

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه مهندسی اکتشاف معدن

مدل سازی وارون و تفسیر داده های مغناطیس سنجی به منظور اکتشاف آهن

هماتیتی در محدوده خرائق یزد

سعید فرجی

استاد راهنما:

دکتر علی رضا عرب امیری

دکتر علی نجاتی کلاته

استاد مشاور:

حسن ریاحی

بهمن ۱۳۹۴

بہ پاس تعبیر عظیم و انسانی شان از کلمہ ایثار و از خودگذشتگان
بہ پاس حافظہ سرشار و گرمای امید بخش وجودشان کہ در این سردترین روزگار ان بہترین پشتیان است
بہ پاس قلب ہی بزرگشان کہ فریاد رس است و سرگردانی و ترس در پناہشان بہ شجاعت می کراید
و بہ پاس محبت ہی بی دریشان کہ مرکز فروکش نمی کند
این مجموعہ را بہ پدر و مادر عزیزم تقدیم می کنم
باساس از سہ وجود مقدس
آنان کہ ناتوان شدند تا ما بہ توانایی برسیم
مویشان سپید شد تا ما رو سفید شویم
و عاشقانہ سوختند تا کہ ما بخش وجود ما و روسگر را همان باشند

پدرانمان

مادرانمان

استادانمان

شکر و قدردانی

از خانواده ام به خصوص همسر عزیزم که بهواره یار و پشتیبانم بوده اند، صمیمانه تشکر می‌کنم.

از الطاف اساتید راهنما و مشاوران، جناب دکتر علی نجفی، دکتر علی رضا عرب امیری و مهندس حسن ریاحی که در مسیر پیمان رساندن این پیمان نامه، صورانه راهنمای من بودند، خالصانه سپاسگزارم.

از جناب آقای دکتر ابوالقاسم کاکار روحانی و جناب آقای دکتر حمید آقاجانی که زحمات و دوری این پیمان نامه به عهده ایشان بود، کمال قدردانی را دارم.

از کادریست دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک به سبب ایجاد شرایطی عالی جهت به‌روزی دانشجویان این دانشکده از تهنیت‌ها روز دنیا شکر می‌کنم.

و به پاس احترام به تمام دوستان و هم‌کلاسی‌هایم، کلاه از سر برمی‌دارم.

تعهد نامه

اینجانب سعید فرجی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی معدن گرایش اکتشاف از دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان: مدل سازی معکوس و تفسیر داده های مغناطیس-سنجی به منظور اکتشاف آهن هماتیتی در محدوده خرائق یزد تحت راهنمایی آقایان دکتر علیرضا عربامیری دکتر علی نجاتی کلاته متعهد می شوم:

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

تلاش برای شناسایی منابع زیرسطحی، گسترش زیادی پیدا کرده و ژئوفیزیک یکی از ابزارهای مناسب برای شناسایی این ساختارهاست. هدف اصلی در روش‌های ژئوفیزیکی، شناسایی هر چه دقیق‌تر خصوصیات فیزیکی ساختارهای زمین‌شناسی است. برای رسیدن به این هدف، مدل‌سازی از موفق‌ترین روش‌های تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی است؛ که نتیجه آن، پیدا کردن درک صحیح‌تر از ساختارهای زیرسطحی هم‌چون شکل منبع، میزان عمق، گستردگی جانبی، کشیدگی عمقی و ... می‌باشد. مشخص‌شدن این پارامترها، تاثیر مستقیم و به‌سزایی در تصمیم‌گیری‌های بعدی دارد؛ که می‌تواند در مدیریت هزینه‌های اکتشافی موثر واقع گردد.

در نوشتار حاضر سعی شده است تا با استفاده از وارون‌سازی دوبعدی (نرم‌افزار Geosoft oasis montaj) و سه‌بعدی مقید داده‌های مغناطیس‌سنجی با استفاده از الگوریتم لی-اولدنبرگ (نرم‌افزار MAG3D)، تفسیر درستی نتایج حاصل شود. به‌منظور استفاده بهینه الگوریتم مذکور، ابتدا کاربرد آن بر روی داده‌های مصنوعی به همراه نوفه بررسی و بر اساس میزان انطباق نتایج با جواب اصلی، از این روش برای وارون‌سازی داده‌های واقعی استفاده شده است. در این تحقیق داده‌های مغناطیس‌سنجی محدوده اکتشافی خرائق واقع در شمال‌شرق استان یزد، مورد مدل‌سازی قرار گرفته شده است. نتیجه بررسی منطقه، حاکی از وجود سه محدوده کانی‌سازی در شمال شرق، جنوب شرق و غرب محدوده است. توده غرب محدوده نسبت به دو محدوده دیگر بزرگ‌تر است و گسترش عمقی آن نیز بیشتر برآورد شده است. عمق بالا و پایین توده‌های اصلی بی‌هنجاری محدوده غرب به ترتیب تقریباً ۵ و ۹۰ متر و بی‌هنجاری شمال شرق ۱ و ۳۰ متر می‌باشند و بی‌هنجاری جنوب شرقی از سطح تا عمق ۱۰ متری گسترش یافته است.

کلمات کلیدی: مغناطیس‌سنجی، وارون‌سازی لی-اولدنبرگ، مدل‌سازی مقید، خرائق استان یزد.

فهرست مطالب

صفحه

عنوان

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- مقدمه..... ۲
- ۲-۱- طبقه‌بندی روش‌های ژئوفیزیکی در اکتشاف ذخایر معدنی..... ۲
- ۳-۱- جایگاه روش مغناطیس‌سنجی در اکتشاف ذخایر معدنی..... ۳
- ۴-۱- روش تحقیق..... ۳
- ۵-۱- سابقه مطالعات انجام‌شده در به کارگیری روش مغناطیس‌سنجی و مدل‌سازی..... ۵
- ۶-۱- ضرورت انجام تحقیق..... ۶
- ۷-۱- هدف از تحقیق..... ۷
- ۸-۱- ساختار پایان‌نامه..... ۷
- ۱-۲- مقدمه‌ای بر مغناطیس‌سنجی..... ۱۰

فصل دوم: مبانی مغناطیس‌سنجی و وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی

- ۲-۲- مغناطیس زمین..... ۱۰
- ۳-۲- اصول و مبانی روش مغناطیس‌سنجی..... ۱۱
- ۳-۲-۱- القای مغناطیسی..... ۱۱
- ۳-۲-۲- نیروی مغناطیسی..... ۱۲
- ۳-۲-۳- میدان مغناطیسی..... ۱۲
- ۳-۲-۴- گشتاور مغناطیسی..... ۱۳
- ۴-۲- میل مغناطیسی..... ۱۳
- ۵-۲- زاویه انحراف مغناطیسی..... ۱۳
- ۶-۲- میدان مغناطیسی زمین و عوامل ایجادکننده آنومالی‌های مغناطیسی..... ۱۴
- ۷-۲- خواص مغناطیسی کانی‌ها..... ۱۴

- ۱۵.....۸-۲ حساسیت مغناطیسی کانی ها
- ۱۵.....۱-۸-۲ کانی های دیامغناطیس
- ۱۵.....۲-۸-۲ کانی های پارامغناطیس
- ۱۶.....۳-۸-۲ کانی های فرومغناطیس
- ۱۶.....۹-۲ اندازه گیری های مغناطیسی زمینی
- ۱۶.....۱۰-۲ تصحیحات مغناطیس سنجی
- ۱۷.....۱-۱۰-۲ برطرف نمودن اثرات تبدیل مؤلفه میدان مغناطیسی هسته زمین
- ۱۸.....۲-۱۰-۲ تصحیح روزانه
- ۱۸.....۱۱-۲ فیلترهای معمول در ژئومغناطیس
- ۱۹.....۱-۱۱-۲ فیلتر برگردان به قطب
- ۲۰.....۲-۱۱-۲ فیلتر روند سطحی
- ۲۱.....۳-۱۱-۲ فیلتر گسترش به سمت بالا
- ۲۲.....۴-۱۱-۲ فیلتر گسترش به سمت پایین
- ۲۲.....۵-۱۱-۲ فیلتر مشتق قائم
- ۲۳.....۶-۱۱-۲ فیلتر سیگنال تحلیلی
- ۲۴.....۱۲-۲ مقدمه ای بر مدل سازی
- ۲۴.....۱-۱۲-۲ بهبود و نمایش داده ها
- ۲۴.....۲-۱۲-۲ مدل سازی مستقیم
- ۲۵.....۳-۱۲-۲ مدل سازی وارون
- ۲۵.....۱۳-۲ مبانی وارون سازی
- ۲۵.....۱۴-۲ مروری بر مفاهیم پایه ای در مسائل وارون
- ۲۵.....۱-۱۴-۲ داده
- ۲۶.....۲-۱۴-۲ شاخص های مدل
- ۲۶.....۳-۱۴-۲ مدل
- ۲۶.....۱۵-۲ پارامتر سازی یک سیستم ژئوفیزیکی

- ۲۷-۱۶-۲- فضای مدل ۲۷
- ۲۷-۱۷-۲- طبقه‌بندی مسائل وارون ۲۷
- ۲۹-۱۸-۲- مسائل وارون گسسته خطی ۲۹
- ۳۰-۱۹-۲- بهینه‌سازی و کمینه کردن تابع هدف مسئله وارون ۳۰
- ۳۱-۲۰-۲- انواع روش‌های بهینه‌سازی ۳۱
- ۳۲-۲۱-۲- روش وارون سازی هموار لی- اولدنبرگ ۳۲
- ۳۵-۲۱-۱- قید کمینه کردن اختلاف بین داده‌ها مصنوعی و برداشت‌شده ۳۵
- ۳۶-۲۱-۲- قید کوچک‌ترین پارامترهای مدل ۳۶
- ۳۶-۲۱-۳- قید هموار بودن پارامترهای مدل همواری ۳۶
- ۳۷-۲۱-۴- قید مثبت ماندن پارامترهای مدل ۳۷
- ۳۷-۲۱-۵- قید تابع وزنی متناسب با عمق ۳۷
- ۳۸-۲۱-۶- تابع هدف نهایی ۳۸

فصل سوم: زمین‌شناسی محدوده و اعمال پردازش بر روی داده‌های مغناطیس‌سنجی

- ۴۰-۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه ۴۰
- ۴۱-۳-۲- مشخصات محدوده ۴۱
- ۴۱-۳-۳- مورفولوژی و ریخت‌شناسی منطقه ۴۱
- ۴۱-۳-۴- زمین‌شناسی ناحیه‌ای ۴۱
- ۴۲-۳-۵- زمین‌شناسی عمومی منطقه ۴۲
- ۴۲-۳-۶- زمین‌شناسی محدوده اکتشافی ۴۲
- ۴۵-۳-۶-۱- توصیف زمین‌شناسی منطقه ۴۵
- ۴۵-۳-۷- مدل‌سازی دوبعدی و تفسیر داده‌های مغناطیس‌سنجی محدوده ۴۵
- ۴۵-۳-۸- مشخصات میدان مغناطیسی زمین در منطقه ۴۵
- ۴۶-۳-۹- شبکه برداشت و عملیات صحرائی ۴۶
- ۴۷-۳-۱۰- نقشه میدان مغناطیسی کل ۴۷

- ۴۹-۳-۱۱- نقشه برگردان به قطب.....
- ۵۰-۳-۱۲- نقشه باقیمانده مغناطیسی.....
- ۵۱-۳-۱۳- نقشه گسترش به سمت بالا (ادامه فراسو).....
- ۵۷-۳-۱۴- نقشه مشتق قائم.....
- ۵۸-۳-۱۵- جمع بندی فصل.....

فصل چهارم: مدل سازی سه بعدی داده های مغناطیس سنجی محدوده خرائق

- ۶۲-۴-۱- مقدمه.....
- ۶۲-۴-۲- مدل مصنوعی مکعبی ساده.....
- ۶۶-۴-۳- مدل مصنوعی پیچیده.....
- ۷۰-۴-۴- مدل مصنوعی مکعب شیب دار.....
- ۷۵-۴-۵- وارون سازی داده های واقعی.....
- ۷۵-۴-۵-۱- آماده سازی داده های واقعی.....
- ۷۷-۴-۶- وارون سازی بی هنجاری شمال شرقی (A).....
- ۸۲-۴-۷- وارون سازی بی هنجاری جنوب شرقی محدوده (B).....
- ۸۸-۴-۸- وارون سازی بی هنجاری غرب محدوده (C).....
- ۹۰-۴-۹- اعتبارسنجی مدل سازی سه بعدی با داده های حفاری.....
- ۹۳-۴-۱۰- نتیجه گیری وارون سازی داده های مغناطیسی محدوده خرائق.....

فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادها

- ۹۶-۵-۱- نتیجه گیری.....
- ۹۷-۵-۲- پیشنهادها.....

فهرست شکل‌ها

شکل‌ها	صفحه
شکل ۱-۲: مولفه‌های میدان مغناطیسی زمین.....	۱۴
شکل ۲-۲: گسسته‌سازی زمین از طریق شبکه‌بندی سه بعد عمود بر هم.....	۳۳
شکل ۱-۳: موقعیت جغرافیایی محدوده خرانق	۴۰
شکل ۲-۳: بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه شبکه برداشت	۴۴
شکل ۳-۳: مشخصات میدان مغناطیسی محدوده	۴۶
شکل ۴-۳: مختصات محدوده روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث	۴۷
شکل ۵-۳: نقشه میدان مغناطیسی کل محدوده به همراه موقعیت رخنمون‌های ماده معدنی	۴۸
شکل ۶-۳: موقعیت سه زون بی‌هنجاری اصلی	۴۸
شکل ۷-۳: نقشه برگردان به قطب محدوده به همراه رخنمون‌های ماده معدنی	۵۰
شکل ۸-۳: نقشه باقی‌مانده حاصل از اعمال فیلتر حذف روند سطحی درجه ۲	۵۰
شکل ۹-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۵ متر.	۵۲
شکل ۱۰-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۱۰ متر.	۵۲
شکل ۱۱-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۱۵ متر.	۵۳
شکل ۱۲-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۲۰ متر.	۵۳
شکل ۱۳-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۳۰ متر.	۵۴
شکل ۱۴-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۴۰ متر.	۵۴
شکل ۱۵-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۵۰ متر.	۵۵
شکل ۱۶-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۶۰ متر.	۵۵

- شکل ۳-۱۷: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۸۰ متر. ۵۶
- شکل ۳-۱۸: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۱۰۰ متر. ۵۶
- شکل ۳-۱۹: نقشه مشتق قائم محدوده به همراه نقاط ماکزیمم. ۵۸
- شکل ۴-۱: نمای دوبعدی مدل مصنوعی مکعب ساده. ۶۳
- شکل ۴-۲: میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی مکعبی ساده با ۳ درصد نوفه ۶۴
- شکل ۴-۳: نمای دوبعدی مدل وارون سازی در حالت پیش فرض ۶۴
- شکل ۴-۴: اعمال قید مدل کرانه‌ای. ۶۵
- شکل ۴-۵: اعمال قید مدل مرجع. ۶۵
- شکل ۴-۶: اعمال قید وزن عمقی ۶۶
- شکل ۴-۷: نمای سه‌بعدی مدل مصنوعی پیچیده. ۶۷
- شکل ۴-۸: نمای جنوبی مدل مصنوعی پیچیده. ۶۷
- شکل ۴-۹: میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی مکعبی ساده با ۲ درصد نوفه ۶۸
- شکل ۴-۱۰: وارون‌سازی در حالت بدون قید ۶۹
- شکل ۴-۱۱: نمای بالایی مدل وارون‌سازی در حالت بدون قید در عمق ۲۵ متر. ۶۹
- شکل ۴-۱۲: مقطع عرضی مدل پیچیده وارون‌سازی که از دو جهت برش خورده است ۷۰
- شکل ۴-۱۳: نمای جنوبی و سه‌بعدی از مدل مصنوعی مرکب شیب‌دار. ۷۱
- شکل ۴-۱۴: نمای عرضی از مدل مصنوعی مرکب شیب‌دار. ۷۱
- شکل ۴-۱۵: میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی مرکب شیب‌دار با ۲ درصد نوفه ۷۲
- شکل ۴-۱۶: مدل وارون‌سازی در حالت بدون قید ۷۲
- شکل ۴-۱۷: نمای جنوبی مدل مرکب وارون‌سازی شده. ۷۳
- شکل ۴-۱۸: نمای جنوبی مدل وارون‌سازی که از روی پروفیل برش خورده است. ۷۳

- شکل ۴-۱۹: مدل کرانه‌ای مورد استفاده به عنوان قید در وارون‌سازی. ۷۴.....
- شکل ۴-۲۰: نمای جنوبی از مدل وارون‌شده با اعمال قید مدل کرانه‌ای. ۷۴.....
- شکل ۴-۲۱: نمای جنوبی مدل وارون‌سازی با اعمال قید مدل کرانه‌ای که روی پروفیل برش خورده است. ۷۵.....
- شکل ۴-۲۲: نقشه حاصل از اعمال فیلترهای برگردان به قطب و روند سطحی درجه ۲. ۷۶.....
- شکل ۴-۲۳: نقشه جدا شده بی‌هنجاری شمال شرقی. ۷۷.....
- شکل ۴-۲۴: پلان وارون‌سازی (روی سطح زمین) در حالت بدون قید. ۷۸.....
- شکل ۴-۲۵: پلان وارون‌سازی با اعمال قید افزایش وزن سلول‌های سطحی‌تر. ۷۸.....
- شکل ۴-۲۶: نمای سه‌بعدی مدل وارون‌سازی بی‌هنجاری شمال شرقی در حالت بدون قید. ۷۹.....
- شکل ۴-۲۷: نمای سطح بالایی مدل وارون‌سازی بی‌هنجاری شمال شرقی در حالت بدون قید. ۷۹.....
- شکل ۴-۲۸: راستای پروفیل‌ها جهت برش مقطع عرضی شکل (۴-۲۹). ۸۰.....
- شکل ۴-۲۹: مقطع عرضی مدل وارون‌سازی شمال شرقی در حالت بدون قید جهت. ۸۰.....
- شکل ۴-۳۰: راستای پروفیل‌ها جهت برش مقطع عرضی شکل (۴-۳۱). ۸۰.....
- شکل ۴-۳۱: مقطع عرضی مدل وارون‌سازی شمال شرقی در حالت بدون قید. ۸۱.....
- شکل ۴-۳۲: مقطع عرضی مدل وارون‌سازی شمال شرقی در حالت بدون قید. ۸۱.....
- شکل ۴-۳۳: نمای سطح بالایی مدل وارون‌سازی بی‌هنجاری شمال شرقی در حالت مقید. ۸۱.....
- شکل ۴-۳۴: نمای سه‌بعدی مدل وارون‌سازی بی‌هنجاری شمال شرقی در حالت مقید. ۸۲.....
- شکل ۴-۳۵: نقشه جدا شده بی‌هنجاری جنوب شرقی. ۸۳.....
- شکل ۴-۳۶: پلان وارون‌سازی (روی سطح زمین) در حالت بدون قید. ۸۳.....
- شکل ۴-۳۷: پلان وارون‌سازی (روی سطح زمین) با اعمال قید افزایش سلول‌های سطحی‌تر. ۸۴.....
- شکل ۴-۳۸: نمای سه‌بعدی مدل وارون‌سازی جنوب شرقی در حالت بدون قید. ۸۴.....
- شکل ۴-۳۹: نمای سطح بالایی مدل وارون‌سازی جنوب شرقی در عمق ۲ متری در حالت بدون قید. ۸۴.....

- شکل ۴-۴۰: راستای پروفیل‌ها جهت برش مقطع عرضی ۸۵
- شکل ۴-۴۱: مقطع عرضی مدل بی‌هنجاری جنوب شرقی در حالت بدون قید..... ۸۵
- شکل ۴-۴۲: مقطع عرضی مدل بی‌هنجاری جنوب شرقی برای توده‌ها در حالت بدون قید ۸۶
- شکل ۴-۴۳: نمایی سه‌بعدی از مدل وارون‌سازی جنوب شرقی با اعمال افزایش وزن سلول‌های سطحی تر..... ۸۷
- شکل ۴-۴۴: نمای بالایی از مدل وارون‌سازی جنوب شرقی با اعمال افزایش وزن سلول‌های سطحی تر. ۸۷
- شکل ۴-۴۵: نقشه جدا شده بی‌هنجاری غرب..... ۸۸
- شکل ۴-۴۶: پلان وارون‌سازی (روی سطح زمین) با اعمال قید افزایش سلول‌های سطحی تر..... ۸۹
- شکل ۴-۴۷: نمای سه‌بعدی نهایی بی‌هنجاری غرب منطقه. ۸۹
- شکل ۴-۴۸: مقطع عرضی مدل وارون‌سازی بی‌هنجاری غرب جهت نمایش عمق سطح بالا و پایین توده‌ها... ۹۰
- شکل ۴-۴۹: نمای جنوبی مدل وارون‌سازی بی‌هنجاری غرب جهت نمایش عمق کلی توده‌ها..... ۹۰
- شکل ۴-۵۰: موقعیت حفاری انجام شده بر روی توده جنوبی بی‌هنجاری‌های جنوب شرقی..... ۹۱
- شکل ۴-۵۱: موقعیت حفاری انجام شده بر روی توده مرکزی بی‌هنجاری‌های جنوب شرقی..... ۹۲
- شکل ۴-۵۲: موقعیت حفاری انجام شده بر روی توده شمالی بی‌هنجاری‌های شمال شرقی..... ۹۲
- شکل ۴-۵۳: موقعیت حفاری انجام شده بر روی توده جنوبی بی‌هنجاری‌های جنوب شرقی..... ۹۳
- شکل ۵-۱: نقاط حفاری پیشنهادی بر روی نقشه میدان مغناطیسی همراه با اعمال تصحیحات..... ۹۸

فهرست جدول‌ها

صفحه

جدول

جدول ۱-۳: مختصات رئوس محدوده مورد مطالعه..... ۴۱

جدول ۱-۵: نقاط حفاری پیشنهادی..... ۹۷

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

تقاضا برای منابع زیرزمینی (فلزات، نفت، زغال و مواد رادیواکتیو) با وضعیت موجود جامعه جهانی و روند آن در آینده به طور فزاینده رو به افزایش است. روشن است که به دست آوردن این مواد خام متنوع هر روزه مشکل تر می شود. معادن قابل رؤیت در سطح یا نزدیک سطح زمین از مدت ها قبل شناخته و کشف شده اند. در حال و آینده اکتشاف باید در مناطقی انجام شود که در آن ها مواد معدنی در اعماق بیشتری قرار دارند. این مهم نیازمند به کارگیری روش های غیرمستقیم ژئوشیمی و ژئوفیزیکی است؛ که قادر هستند ساختارهای زمین شناسی در اعماق را شناسایی نمایند.

۱-۲- طبقه بندی روش های ژئوفیزیکی در اکتشاف ذخایر معدنی

ژئوفیزیک، علمی است که با فیزیک زمین ارتباط دارد. تاریخ پیدایش آن با کشف گیلبرت^۱ در مورد اینکه زمین مانند یک مغناطیس بزرگ عمل می کند، مرتبط است. با این کشف، قدم ابتدایی ایجاد علم ژئوفیزیک برداشته می شود. اولین کاربرد علم ژئوفیزیک به منظور کشف معادن و کانی های فلزی به سال های ۱۸۴۵ برمی گردد. تقاضای مداوم و فزاینده انواع فلزات و افزایش خیلی زیاد و مصرف نفت و گاز طبیعی باعث توسعه بسیاری از تکنیک های ژئوفیزیک با دقت های زیاد گردیده است. بایستی خاطر نشان ساخت که تکنیک های ژئوفیزیکی فقط قادرند ناپیوستگی ها و آنومالی های خواص فیزیکی زمین، اعم از گرانی، مغناطیس، الکتریک و امواج را تشخیص دهند و کار ژئوفیزیک دان، مطالعه این آنومالی ها و سپس تجزیه و تحلیل آثار آن می باشد. قسمت مهم و مشکل کار ژئوفیزیک دان بررسی این مسئله و تجزیه و تحلیل این نتایج می باشد [۱].

روش های سطحی مانند لرزه ای، گرانی، مغناطیس، الکتریکی، الکترومغناطیس رادیواکتیو و درون چاهی، روش هایی هستند که در اکتشافات ژئوفیزیکی کاربرد فراوان دارند. انتخاب هر کدام از این روش ها به اکتشافات برمی گردد. در

¹ Gilbert

این میان کاوش‌های گرانی‌سنجی متضمن اندازه‌گیری تغییرات در میدان گرانی زمین و انجام اکتشافات مغناطیس‌سنجی متضمن اندازه‌گیری تغییرات مغناطیس زمین می‌باشد [۱].

۱-۳- جایگاه روش مغناطیس‌سنجی در اکتشاف ذخایر معدنی

کاوش‌های مغناطیسی از قدیمی‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی است که سال‌هاست در پی‌جویی نفت و کانی‌های اقتصادی (از جمله آهن) مورد استفاده قرار می‌گیرد. اکتشاف مغناطیسی برای کانی‌های اقتصادی به‌طور کلی برای یکی از سه هدف زیر صورت می‌گیرد [۲].

- جستجوی مستقیم برای کشف کانی‌های مغناطیسی.

- استفاده از کانی‌های مغناطیسی به‌عنوان کانی ردیاب برای اکتشاف کانی‌های غیر مغناطیسی.

- تعیین عمق، اندازه و یا شکل زون‌های کانی‌سازی که از آن‌ها هیچ‌گونه آثار سطحی وجود ندارد.

تقریباً ۹۰ درصد آهن تولیدی جهان از ذخایر رسوبی تأمین می‌شود. ۱۰ درصد مابقی در ارتباط با سنگ‌های آذرین، مافیک، الترامافیک و یا اسکارن‌ها می‌باشند. نسبت مگنتیت به هماتیت کانسنگ‌های آهن موجود در سنگ‌های آذرین بیشتر از انواع دیگر سنگ‌هاست؛ در نتیجه به‌راحتی توسط روش‌های مغناطیس‌سنجی قابل اکتشاف می‌باشند. ذخایر هماتیتی غیر مغناطیسی‌اند ولی اغلب آن‌ها از نظر ژنتیکی در رابطه با مگنتیت می‌باشند. از این نظر این نوع ذخایر را می‌توان به‌طور غیرمستقیم توسط روش مغناطیس‌سنجی مورد پی‌جویی قرار داد [۳].

۱-۴- روش تحقیق

برای رسیدن به اهداف اکتشافی، نخست باید داده‌های مغناطیس برداشت شود. جهت برداشت میدان مغناطیسی در منطقه خرائق استان یزد، یک شبکه شرقی-غربی در نظر گرفته شد. میدان مغناطیسی در ۱۰۰۰ ایستگاه برداشت شد. فاصله پروفیل‌ها در این شبکه ۲۰ متر و فاصله ایستگاه‌ها بر روی آن‌ها ۱۰ متر است و در محل

رخنمون‌ها چگالی برداشت افزایش یافته است. داده‌های توسط شرکت زمین‌شناسی مهندسی و علوم زمین امید برداشت شده و در اختیار اینجانب قرار گرفته شده است. پس از برداشت داده‌ها باید به تفسیر پرداخت. آنچه در روش مغناطیس‌سنجی اندازه‌گیری می‌شود، شدت کل میدان مغناطیسی است. شدت کل میدان مغناطیسی جمع جبری شدت میدان مغناطیسی هسته زمین، میدان مغناطیسی خارجی زمین و میدان ناشی از مغناطیس‌پذیری سنگ‌های پوسته زمین است. آنچه اهمیت دارد شدت میدان مغناطیسی ناشی از مغناطیس‌پذیری سنگ‌های پوسته زمین است که آنومالی مغناطیسی نامیده می‌شود. برای رسیدن به این هدف بر روی داده‌های برداشت‌شده باید یک سری پردازش‌هایی مانند مختصات‌دار کردن داده‌ها، تصحیح تغییرات روزانه میدان و غیره اعمال شود. محصول نهایی پردازش داده‌ها، پروفیل‌ها و نقشه‌های کنتوری است که تغییرات بی‌هنجاری‌های شدت میدان کل را نشان می‌دهند. بعد از پردازش داده‌ها و تهیه نقشه‌های کنتوری بی‌هنجاری مغناطیسی به منظور ارائه شکل و نمایش جدیدی از داده‌ها و تفسیر زمین‌شناسی دقیق‌تر، داده‌های مغناطیسی را با استفاده از روش‌ها، تبدیلات و یا ابزارهای ریاضی مورد تحلیل کیفی قرار می‌دهند. هرچند که این روش‌ها، معمولاً منجر به تعیین دقیق نحوه توزیع منبع بی‌هنجاری‌های مشاهده‌شده نمی‌گردند، اما قطعاً می‌توانند در شناخت کلی و عمومی این منابع یاری رسانند. برای تفسیر بهتر داده‌های برداشت‌شده و یافتن تفاسیر کلی از روند بی‌هنجاری‌های موجود، از تبدیلات معمول در ژئومغناطیس مانند تبدیلات برگردان به قطب، مشتق‌های افقی و قائم مرتبه اول و دوم، سیگنال تحلیلی و ادامه فراسو بر روی آن‌ها با نرم‌افزار ژئوسافت^۱ انجام و ارائه می‌شود و بر اساس این نقشه‌ها درباره وضعیت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در منطقه بحث خواهد شد. سپس با استفاده از نرم‌افزار UBC mag3D پس از آشنایی کامل با تئوری روش، شناخت صحیح پارامترهای آن و کار با بخش‌های مختلف نرم‌افزار، اقدام به تولید مدل‌های مصنوعی کرده و داده‌های آن را به عنوان ورودی به نرم‌افزار اعمال و خروجی آن با مدل مصنوعی از قبل ساخته‌شده مقایسه می‌شود. با توجه به این که داده‌های خام بدون نوفه وجود ندارند، در همین مرحله مقادیر استاندارد نوفه به

¹ Geosoft

داده‌های مصنوعی اضافه کرده و خروجی نرم‌افزار در حضور نوفه نیز آزمایش می‌شود. مطابقت مدل ساخته‌شده با استفاده از داده‌های مصنوعی با و بدون نوفه، شاهدی بر اعتبارسنجی روش مورد مطالعه است. در صورت مطلوب بودن خروجی‌ها، داده‌های واقعی نیز به نرم‌افزار اعمال و خروجی آن به‌عنوان مدل نهایی مورد بررسی قرار می‌گیرد. جهت اعتبارسنجی مدل‌های نهایی نیز از اطلاعات زمین‌شناسی و حفاری استفاده می‌شود.

۱-۵- سابقه مطالعات انجام‌شده در به کارگیری روش مغناطیس‌سنجی و مدل‌سازی

کاربرد روش گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی در اکتشافات توسط محققین زیادی گزارش شده است. در این کارهای تحقیقاتی، روش‌های مختلفی برای پردازش و تفسیر کمی و کیفی داده‌های میدان پتانسیل آمده است. از آنجایی که در اکتشاف ذخایر معدنی، بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده از اهمیت بیشتری برخوردار هستند. لذا حذف اثرات ناحیه‌ای از داده‌های میدان پتانسیل و مسئله ایزوله نمودن بی‌هنجاری‌ها از مسائل مهم در تفسیر بوده و قبل از اینکه بی‌هنجاری‌های ژئوفیزیکی تفسیر گردند؛ باید در مرحله تفکیک، بی‌هنجاری‌ها به‌درستی جداسازی شده باشند [۴].

در کشور ما نیز مطالعات بسیاری بر روی کانسارهای آهن انجام‌شده که اکثر آن‌ها به نتیجه بسیار خوبی رسیده است. در سال ۱۳۸۷ عملیات اکتشافی بر روی کانسار آهن ذاکر زنجان انجام شده بود که نتیجه منجر به حفاری موفقیت‌آمیز شد. معدن سنگ‌آهن گل‌گهر که از بزرگ‌ترین معادن آهن کشور است نتیجه عملیات اکتشافی و مطالعات مغناطیس‌سنجی است. بر روی کانسارهای زیادی از قبیل کانسار سنگ‌آهن کوشک در بافق، معدن آهن شکورآباد و سلمان‌آباد در سلطانیه زنجان عملیات و مطالعات مغناطیس‌سنجی موفق انجام شده است. در زمینه به‌کارگیری روش مدل‌سازی وارون الگوریتم‌های متفاوتی ارائه شده و توسط پژوهشگران مورد استفاده قرار گرفته است؛ که شامل وارون‌سازی هموار [۵]، وارون‌سازی تمرکز یافته [۶]، وارون‌سازی به کمک ترکیب مدل‌های ریاضی [۷]، وارون‌سازی بر مبنای کوواریانس [۸]، وارون‌سازی با برنامه‌ریزی خطی [۹] و غیره می‌باشد. روش

وارون لی- اولدنبرگ، در تحقیقات پژوهشگرانی همچون فیلیپس (۲۰۰۱)، ویلیامز (۲۰۰۸) و للیور (۲۰۰۹) استفاده شده است.

۱-۶- ضرورت انجام تحقیق

مواد معدنی، زیربنای اقتصاد و صنعت هر جامعه را تشکیل می‌دهد. بشر از همان آغاز آفرینش خود و در طول تاریخ، برحسب نیازمندی‌ها و شناخت، از موادمعدنی استفاده کرده است. اکنون نیز انسان، از تمام مواد معدنی به حالت و شیوه‌های گوناگون بهره‌برداری می‌نماید. با توجه به نقش مواد معدنی در تأمین نیازهای اولیه صنایع مختلف، جستجوی آن‌ها با روش‌های کارآمد ضروری به نظر می‌رسد. خالق جهان به‌منظور حفاظت از زمین در مقابل ذرات باردار خورشیدی یک میدان مغناطیسی با شدت نسبتاً کم در اطراف زمین خلق کرده است. این میدان که از هسته فلزی زمین سرچشمه گرفته است در سنگ‌های پوسته زمین نیز یک میدان ثانویه القا می‌کند. ثبت این میدان ثانویه که شدت آن متناسب است با مقدار خاصیت مغناطیسی سنگ‌ها، اساس اکتشافات مغناطیس‌سنجی را در قرون اخیر تشکیل داده است. دستگاه ثبت میدان مغناطیسی (مگنتومتر) در هر نقطه شدت کل میدان زمین را ثبت می‌کند. این شدت میدان متناسب است با خاصیت مغناطیسی سنگ‌ها که به نحوی نیز با عیار کانی مگنتیت ارتباط پیدا می‌کند. به مرور زمان سنگ‌های مگنتیت‌دار در سطح زمین در اثر عوامل مختلف دچار دگرسانی و هوازدگی شده و خاصیت مغناطیسی خود را کم و بیش از دست می‌دهد. هدف از برداشت‌های مغناطیس‌سنجی بررسی وضعیت کانسار مگنتیتی سالم در مناطق عمیق‌تر می‌باشد. معادن قابل رؤیت در سطح یا نزدیک سطح زمین از مدت‌ها قبل شناخته و کشف شده‌اند. همچنین مواد معدنی با توجه به نحوه تشکیل خاص خود در محیط ساختاری زمین‌شناسی خاصی تشکیل می‌شوند و روش‌های لازم به‌منظور ردیابی و اکتشاف آن‌ها متفاوت است. از این‌رو در قدم اول یعنی اکتشاف، باید تا جایی که ممکن است هرگونه اطلاعاتی در مورد کانسار مورد نظر به دست آورد. روش‌های موفق تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی، نیاز به روش‌های مدل‌سازی دارند؛ که نتیجه این فرآیند، پیدا کردن درک صحیح‌تر از ساختارهای زیرسطحی هم‌چون شکل منشأ، میزان عمق، گستردگی

سطحی و کشیدگی عمقی می‌باشد. مشخص کردن این پارامترها، تاثیر به‌سزایی در تصمیم‌گیری‌های بعدی دارند؛ که می‌تواند در مدیریت هزینه‌های کلان اکتشافی موثر واقع گردد.

۱-۷- هدف از تحقیق

در این پژوهش سعی بر آن است تا با کمترین هزینه، وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های مغناطیس‌سنجی برای شناسایی هر چه بهتر ساختارهای زیرسطحی محدوده خرانق انجام گیرد. با استفاده از این روش می‌توان اطلاعات نسبتاً کاملی از توزیع سه‌بعدی ذخایر آهن در عمق به دست آورد. این اطلاعات می‌تواند شامل آگاهی از میزان کشیدگی عمقی نهشته‌های که بر روی سطح زمین رخنمون دارند یا یافتن نهشته‌های دیگری که به سطح زمین نرسیده و پنهان هستند، باشد.

۱-۸- ساختار پایان‌نامه

با توجه به اینکه هدف از تحقیق، مدل‌سازی دو و سه‌بعدی داده‌های مغناطیس‌سنجی با مطالعه موردی است؛ در فصل اول مختصری از تاریخچه اکتشاف، استفاده و انواع روش‌های ژئوفیزیکی، جایگاه روش مغناطیس‌سنجی، سابقه مطالعات انجام شده در این زمینه، ضرورت و هدف از تحقیق تشریح شده است. در فصل دوم به تبیین و توضیح روش به‌کار رفته در این تحقیق پرداخت خواهد شد. در فصل سوم، به بررسی زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و بررسی فیلترهای مختلف بر داده‌ها پرداخته شده است. در فصل چهارم ابتدا با استفاده از داده‌های مصنوعی و داده‌های مغناطیسی حاصل از آن‌ها، مدل‌سازی وارون سه‌بعدی انجام می‌شود و در نهایت مدل‌سازی سه‌بعدی روی داده‌های واقعی اعمال و نتایج آن مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. فصل پنجم این تحقیق نیز به نتایج به‌دست‌آمده و پیشنهادها برای تحقیق‌های بیشتر در این زمینه اشاره دارد.

فصل دوم

مبانی مغناطیس‌سنجی و وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی

۲-۱- مقدمه‌ای بر مغناطیس‌سنجی

روش مغناطیس‌سنجی، متداول‌ترین روش ژئوفیزیکی در اکتشاف نهشته‌های آهن‌دار است؛ که بر مبنای تغییرات شدت میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شده عمل می‌کند. این تغییرات ناشی از القای یک میدان مغناطیسی ثانویه در توده معدنی، تحت تأثیر وجود کانی‌هایی با پتانسیل مغناطیس‌شدگی بالا مانند مگنتیت است [۱۰].

