نامیده می شوند.

¹ Inversion

² Model parameters

فرض ما بر این است که یک روش خاص برای مرتبط کردن پارامترهای مدل با داده‌ها وجود دارد. مسائل وارون‌سازی یکی از مهمترین مسائل در تحقیقات ژئوفیزیکی می‌باشند. یک شمای کلی از مسائل معکوس در شکل (۱_۵) نشان داده شده است. مدل زمین مؤلفه‌ای یک فضای ریاضی است که مسائل معکوس شامل همه پارامترهای مجاز از خواص زمین می‌باشد. این فضا به عنوان فضای^۱ مدل ارجاع داده می‌شود.



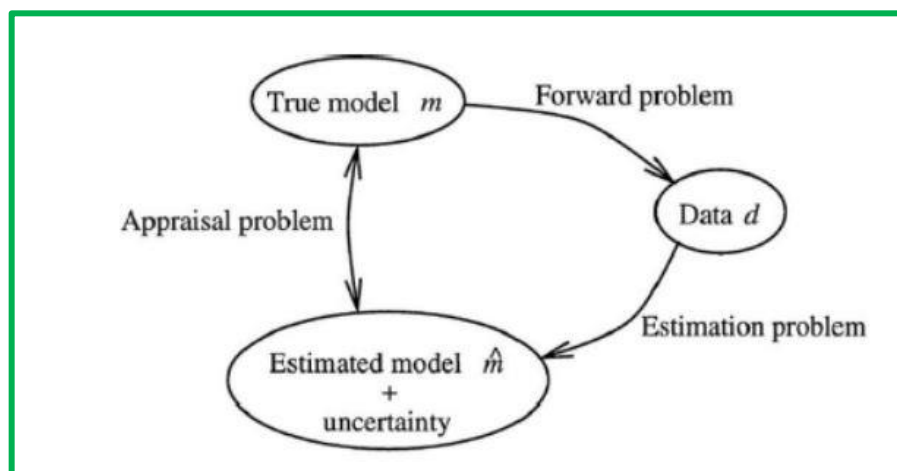
شکل ۱_۵: نمایش مرسوم مسائل معکوس: مدلی پیدا می‌شود که داده‌ها را پیش‌بینی می‌کند. (Scales & Snieder, 2000)

مسئله محاسبه پاسخ مدل، مسئله مستقیم (Forward problem) نامیده می‌شود. اما در بسیاری از کاربردها داده‌ها ثبت می‌شوند و هدف پیدا کردن مدل معادل (Corresponding model) آن است. این عمل همانطور که در شکل بالا نشان داده شده است، مسئله وارون‌سازی نامیده می‌شود.

اما دلایل ساده‌ای برای نادرست نشان دادن شکل (۱_۵) وجود دارد، طرح واقعی‌تر از مسائل وارون‌سازی در شکل (۲_۵) مشاهده می‌شود. در حالت کلی مدلی جستجو می‌شود که یک تابع پیوسته از متغیرهای فضای مدل با درجات آزادی نامحدود باشد. از طرف دیگر فضای داده بخاطر تعداد محدود اندازه‌گیری‌ها در عملیات صحرایی بعد محدودی دارد. یک تعداد ساده از متغیرها نشان می‌دهد که به تصویر کشیدن یک مدل از داده‌ها نمی‌تواند یکتا باشد، یا به‌طور معادل می‌توان گفت که قطعاً مؤلفه‌هایی از فضای مدل وجود دارد که هیچ تأثیری روی داده‌ها ندارد. این عدم یکتایی حتی در مسائل ایده‌آل و داده‌های آلوده

¹ Model space

نشده با نوفه هم مشهود است. همچنین زمانی که عدم قطعیت داده‌های واقعی هم در نظر گرفته شود، این مسائل نامعتبر خواهد شد. با داده شدن یک مدل M ، فیزیک مساله داده‌های پیش‌بینی شده d را مشخص می‌کنند که این مرحله مستقیم نامیده می‌شود. برای یک مجموعه از داده‌ها یک مدل تخمین زده شده $\hat{m}$ به دست می‌آید و این مرحله به عنوان مساله تخمین مدل (Model estimation problem) در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۵_۲: یک نمایش بهبود یافته از مسائل وارون‌سازی (Scales & Snieder, 2000).

۵_۳ توصیف ریاضی مسائل وارون‌سازی

مدل‌سازی مستقیم هنر تخمین شکل هندسی منشا یا پخش مقاومت ویژه منشا است که باید با روش سعی و خطا مدل‌سازی نمود، منحنی محاسبه شده را با منحنی داده‌های اندازه‌گیری شده مقایسه می‌کنند و مدل را تنظیم می‌کنند تا یک برازش بهتری حاصل شود.

اگر نماد m برای نمایش مدل استفاده شود، همچنین اگر F مشخص کننده تابع کرنل^۱ (یک توصیف ریاضی از فرآیند فیزیکی تحت مطالعه) و d' نشان‌دهنده داده‌های پیش‌بینی شده (پاسخ ایجاد شده به وسیله مدل) باشد، مدل‌سازی مستقیم به صورت زیر فرمول‌بندی می‌شود:

¹ Kernel

$$d' = Fm \quad (1_5)$$

اگر داده‌های اندازه‌گیری شده d باشد، فیت‌شدگی مدل به داده‌ها می‌تواند به وسیله مقایسه d و d' قضاوت شود. این فرآیند آزمون و خطا و مدل‌سازی مستقیم یکی از روش‌های تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی است. در مطالعات صحرایی معمولاً هدف یافتن یک روش برای رسیدن از داده‌های مشاهده شده (d) به مدل (m) است و همانطور که در قسمت‌های پیشین به‌طور کامل بیان شد، این فرآیند مسأله معکوس نام دارد و به طریق زیر تعریف می‌شود.

$$m = F^{-1}d \quad (2_5)$$

برای مسأله مستقیم همیشه یک جواب یکتا (d') می‌تواند تعیین شود. اما مسأله معکوس همیشه یک جواب یکتا برای مدل (m) نخواهد داد. اگر مقدار کافی از داده‌های درست و صحیح به دست آید، یک راه حل یکتا برای مسائل معکوس می‌تواند پیدا شود. در عمل معمولاً مقدار داده‌های اندازه‌گیری شده محدود و آلوده به نوفه است. در چنین شرایطی وارون‌سازی یک مسأله غیریکتا است که در آن منحنی‌های متناسب مختلفی می‌تواند به داده‌ها برازش شوند. این خاصیت برای داده‌های الکترومغناطیسی به وسیله پارکر (۱۹۸۰) نشان داده شده است (Parker, 1980). برای غلبه بر عدم یکتایی و انتخاب مدل مناسب، باید قیدهای اضافی روی حل مدل اعمال شود. تحت شرایط ایده‌آل با مقدار نامحدود داده‌ها، تیخونوف (۱۹۷۷) نشان داد که جواب یکتایی می‌تواند به دست آید اما با داده‌های واقعی، وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک غیریکتا است. برای مثال یک‌سری داده‌های MT محدود، که شامل نوفه هم هستند می‌توانند منجر به تعداد یک سری داده‌های نامحدودی از مدل‌های ژئوالکتریکی شوند. عمل اضافه کردن قیدهای اضافی به جواب‌ها به منظور غلبه بر عدم یکتایی، توسط تیخونوف (۱۹۷۷) منظم‌سازی^۱ نامیده شده است. قیدی که در اینجا استفاده می‌شود یافتن هموارترین مدلی است که با داده‌ها

¹ Regularization

فیت شود. این جمله به این معنی است که مدل مقاومت ویژه باید تا جایی که ممکن است هموار و همچنین به طور مناسبی با داده‌ها برازش کند (Tikhonov, 1977).

۵_۴ نمایش داده‌های صحرایی و مدل‌های یک‌بعدی

وارون‌سازی یک بعدی داده‌ها با استفاده از رهیافت عرضه شده از سوی کانستبل و همکاران (۱۹۱۱)^۱ تحت عنوان مدل‌سازی هموار یک‌بعدی اوکام (Occam) بوده و با نرم‌افزار WinGLink صورت گرفته است. روش اوکام یک روش منظم‌سازی برای حل مسائل غیرخطی است. داده‌های مگنتوتلوریک به صورت مقاومت ویژه ظاهری و فاز امپدانس به منزله ورودی به برنامه وارون‌سازی، داده شده‌اند، در این روش ابتدا مشتق پارامترهای مقاومت ویژه از لحاظ خطا بررسی می‌شود و سپس جواب‌های مدل با گرادینان‌های رسانی هموار شده قائم و جانبی به دست می‌آید (Degroot-Hedlin & Constable, 1990).

وارون‌سازی مرسوم کمترین مربعات برای یک مدل ساده لایه‌ای، پایداریش را از ضرورت هموارشدگی تابع رسانی در لایه‌ها به دست می‌آورد. بنابراین یک مدل چند لایه، نیازمند این است که تابع رسانی به طور تکه‌ای پیوسته و در گذر از مرز ناپیوستگی کاملاً هموار باشد. زمانی که تعداد لایه‌ها افزایش می‌یابد این محدودیت‌ها تسهیل می‌شوند و در بعضی از نقاط ضخامت لایه پایین‌تر از توانایی برطرف کردن مجهولات توسط داده‌ها می‌باشد. این نقاط همان‌هایی هستند که در آنها مدل تردیدهایی را در داده‌های سونداژزنی نشان می‌دهد. در این روش به منظور از بین بردن پیچیدگی به مدل اجازه داده می‌شود که تا حد ممکن انعطاف پذیر باشد. در جهت تحقق این منظور برای پروفیل‌های پیوسته به تعریف ناهمواری^۲ در مقابل همواری^۳ که به ترتیب مشتق اول و دوم بر حسب عمق می‌باشند می‌پردازیم.

$$R_1 = \int \left(\frac{dm}{dz} \right)^2 dz \quad (3_5)$$

¹ (Constable, et al., 1987)

² Roughness

³ Smoothness

$$R_2 = \int \left(\frac{d^2 m}{dz^2} \right)^2 dz \quad (4_5)$$

در روابط بالا، R_1 و R_2 پارامترهای ناهمواری مدل و $m(z)$ می‌تواند مقاومت‌ویژه یا لگاریتم آن و Z بیانگر عمق می‌باشد. استراتژی مساله پیدا کردن جوابی در توافق با اندازه‌گیری‌ها می‌باشد که کوچک-ترین ناهمواری ممکن را داشته باشد. معادلات (۳_۵) و (۴_۵) نیاز به یک تابع هموار به عنوان مدل دارند. لذا جهت انجام محاسبات مساله پیشرو به صورت مؤثرتر نیاز است که یک سری لایه با ضخامت ثابت در نظر بگیریم و از نوشتار زیر استفاده می‌کنیم (Wang, 1994).

$$m(z) = m_i \quad , \quad z_{i-1} < z \leq z_i \quad , \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (5_5)$$

که در عمل $Z_0 = 0$ و N در محدوده ۲۰ تا ۱۰۰ است. در اینجا m_i مقاومت‌ویژه یا رسانایی است. در حالت گسسته برای یک مدل N لایه‌ای در معادلات (۳_۵) و (۴_۵) عملگر مشتق تغییر کرده و روابط به صورت زیر تبدیل می‌شوند.

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2 \quad , \quad (6_5)$$

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i-1} - 2m_i + m_{i+1})^2 \quad , \quad (7_5)$$

اگر M داده مشاهده‌ای داشته باشیم، این داده‌ها می‌تواند مقاومت‌ویژه و فاز در فرکانس‌های مختلف باشند، که خطای هر کدام S_i باشد بهترین برازش پاسخ مدل $F_j(m)$ با داده مشاهده‌ای d_j با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^M (d_j - F_j(m))^2 / S_i^2 \quad , \quad (8_5)$$

$$RMS = \sqrt{\chi^2 / M} \quad , \quad (9_5)$$

χ^2 خطای کای اسکوئر^۱ نامیده می‌شود. با تعریف یک مقدار کای اسکوئر مطلوب (χ^2_*) عمل کمینه کردن تابع هدف زیر، برای بدست آوردن یک مدل هموار یک‌بعدی صورت می‌گیرد:

$$U = R_1 + \mu^{-1}(\chi^2 - \chi^2_*) \quad , \quad (10_5)$$

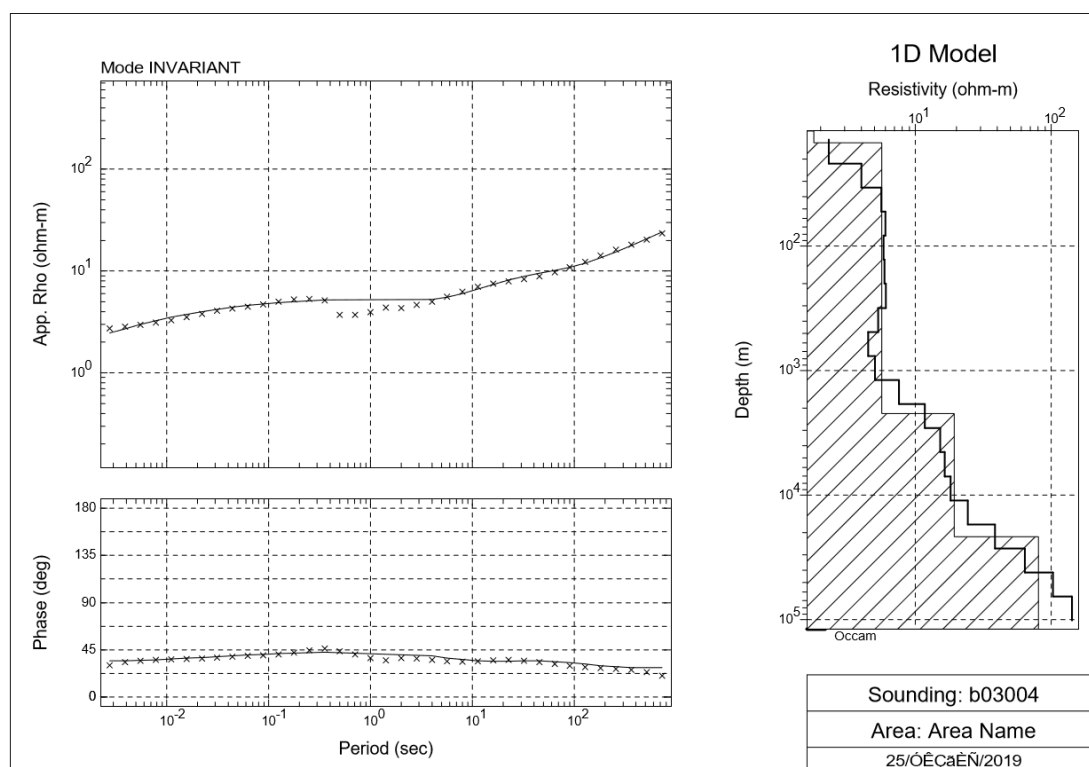
که در آن μ^{-1} ضریب تکثیر کننده لاگرانژ^۲ می‌باشد. عمل مدل‌سازی با خطی نمودن تابع $F_j(m)$ و کمینه‌سازی تابع U با یک مدل اولیه در تکرارهای مختلف صورت می‌گیرد (Moradzadeh & Chamalaun, 2005). حال با داشتن داده‌های d_j ، باید پارامترهای مدل m_i را پیدا کنیم که منجر به پارامترهای ناهمواری شوند که تا آنجا که ممکن است کوچک‌اند تا آنجا که χ^2 به مقدار قابل قبولی برسد، این یک مساله غیرخطی است و به علت غیرخطی بودن هیچ ضمانتی وجود ندارد که هر پارامتر m_i قادر باشد χ^2 را به اندازه کافی کوچک کند.

روش اوکام مدلی با مینیمم عدم برازش را به عنوان پایه‌ای برای تکرار بعدی انتخاب می‌کند. این فرایند تکرار می‌شود تا زمانی که عدم برازش به مقدار مطلوبی برسد. از آنجایی که این مسئله غیرخطی است ممکن است که تطابق مناسب هیچگاه به دست نیاید. اگرچه در عمل بهبود پیدا کردن عدم برازش از تکرار تا تکرار بعدی، تا زمانی که مینیمم به دست آید می‌تواند انتظار رود. فرآیند مدل‌سازی به این نحو می‌باشد که قبل از وارون‌سازی داده‌ها، مدل D^+ پارکر (۱۹۸۰) بر روی داده‌های هر سونداژ، قبل از هرگونه مدل‌سازی اعمال می‌شود، تا بهترین برازش بر روی داده‌های مشاهده‌ای انجام شود و اعوجاجاتی که در اثر حضور نوفه در منطقه بر روی داده‌ها ایجاد می‌شود، کمتر شود و کمترین خطای ممکن برای مدل یک بعدی بدست آید (Simpson and Bahr, 2005). سپس یک مدل اولیه در نظر می‌گیریم به گونه‌ای که تعداد لایه‌ها و ضخامت لایه اول معلوم باشد. ضخامت لایه‌های بعدی با فاکتور معینی افزایش می‌یابد تا به عمق دلخواه برسیم برای همه لایه‌ها مقاومت ویژه یکسان در نظر گرفته می‌شود.

