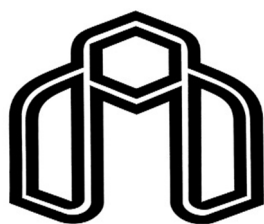


بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

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

مدل سازی وارون و تفسیر داده های مغناطیسی ، زمینی برداشت شده  
در شمال شرقی یزد به منظور اکتشاف ذخایر آهن

نگارنده:

سید رضا حسینی میقان

استاد راهنما:

دکتر علی نجاتی کلاته

بهمن ۱۳۹۹

شماره: ۶۴۷۴۲۰۵۹  
تاریخ: ۲۳/۰۱/۱۴۰۱

باسمه تعالی



فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای سید رضا حسینی میقان با شماره دانشجویی ۹۶۳۳۷۶۴ رشته ژئوفیزیک - مغناطیس تحت عنوان مدل سازی وارون داده های مغناطیس، زمینی برداشت شده در شمال شرقی یزد به منظور اکتشاف ذخایر آهن که در تاریخ ۱۳۹۹/۱۱/۳۰ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

<input type="checkbox"/> الف) درجه عالی: نمره ۲۰-۱۹	<input type="checkbox"/> ب) درجه خیلی خوب: نمره ۱۸/۹۹-۱۸
<input checked="" type="checkbox"/> ج) درجه خوب: نمره ۱۷/۹۹-۱۶	<input type="checkbox"/> د) درجه متوسط: نمره ۱۵/۹۹-۱۴
<input type="checkbox"/> ه) کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد	
<input type="checkbox"/> نوع تحقیق: نظری	<input type="checkbox"/> عملی

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر علی نجاتی کلاته	دانشیار	
۲- استاد راهنمای دوم	_____	_____	_____
۳- استاد مشاور	_____	_____	_____
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر سوسن ابراهیمی	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر حمید آقاجانی	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی	دانشیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر محمد عطائی

مهر دانشکده:



## سپاسگذاری

سپاس و ستایش خداوند حکیم را ...

اکنون که به توفیق الهی توانستم در پایان دوره کارشناسی ارشد این پایان نامه را ارائه دهم، بر خود لازم می دانم از استاد راهنمای گرانقدر جناب آقایان دکتر علی نجاتی کلاته که در تمام طول دوره و همچنین تمامی مراحل تهیه این پایان نامه با راهنمایی های ارزشمند و نظرات سازنده خود گره گشای بنده بوده اند، کمال تشکر و سپاسگذاری رو داشته باشم.

از اساتید گروه جناب آقایان : دکتر حمید اقاچانی، دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی، دکتر امین روشندل کاهو، دکتر علیرضا عرب امیری که با اخلاق خوب و شایسته در تمامی مراحل با محبت ها و همکاری های ارزشمند مرا یاری دادند تشکر و قدردانی می کنم.

تشکر صمیمانه از آقای مهندس علی اکبر رجبی و حسن طالع زاری که همواره با روی خوش پاسخ گوی سوالات و مشکلات ما بوده اند.

از ریاست دانشکده و مسئولین گروه ژئوفیزیک و تمامی اساتید دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک بابت همکاری و فراهم نمودن امکانات لازم تشکر و قدردانی می کنم.

و برای تمامی این عزیزان سلامتی و طول عمر با عزت را از خداوند منان خواستارم.

تقدیم به:

آستان مقدس امام رضا (ع)

تقدیم به استادان روشنگران چراغ علم

تقدیم به پدر و مادرم به پاس همه زحمات بی دریغشان

تقدیم به همسر و فرزندانم

## تعهد نامه

اینجانب سید رضا حسینی میقان دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک گرایش مغناطیس دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان: مدلسازی وارون داده مغناطیس زمینی برداشت شده به منظور اکتشاف ذخایر آهن مطالعه موردی: بخشی از منطقه شمال شرقی یزد ( تحت راهنمایی آقای 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 پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است. در هیچ مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیاز جا ارائه شده است.