روش مغناطیس‌سنجی یکی از پرکاربردترین تکنیک‌های ژئوفیزیکی در مطالعه اهداف مغناطیسی زیرسطحی است. این در حالی است که این روش می‌تواند در بررسی ساختارهای تکتونیکی و پی‌سنگ حوضه‌های رسوبی نیز کارآمد عمل کند. در واقع مغناطیس‌سنجی یکی از روش‌های اکتشافی غیرمستقیم است؛ که به حضور کانی‌های مغناطیسی نظیر اکسیدهای آهن-تیتانیوم (مگنتیت، تیتانومگنتیت و تیتانوهما تیت) و برخی سولفیدهای آهن مانند پیروتیت حساس است. این روش می‌تواند به کاهش هزینه‌های اکتشافی و بهینه‌سازی شبکه‌های حفاری کمک کند. [۱۰] از این روش جهت بررسی توده‌های آهن‌دار پنهان و گسترش توده‌های بیرون زده استفاده کرده‌اند. به‌کارگیری این روش در کنار دیگر روش‌های اکتشافی هم چون مقاومت‌ویژه، پلاریزاسیون القایی و الکترومغناطیسی می‌تواند در اکتشاف سایر منابع معدنی مفید واقع شود. در اکتشاف مغناطیس‌سنجی، میدان مغناطیسی کل که مجموع میدان اصلی و القایی است، اندازه‌گیری می‌شود. آگاهی از شکل، موقعیت مکانی و خصوصیات اهداف زیرسطحی از طریق پردازش داده‌های صحرایی امکان‌پذیر است. داده‌های مغناطیس معمولاً با استفاده از تبدیلات خطی، روش‌های طیفی، روش‌های معکوس‌سازی و سیگنال تحلیلی پردازش می‌شوند.

۲-۲- مغناطیس زمین

مطالعات میدان مغناطیسی زمین در طول چند صد سال انجام شده است. اندازه‌گیری‌هایی در دریا برای مقاصد ناوبری، در خشکی در ارتباط با کاوش و در پایگاه‌های مغناطیسی برای تعیین تغییرات میدان انجام شده است. در مقایسه با سایر داده‌های ژئوفیزیکی مربوط به زمین، اطلاعات جمع‌آوری شده در مورد میدان مغناطیسی زمین

نسبتاً زیاد است. نتایج این مطالعات نشان داده که میدان مغناطیسی زمین در ارتباط با اکتشافات ژئوفیزیکی از سه قسمت تشکیل شده است:

(۱) میدان اصلی: با آنکه زمان ثابت نیست نسبتاً به آرامی تغییر می‌کند و منشأ آن داخلی است.

(۲) میدان خارجی: جزء کوچکی از میدان اصلی است که منشأ آن خارج از زمین می‌باشد و نسبتاً سریع تغییر می‌کند. تغییری که بخشی از آن دوره‌ای و بخشی تصادفی است.

(۳) تغییرات میدان اصلی: معمولاً ولی نه همیشه خیلی کوچک‌تر از میدان اصلی است. نسبتاً با زمان و مکان ثابت است و در اثر ناهنجاری‌های مغناطیسی محلی در نزدیکی سطح پوسته زمین به وجود می‌آید. این تغییرات هدف‌های ژئوفیزیک اکتشافی را تشکیل می‌دهد.

۲-۳- اصول و مبانی روش مغناطیس‌سنجی

برای درک بهتر اثرات مغناطیسی مربوط به زمین داشتن اطلاعاتی راجع به اصول مغناطیس لازم است. با توجه به این موضوع ابتدا درباره مفهوم اولیه فیزیک که اساس اکتشاف مغناطیسی است، بحث می‌شود.

۲-۳-۱- القای مغناطیسی

قطب‌های مغناطیسی القاشده در یک جسم مغناطیسی توسط یک میدان خارجی (H) سبب ایجاد یک میدان ثانویه در جسم شده که مقدار آن متناسب با پلاریزاسیون القایی بوده و رابطه زیر نیز بین آن‌ها برقرار است [۲].

$$H' = 4\pi M \quad (1-2)$$

چگالی خطوط مغناطیسی موجود در داخل جسم مغناطیسی را القای مغناطیسی می‌نامند. مقدار مغناطیسی برابر است با جمع شدت میدان‌های H و H' یعنی:

$$B = H + H' = H + 4\pi M = H + 4\pi KH = (1 + 4\pi K)H \quad (2-2)$$

B القای مغناطیسی و عبارت $(1 + 4\pi K)$ را با μ نشان داده و آن را نفوذپذیری یا تراوایی مغناطیسی گویند؛ که $K_{SI} = 4\pi K'_{emu}$ از این رو داریم:

$$B = \mu H \quad (3-2)$$

مقدار μ به خواص مغناطیسی محیطی که قطبین در آن واقع شده‌اند، بستگی دارد [۳].

۲-۳-۲- نیروی مغناطیسی

اگر دو قطب با قدرت‌های P_0 و P و با فاصله r از یکدیگر قرار گیرند، نیروی F بین آن‌ها برقرار خواهد بود.

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_0 P}{r^2} \quad (4-2)$$

ثابت μ ، همان تراوایی مغناطیسی است؛ که مقدار آن به خواص مغناطیسی محیطی که قطب‌ها در آن قرار دارند بستگی دارد. واحد قدرت قطب همان قدرت مغناطیسی قطبی است که در فاصله یک سانتی‌متری از قطب مشابه خود در خلأ نیرویی معادل یک دین بر آن وارد می‌کند. اگر قطب‌ها از یک نوع باشند، نیرویی به صورت دافعه، ولی اگر از نوع متفاوت باشند؛ نیروی حاصل جاذبه‌ای است [۳].

۲-۳-۳- میدان مغناطیسی

قدرت میدان مغناطیسی در یک نقطه به‌عنوان مقدار نیروی مغناطیسی وارد بر واحد قدرت قطب می‌باشد.

$$H = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{r^2 \mu} \quad (5-2)$$

میدان مغناطیسی، تعداد خطوط نیرویی است که از واحد سطح عمود بر میدان می‌گذرد. واحد شدت میدان در سیستم C.G.S اورستد و در سیستم SI آمپر بر متر است. [۱].

۲-۳-۴- گشتاور مغناطیسی

از آنجایی که قطب مغناطیسی منفرد وجود ندارد، آهنرباهای واقعی به صورت یک دوقطبی مغناطیسی در نظر گرفته می‌شوند. یک دوقطبی شامل قدرت قطب‌های یکسان P ولی مخالف هم را در نظر بگیرید، اگر قطب‌ها به اندازه L از هم فاصله داشته باشند، طبق تعریف حاصل ضرب $P.L$ را گشتاور مغناطیسی (M) دوقطبی می‌نامند. گشتاور مغناطیسی در راستای خطی است که دو قطب را به هم وصل می‌نماید و به طور قراردادی به سمت قطب شمال (+) می‌باشد [۳].

۲-۴- میل مغناطیسی^۱

از آنجا که خطوط میدان مغناطیسی زمین بر سطح آن منطبق نیستند، بین شدت میدان مغناطیسی زمین و سطح افق همواره زاویه‌ای وجود دارد که به آن زاویه میل مغناطیسی می‌گویند.

۲-۵- زاویه انحراف مغناطیسی^۲

صفحاتی که بر روی آن عقربه مغناطیسی قرار دارد، صفحه نصف‌النهار مغناطیسی و به زاویه بین آن و صفحه نصف‌النهار جغرافیایی، زاویه انحراف مغناطیسی می‌گویند که مقدار آن در هر منطقه متفاوت خواهد بود. چون دریانوردان و خلبانان در مسیریابی به نصف‌النهار جغرافیایی احتیاج دارند، لذا دانستن مقدار زاویه انحراف مغناطیسی برای آنان بسیار مهم است.

¹ Magnetic inclination

² Magnetic declinaion

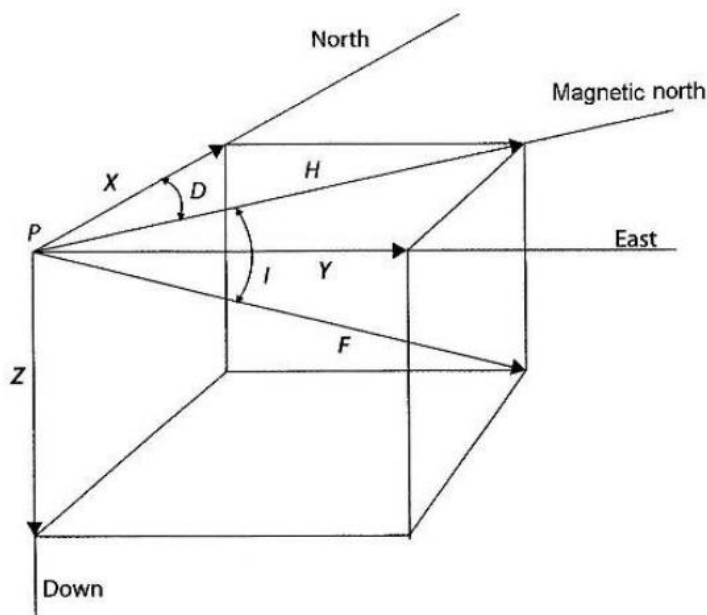
۲-۶- میدان مغناطیسی زمین و عوامل ایجادکننده آنومالی‌های مغناطیسی

نیروی میدان مغناطیسی در هر نقطه از زمین را می‌توان مانند شکل (۲-۱) به مؤلفه‌های اصلی تجزیه کرد. اگر F راستای میدان مغناطیسی کلی زمین در نقطه از زمین فرض شود، بر طبق زوایای میل و انحراف مغناطیسی، میدان (F) را می‌توان به مؤلفه قائم و مؤلفه‌های افقی X و Y تجزیه کرد [۱۱].

$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \quad (۲-۶)$$

$$Z = F \sin I \quad , \quad H = F \cos I \quad (۲-۷)$$

$$X = H \cos D \tan D = \frac{Y}{D} \quad , \quad Y = H \sin D \quad (۲-۸)$$



شکل ۲-۱: مؤلفه‌های میدان مغناطیسی زمین [۱۱].

۲-۷- خواص مغناطیسی کانی‌ها

بروز خصلت مغناطیسی در عناصر و ترکیبات مختلف و کانی‌ها ارتباط تنگاتنگی با آرایش الکترونی عنصر و یا عناصر موجود در ساختار آن ترکیب دارد. در این حالت ترکیباتی که واجد عناصر واسطه جدول تناوبی باشند،

می‌توانند خاصیت مغناطیسی را با شدت وصف متفاوتی بروز دهند. در این دسته از عناصر اوربیتال ۳d در حال پر شدن است. این اوربیتال دارای پنج اوربیتال فرعی است که هر کدام با دو الکترون پر می‌شوند.

وجود الکترون‌های جفت نشده و تعداد اوربیتال‌های فرعی نیمه‌پر، شدت بروز خاصیت مغناطیسی و حساسیت مغناطیسی عناصر و ترکیبات را تعیین می‌کنند. به‌طور کلی خاصیت مغناطیسی عبارت است از قدرت جذب عناصر، کانی‌ها و سنگ‌ها توسط میدان‌های مغناطیسی. به‌عنوان مثال عناصری مانند آهن و نیکل به‌خوبی جذب میدان‌های مغناطیسی می‌گردند.

۲-۸- حساسیت مغناطیسی کانی‌ها

از نقطه نظر حساسیت مغناطیسی، کانی‌ها به سه دسته زیر تقسیم می‌شوند:

۲-۸-۱- کانی‌های دیامغناطیس

در اجسام دیا مغناطیسی تمام پوسته‌های الکترونی پر هستند و هیچ الکترونی تکی وجود ندارد. هنگامی که چنین موادی در یک میدان مغناطیسی قرار می‌گیرند، مسیرهای اوربیتال‌های الکترونی به صورتی می‌چرخد که یک میدان مغناطیسی در جهت مخالف میدان مغناطیسی اعمال شده به وجود می‌آید و در نتیجه مغناطیس پذیری اجسام دیا مغناطیس ضعیف و منفی است و توسط آهن‌ربا دفع می‌شوند. کانی‌هایی که دارای این خاصیت هستند عبارت‌اند از: کوارتز، فلوریت، هالیت، انیدریت، کلسیت، طلا، نقره و مس [۱].

۲-۸-۲- کانی‌های پارامغناطیس

پوسته الکترونی در چنین موادی کامل نیست و الکترون‌ها در امتدادهای متفاوتی قرار گرفته‌اند؛ که اثر مغناطیسی آن‌ها تقریباً خنثی می‌شود هیچ خاصیت مغناطیسی از خود نشان نمی‌دهد؛ ولی اگر این اجسام در میدان مغناطیسی خارجی قرار گیرند، متناسب با شدت میدان خارجی، بعضی از این گشتاورها خود را در جهت گشتاور

میدان خارجی قرار می‌دهند و سبب پیدایش گشتاور مغناطیسی القایی در کانی خواهند شد. در نتیجه ضریب مغناطیس پذیری چنین موادی مثبت است؛ اما این اثر هنوز ضعیف است [۳].

۲-۸-۳- کانی‌های فرومغناطیس

بعضی از کانی‌ها هستند که اگر در یک میدان مغناطیسی خارجی قرار بگیرند، در آن‌ها میدان مغناطیسی القایی شدیدی به وجود می‌آید؛ که شدت آن‌ها میلیون‌ها بار بیشتر از کانی‌های پارامغناطیس می‌باشد. چون سرگروه این کانی‌ها آهن است، به آن‌ها کانی‌های فرومغناطیس گویند. در اجسام فرومغناطیس دوقطبی‌های موازی‌اند که تولید یک مغناطش (شدت مغناطیسی شدن) قوی خود به خودی می‌کنند که می‌تواند حتی در غیاب میدان مغناطیسی خارجی هم وجود داشته باشد [۱].

۲-۹- اندازه‌گیری‌های مغناطیسی زمینی

اندازه‌گیری مغناطیسی بر روی زمین با دستگاه‌های قابل حمل یک روش نسبتاً قدیمی و به خوبی جا افتاده است. از طرف دیگر اکتشاف کانی‌ها توسط مغناطیس‌سنج‌های زمینی کاربرد وسیعی دارد. هرچند کاربرد عمده مغناطیس‌سنجی زمینی در اندازه‌گیری‌های تفصیلی است؛ ولی ممکن است به‌عنوان روش شناسایی در جستجوی فلزات پایه برای پیگیری عملیات شناسایی ژئوشیمیایی قبل از تعیین محل شبکه بندی و ایجاد خطوط اندازه‌گیری به کار رود.

۲-۱۰- تصحیحات مغناطیس‌سنجی

چون اغلب مغناطیس‌سنج‌های زمینی حساسیتی برابر ۱ گاما دارند؛ لذا ایستگاه‌ها نباید در نزدیکی خطوط راه آهن، نرده‌های سیمی، کانال‌های سیم برق یعنی اجسام بزرگی که حاوی آهن هستند، واقع شوند. اپراتور دستگاه نیز باید خود را از اجسام آهنی تهی سازد.

علاوه بر اثرهای ذکر شده در بالا که اغلب به جای تصحیح از آن‌ها صرف نظر می‌شود، برگردان‌های مغناطیسی زمینی بویژه در مقایسه با گرانی‌سنجی بی‌اهمیت هستند. گرادیان قائم میدان کل از یک ماکزیمم تقریبی ۰/۱ گاما بر فوت در قطبین زمین تا مینیمم ۰/۵ گاما بر فوت در استوای مغناطیسی متغیر است. تغییرات افقی یا عرض جغرافیایی هرچند یکنواخت نیست ولی به ندرت بین استوا و قطب‌ها از ۱۰ گاما بر مایل بزرگ‌تر است.

از طرف دیگر اثر توپوگرافی بر روی اندازه‌گیری‌های مغناطیسی زمینی می‌تواند بسیار حائز اهمیت باشد. این اثر وقتی ظاهر می‌شود که اندازه‌گیری مثلاً در یک دره تنگ رودخانه، جایی که دیواره‌های سنگی اطراف در بالای ایستگاه اغلب مینیمم‌های مغناطیسی ناهنجار ایجاد می‌کنند، انجام شود. ثابت شده در شیب‌های تند ۴۵ درجه‌ای به طول فقط ۳۰ فوت (۹ متر) در سازندهایی که شامل ۲٪ مگنتیت است، ناهنجاری‌های زمینی حدود ۷۰۰ گاما ایجاد می‌شود. این اثر ظاهراً به صورت خطی با خودپذیری افزایش می‌یابد. در این حالت‌ها نوعی تصحیح زمینگان مورد نیاز است. هرچند صرفاً نمی‌تواند به عنوان تابعی از توپوگرافی در نظر گرفته شود، زیرا وضعیت‌هایی نظیر سازندهای رسوبی با خودپذیری کم و یکنواخت وجود دارد که در آن‌ها هیچ واپیچش زمینی میدان کلی مشاهده نمی‌شود و تصحیحی ندارد [۳].

۲-۱۰-۱- برطرف نمودن اثرات تبدیل مؤلفه میدان مغناطیسی هسته زمین^۱

IGRF یک نمایش ریاضی از میدان اصلی مغناطیسی زمین به واسطه منابع در هسته زمین است. زمانی که این میدان از داده‌ها حذف شود، نتایج در واقع همان بی‌هنجاری‌های مغناطیسی حاصل از منابع زمین‌شناسی زیرسطحی است. البته با فرض این که میدان به دست آمده از هسته زمین دقیقاً با مدل IGRF توصیف شود. کاربرد اصلی حذف IGRF بیشتر مربوط به برداشت‌های مغناطیسی در مناطق بزرگ است؛ که برداشت آن‌ها ممکن است ماه‌ها به طول انجامد. در بررسی‌های مناطق کوچک، به‌ویژه مناطقی که به مناطق مجاور متصل نمی‌شوند، ممکن

¹ International Geomagnetic Reference Field

است حذف گرادیان ناحیه‌ای کافی باشد. هم جداول و هم فرم‌های آنالیزی از IGRF برای انجام این نوع تصحیحات وجود دارند.

۲-۱۰-۲- تصحیح روزانه^۱

تغییرات روزانه میدان مغناطیس زمین بسیار متغیر است. به آسانی نمی‌توان با مدل‌های ریاضی تصحیحی برای آن‌ها انجام داد. تغییرات روزانه، تابع تغییرات دامنه و فاز بوده و به موقعیت جغرافیایی مشاهده کننده بستگی دارد. به منظور تصحیحات روزانه، در برداشت باید از دو دستگاه مغناطیس‌سنج مجزا استفاده شود. یک ثبت کننده در ایستگاه مبنا به منظور اندازه‌گیری تغییرات و دیگری که متحرک است، جهت قرائت در ایستگاه‌های مختلف جابجا می‌شود. اگر دو دستگاه مغناطیس‌سنج در دسترس نباشد، جهت تصحیح روزانه باید با همان مغناطیس‌سنج متحرک چندین بار در ساعات مختلف به ایستگاه مبنا مراجعه کرد. اگر فاصله ایستگاه‌ها در حد چندین متر باشد، این دوره باید هر ۱۰ تا ۱۵ دقیقه انجام شود. اختلاف بین قرائت‌های مبنا برای استفاده در تصحیح داده‌های میدان به صورت درونیابی خطی است [۳].

۲-۱۱- فیلترهای معمول در ژئومغناطیس

مهم‌ترین کاربرد فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل شامل موارد زیر است [۱۲]:

- جانمایی دقیق محل بی‌هنجاری‌ها بر روی منابع مولد بی‌هنجاری، فیلتر برگردان به قطب.
- جداسازی بی‌هنجاری ناحیه‌ای و باقی‌مانده، مانند فیلترهای ادامه فراسو مشتق قائم.
- تخمین مرز منابع مولد بی‌هنجاری بر روی نقشه‌های هم‌مقدار مغناطیسی، مانند فیلتر مشتق قائم مرتبه دوم، سیگنال تحلیلی و ...

¹ Diurnal variation corr

- کاهش نوفه‌های موجود در نقشه‌ها و تصاویر میدان پتانسیل.

عمده تبدیلات به خاطر ویژگی‌های خاص بردار مغناطیس زمین و به‌منظور ساده‌سازی تفسیر بی‌هنجاری‌های ناشی از آن به کار می‌روند. به‌عنوان مثال برگردان به قطب و برگردان به استوا برای حذف اثر کجی زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین و تبدیل شبه‌گرانی برای حذف ماهیت دوقطبی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی استفاده می‌شود. با این حال به‌منظور جداسازی بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای از باقی‌مانده و کاهش نوفه‌های سطحی نیز از تبدیلات استفاده می‌شود.

۲-۱۱-۱- فیلتر برگردان به قطب^۱

اگر کره زمین یک کره همگن فرض شود، خطوط نیروی مغناطیسی آن، در نزدیک استوای مغناطیسی^۲ به‌صورت افقی و به تدریج با زیاد شدن عرض و نزدیک شدن به قطب مغناطیسی انحراف پیدا می‌کند. تا اینکه در قطب مغناطیسی به‌صورت قائم درمی‌آید. بنابراین اثر مغناطیسی زمین در عرض‌های مختلف به علت داشتن زاویه میل متفاوت، مختلف خواهد بود. از طرف دیگر چون شمال مغناطیسی درست بر شمال جغرافیایی منطبق نیست، در طول‌های مختلف زاویه انحراف تغییر خواهد کرد و در اثر آن شدت میدان تغییر می‌کند [۴].

یکی از عوامل مهم مؤثر بر شکل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، زاویه میل بردار مغناطیسی زمین می‌باشد. مقدار زاویه میل در قطبین مغناطیسی ۹۰ درجه، در استوا صفر و سایر محل‌ها مقادیری بین صفر و ۹۰ درجه است. به غیر از مواردی که توده در قطبین مغناطیسی واقع است، سایر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی شکلی نامتقارن دارند. برگردان به قطب، شکل نامتقارن بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را متقارن می‌کند. به این ترتیب بی‌هنجاری‌های مغناطیسی به بی‌هنجاری اندازه‌گیری شده در قطب مغناطیسی تبدیل و ضمناً باعث می‌شود تصویر بی‌هنجاری دقیقاً بر روی توده قرار گیرد [۴].

¹ Reduce to magnetic pole

² The Magnetic equator

شکل بی‌هنجاری مغناطیسی تنها به شکل و ضریب خودپذیری توده بستگی ندارد؛ بلکه به جهت مغناطیس-شدگی و جهت میدان ناحیه‌ای بستگی دارد. برای برگردان به قطب الگوریتم حوزه مکان یا الگوریتم حوزه فوریه به کار برده می‌شود [۳]. برای حذف این اثر ناخواسته می‌توان داده‌ها را به یکی از دو محل قطب یا استوای مغناطیسی منتقل کرد. این عمل در نرم‌افزارهای ژئوفیزیکی به صورت یک فیلتر تعبیه شده است.

۲-۱۱-۲- فیلتر روند سطحی^۱

یکی از روش‌های تحلیلی برای محاسبه اثرات ناحیه‌ای، استفاده از فیلتر روند سطحی توسط برازش چندجمله‌ای می‌باشد. در این روش میدان ناحیه‌ای، با محاسبات ریاضی سطحی با درجات (روند) مختلف که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر اندازه‌گیری شده داشته باشد، تقریب زده می‌شود. این روش بر اساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده‌ای داشته باشد. در این روش بر داده‌های میدان پتانسیل برداشت‌شده، سطحی عبور داده می‌شود که پیچیدگی ریاضی سطح مورد نظر به روند حاکم بر داده‌ها بستگی دارد. پس از محاسبه مؤلفه ناحیه‌ای و با کسر آن از میدان کل اندازه‌گیری شده، مؤلفه باقیمانده آن محاسبه می‌گردد [۳]. در حالت کلی معادله سطح مذکور برای حالت دوبعدی به صورت زیر می‌باشد [۱۳].

$$T(x,y) = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{11}xy + \dots + A_{mn}x^m y^n \quad (۹-۲)$$

که در آن $T(x,y)$ مقدار بی‌هنجاری ناحیه‌ای، A_{ij} ضرایب سطح مذکور، x و y مختصات نقاط مشاهده‌ای داده‌ها می‌باشد. پس از عبور دادن سطح مزبور بر داده‌های میدان پتانسیل برداشت‌شده، مقدار بی‌هنجاری باقی‌مانده به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$R_i = G_i - T_i \quad (۱۰-۲)$$

¹ Trend

که در آن داده‌های مشاهده‌ای، T_i پاسخ سطح مزبور به‌عنوان اثر ناحیه‌ای و R_i نماینده بی‌هنجاری باقی‌مانده می‌باشد. درجه روند سطحی به پیچیدگی‌های زمین‌شناسی ناحیه‌ای بستگی دارد. از درجه روند سطحی بیشتر برای هم‌پوشانی بین مقادیر سطح مزبور و مقادیر داده‌های مشاهده‌ای در شرایط پیچیده‌تر زمین‌شناسی استفاده می‌شود [۳].

۲-۱۱-۳- فیلتر گسترش به سمت بالا^۱

روش گسترش بی‌هنجاری‌ها به‌سوی بالا همانند فیلتر پایین‌گذری است که اثر بی‌هنجاری‌های سطحی با فرکانس بالا (توده‌های معدنی) را تضعیف و بدین‌وسیله اثر بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر (سنگ‌های آذرین دربرگیرنده) با طول‌موج بیشتر را بهتر آشکار می‌سازد. در این روش داده‌های مغناطیسی اندازه‌گیری شده توسط رابطه (۲-۱۱) از سطح برداشت داده‌ها بر روی سطوح ترازوی بالاتر از سطح برداشت تصویر می‌شوند [۱۴].

$$P(x, y, -z) = - \int_0^{\infty} \frac{\bar{P}(r)zrdr}{(r^2+z^2)^{3/2}} \quad (۲-۱۱)$$

که در آن $P(x, y, -z)$ مقدار هم‌ارز میدان در یک نقطه بر روی سطح دیگری در بالای سطح مبنا با فرض مثبت بودن z به طرف پایین است. همچنین $\bar{P}(r)$ مقدار میانگین P در اطراف دایره‌ای به شعاع r می‌باشد و به‌صورت زیر بیان می‌گردد:

$$\bar{P}(r) = \frac{1}{2\pi} \int P(r, \varphi) d\varphi \quad (۲-۱۲)$$

¹ Upward continuation

۲-۱۱-۴- فیلتر گسترش به سمت پایین^۱

در روش گسترش بی‌هنجاری‌ها به‌سوی تراز پائین، اثر بی‌هنجاری‌های سطحی با فرکانس بالا و بی‌هنجاری‌های عمقی با فرکانس پائین با وضوح بیشتر و با یک حالت تیزی خاص نمایان می‌گردند. فیلتر مورد نظر یک ابزار قدرتمند برای مطالعه توده‌های نزدیک سطح زمین است؛ ولی مفید بودن این روش به چگونگی رفع نویزهای احتمالی که یکسری بی‌ثباتی را برای نتایج به همراه می‌آورد، بستگی دارد. در این روش توسط فرآیند مشابهی که در مورد روش گسترش به سمت بالا بیان شد، داده‌های شدت میدان مغناطیسی از سطح برداشت داده‌ها بر روی سطوح تراز پائین تر از سطح برداشت داده‌ها تصویر می‌شوند [۱۴].

۲-۱۱-۵- فیلتر مشتق قائم^۲

مشتق قائم فیلتر دیگری است که برای برجسته کردن بی‌هنجاری‌های نزدیک به سطح به کار می‌رود. اساس این روش برگرفته از روش ادامه فراسو است. روش مشتق‌گیری قائم در واقع استفاده از شدت میدان به‌دست‌آمده از روش ادامه فراسو در دو ارتفاع متفاوت است [۱۵].

مشتق دوم قائم، نقطه اتکای اولیه روش تفسیر است زیرا در تصمیم‌گیری و اهمیت دادن به منشأهای کم‌عمق کمک می‌کند. برای پی‌بردن به این موضوع، دو تک‌قطبی، یکی را در نقطه P و عمق کم d و دیگری را در عمق بزرگ‌تر d' در نظر می‌گیریم. میدان هر تک‌قطبی با معکوس مجذور فاصله تا P ، متناسب است؛ بنابراین، با حرکت P به طرف تک‌قطبی‌ها، میدان مغناطیسی مربوط به تک‌قطبی کم‌عمق، سریع‌تر از میدان مربوط به تک‌قطبی عمیق، افزایش پیدا می‌کند. منطقی است که مشتق قائم همین اثر را خواهد داشت. به‌طور مشابه، مشتق دوم قائم کمک می‌کند تا لبه‌های منشأهای مغناطیسی یا گرانی را تعیین کنیم [۱۶].

¹ Downward continuation

² Vertical derivative

اگر $\varphi(x, y)$ بیانگر داده‌های میدان پتانسیل باشد، آنگاه با استفاده از خواص تابع لاپلاس می‌توان مشتق قائم داده‌های میدان پتانسیل را محاسبه کرد. بر طبق این تئوری، اگر $\varphi(x, y)$ یک میدان پتانسیل باشد، آنگاه $\nabla^2(\varphi) = 0$ (لاپلاس φ برابر صفر خواهد بود)، بنابراین:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \implies \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \right) \quad (13-2)$$

به‌علاوه هنگامی که داده‌ها در یک سطح افقی برداشت‌شده باشند، می‌توان تابع لاپلاس را به حوزه فوریه منتقل و سپس مشتق قائم مرتبه n داده‌های میدان پتانسیل را نیز محاسبه کرد. n می‌تواند هر مقدار حقیقی را اختیار کند [۱۷].

$$\mathfrak{F} \left[\left(\frac{\partial^n \varphi}{\partial x^n} \right) \right] = |k|^n \mathfrak{F}[\varphi] \quad (14-2)$$

در این رابطه $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ می‌باشد که λ طول موج و نماد \mathfrak{F} بیانگر تبدیل فوریه می‌باشد.

۲-۱۱-۶- فیلتر سیگنال تحلیلی^۱

یکی از فیلترهای مغناطیسی است که به هدف تطابق لبه‌های آنومالی مغناطیسی با محدوده محیطی کانسار به کار می‌رود. بدین ترتیب گسترش طولی و عرضی کانسار با دقت بیشتری نشان داده می‌شود. سیگنال تحلیلی ترکیبی از گرادیان و افقی و قائم داده‌های میدان پتانسیل است که بیشینه مقدار آن روی لبه‌های توده قرار می‌گیرد [۱۸]. مزیت استفاده از این روش عدم وابستگی اندازه سیگنال تحلیلی به مشخصات بردار مغناطیس‌شدگی توده و همچنین بردار مغناطیس زمین است [۱۹]. با این حال هنگامی که توده‌های مسبب پارامترهای متفاوت در مجاورت هم قرار می‌گیرند، تفکیک بین مرز توده‌ها صورت نمی‌گیرد [۲۰]. برای حل این مشکل با توجه به اینکه

¹ Analytic signal

مشتق قائم عرض بی‌هنجاری را باریک‌تر می‌کند، از مشتقات قائم مرتبه بالاتر سیگنال تحلیلی در حوزه بسامد استفاده کردند.

۲-۱۲-۱۲-۱- مقدمه‌ای بر مدل‌سازی

پس از انجام اندازه‌گیری‌های ژئوفیزیکی، تصحیح و پردازش داده‌ها و جداسازی بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای از محلی، مرحله بعد تفسیر داده‌ها است. در روند تفسیر باید از تمامی اطلاعات زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی و سایر اطلاعات وابسته استفاده کرد؛ تا بتوان بهترین تفسیر ممکن را انجام داد. روش‌های تفسیر ژئوفیزیکی را می‌توان به سه گروه اصلی تقسیم‌بندی کرد؛ که هر کدام با فرآیندهای منطقی اما متفاوت، به هدف نزدیک می‌شوند [۱۷].

۲-۱۲-۱۲-۲- بهبود و نمایش داده‌ها

در این روش هیچ یک از شاخصه‌های مدل محاسبه نمی‌شود؛ اما بی‌هنجاری به‌گونه‌ای پردازش و نمایش داده می‌شود که بعضی از خصوصیات منشأ بارز و تفسیر کلی آسان‌تر می‌گردد. از این مجموعه روش‌ها می‌توان به‌عنوان ابزار تکمیلی در مدل‌سازی استفاده کرد [۱۷]. به‌عنوان مثال انواع روش‌های تخمین مرز جزو این دسته از روش‌های تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی قرار می‌گیرد.

۲-۱۲-۱۲-۲-۱- مدل‌سازی مستقیم^۱

در روش مستقیم یا پیش‌رو، بر اساس مشاهدات زمین‌شناسی یا مطالعات ژئوفیزیکی موجود، یک مدل اولیه برای بی‌هنجاری در نظر گرفته شده، اثر مغناطیسی این مدل محاسبه و با بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده می‌گردد. در صورت عدم برازش کافی، مفسر آن‌قدر پارامترهای مدل را تغییر می‌دهد که بهترین برازش بین اثر مغناطیسی

¹ Direct modeling

مدل و بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده‌ای حاصل شود. در واقع در این روش مشخصه‌های مدل به روش آزمون و خطا تعیین می‌شوند [۲۱].

۲-۱۲-۳- مدل‌سازی وارون^۱

در این روش مشخصه‌های چشمه‌ی بی‌هنجاری مانند عمق و تباین مغناطیدگی به صورت خودکار یا نیمه‌خودکار و با استفاده از داده‌های مشاهده‌ای محاسبه می‌شود.

۲-۱۳- مبانی وارون‌سازی

تئوری وارون یک مجموعه سازمان یافته از روش‌های ریاضی برای به دست آوردن اطلاعات مفید در مورد جهان فیزیکی بر اساس استنباط برگرفته از مشاهدات است. مشاهدات از جهان به صورت اندازه‌گیری و یا داده است. ما می‌توان با در نظر گرفتن مقادیر عددی از خواص خاصی از موضوع مورد بحث که در ظاهر به عنوان پارامتر مدل مشخص می‌شود با استفاده از یک روش خاص آن را به داده‌های مدل وابسته نمود.

۲-۱۴- مروری بر مفاهیم پایه‌ای در مسائل وارون

۲-۱۴-۱- داده^۲

مقادیر معلومی که طی یک اندازه‌گیری ژئوفیزیکی به دست می‌آیند را داده می‌گویند. این داده‌ها را به صورت یک بردار با طول N نمایش می‌دهند؛ که T بیانگر ترانپوز است.

$$d = [d_1, d_2, \dots, d_N]^T \quad (2-15)$$

¹ Inverse modeling

² Data

۲-۱۴-۲- شاخص‌های مدل

مجموعه‌ای از متغیرهای ناشناخته که توصیف‌کننده‌ی محیط مورد مطالعه هستند؛ شاخص‌های مدل می‌گویند. این مجموعه را نیز همانند مجموعه داده‌ها می‌توان با بردار m با طول M نمایش داد.

$$m = [m_1, m_2, \dots, m_M]^T \quad (۱۶-۲)$$

۲-۱۴-۳- مدل

مدل، مجموعه معادلاتی است که داده‌ها و پارامترهای مدل را به هم پیوند می‌دهد. در واقع، اساس مدل‌سازی در حل مسائل وارون، ارتباط دادن داده‌های برداشت‌شده و یک سری پارامترهای هندسی و فیزیکی است؛ که این ارتباط مدل نامیده می‌شود [۲۱]. در مورد بسیاری از مسائل واقعی، داده‌ها و مشخصه‌های مدل توسط روابط پیچیده‌ای به یکدیگر مربوطند. هدف تئوری وارون حل این معادلات برای مشخصه‌های مدل یا به دست آوردن انواع جواب‌های ممکن و مطلوب با توجه به شرایط یک مسئله خاص است.

۲-۱۵- پارامترسازی^۱ یک سیستم ژئوفیزیکی

پارامترهایی که خواص فیزیکی داخل زمین را مشخص می‌کنند؛ به دلیل ناهمگنی زمین، توابع پیوسته‌ای از مکان هستند. به‌منظور سادگی محاسبات، این توزیع‌های پیوسته به‌وسیله تعداد محدودی پارامتر گسسته مشخص می‌شوند که این عمل را پارامترسازی سیستم ژئوفیزیکی می‌نامند. این پارامترسازی و ساده‌سازی باید شامل حداقل اعضای مشخصه‌های مدل باشد و در عین حال بتواند به‌طور کامل سیستم فیزیکی در دست مطالعه را توصیف کند.

¹ Parameterization

۲-۱۶- فضای مدل

با در نظر گرفتن یک فضای M بعدی، هر نقطه از آن می‌تواند یک مدل قابل تصور از سیستم ژئوفیزیکی باشد، به این فضا، فضای مدل می‌گویند و تعداد شاخص‌های مستقل از هم بیانگر بعد فضای مدل است [۲۱].

۲-۱۷- طبقه‌بندی مسائل وارون

در یک تقسیم‌بندی کلی، مسائل وارون به دو دسته گسسته و پیوسته تقسیم می‌شوند. در مسائل گسسته تعداد مشخصه‌های مدل و در نتیجه بعد فضای مدل محدود بود؛ اما در مسائل پیوسته بعد فضای مدل نامحدود است. گرچه مسائل زیادی با ماهیت پیوسته وجود دارند، اما برای حل آن‌ها نخست باید به صورت گسسته درآیند و آنگاه به عنوان یک مسئله وارون گسسته حل شوند. با توجه به اینکه گسسته سازی مسائل پیوسته یک نوع تقریب‌زنی بوده و کاهش دقت را به دنبال دارد، اما از آنجایی که نظریه مسائل وارون گسسته بر مبنای بردار و ماتریس‌ها بنا نهاده شده است [۲۱].

در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس نوع ارتباط بین پارامترهای مدل و داده‌ها وجود دارد، می‌توان مسائل وارون را به دو دسته‌ی خطی و غیرخطی تقسیم‌بندی کرد. در مسائل وارون خطی ارتباط بین مشخصه‌های مدل و داده‌ها خطی است. در حالی که در مسائل غیرخطی این ارتباط غیرخطی است؛ اما با استفاده از روش‌هایی مانند بسط تیلور و ... قابل تبدیل به مسائل خطی هستند [۲۲].

در تئوری پتانسیل، بین میدان و منشأهای ایجادکننده معادلات انتگرالی وجود دارند. به عنوان نمونه، اگر D حجم اشغال شده توسط منشأ، P نقطه‌ی مشاهده‌ای به مختصات (x,y,z) ، Q نقطه‌ی انتگرال‌گیری به مختصات (x',y',z') در داخل D و r برداری باشد که Q را به P وصل می‌نماید؛ در این صورت برای مؤلفه قائم مغناطیسی داریم [۱۷]:

$$B_z(p) = C_m \int_D \frac{M(Q)}{r^4} [3\hat{r}(z - z) - r\hat{k}] dv \quad (17-2)$$

یا به صورت میدان آنومالی کل:

$$\Delta T(p) = C_m \int_D \frac{M(Q)}{r^3} [3(\hat{F} \cdot \hat{r})\hat{r} - \hat{F}] dv \quad (18-2)$$

که در آن $M(Q)$ توزیع مغناطیدگی و ضریب γ ، ثابت جهانی و بردار \hat{F} در جهت میدان مغناطیسی می باشد. معادله اخیر را می توان در حالت کلی به صورت رابطه (۱۹-۲) نوشت:

$$f(p) = \int_D s(Q) \psi(P, Q) dv \quad (19-2)$$

که در این معادله $f(P)$ میدان پتانسیل در نقطه P ، $s(Q)$ معرف یک کمیت فیزیکی و $\omega(P, Q)$ نیز تابعی است که به مکان هندسی نقطه مشاهده ای P و نقطه Q از منشأ بستگی دارد. در رابطه (۱۹-۲) به معادله فردلهم نوع اول معروف است [۱۷].