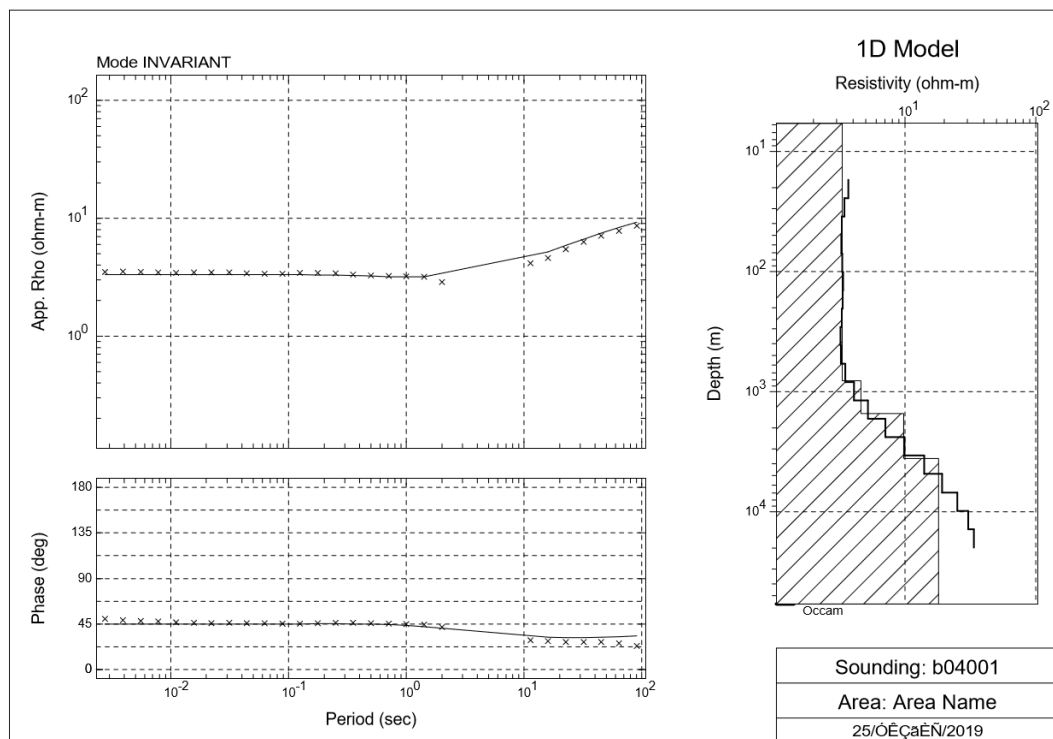
¹ Chi Squared

² Lagrange Multiplier Formulation

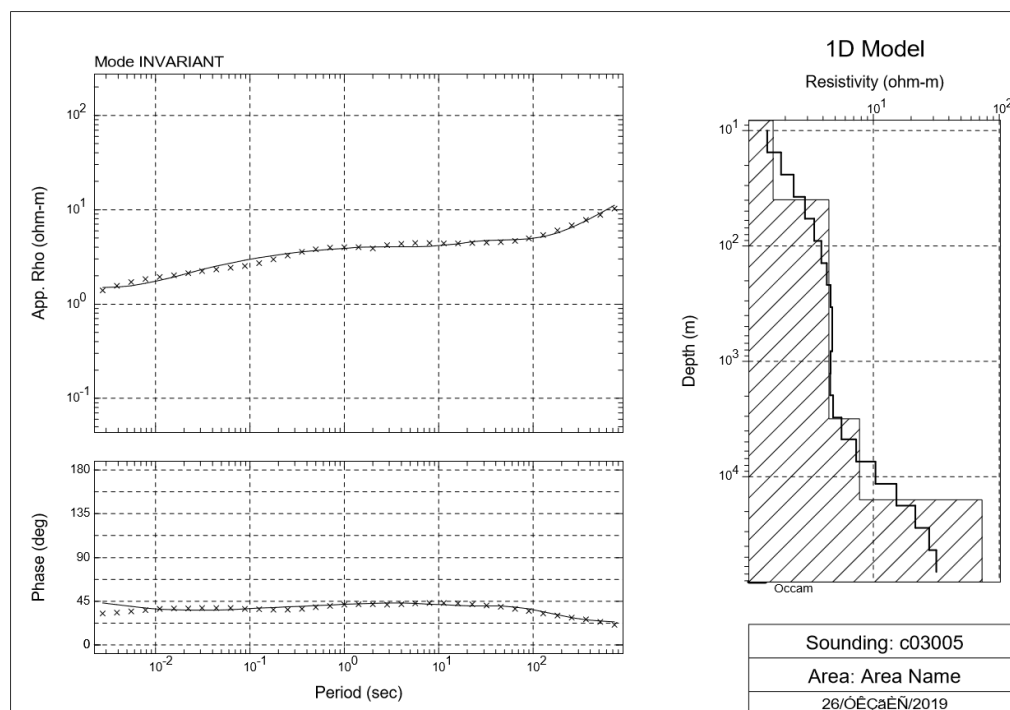
تجربه نشان می دهد مدل سازی یک بعدی داده ها در حالت مد میانگین اطلاعات کمی خوبی از ساختارهای منطقه در اختیار قرار می دهد. در واقع این مقدار میانگینی از مقاومت ویژه و یا فاز هر دو مد قطبش است که به کمک امپدانس متوسط محاسبه می شود (Park and Livelybrooks, 1989). لذا در این مطالعه برای مدل سازی داده های MT از داده های مد میانگین استفاده شده است. مدل سازی های وارون هموار و پارامتری یک بعدی انجام شده برای داده های مد میانگین تعدادی از سایت ها در شکل های (۳_۵) تا (۶_۵) نشان داده شده اند. بطور کلی بخش محور افقی نشان دهنده پریود بر حسب ثانیه و در مقیاس لگاریتمی می باشد. محور قائم شکل های هر بخش عمق را بر حسب کیلومتر و در محور افقی مقاومت ویژه را بر حسب اهم-متر نشان می دهد.



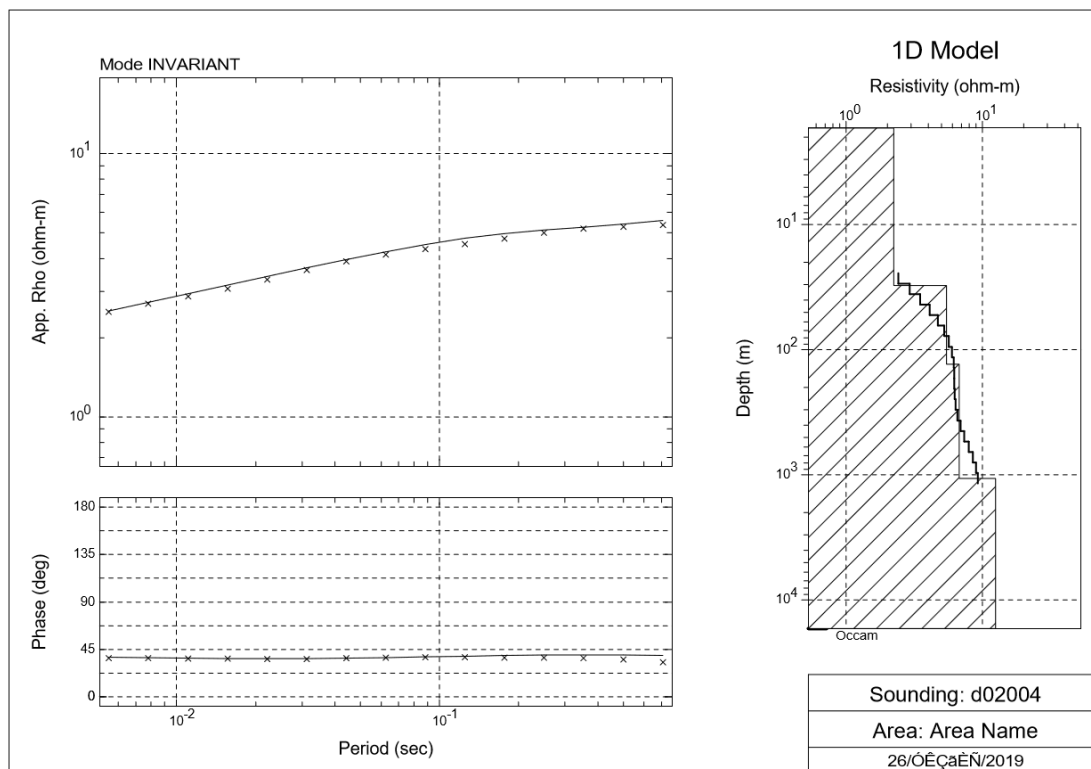
شکل ۳_۵: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام برای داده های مد میانگین سونداژ B03004 پروفیل ۳ از بلوک B، همراه با داده های مقاومت ویژه و فاز ظاهری.



شکل ۵_۴: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام برای داده های مد میانگین سونداژ B04001 پروفیل ۴ از بلوک B، همراه با داده های مقاومت ویژه و فاز ظاهری.



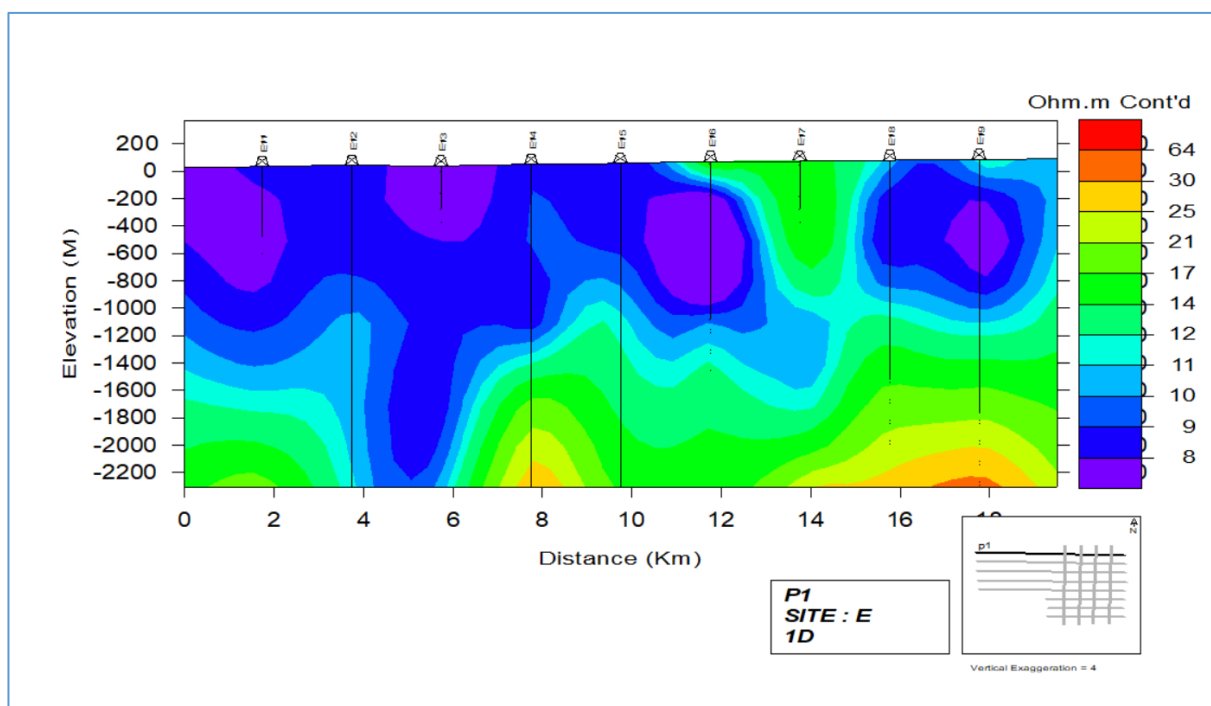
شکل ۵_۵: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام برای داده های مد میانگین سونداژ C03005 پروفیل 3 از بلوک C، همراه با داده های مقاومت ویژه و فاز ظاهری.



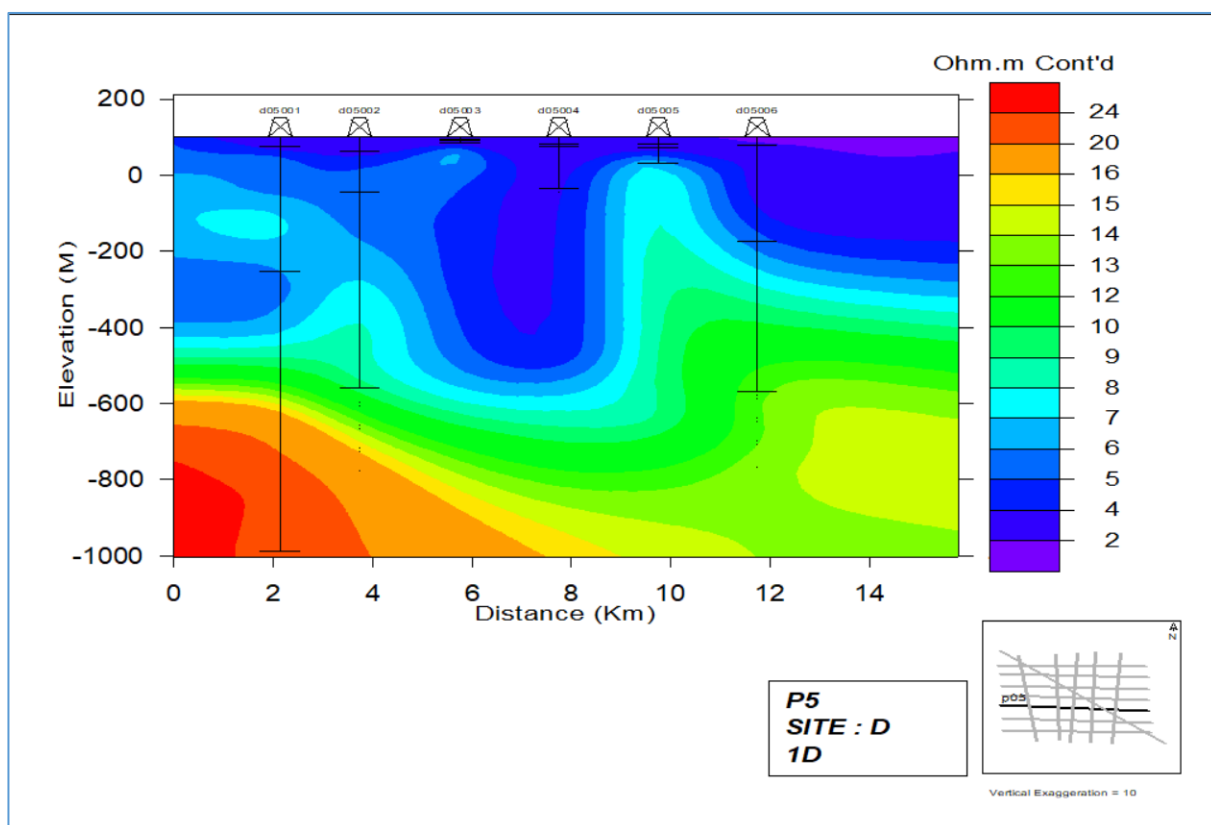
شکل ۵_۶: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اکام برای داده های مد میانگین سونداژ D02004 از بلوک D، همراه با داده های مقاومت ویژه و فاز ظاهری.

در اشکال مذکور پاسخ مدل سازی یک بعدی هموار اوکام برای مد میانگین خطوط پر رنگ و داده های مشاهده ای مقاومت ویژه و فاز هموار شده نشان داده شده اند. نمایش این داده ها و پاسخ مدل آنها نشان دهنده چگونگی تطبیق مدل به دست آمده با مدل واقعی زمین می باشد. مدل یک بعدی حاصل از وارون سازی داده های هر محل نشان دهنده چگونگی تغییرات در رسانایی لایه های زمین در محل هر ایستگاه سونداژزنی MT است.

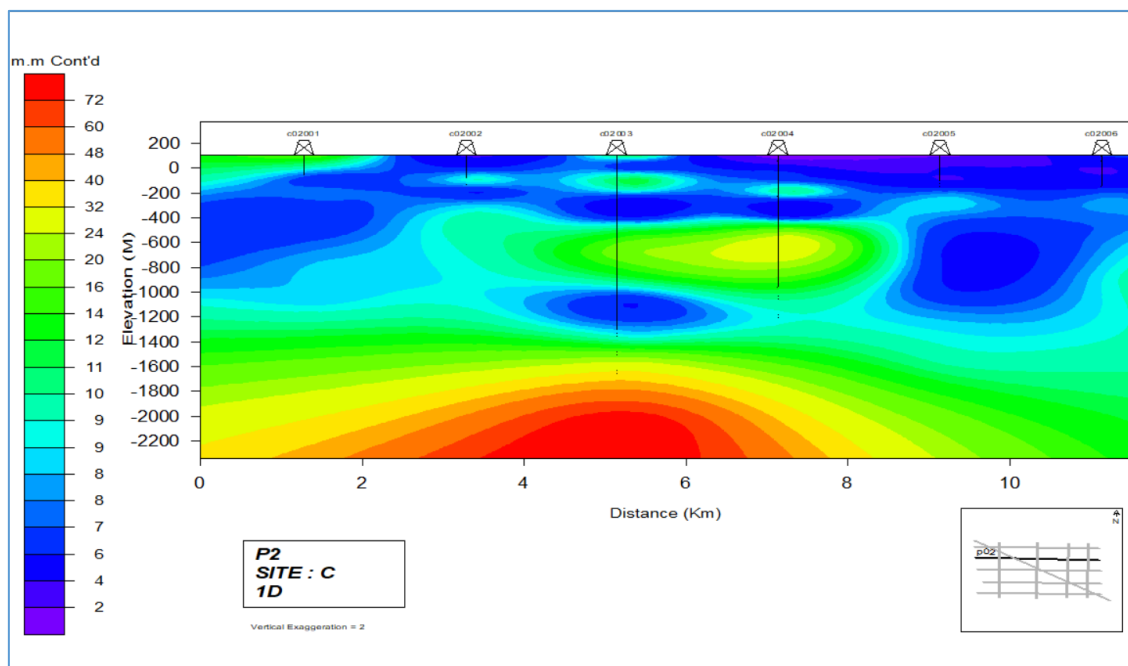
در همه این اشکال تطابق خوبی بین داده های مشاهده ای مقاومت ویژه و فاز و نتایج حاصل از مدل سازی یک بعدی هموار اوکام برای مد میانگین وجود دارد.



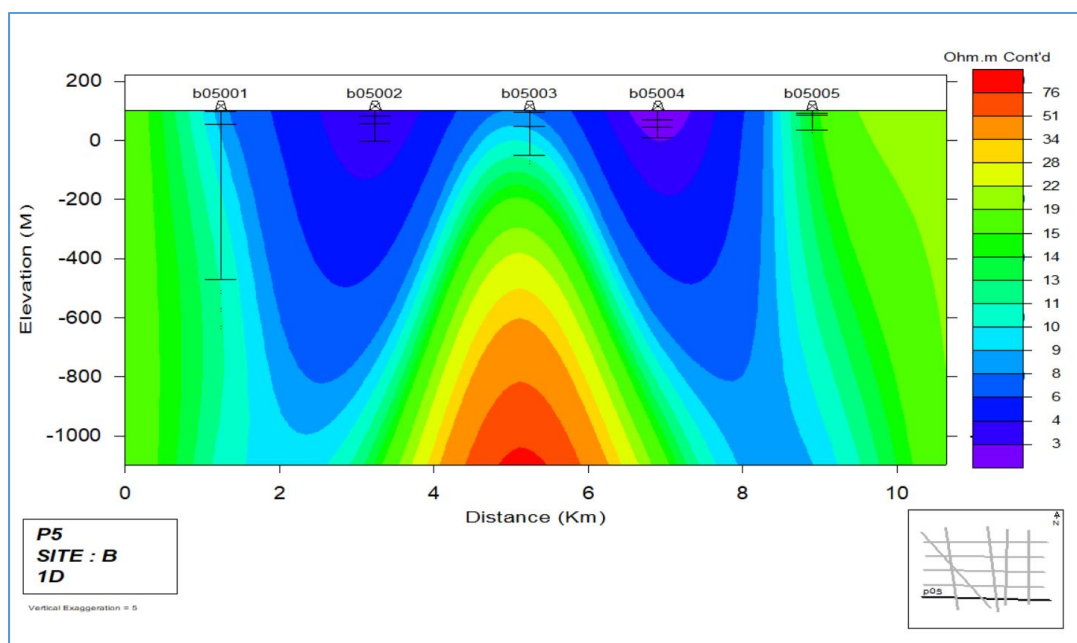
شکل ۵_۷: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اوکام داده های مد میانگین مگنتوتلوریک پروفیل ۱ از بلوک E



شکل ۵_۸: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اوکام داده های مد میانگین مگنتوتلوریک پروفیل ۵ از بلوک D



شکل ۵_۹: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اوکام داده های مد میانگین مگنتوتلوریک پروفیل ۲ از بلوک C



شکل ۵_۱۰: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اوکام داده های مد میانگین مگنتوتلوریک پروفیل ۵ از بلوک B

۵_۵ مدل سازی دوبعدی داده های مگنتوتلوریک به روش گرادیان مزدوج غیر

خطی^۱

اضافه شدن قیدها به مسائل وارون برای غلبه بر عدم یکتایی پارامترهای مدل در روش مگنتوتلوریک، روند منظم سازی تیخونوف (۱۹۷۷) نامیده می شود. قید مورد نظر به دست آوردن هموارترین مدل، منطبق به داده ها می باشد بدین صورت که مدل مقاومت ویژه باید تا حد امکان هموار باشد و همچنین برازش خوبی با داده های MT مشاهده ای داشته باشد. تیخونوف و آرسنین (۱۹۷۷) برای پیدا کردن مدل m در مساله وارون MT یک حل منظم را تعریف کردند که این مدل تابع هدف Ψ را که به صورت زیر تعریف می شود کمینه می کند:

$$\Psi = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \tau m^T L^T L m \quad , \quad (11_5)$$

در این معادله d بردار داده های مشاهده ای، F عملگر مدل سازی پیشرو و m بردار پارامترهای مدل می باشند. ماتریس معین و مثبت V نقش ماتریس وزنی داده ها که یک ماتریس قطری است و حاوی خطای داده ها است را بازی می کند. ماتریس L یک عملگر ساده خطی می باشد. τ پارامتر منظم سازی می باشد که عددی مثبت است. در معادله (۱۱_۵) جمله اول در سمت راست بیانگر عدم برازش داده^۲ و جمله دوم هموار بودن^۳ مدل و نزدیک بودن آن به مدل اولیه را بیان می کند و در نهایت همواری مدل وارون می تواند توسط تغییر در پارامتر منظم سازی τ کنترل شود.