دانشگاه کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام به چاپ خواهد رسید « Shahrood University of Technology صنعتی شاهرود » و یا مستخرج

حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات از پایان نامه رعایت می گردد.

شده است در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده یا ( بافتهای آنها ) استفاده ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.

یا استفاده در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

• کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است ) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود

• استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد..

## چکیده:

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 دقیق تر خصوصیات فیزیکی ساختارهای زمین شناسی است. برای رسیدن به این هدف، مدل سازی از موفق ترین روش های تفسیر داده های ژئوفیزیکی است؛ که نتیجه آن، پیدا کردن درک صحیح تر از ساختارهای زیرسطحی همچون شکل منبع، میزان عمق، گستردگی جانبی، کشیدگی عمقی و ... می باشد. مشخص شدن این پارامترها، تاثیر مستقیم و به سزایی در تصمیم گیری های بعدی دارد؛ که می تواند در مدیریت هزینه های اکتشافی موثر واقع گردد. در نوشتار حاضر سعی شده است تا با استفاده از وارون سازی دو بعدی نرم افزار

(Geosoft oasis montaj) و سه بعدی مقید داده های مغناطیس سنجی با استفاده از الگوریتم لی و اولدنبرگ نرم افزار (MAG3D) تفسیر درستی نتایج حاصل شود. به منظور استفاده بهینه الگوریتم مذکور، ابتدا کاربرد آن بر روی داده های مصنوعی به همراه نوفه بررسی و بر اساس میزان انطباق نتایج با جواب اصلی، از این روش برای وارون سازی داده های واقعی استفاده شده است. در این تحقیق داده های مغناطیس سنجی محدوده اکتشافی خرائق واقع در شمال شرق استان یزد، مورد مدل سازی قرار گرفته شده است. نتیجه بررسی منطقه، حاکی از وجود سه محدوده کانی سازی در غرب محدوده است. در توده غرب سه محدوده با عمق ها و گسترش های متفاوت یافت شد که عمق دو محدوده تقریباً یکسان و دیگری با گستره کمتر و عمق کمتر است.

**کلمات کلیدی:** مغناطیس سنجی، وارون سازی لی و اولدنبرگ، مدل سازی مقید، خرائق استان یزد

## فهرست مطالب

فصل اول کلیات .....	۱
۱-۱- مقدمه: .....	۲
۲-۱- نقش روش های ژئوفیزیکی در اکتشاف ذخایر معدنی: .....	۲
۳-۱- جایگاه روش مغناطیس سنجی در اکتشاف ذخایر معدنی: .....	۳
۴-۱- روش تحقیق: .....	۴
۵-۱- سابقه مطالعات انجام شده در بکارگیری روش مغناطیس سنجی و مدل سازی: .....	۵
۶-۱- ضرورت انجام تحقیق: .....	۶
۷-۱- هدف از تحقیق: .....	۷
۸-۱- ساختار پایان نامه: .....	۸
فصل دوم مبانی مغناطیس سنجی و وارون سازی داده های مغناطیس .....	۹
۱-۲- مقدمه مغناطیس سنجی: .....	۱۰
۲-۲- مغناطیس زمین: .....	۱۰
۳-۲- اصول و مبانی روش مغناطیس سنجی: .....	۱۱
۱-۳-۲- القای مغناطیسی: .....	۱۱
۲-۳-۲- نیروی مغناطیسی: .....	۱۲
۳-۳-۲- میدان مغناطیسی: .....	۱۳
۴-۳-۲- گشتاور مغناطیسی: .....	۱۳
۵-۳-۲- میل مغناطیسی: .....	۱۳
۶-۳-۲- زاویه انحراف مغناطیسی: .....	۱۳
۵-۲- خواص مغناطیسی کانی ها: .....	۱۴
۶-۲- حساسیت مغناطیسی کانی ها: .....	۱۵
۱-۶-۲- کانی های دپا مغناطیس: .....	۱۵
۲-۶-۲- کانی های پارامغناطیس: .....	۱۵
۳-۶-۲- کانی های فرومغناطیس: .....	۱۶
۷-۲- اندازه گیری های مغناطیسی زمینی: .....	۱۶
۸-۲- تصحیحات مغناطیس سنجی: .....	۱۶
۱-۸-۲- برطرف نمودن اثرات تبدیل مؤلفه میدان مغناطیسی هسته زمین: .....	۱۷
۲-۸-۲- تصحیح روزانه: .....	۱۸
۹-۲- فیلترهای معمول در ژئومغناطیس: .....	۱۸
۱-۹-۲- فیلتر برگردان به قطب: .....	۱۹
۲-۹-۲- فیلتر روند سطحی: .....	۲۰
۳-۹-۲- فیلتر گسترش به سمت بالا: .....	۲۱
۴-۹-۲- فیلتر گسترش به سمت پایین: .....	۲۱