رابطه (۱۹-۲) ابزار مناسبی برای ارتباط میان روش های وارون و پیش رو تلقی می گردد. بر این اساس، محاسبه پیش رو یا مستقیم، شامل تعیین $f(P)$ از توابع معلوم $s(Q)$ و $\omega(P, Q)$ و D است؛ که در این حالت محاسبه مذکور دارای حلی یکتا است. به عبارت دیگر مدل سازی پیش رو شامل انتخاب مقادیر مختلف، محاسبه و مقایسه آن با داده های اندازه گیری شده است تا زمانی که انطباق مناسبی با این داده ها پدید آید. روش مدل سازی وارون، داده ها را از طرف چپ معادله (۱۹-۲) قرار داده و برای بعضی مقادیر $s(Q)$ یا D رابطه مفروض را حل می نماید. در این روش محاسبه $s(Q)$ به عنوان یک مسئله ی خطی مطرح است؛ در حالی که تعیین پارامترهای حجم D در محدوده مسائل غیرخطی قرار می گیرد.

۲-۱۸- مسائل وارون گسسته خطی^۱

صورت کلی یک مسئله وارون ژئوفیزیکی را می‌توان به صورت رابطه (۲۰-۲) بیان کرد [۲۱]:

$$d = G(m) \quad (20-2)$$

که در آن، m ، بردار پارامترهای مدل شامل M آرایه و d ، بردار مقادیر داده‌های مشاهده‌ای شامل N داده است و G ماتریس عملگر مستقیم یا کرنل است. در مواردی که حل مسائل خطی است، G عملگری خطی است؛ پس معادله (۲۰-۲) در شکل ماتریسی به صورت رابطه (۲۱-۲) نوشته می‌شود.

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

که در آن G ماتریس $N \times M$ است. در واقع رابطه‌ی (۲۱-۲) معرف دستگاہی از N معادله خطی نسبت به M پارامترهای m_1, m_2, \dots, m_M است.

$$d_i = \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \quad (22-2)$$

حل مسئله وارون (۲۱-۲) معادل با حل N دسته از روابط خطی معادله (۲۲-۲) نسبت به M تعداد پارامترهای مجهول می‌باشد.

اگر در سیستم معادله (۲۲-۲)، $N < M$ باشد، یعنی تعداد داده‌ها از تعداد پارامترهای مجهول کمتر باشد، مسئله فروبرآورد^۲ نامیده می‌شود. از نظر ریاضی دستگاہ معادلات فروبرآورد در اغلب موارد بی‌نهایت جواب و گاهی با توجه به شرایط مسئله هیچ جواب معنی‌دار ژئوفیزیکی ندارد. در مسائل وارون ژئوفیزیکی فروبرآورد، حتی اگر

¹ Linear discrete inverse problem

² Under determined

داده‌های اندازه‌گیری شده تمیز و بدون نوفه باشند، همواره دچار مشکل عدم یکتایی هستند. زیرا تعداد اندازه‌گیری‌ها برای تعیین یکتای پارامترهای مدل کافی نیستند.

اگر در سیستم معادله (۲-۲۲)، $N > M$ باشد، یعنی تعداد داده‌ها از تعداد پارامترهای مجهول بیشتر باشد، سیستم فرابرد^۱ نامیده می‌شود.

اگر در سیستم معادله (۲-۲۲)، $M = N$ باشد، یعنی تعداد داده‌ها با تعداد پارامترهای مجهول برابر باشد، این سیستم هم‌ارز^۲ نامیده می‌شود. از نظر ریاضی دستگاه معادلات هم‌ارز در اغلب موارد جواب یکتایی ندارند؛ اما گاهی دارای بی‌نهایت جواب بوده یا جوابی یکتا دارند. در بسیاری از مسائل ژئوفیزیکی با سیستم‌های فروبرآورد مواجه هستیم که در آن‌ها تعداد مشاهدات بسیار کمتر از مجهولات است [۲۱].

۲-۱۹- بهینه‌سازی^۳ و کمینه کردن تابع هدف مسئله وارون

مبانی و روش‌های کمینه کردن توابع تحت عنوان نظریه بهینه‌سازی مورد بررسی قرار می‌گیرد. همان‌گونه که قبلاً اشاره شد، مدل ریاضی مسائل خطی را می‌توان به شکل یک معادله ماتریسی (معادله خطی) نوشت. در نتیجه می‌توان از روش‌ها و تکنیک‌های جبر خطی برای حل آن‌ها استفاده کرد. این روش‌ها بر مبنای فاکتورگیری ماتریس عملگر G ، عمل می‌کند. مانند تجزیه مقدار تکین^۴ و فاکتورگیری چولسکی^۵. با این وجود این روش‌ها برای مسائل خطی بزرگ‌مقیاس یعنی مسائلی که تعداد پارامترهای مدل و ابعاد ماتریس G بسیار بزرگ هستند (مانند مسائل وارون دو و سه بعدی ژئوفیزیک)، به دلیل سرعت پایین آن‌ها و همچنین حجم زیادی که از حافظه کامپیوتر اشغال

¹ Over determined

² Even determined

³ Optimization

⁴ Singular value decomposition

⁵ Cholesky factorization

می‌کنند، مناسب نیستند. در این‌گونه موارد از روش‌های تکرارشونده مانند گرادیان مزدوج خطی^۱ استفاده می‌شود [۲۳].

۲-۲۰- انواع روش‌های بهینه‌سازی

از یک دیدگاه، روش‌های بهینه‌سازی به دو دسته قطعی^۲ و تصادفی^۳ تقسیم می‌شوند [۲۳]:

روش‌های تصادفی مانند الگوریتم ژنتیک^۴، بر مبنای الگوریتم‌های تصادفی، تعداد زیادی مدل را شبیه‌سازی کرده و سپس به‌وسیله آن‌ها پاسخ نهایی را دست می‌آورد. روش‌های قطعی مانند روش تندترین شیب^۵، روش‌های شبه نیوتن و گرادیان مزدوج، بر اساس الگوریتم‌های تکرارشونده، دنباله مشخصی از تکرارها که به جواب درست مسئله همگرا می‌شود را تولید می‌کنند. روش‌های اتفاقی بسیار کندتر از روش‌های قطعی بوده و به لحاظ محاسباتی پرهزینه و کم‌بازده هستند و در برخی موارد که تعداد پارامترهای مدل بسیار زیاد است، انجام آن مشکل است [۲۴]. به همین دلیل در وارون‌سازی مسائل بزرگ‌مقیاس، بسیار کم استفاده می‌شوند. از این‌رو، روش‌های قطعی در میان ژئوفیزیک‌دانان از مقبولیت بیشتری برخوردارند.

از دیدگاهی دیگر، روش‌های بهینه‌سازی به دو دسته بهینه‌سازی محلی^۶ و بهینه‌سازی سراسری^۷ تقسیم می‌شوند. بهینه‌سازی محلی، کمینه‌های محلی (نسبی) تابع هدف را تعیین می‌کند یعنی مدلی که تنها در یک همسایگی خود در فضای مدل دارای کمترین مقدار تابع است. در حالی که بهینه‌سازی سراسری، کمینه سراسری (مطلق) تابع هدف را تعیین می‌کند؛ یعنی مدلی که در تمامی فضای مدل موردنظر، دارای کمترین مقدار تابع

¹ Linear conjugate gradient

² Deterministic methods

³ Stochastic methods

⁴ Genetic algorithm

⁵ Steepest descent method

⁶ Local optimization methods

⁷ Global optimization methods

است را مشخص می‌کند. بیشترین روش‌های عددی بهینه‌سازی سراسری، الگوریتم بهینه‌سازی محلی را به‌عنوان زیر برنامه‌های خود استفاده می‌کنند [۲۳].

این روش‌ها بسته به مدل‌های اولیه، تنها به سمت یک کمینه محلی همگرا می‌شوند. اگر تابع هدف تنها یک کمینه داشته باشد، این کمینه هم محلی است و هم سراسری، اما در بیشتر موارد، تابع هدف چندین کمینه محلی دارد. هرچه تعداد کمینه‌های محلی بیشتر بوده و در فضای مدل به هم نزدیک‌تر باشند، حل مسئله وارون دشوارتر است. پیچیدگی بیشتر زمانی است که مقدار تابع هدف در تعدادی از کمینه‌های محلی یکسان باشد که تمامی مدل‌های مربوط به این کمینه از نظر آماری به یک اندازه درست هستند (عدم یکتای مسائل وارون) و نمی‌توان به سادگی یکی از آن‌ها را به‌عنوان جواب نهایی مسئله وارون معرفی کرد.

سرعت عملکرد الگوریتم‌های بهینه‌سازی سراسری، برای مسائل بزرگ مقیاس بسیار پایین است. به همین دلیل ژئوفیزیک‌دانان در این‌گونه موارد ترجیح می‌دهند که به‌جای بهینه‌سازی سراسری، از تمامی اطلاعات موجود در منطقه مورد مطالعه استفاده کنند و مدل اولیه مناسبی را پیدا کنند که با روش‌های بهینه‌سازی محلی به مدل درست زمین همگرا می‌شود؛ یا این‌که حداقل بتوانند تعداد محدودی مدل اولیه را گزینش کرده و با اعمال الگوریتم‌های بهینه‌سازی محلی، پاسخ‌های حاصل از آن‌ها را برای یافتن صحیح‌ترین و دقیق‌ترین مدل توصیف‌کننده زمین بررسی کنند [۲۳].

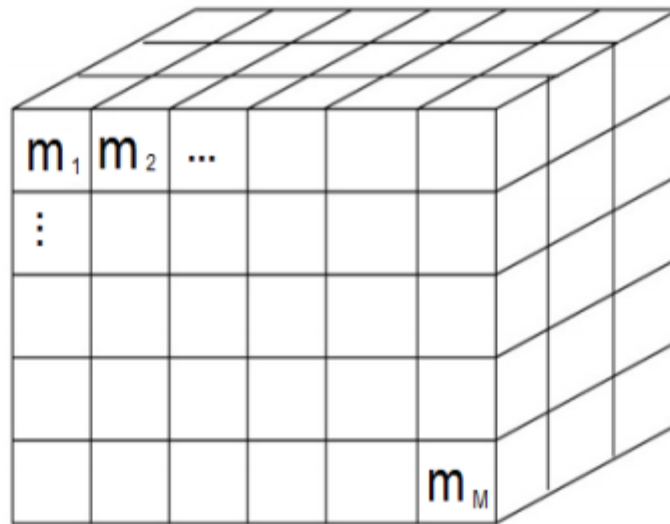
۲-۲۱- روش وارون سازی هموار لی - اولدنبرگ

برای مدل‌سازی، زمین مورد بررسی به تعداد زیادی سلول مکعبی که دارای ویژگی فیزیکی ثابتی هستند، تقسیم می‌شود، که هر ناهنجاری مشاهده‌شده در بالای سطح را می‌توان به سلولی از یک مکعب مستطیل که به هر سلول آن مقدار ثابت مغناطیدگی ارزش داده شده است، نسبت بدهیم. به فرض اینکه مغناطیس پسماند وجود ندارد و

محصول مغناطیده‌شدن و مغناطیس باقی‌مانده ایجاد یک آنومالی مغناطیسی در سطحی روی و یا بالای سطح باشد، پاسخ مدل در نقاط برداشت را می‌توان به صورت معادله خطی زیر نوشت:

$$D = \bar{G}m \quad (2-23)$$

که در آن d بردار داده‌ها، m به‌عنوان مغناطیدگی هر سلول و \bar{G} به‌عنوان ماتریس کرنل که هر سلول آن به مقدار پارامتر فیزیکی بخشی از مدل بستگی دارد، معرفی می‌گردد.



شکل ۲-۲: گسسته‌سازی زمین از طریق شبکه‌بندی سه بعد عمود بر هم [۲۵].

برای مدل‌سازی، زمین به تعداد زیادی سلول مکعبی که دارای ویژگی فیزیکی ثابتی هستند، تقسیم می‌شود. این سلول‌ها درون یک دستگاه مختصات متعامد، یک سیستم شبکه‌ای سه‌بعدی تشکیل می‌دهند. در این سیستم، زمین به وسیله یک بردار ستونی $m = [m_1, m_2, \dots, m_M]^T$ با طول M (تعداد سلول‌ها) معرفی می‌شود. هر درایه این بردار، مربوط به مقدار ویژگی فیزیکی هر سلول در مدل می‌باشد. بر اساس توزیع ویژگی فیزیکی زمین گسسته، جهت محاسبه پاسخ در هر نقطه مشاهده‌ای، حل مسئله پیش‌رو که شامل حل یک سیستم معادلات است، انجام می‌شود. در این مسائل، ماتریس معلوم در مسئله d و G هستند و در نهایت، هدف محاسبه m می‌باشد [۲۵].

همان‌طور که گفته شد وارون‌سازی مسائل ژئوفیزیکی معمولاً از نوع فروبرآورد است، بنابراین بی‌نهایت مدل حاصل می‌شود [۲۴]. که از میان آن‌ها، جواب مطلوب مدلی است که با ساختارها و خصوصیات زمین‌شناسی مطابقت داشته باشد. در الگوریتم لی-اولدنبورگ تابع هدف مدل به صورت رابطه (۲-۲۴) تعریف می‌شود [۲۶]. قسمت اول معادله، معیار نزدیکی مدل به دست‌آمده به مدل مرجع (m_{ref}) است و عبارات بعد، میزان همواری مدل را در جهات x ، y و z کنترل می‌کند. ضرایب α_x ، α_y ، α_z و α_s جهت وزن‌دهی قسمت‌های مختلف معادله است که تابع هدف مدل را قادر می‌سازد تا با تغییر یک یا دو پارامتر، موفق به بازسازی مدل‌هایی شود که به مدل مرجع نزدیک یا ترجیحاً در یک راستای خاص هموارتر باشد. توابع وزنی وابسته فضایی w_x ، w_y ، w_z و w_s جهت وزن‌دهی اهمیت یک پارامتر مدل نسبت به دیگری است [۲۵].

(۲-۲۴)

$$\begin{aligned} \Phi_m = & \alpha_s \int_V w_s [w_r(z)(m - m_{ref})]^2 dV + \\ & \alpha_x \int_V w_x \left[\frac{\partial}{\partial x} w_r(z)(m - m_{ref}) \right]^2 dV \\ & + \alpha_y \int_V w_y \left[\frac{\partial}{\partial y} w_r(z)(m - m_{ref}) \right]^2 dV + \alpha_z \int_V w_z \left[\frac{\partial}{\partial z} w_r(z)(m - m_{ref}) \right]^2 dV \end{aligned}$$

Φ_m تابع هدف مدل و تابع w_r ماتریس وزنی عمقی است که هدف آن خنثی کردن میرایی هندسی حساسیت با فاصله می‌باشد. بنابراین تمامی سلول‌ها دارای احتمال یکسان برخورداری اثر منشأ هستند و از تمرکز مدل در سطح جلوگیری می‌شود [۲۶]. از طرفی از طریق توابع وزن‌دهی و مدل مرجع، می‌توان اطلاعات اولیه قابل‌اعتماد که از زمین‌شناسی یا دیگر روش‌های ژئوفیزیکی حاصل می‌شوند را وارد روند وارون‌سازی کرد. نتیجه این کار، هدایت عملی وارون‌سازی به سمت مدلی است که علاوه بر برازش نسبی بر داده‌ها، با ساختار زمین‌شناسی نیز انطباق دارد.

با توجه به این که تعداد داده‌ها در یک نیم‌رخ بسیار کمتر از تعداد مجهولات است. بنابراین با حل معادله بی‌نهایت جواب به دست خواهد آمد. از لحاظ فیزیکی نیز بی‌نهایت توزیع منشأهای مغناطیسی هم‌ارز در داخل یک سطح بسته می‌توان در نظر گرفت که پتانسیل حاصل از آن‌ها در سطح یکسان است (قضیه گوس). بنابراین نیاز به اعمال مجموعه‌ای از قیدها (به خود معادله و جواب معادله) است؛ که تعداد جواب‌ها را محدود کند و از طرف دیگر دستگاه معادلات به دست آمده را از بدشرطی^۱ در آورد و قابل حل سازد. مجموعه‌ای از قیدها که حاصل اطلاعات اولیه و فیزیک مسئله‌اند و در تحقیق حاضر اعمال شده‌اند و تقریباً در اکثر مسائل معکوس ژئوفیزیکی نیز قابل اعمال هستند، در زیر به‌طور خلاصه مطرح می‌شوند.

۲-۲۱-۱- قید کمینه کردن اختلاف بین داده‌ها مصنوعی و برداشت شده^۲

این شرط روی داده‌ها اعمال می‌شود تا اختلاف داده‌های مصنوعی^۳ حاصل از رابطه (۲-۲۳) با داده‌های واقعی کمینه شود. این قید به‌صورت یک جمله مستقل در تابع هدف می‌آید.

$$\Phi_d = \sum_{i=1}^N \left(\frac{\vec{d}^{\text{obs}}_i - \vec{d}^{\text{cal}}_i}{\sigma_i} \right)^2 \quad (2-25)$$

$$= W_d \|\vec{d}^{\text{obs}} - \vec{d}^{\text{cal}}\|_2^2$$

که در آن \vec{d}^{obs} داده‌های برداشت شده^۴، \vec{d}^{cal} داده‌های محاسبه شده و σ_i انحراف معیار داده نام است. این انحراف معیار بر روی قطر اصلی ماتریس W_d قرار می‌گیرد.

¹ Bad condition

² Data miss-fit

³ Predicted data

⁴ Observed data

۲-۲۱-۲- قید کوچک‌ترین پارامترهای مدل^۱

در این حالت فرض بر این است که مدل بازسازی شده دارای کمترین اختلاف با یک مقدار اولیه است. این مقدار اولیه معمولاً از فیزیک مسئله زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی قابل حصول است. در مورد داده‌های مغناطیس‌سنجی با توجه به کوچک بودن مقادیر خودپذیری مغناطیسی، در صورت نبود مقادیر اولیه پارامترهای مدل، کوچک‌ترین مقدار یعنی مقدار صفر نتایج منطقی می‌دهد و در واقع طول خود پارامترهای مدل کمینه می‌شود. در عمل بهتر است که مقادیر خودپذیری زمینه سنگ‌های منطقه در حکم مدل مرجع \vec{k}_0 در نظر گرفته شود.

$$\Phi_{ms} = \|\|W_{ms}(\vec{k} - \vec{k}_0)\|\|_2^2 \quad (26-2)$$

که W_{ms} یک ماتریس وزنی به منظور اعمال اطلاعات جانبی به معادله است و در صورت نبود این اطلاعات، ماتریس همانی در نظر گرفته می‌شود.

۲-۲۱-۳- قید هموار بودن پارامترهای مدل همواری^۲

با توجه به پیوستگی موجود در ساختارهای زمین‌شناسی از جمله توده‌های نفوذی، دایک‌ها و مانند آن، انتظار می‌رود که این پیوستگی در مدل‌های بازسازی شده نیز وجود داشته باشد و مدل‌هایی که خیلی گسسته باشند، قابل تفسیر نیستند. بنابراین لازم است که یک شرط هموار بودن پارامترهای مدل اعمال شود. این قید با کمینه کردن تغییرات پارامترهای مدل قابل استحصال است.

$$\Phi_{md} = \|\|W_{md}(\vec{k} - \vec{k}_0)\|\| \quad (27-2)$$

که ماتریس وزنی W_{md} شامل مشتقات مرتبه اول پارامترهای مدل در راستای X و Z است.

¹ Model norm

² Smoothness

۲-۲۱-۴- قید مثبت ماندن پارامترهای مدل

پارامترهای مدل در روش مورد بررسی همان خاصیت خودپذیری مغناطیسی منشورهای افقی است. از آنجایی که خودپذیری مغناطیسی منفی برای سنگ‌ها وجود خارجی ندارند، باید با اعمال این شرط در حین محاسبات وارون سازی از منفی شدن پارامترهای مدل اجتناب کرد. برای اعمال این شرط از روش سد لگاریتمی استفاده شده است؛ که به صورت یک جمله‌ی اضافی به تابع هدف نهایی اضافه می‌شود. اعمال این قید، مسئله را از حالت ساده خطی به غیرخطی تبدیل می‌کند؛ که باید به روش تکرار حل شود و مستلزم صرف زمان بیشتری است.

۲-۲۱-۵- قید تابع وزنی متناسب با عمق

قید دیگر مورد نیاز که در وارون سازی داده‌های مغناطیس‌سنجی، تابع وزن وابسته به عمق است. همان‌طور که می‌دانیم، مقدار المان‌های ماتریس کرنل مغناطیسی با افزایش عمق کاهش می‌یابد که این به دلیل متناسب بودن میدان‌های پتانسیل با توان‌هایی از تابع $\frac{1}{r}$ است. این قضیه باعث می‌شود که المان‌های قوی‌تر نتوانند در محاسبات وارون سازی به خوبی خود را نشان دهند. در نتیجه مدل بازسازی شده در نزدیک سطح زمین تجمع پیدا می‌کند و قدرت تفکیک عمقی آن از دست می‌رود. برای حل این قضیه، یک ماتریس وزنی تعریف می‌شود که پارامترهای مدل را نسبت به عمق متعادل می‌کند و احتمال حضور المان‌های عمیق‌تر در محاسبات را افزایش می‌دهد، بنابراین، مدل نهایی به قسمت‌های عمیق‌تر زمین تمایل نشان می‌دهد و شکل مدل واقعی‌تر خواهد شد [۲۷]. ماتریس وزنی به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$W = \frac{1}{(Z+Z_0)^\eta} \quad (2-28)$$

که Z مرکز اولین منشور مدل، Z_0 و η نیز دو مجهول این ماتریس هستند و به روش کمترین مربعات غیرخطی از برازش تابع $W^2(z)$ و منحنی میرایی واقعی کرنل مغناطیسی به دست می‌آیند.

۲-۲۱-۶- تابع هدف نهایی

بعد از اعمال همه قیدهای پیش گفته به داده‌ها و پارامترهای مدل، تابع هدف زیر به دست می‌آید.

$$\phi = \phi_d + \mu\phi_m \quad (29-2)$$

و به شکل زیر تعمیم می‌یابد.

$$\phi(\lambda) = \phi_d + \mu\phi_m - 2\lambda \sum_{j=1}^m \ln m_j \quad (30-2)$$

$$\phi = \|\vec{d}^{\text{obs}} - \vec{d}^{\text{cal}}\|_2^2 + \mu \|W_m(\vec{k} - \vec{k}_0)\|_2^2 - 2\lambda \sum_{j=1}^m \ln m_j \quad 7$$

که در آن، عبارت $2\lambda \sum_{j=1}^m \ln m_j$ تابع حصاربندی، λ ضریب حصاربندی بوده و μ ضریب منظم‌سازی است که بین میزان نزدیکی نمودار مدل نهایی به داده‌های اصلی و عدم مدل‌سازی نوفه‌ها تعادل برقرار می‌کند.

با کمینه کرده تابع هدف بالا، پارامترهای مدل بهینه به دست می‌آید. با توجه به وجود جمله سد لگاریتمی^۱ که یک تابع غیرخطی از پارامترهای مدل است، تابع هدف بالا غیرخطی می‌شود و به صورت تکرار، با استفاده از روش گوس-نیوتن حل می‌شود [۲۸].

¹ Logarithmic barrier term

فصل سوم

زمین‌شناسی محدوده و اعمال پردازش بر روی داده‌های مغناطیس‌سنجی

۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه

محدوده از لحاظ تقسیمات کشوری در استان یزد و شهرستان اردکان و در نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ کویردرانجیر قرار گرفته است. محدوده اکتشافی مورد مطالعه در فاصله تقریبی ۹۵ کیلومتری شمال شرق شهر یزد و در فاصله ۱۳ کیلومتری شمال خرائق واقع شده است (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱: موقعیت جغرافیایی محدوده خرائق [۳۲].

دسترسی به معدن از طریق راه ارتباطی یزد - خرائق - معدن به مسافت ۹۵ کیلومتر به شرح ذیل میسر می باشد:

- یزد تا دوراهی طبس ۲۲ کیلومتر جاده آسفalte درجه یک.
- دوراهی طبس تا خرائق ۶۰ کیلومتر جاده آسفalte درجه یک.
- خرائق تا اول جاده خاکی نفیس آباد ۸ کیلومتر جاده آسفalte درجه یک.
- اول جاده خاکی نفیس آباد تا معدن ۵ کیلومتر جاده خاکی مناسب [۲۹].

۲-۳- مشخصات محدوده

محدوده اکتشافی، برای اکتشاف به روش مغناطیس‌سنجی عبارت است از چهارضلعی EFKL واقع در نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کویر درانجیر، که مساحت آن حدود ۷/۴ کیلومتر مربع می‌باشد. مختصات رئوس محدوده مورد نظر برحسب UTM و سیستم مختصاتی اروپایی ۱۹۵۰ به صورت زیر می‌باشد:

جدول ۳-۱: مختصات رئوس محدوده مورد مطالعه.

رئوس	E	F	K	L
طول جغرافیایی	۲۸۱۹۵۰	۲۸۴۳۰۰	۲۸۴۳۰۰	۲۸۲۰۰۰
عرض جغرافیایی	۳۵۸۸۹۵۰	۳۵۸۹۰۰۰	۳۵۸۵۷۰۰	۳۵۸۵۶۵۰

۳-۳- مورفولوژی و ریخت‌شناسی منطقه

از دیدگاه ریخت‌شناسی محدوده اکتشافی مورد مطالعه از سه بخش تشکیل شده است که عبارت‌اند از:

- بخش پست که شامل بخش کوچکی از محدوده اکتشافی شامل پادگانه‌ها و مخروط افکنه‌های جوان و قدیمی به همراه رسوبات بستر رودخانه می‌باشد.
- بخش تپه‌ماهور که شامل تپه‌ماهورهایی که سنگ‌های سطح آن آلتزه شده می‌باشند.
- بخش کوهستانی که شامل تشکیلات ماسه‌سنگی و آهکی می‌باشد. این تشکیلات بلندی‌های منطقه را تشکیل داده‌اند که بخش اعظمی از محدوده اکتشافی را شامل می‌شود.

۳-۴- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

در ایران مانند دیگر نقاط جهان گرچه شاهد نهشته شدن آهن از پروتروژئیک پسین تا کواترنر هستیم، ولی بیشترین انباشتگی آهن در پروتروژئیک پسین، اوردوویسین پیشین و الیگومیوسن رخ داده است. چنان‌که هیچ‌کدام از ذخایر مربوط به پالئوزوئیک بالا، تریاس و کرتاسه قابل مقایسه با آن‌ها نیست [۳۰].

۳-۵- زمین‌شناسی عمومی منطقه

ناحیه مورد مطالعه از نظر تقسیمات ساختاری زمین‌شناسی در زون ایران مرکزی قرار دارد. زون ایران مرکزی یکی از واحدهای اصلی و عمده‌ای است که به شکل مثلث در ایران مرکزی قرار دارد که از پیچیده‌ترین واحدهای زمین‌شناسی به شمار می‌رود. در این واحد قدیمی‌ترین سنگ‌های پرکامبرین تا آتشفشان‌های فعال و نیمه فعال امروزی وجود دارد که حوادث زمین‌شناسی فراوانی به خود دیده است [۳۱].

۳-۶- زمین‌شناسی محدوده اکتشافی

محدوده اکتشافی به‌طور عمده از رسوبات سازنده‌های نایبند (تریاس بالایی) و شمشک (ژوراسیک زیرین) تشکیل شده است. این رسوبات که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ خرائق تفکیک نشده‌اند که شامل ماسه‌سنگ درشت‌دانه، شیل، توف‌های سیاه تا خاکستری و سبز که در برخی نقاط کلریتی شده‌اند و کنگلومرا می‌باشد. میان لایه‌های آهکی در بعضی نقاط وجود دارد. هوازگی توف‌ها و شیل‌ها و تبدیل آن به کانی‌های رسی با شدت متفاوت در رسوبات نایبند - شمشک به چشم می‌خورد.

تشکیلات شمشک دارای ویژگی قاره‌ای است که محیط رسوب‌گذاری آن رودخانه‌ای و بخش شیل آن مربوط به رسوبات دشت سیلابی و دلتایی می‌باشد. این رسوبات که آلتراسیون ضعیفی را تحمل کرده‌اند عمده خاک‌های صنعتی در محدوده معدنی را تشکیل می‌دهد [۳۰].

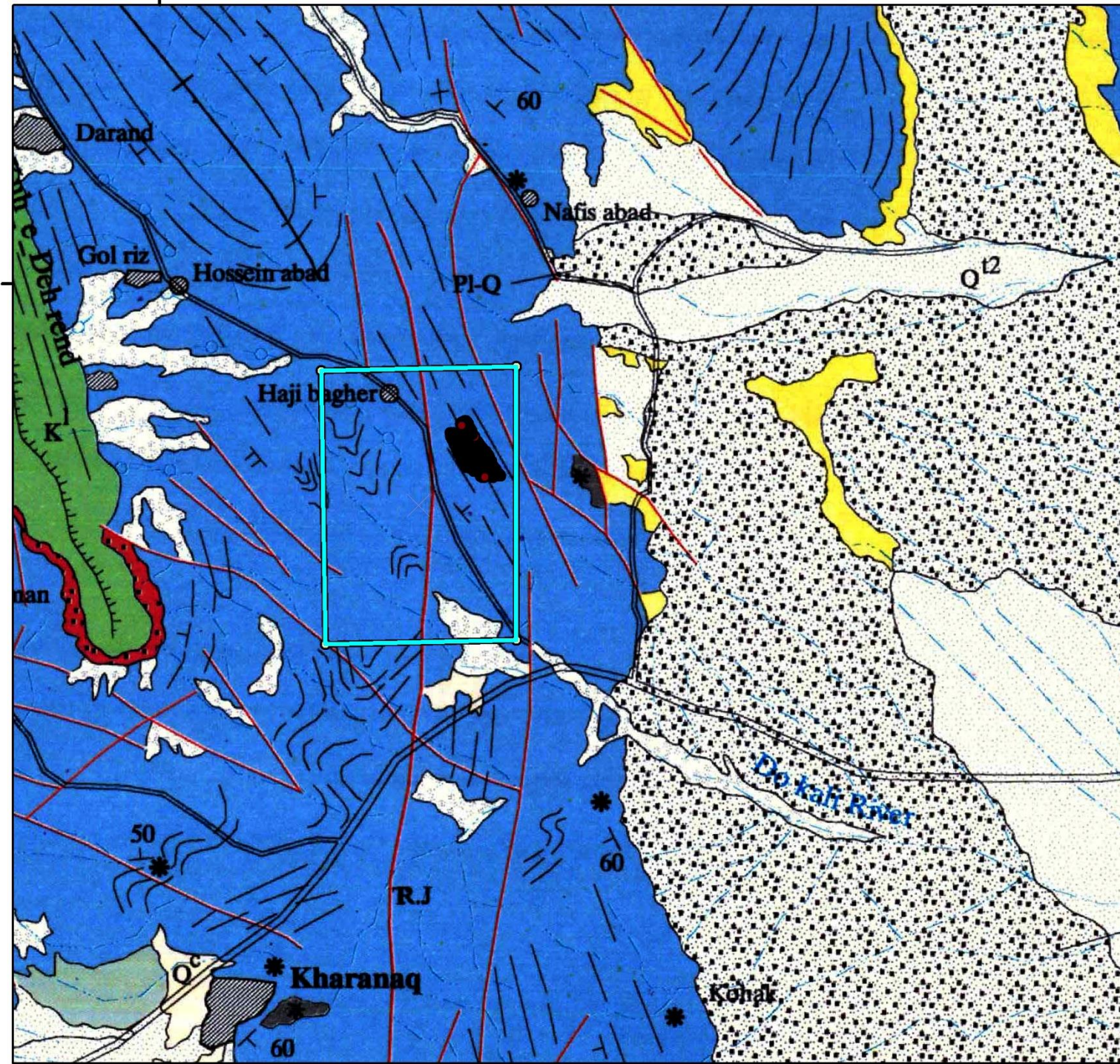
کرتاسه منطقه اغلب شامل کنگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ، مارن و آهک‌های لایه‌ای و توده‌ای می‌باشد که به صورت دگرشیبی در اغلب قسمت‌ها بر روی رسوبات ژوراسیک و قدیمی‌تر قرار گرفته است. لازم به توضیح است که منطقه اندیس معدنی به‌شدت تحت تأثیر پدیده‌های تکتونیکی قرار گرفته و رسوبات توالی خود را از دست داده و درهم ریخته شده‌اند [۳۰].

با توجه به اینکه محدوده معدن درست در مجاورت گسل بزرگ خرائق قرار دارد، عملکرد گسل اصلی مذکور و سایر گسل‌های فرعی با امتداد شمال غرب - جنوب شرق سبب چین‌خوردگی، گسلش و خردشدن شدید سنگ‌ها شده و نفوذ آب‌های جوی به داخل سنگ‌های خردشده موجب هوازدهی آن‌ها گردیده است.

به‌طور کلی ارتفاعات محدوده متشکل از قدیمی‌ترین رسوبات دوران اول زمین‌شناسی دارای رخساره‌ای قاره‌ای است که همراه با سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا بازی حتی سنگ‌های اولترابازیک بوده و گرانیته نیمه عمیقی در آن‌ها نفوذ کرده است. در این محدوده نهشته‌های پرمین شامل دولومیت و سنگ‌آهک همراه با ماسه‌سنگ و شیل بر روی سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر شامل کوارتزیت و دولومیت آلتیره شده واقع شده‌اند.

کانی‌سازی آهن در منطقه عمدتاً به شکل هماتیت و با توجه به آنالیزهای صورت‌گرفته بر روی ماده معدنی، با عیار متوسط ۴۶ درصد می‌باشد. بیشترین کانی‌سازی در کنتاکت سنگ‌های آهکی دولومیتی و ماسه‌سنگی تشکیل شده است.

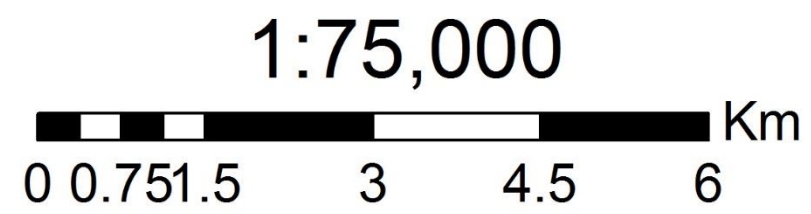
ماده معدنی هماتیت دارای رخنمون‌های متعددی در منطقه است به‌طوری که به‌صورت لایه‌ها و عدسی‌های متعددی در سطح به نظر می‌رسد. گسترش و روند کلی کانی‌سازی آهن به طول حدود ۹۰۰ متر می‌باشد که با توجه به مشاهدات صحرائی پراکندگی رخنمون لایه‌ها و عدسی‌های هماتیت در دره‌ها، دامنه‌ها و حتی در رأس تپه‌ها قابل مشاهده است. که ارتباط آن‌ها چندان مشخص نیست. ولی می‌توان منشأ آن‌ها را فعالیت‌های تکتونیکی و گرمایی منطقه دانست.



L E G E N D

CENOZOIC		MESOZOIC	
Quaternary	Q ²	Q ^c	Q ^{cl}
	Q ¹		
	PI-Q		
Tertiary	Ng ^r		
	Ng ^c		
	E ^m		
	E ^l		
Paleogene	E ^c		
Cretaceous	K ^l		
	K ^m		
	K ^c		
Triassic-Jurassic	RJ		
	ls		
	st		
	bd		

Q²: Younger gravel fans and terraces. Q^c: Clay. Q^{cl}: Channel filled deposits.
 Q¹: Old gravel fans and terraces.
 PI-Q: Conglomerate, semi consolidated, highly weathered.
 Ng^r: Marl, sandymarl, sandstone, conglomerate as intercalations, partly gypsiferous, light red, orange, green, with gypsum lenses.
 Ng^c: Conglomerate, poorly sorted, coarse grained sandstone, sandy marl, partly gypsiferous, light red, orange.
 E^m: Marl, light cream, Nummulites.
 E^l: Limestone, cream, Nummulites.
 E^c: Conglomerate, poorly sorted, coarse grained sandstone, with (E^s) sandstone, coarse grained, red.
 K^l: Limestone, orbitolina bearing, gray, cream, well bedded to massive in places, rare brachiopods.
 K^m: Sandy limestone, few sandstone, light green, marl, conglomerate, several thin limestone, light gray, redish sandstone.
 K^c: Conglomerate, poorly sorted, red, coarse grained sandstone, red with; (K^s) sandstone, red conglomerate.
 RJ: Nayband-Shemshak formation- Sandstone, coarse grain, shale, tuff, black to gray, green, chloritized in places, conglomerate, poorly sorted, few coal seams and limestone beds with; (bd) limestone, black, fossiliferous, oolitic in places, shale, sandstone as intercalation, green, black to dark gray; (st) sandstone, black, light gray, green, coarse-grained sandstone, several intercalations of shale, partly black and chloritized; (ls) limestone, several thin sandstone intercalations, black fossiliferous.
 m: Granite, biotite schist, meta sandstone green, black, chlorite schist (metamorphosed Nayband-Shemshak formation)



شکل ۳-۲: بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه شبکه برداشت [۳۲].