برازش داده های اندازه گیری شده مقاومت ویژه و فاز مگنتوتلوریک (ρ^{data} و φ^{data}) با پاسخ محاسبه شده از مدل وارون (ρ^{resp} و φ^{resp}) می تواند با استفاده از ریشه میانگین مربعات (RMS)^۴ مورد

¹ Nonlinear Conjugate gradients (NLCG)

² Data misfit

³ Smoothness

⁴ Root-Mean-Square (RMS) misfit

ارزیابی قرار گیرد. اگر داده‌های مقاومت‌ویژه ظاهری و فاز در N ایستگاه و M فرکانس موجود باشند، آنگاه ریشه میانگین مربعات (RMS) خطای مدل‌سازی به صورت زیر بیان می‌شود (Xiao, 2004):

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N \frac{(\rho_{ij}^{data} - \rho_{ij}^{resp})^2}{e_{ij}^{r^2}} + \frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N \frac{(\phi_{ij}^{data} - \phi_{ij}^{resp})^2}{e_{ij}^{p^2}}} \quad (12_5)$$

که در آن e^r و e^p به ترتیب خطای استاندارد (خطای کف)^۱ داده‌های اندازه‌گیری شده مقاومت‌ویژه و فاز هستند. اگر تابع عدم برازش RMS خیلی بزرگ‌تر از خطای استاندارد مقاومت‌ویژه یا فاز یا هر دو باشد بیانگر این است که مدل ارائه شده برازش خوبی با داده‌های MT ندارد و همچنین نوفه^۲ موجود در داده‌ها بزرگ‌تر از خطای پیش‌بینی شده است و یا اینکه اثرات سه‌بعدی ناهمگنی‌های سطحی داده‌ها بزرگ‌تر از خطای پیش‌بینی شده است و یا اینکه اثرات سه‌بعدی ناهمگنی‌های سطحی داده‌ها را تحت تاثیر قرار می‌دهند. اگر مقدار RMS خیلی کوچک‌تر از خطای استاندارد مقاومت‌ویژه یا فاز یا هر دو باشد بدین معنی می‌باشد که خطای مدل‌سازی خیلی زیاد است و مدل وارون به دست آمده ناهموار^۳ است.

در این مطالعه برای مدل‌سازی وارون دو بعدی داده‌های MT از نرم افزار WinGLink استفاده شده است که در آن از الگوریتم وارون‌سازی دو بعدی رودی و مکی (۲۰۰۱) استفاده می‌شود این الگوریتم از روش گرادیان مزدوج غیرخطی (NLGG) برای کمینه‌سازی تابع هدف Ψ در معادله (۵_۱۱) استفاده می‌کند. الگوریتم وارون‌سازی انجام شده τ را به صورت خودکار محاسبه نمی‌کند، بنابراین چندین وارون‌سازی با مقادیر مختلف برای τ انجام شده است تا بهترین مدل که ناشی از بهترین سازش بین هموارشدگی فضایی و عدم برازش RMS است به دست آید. برای رسیدن به مدلی که هم خطای هدف را تامین کند و هم به اندازه کافی هموار باشد مقادیر مختلف τ آزمایش شد. سپس با بررسی نتایج

¹ Error floor

² Noise

³ Rough

بدست آمده مدل دوبعدی با مقدار $\tau = 1$ برای اکثر پروفیل‌ها به عنوان جواب مطلوب از وارون‌سازی منظور شد.

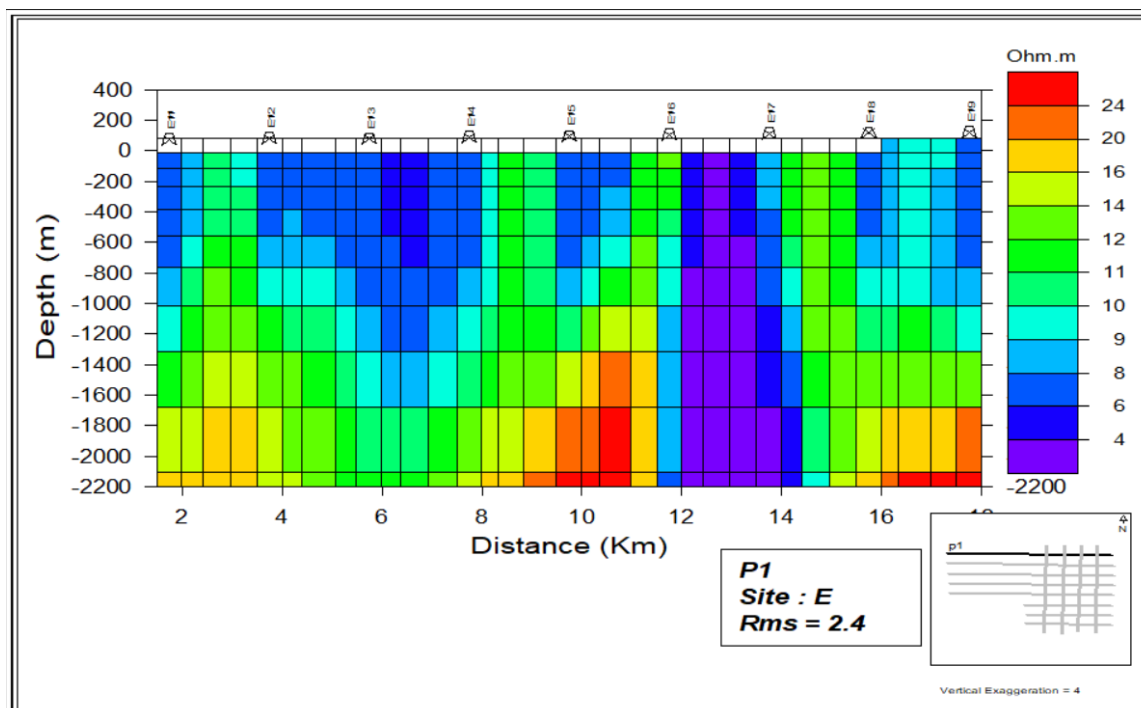
با توجه به دو بعدی بودن ساختارهای زیرسطحی منطقه مورد مطالعه، بعد از انجام تصحیح جابجایی ایستا، داده‌های مقاومت ویژه و فاز سونداژهای MT با روش وارون‌سازی گرادیان مزدوج غیرخطی به کمک نرم‌افزار WinGLink به مدل ژئوالکتریکی دو بعدی تبدیل شده‌اند. در این روش مدل‌سازی، شبکه پارامترهای مدل و محاسبات پیشرو تفاضل محدود یک شبکه نسبتاً ریز تعریف شده است. مدل اولیه برای شروع وارون‌سازی، یک نیم فضا با مقاومت ویژه ۴۰ اهم متر انتخاب شده است. داده‌های ورودی مقاومت ویژه ظاهری و فاز برای ترکیبی از هر دو مد (TE+TM) هستند، همچنین حداقل خطا برای مقاومت ویژه در وارون‌سازی ۱۰ درصد و برای فاز ۵ درصد در نظر گرفته شده است.

۵_۱_۵ نتایج وارون‌سازی دو بعدی داده‌های MT در امتداد پروفیل‌ها

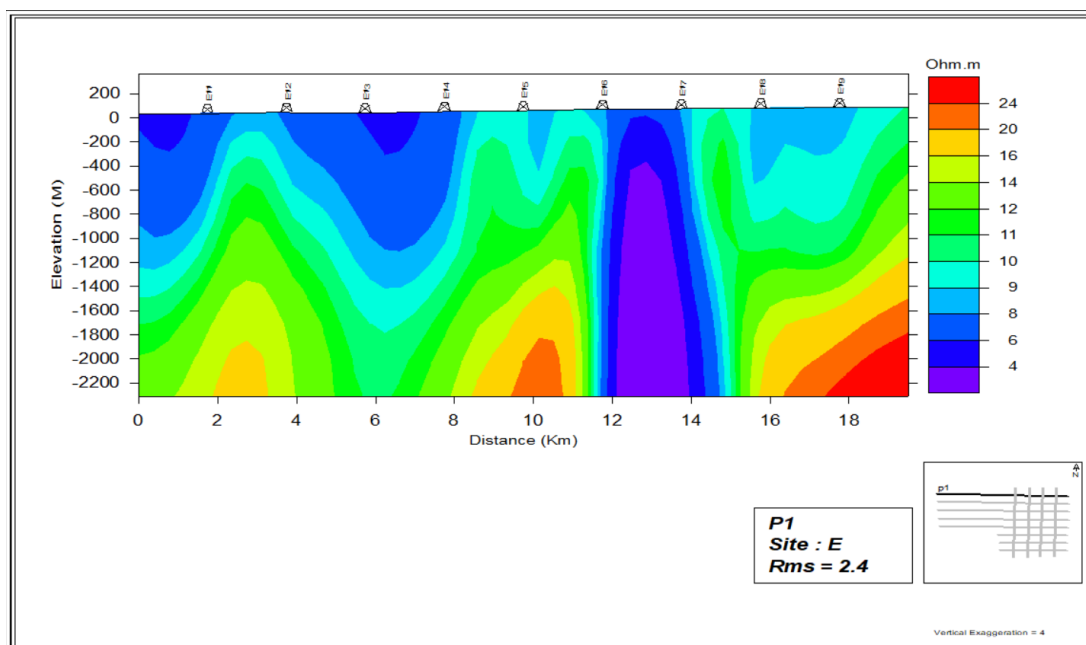
مدل‌سازی داده‌های تک‌تک پروفیل‌ها برای مد ترکیبی TE+TM صورت گرفته و مقطع ژئوالکتریک مربوط به آنها تهیه شده است. که در اینجا نتایج مدل‌سازی دوبعدی آورده شده است.

۵_۱_۵_۱ تفسیر جزئی بلوک E

نتایج حاصل از برگردان دوبعدی داده‌ها به صورت مقاطع مقاومت ویژه در شکل‌های (۵_۱۱) تا (۵_۲۳) نشان داده شده‌اند. در زیر تفسیر مقطع مقاومت ویژه در امتداد هر پروفیل به‌طور جداگانه آمده است.



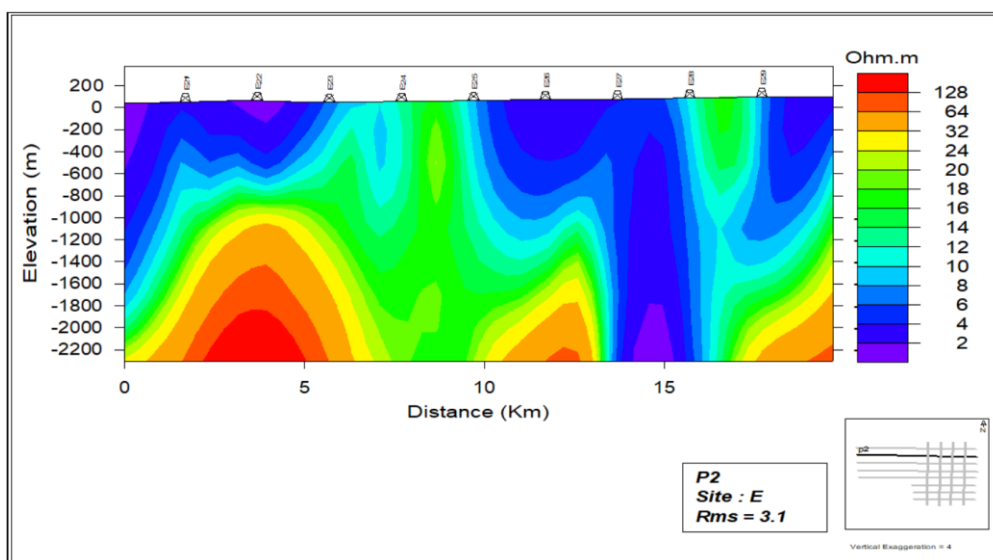
شکل ۵_۱۱: مش حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P1، از بلوک E.



شکل ۵_۱۲: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P1، از بلوک E.

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۱-

با نگاهی کلی به مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۱ دیده می‌شود که یک لایه رسنای کم عمق با ضخامت تقریباً یکنواخت در طول پروفیل قابل تفکیک است که ضخامت آن در محل ایستگاه‌های بین ۴ تا ۶ و مابین ۷ و ۸ از بقیه نقاط کمتر است. عمق تقریبی این توده ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر تخمین زده می‌شود؛ همچنین یک توده رسنای عمیق در محل ایستگاه‌های ۶ تا ۷ قابل شناسایی است که از عمق ۴۰۰ متری در محل ایستگاه شماره ۶ شروع می‌شود و تا عمق ۱۰۰۰ متری ادامه دارد.

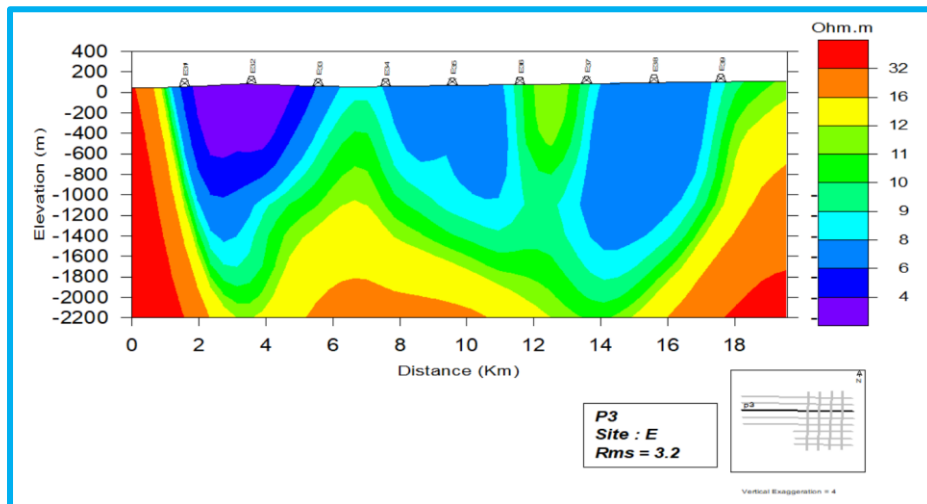


شکل ۵_۱۳: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون هموار دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P2، از بلوک E.

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۲

در این پروفیل نیز به‌مانند پروفیل ۱ یک لایه رسنای سطحی وجود دارد که البته هندسه آن قدری دچار تغییر شده است به‌گونه‌ای که در محل ایستگاه ۳ از ضخامت آن کاسته می‌شود و یک توده مقاوم پدیدار شده است که تا پروفیل ۵ گسترش یافته است. لازم به ذکر است که عمق لایه رسنای سطحی مقداری از عمق آن در پروفیل ۱ بیشتر است اما به نظر می‌رسد در عین حال از رسنایی بالاتری برخوردار

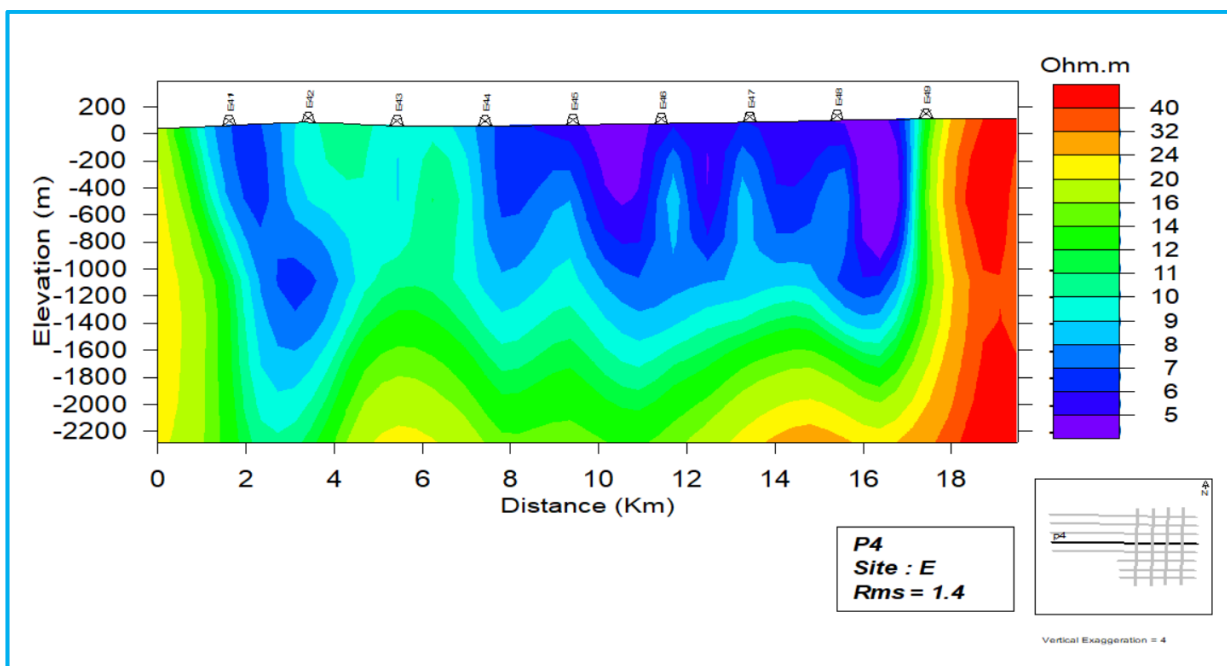
است. توده رسنایی تا عمق تقریبی ۷۰۰ متری در محل ایستگاه ۶ و ۷ در پروفیل ۲ نیز قابل تفکیک است.



شکل ۱۴_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P3، از بلوک E

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۳

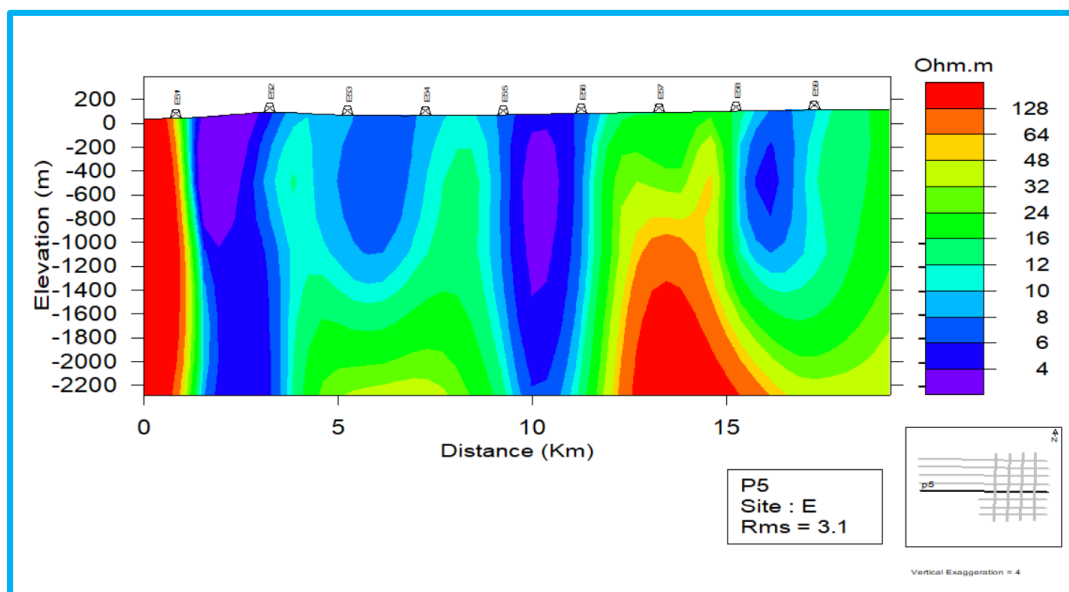
در این پروفیل همان گونه که از شکل مقطع مقاومت ویژه آن بر می آید یک توده رسنایی عمقی و یک لایه رسنایی سطحی وجود دارد. توده های عمیق تر، یکی در محل ایستگاه های ۱ تا ۳ و دیگری در بین ایستگاه های ۷ تا ۸ هر دو تا عمق تقریبی ۱۰۰۰ متر دیده می شوند.