۲۲	۲- ۹- ۵- فیلتر مشتق قائم: .....
۲۳	۲- ۹- ۶- فیلتر سیگنال تحلیلی: .....
۲۳	۲-۱۰-۱- مقدمه ای بر مدل سازی: .....
۲۳	۲-۱۰-۱- بهبود و نمایش داده ها: .....
۲۴	۲-۱۰-۲- مدل سازی مستقیم: .....
۲۴	۲-۱۰-۳- مدل سازی وارون: .....
۲۴	۲-۱۱- مبانی وارون سازی: .....
۲۵	۲-۱۲- مروری بر مفاهیم پایه ای در مسائل وارون: .....
۲۵	۲-۱۲-۱- داده: .....
۲۵	۲-۱۲-۲- شاخص های مدل: .....
۲۵	۲-۱۲-۳- مدل: .....
۲۶	۲-۱۳- پارامترسازی یک سیستم ژئوفیزیکی: .....
۲۶	۲-۱۴- فضای مدل: .....
۲۶	۲-۱۵- طبقه بندی مسائل وارون: .....
۲۸	۲-۱۶- مسائل وارون گسسته خطی: .....
۲۹	۲-۱۷- بهینه سازی و کمینه کردن تابع هدف مسئله وارون: .....
۲۹	۲-۱۸- انواع روش های بهینه سازی: .....
۳۱	۲-۱۹- روش وارون سازی هموار لی و اولدنبرگ: .....
۳۴	۲-۱۹-۱- قید کمینه کردن اختلاف بین داده ها مصنوعی و برداشت شده: .....
۳۴	۲-۱۹-۲- قید کوچکترین پارامترهای مدل: .....
۳۵	۲-۱۹-۳- قید هموار بودن پارامترهای مدل همواری: .....
۳۵	۲-۱۹-۴- قید مثبت ماندن پارامترهای مدل: .....
۳۶	۲-۱۹-۵- قید تابع وزنی متناسب با عمق: .....
۳۶	۲-۱۹-۶- تابع هدف نهایی: .....
۳۹	فصل سوم زمین شناسی محدوده و اعمال پردازش بر روی داده های مغناطیسی سنجی .....
۴۰	۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه: .....
۴۱	۳-۲- مشخصات محدوده: .....
۴۱	۳-۳- مورفولوژی و ریخت شناسی منطقه: .....
۴۱	۳-۴- زمینشناسی ناحیه های: .....
۴۲	۳-۵- زمین شناسی عمومی منطقه: .....
۴۲	۳-۶- زمین شناسی محدوده اکتشافی: .....
۴۴	۳-۶-۱- زمین شناسی منطقه: .....
۴۵	۳-۷- مدل سازی دو بعدی و تفسیر داده های مغناطیسی سنجی محدوده: .....
۴۵	۳-۸- مشخصات میدان مغناطیسی زمین در منطقه: .....
۴۶	۳-۹- شبکه برداشت و عملیات صحرائی: .....
۴۶	۳-۱۰- نقشه میدان مغناطیسی کل: .....