۳-۶-۱- توصیف زمین‌شناسی منطقه

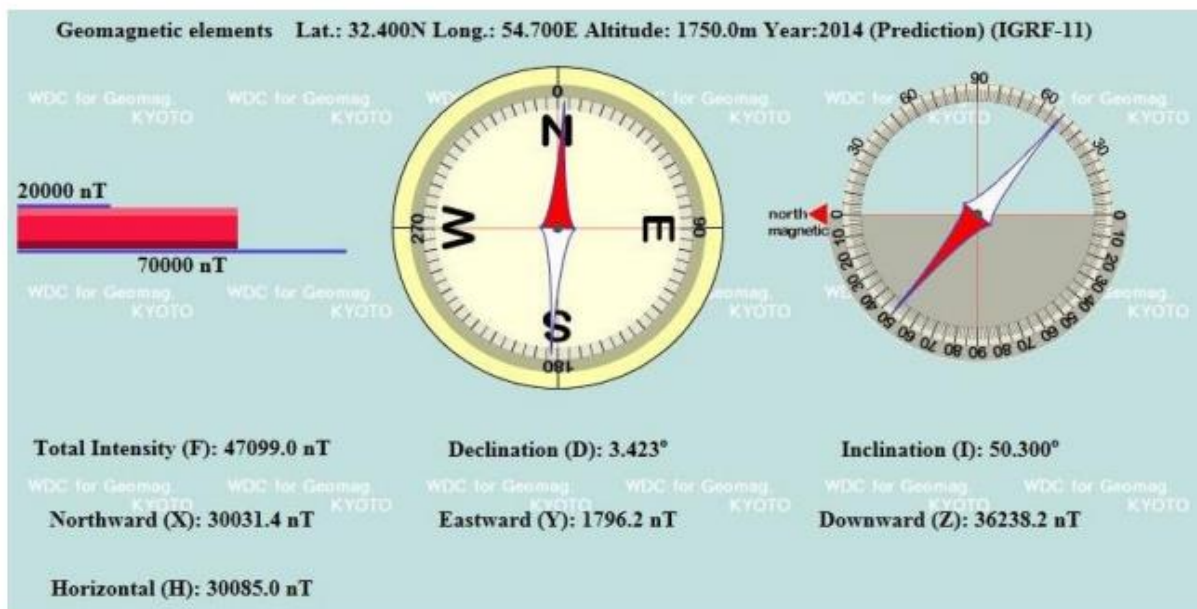
در منطقه مورد مطالعه واحدهای رسوبی از قبیل آهک و شیل رخنمون دارند. روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی در این منطقه شمال غربی- جنوب شرقی است. کانی‌سازی آهن هماتیته به‌طور پراکنده در بخش‌های مختلف این محدوده رخنمون دارد. روند کانی‌سازی در منطقه هم امتداد با روند ساختارهای زمین‌شناسی است. منطقه از نظر تکتونیکی فعال بوده و روند گسل‌ها در آن عموماً شمال غربی- جنوب شرقی است (شکل ۳-۲). علاوه بر آن، در بخش‌هایی از این محدوده رخنمون‌هایی از کانی‌سازی مس و غالباً به‌صورت مالاکیت نیز مشاهده می‌شود که بیشتر در بخش شمال محدوده و بیرون از شبکه برداشت مگنتومتری است.

۳-۷- مدل‌سازی دوبعدی و تفسیر داده‌های مغناطیس‌سنجی محدوده

روش‌های مختلفی جهت تفسیر و پردازش داده‌های میدان مغناطیسی وجود دارد. در این زمینه ابتدا نقشه میدان مغناطیسی و دیگر پردازش‌هایی که بر روی آن‌ها انجام خواهد شد، ارائه می‌شود و بر اساس این نقشه‌ها درباره وضعیت بی‌هنجاری مغناطیسی در منطقه بحث خواهد شد. در صورت وجود بی‌هنجاری قابل توجهی که در ارتباط با کانی‌سازی باشد، از روش‌های مدل‌سازی، اطلاعات تکمیل‌تری از موقعیت، منشأ ناهنجاری، شکل و گسترش عمقی و دیگر پارامترهای آن به دست خواهد آمد.

۳-۸- مشخصات میدان مغناطیسی زمین در منطقه

پارامترهای مربوط به میدان مغناطیسی با استفاده از مدل IGRF1975 برای زمان برداشت داده‌ها با استفاده از مدل‌های موجود قابل محاسبه است. شدت میدان مغناطیسی در منطقه مورد مطالعه ۴۷۱۰۰ نانوتسلا و زاویه میل و انحراف مغناطیسی نیز به ترتیب $۵۰/۳$ و $۳/۴۲۳$ درجه می‌باشد. در شکل (۳-۳) مشخصات میدان مغناطیسی برای زمان برداشت نشان داده شده است.

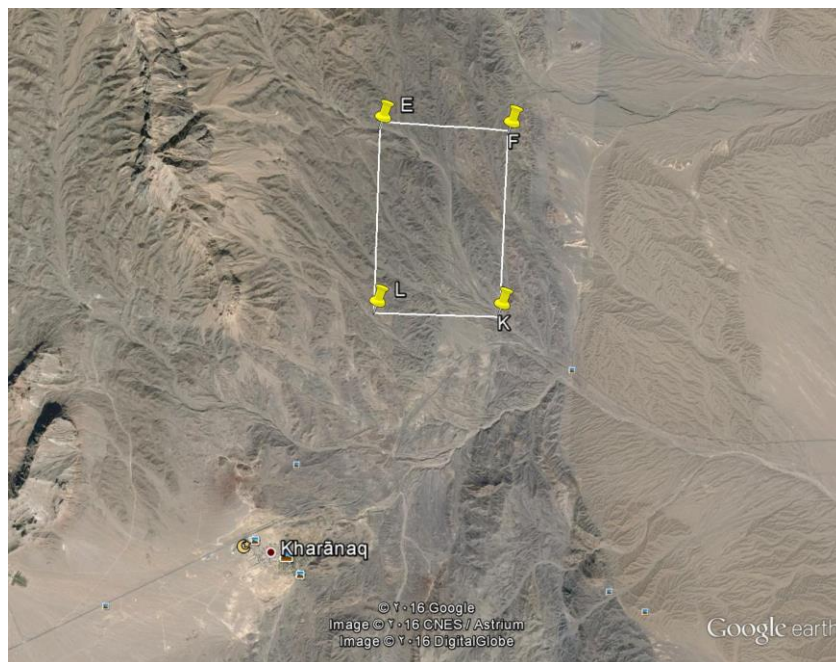


شکل ۳-۳: مشخصات میدان مغناطیسی محدوده.

۳-۹- شبکه برداشت و عملیات صحرائی

در این برداشت جهت ثبت داده‌های مغناطیس از دو دستگاه مگنتومتر پروتون مدل GSM19T ساخت شرکت کانادایی GEM استفاده شده است.

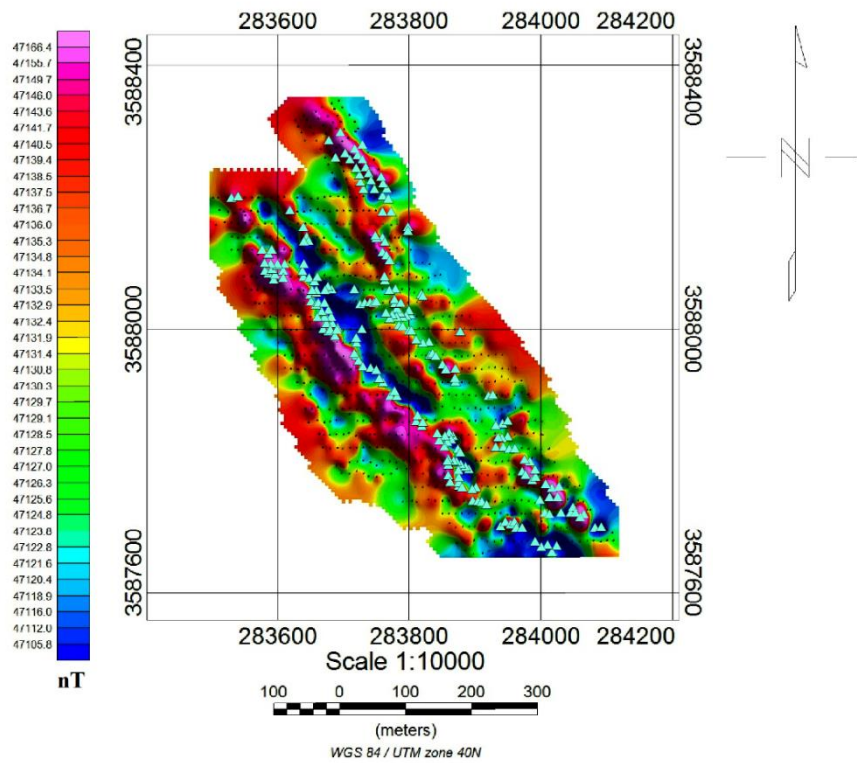
جهت برداشت شدت میدان مغناطیسی در این منطقه، یک شبکه شرقی-غربی در نظر گرفته شد. فاصله پروفیل‌ها در این شبکه ۲۰ متر و فاصله ایستگاه‌ها بر روی آن‌ها ۱۰ متر می‌باشد؛ که در محل رخنمون‌ها چگالی برداشت افزایش یافته است. به این ترتیب برداشت مغناطیس‌سنجی در ۱۰۰۰ ایستگاه در محدوده موردنظر انجام شده است. میدان مغناطیسی در محدوده شکل ۳-۴ روی نقشه ماهواره‌ای گوگل ارث نشان داده شده است.



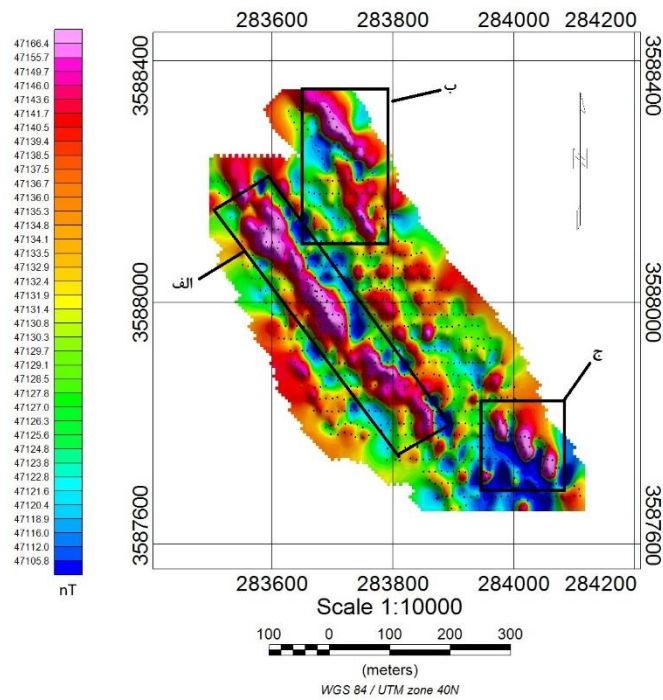
شکل ۳-۴: مختصات محدوده روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث.

۳-۱۰- نقشه میدان مغناطیسی کل

در این برداشت کم‌ترین و بیش‌ترین مقدار ثبت‌شده به ترتیب برابر با ۴۷۰۶۰ و ۴۷۳۵۰ نانوتسلا و میانگین آن‌ها برابر با ۴۷۱۳۳ نانو تسلا می‌باشد؛ که تقریباً برابر با شدت میدان مغناطیسی محاسبه‌شده از سیستم IGRF می‌باشد. لازم به ذکر است که شدت میدان مغناطیسی ثبت‌شده در ایستگاه مبنا نیز ۴۷۱۴۰ نانو تسلا و برابر با مقدار متوسط برداشت‌شده است. تغییرات شدت میدان مغناطیسی حدود ۲۹۰ نانوتسلا است؛ که با توجه به زمینه رسوبی و هماتی‌بودن منطقه حائز اهمیت می‌باشد. در نقشه میدان مغناطیس کل موقعیت ایستگاه‌های برداشت نیز نشان داده شده است (شکل ۳-۵). در این نقشه چندین زون بی‌هنجاری مشاهده می‌شود؛ که عمده آن‌ها دارای روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و هم‌امتداد با ساختارهای زمین‌شناسی در این منطقه هستند. مهم‌ترین بی‌هنجاری در غرب منطقه با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی است.



شکل ۳-۵: نقشه میدان مغناطیسی کل محدوده به همراه موقعیت رخنمون‌های ماده معدنی.



شکل ۳-۶: موقعیت سه زون بی‌هنجاری اصلی (الف: غرب محدوده، ب: شمال شرق محدوده و ج: جنوب شرق محدوده) بر روی نقشه

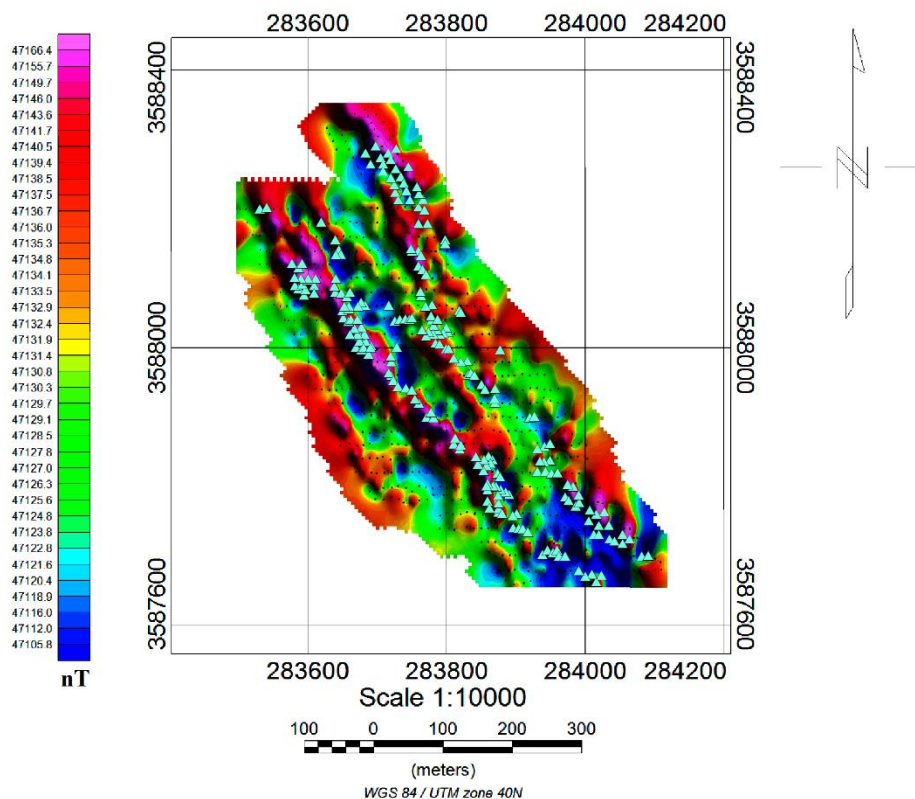
شدت میدان مغناطیسی کل.

طول این بی‌هنجاری (الف) حدود ۶۰۰ متر است؛ که از شمال نیز بسته نشده است و ادامه دارد. در شمال شرق و شمال جنوبی (ب و ج) منطقه نیز چندین زون بی‌هنجاری نسبتاً گسترده مشاهده می‌شود؛ که البته در مقایسه با بی‌هنجاری غربی در اولویت بعدی قرار می‌گیرند.

در نقشه موقعیت رخنمون کانی‌سازی با علامت مثلث بر روی نقشه شدت میدان مغناطیسی کل نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود انطباق بسیار جالبی بین بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و رخنمون ماده معدنی می‌شود. با توجه به زمینه رسوبی در این محدوده، تغییرات اندک شدت میدان مغناطیسی هم مربوط به کانی‌سازی هماتیستی است.

۳-۱۱- نقشه برگردان به قطب

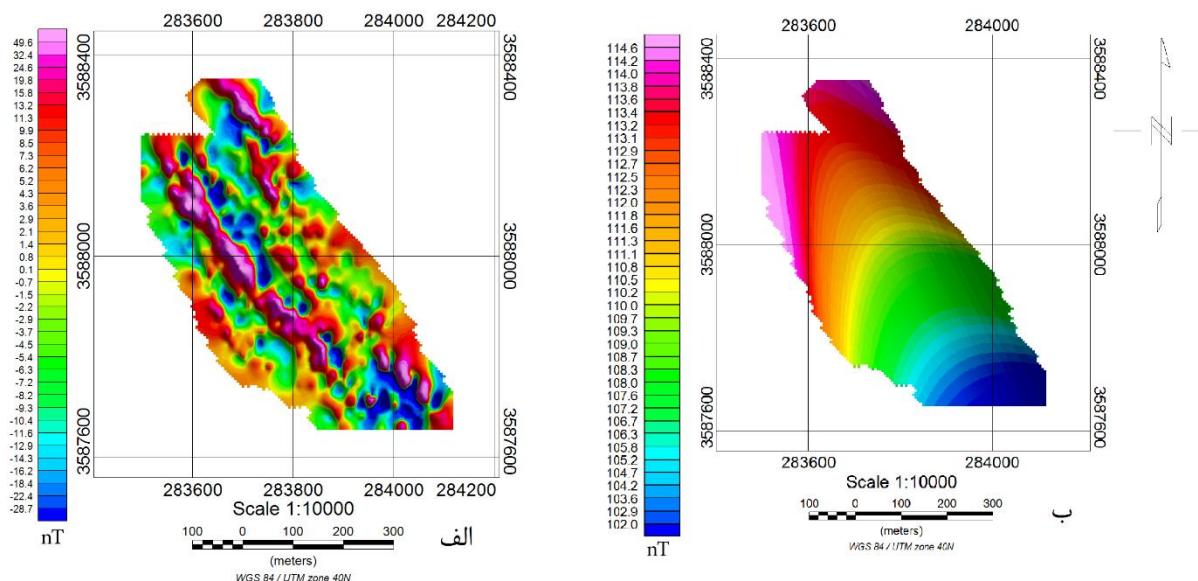
میدان مغناطیسی خاصیت برداری دارد و اثر زاویه میل و انحراف مغناطیسی زمین باعث می‌شود که مقادیر ماکزیمم بر روی نقشه شدت میدان مغناطیسی کل دقیقاً منطبق بر توده مغناطیسی نباشد. جهت تصحیح این پارامترها از روش برگردان به قطب استفاده می‌شود. بر روی این نقشه ماکزیمم مقادیر دقیقاً بر روی منشأ بی‌هنجاری مغناطیسی قرار می‌گیرد. در نقشه میدان مغناطیسی برگردان به قطب شده مشاهده می‌شود. همان‌طور که مشاهده می‌شود موقعیت رخنمون‌های نشان داده شده بر روی این نقشه منطبق بر مقادیر ماکزیمم این نقشه می‌باشد (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷: نقشه برگردان به قطب محدوده به همراه رخنمون‌های ماده معدنی با علامت مثلث.

۳-۱۲- نقشه باقی‌مانده مغناطیسی

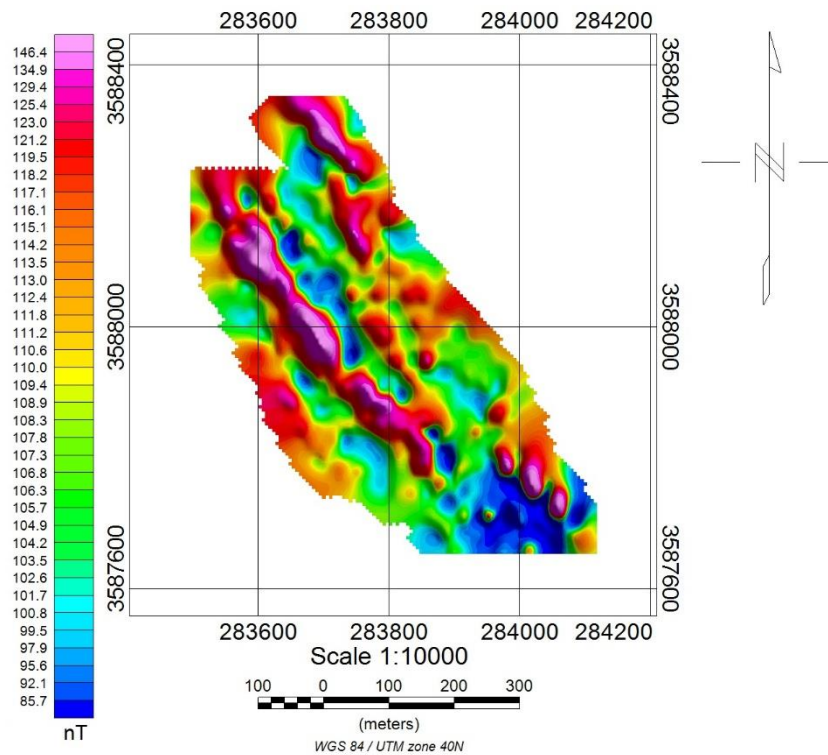
برای محاسبه و حذف اثرات ناحیه‌ای، با استفاده از فیلتر روند سطحی میدان ناحیه‌ای با درجه‌های مختلف ۱، ۲ و ۳ محاسبه شد. از این رو سطوح روند مختلفی بر داده‌های مغناطیسی منطقه عبور داده شد و به ازای هر سطح روند، نقشه‌های باقیمانده و ناحیه‌ای تهیه گردید پس از ارزیابی بهترین درجه برازش سطح موردنظر، با استفاده از میزان تطابق هر کدام از آن‌ها با ساختارهای زمین‌شناسی منطقه، مقادیر به‌دست‌آمده از روند سطحی درجه دو برای تفسیر داده‌ها مناسب تشخیص داده شد و برای تحلیل‌های بعدی از این نقشه استفاده می‌شود. شکل ۳-۸ نقشه باقیمانده میدان مغناطیسی به‌دست‌آمده از روند سطحی درجه ۲ و روند حذف شده را نشان می‌دهد.



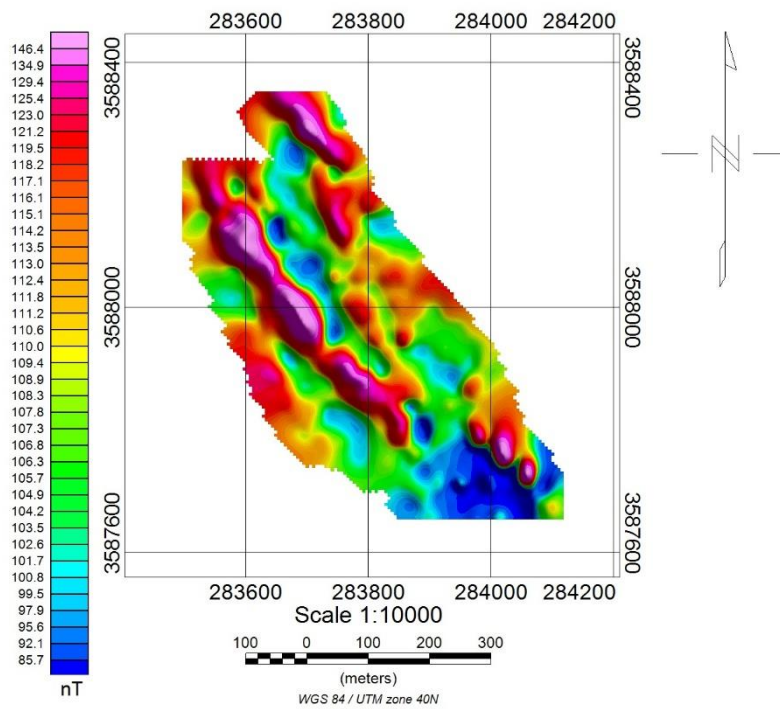
شکل ۳-۸: نقشه روند سطحی درجه ۲ حذف شده و (ب) نقشه باقی مانده حاصل از اعمال فیلتر حذف روند سطحی درجه ۲.

۳-۱۳- نقشه گسترش به سمت بالا (ادامه فراسو)

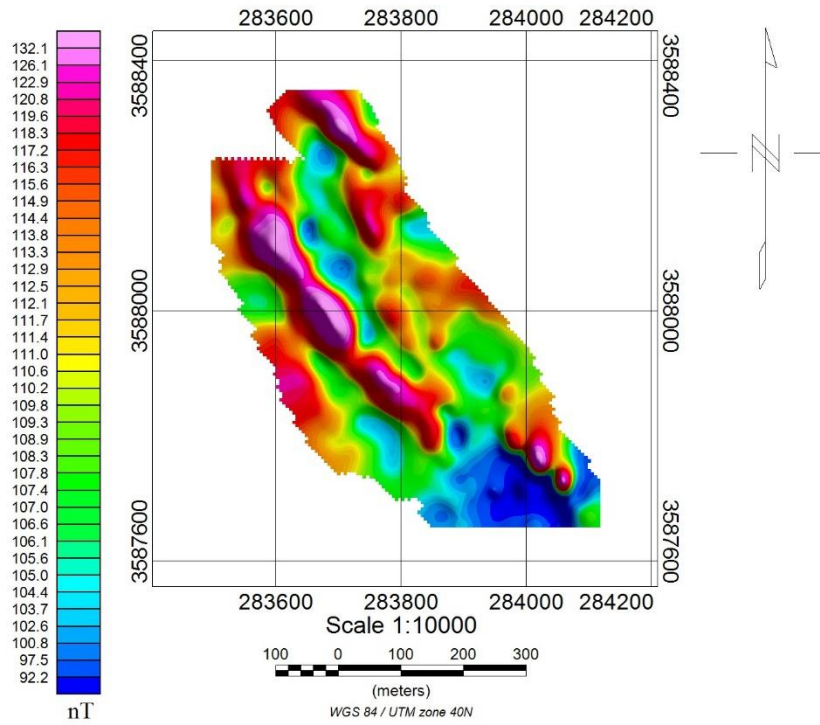
در شکل‌های ۳-۹ تا ۳-۱۸ نقشه‌های ادامه فراسو به ازای ارتفاعات ۵، ۱۰، ۱۵، ۲۰، ۳۰، ۴۰، ۵۰، ۶۰، ۸۰ و ۱۰۰ متر نشان داده شده است. این فیلتر بر روی نقشه برگردان به قطب انجام شده است. در این نقشه ناهنجاری سطحی به ازای ۱۰ متر تقریباً از بین رفته‌اند که نشان می‌دهد ماده معدنی در این بخش‌ها گسترش عمقی دارند. همان‌طور که مشاهده می‌شود، ناهنجاری‌های سطحی به کلی از بین رفته‌اند و سه زون کانی‌سازی به‌خوبی در این نقشه مشخص است. با افزایش سطح به افق‌های بالاتر برداشت، در ارتفاع ۲۰ متر ناهنجاری‌های جنوب شرقی تقریباً از بین رفته و این در حالی است که ناهنجاری‌های شمال شرقی محدوده تقریباً به ازای ارتفاع ۳۰ متر از بین رفته است. آنومالی غربی محدوده که بیشترین گسترش عمقی را دارد، در ارتفاع ۸۰ متری در برخی نقاط قابل مشاهده است و در ارتفاع ۱۰۰ متر تقریباً ظاهر نیست. بنابراین جهت بررسی گسترش عمقی ناهنجاری‌ها در بحث مدل‌سازی بیشتر بحث خواهد شد.



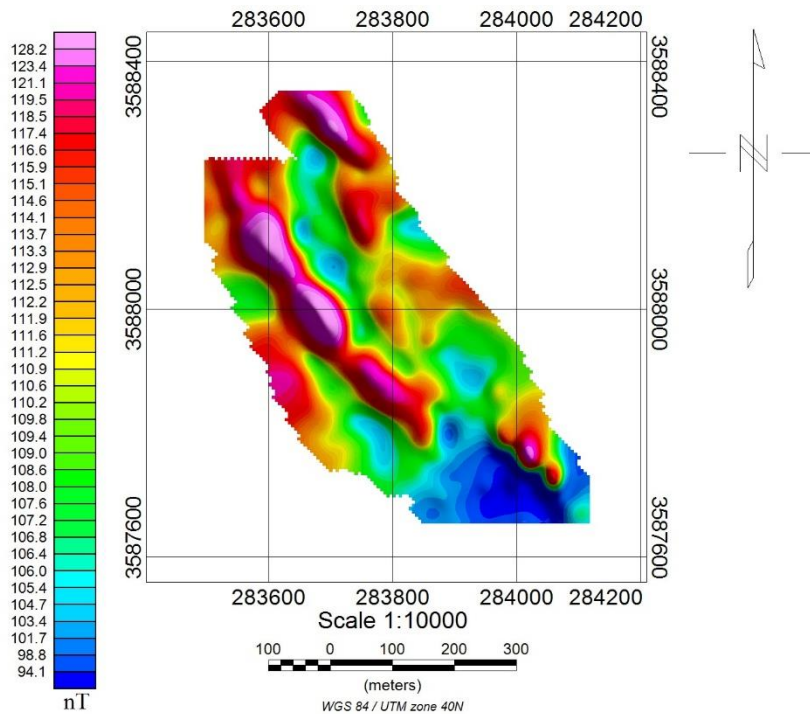
شکل ۳-۹: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۵ متر.



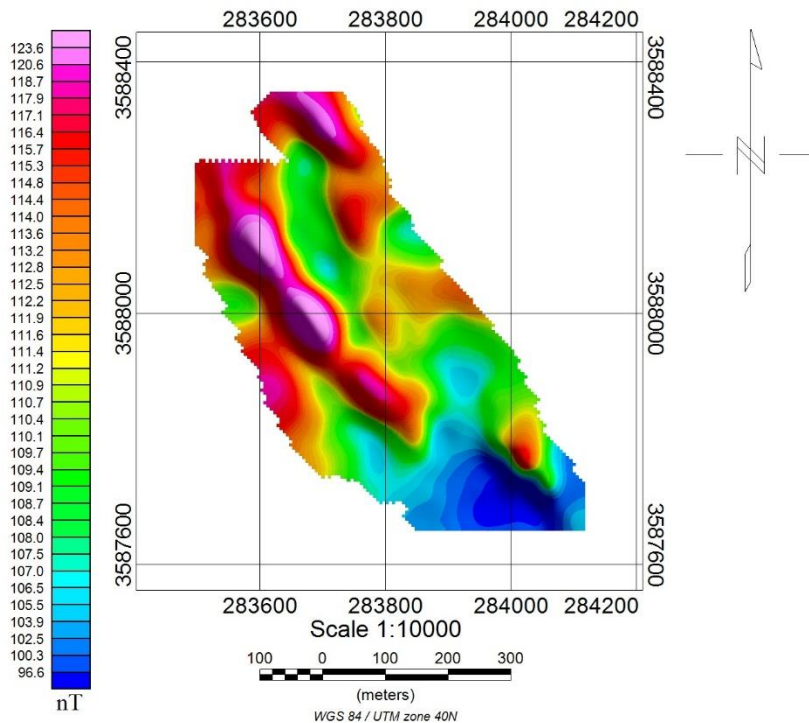
شکل ۳-۱۰: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۱۰ متر.



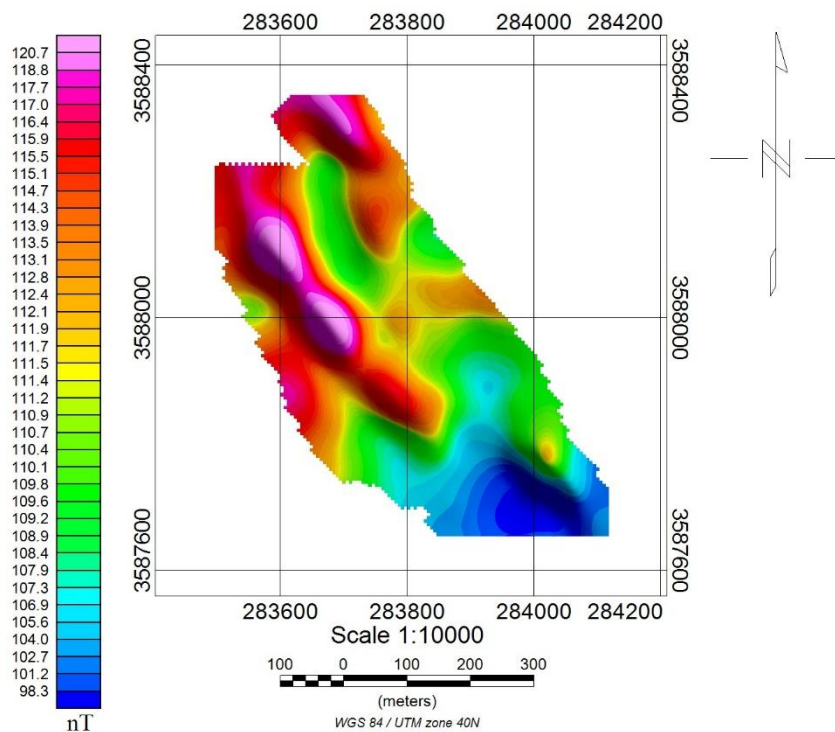
شکل ۳-۱۱: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۱۵ متر.



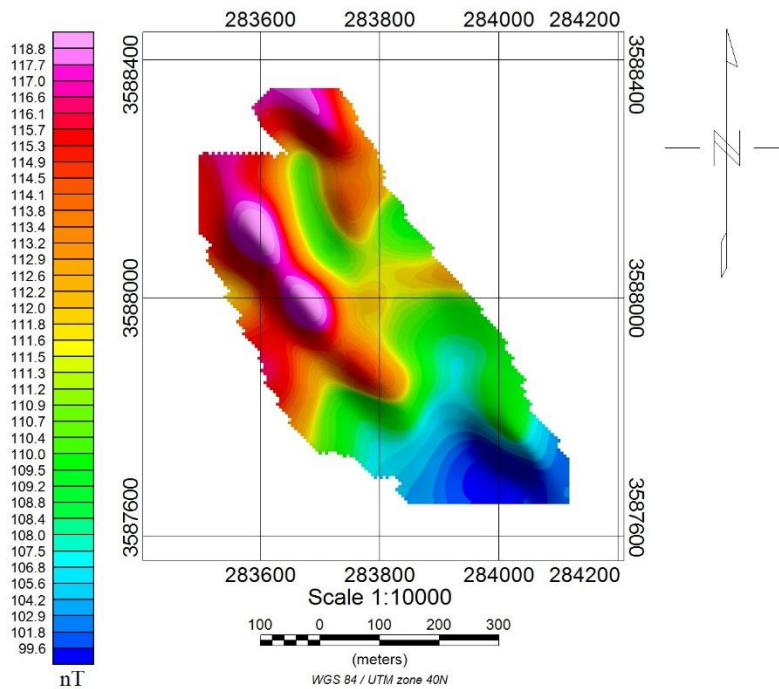
شکل ۳-۱۲: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۲۰ متر.



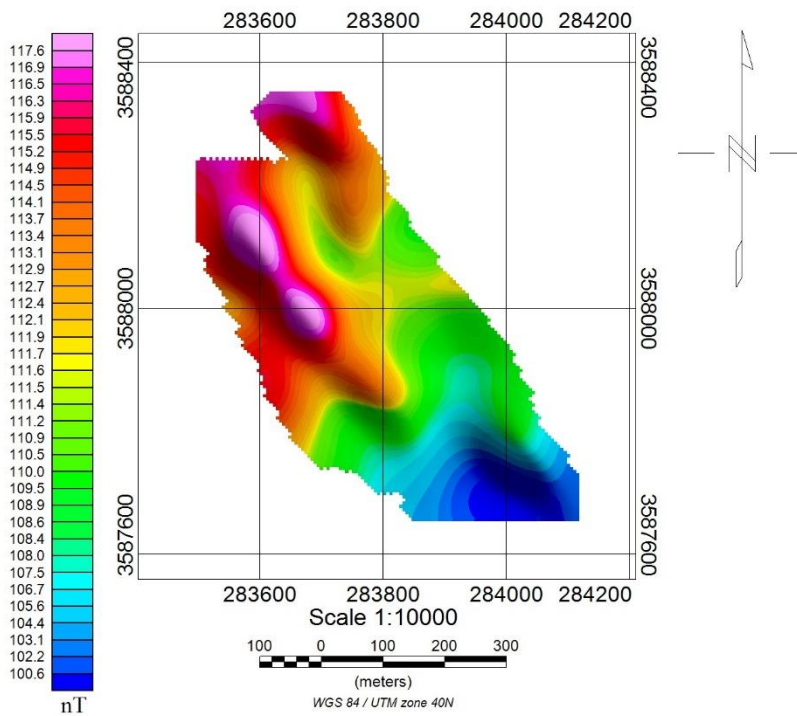
شکل ۳-۱۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۳۰ متر.



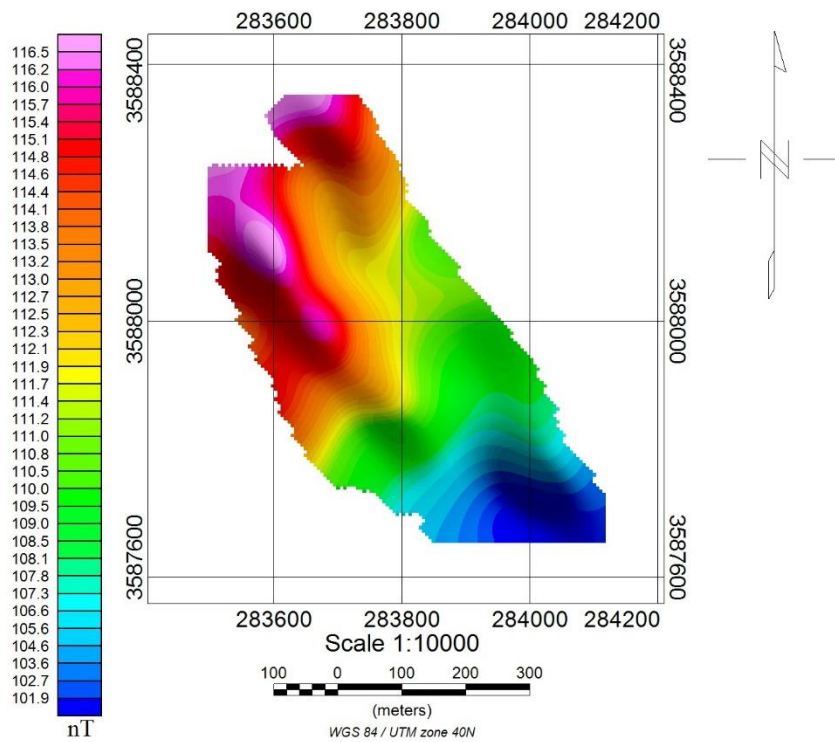
شکل ۳-۱۴: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۴۰ متر.



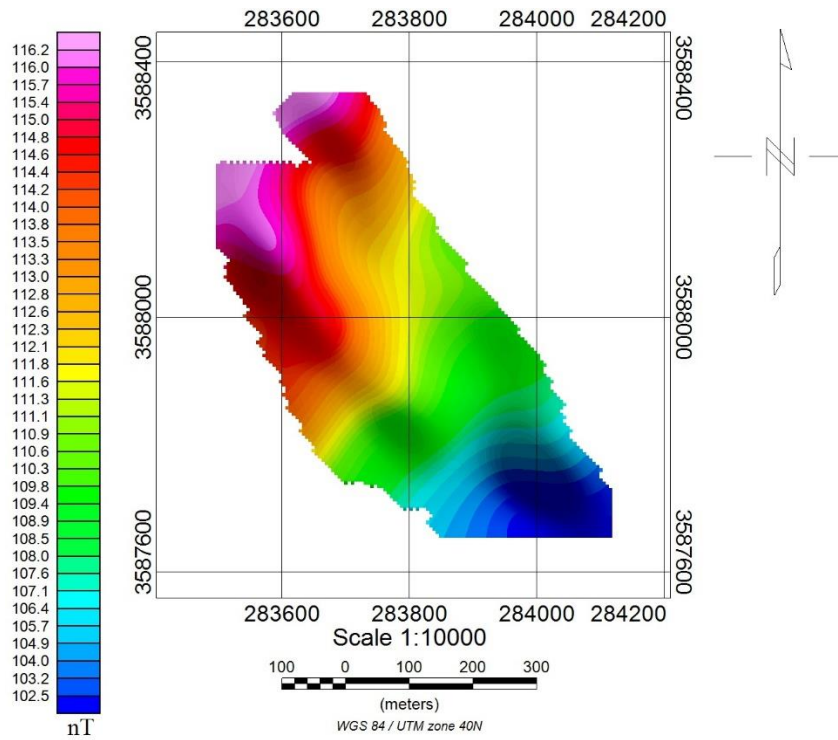
شکل ۳-۱۵: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۵۰ متر.