شکل ۵_۱۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P4، از بلوک E.

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۴

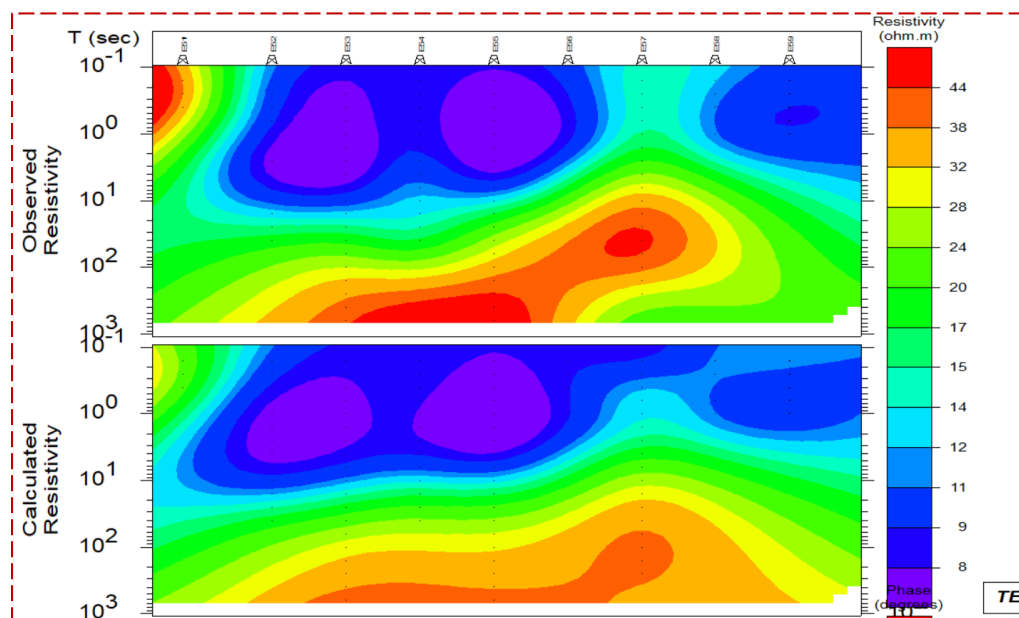
در پروفیل فوق یک لایه رسانای سطحی با مقاومت ویژه نسبتا پایین وجود دارد که تقریبا در محل تمامی ایستگاهها دیده می شود. توده های عمیق تر، یکی در محل ایستگاه های ۱ و ۲ و دیگری در محل ایستگاه های ۵ تا ۹ تا عمق تقریبی ۸۰۰ متر دیده می شوند.



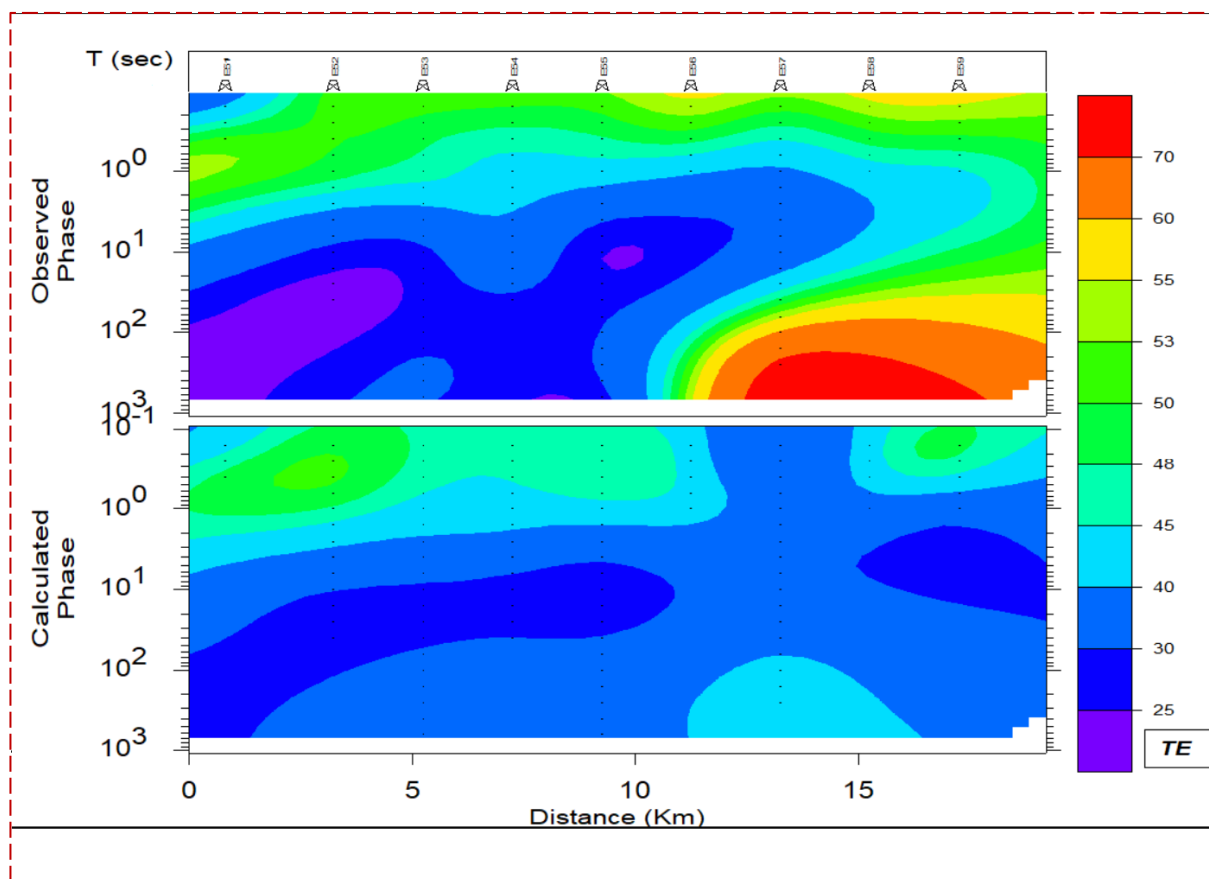
شکل ۵_۱۶: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دوبعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P5، بلوک E.

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۵

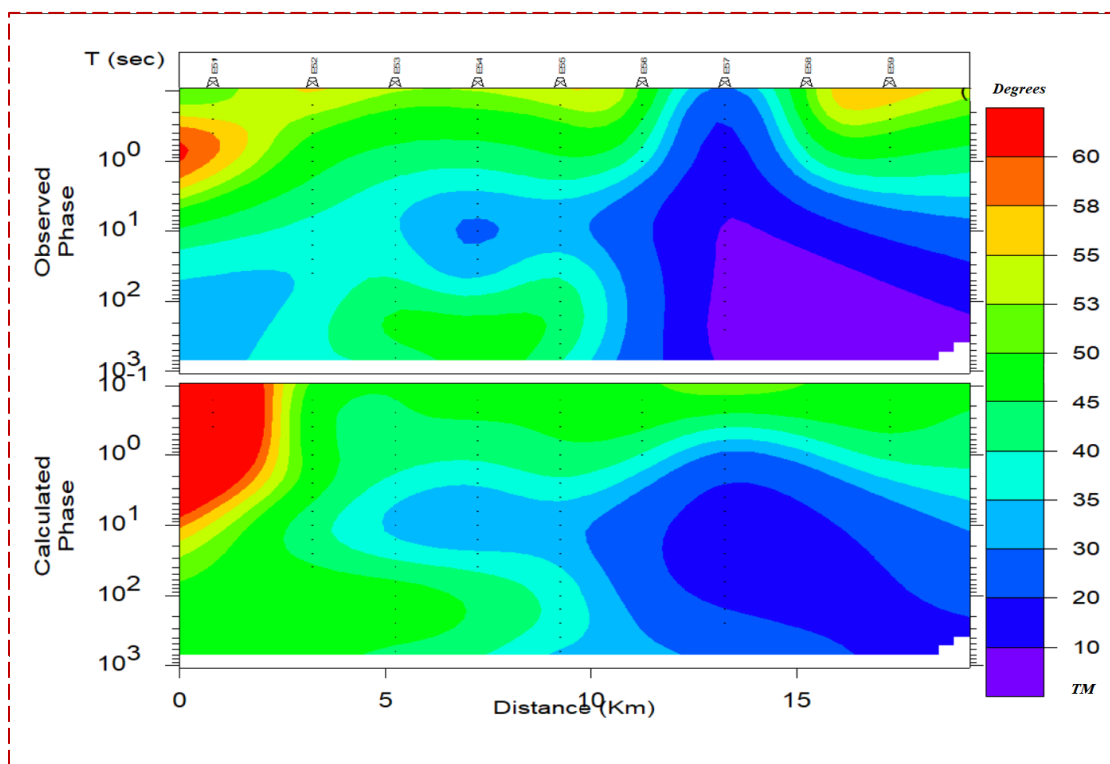
در پروفیل ۵ نیز دو توده با مقاومت ویژه کم، یکی در محل بین ایستگاه های ۱ و ۲ و دیگری بین ایستگاه های ۵ و ۶، هر دو با گسترش عمقی بیش از ۱۰۰۰ متر مشاهده می شود.



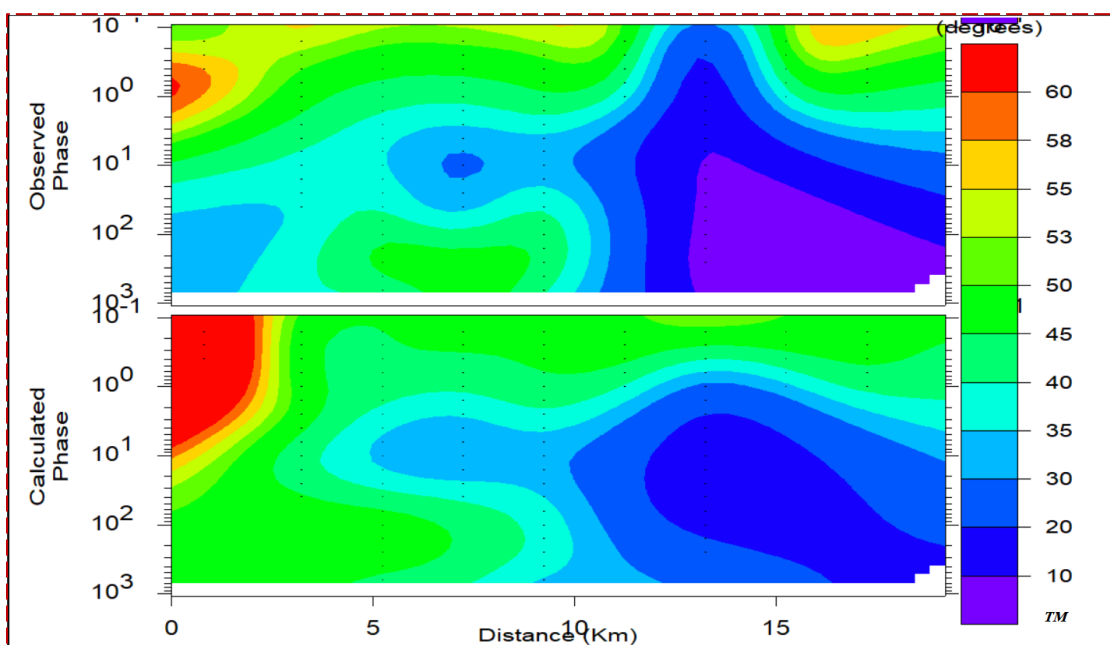
شکل ۵_۱۷: شبه مقاطع داده های مشاهده ای و داده های تئوری به دست آمده از مدل وارون دو بعدی مد TE برای پروفیل P5 (دو مقطع بالایی به ترتیب نشان دهنده شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری برای داده های مشاهده ای و پاسخ هستند).



شکل ۵_۱۸: فاز داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تئوری به دست آمده از مدل وارون دو بعدی مد TE برای پروفیل P5 (دو مقطع بالایی به ترتیب نشان دهنده شبه مقاطع فاز ظاهری برای داده‌های مشاهده‌ای و پاسخ مدل هستند.)

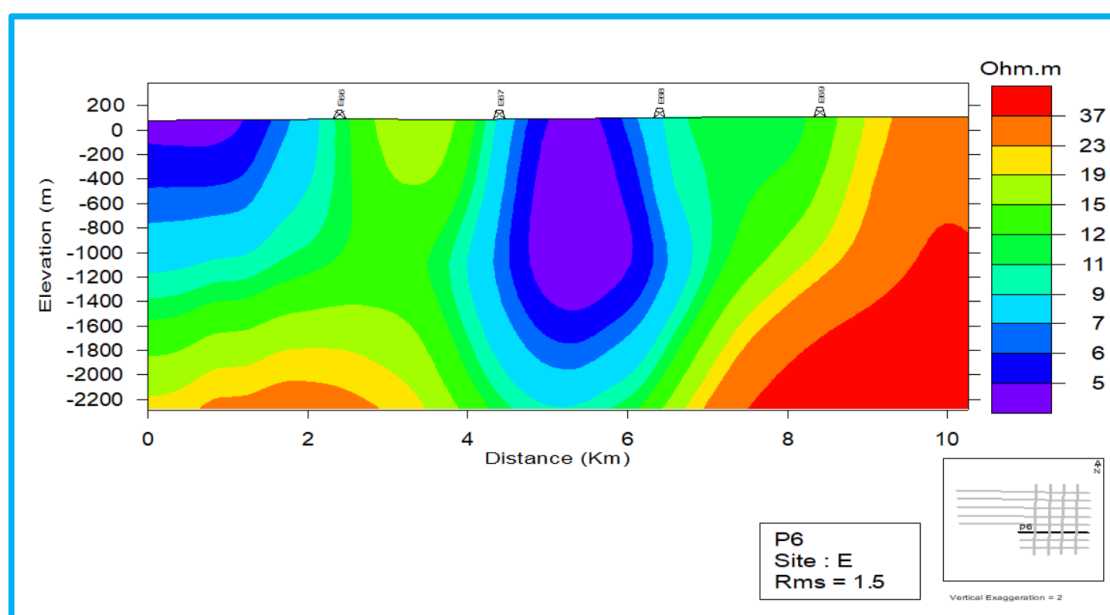


شکل ۱۹_۵: شبه مقاطع داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تئوری به دست آمده از مدل وارون دو بعدی مد TM برای پروفیل P5 (دو مقطع بالایی به ترتیب نشان دهنده شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری برای داده‌های مشاهده‌ای و پاسخ هستند).



شکل ۲۰_۵: فاز داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تئوری به دست آمده از مدل وارون دو بعدی مد TE برای پروفیل P5 (دو مقطع بالایی به ترتیب نشان دهنده شبه مقاطع فاز ظاهری برای داده‌های مشاهده‌ای و پاسخ مدل هستند).

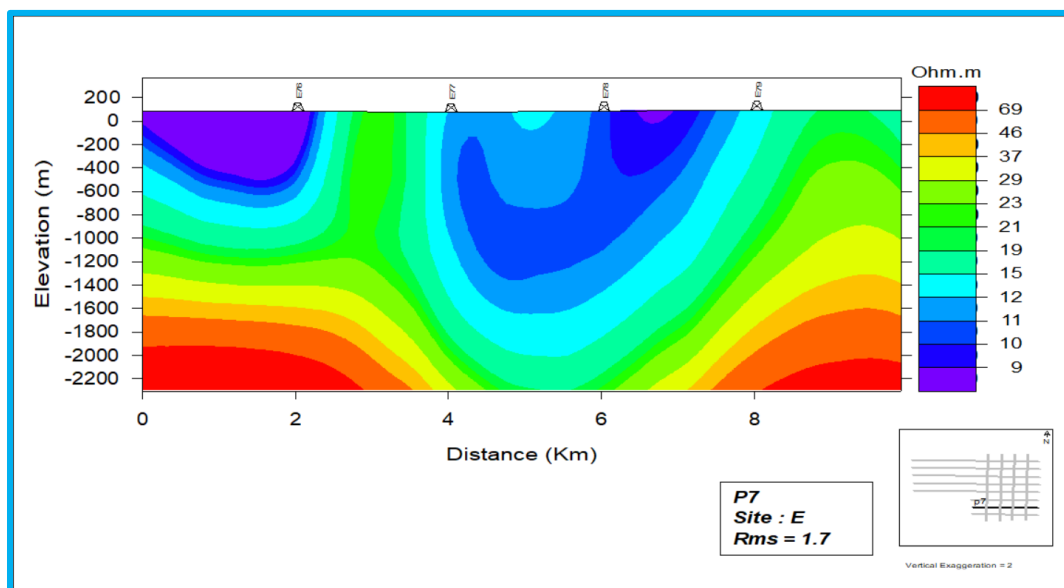
شبه مقاطع داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تئوری به دست آمده از مدل وارون دو بعدی مد TE و TM برای پروفیل ۵ بلوک E در شکل (۱۶_۵) برای نمونه آمده است. با توجه به شکل‌های مذکور مطابقت بین داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تئوری محاسبه شده به دست آمده از مدل وارون دوبعدی برای مقاومت ویژه ظاهری و فاز مشاهده می‌شود، که این مسئله دقت در انجام مدل‌سازی دو بعدی وارون را می‌رساند.



شکل ۱۶_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون هموار دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P6، از بلوک E.

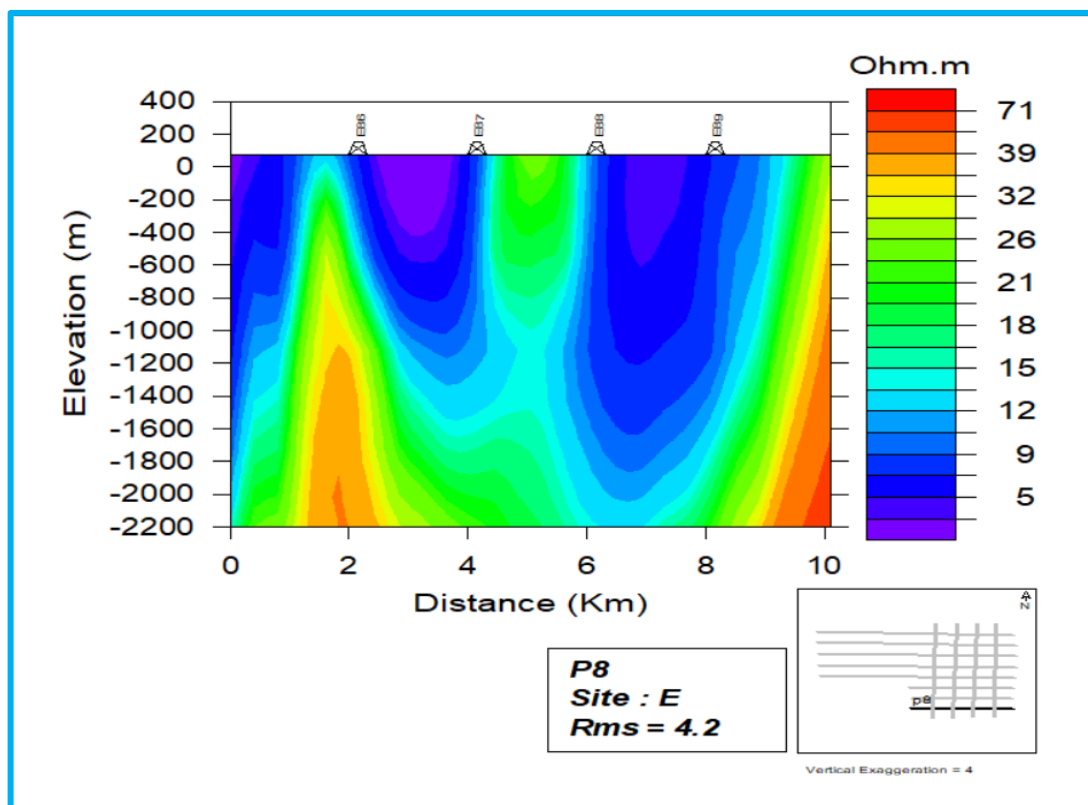
مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۶

در امتداد این پروفیل نیز در محل بین ایستگاه ۷ و ۸ لایه‌ای با رسانایی بالا مشاهده می‌شود که به تدریج با افزایش عمق از رسانایی آن تا حدودی کاسته شده است.