۴۸	۱۱-۳- نقشه برگردان به قطب:.....
۵۱	۱۲-۳- نقشه باقی مانده مغناطیسی:.....
۵۲	۱۳-۳- نقشه گسترش به سمت بالا (ادامه فراسو):.....
۵۷	۱۴-۳- نقشه مشتق قائم اول:.....
۶۲	۱۵-۳- جمع بندی فصل:.....
۶۳	فصل چهارم مدل سازی سه بعدی داده‌های مصنوعی مغناطیس سنجی محدوده خرانق .....
۶۴	۱-۴-مقدمه:.....
۶۴	۲-۴-مدل مصنوعی مرکب:.....
۶۹	فصل پنجم وارون سازی داده های واقعی .....
۷۰	۱-۵-مقدمه:.....
۷۰	۲-۵-آماده سازی داده های واقعی :.....
۷۲	۳-۵- وارون سازی بی هنجاری غرب محدوده :.....
۷۹	فصل ششم نتیجه گیری و پیشنهادات .....
۸۰	۱-۶- نتیجه گیری:.....
۸۰	۲-۶-پیشنهادهات:.....
۸۲	منابع .....

## فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۲: مولفه‌های میدان مغناطیسی زمین (کریمپور)..... ۱۴
- شکل ۲-۲: گسسته سازی زمین از طریق شبکه بندی سه بعد عمود بر هم (فیلیپس، ۲۰۰۱)..... ۳۲
- شکل ۱-۳: موقعیت جغرافیایی محدوده خرائق (نقشه زمین شناسی کل ایران)..... ۴۰
- شکل ۲-۳: بخشی از نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (نقشه زمین شناسی کل ایران)..... ۴۴
- شکل ۳-۳: مشخصات میدان مغناطیسی وزاویه میل و انحراف محدوده اکتشافی..... ۴۵
- شکل ۴-۳: مختصات محدوده روی تصویر ماهواره ای گوگل ارث..... ۴۶
- شکل ۵-۳: نقشه میدان مغناطیسی کل محدوده TMI..... ۴۷
- شکل ۶-۳: موقعیت سه زون بی هنجاری اصلی (الف: غرب محدوده ب: شمال شرق محدوده و ج: جنوب شرق محدوده) بر روی نقشه شدت میدان مغناطیسی کل..... ۴۸
- شکل ۷-۳: نقشه برگردان به قطب محدوده به همراه رگه های ماده معدنی..... ۴۹
- شکل ۸-۳: نقشه برگردان به قطب محدوده به همراه عمق ماده معدنی..... ۵۰
- شکل ۱۰-۳: نقشه برگردان به قطب دوم محدوده به همراه مواد معدنی..... ۵۱
- شکل ۱۱-۳: الف) نقشه روند سطحی درجه ۲ حذف شده و ب) نقشه باقیمانده حاصل از اعمال فیلتر حذف روند سطحی درجه ۲..... ۵۲
- شکل ۱۲-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۱۰ متر..... ۵۳
- شکل ۱۳-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۲۰ متر..... ۵۴
- شکل ۱۴-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۴۰ متر..... ۵۵
- شکل ۱۵-۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۸۰ متر..... ۵۶
- شکل ۱۶-۳: نقشه مشتق اول قائم محدوده..... ۵۸
- شکل ۱۷-۳: نقشه مشتق جهتی محدوده در جهت X..... ۵۹
- شکل ۱۸-۳: نقشه مشتق جهتی اول محدوده در جهت Y..... ۶۰
- شکل ۱۹-۳: نقشه سیگنال تحلیلی محدوده..... ۶۱
- شکل ۱-۴: نمای جنوبی و سه بعدی از مدل مصنوعی مرکب شیب دار..... ۶۵
- شکل ۲-۴: میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی مرکب شیب دار با ۲ درصد نوفه به همراه پروفیل..... ۶۵
- شکل ۳-۴: مدل وارون سازی در حالت بدون قید (سلول های با تباین مغناطیسی کمتر از ۰/۱ نمایش داده نشده اند)..... ۶۶
- شکل ۴-۴: مدل کرانه ای مورد استفاده به عنوان قید در وارون سازی..... ۶۷
- شکل ۵-۴: نمای جنوبی از مدل وارون سازی با اعمال قید مدل کرانه ای..... ۶۷
- شکل ۶-۴: نمای جنوبی مدل وارون سازی با اعمال قید مدل کرانه ای که روی پروفیل برش خورده است..... ۶۸
- شکل ۱-۵: نقشه حاصل از اعمال فیلترهای برگردان به قطب، گسترش به سمت بالا و روند سطحی درجه ۲..... ۷۱
- شکل ۲-۵: نقشه مقطع عرضی مدل وارون سازی بی هنجاری غرب..... ۷۲