شکل ۳-۱۶: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۶۰ متر.



شکل ۳-۱۷: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۸۰ متر.

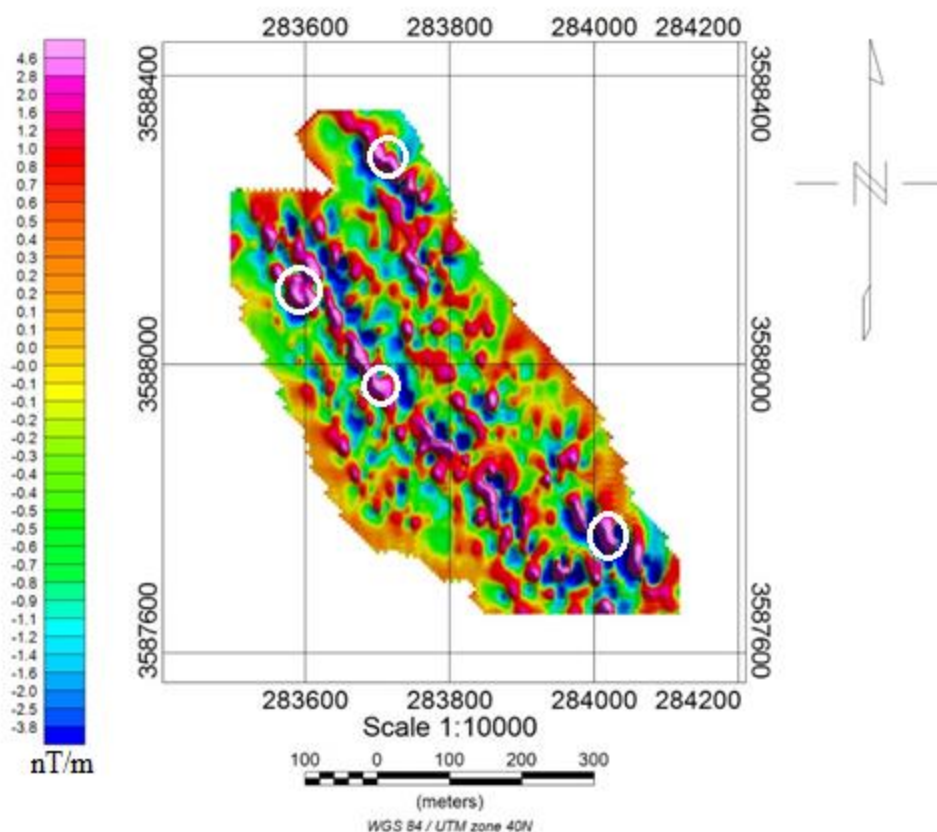


شکل ۳-۱۸: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۱۰۰ متر.

۳-۱۴- نقشه مشتق قائم اول

یکی از بحث‌های مهم در تفسیر داده‌های مغناطیسی تعیین دقیق مرز ناهنجاری است. فیلترهای متعددی نیز برای این منظور استفاده می‌شوند. فیلترهای مشتق قائم، مشتق افقی، سیگنال تحلیلی، زاویه تیلت و... از این جمله هستند. همه این فیلترها از جمله فیلترهای بالاگذر هستند؛ که هدف آن‌ها برجسته‌سازی تغییرات مرتبط با توده منشأ بی‌هنجاری می‌باشد. علاوه بر کاربرد آنها در تخمین مرز، اساس اکثر روش‌های تفسیر بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل، به ویژه روش‌های تخمین عمق نیز، کمیت مشتق است.

در شکل ۳-۱۹ نقشه مشتق قائم نشان داده شده است. از نظر تئوری اندازه مشتق قائم در محل لبه‌های توده‌های زیرسطحی صفر است و از این خاصیت برای تخمین مرز استفاده می‌شود. اندازه مشتق افقی در بالای لبه‌های توده زیر سطحی ماکزیمم است لذا این فیلتر نیز می‌تواند به عنوان وسیله‌ای جهت تخمین مرز به کار برده شود. در این نقشه رنگ‌های قرمز و صورتی موقعیت توده را نشان می‌دهد و دیگر رنگ‌ها مربوط به زمینه هستند. به نظر می‌رسد که عرض کانی‌سازی در بیشتر نقاط حدود ۲۵ متر است. در این نقشه شکستگی‌های ماده معدنی به خوبی قابل مشاهده است. مقادیر ماکزیمم این نقشه می‌تواند راهنمای مناسبی برای تعیین نقطه حفر گمانه باشد.



شکل ۳-۱۹: نقشه مشتق قائم اول محدوده به همراه نقاط ماکزیمم.

۳-۱۵- جمع بندی فصل

در محدوده مورد مطالعه اندازه گیری شدت میدان مغناطیسی بر روی یک شبکه شرقی- غربی انجام شد. در این محدوده، کانی سازی آهن غالباً از نوع هماتیت بوده و در یک زمینه رسوبی شامل واحدهای شیل، ماسه سنگ و آهک تشکیل شده اند. روند عمومی کانی سازی هم امتداد با ساختارهای زمین شناسی، به صورت شمال غربی- جنوب شرقی می باشد. با توجه به زمینه رسوبی، تغییرات ایجاد شده در شدت میدان مغناطیسی ناشی از کانی سازی هماتیته بوده و این روش تا حدی توانسته است روند و گسترش ماده معدنی را نشان دهد.

در این محدوده چندین زون بی هنجاری گسترده مشاهده می شود که مهم ترین آن ها با روند شمال غرب - جنوب شرق و در غرب محدوده قرار دارد. این زون طول ۶۰۰ متر داشته و عرض توده در بیشتر نقاط بیشتر از ۲۵ متر

است. این توده از طرف شمال محدوده ادامه دارد و محدود به منطقه مورد مطالعه نمی‌شود. در شمال شرق و جنوبی این منطقه نیز چند زون بی‌هنجاری مشاهده می‌شود که طول آن‌ها تقریباً بیشتر از ۱۰۰ متر می‌باشد. بی‌هنجاری شمال شرقی به صورت دو توده نسبتاً بزرگ با عرض تقریبی ۱۵ متر و بی‌هنجاری جنوب شرقی به صورت سه توده نسبتاً هم اندازه با عرض ۱۰ متر ظاهر شده‌اند. از نظر گسترش عمقی به نظر می‌رسد بی‌هنجاری غرب محدوده نسبت به دو بی‌هنجاری دیگر از گسترش بیشتری برخوردار باشد؛ که در بحث مدل‌سازی بیشتر مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد.

فصل چهارم

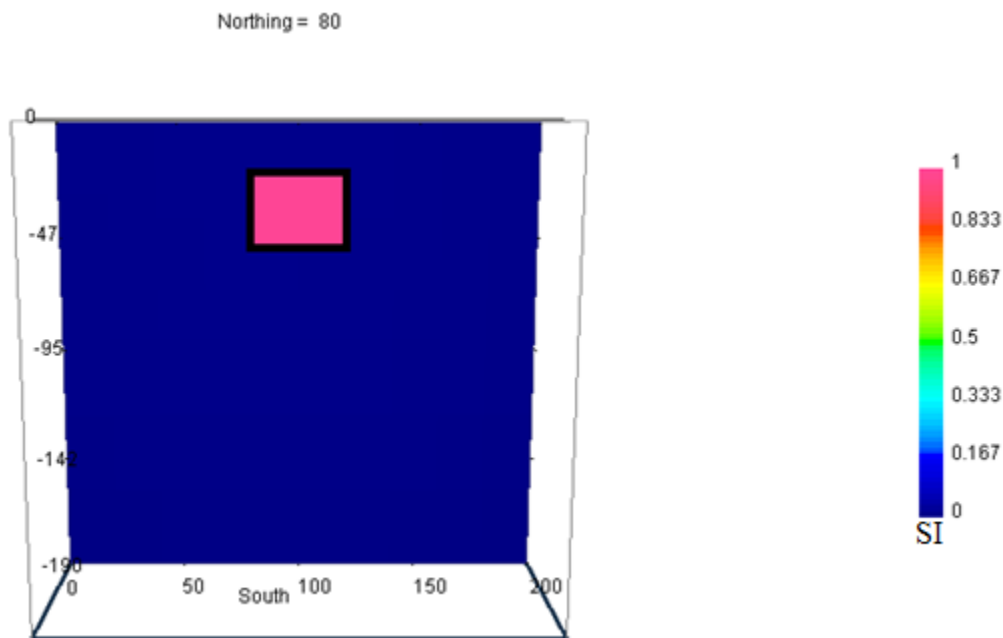
مدل سازی سه بعدی داده های مغناطیس سنجی محدوده خرائق

۴-۱- مقدمه

در روش‌های مختلف ژئوفیزیکی به‌منظور استفاده بهینه و کاربرد یک روش، فیلتر یا الگوریتم و تحلیل نتایج ابتدا باید کاربرد آن بر روی داده‌های مصنوعی به همراه نوفه بررسی شود. بر اساس میزان تطابق نتایج به‌دست‌آمده با جواب اصلی مساله، از این روش برای داده‌های واقعی استفاده می‌شود. در روش وارون لی-اولدنبگ، با وارد کردن اطلاعات به‌دست‌آمده از زمین‌شناسی و یا روش‌های ژئوفیزیکی دیگر، مدل مقید می‌شود. مدل نهایی با استفاده از این قیود از اعتبار و اعتماد بالایی برخوردار می‌شود و تطابق بیشتری با واقعیت‌های زمین‌شناسی دارد. از جمله قیدهایی که در این روش استفاده شده می‌توان به مدل مرجع، مدل کرانه‌ای، وزن عمقی و هموارسازی در سه راستای فضایی اشاره کرد. لذا به‌منظور بررسی شرایط مدل‌سازی، آشنایی هر چه بیشتر با پارامترهای به‌کار رفته در الگوریتم و تأثیر آن‌ها بر روی نتایج وارون‌سازی، اقدام به مدل‌سازی گام‌به‌گام مدل‌های مصنوعی شده است. نهایتاً کاربرد این روش در داده‌های واقعی و مدل‌سازی آن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۴-۲- مدل مصنوعی مکعبی ساده

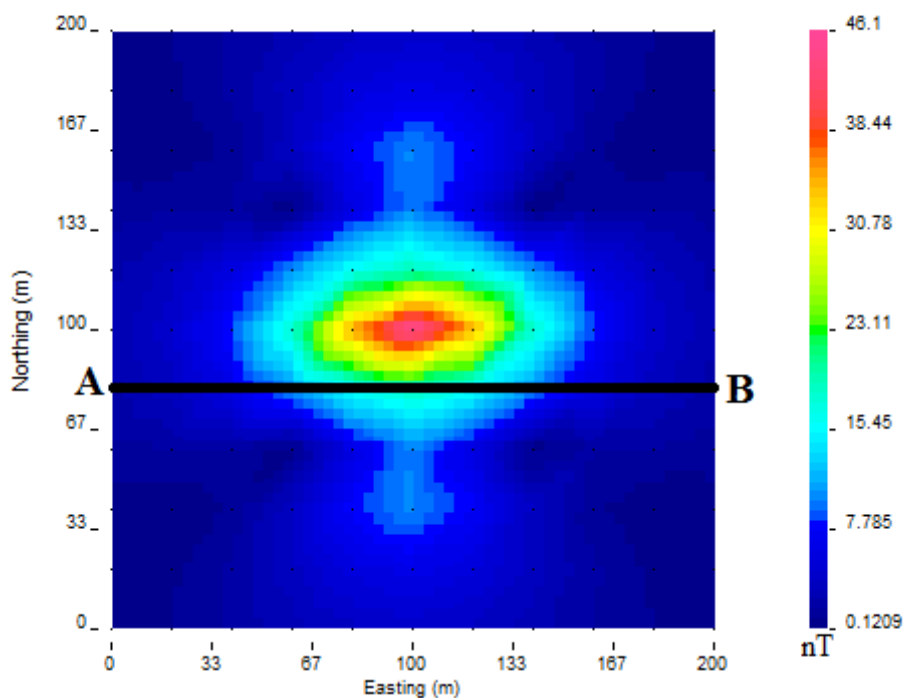
این مدل به‌صورت مکعبی به طول و عرض ۴۰ مترمربع، عمق سطح بالایی و پایینی ۲۰ و ۵۰ متر و تباین مغناطیسی آن با محیط اطراف 1SI در نظر گرفته شده است (شکل ۴-۱). این مدل مصنوعی درون یک شبکه مکعب مربع به طول و عرض و ارتفاع برابر ۱۰ متر ساخته شده است. از این مدل، تعداد ۱۲۱ داده حاصل شده است که به میزان ۳ درصد نوفه گوسی به داده‌ها اضافه شده است. شبکه حاصل از داده‌ها با نوفه در شکل ۴-۲ آمده است.



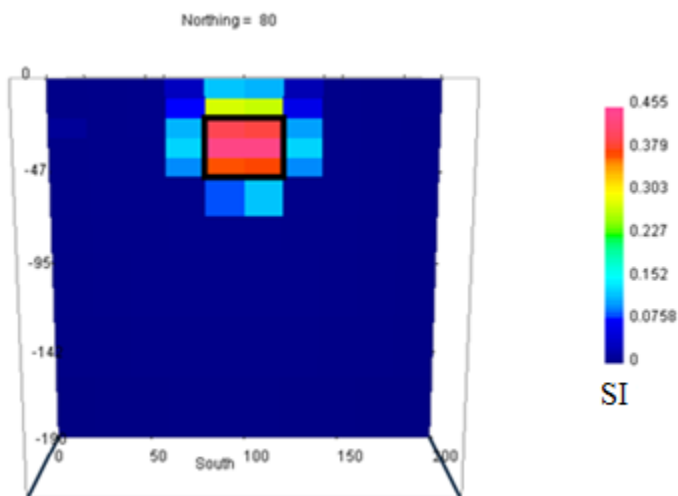
شکل ۴-۱: نمای دوبعدی مدل مصنوعی مکعب ساده.

ابتدا وارون‌سازی در حالت بدون قید انجام شده است (شکل ۴-۳). همان‌گونه که مشاهده می‌شود، می‌توان کارایی این روش را در صورت عدم وجود اطلاعات تکمیلی دیگری بررسی نمود و هم می‌توان با اعمال قیود مختلف و مقایسه آن‌ها با این بخش، تأثیر هر کدام از آن‌ها را دید. برای سهولت مقایسه، مکان صحیح مدل مصنوعی به صورت مربع در تمامی اشکال نمایش داده شده است.

همان‌طور که در شکل ۴-۳ مشاهده می‌شود، در صورت عدم وجود اطلاعات زمین‌شناسی و صرفاً با استفاده از داده‌های برداشت مغناطیسی می‌توان درک مناسبی از ساختار زیرسطحی به دست آورد. در قدم بعد با اعمال قید وزن عمقی به ازای Z های مختلف ۱، ۲ و ۳، همان‌طور که در شکل ۴-۶ مشاهده می‌شود، با نزدیک شدن سطح به عمق مدل میزان تباین مدل وارون‌شده به مدل مصنوعی موردنظر نزدیک‌تر می‌شود. این به آن دلیل است که با افزایش عمق میزان فروپاشی میدان مغناطیس کاهش می‌یابد و میزان تباین دریافت‌شده به تباین مدل نزدیک می‌گردد، لذا نتایج خوبی از این قسمت حاصل شده است و شکل کلی ساختار مدل موردنظر تقریباً بازسازی شده است.



شکل ۴-۲: میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی مکعبی ساده با ۳ درصد نوفه و پروفیل E-W جهت بررسی مقاطع.

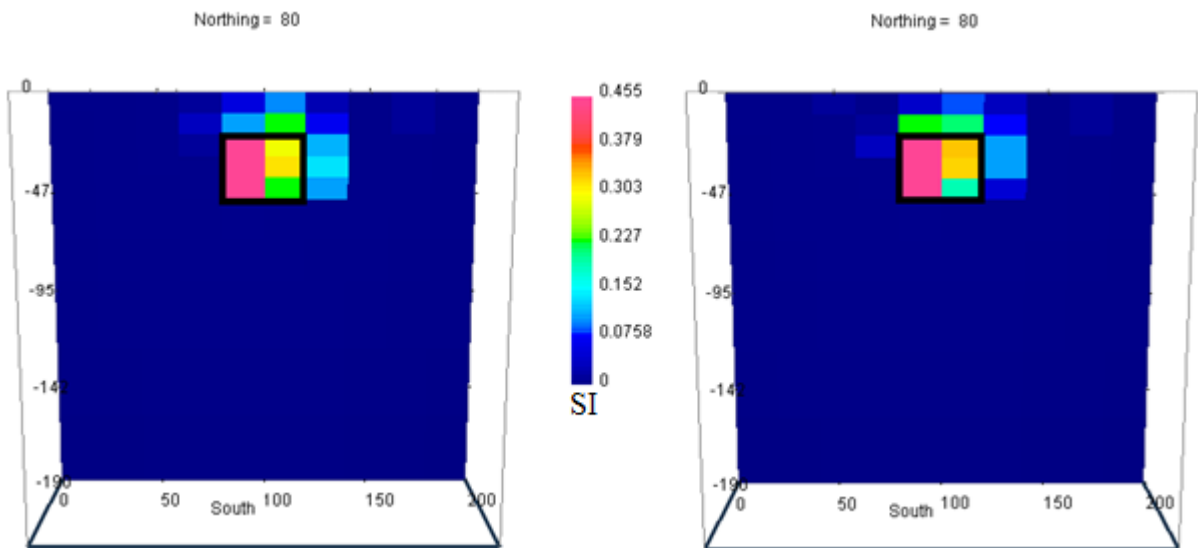


شکل ۴-۳: نمای دوبعدی مدل وارون سازی در حالت بدون قید.

در گام بعد، قیود مدل مرجع و مدل کرانه‌ای بررسی می‌شود. با استفاده از این قیدها می‌توان اطلاعات دقیقی مانند مشخص شدن محدوده‌های ماده معدنی (در صورتی که موجود باشد)؛ که از نقاط حفاری به دست می‌آید را وارد روند وارون سازی کرد. هم‌چنین با استفاده از این اطلاعات می‌توان تباین مغناطیسی ماده معدنی را محاسبه

کرد و اقدام با طراحی قید مدل مرجع کرد. در شکل ۴-۴ نصف مدل مصنوعی به عنوان مدل کرانه‌ای وارد وارون‌سازی شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود در مقایسه با حالت بدون قید، کشیدگی مدل به اطراف تقریباً از بین رفته است و تمرکز آن در مکان صحیح مدل بیشتر بوده است، در نتیجه با مدل مصنوعی تطابق بیشتری دارد.

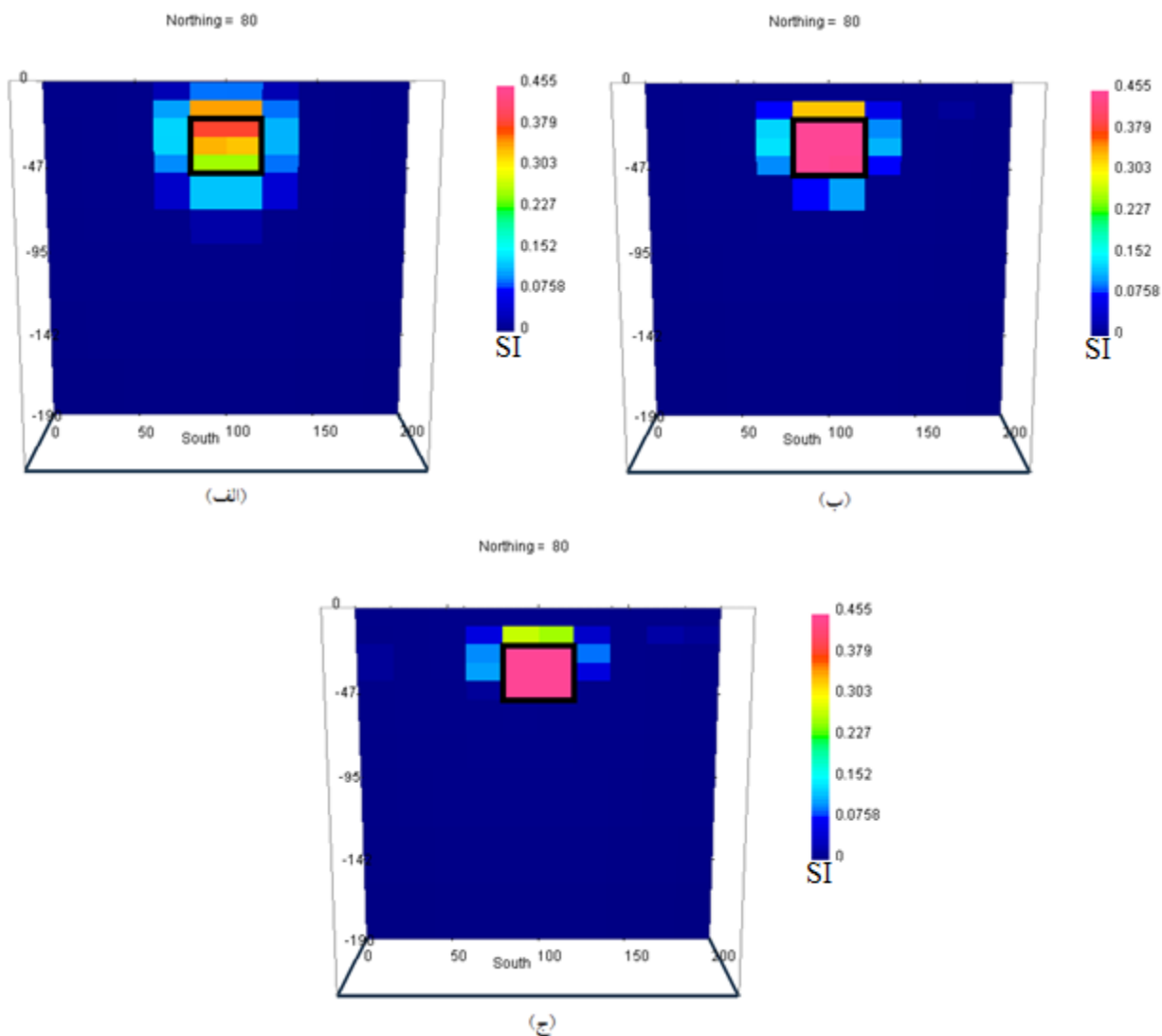
در بخش بعد نصف مدل مصنوعی به عنوان قید مرجع به وارون‌سازی اعمال شده است و نتیجه آن در شکل ۴-۵ آورده شده است. در مدل کرانه‌ای برای هر سلول یک محدوده به عنوان کمینه و بیشینه تباین مغناطیسی در نظر گرفته می‌شود؛ که با اعمال این قید وارون‌سازی به شدت مقید می‌شود. ولی باید در نظر داشت که اعمال این قید به داشتن اطلاعات دقیقی از ناهنجاری موردنظر نیاز دارد.



شکل ۴-۵: اعمال قید مدل مرجع.

شکل ۴-۴: اعمال قید مدل کرانه‌ای.

با مقایسه شکل‌های ۴-۴ و ۴-۵ می‌توان دریافت که بازسازی و تباین مغناطیسی نصف دیگر مدل مصنوعی و همچنین میزان تمرکز مدل در قید مدل کرانه‌ای تطابق بیشتری نسبت به قید مدل مرجع دارد.

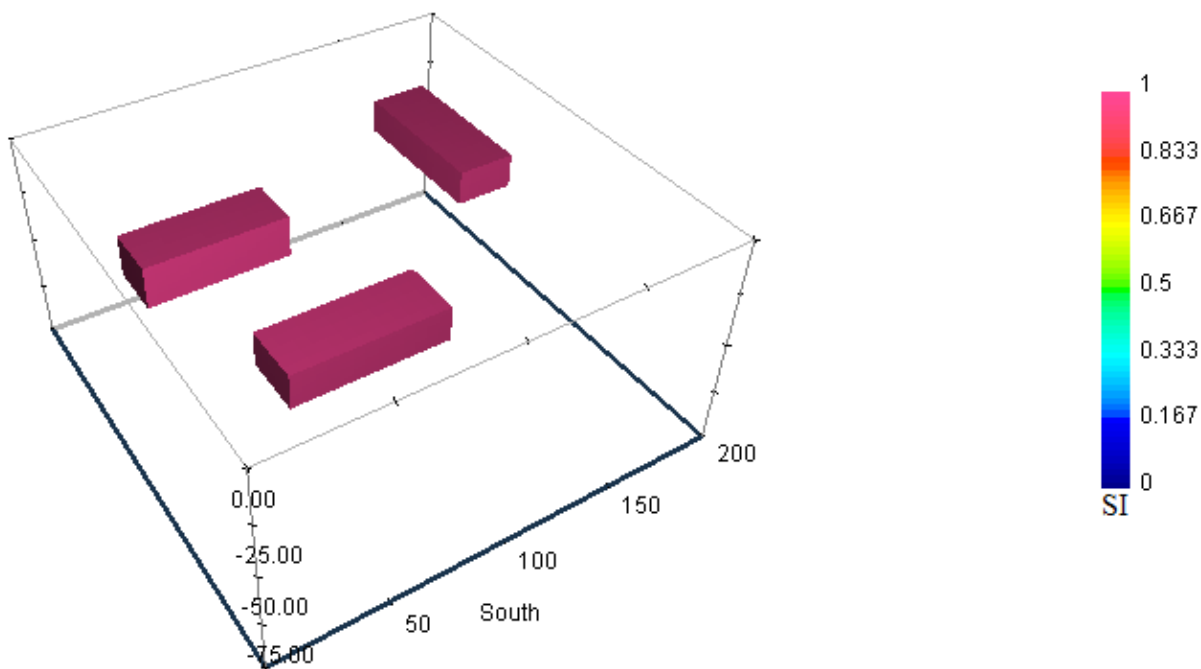


شکل ۴-۶: اعمال قید وزن عمقی: (الف) $z=1$ ، (ب) $z=2$ و (ج) $z=3$.

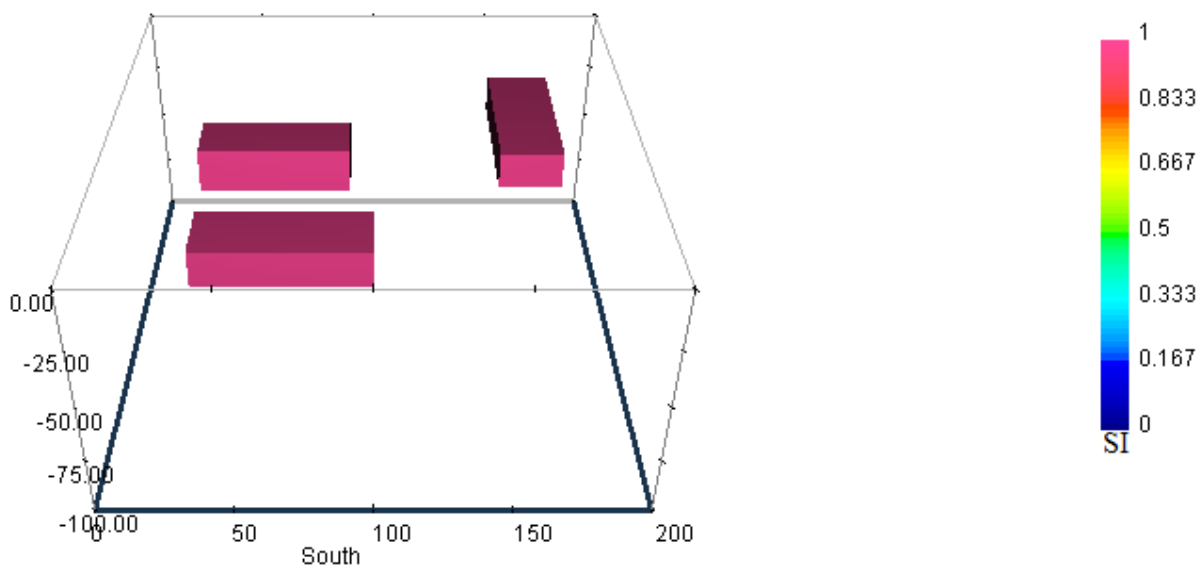
۴-۳- مدل مصنوعی پیچیده

برای بررسی کارایی روش لی اولدنبرگ در بازسازی بی‌هنجاری‌های چندگانه با عمق‌های مختلف، اقدام به استفاده از یک مدل مصنوعی شامل دو مکعب مستطیل در شمال شرق و جنوب غرب، عمق بالا و پایین ۱۵ و ۳۰ متر و یک مکعب مستطیل در شمال غرب با عمق بالا و پایین ۳۵ و ۵۵ متر شد که تباین مغناطیسی مکعب‌ها با محیط

۱SI می‌باشد. این مدل با استفاده از ۳۲۰۰۰ سلول با طول و عرض و ارتفاع برابر ۵ متر ساخته شده است (شکل‌های ۷-۴ و ۸-۴).

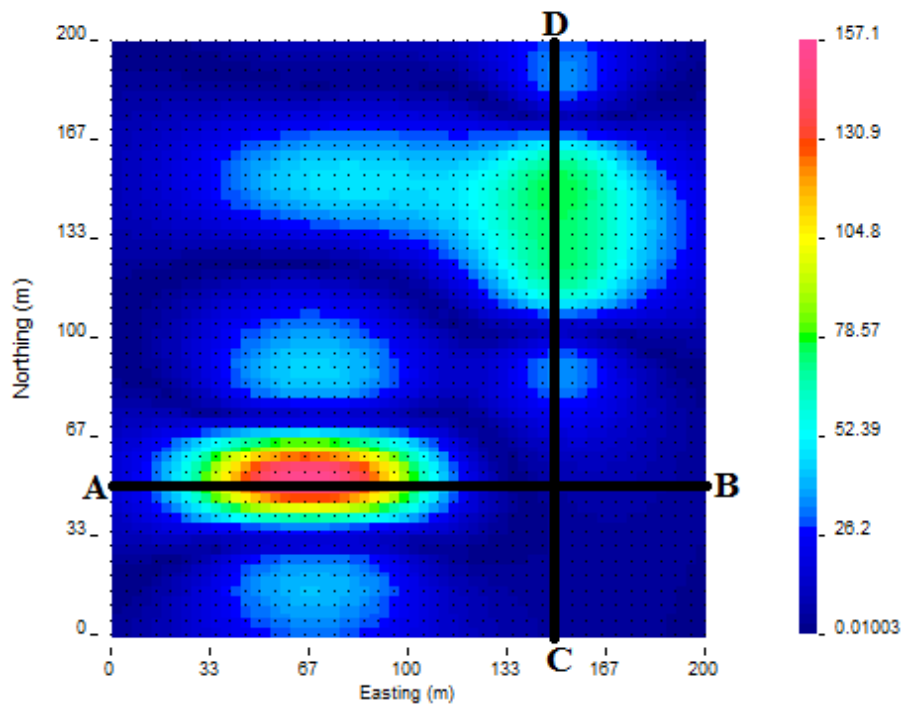


شکل ۷-۴: نمای سه‌بعدی مدل مصنوعی پیچیده.

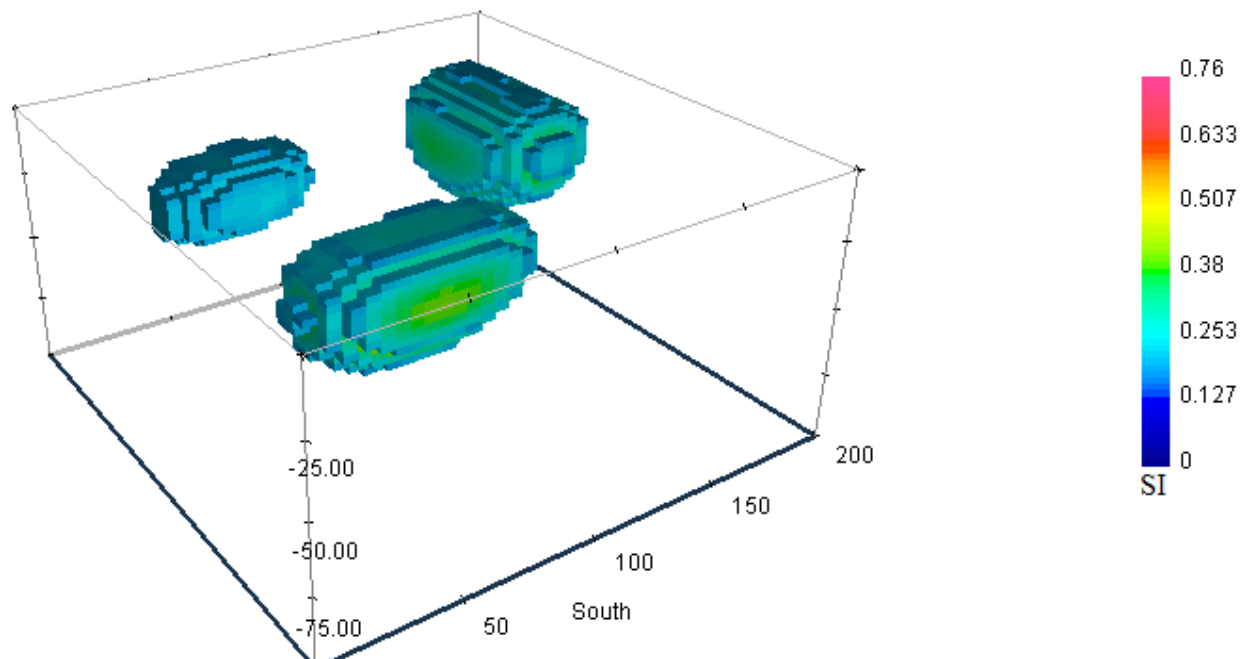


شکل ۸-۴: نمای جنوبی مدل مصنوعی پیچیده.

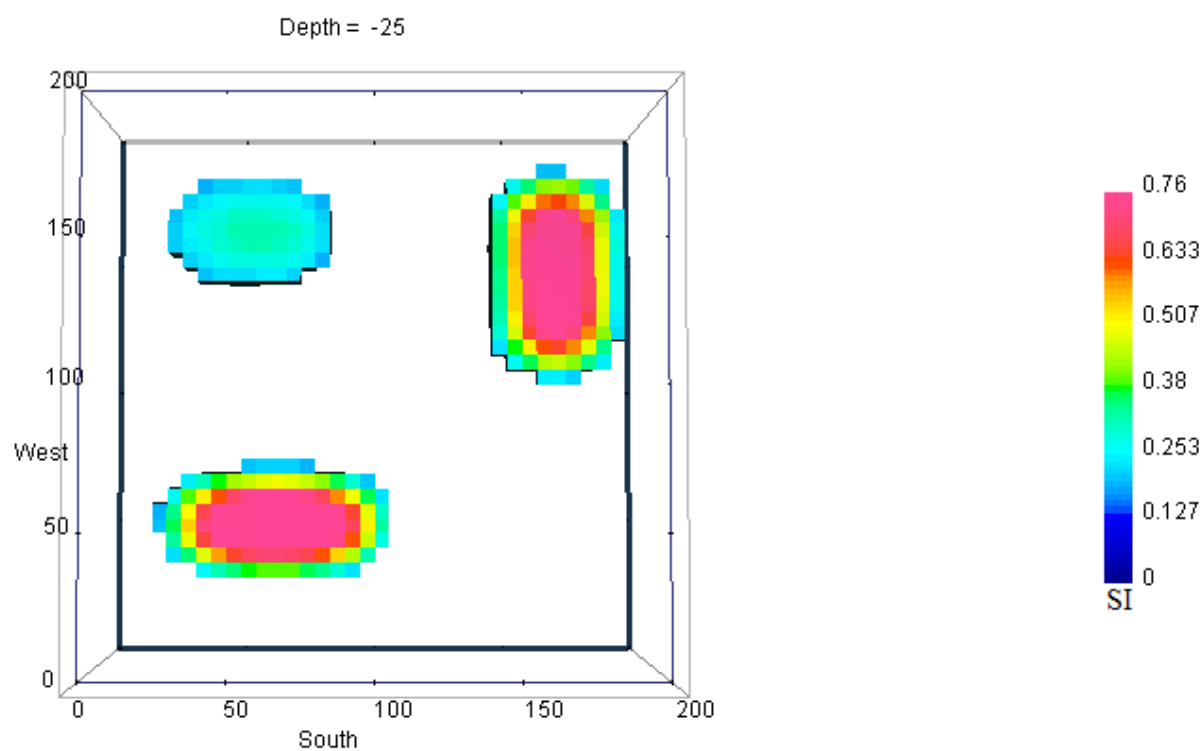
جهت وارون‌سازی این اجسام در یک شبکه منظم مربع به فواصل ۵ متر، اثر میدان مغناطیسی آن‌ها محاسبه و اعمال شده است و حاصل آن تعداد ۱۶۸۱ داده می‌باشد. برای واقعی جلوه دادن آن، میزان ۲ درصد نوفه به آن اضافه شده است. نتیجه مدل‌سازی در حالت بدون قید در شکل ۴-۱۰ آورده شده است. قابل ذکر است که در این شکل، جهت مشاهده بهتر نتیجه سلول‌های با تباین کمتر از ۰/۲ حذف شده‌اند. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، تباین مغناطیسی مدل وارون‌شده از میزان تباین مدل مصنوعی اولیه کمتر است، اما با این وجود مکعب موجود در شمال غرب در عمق بیشتری قرار گرفته است. شکل ۴-۱۱ نمایی از سطح بالایی مدل در افق ۲۵ متری نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود تباین مغناطیسی مکعبی که در عمق بیشتر واقع است، کمتر برآورد شده است. با این وجود مدل بازسازی شده تطابق نسبتاً خوبی با مدل اولیه دارد. همچنین می‌توان با اعمال قید مدل مرجع، وارون‌سازی را در یک روند راهنمایی به مدل موجود کرد تا تطابق مدل وارون‌شده به مدل اصلی بیشتر شود و همچنین از کشیدگی مدل به اطراف با اعمال قید مدل کرانه‌ای جلوگیری کرد.