شکل ۵_۲۲: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P7، از بلوک E.

در امتداد این پروفیل پدیده قابل توجه این است که مرز لایه رسانای فوقانی و لایه مقاوم زیرین به خوبی در عمق ۱۰۰۰ متری دیده می شود. گسترش جانبی هر دو لایه رسانا و مقاوم تقریباً شبیه به هم می باشد و این خود نشان از یکنواختی و همگن بودن توالی لایه ها در این محدوده است.



شکل ۵-۲۳: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دوبعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P8، بلوک E.

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۸

در امتداد پروفیل ۸ کمتر نشانی از لایه های مقاوم الکتریکی یافت می شود و تقریباً می توان گفت که کل زمین مورد مطالعه در این پروفیل از رسانایی تقریباً یکنواختی برخوردار است، به جز بین سونداژ ۶ و ۷.

مقایسه کلی مقاطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل های ۱ تا ۸

با توجه به شکل (۵-۱۱) تا (۵-۱۹)، با نگاهی کلی به روند تغییرات در هندسه لایه های رسانا و توده های رسانای عمیق در پروفیل های ۱ تا ۴ این نتیجه حاصل می شود که بجز رولایه رسانای اولیه که در اعماق ۲۰۰ تا ۴۰۰ متری دیده می شود، دو توده رسانا در اعماق بیشتر از ۱۰۰۰ متر دیده می شوند که محل تقریبی آنها، یکی بین ایستگاه های ۱ تا ۳ و دیگری بین ایستگاه های ۵ تا ۷ می باشد.

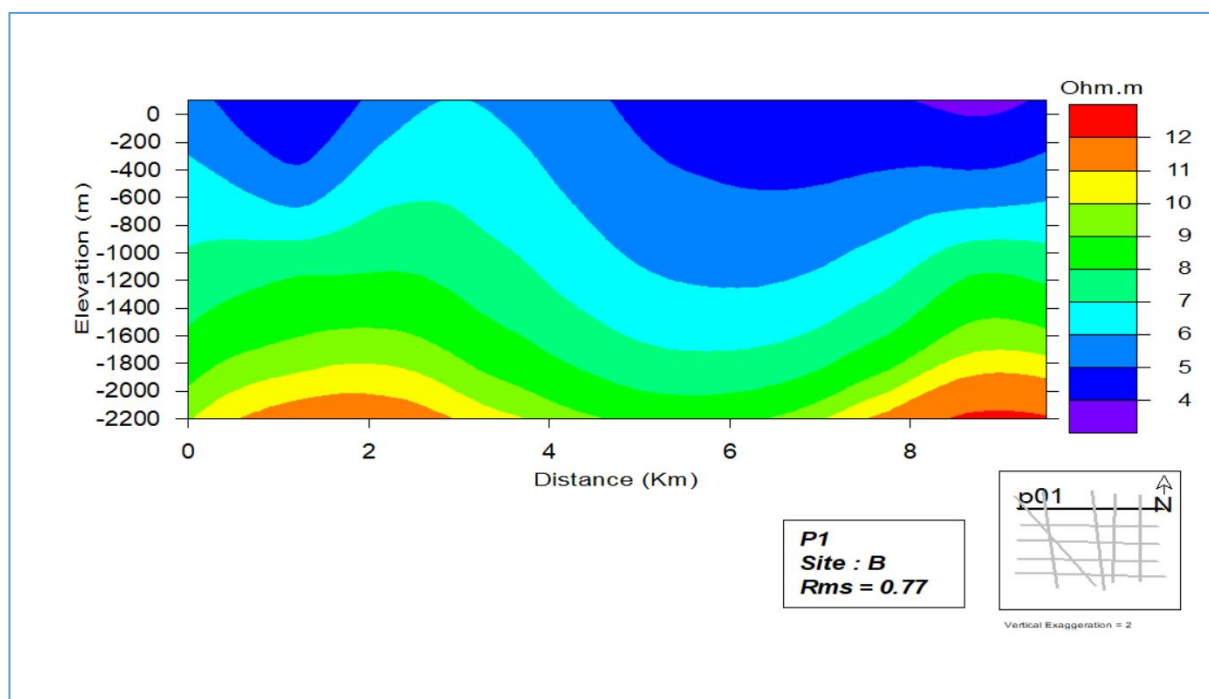
در محدوده مطالعاتی E در محل بین سونداژ مگنتوتلوریک ۶ و ۷ از پروفیل P1 تا اعماق بیش از ۱۰۰۰ متر و همچنین محل سونداژ ۶ از پروفیل P2 تا عمق ۸۰۰ متر، پروفیل P5 بین سونداژ ۱ و ۲ و سونداژ ۵ و ۶ برای انجام عملیات اکتشافی تکمیلی دارای پتانسیل کافی از نظر رسانائی الکتریکی تشخیص داده می‌شوند. هدایت الکتریکی بالای لایه‌های رسانای موجود در محدوده این ایستگاه‌ها می‌تواند به‌دلیل وجود ترکیبات یددار باشد.

۵_۱_۲ تفسیر جزئی بلوک B

نتایج حاصل از مدل‌سازی دوبعدی داده‌ها به‌صورت مقاطع مقاومت‌ویژه در شکل‌های (۵_۲۴) تا (۵_۲۸) نشان داده شده‌اند. در زیر تفسیر مقطع مقاومت ویژه در امتداد هر پروفیل به‌طور جداگانه آمده است. لازم به‌توضیح است در امتداد پروفیل‌های ۱و۲ ایستگاه‌های ۲و۳ و در محل پروفیل‌های ۳و۴ ایستگاه ۲ داده‌ای نداشتیم و این نقصان داده‌ها باعث عدم ثبات مدل‌سازی دوبعدی داده‌ها در امتداد پروفیل‌های مذکور شده است.

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۱

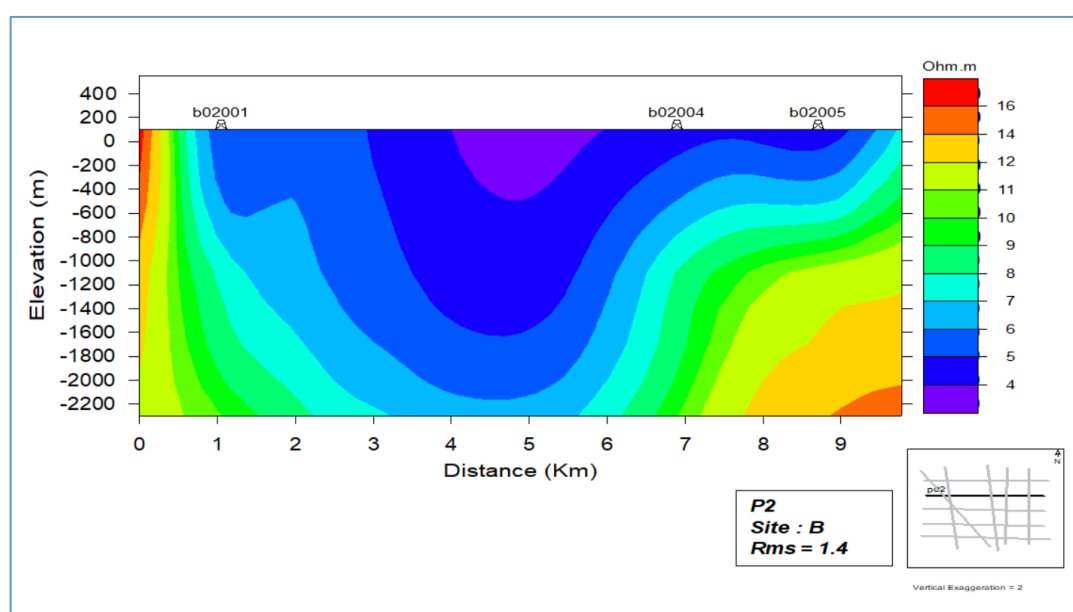
در این پروفیل توالی از لایه‌های رسانا که مقاومت آنها با افزایش عمق به‌تدریج افزایش می‌یابد، دیده می‌شود. فقدان داده‌ها در فاصله بین ایستگاه ۱و۴ اظهار نظر قاطع در مورد لایه رسانای مشاهده شده را میسر نمی‌سازد.



شکل ۵_۲۴: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دوبعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P1، بلوک B.

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۲

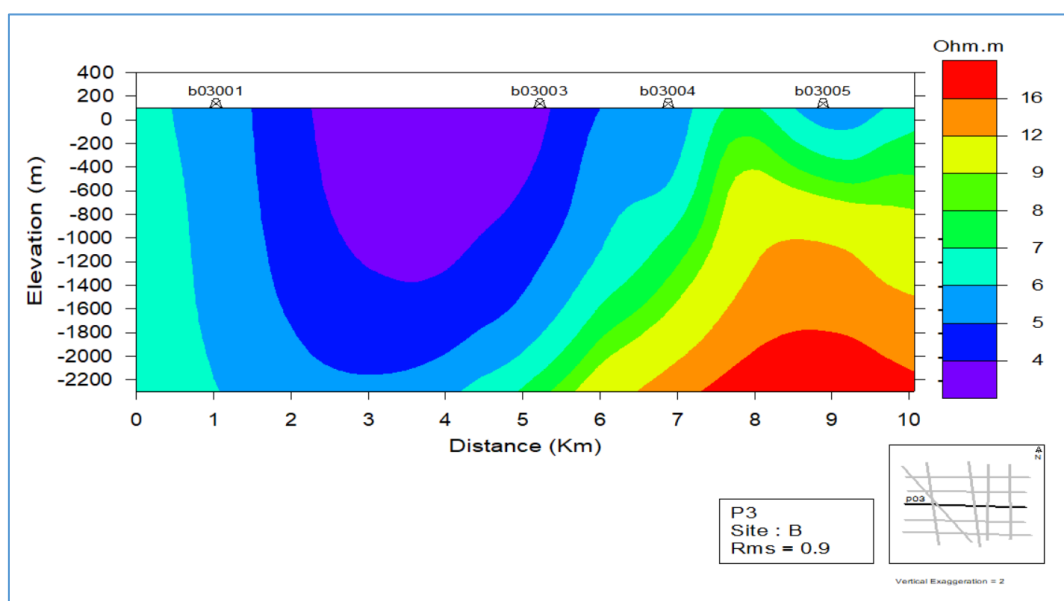
در این پروفیل نیز به مانند پروفیل ۱ توالی از لایه ها تقریباً با همان مشخصات مقطع دیده می شود، و گسترش آنها از حالت افقی به حالت شیب دار تغییر شکل یافته است.



شکل ۵_۲۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P2، بلوک B

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۳

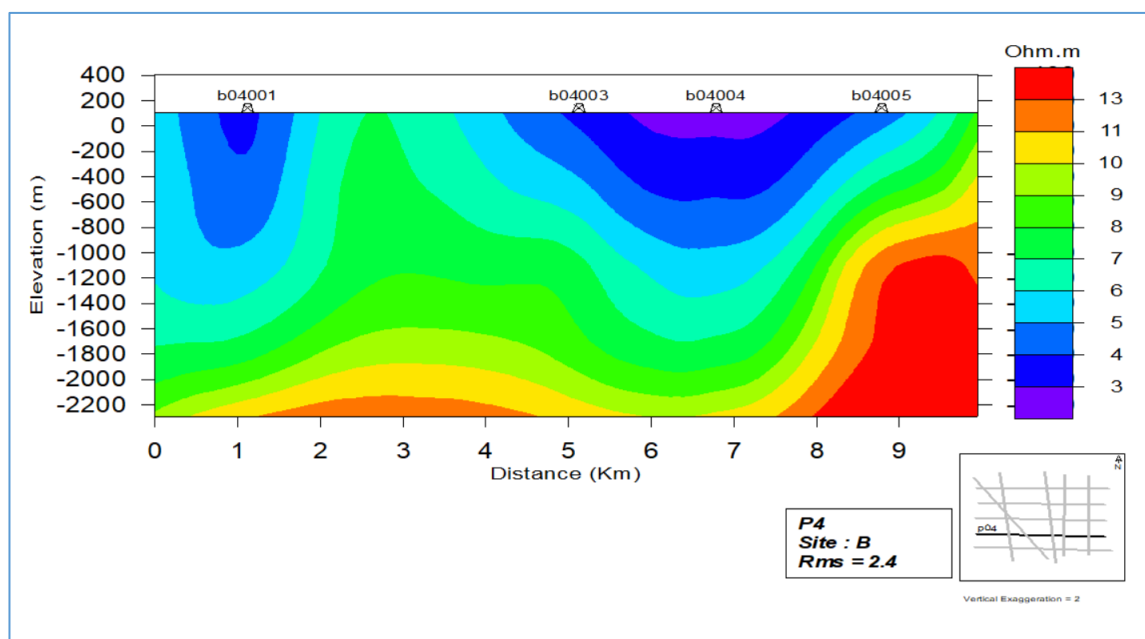
پروفیل فوق را می‌توان به دو بخش تقسیم کرد. یک بخش از سطح تا عمق ۵۰۰ متر و دیگری از عمق ۵۰۰ متر به پایین است. در بخش اول یک رولایه با مقاومت ویژه نسبتاً پایین دیده می‌شود و در بخش دوم که خود به دو قسمت تقسیم شده، در محل ایستگاه ۱ تا ۳ یک توده رسانا و در محل ایستگاه ۴ تا ۵ یک توده مقاومتر به چشم می‌خورد.



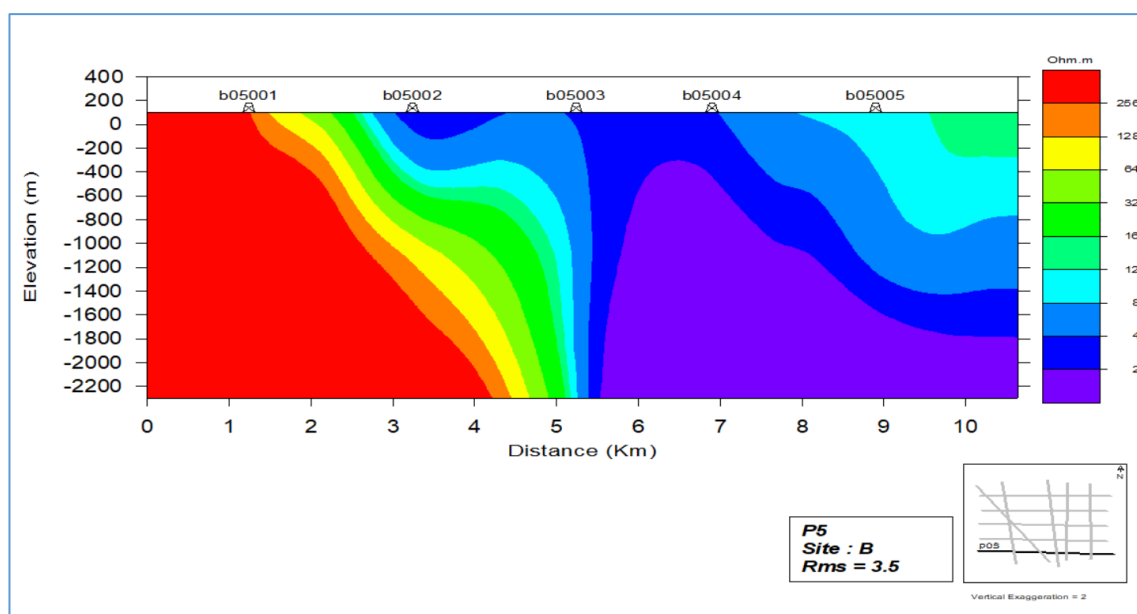
شکل ۵-۲۶: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P3، بلوک B

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۴

این پروفیل نیز شبیه به پروفیل ۳ قابلیت تقسیم به دو بخش را دارد. بخش اول رو لایه بسیار رسانایی است که گسترش جانبی آن در محل تمامی ایستگاه‌ها مشاهده می‌شود. همین لایه به تدریج در محل ایستگاه ۳ با افزایش عمق به یک توده رسانای دیگر منتهی شده است که بیشترین مقدار رسانایی آن در عمق حدود ۸۰۰ متری است. اما در کنار این توده رسانا یک توده مقاوم نیز وجود دارد که در نزدیکی ایستگاه ۴ شروع شده و به تدریج با افزایش عمق گسترش یافته است.



شکل ۲۷_۵: مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون هموار دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P4، بلوک B
مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۵: در این پروفیل زمین مورد مطالعه در اطراف سونداژ ۱ تا ۳ به‌طور نسبتاً یکنواختی از لحاظ الکتریکی مقاوم است، سپس یک توده رسانی محلی در موقعیت بین ایستگاه ۳ و ۴ از عمق تقریبی ۴۰۰ متر آغاز و تا عمق بیشتر از ۱۰۰۰ متر گسترش می‌یابد.



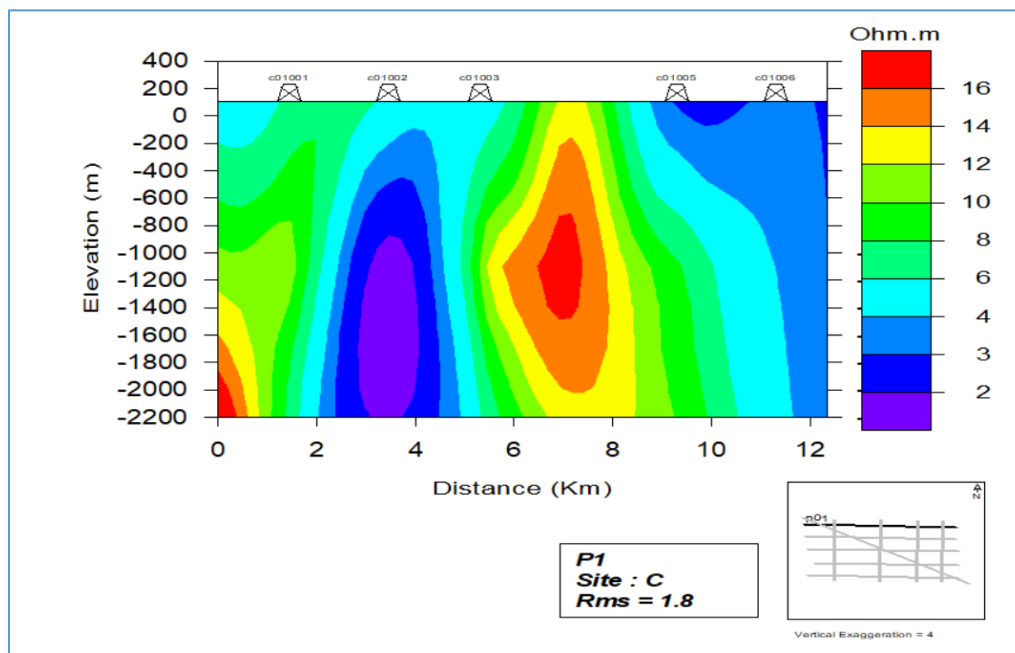
شکل ۲۸_۵: مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون هموار دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P5، بلوک B

مقایسه کلی مقاطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل‌های ۱ تا ۵

همانطور که در شکل‌ها دیده می‌شود به‌جز ۳ پروفیل اول که روند یکنواختی را از رسانایی لایه‌ها به‌دست می‌دهد، در پروفیل ۴ و ۵ پدیده جالبی قابل رؤیت است که حاکی از گسترش متقاطع دو توده رسانا و مقاوم است به نحوی که توده رسانا در پروفیل ۴ از ایستگاه‌های ۳ و ۴ به سمت ایستگاه ۴ پروفیل ۵ گسترش یافته و این در حالی است که توده مقاوم از محل ایستگاه‌های ۳ و ۴ پروفیل ۴ به سمت ایستگاه‌های ۱ تا ۳ پروفیل ۵ گسترش یافته است و این نتایج با نتایج حاصل از مطالعات خانم بی‌باک و همکاران در این منطقه همخوانی قابل قبولی دارد (بی‌باک، ف. و همکاران ۱۳۹۳).