- شکل ۳-۵: نقشه مقطع عرضی از زاویه دیگر ..... ۷۳
- شکل ۴-۵: مقطع عرضی مدل نهایی با برش های عمودی جهت جداسازی سه بی هنجاری ..... ۷۳
- شکل ۵-۵: نمای سه بعدی نهایی بی هنجاری غرب منطقه ..... ۷۴
- شکل ۶-۵: نمای سه بعدی نهایی بی هنجاری غرب منطقه از زاویه ای دیگر ..... ۷۵
- شکل ۷-۵: نمای سه بعدی بی هنجاری از رو به رو ..... ۷۵
- شکل ۸-۵: نمای عرضی مدل وارون سازی بی هنجاری غرب جهت نمایش بهتر توده به همراه سلول ها ..... ۷۶
- شکل ۹-۵: نمای عرضی دیگری از مدل وارون سازی بی هنجاری غرب جهت نمایش بهتر توده به همراه سلول ها ... ۷۶
- شکل ۱۰-۵: مقطع عرضی بی هنجاری غرب به همراه نمایش سلول ها از نمای بالا ..... ۷۷
- شکل ۱-۶: نقاط حفاری پیشنهادی بر روی نقشه میدان مغناطیسی همراه با اعمال تصحیحات ..... ۸۱

## فهرست جدول ها

- جدول ۱-۳: مختصات رئوس محدوده مورد مطالعه ..... ۴۱
- جدول ۱-۶: نقاط حفاری پیشنهادی ..... ۸۱

# فصل اول

## کلیات

ژئوفیزیک به طور کلی شامل مطالعه زمین توسط اندازه گیری خصوصیات فیزیکی سنگها با استفاده از وسایل مناسب و بکارگیری تکنیک‌های بخصوص در سطح زمین می‌باشد. باید خاطر نشان نمود که روش‌های ژئوفیزیکی فقط قادرند اهدافی را آشکار سازند که از لحاظ برخی خواص فیزیکی با محیط اطراف خود اختلاف قابل توجهی داشته باشند. معمولاً خواص فیزیکی سنگ‌ها که در مطالعات ژئوفیزیکی مورد مطالعه قرار می‌گیرند، شامل خواص کشسانی، دانسیته، هدایت یا مقاومت الکتریکی، قابلیت مغناطیس‌شدگی، هدایت گرمایی و رادیواکتیویته است. بر همین اساس روش‌های ژئوفیزیکی را می‌توان به صورت زیر رده بندی نمود:

روش لرزه‌ای، روش گرانی‌سنجی، روش مغناطیس‌سنجی، روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی، روش پرتوسنجی، روش دماسنجی، رادیومتری و روش‌های چاه‌پیمایی