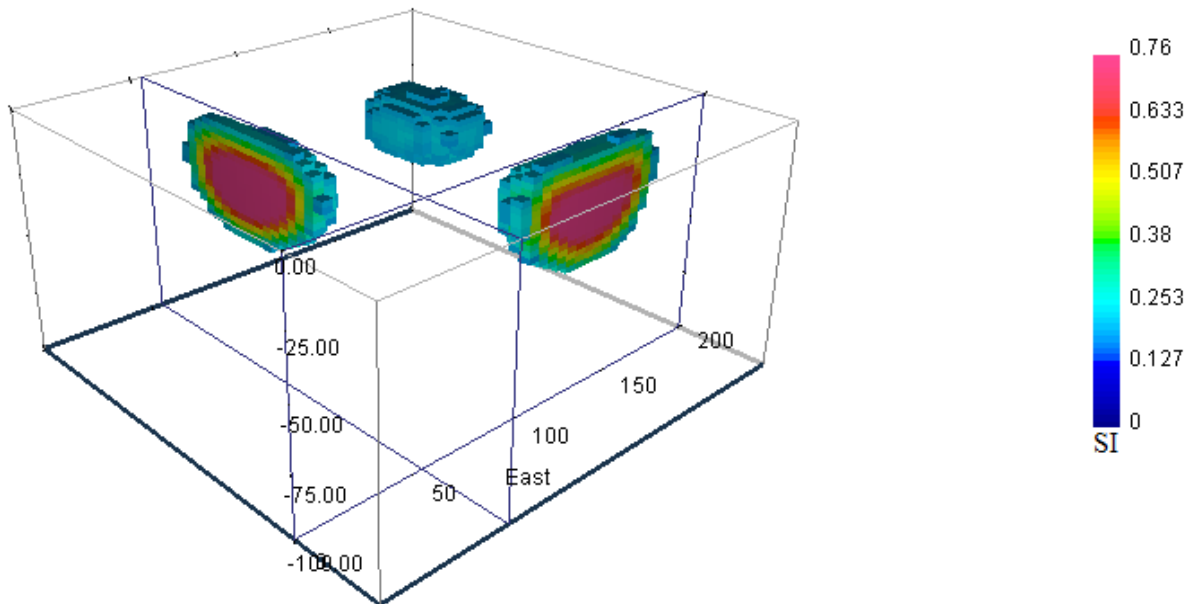
شکل ۴-۹: میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی مکعبی ساده با ۲ درصد نوفه به همراه پروفیل‌های مقاطع عرضی.



شکل ۴-۱۰: وارون‌سازی در حالت بدون قید (سلول‌های با تباین مغناطیسی کمتر از ۰/۲ نمایش داده نشده‌اند).



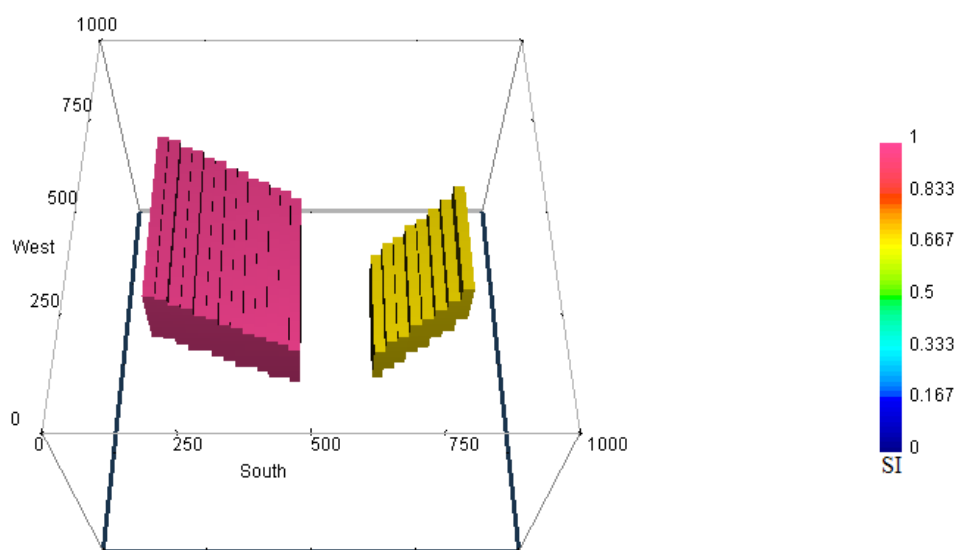
شکل ۴-۱۱: نمای بالایی مدل وارون‌سازی در حالت بدون قید در عمق ۲۵ متر.



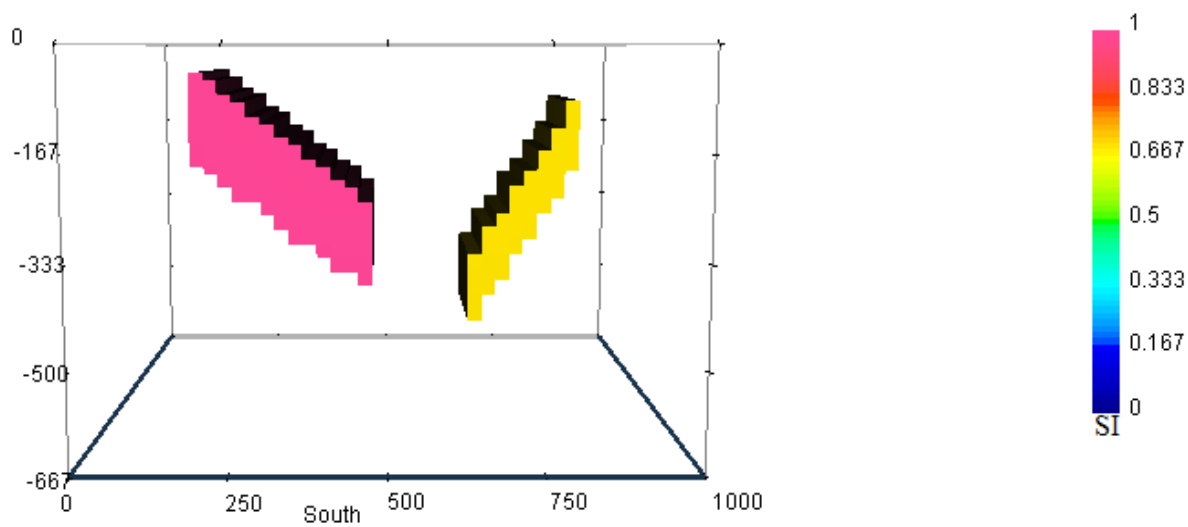
شکل ۴-۱۲: مقطع عرضی مدل پیچیده وارون‌سازی که از دو جهت برش خورده است (نمای شمال شرقی).

۴-۴- مدل مصنوعی مکعب شیب‌دار

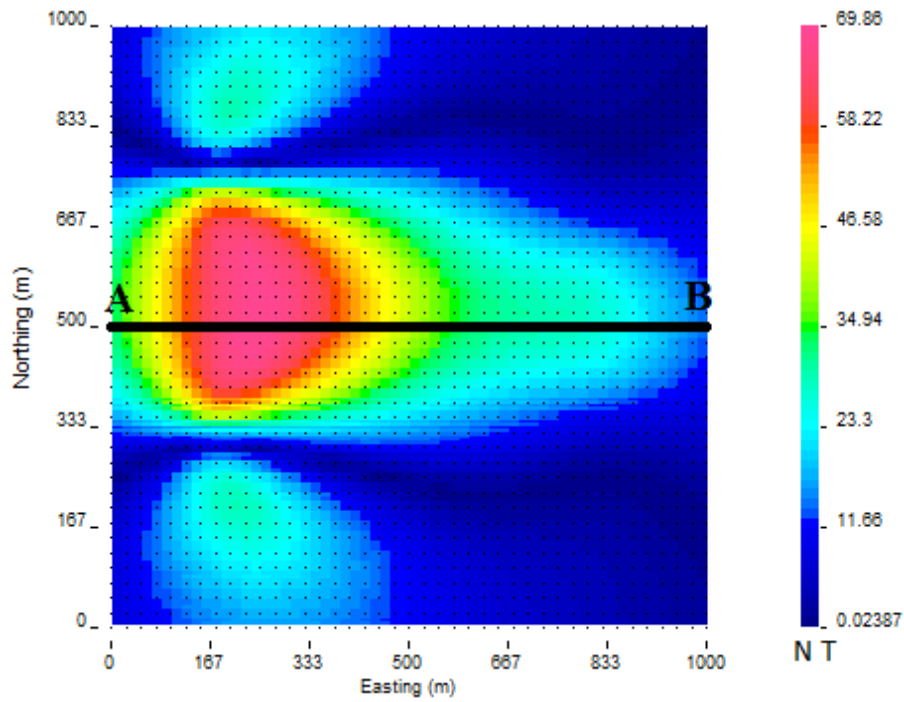
برای بررسی هرچه بهتر روش و بررسی عملکرد آن در تطابق مدل اولیه و وارون‌شده، اقدام به ایجاد مدل پیچیده‌تر شده است. این مدل از دو پله شیب‌دار که دارای شیب، تباین مغناطیسی، طول، عرض و ارتفاع متفاوتی از یکدیگر هستند، تشکیل شده است. تباین مغناطیسی پله غربی و شرقی به ترتیب ۱ و ۰/۷ در سیستم SI می‌باشد (شکل ۴-۱۴). ابتدا برای بررسی عملکرد بدون استفاده از هیچ قیدی در حالت بدون قید وارون‌سازی انجام شده و نتیجه آن به صورت نماهای مختلف در شکل‌های ۴-۱۶، ۴-۱۷ و ۴-۱۸ آورده شده است.



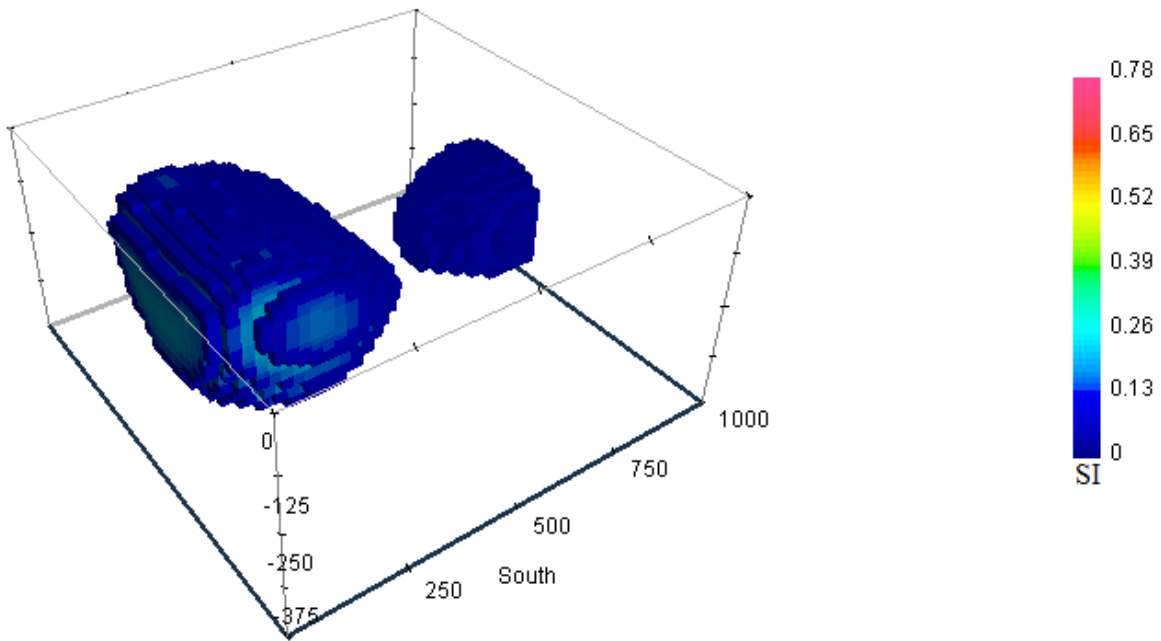
شکل ۴-۱۴: نمای جنوبی و سه‌بعدی از مدل مصنوعی مرکب شیب‌دار.



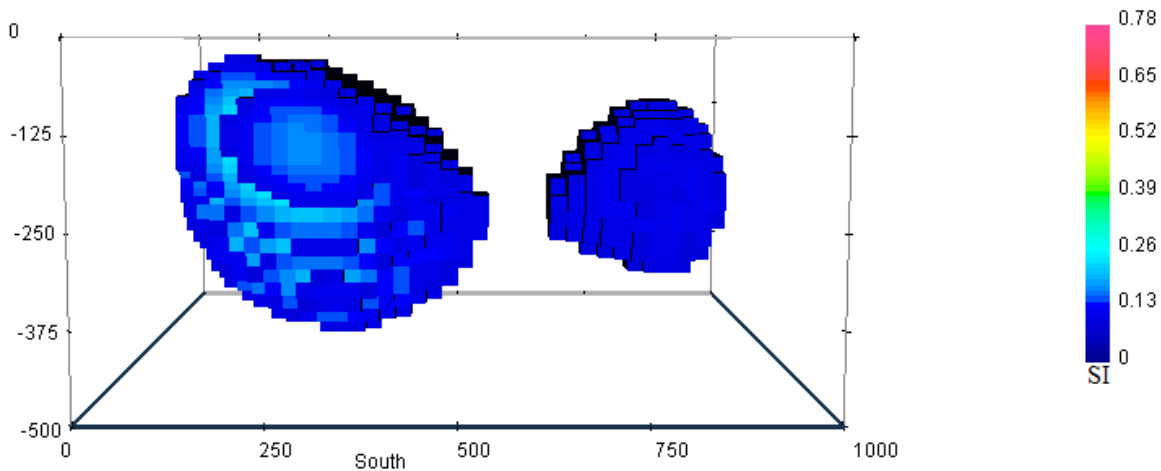
شکل ۴-۱۵: نمای عرضی از مدل مصنوعی مرکب شیب‌دار.



شکل ۴-۱۳: میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی مرکب شیب‌دار با ۲ درصد نوفه به همراه پروفیل AB در جهت E-W جهت بررسی مقاطع.

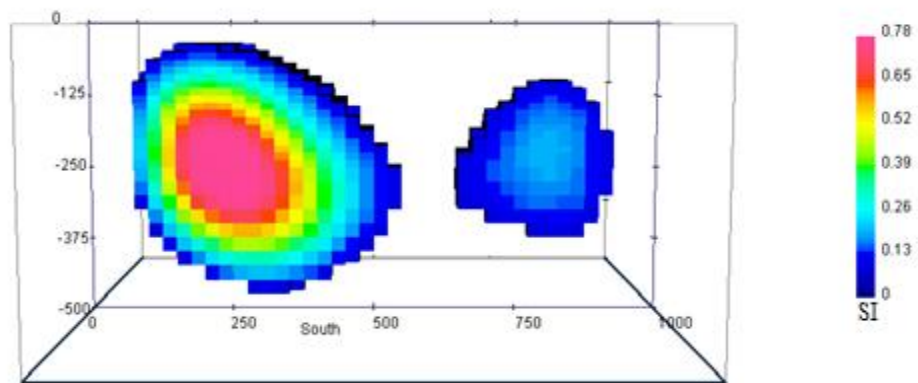


شکل ۴-۱۶: مدل وارون‌سازی در حالت بدون قید (سلول‌های با تباین مغناطیسی کم‌تر از ۰/۱ نمایش داده نشده‌اند).



شکل ۴-۱۷: نمای جنوبی مدل مرکب وارون سازی شده.

Nothing = 500

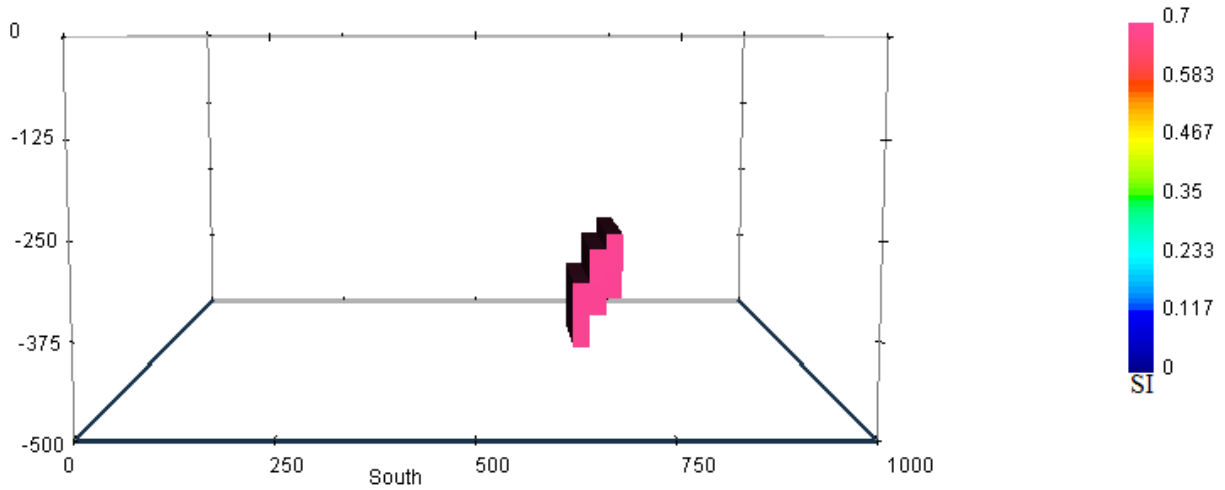


شکل ۴-۱۸: نمای جنوبی مدل وارون سازی که از روی پروفیل AB برش خورده است.

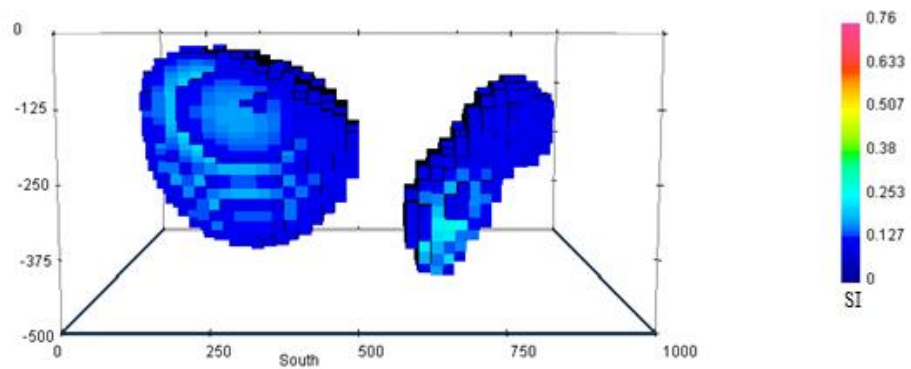
با توجه به شکل‌ها می‌توان دریافت که تباين مغناطیسی مدل‌ها، نسبتاً مناسب است، پله‌ای بودن مدل تا حد زیادی بازسازی شده و جهت شیب مخالف پله‌ها به خوبی قابل تشخیص است. در نتیجه عملکرد روش در شرایط عدم وجود اطلاعات اولیه قابل قبول است.

در مرحله بعد با ایجاد یک مدل کرانه‌ای برای قسمتی از مدل کوچک‌تر که قسمت پایینی آن بازسازی نشده بود، اقدام به وارون‌سازی شد. در شکل ۴-۲۰ مشهود است که مدل بازسازی شده کاملاً تطابق خوبی با مدل اولیه دارد و متفاوت بودن طول، عرض، ارتفاع و شیب پله‌ها بارز می‌باشد. هم‌چنین کشیدگی عمقی مدلی که تباين کم‌تری نسبت به دیگر مدل دارد کاملاً مشخص است. لذا با بررسی وارون‌سازی مدل‌های پیچیده‌ای از این قبیل

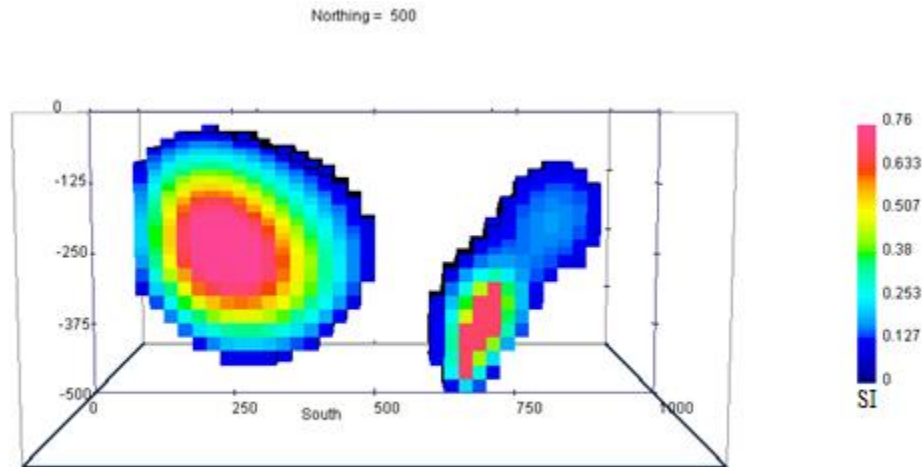
درمی‌یابیم که روش لی-اولدنبرگ عملکرد مناسبی در وارون‌سازی مدل‌های مختلف در شرایط وجود یا عدم وجود اطلاعات جانبی از خود نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۹: مدل کرانه‌ای مورد استفاده به عنوان قید در وارون‌سازی.



شکل ۴-۲۰: نمای جنوبی از مدل وارون‌سازی با اعمال قید مدل کرانه‌ای.



شکل ۴-۲۱: نمای جنوبی مدل وارون‌سازی با اعمال قید مدل کرانه‌ای که روی پروفیل AB برش خورده است.

۴-۵- وارون‌سازی داده‌های واقعی

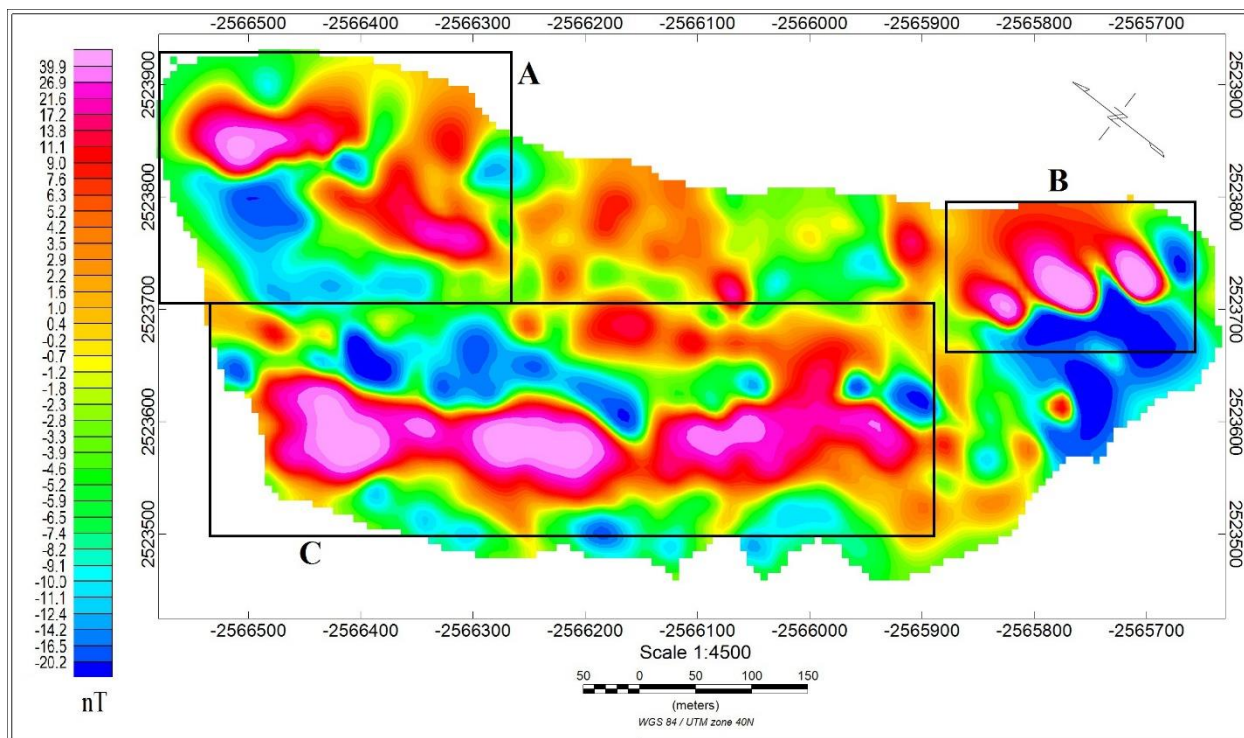
در این قسمت داده‌های واقعی محدوده اکتشافی خرائق مدل‌سازی و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

۴-۵-۱- آماده‌سازی داده‌های واقعی

شکل ۴-۲۲ نقشه داده‌های مغناطیسی محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد که این نقشه برگردان به قطب شده و تصحیح IGRF روی آن انجام شده است. اولین گام در پردازش روش‌های میدان پتانسیل، تفکیک آنومالی‌ها از یکدیگر است یعنی به وسیله جداسازی بی‌هنجاری‌های کم‌عمق از منابع عمیق نقشه بی‌هنجاری باقی‌مانده تهیه می‌شود. برای جداسازی بی‌هنجاری‌های سطحی از عمیق‌تر، از روش حذف روند سطحی درجات ۱ تا ۳، با استفاده از نرم‌افزار Oasis montaj شرکت ژئوسافت استفاده شد و پس از بررسی نتایج حاصل از این روش و نبود تغییرات جدی در آن‌ها، همان‌گونه که در فصل قبل ذکر شد، نقشه حاصل از روند ۲ مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته شده است.

همان‌گونه که در فصل پیش بررسی شد، از روی نقشه بی‌هنجاری محدوده مورد مطالعه، بی‌هنجاری شمال شرق، جنوب شرق و غرب منطقه به‌عنوان بی‌هنجاری‌های اصلی محدوده در این قسمت به‌طور جداگانه مورد

بررسی قرار می‌گیرد. برای سهولت کار و بهبود روند وارون‌سازی نرم‌افزار، داده‌ها و نقشه آنومالی را به اندازه ۵۰ درجه خلاف عقربه‌های ساعت چرخانده شد تا بی‌هنجاری‌های موجود به شکل افقی وارد نرم‌افزار گردند (شکل ۴-۱۶). در نرم‌افزار آسیس مونتاژ برای خارج کردن نقشه و دیتاهای از حالت گرادیان، آن را به توسعه^۱ می‌دهیم و سپس محدوده موردنظر را از آن جدا می‌کنیم. به دلیل عدم در اختیار داشتن فایل توپوگرافی برای حذف اثر منفی توپوگرافی بر روند وارون‌سازی، نقشه را با فیلتر ادامه فراسو ۵ متر به سمت بالا گسترش داده شد. سپس از نقشه کل محدوده، محدوده‌های بی‌هنجاری جدا شده و هرکدام از آن‌ها را به داده تبدیل شده‌است. داده‌های حاصل از آن‌ها را به‌عنوان ورودی به نرم‌افزار UBC MAG3D داده شده است. در ذیل بی‌هنجاری‌های موجود به‌طور مفصل مورد مدل‌سازی و بحث قرار گرفته است.



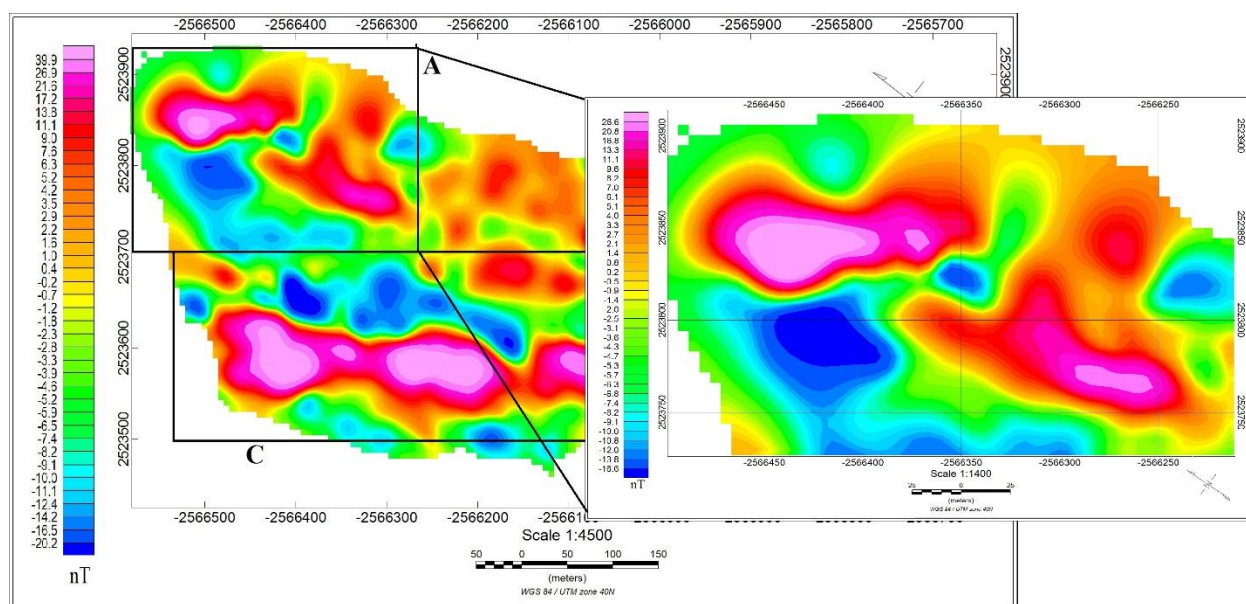
شکل ۴-۲۲: نقشه حاصل از اعمال فیلترهای برگردان به قطب، گسترش به سمت بالا و روند سطحی درجه ۲.

¹ Expand

۴-۶- وارون سازی بی‌هنجاری شمال شرقی (A)

شکل ۴-۲۳ محدوده جدا شده شمال شرقی را نشان می‌دهد. داده‌های استفاده شده در این بی‌هنجاری با روش درون‌یابی نرم‌افزار آسیس مونتاژ در یک شبکه منظم به فواصل ایستگاه ۱۰ متر و فواصل خطوط ۲۰ متر برداشت شده است که حاصل آن ۱۴۶۳ داده می‌باشد. جهت وارون سازی مقید، اطلاعات زمین‌شناسی مفید، وجود رخنمون سطحی فراوان در منطقه است.

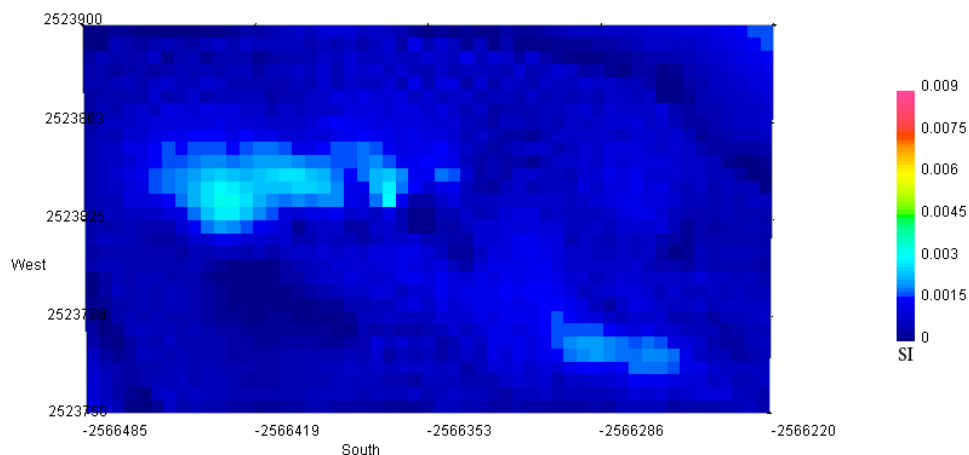
در گام اول وارون سازی در حالت بدون قید انجام شده است؛ که در آن رخنمون ماده معدنی در سطح زمین به شکل خیلی بارز وجود ندارد (شکل ۴-۲۴). در گام بعد به استناد اطلاعات زمین‌شناسی، با افزایش وزن سلول‌های سطحی‌تر، وارون سازی به سمت مدلی نزدیک به واقعیت راهنمایی شد؛ که رخنمون‌های سطحی تقریباً بازسازی شده است (شکل ۴-۲۵). در شکل‌های ۴-۲۶ و ۴-۲۷ نماهای مختلفی از مدل بازسازی شده آورده شده است؛ که هر کدام به‌طور جداگانه مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد.



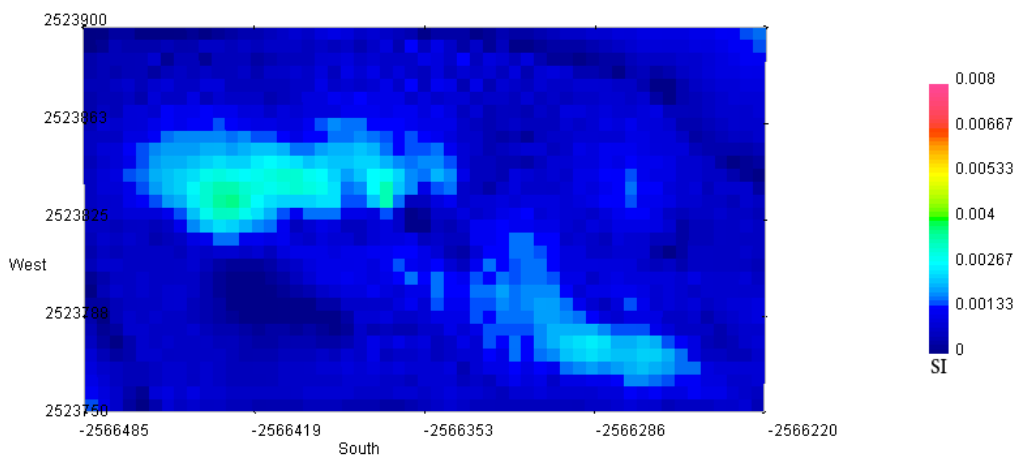
شکل ۴-۲۳: نقشه جدا شده بی‌هنجاری شمال شرقی.

شکل ۴-۲۶ نمای سه‌بعدی مدل سازی نهایی محدوده شمال شرقی را نشان می‌دهد، که در آن سلول‌های با تباین کمتر از ۰/۰۰۴ نمایش داده نشده‌اند. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، مدل بازسازی شده مانند مدل

مصنوعی شیب‌دار نتیجه خوبی نشان داده است؛ این مدل به صورت دو ردیف بلوک شیب‌دار به هم چسبیده و چند بلوک پراکنده دیگر با تباین نسبتاً خوبی ظاهر شده است. مدل دارای عمق سطح بالایی ۱ متر می‌باشد که تا عمق ۳۰ متری گسترش یافته است و میزان گسترش عمقی آن با نتایج حاصل از فیلتر گسترش به سمت بالای فصل قبل تطابق بسیار خوبی دارد (شکل ۴-۳۲).



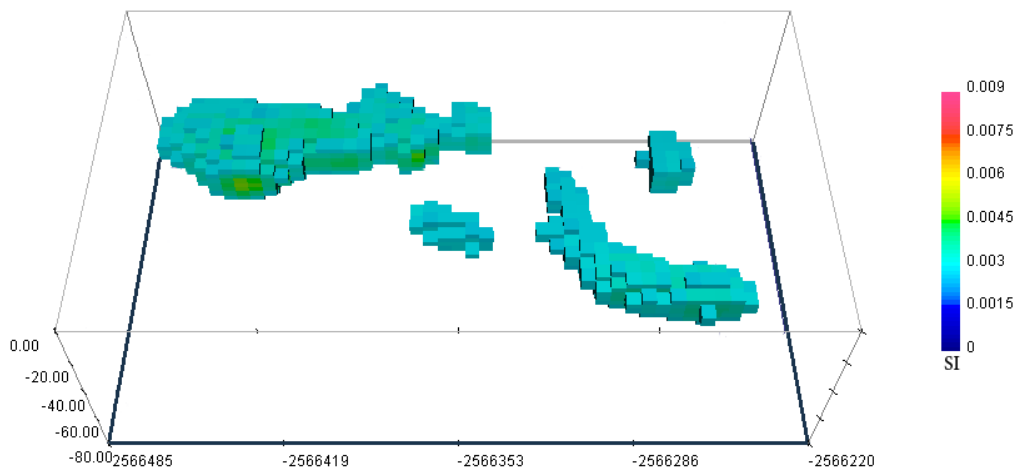
شکل ۴-۲۴: پلان وارون‌سازی (روی سطح زمین) در حالت بدون قید.



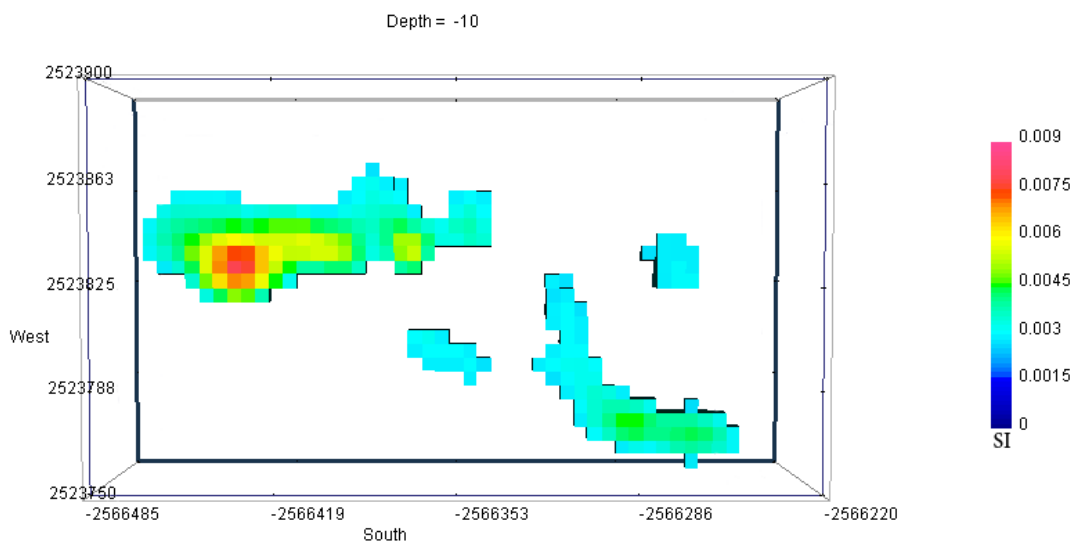
شکل ۴-۲۵: پلان وارون‌سازی با اعمال قید افزایش وزن سلول‌های سطحی‌تر.