۵_۱_۳ تفسیر جزئی بلوک C

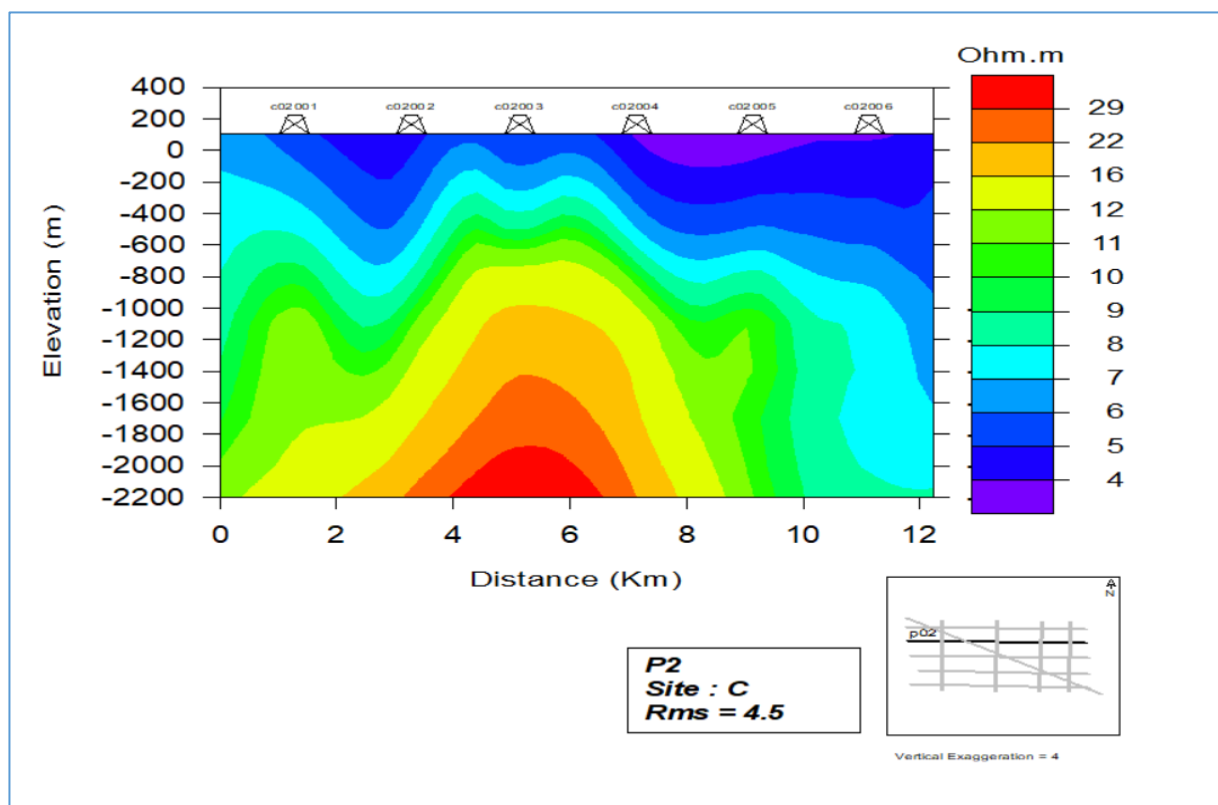
نتایج حاصل از مدل‌سازی دوبعدی داده‌ها به‌صورت مقاطع مقاومت ویژه در شکل‌های (۵_۲۹) تا (۵_۳۳) نشان داده شده‌اند، که در زیر تفسیر مقطع مقاومت ویژه در امتداد هر پروفیل به‌طور جداگانه آمده است.



شکل ۵_۲۹: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون هموار دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P1، بلوک C

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۱

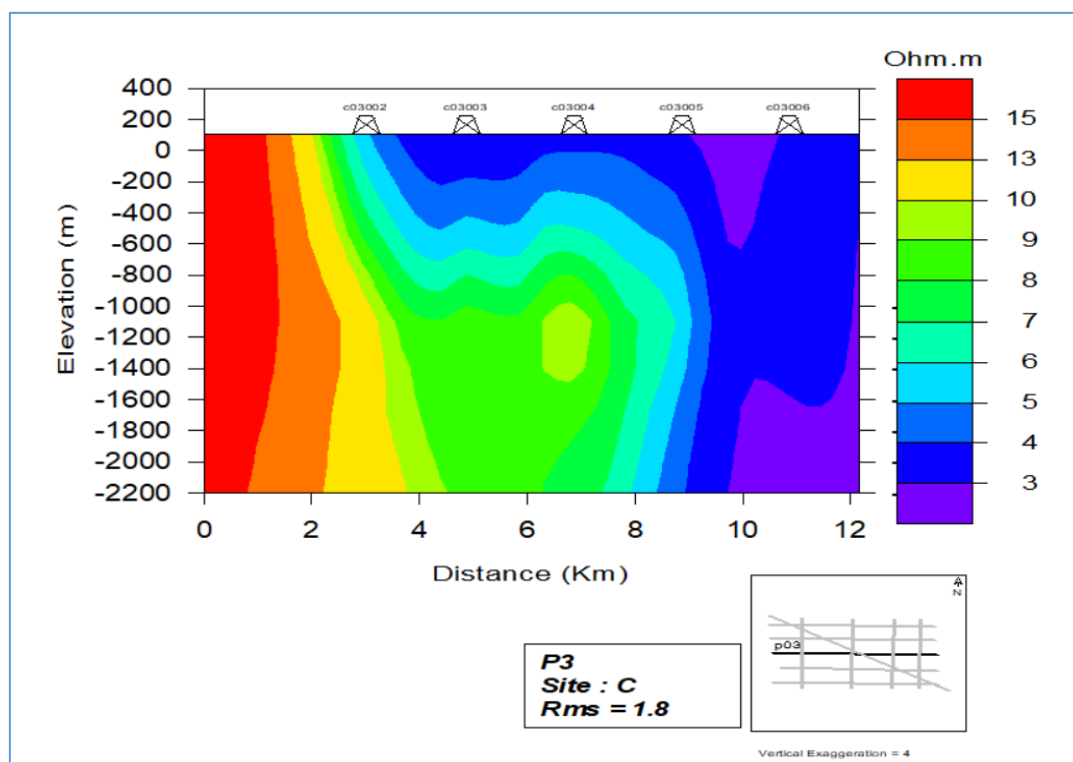
در پروفیل ۱، یک رولایه رسانا تا عمق حدود ۲۰۰ متر دیده می‌شود و از آن عمق به بعد به تدریج یک توده مقاوم الکتریکی در قسمت میانی و بین ایستگاه ۳ و ۵ مشاهده می‌شود همچنین دو توده رسانا در دو طرف توده مقاوم میانی یکی در محل ایستگاه‌های ۲ و دیگری در محل ایستگاه‌های ۴ تا ۵ مشاهده می‌شود.



شکل ۵-۳: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون هموار دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P2، از بلوک C.

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۲

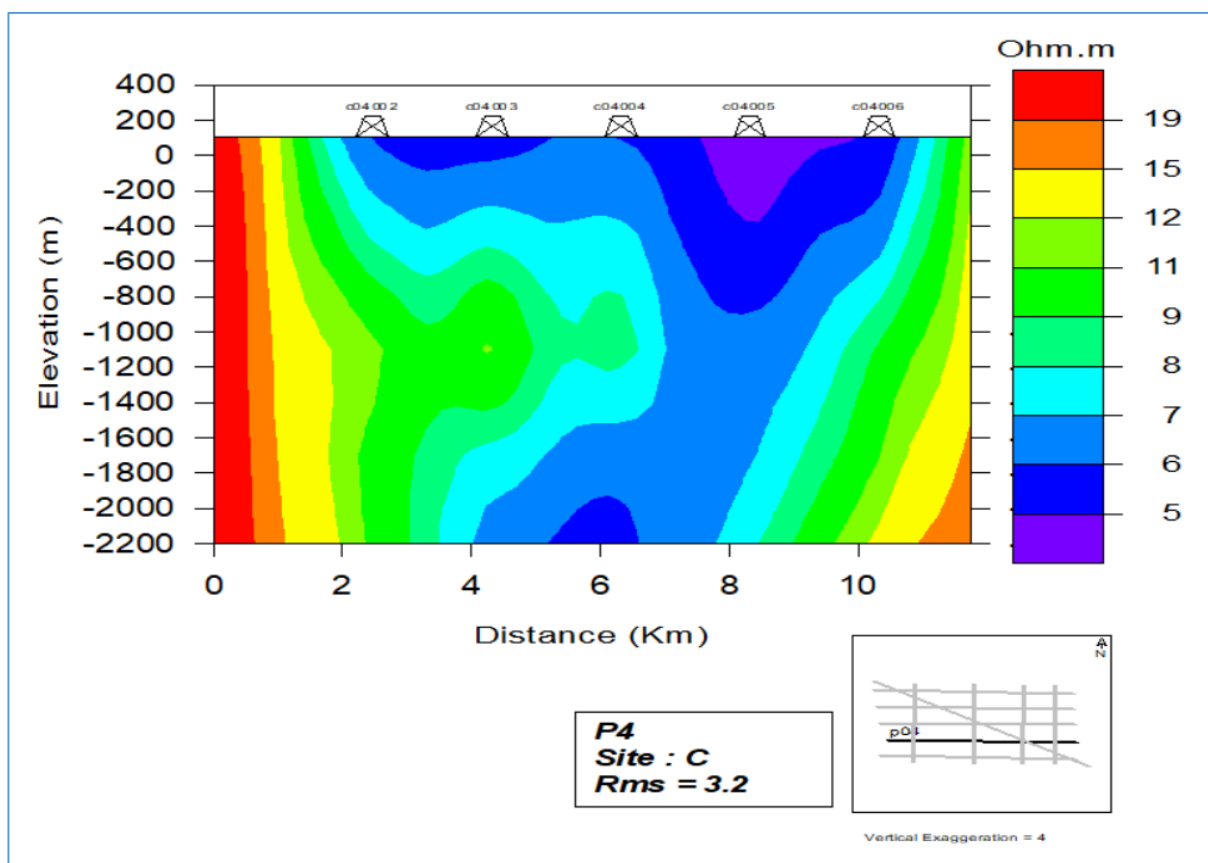
در پروفیل ۲ به مانند پروفیل ۱، یک رولایه رسانا تا عمق حدود ۳۰۰ متر دیده می‌شود که در بخش زیرین آن به یک لایه نسبتاً مقاوم ختم شده است.



شکل ۵_۳۱: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P3، بلوک C

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۳

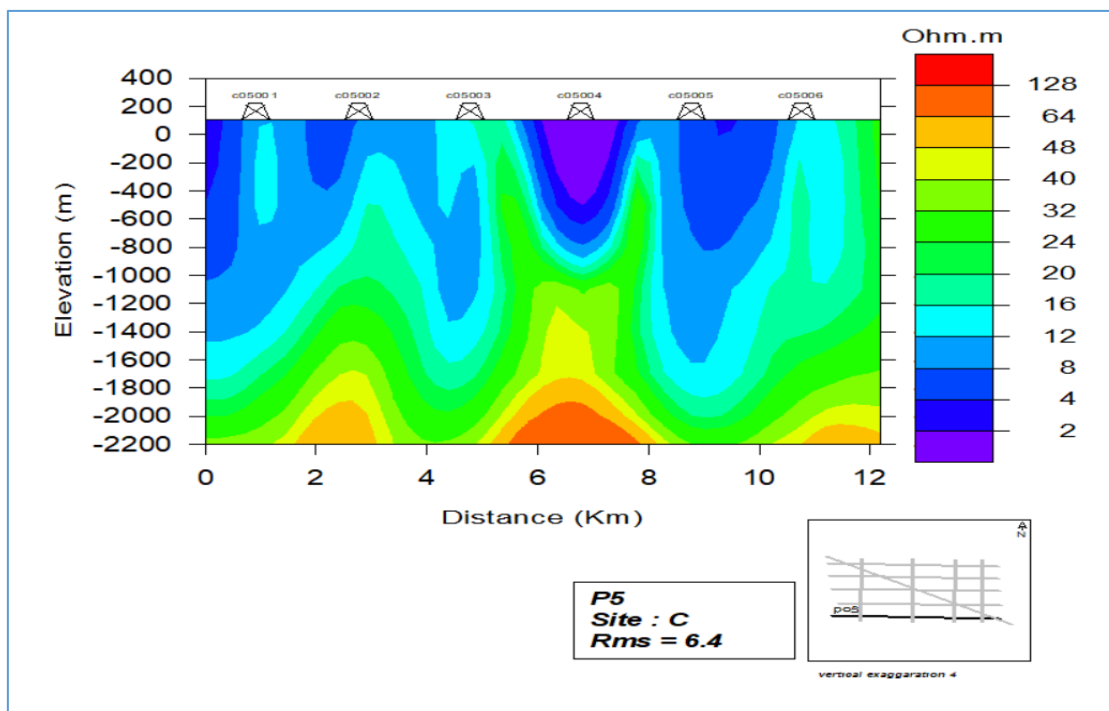
در این پروفیل یک رولایه رسانا تا عمق حدود ۳۰۰ متری ادامه دارد، و در محل بین سونداژ ۳ و ۴ توده رسانایی تا اعماق بیش از ۱۲۰۰ متر وجود دارد، بقیه زمین مورد مطالعه دارای گسترش جانبی و عمقی تقریباً یکنواخت می باشد و مقاوم است.



شکل ۵_۳۲: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P4، بلوک C

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۴

در محل اکثر ایستگاه ها در پروفیل مذکور توالی لایه ها بدین گونه است که در نزدیک سطح و تا عمق تقریبی ۲۰۰ متر رولایه رسانا دیده می شود و پس از آن عمق، مقطع مورد نظر تصویر مقاوم تدریجی را به لحاظ الکتریکی از زمین نشان می دهد. البته نکته قابل توجه در این بین، وجود یک توده رسانا با گسترش محدود در نزدیکی محل ایستگاه های ۳ تا ۵ است که از نظر بعد، ضخامت آن از ۲۰۰ متر در محل ایستگاه ۲، تا ۸۰۰ متر در نزدیکی محل ایستگاه ۴ تغییر می کند.



شکل ۵-۳۳: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P5، بلوک C

مقطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل ۵

در این پروفیل همانند سایر پروفیل های پیشین یک رولایه رسانا به چشم می خورد. در اعماق بیش از ۲۰۰ متر لایه رسانای دیگری قابل مشاهده است که ضخامت آن کاملاً متغیر است به گونه ای که در بعضی نواحی ضخامت آن کمتر و در محل بین ایستگاه ۴ و ۵ ضخامت آن به حداکثر می رسد اما نهایتاً از ۱۰۰۰ متر تجاوز نمی کند. لایه عمقی از نظر الکتریکی قابل مقایسه با لایه عمقی پروفیل های قبل و نسبتاً مقاوم ارزیابی می گردد.

مقایسه کلی مقاطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل های ۱ تا ۵

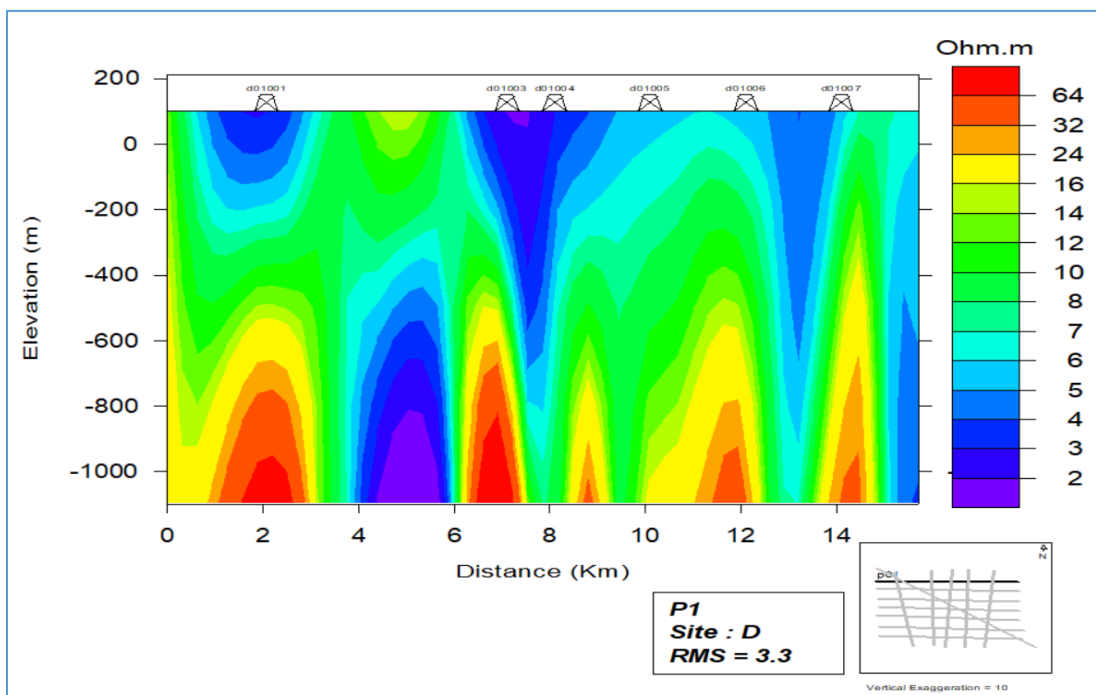
روند کلی که در تمامی پروفیل ها به چشم می خورد، حضور رولایه رسانا است که تقریباً ضخامت و تغییرات عمقی آن در کل مقاطع به یک شکل تغییر می کند و لایه عمیق تر نسبتاً مقاوم می باشد. در محدوده مطالعاتی C پیشنهاد می شود مطالعات تکمیلی در محل بین سونداژ شماره ۵ از پروفیل p5 تا

عمق ۹۰۰ متر و در محل سونداژ شماره ۲ از پروفیل P1 از عمق ۶۰۰ متر تا بیش از ۱۳۰۰ متر، انجام پذیرد.