## ۱-۲- نقش روش‌های ژئوفیزیکی در اکتشاف ذخایر معدنی:

استخراج پیوسته و فزاینده سوخت‌های فسیلی و کانی‌های اقتصادی از دل زمین موجبات کمبود قریب‌الوقوع آنها را فراهم نموده که موجب توسعه بسیاری از روش‌های ژئوفیزیکی با دقت‌های زیاد برای آشکارسازی نهشته‌ها و ساختارهای پنهانی شده است. در اوایل قرن بیستم پی‌جویی برای کانی‌های اقتصادی منحصراً به رخنمون‌های سطحی سنگ‌های روی زمین محدود می‌شد. ولی امروزه برای کشف ذخایر جدید باید پی‌جویی را به زیر سطح زمین گسترش داد و این امر از نظر اقتصادی توسط اکتشاف ژئوفیزیکی امکان‌پذیر خواهد بود. در حقیقت از آغاز دهه ۱۹۴۰ بود که روش‌های ژئوفیزیکی بطور جدی در امر اکتشاف نفت و گاز و نهشته‌های معدنی بکار گرفته شده‌اند، اغلب صنایع سنگین یا سبک شدیداً به کانی‌های اقتصادی (اعم از فلزی و غیرفلزی) به عنوان مواد خام اولیه وابسته می‌باشند، در حقیقت وجود آنها برای ثبات اقتصادی صنایع کشورها الزامی می‌باشد. در حال حاضر در اکتشافات معدنی از روش‌های ژئوفیزیکی (مثل انواع روش‌های ژئوالکتریک، مغناطیس

سنجی، و گرانی سنجی) استفاده های فراوانی می شود. توسط روش های مختلف ژئوفیزیکی می توان محدوده آنومالی های معدنی را تعیین و حتی محل حفاری ها را توسط نقشه های ژئوفیزیکی با دقت بالایی مشخص کرد (کلاگری، ۱۳۷۱). در روش های زمینی عامل انسانی وظیفه تفسیر و برداشت را برعهده دارد و معمولاً در تماس مستقیم یا با فاصله کم از اشیاء مورد اندازه گیری انجام می شود، در سنجش از دور نیز از زمره روش های جمع آوری داده محسوب می شود که در آنها تماس مستقیم فیزیکی با اشیاء مورد اندازه گیری در حداقل ممکن نگه داشته می شود و در اکتشافات معدنی نیز کاربرد دارد. بدون شک استفاده از این تکنولوژی ها در مطالعات اکتشافی و منابع طبیعی و سایر موارد نه تنها سرعت انجام مطالعات را بیشتر می کند، بلکه از نظر دقت و هزینه و نیروی انسانی نیز بسیار با صرفه تر است، در اکتشاف ذخایر معدنی از روش های مختلف آشکارسازی برای تفکیک و تشخیص شواهد کنترل کننده کانی سازی (لیتولوژی، ساختارهای زمین شناسی و دگرسانی) استفاده می گردد.

### ۱-۳- جایگاه روش مغناطیس سنجی در اکتشاف ذخایر معدنی:

کاوش های مغناطیسی از قدیمی ترین روش های ژئوفیزیکی است که سالهاست در پی جویی نفت و کانی های اقتصادی (از جمله آهن) مورد استفاده قرار می گیرد. اکتشاف مغناطیسی برای کانی های اقتصادی به طور کلی برای یکی از سه هدف زیر صورت می گیرد (کلاگری، ۱۳۷۱)

- جستجوی مستقیم برای کشف کانی های مغناطیسی.

- استفاده از کانی های مغناطیسی به عنوان کانی ردیاب برای اکتشاف کانی های غیر مغناطیسی.

- تعیین عمق، اندازه و یا شکل زون های کانی سازی که از آنها هیچ گونه آثار سطحی وجود ندارد.