شکل‌های ۴-۲۹ و ۴-۳۱ نماهایی از مدل‌سازی نهایی است که از دو جهت برش خورده‌اند و جهت نمایش عمق سطح بالا و پایین توده‌های موجود در محدوده است. در شکل ۴-۲۵ پلان وارون‌سازی مقید با استفاده از

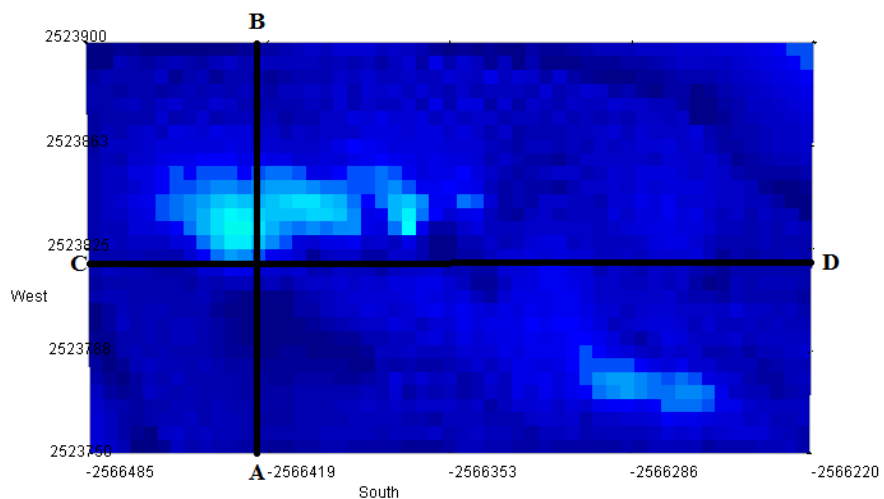
افزایش وزن سلول‌های سطحی‌تر را نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود موقعیت رخنمون‌های ماده معدنی در سطح بارزتر شده است و با اطلاعات زمین‌شناسی محدوده مطابقت دارد و همچنین تباین توده موردنظر نسبت به حالت بدون قید کاهش جزئی داشته است؛ که در نهایت وارون‌سازی با توجه به بازسازی رخنمون‌ها به مدلی نزدیک‌تر به واقعیت راهنمایی شده است.



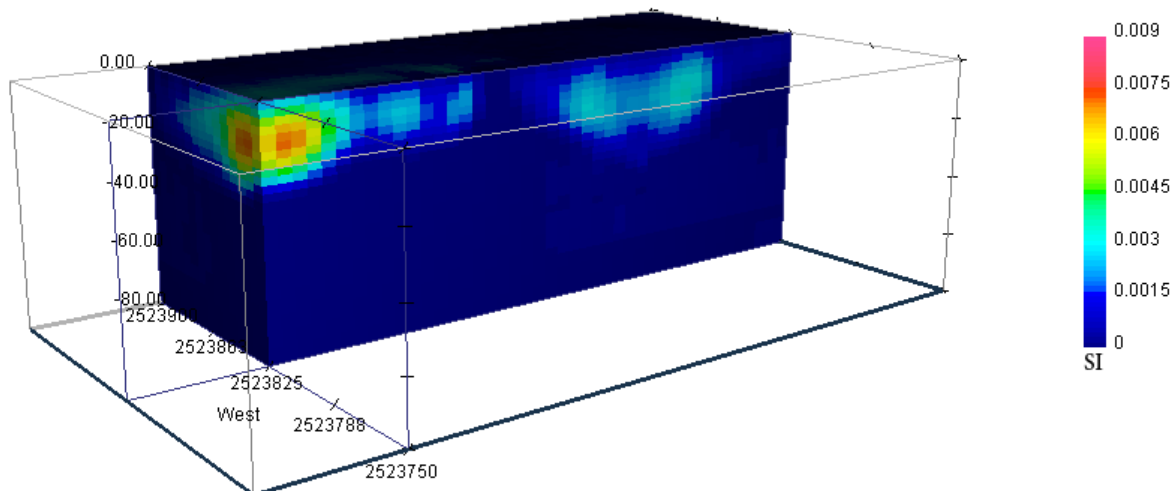
شکل ۴-۲۶: نمای سه‌بعدی مدل وارون‌سازی بی‌هنجاری شمال شرقی در حالت بدون قید.



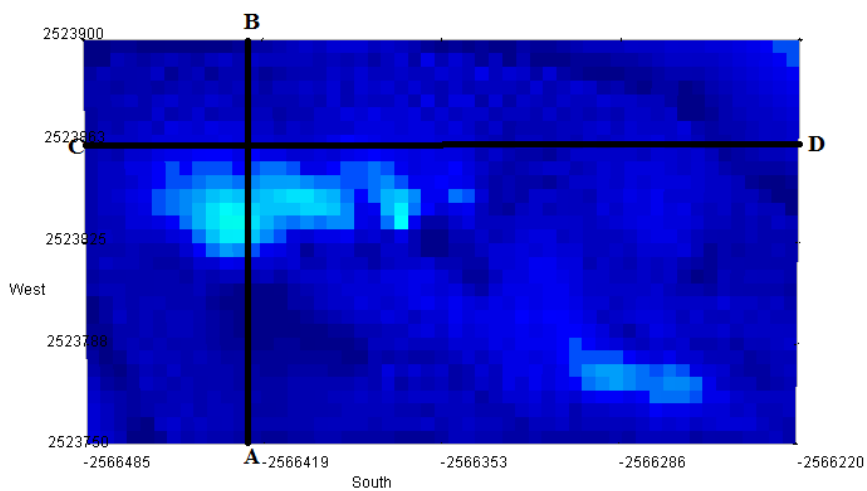
شکل ۴-۲۷: نمای سطح بالایی مدل وارون‌سازی بی‌هنجاری شمال شرقی در حالت بدون قید در عمق ۱۰ متر.



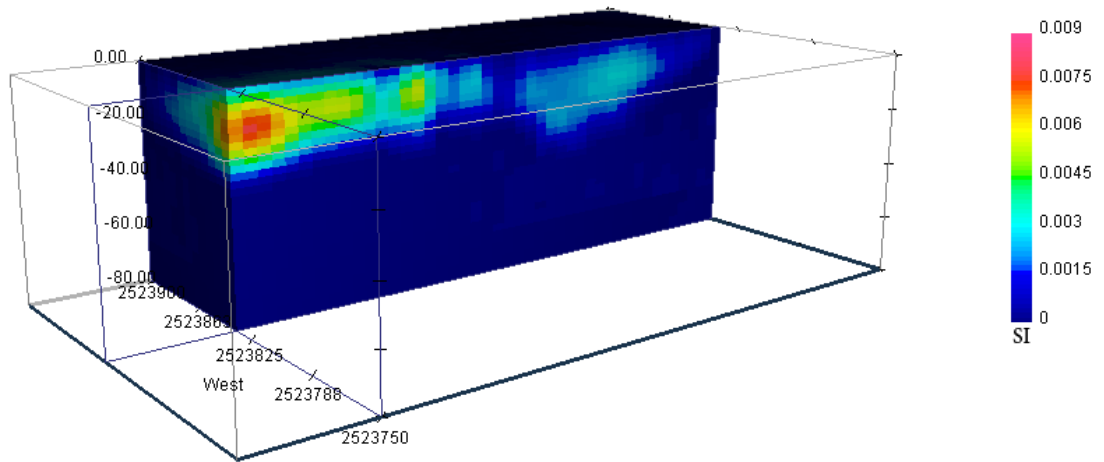
شکل ۴-۲۸: راستای پروفیل‌ها جهت برش مقطع عرضی شکل (۴-۲۹)، AB: N-S و CD: E-W



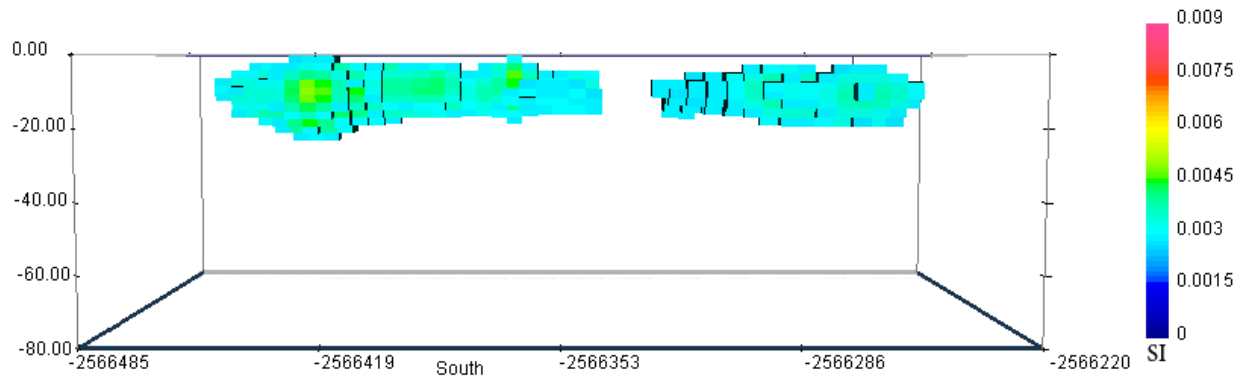
شکل ۴-۲۹: مقطع عرضی مدل وارون‌سازی شمال شرقی در حالت بدون قید جهت نمایش عمق سطح بالا و پایین توده شرقی‌تر.



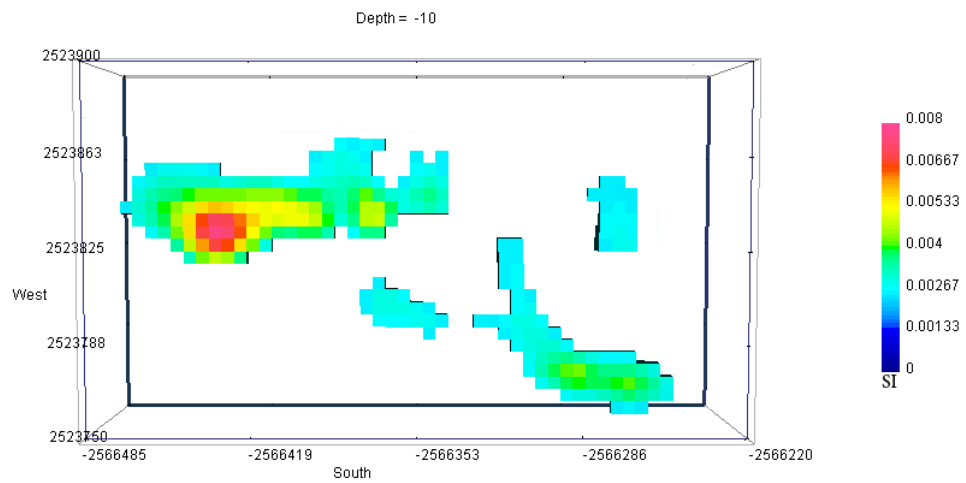
شکل ۴-۳۰: راستای پروفیل‌ها جهت برش مقطع عرضی شکل (۴-۳۱)، AB: N-S و CD: E-W



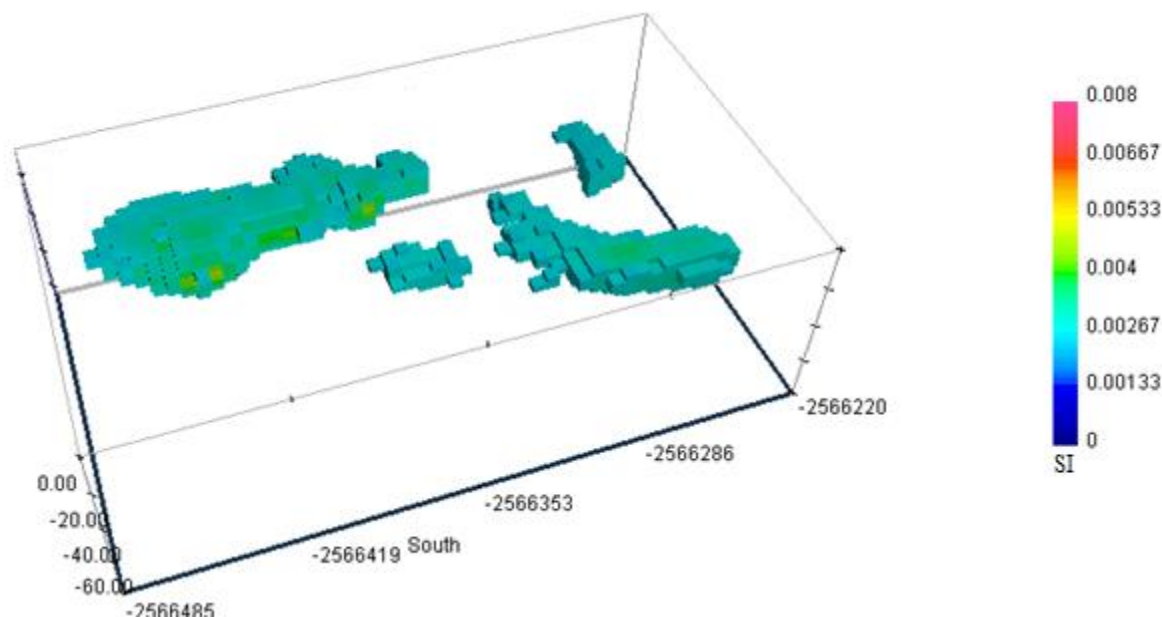
شکل ۴-۳۱: مقطع عرضی مدل وارون سازی شمال شرقی در حالت بدون قید جهت نمایش عمق سطح بالا و پایین توده غربی تر.



شکل ۴-۳۲: مقطع عرضی مدل وارون سازی شمال شرقی در حالت بدون قید جهت نمایش عمق کلی بی هنجاری.



شکل ۴-۳۳: نمای سطح بالایی مدل وارون سازی بی هنجاری شمال شرقی در حالت مقید در عمق ۳۰ متر.



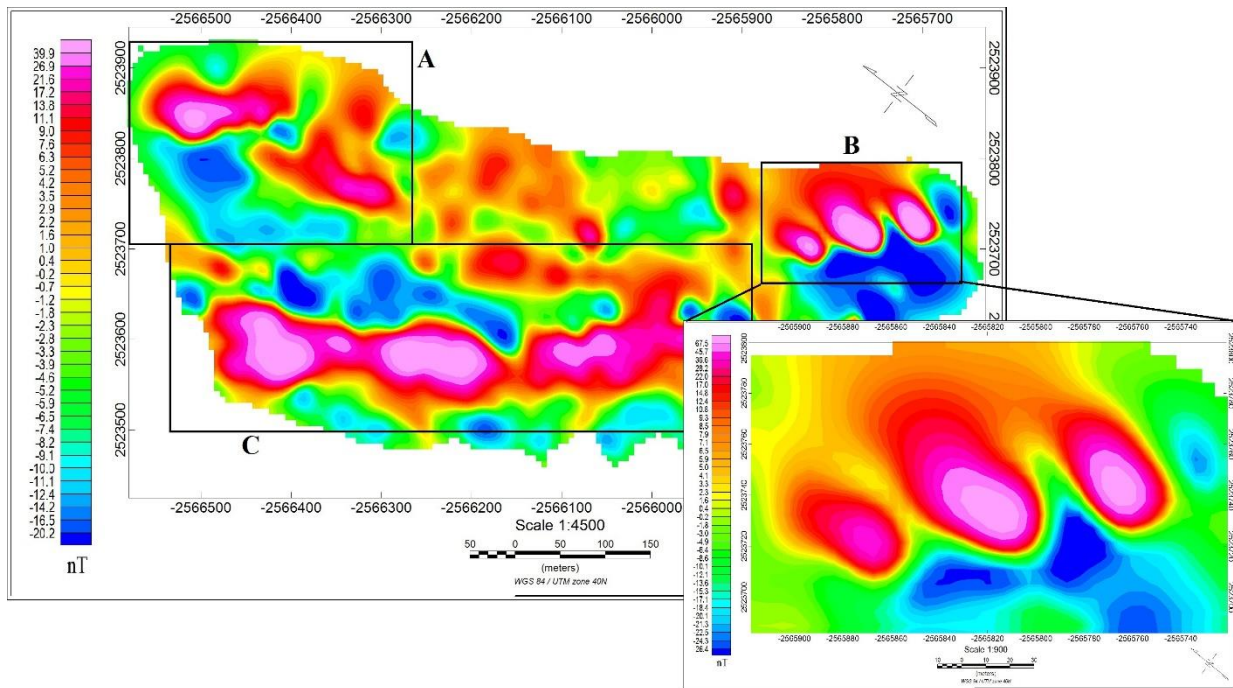
شکل ۴-۳۴: نمای سه بعدی مدل وارون سازی بی هنجاری شمال شرقی در حالت مقید.

۴-۷- وارون سازی بی هنجاری جنوب شرقی محدوده (B)

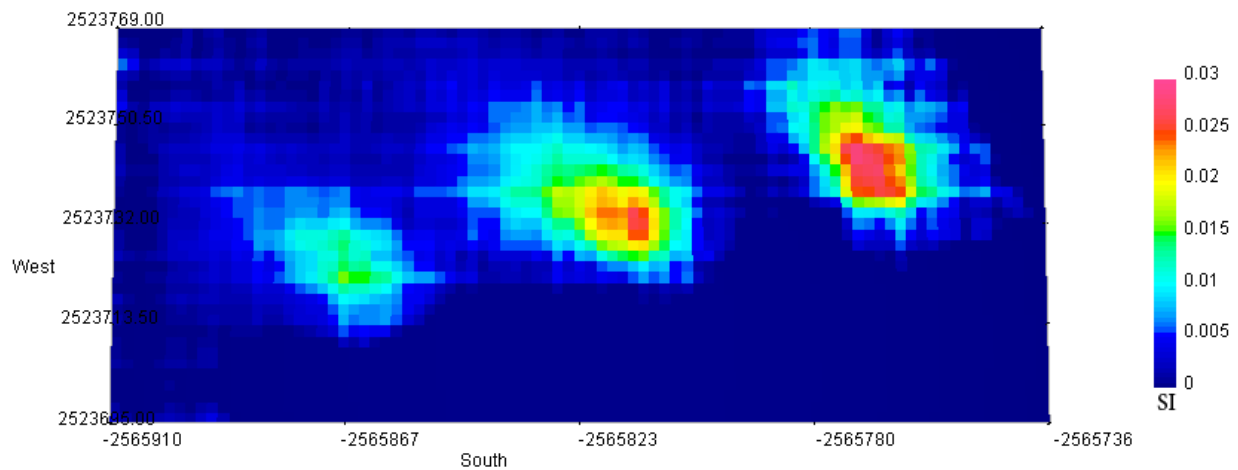
داده های مورد استفاده در این بی هنجاری، به همان روش محدوده شمال شرقی برداشت شده است که حاصل آن تعداد ۷۵۳ داده است. در این محدوده نیز رخنمون های بسیار زیادی از ماده معدنی در سطح دیده شده است؛ که می تواند راهنمای مناسبی برای روند وارون سازی باشد (شکل ۴-۳۵).

وارون سازی را ابتدا در حالت بدون قید انجام می دهیم و در گام بعد به استناد رخنمون های موجود با قید هموار سازی سلول های سطحی تر وارون سازی انجام شده است. با توجه به وجود رخنمون های فراوان از ماده معدنی در این محدوده، این قید سبب بازسازی بهتر رخنمون های ماده معدنی در محدوده شده است (شکل ۴-۳۷). شکل ۴-۳۶، ۴-۳۸ و ۴-۳۹ نماهایی از مدل بازسازی شده در حالت بدون قید و شکل های ۴-۴۳ نمایی از مدل بازسازی شده در حالت مقید را نشان می دهد که به طور مجزا بحث خواهد شد. در شکل ۴-۳۸ نمای کلی و نهایی مدل بازسازی شده محدود جنوب شرقی را نشان می دهد؛ که در آن سلول های با تباینی کمتر از ۰/۰۱ نمایش داده نشده اند. با توجه به نقشه بی هنجاری محدوده کاملاً واضح است که این محدوده شامل سه توده ماده معدنی مجزا

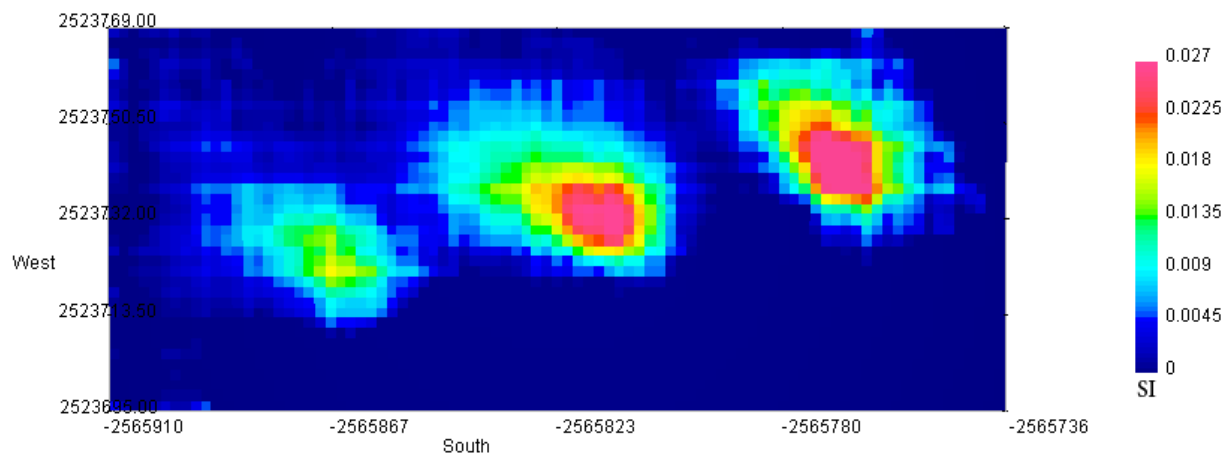
از هم می‌باشد و نتایج وارون سازی کاملاً این ادعا را اثبات کرده است و تطابق مناسبی با نتایج حاصل از فصل قبل دارد. این توده‌ها به صورت تقریباً شیب‌دار با شیب کم در کنار هم قرار گرفته‌اند که توده مرکزی تباین مغناطیسی بیشتری نسبت به دو توده دیگر دارد. توده‌ها از سطح تا عمق ۱۰ متری گسترش دارند که این نتایج نیز با نتایج حاصل از فیلتر گسترش به سمت بالای فصل قبل هم‌خوانی نسبی دارند. لذا وارون سازی از صحت



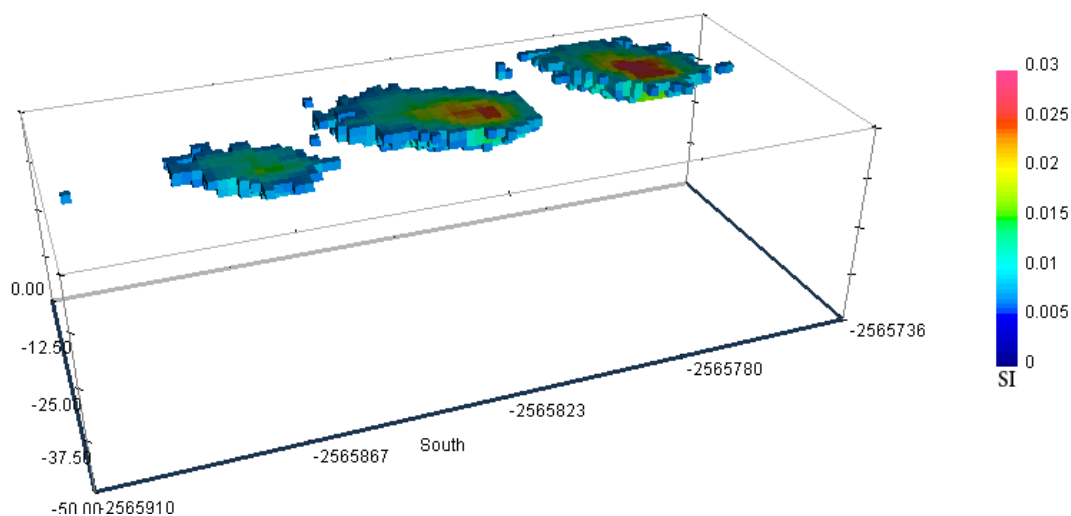
شکل ۴-۳۵: نقشه جدا شده بی‌هنجاری جنوب شرقی.



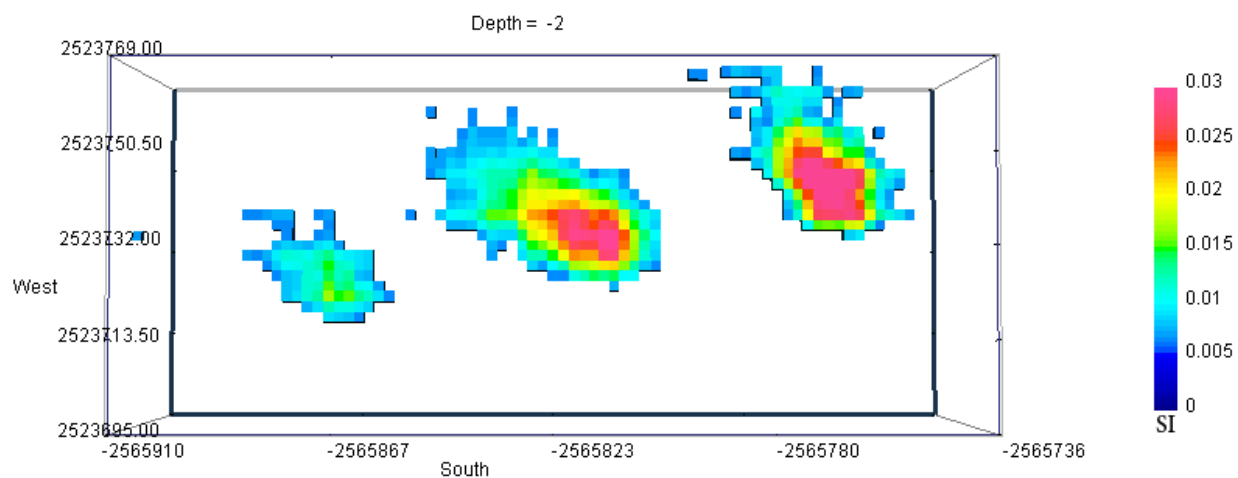
شکل ۴-۳۶: پلان وارون سازی (روی سطح زمین) در حالت بدون قید.



شکل ۴-۳۷: پلان وارون‌سازی (روی سطح زمین) با اعمال قید افزایش سلول‌های سطحی‌تر.



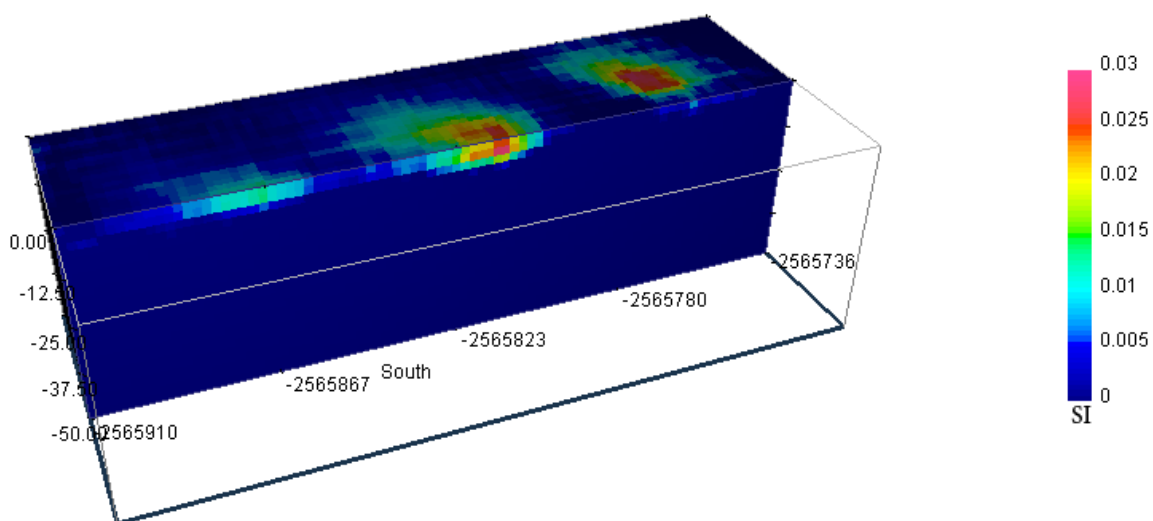
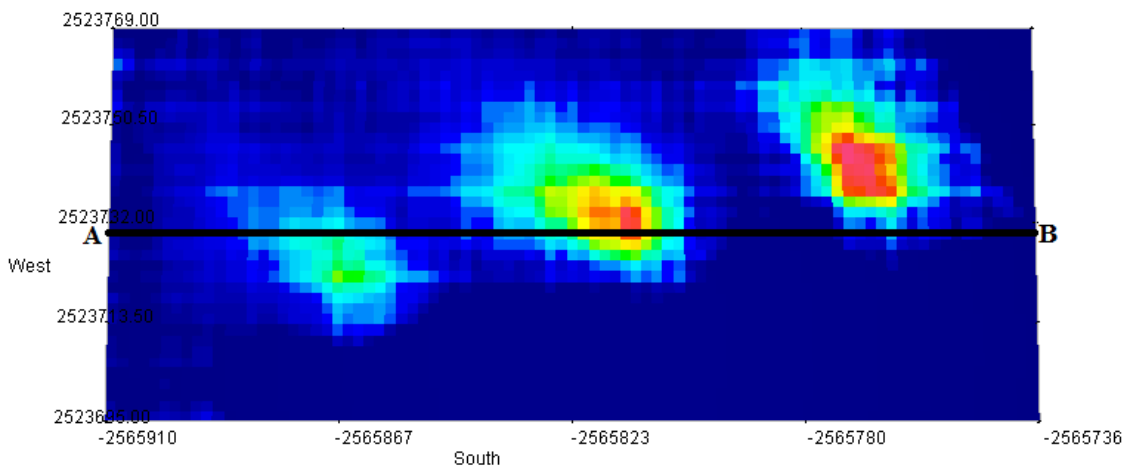
شکل ۴-۳۸: نمای سه‌بعدی مدل وارون‌سازی جنوب‌شرقی در حالت بدون قید.



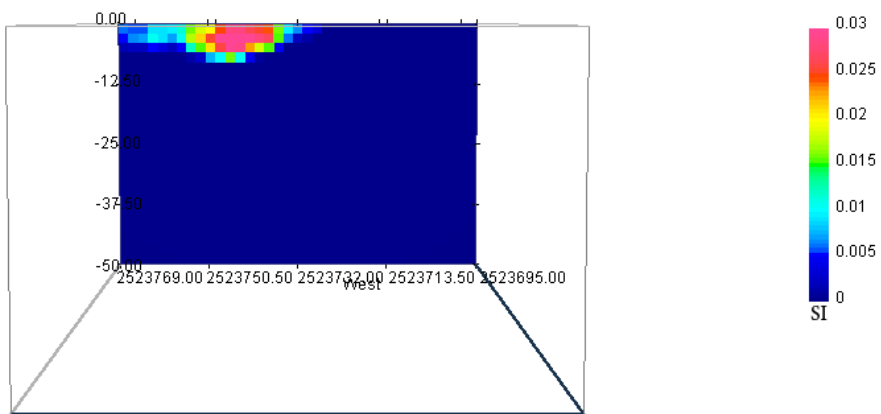
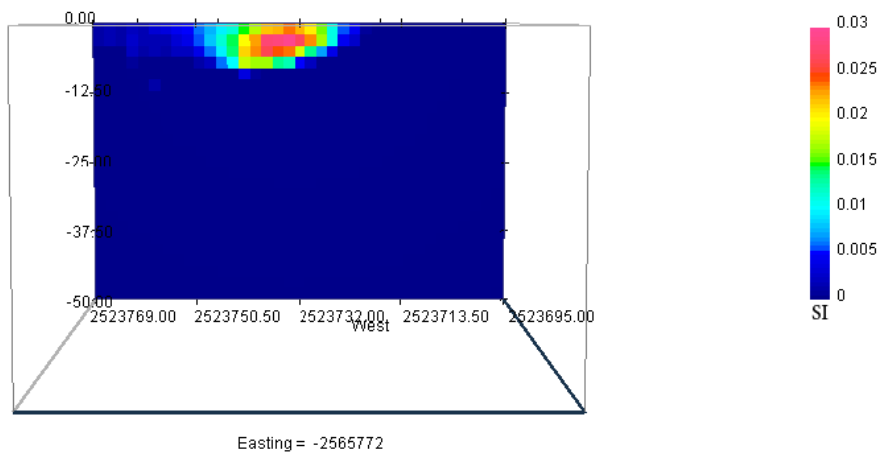
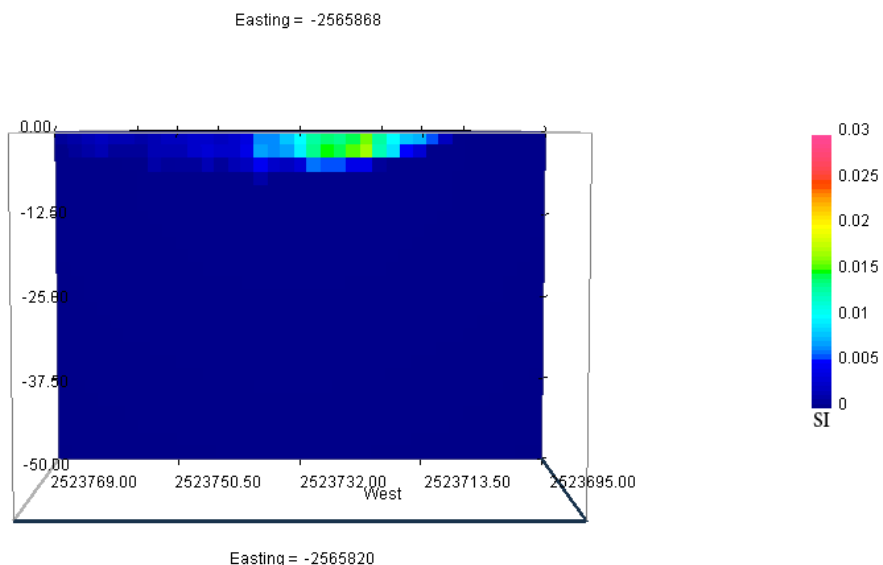
شکل ۴-۳۹: نمای سطح بالایی مدل وارون‌سازی جنوب شرقی در عمق ۲ متری در حالت بدون قید.

خوبی برخوردار است و نتایج قابل اتکا هستند. شکل ۴-۴۱ نمایی از مدل نهایی را نشان می‌دهد که از یک سمت برش خورده است. این عمل جهت نمایش عمق بالا و گسترش عمقی توده‌های ماده معدنی به کار رفته است.

شکل ۴-۴۰: راستای پروفیل‌ها جهت برش مقطع عرضی، AB: E-W.

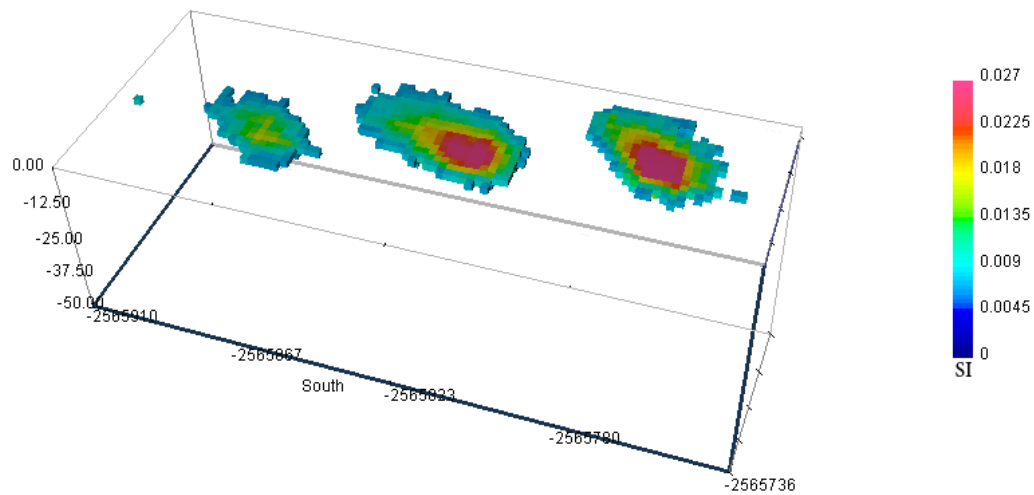


شکل ۴-۴۱: مقطع عرضی مدل بی‌هنجاری جنوب شرقی در حالت بدون قید جهت نمایش عمق سطح بالا و پایین توده‌ها.

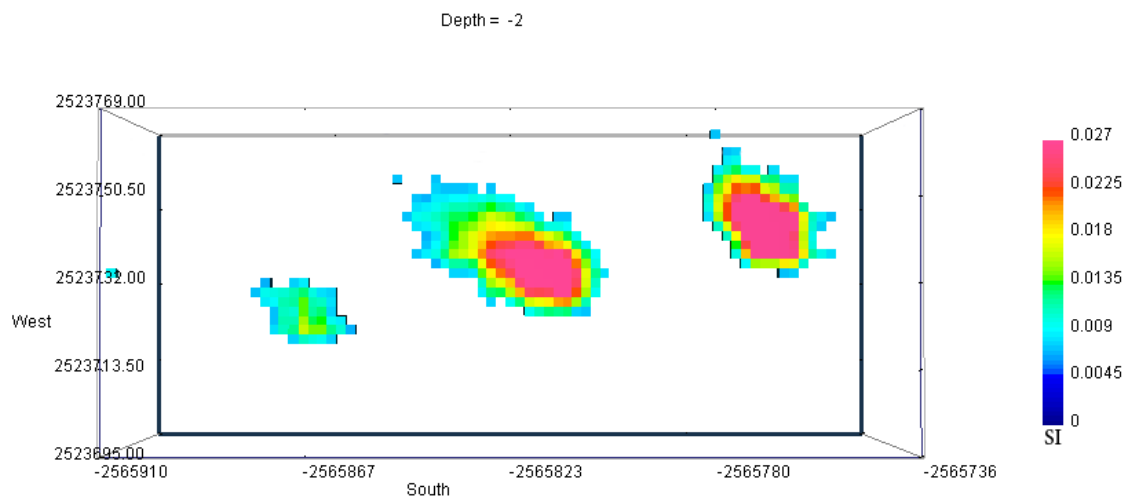


شکل ۴-۴۲: مقطع عرضی مدل بی‌هنجاری جنوب شرقی برای توده‌ها در حالت بدون قید (پروفیل در جهت N-S).

شکل ۴-۴۳ و ۴-۴۴ نمای مدل نهایی در حالت مقید نمایش داده شده است. همان گونه که مشاهده می شود میزان تباین مغناطیسی مدل نسبت به حالت بدون قید کاهش یافته است و رخنمون های ماده معدنی مانند محدوده شمال شرقی بارزتر شده است که این رخنمون ها مطابق اطلاعات زمین شناسی می باشند.