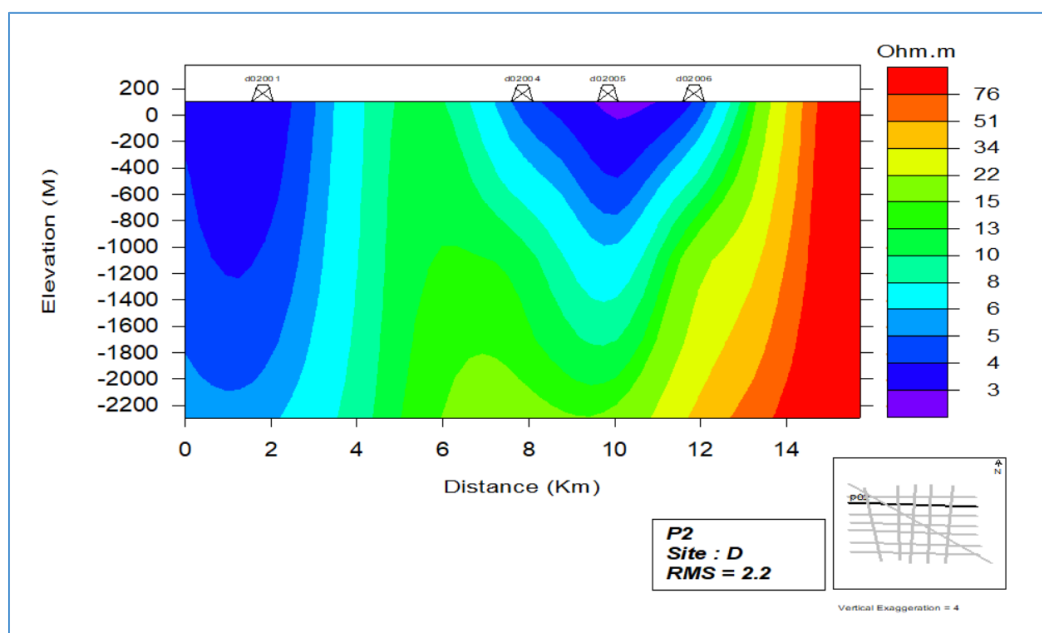
۵_۱_۴ تفسیر جزئی بلوک D

نتایج حاصل از مدل سازی دوبعدی داده ها در بلوک D به صورت مقاطع مقاومت ویژه در شکل های (۳۴_۵) تا (۴۰_۵) نشان داده شده است. با نگاهی اجمالی به نمای کلی این مقاطع، یکنواختی و همگن بودن زمین مورد مطالعه به خوبی قابل درک است، لذا برای جلوگیری از تکرار، از تفسیر یک به یک هر کدام از پروفیل ها به طور جداگانه صرف نظر شده است. همانطور که ذکر شد، نتایج مدل سازی دو بعدی داده های مگنتوتلوریک در این بلوک به جز در موارد جزئی، حاکی از وجود زمینی یک دست و یکنواخت است که اساساً می توان آن را بدین گونه شرح داد؛ یک رولایه کاملاً رسانا که دارای ضخامت تقریبی ۱۰۰ تا ۵۰۰ متر است و بعد از آن یک نیم فضا با مقاومت الکتریکی بیشتر که البته گاهی خود این نیم فضا توده های مقاوم تر دیگری (پروفیل های ۱، ۲ و ۳) را در بر گرفته است. نکته قابل توجه وجود یک توده رسانا در محل ایستگاه ۲ و ۳ در امتداد پروفیل ۶ می باشد.

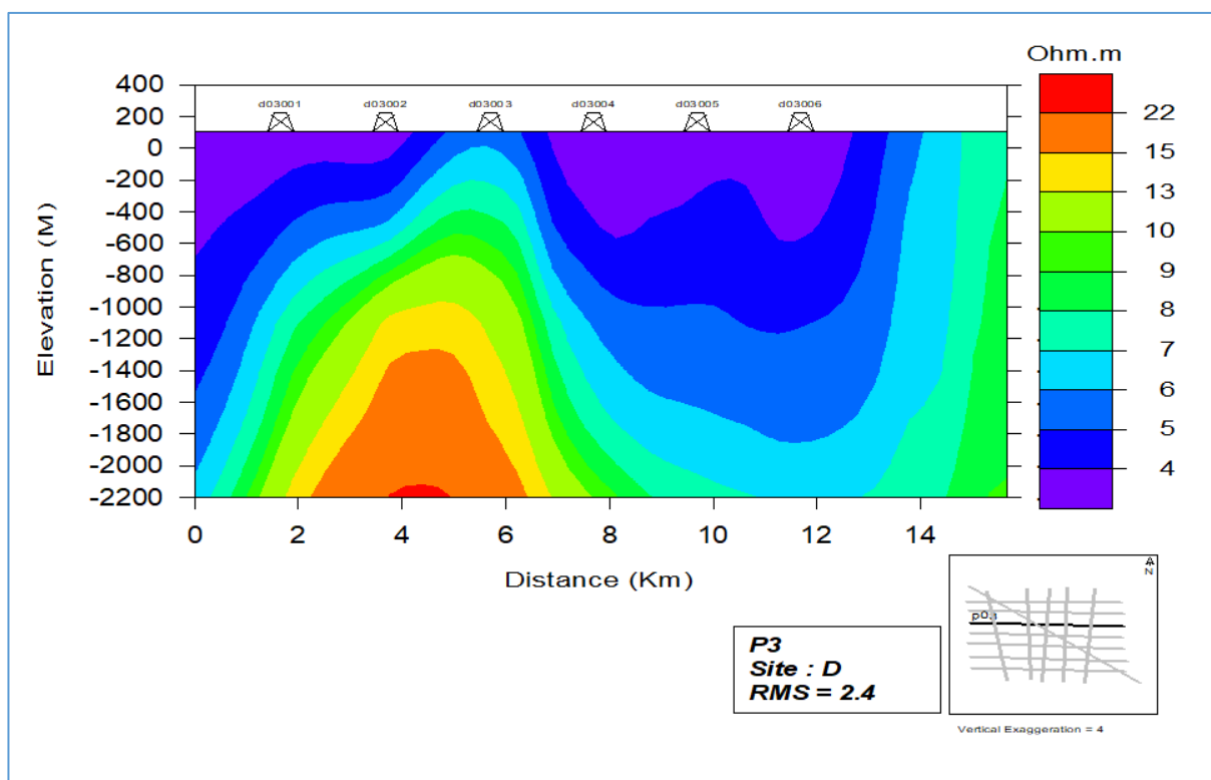
در محدوده مطالعاتی D مناسب ترین نقطه برای حفاری محدوده بین سونداژ ۲ و ۳ از پروفیل D6 تشخیص داده می شود. این حفاری به منظور شناسایی لایه فوق العاده رسانای سطحی تا عمق حدود ۱۰۰۰ متر می تواند انجام شود.



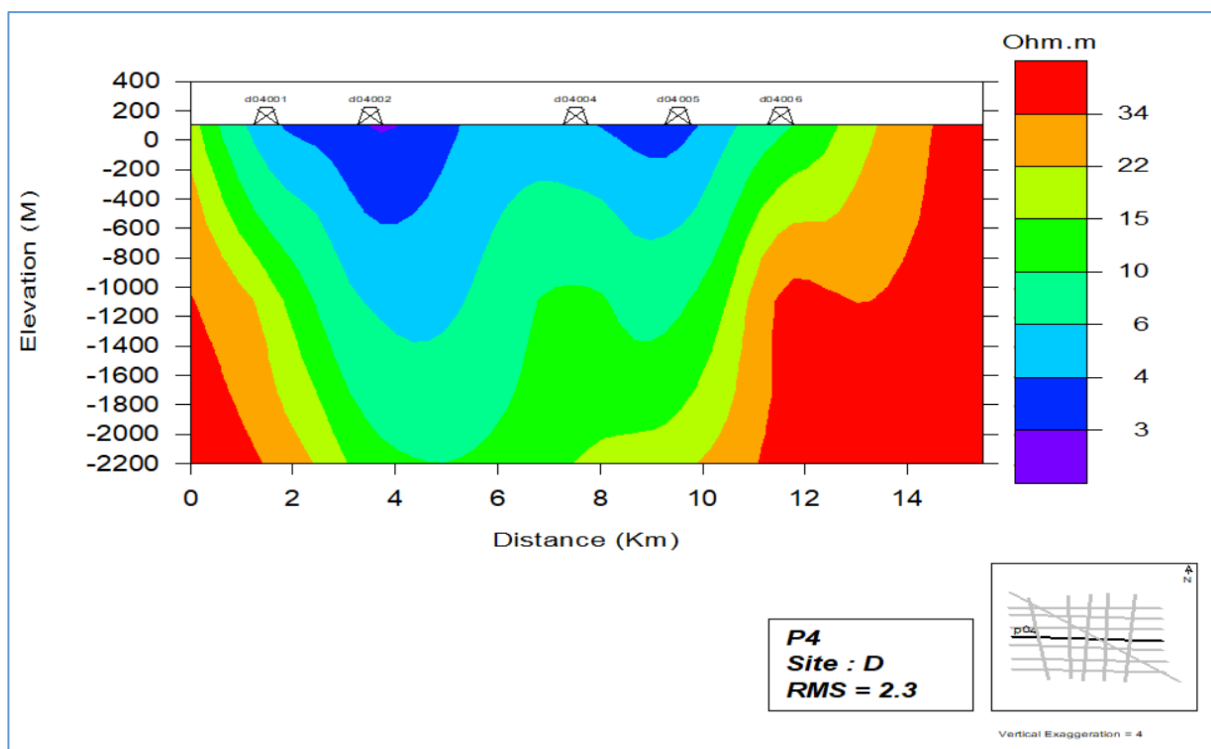
شکل ۳۴_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P1، بلوک D



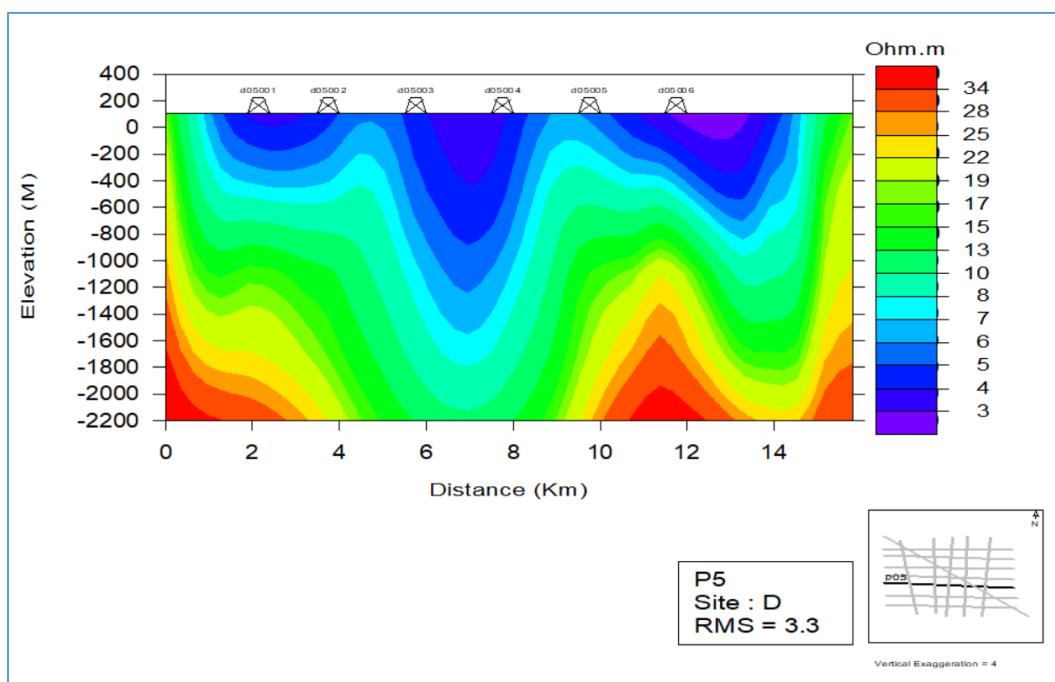
شکل ۳۵_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P2، بلوک D



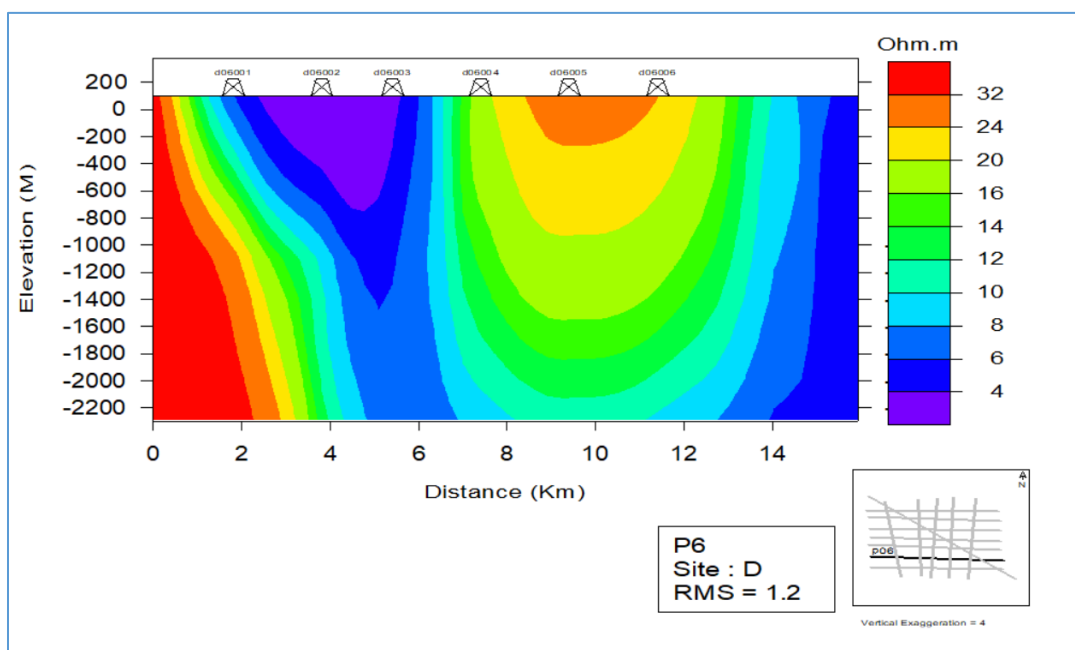
شکل ۳۶_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P3، بلوک D



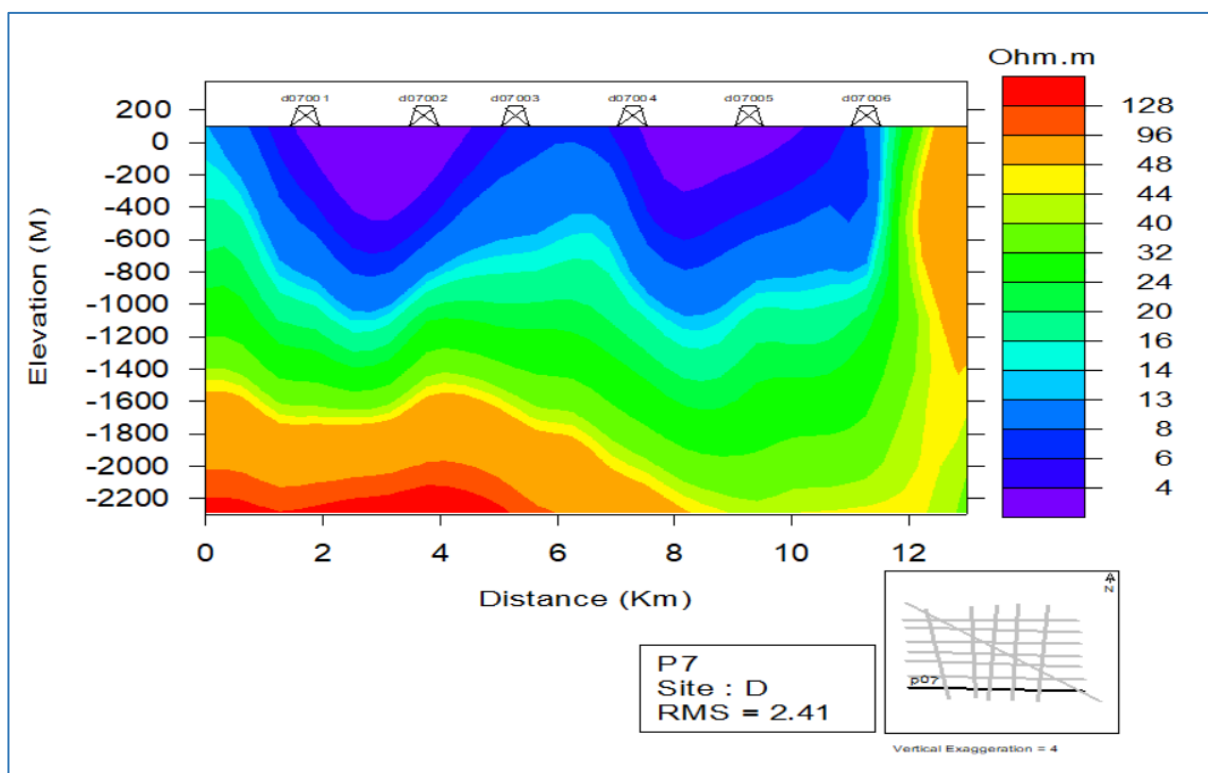
شکل ۳۷_۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P4، بلوک D



شکل ۵_۳۸: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P5، بلوک D



شکل ۵_۳۹: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P6، بلوک D



شکل ۵-۴۰: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی وارون هموار دو بعدی داده های مگنتوتلوریک پروفیل P7، بلوک D

۵-۶ مقایسه اطلاعات چاه عمیق موجود با نتایج برگردان داده های مگنتوتلوریک

اطلاعات یک چاه دارای نگار حفاری (Log) متعلق به سازمان صنایع و معادن استان گلستان در ۲۲ کیلومتری بلوک C در دسترس می باشد. حفاری این چاه تا عمق حدود ۲۴۰۰ متر صورت گرفته است. با توجه به اطلاعات حاصل از نگار این چاه قدیمی لایه های قسمت های فوقانی زمین در محل چاه شامل عمدتاً سنگ آهک و ماسه سنگ است که از نظر الکتریکی بسیار مقاوم هستند. در عمق ۶۷۰-۸۴۰ متر یک لایه رسانا شامل سفره آب شور تحت فشار تشخیص داده شده است و بعد از این عمق لایه های مقاوم شامل توف، شیل و کنگلومرا و سنگ آهک تکرار می شوند.

مطالعه مقاطع مقاومت ویژه حاصل از تفسیر داده های مگنتوتلوریک در محدوده مورد مطالعه و مقایسه ی آن با نگار چاه قدیمی نشان می دهد که احتمالاً لایه های رسانی تشخیص داده شده در محل مطالعه

دارای خصوصیات مشابه با لایه آب شور در محل چاه است و به احتمال زیاد دارای پتانسیل بالایی از نظر وجود ماده معدنی ید است.

جدول ۵_۱: اطلاعات حاصل از نگار چاه

Depth	Geological Structure	Resistivity description
۰	رس- گروه ماسه ۱ (سازند نئو کاسپین، در زمان پلیوسن (خزر جدید))	مقاومت متوسط
۱۲۰	بخش اولیستی پلیستوسن خزر قدیمی (سری اولیستی (اولیستی) خزر قدیمی به سن پلیستوسن)	مقاومت متوسط
۱۲۵	آهک اولیستی	مقاومت زیاد
۲۲۲	رس- گروه ماسه ۲، سازند پلیستوسن خزری	مقاومت زیاد
۲۲۵	سازند باکو	مقاومت زیاد
۳۱۰	سازند آپشرون به سن پلیوسن پسین (بالایی)	مقاومت زیاد
۴۳۰ ۶۷۰ ۸۴۰	سازند آپشرون به سن پلیوسن پیشین (پایینی) سیلت، رس و ماسه سنگ دانه ریز سفره آب شور تحت فشار	مقاومت کم
۸۵۰	سازند آگچاگیل به سن پلیوسن	مقاومت زیاد
۹۱۰	سری توف به سن پلیوسن	مقاومت زیاد
۹۶۰	شیل ورقه ای	مقاومت زیاد
۱۰۲۵	برون بد ^۱	مقاومت متوسط
۱۵۵۰	سازند چلکان به سن پلیوسن	مقاومت متوسط
۱۸۵۰	سازند سرناتیان	افزایش مقاومت
۲۰۵۰	سری کنگلومرا	افزایش مقاومت
۲۲۰۰	شیل	کاهش مقاومت
۲۲۵۰	آهک	افزایش مقاومت
۲۴۰۰	شیل و سیلت	کاهش مقاومت

فصل ششم

تجربہ گیری و پیشہادات

۶_۱ نتیجه گیری

در این پایان نامه روش اکتشافی مگنتوتلوریک به منظور آشکارسازی ساختارهای زیرسطحی در شمال استان گلستان مورد استفاده قرار گرفت.