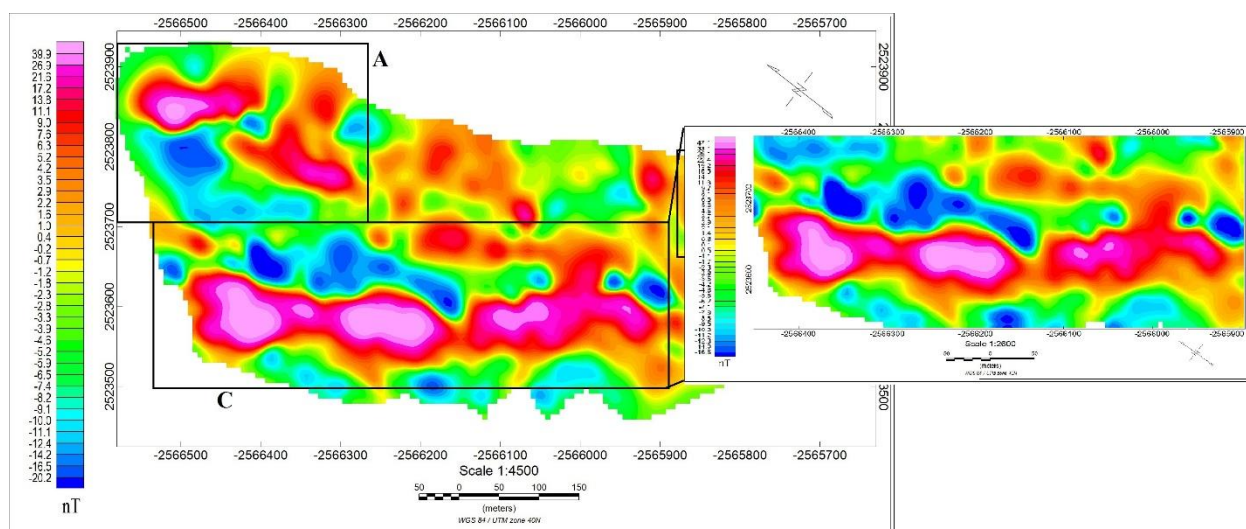
شکل ۴-۴۳: نمای سه بعدی از مدل وارون سازی جنوب شرقی با اعمال افزایش وزن سلول های سطحی تر.



شکل ۴-۴۴: نمای بالایی از مدل وارون سازی جنوب شرقی با اعمال افزایش وزن سلول های سطحی تر در عمق ۲ متر.

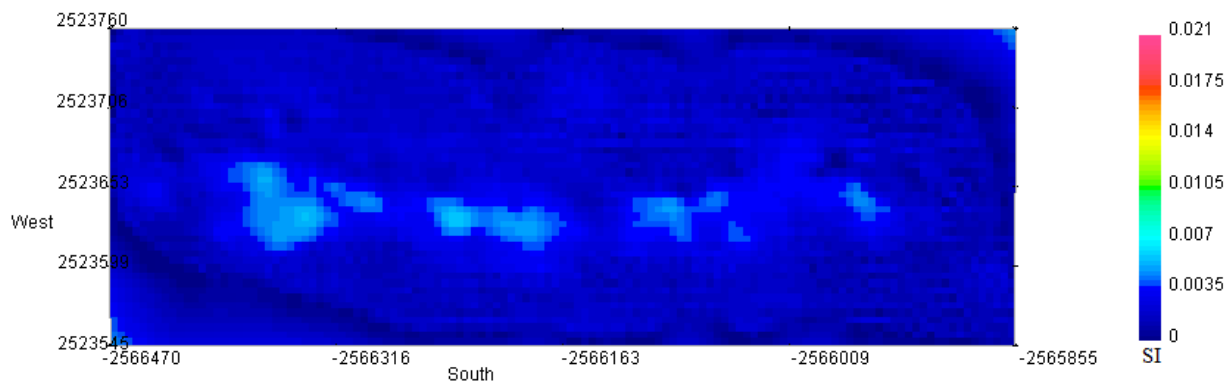
۴-۸- وارون سازی بی‌هنجاری غرب محدوده (C)

جهت وارون‌سازی این بی‌هنجاری تعداد ۴۳۷۱ داده از نقشه بی‌هنجاری این محدوده از نرم‌افزار آسیس مونتاژ استخراج شد. این داده‌ها به عنوان ورودی به نرم‌افزار اعمال شد و نتایج حاصل وارون‌سازی در حالت بدون قید مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. شکل ۴-۴ نقشه بی‌هنجاری محدوده غرب منطقه را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده شود به نظر می‌رسد چندین آنومالی با مقدار باقی‌مانده بین ۱۶- و ۴۷ نانوتسلا در این محدوده ظاهر شده است. شکل ۴-۴ نما‌ی کلی و نهایی مدل بازسازی شده این محدوده را نشان می‌دهد؛ که در آن سلول‌های با تباین کمتر از ۰/۰۰۵ نمایش داده نشده است. نتایج وارون‌سازی نشان می‌دهد که این محدوده شامل دو توده بزرگ در قسمت شمالی این محدوده با عمق سطح بالایی ۵ متر و گسترش عمقی زیاد (۹۰ متر) می‌باشد. همچنین در قسمت جنوبی محدوده چندین توده پراکنده و کوچک‌تر نسبت به قسمت شمالی محدوده ظاهر شده است. این توده‌ها گسترش عمقی و تباین مغناطیسی کمتری نسبت به محدوده شمالی دارند. شکل ۴-۴ نما‌ی برش‌خورده مدل نهایی را نشان می‌دهد.

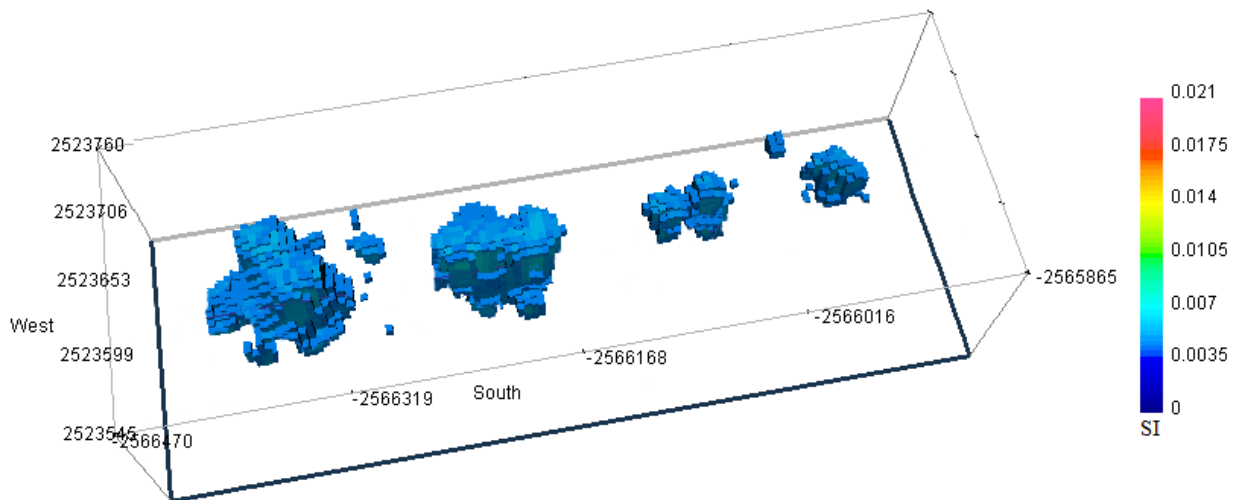


شکل ۴-۴: نقشه جدا شده بی‌هنجاری غرب.

همان‌گونه که در شکل ۴-۴۹ مشاهده می‌کنیم، مقطع عرضی مدل نهایی، گسترش عمقی ماده معدنی را در این محدوده نشان می‌دهد؛ نتایج حاصل از وارون‌سازی در این محدوده نیز با نتایج حاصل از فیلتر گسترش به سمت بالای فصل قبل مطابقت دارند. این محدوده از نظر گسترش عمقی از محدوده های شمال شرق و جنوب شرق، بیشتر و از نظر تباین مغناطیسی با محدوده جنوب شرقی مشابهت دارد، ولی توده محدوده غرب از دو محدوده دیگر بزرگ‌تر است.

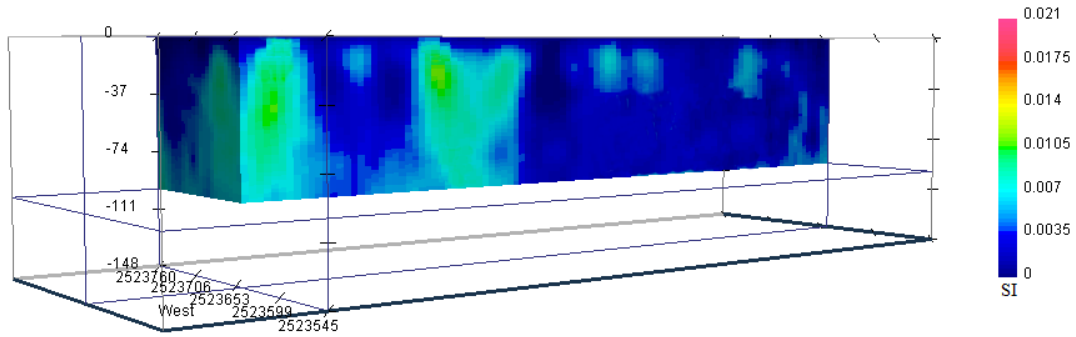


شکل ۴-۴۶: پلان وارون‌سازی (روی سطح زمین) در حالت بدون قید.

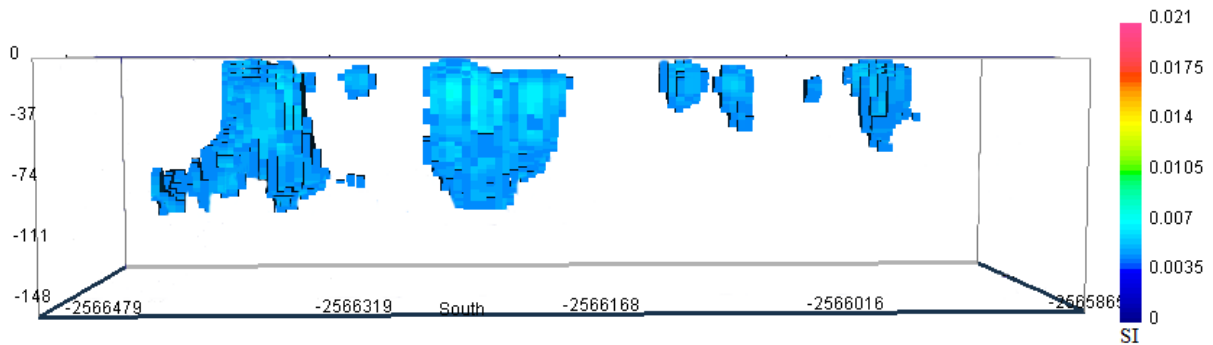


شکل ۴-۴۷: نمای سه‌بعدی نهایی بی‌هنجاری غرب منطقه.

Depth = -97.5



شکل ۴-۴۸: مقطع عرضی مدل وارون‌سازی بی‌هنجاری غرب جهت نمایش عمق سطح بالا و پایین توده‌ها.



شکل ۴-۴۹: نمای جنوبی مدل وارون‌سازی بی‌هنجاری غرب جهت نمایش عمق کلی توده‌ها.

۴-۹- اعتبارسنجی مدل‌سازی سه‌بعدی با داده‌های حفاری

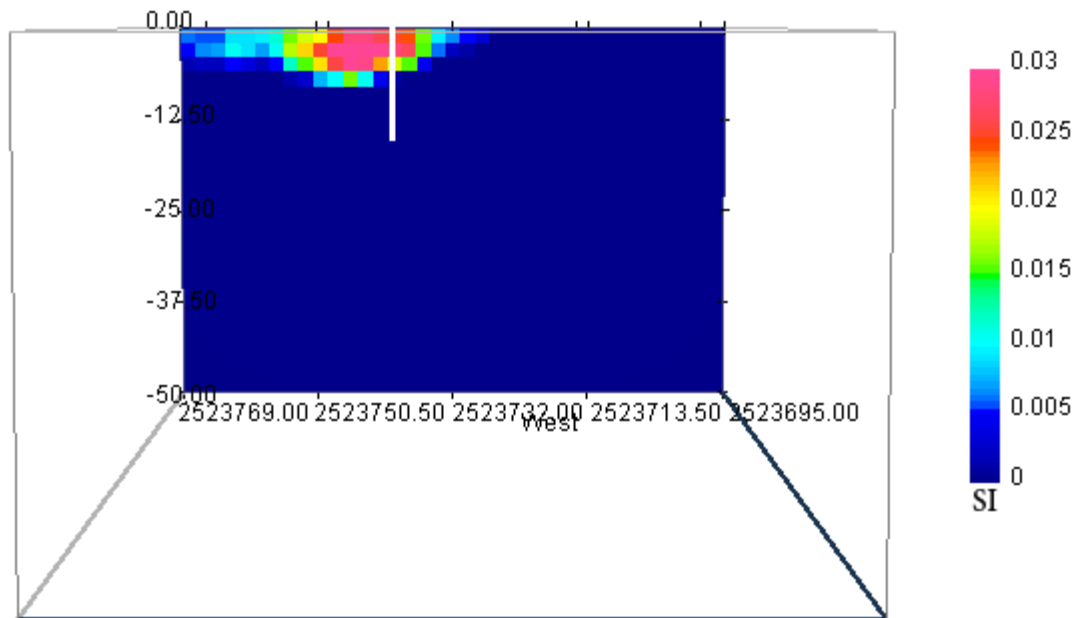
در محدوده مورد مطالعه تعدادی گمانه اکتشافی با توجه به اطلاعات تجربی انجام شده است که از این تعداد گمانه، چهار گمانه در محدوده بی‌هنجاری‌ها واقع شده است. شکل ۴-۵۰ موقعیت گمانه‌های حفر شده بر روی بی‌هنجاری جنوب شرقی را نشان می‌دهد. گمانه شماره ۱ بر روی توده جنوبی‌تر بی‌هنجاری جنوب شرقی از ابتدا تا عمق ۷ متری آهن پرعیار و از ۷ متر تا پایان ۱۶ متری باطله نشان داشته است. این نتایج با نتایج مدل‌سازی محدوده با توجه به شکل ۴-۴۲ تطابق کامل دارد.

گمانه شماره ۲ بر روی توده مرکزی بی‌هنجاری محدوده جنوب شرقی حفر شده است. این گمانه ابتدا تا عمق ۵ متری آهن پرعیار و از ۵ متر تا پایان ۲۰ متری باطله نشان داده است. این نتایج نیز با نتایج مدل‌سازی مربوط به بی‌هنجاری محدوده جنوب شرقی که مقطع عرضی آن در شکل ۴-۴۲ آورده شده است، مطابقت دارد.

گمانه شماره ۳ بر روی توده شمالی‌تر محدوده شمال شرقی حفر شده است. این گمانه ابتدا تا عمق ۵ متری آهن پرعیار و از ۵ متر تا پایان ۱۶ متری باطله نشان داده است. همان‌طور که در شکل‌های ۴-۳۱ و ۴-۳۲ مشاهده می‌شود، نتایج مدل‌سازی با این مقادیر کمی تفاوت دارد ولی نتایج قابل اتکا هستند.

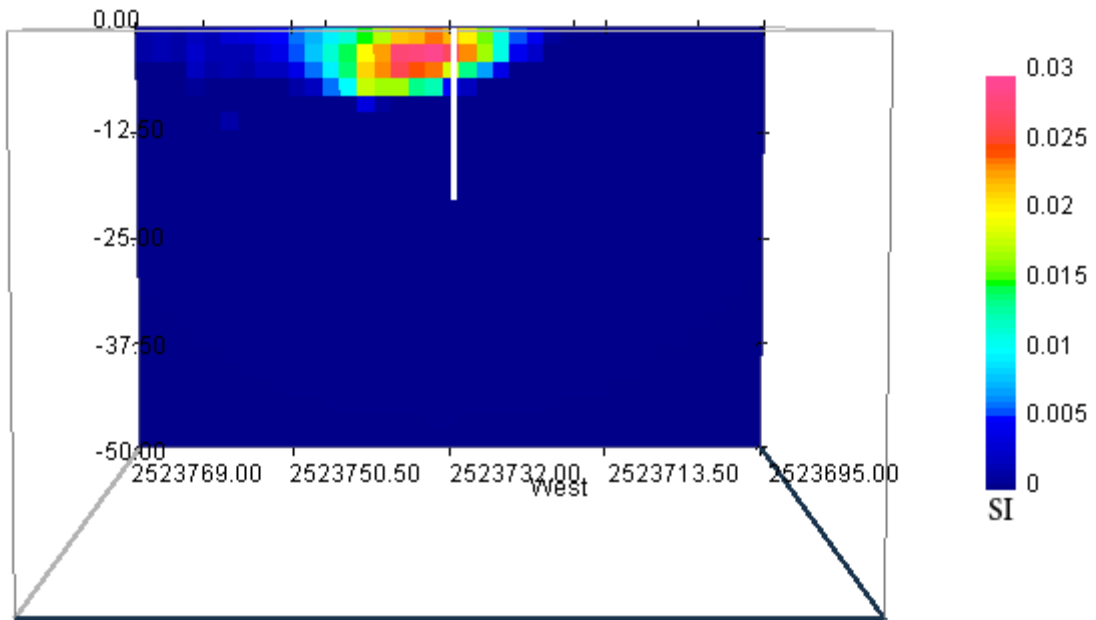
گمانه دیگر بین در توده جنوبی بی‌هنجاری جنوب شرقی با شیب ۴۵ درجه به عمق ۷ حفر شده است. این گمانه در ۲ متر مرکزی به لایه آهن برخورد کرده است که احتمال می‌رود یکی از دو توده اطراف را قطع کرده باشد.

Easting = -2565772



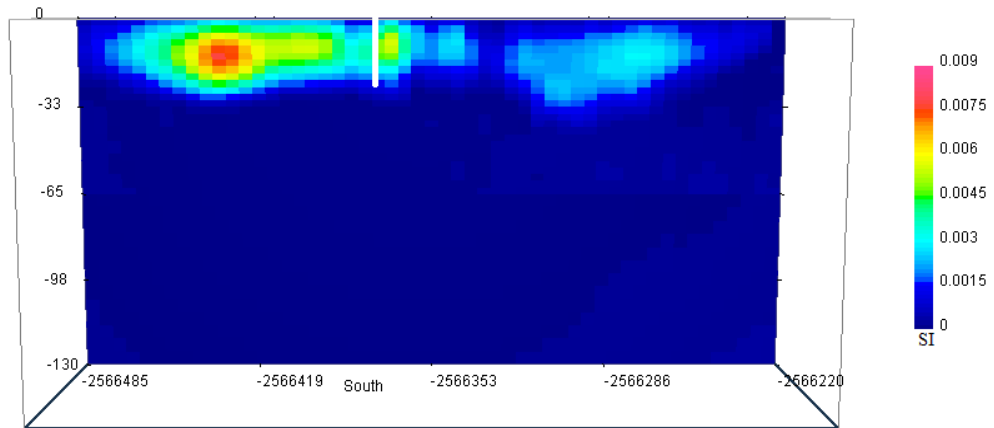
شکل ۴-۵۰: موقعیت حفاری انجام شده بر روی توده جنوبی بی‌هنجاری‌های جنوب شرقی.

Easting = -2565820



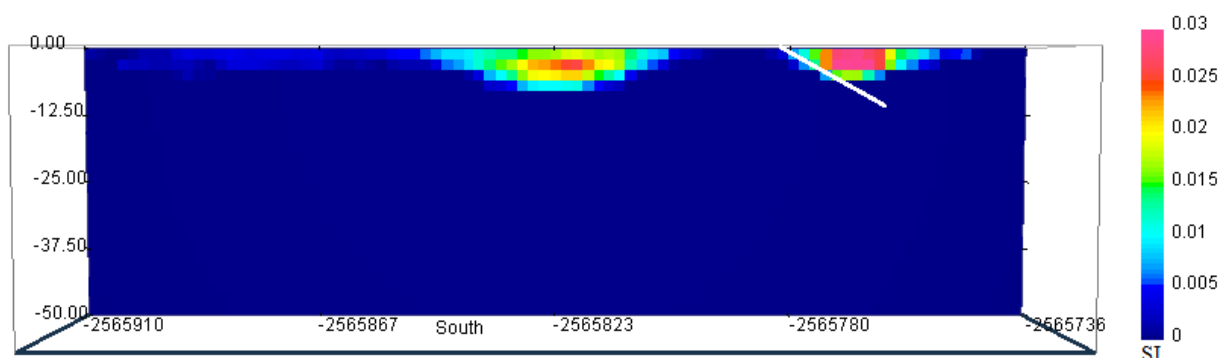
شکل ۴-۵۱: موقعیت حفاری انجام شده بر روی توده مرکزی بی‌هنجاری‌های جنوب شرقی.

Northing = 2523835



شکل ۴-۵۲: موقعیت حفاری انجام شده بر روی توده شمالی بی‌هنجاری‌های شمال شرقی.

Northing = 2523739



شکل ۴-۵۳: موقعیت حفاری انجام شده بین دو توده جنوبی بی‌هنجاری‌های جنوب شرقی.

۴-۱۰- نتیجه‌گیری وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی محدوده خرائق

جهت بررسی عملکرد روش لی-اولدنبورگ، وارون‌سازی داده‌های مصنوعی برای مدل‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفت و تطابق خوب مدل‌های وارون شده با مدل اولیه نشان از این دارد که؛ این روش در وارون‌سازی مدل‌های ساده، پیچیده و مرکب شیب‌دار عملکرد مناسبی از خود نشان می‌دهد. پس از آن برای مدل‌سازی داده‌های محدوده موردنظر از این روش استفاده شد. در این بخش، برای سه محدوده جدا شده از کل منطقه، اقدام به مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌های برداشتی با استفاده از الگوریتم لی-اولدنبورگ شد. جهت مقایسه نتایج فیلترهای مورد استفاده در فصل قبل با نتایج مدل‌سازی، نماهای مختلف مدل نهایی تهیه گردید. از نظر گسترش عمقی، مدل‌های وارون شده و نتایج حاصل از فصل قبل، مورد مقایسه قرار گرفت که حاصل این مقایسه، هم‌خوانی قابل‌قبول با مدل‌سازی بود و در هر مرحله تأییدکننده یکدیگر بودند. هم‌چنین این نتایج با گمانه‌های حفر شده بر روی دو بی‌هنجاری شمال شرقی و جنوب شرقی اعتبار سنجی شد؛ که مطابقت کاملی از خود نشان داده است. نتیجه نهایی بررسی منطقه، حاکی از وجود سه محدوده کانی‌سازی در شمال شرق، جنوب شرق و غرب محدوده است. توده غرب محدوده نسبت به دو محدوده دیگر بزرگ‌تر است و گسترش عمقی آن نیز بیشتر برآورد شده است.

عمق بالا و پایین توده‌های اصلی بی‌هنجاری محدوده غرب به ترتیب تقریباً ۵ و ۹۰ متر و بی‌هنجاری شمال شرق
۱ و ۳۰ متر می‌باشند و بی‌هنجاری جنوب شرقی از سطح تا عمق ۱۰ متری گسترش یافته است.

فصل پنجم

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۵-۱- نتیجه گیری

هدف از تحقیق، بررسی، مدل سازی و تفسیر مجموعه‌ای از داده‌های واقعی با استفاده از الگوریتم وارون سازی لی-اولدنبورگ بود. ابتدا تفسیر داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار Geosoft oasis montaj انجام و فیلترهای مختلف جهت تفسیر هر چه بهتر نتایج بر روی نقشه‌های به دست آمده اعمال شد. نقشه‌های حاصل از آن‌ها حاکی از وجود سه منطقه کانی سازی در شمال شرق، جنوب شرق و غرب محدوده است که؛ منطقه کانی سازی غرب محدوده به طول تقریبی ۶۰۰ متر و عرض ۲۵ متر، از دو منطقه کانی سازی دیگر از گسترش عمقی بیش تر و نسبت به آن‌ها بزرگ تر می باشد.

سپس به منظور استفاده بهینه از روش وارون سازی، ابتدا اقدام به وارون سازی داده‌های مدل‌های مصنوعی ساده تا مرکب و پیچیده و منطبق با ساختارهای زمین شناسی شد. با توجه به این که دو هدف اصلی این روش، تخمین شکل منشأ و تعیین میزان تباین مغناطیسی بی‌هنجاری با زمینه است، نتایج حاصل از وارون سازی داده‌های مصنوعی، نشان دهنده عملکرد قابل قبول این روش در تخمین شکل بی‌هنجاری‌های مختلف بود؛ با این تفاوت که میزان تباین مغناطیسی بی‌هنجاری با زمینه نسبت به اندازه واقعی، مقدار کمی تفاوت داشت. نکته بسیار مهم در این روش، توانایی دخیل دادن داده‌های جانبی (حاصل از مطالعات زمین شناسی یا دیگر روش‌های ژئوفیزیکی)، در روند وارون سازی است. این قابلیت توسط قیدهایی مانند همواری، مدل مرجع، مدل کرانه‌ای و وزن عمقی انجام می شود و حاصل وارون سازی، بازسازی مدل‌هایی است که از صحت بالایی برخوردار بوده و با ساختارهای زمین شناسی انطباق بیش تری دارند. در پایان داده‌های مغناطیسی محدوده اکتشافی خرانق در استان یزد مورد وارون سازی قرار گرفت که در ادامه، نتایج به دست آمده به اختصار آورده شده است.

نتیجه نهایی بررسی محدوده اکتشافی خرانق، حاکی از وجود سه بی‌هنجاری مغناطیسی با روند عمومی شمال غربی- جنوب شرقی منطبق با ساختارهای زمین شناسی در محدوده است که نتایج مدل سازی آن‌ها به شرح زیر است:

- بی‌هنجاری شمال شرقی: گسترش سطحی این توده از شمال به جنوب متفاوت است. این بی‌هنجاری شامل دو توده جدا از هم تقریباً شیب‌دار است که عمق سطح بالایی آن‌ها ۲ متر و عمق پایینی توده بالایی ۳۰ متر و توده پایینی ۲۵ متر می‌باشد.
 - بی‌هنجاری جنوب شرقی: این محدوده شامل سه توده کوچک جدا از هم می‌باشد که از سطح تا عمق ۱۰ متری گسترش یافته است.
 - بی‌هنجاری غرب: این محدوده شامل بزرگ‌ترین توده‌های محدوده اکتشافی می‌باشد. دو توده بزرگ با عمق سطح بالا و پایینی ۵ و ۹۰ متر در قسمت شمالی این محدوده قرار دارد. قسمت جنوبی این محدوده نیز شامل چندین توده نسبتاً بزرگ با عمق پایینی ۶۰ متر است.
- در پایان ذکر این نکته ضروری است که تنها با استفاده از داده‌های کم‌هزینه مغناطیس‌سنجی و بدون استفاده از هیچ‌گونه داده پرهزینه حفاری، با استفاده از این روش می‌توان اطلاعات نسبتاً جامعی از ساختارهای زیرسطحی به دست آورد تا در مراحل بعدی بتوان با بهینه‌سازی شبکه حفاری، هزینه‌ها را کاهش و به مدل جامع‌تری دست یافت.

۵-۲- پیشنهادها

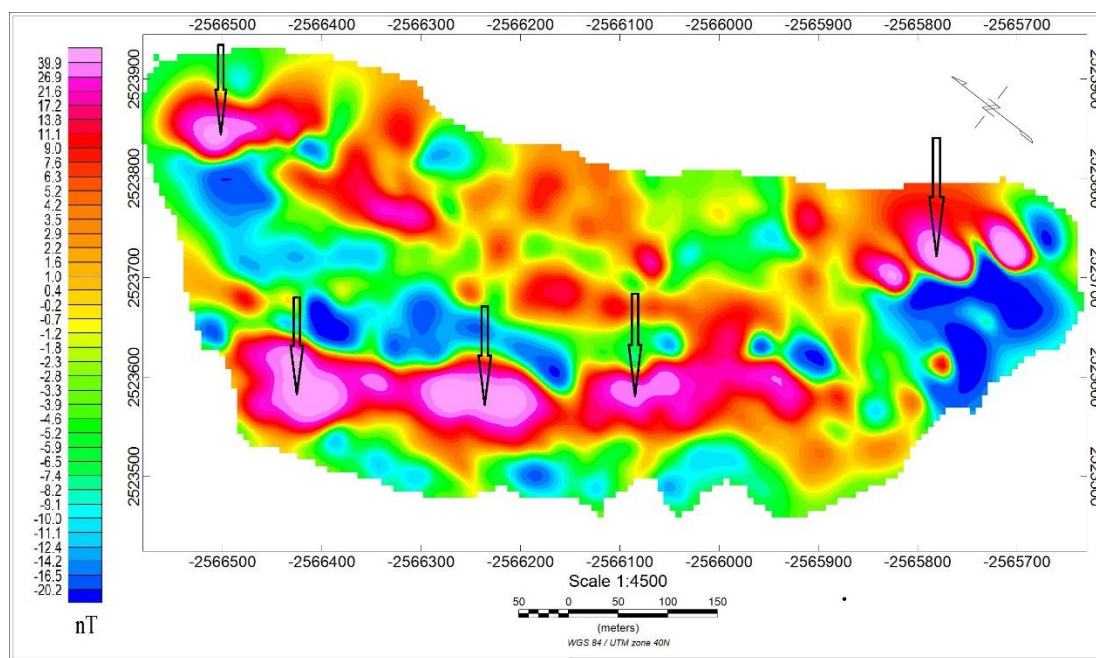
در این روش، برای طراحی قید مدل کرانه‌ای لازم است برای تک‌تک سلول‌های مدل، حد بالا و پایین تباین مغناطیسی وارد شود؛ که این کار بسیار زمان‌بر است. پیشنهاد می‌گردد تا با تغییرات الگوریتم، فایل موردنیاز برای طراحی قید مدل کرانه‌ای تولید شود.

در استفاده از قید هموارسازی، تمامی سلول‌ها در یک جهت خاص هموار می‌شوند. پیشنهاد می‌گردد مانند قید مدل کرانه‌ای، به تک‌تک سلول‌ها اعمال شود تا بتوان بازسازی مدل‌های ترکیبی شامل ساختارهای عمودی و افقی را کامل کرد.

در مورد محدوده اکتشافی خراق، پیشنهاد انجام حفاری به شرح جدول ۵-۱ می‌باشد؛ همچنین توصیه می‌شود تا داده‌های حفاری محدوده تهیه و با استفاده از آن، قیده‌های مختلف از جمله مدل مرجع و مدل کرانه‌ای طراحی و به وارون‌سازی اعمال شود؛ تا نتیجه نهایی هرچه بیش‌تر به توده‌های زیرسطحی نزدیک گردد.

جدول ۵-۱: نقاط حفاری پیشنهادی

گمانه	X	Y	شیب	عمق
BH01	۲۸۳۶۷۰	۳۵۸۸۰۱۳	۹۰	۸۰
BH02	۲۸۳۷۶۳	۳۵۸۷۹۰۶	۹۰	۴۰
BH03	۲۸۳۷۰۰	۳۵۸۸۳۰۰	۹۰	۳۰
BH04	۲۸۳۶۰۰	۳۵۸۸۱۰۰	۹۰	۸۰
BH05	۲۸۴۰۲۰	۳۵۸۷۷۶۰	۹۰	۲۰



شکل ۵-۱: نقاط حفاری پیشنهادی بر روی نقشه میدان مغناطیسی همراه با اعمال تصحیحات.

منابع

- [۱] تلفورد، دبلیو. ام، جلدارت، ال.پی، شریف، ار.ای، کیز، وی.ا، ترجمه زمردیان، ح، حاجب حسینی، ۱۳۷۵، "ژئوفیزیک کاربردی". انتشارات دانشگاه تهران.
- [۲] کلاگری، ع.ا.، ۱۳۷۱، "اصول اکتشافات ژئوفیزیکی". انتشارات تابش.
- [۳] Dobrin, M. B., and Savit, C. H, 1998, "**Geophysical Prospecting**", Fourth edition, McGraw-Hill International Editions.
- [۴] Clark, D. A., 1997, "Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys". **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, 83-103.
- [۵] Li, Y., and Oldenburg, D. W, 2003, "Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method", **Geophys. J. Int.**, 152, 251-265.
- [۶] Portniaguine, O, Zhadanov, M. S, 2002 "**3-D magnetic inversion with data compression and image focusing**". *Geophysics*, 67, 1532-1541.
- [۷] Boulanger, O., & Chouteau, M. (2001). "Constraints in 3D gravity inversion" **Geophysical Prospecting**, 49(2), 265-280.
- [۸] Chasseriau, P., & Chouteau, M. (2003). "3D gravity inversion using a model of parameter covariance". **Journal of Applied Geophysics**, 52(1), 59-74.
- [۹] van Zon, T., & Roy-Chowdhury, K. (2006). "Structural inversion of gravity data using linear programming". **Geophysics**, 71(3), J41-J50.

- [۱۰] حیدریان شهری، محمد رضا، ۱۳۸۵، "مبانی اکتشافات ژئوفیزیک". چاپ دانشگاه فردوسی مشهد.
- [۱۱] کریم‌پور، م. ح.، ۱۳۸۴، "اکتشاف ذخایر معدنی" انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، شماره ۴۵۳.
- [۱۲] علمدار، ک.، انصاری، ع. ح.، ۱۳۸۸، "تعیین مرز بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل با استفاده از فیلترهای فاز محلی"، *مجله فیزیک زمین و فضا*، دوره ۳۶، شماره ۱.
- [۱۳] علمدار، ک.، معدنچی، ا.، ۱۳۹۲، "مروری بر روش‌های جدایش آنومالی‌های ناحیه‌ای از باقی‌مانده در داده‌های میدان پتانسیل با مطالعه موردی داده‌های ژئوفیزیک هوایی چهارگوش آباده به همراه تفسیر زمین‌شناسی"، *نشریه روش‌های تحلیلی و عددی در مهندسی معدن*، شماره ۵، صفحه ۵۰ تا ۵۸.
- [۱۴] Fedi, M., Rapollam, A. and Russo, G., 1999. "Upward continuation of scattered potential field data". *Geophysics*, 64, 443- 451.
- [۱۵] Guun, P. J., Madment, D., and Miligan, P.R., 1997, "Interpretation of aeromagnetic data in area of limited outcrop": *AGSO Jurnal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2), 175-185
- [۱۶] Blakely, R.J., and Simpson, R.W., 1986. "Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies". *Geophysics* 51(7), 1494-1498.
- [۱۷] Blakely, J. 1996. "**Potential theory in gravity and magnetic applications**". Stanford university Press. USA.
- [۱۸] Nabighian, M. N., 1974. "Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section". *Geophysics*, 39, 85-92.
- [۱۹] Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992. "Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal". *Geophysics*, 57, 116-125.

- [٢٠] Hsu, S., K. Sibuet, J., C. and Shyu, C., T. 1996. "High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: an enhanced analytic signal technique". **Geophysics**, 61, 373-386.
- [٢١] Menke, W. (1989). "**Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory**". Orlando, Fla.: Academic Press. xii, 260.
- [٢٢] Meju, M. A. (1994). "**Geophysical data analysis: understanding inverse problem theory and practice (Vol. 6)**". Tulsa,, OK: Society of Exploration Geophysicists.
- [٢٣] Aster, R. C., Borchers, B., & Thurber, C. H. (2011), "**Parameter estimation and inverse problems**". Academic Press.
- [٢٤] Lelièvre, P. G., and D. W. Oldenburg, 2006, "Magnetic forward modelling and inversion for high susceptibility". **Geophysical Journal International**, 166, 76-90.
- [٢٥] Phillips, N. (2001), "**Geophysical inversion in an integrated exploration program: examples from the San Nicolas deposit**". University of British Columbia. Vancouver, Canada: Master's Thesis.
- [٢٦] Williams, N. C. (2008), "**Geologically-constrained UBC-GIF gravity and magnetic inversions with examples from the Agnew-Wiluna greenstone belt, Western Australia**". University of British Columbia. Vancouver, Canada.
- [٢٧] Li, Y., and Oldenburg, D. W., 1996, "**3-D inversion of magnetic data Geophysics**". 61, 394-408.
- [٢٨] Shearer, S., and Li, Y., 2004, "3D Inversion of magnetic total gradient data in the presence of remanent magnetization". **74th Annual International Meeting**, SEG, Expanded, 23, 774-777.

[۲۹] موسوی اناری، م، ص.، ۱۳۷۰، "جغرافیای طبیعی استان یزد".

[۳۰] درویش زاده، ع.، ۱۳۷۰، "زمین شناسی ایران"، انتشارات دانشگاه امیرکبیر.

[۳۱] شهاب پور، ج.، ۱۳۸۴، "زمین شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان.

[۳۲] سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کل ایران".

[۳۳] نوروزی، غ.، ۱۳۸۸، "ژئوفیزیک اکتشافی"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران.

[۳۴] <http://ngdir.ir>

Abstract

Nowadays attempts to detect and achieve buried structures and underground resources have developed widely and geophysics is a means of identifying these structures. The main goal of geophysical methods is incorporating additional information to the pros of inversion to define the characteristics of geological structures as precisely as possible. To reach this goal, 3D modeling is one of the most successful methods of interpreting geophysical data. The outcome of modeling is to have a better understanding of target such as the shape and depth of source. Finding these parameters influences the subsequent decisions directly which can influence the management of major costs.

In this study we have tried to use two-dimensional inversion (Geosoft oasis montaj software) and 3D constrained inversion of magnetic data with Li-Oldenburg method (MAG3D software), correctly interpret the results. This algorithm includes a multi-coefficient objective function which is flexible enough to produce different kinds of models which are in good agreement with geological structures. For optimized use of the algorithm at first it was tested on artificial models which were contaminated with noise, then according to the accommodation of the results with the right model it was used for the inversion of real data. In this research, magnetic data of kharanq in Yazd area, were inverted and the final results which have been shown in different views. The results indicate the presence of three zones of mineralization in the North East, South East and West range. West masses larger area than the other two areas and further depth expand its estimated. Depth to the top and down the main mass anomaly approximately 5 and 90 meters in West and 1 and 30 meters in North-East respectively and southeast anomaly has been expanded from the surface to a depth of 10 meters.

Key words: Magnetometry, Li-Oldenburg inversion, 3D constrained inversion, kharanq in Yazd, area



Shahrood University of Technology

Faculty of mining, Petroleum and Geophysics

**Inverse modeling and interpretation of magnetometric data for detection of
hematite iron in Kharanq area, Yazd**

Saeed Faraji

Supervisor:

Dr. Alireza Arab Amiri & Dr. Ali Nejati Kalateh

Advisor:

Hasan Riahi

January 2016