داده‌ها در بازه فرکانسی ۰,۰۱ تا ۸۰۰۰ هرتز برداشت شده بودند. تحلیل داده‌های ژئوفیزیکی به روش مگنتوتلوریک در شمال استان گلستان نشان می‌دهد که به‌طور کلی سازندهای زمین شناسی منطقه مورد مطالعه به دلیل وجود رسوبات دانه‌ریز رسی، کانی‌های دارای رسانندگی زیاد و آب‌های شور تا عمق دو کیلومتری که هدف این مطالعه بوده است؛ دارای مقاومت ویژه نسبتاً پایینی هستند. از نظر الکتریکی چنین لایه‌های رسانایی در صورت وجود دارای تباین مقاومت ویژه قابل ملاحظه‌ای نسبت به رسوبات دربرگیرنده هستند. با در نظر گرفتن اهداف تحقیق و نتایج آنالیز ابعادی، وارون‌سازی دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک با استفاده از نرم‌افزار WinGLink صورت گرفت.

اهم نتایج به دست آمده از مطالعه حاضر به شرح زیر می‌باشد:

- با توجه به نتایج آنالیز ابعادی انجام شده، زمین شناسی سطح الارضی منطقه یک حالت یک بعدی را برای رسوبات آبرفتی ارائه می‌دهد که این حالت تا اعماق بیشتر و حتی در سازندهای زمین‌شناسی عمیق نیز صادق است.
- همانطور که انتظار می‌رفت مدل‌سازی یک‌بعدی داده‌ها نتوانست تشخیص درستی از ساختارهای زیرسطحی منطقه (بجز مناطق محدودی) به دست دهد و تنها توانست اطلاعات کلی و اولیه‌ای از منطقه بدست آورد، بنابراین مدل‌سازی دوبعدی داده‌ها انجام گرفت.
- در مدل‌سازی دو بعدی داده‌ها عملاً نگاه جامع‌تری نسبت به مدل زمین وجود دارد و پارامترهای همه سایت‌های موجود در امتداد هر پروفیل، به طور joint مورد ارزیابی قرار می‌گیرند. بنابراین می‌توان مدل‌های دو بعدی را حالت تعمیم یافته‌ای از مدل‌های یک بعدی تصور کرد.

- مدل سازی یک بعدی و دو بعدی داده های مگنتوتلوریک در همه بلوک های مورد مطالعه، زمین را به صورت لایه بندی تفکیک می کند.

از مهم ترین نتایج این کاوش پی بردن به موقعیت و عمق لایه های رسانای احتمالا حاوی ید است، که مقاطع مقاومت ویژه به خوبی تایید کننده این لایه های رسانا در منطقه مورد نظر است (با توجه به مدل های ارائه شده در فصل پنجم)، توده های رسانایی که به احتمال زیاد حاوی آب شور ید دار هستند، در بیشتر پروفیل ها از عمق ۵۰۰ متر وجود دارد.

- لازم به توضیح است در همه سایت های موجود در بلوک ها این توالی لایه ها به طور یکسان قابل تفکیک نیست. دلایل این موضوع (گزارش شرکت طرح تهران پادیر، ۱۳۸۵):

۱. به دلیل وجود منابع ناشناخته نويز در منطقه داده های مگنتوتلوریک در یک محدوده

فرکانس گسترده و یکنواخت برای همه سایت ها قابل اندازه گیری نبوده است.

۲. رسانایی فوق العاده زیاد لایه های رسی سطحی در منطقه مانع از نفوذ سیگنال های

الکترومغناطیس در زمین شده است.

- از مقایسه کلی مقاطع مقاومت ویژه در امتداد پروفیل های بلوک های مورد مطالعه منطقه می-توان به این نتیجه رسید که منطقه دارای لایه سطحی رسانا است. دلیل وجود این رولایه در منطقه مورد مطالعه رسوبات آبرفتی کواترنری است چون آب های جاری مواد حمل شده را در این دشت رسوب داده اند.

۲_۶ پیشنهادات

- با توجه به نتایج تحلیل ابعادی و اینکه در برخی از سایت‌ها احتمال سه‌بعدی بودن ساختارها وجود دارد، بنابراین وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌ها برای بررسی دقیق‌تر ساختارهای زیرسطحی پیشنهاد می‌شود.
- در برداشت‌های بعدی حتی‌الامکان داده‌های TEM، برداشت شود تا بتوان جابه‌جایی ایستا را به‌طور کامل برطرف نمود و از مدهای TE و TM اطلاعات دقیق‌تری بدست آورد.
- همانطور که پیشتر نیز بیان شد، نتیجه کلی از وضعیت لایه بندی زمین با توجه به خواص الکتریکی مواد زیر سطحی در محدوده‌های مورد مطالعه واقع در شمال استان گلستان وضعیت مناسبی را از نظر وجود لایه های آب شور حاوی املاح معدنی و احتمالاً کانی های یددار ارائه می دهد. بنابراین به منظور گسترش عملیات اکتشافی و کسب اطلاعات جامع‌تر در این مورد سونداژهای زیر پیشنهاد می‌شوند:
 - در محدوده مطالعاتی E، سونداژ ۶ و ۷ از پروفیل P1 تا عمق ۱۰۰۰ متر و همچنین سونداژ ۶ از پروفیل P2 تا عمق ۱۰۰۰ متر، در محدوده مطالعاتی C، سونداژ ۳ و ۴ از پروفیل P3 تا عمق ۹۰۰ متر و بیشتر همچنین سونداژ ۲ در امتداد پروفیل P1 تا عمق بیشتر از ۱۰۰۰ متر و در محدوده مطالعاتی D، محل سونداژ ۲ و ۳ از پروفیل P6 تا عمق ۷۰۰ متر.
- برای اکتشاف تفصیلی پیشنهاد می‌شود، به منظور پوشش دادن همه منطقه شمال استان گلستان و تصحیح مناطق بدون داده بین بلوک‌های مطالعه شده عملیات تکمیلی مگنتوتلوریک انجام پذیرد.

منابع

- آقابات، ع. (۱۳۹۳) "زمین‌شناسی ایران" چاپ اول، انتشارات سمر، تهران.
- بی‌باک ف.، شمعانیان غ.، خواجه م.، میرنژاد ح. (۱۳۸۶) "سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی سازندهای آپشرون و آگچاگیل در معدن ید اینچه و تاثیر آن بر ترکیب شورآبه‌های ید دار" هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران ۳ و ۴ دی ماه ۱۳۹۳، دانشگاه تربیت مدرس.
- هاشمی، ن. (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک جهت اکتشاف ساختارهای هیدروکربوری کپه‌داغ غربی"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خوجم‌لی، ا. (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "ارائه مدل مفهومی منابع زمین‌گرمایی مشکین شهر با استفاده از نتایج مدل‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک و تلفیق آن با داده‌های هیدروژئوشیمی، زمین‌شناسی و حفاری"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قندی، ر. (۱۳۸۶)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "ارائه روشی برای کاهش اثرات ناهمگنی‌های سطحی روی داده‌های مگنتوتلوریک و مدل‌سازی داده‌های آن"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- کلاگری، ع. (۱۳۷۱)، اصول اکتشافات ژئوفیزیکی، چاپ اول، تهران.
- نشریه علوم زمین و معدن، افتتاح نخستین کارخانه تولید مواد معدنی ید در استان گلستان، سال دوم، شماره هفدهم، صفحه ۲۱-۲۵.
- مطالعات ژئوفیزیکی به روش مگنتوتلوریک در استان گلستان، (۱۳۸۵)، گزارش شرکت طرح تهران پادیر.

پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور (<http://www.ngdir.ir>)

- Berdichevsky, M.N., 1968. Electrical prospecting by the method of Magnetotelluric Profiling. *Nedra, Moscow*, 140, p.153.
- Brown, C., 1994. Tectonic interpretation of regional conductivity anomalies. *Surveys in geophysics*, 15(2), pp.123-157.
- Boerner, D.E., Kurtz, R.D. and Craven, J.A., 2000. A summary of electromagnetic studies on the Abitibi-Grenville transect. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), pp.427-437.
- Berdichevsky, M.N. and Dmitriev, V.I., 2010. *Models and methods of magnetotellurics*. Springer Science & Business Media.
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), pp.605-635.
- Cantwell, T. and Madden, T.R., 1960. Preliminary report on crustal magnetotelluric measurements. *Journal of Geophysical Research*, 65(12), pp.4202-4205.
- Chave, A.D. and Jones, A.G. eds., 2012. *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- Dobrin, M.B. and Savit, C.H., 1960. *Introduction to geophysical prospecting* (Vol. 4). New York: McGraw-hill.
- deGroot-Hedlin, C. and Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), pp.1613-1624.
- Dennis, Z.R., Moore, D.H. and Cull, J.P., 2011. Magnetotelluric survey for undercover structural mapping, Central Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, 58(1), pp.33-47.
- Eggers, D.E., 1982. An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysics*, 47(8), pp.1204-1214.
- Filloux, J.H., 1980. Magnetotelluric soundings over the northeast Pacific may reveal spatial dependence of depth and conductance of the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 46(2), pp.244-252.
- Falgàs, E., Ledo, J., Teixidó, T., Gabàs, A., Ribera, F., Arango, C., Queralt, P., Plata, J.L., Rubio, F.M., Peña, J.A. and Martí, A., 2005. Geophysical characterization of a mediterranean coastal aquifer: the baixa Tordera fluvio-deltaic aquifer unit (Barcelona, NE Spain). In *Proceedings of the 18th Salt Water Intrusion Meeting. IGME, Cartagena* (pp. 395-404).

Falgàs, E., Ledo, J., Benjumea, B., Queralt, P., Marcuello, A., Teixidó, T. and Martí, A., 2011. Integrating hydrogeological and geophysical methods for the characterization of a deltaic aquifer system. *Surveys in Geophysics*, 32(6), pp.857-873.

Glover, P.W., Pous, J., Queralt, P., Muñoz, J.A., Liesa, M. and Hole, M.J., 2000. Integrated two-dimensional lithospheric conductivity modelling in the Pyrenees using field-scale and laboratory measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 178(1-2), pp.59-72.

Green, A.M., 2003. Magnetotelluric crustal studies in Kenai. *Alaska, Golden Colorado*.

Hughes, W.J. and Southwood, D.J., 1976. The screening of micropulsation signals by the atmosphere and ionosphere. *Journal of Geophysical Research*, 81(19), pp.3234-3240.

Heinson, G., 1999. Electromagnetic studies of the lithosphere and asthenosphere. *Surveys in Geophysics*, 20(3-4), pp.229-255.

Heise, W., Caldwell, T.G., Bibby, H.M. and Bannister, S.C., 2008. Three-dimensional modelling of magnetotelluric data from the Rotokawa geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 173(2), pp.740-750.

Heinson, G.S., Direen, N.G. and Gill, R.M., 2006. Magnetotelluric evidence for a deep-crustal mineralizing system beneath the Olympic Dam iron oxide copper-gold deposit, southern Australia. *Geology*, 34(7), pp.573-576.

Jones, A.G., 1992. Electrical conductivity of the continental lower crust. *Continental lower crust*, pp.81-143.

Jones, A.G., Ledo, J. and Ferguson, I.J., 2005. Electromagnetic images of the Trans-Hudson orogen: The North American Central Plains anomaly revealed. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(4), pp.457-478.

Jones, A.G., Evans, R.L. and Eaton, D.W., 2009. Velocity–conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin–Shtrikman extremal bounds. *Lithos*, 109(1-2), pp.131-143.

Korja, T., Engels, M., Zhamaletdinov, A.A., Kovtun, A.A., Palshin, N.A., Smirnov, M.Y., Tokarev, A.D., Asming, V.E., Vanyan, L.L., Vardaniants, I.L. and BEAR Working Group, 2002. Crustal conductivity in Fennoscandia-

a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield. *Earth, planets and space*, 54(5), pp.535-558.

Korja, T., 2007. How is the European lithosphere imaged by magnetotellurics?. *Surveys in Geophysics*, 28(2-3), pp.239-272.

Kellett, R.L., Lilley, F.E.M. and White, A., 1991. A two-dimensional interpretation of the geomagnetic coast effect of southeast Australia, observed on land and seafloor. *Tectonophysics*, 192(3-4), pp.367-382.

Kao, D. and Orr, D., 1982. Magnetotelluric studies in the Market Weighton area of eastern England. *Geophysical Journal International*, 70(2), pp.323-337.

Key, K.W., Constable, S.C. and Weiss, C.J., 2006. Mapping 3D salt using the 2D marine magnetotelluric method: Case study from Gemini Prospect, Gulf of Mexico. *Geophysics*, 71(1), pp. B17-B27.

Mareschal, M., Kellett, R.L., Kurtz, R.D., Ludden, J.A., Ji, S. and Bailey, R.C., 1995. Archaean cratonic roots, mantle shear zones and deep electrical anisotropy. *Nature*, 375(6527), p.134.

Moradzadeh, A., 1998. *Electrical imaging of the Adelaide geosyncline using magnetotellurics (MT)* (Doctoral dissertation, Flinders University of South Australia).

Moradzadeh, A., 2003. Static shift appraisal and its correction in magnetotelluric) MT (surveys. In *The 21st symposium on geosciences. Tehran, Iran*.

Moradzadeh, A. and Chamalaun, F. H. (2005) "Inverse modeling of TE and TM modes data in magnetotelluric survey using Rapid Relaxation Inversion (RRI) method", *Journal of science and technology, Shahrood university of technology.*, 6, pp 5965.

Matsuno, T., Seama, N., Evans, R.L., Chave, A.D., Baba, K., White, A., Goto, T.N., Heinson, G., Boren, G., Yoneda, A. and Utada, H., 2010. Upper mantle electrical resistivity structure beneath the central Mariana subduction system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(9).

Nabighian, M.N. and Macnae, J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 2(part A), pp.427-509.

Nolasco, R., Tarits, P., Filloux, J.H. and Chave, A.D., 1998. Magnetotelluric imaging of the Society Islands hotspot. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B12), pp.30287-30309.

Oldenburg, D.W., 1981. Conductivity structure of oceanic upper mantle beneath the Pacific plate. *Geophysical Journal International*, 65(2), pp.359-394.

Parker, R.L., 1980. The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B8), pp.4421-4428.

Park, S.K. and Livelybrooks, D.W., 1989. Quantitative interpretation of rotationally invariant parameters in magnetotellurics. *Geophysics*, 54(11), pp.1483-1490.

Patro, P.K. and Sarma, S.V.S., 2009. Lithospheric electrical imaging of the Deccan trap covered region of western India. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).

Queralt, P., Jones, A.G. and Ledo, J., 2007. Electromagnetic imaging of a complex ore body: 3D forward modeling, sensitivity tests, and down-mine measurements. *Geophysics*, 72(2), pp. F85-F95.

Reddy, I.K., Rankin, D. and Phillips, R.J., 1977. Three-dimensional modelling in magnetotelluric and magnetic variational sounding. *Geophysical Journal International*, 51(2), pp.313-325.

Rodi, W. and Mackie, R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), pp.174-187.

Swift, C.M., 1967. *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States* (Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology).

Sternberg, B.K., Washburne, J.C. and Pellerin, L., 1988. Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, 53(11), pp.1459-1468.

Sainato, C., Pomposiello, M.C., Landini, A., Galindo, G. and Malleville, H., 2000. Hydrogeological sections of the Pergamino basin (Buenos Aires province, Argentina): audio magnetotelluric and geochemical results. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(2), pp.187-200.

Scales, J.A. and Snieder, R., 2000. The anatomy of inverse problems. *Geophysics*, 65(6), pp.1708-1710.

Sheard, S.N., Ritchie, T.J., Christopherson, K.R. and Brand, E., 2005. Mining, environmental, petroleum, and engineering industry applications of electromagnetic techniques in geophysics. *Surveys in Geophysics*, 26(5), pp.653-669.

Simpson, F. and Bahr, K., 2005. *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.

Spratt, J.E., Jones, A.G., Jackson, V.A., Collins, L. and Avdeeva, A., 2009. Lithospheric geometry of the Wopmay orogen from a Slave craton to Bear Province magnetotelluric transect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).

Tikhonov, A.N., 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. In *Dokl. Akad. Nauk. SSSR* (Vol. 73, pp. 295-297).

Tikhonov, A.N. and Arsenin, V.I., 1977. *Solutions of ill-posed problems* (Vol. 14).

Telford, W.M., Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Sheriff, R.E., 1990. *Applied geophysics* (Vol. 1). Cambridge university press.

Tuncer, V., Unsworth, M.J., Siripunvaraporn, W. and Craven, J.A., 2006. Exploration for unconformity-type uranium deposits with audiomagnetotelluric data: a case study from the McArthur River mine, Saskatchewan, Canada. *Geophysics*, 71(6), pp. B201-B209.

Türkoğlu, E., Unsworth, M. and Pana, D., 2009. Deep electrical structure of northern Alberta (Canada): implications for diamond exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(2), pp.139-154.

Unsworth, M., 2005. New developments in conventional hydrocarbon exploration with electromagnetic methods. *CSEG Recorder*, 30(4), pp.34-38.

Unsworth, M., 2010. Magnetotelluric studies of active continent–continent collisions. *Surveys in Geophysics*, 31(2), pp.137-161.

Vozoff, K., 1985. *Magnetotelluric Methods*, Society of Exploration Geophysicists.

Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B* (pp. 641-712). Society of Exploration Geophysicists.

Wang, L.J. and Chamalaun, F.H., 1995. A magnetotelluric traverse across the Adelaide Geosyncline. *Exploration Geophysics*, 26(4), pp.539-546.

Xiao, W., 2004. *Magnetotelluric exploration in the Rocky Mountain Foothills, Alberta* (Doctoral dissertation, University of Alberta).

Abstract

In this thesis, magnetotelluric data are processed and interpreted in the north of Golestan province in Sufikum, Gomishan, Okhitapeh and Dashliboron.

The purpose of this study was to determine the conductivity of ground layers and to investigate the potential of the mentioned areas for the presence of electrically conductive layers indicating the presence of possibly iodinated aquifer structures. The purpose of this study was to determine the conductivity of the substrates and to investigate the potential of the mentioned regions for the presence of electrical conductive layers indicating the presence of saltwater structures likely to be iodized.

The components of the electric and magnetic fields are measured in four regions. The results obtained from the inversion of the data, show a reasonable consistent correlation with the geological structures of the region. Geologically, the region's formations include Quaternary alluviums, alluvial plains, Caspian sediments, clay and conglomerate and sandstone. From a comprehensive comparison of the resistivity sections along the profiles, it can be concluded that the surface layers with different depths are conductive.

The inversion result revealed a highly conductive layers' iodine bearing saltwater structures which are in the depths of 450 meters in some profiles. Less conductive layers are identified among the conductive layers.

Generally, based on the inversion and identify of the conductive layers, the result represented that this area has a good potential for iodine bearing salt water reservoirs.

Keywords: Apparent resistivity, Iodine bearing, Magnetotelluric, Data processing, Inversion, Golestan.



Shahrood University of
Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics

Thesis Submitted for the Degree of Master of Science

**Interpretation of Magnetotelluric Data for the Detection of
Deep Water Reservoirs Containing Iodine in Suficom area in
Golestan Province**

Niloofar Hasanpour

Supervisor:
Dr. Ali Nejati

Advisor:
Dr. Abolghasem Kamkar Rohani

July, 2019