تقریباً ۹۰ درصد آهن تولیدی جهان از ذخایر رسوبی تأمین می شود. ۱۰ درصد مابقی در ارتباط با سنگ های آذرین، مافیک، الترامافیک و یا اسکارنها می باشند. نسبت مگنتیت به هماتیت کانسنگ های آهن موجود در سنگ های آذرین بیشتر از انواع دیگر سنگ هاست؛ در نتیجه به راحتی توسط روش های مغناطیس سنجی قابل اکتشاف می باشند. ذخایر هماتیتی غیر مغناطیسی اند ولی اغلب آنها از نظر

ژنتیکی در رابطه با مگنتیت می‌باشند، از این نظر این نوع ذخایر را میتوان به طور غیرمستقیم توسط روش مغناطیس‌سنجی مورد پی‌جویی قرار داد (دوبرین و ساویت، ۱۹۹۸).

#### 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 شمال غربی-جنوب شرقی 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 برداشت شده باید یک سری پردازش‌هایی مانند مختصات دار کردن داده‌ها، تصحیح تغییرات روزانه میدان و غیره اعمال شود. محصول نهایی پردازش داده‌ها، پروفیل‌ها و نقشه‌های کنترولی است که تغییرات بی‌هنجاری‌های شدت میدان کل را نشان می‌دهند. بعد از پردازش داده‌ها و تهیه نقشه‌های کنترولی 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 مشاهده شده نمی‌گردند، اما قطعاً می‌توانند در شناخت کلی و عمومی این منابع یاری رسانند، برای تفسیر بهتر داده‌های برداشت شده 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 نرم افزار ژئوسافت<sup>۱</sup> انجام و ارائه می‌شود و بر اساس این نقشه‌ها درباره وضعیت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در منطقه بحث خواهد شد. سپس با استفاده از نرم افزار UBC mag3D داده‌های واقعی به نرم افزار اعمال و خروجی آن به عنوان مدل نهایی و به صورت‌های مختلف مورد بررسی قرار می‌گیرد. جهت اعتبار سنجی مدل‌های نهایی نیز از اطلاعات زمین‌شناسی و حفاری استفاده می‌شود

#### ۱-۵- سابقه مطالعات انجام شده در بکارگیری روش مغناطیس سنجی و مدل سازی:

کاربرد روش گرانی سنجی و مغناطیس سنجی 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 مسئله‌ایزوله 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 (کلارک، ۱۹۹۷) در کشور ما نیز مطالعات بسیاری بر روی کانسارهای آهن انجام شده 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 موفقیت آمیز شد. معدن سنگ آهن گل‌گهر که از بزرگترین معادن آهن کشور است نتیجه عملیات اکتشافی و مطالعات مغناطیس سنجی است. بر روی کانسارهای زیادی از قبیل کانسار سنگ آهن کوشک در بافق، معدن آهن شکورآباد و سلمان‌آباد در سلطانیه زنجان عملیات و مطالعات مغناطیس سنجی موفق انجام شده است. در زمینه به‌کارگیری روش مدل‌سازی وارون الگوریتم‌های متفاوتی ارائه شده و توسط پژوهشگران مورد استفاده قرار گرفته است؛ که شامل وارون سازی هموار(لی و اولدنبرگ ۲۰۰۳) وارون سازی به کمک ترکیب مدل‌های ریاضی(بولانگر و چوتو

<sup>۱</sup> Geosoft

۲۰۰۱) وارون سازی بر مبنای کوواریانس (چوتو ۲۰۰۳) وارون سازی با برنامه‌ریزی خطی (روی چودهری ۲۰۰۶) و مغناطیس‌سنجی سنگ آهن سنگان و فردو و غیره می‌باشد.

#### ۱-۶- ضرورت انجام تحقیق:

هدف از برداشت‌های مغناطیس‌سنجی بررسی وضعیت کانسارهای مگنتیتی در مناطق عمیق‌تر می‌باشد. تقاضا برای مواد خام معدنی (فلزات، نفت، زغال و مواد رادیواکتیو) با وضعیت موجود جامعه جهانی و روند آن در آینده به طور نمایی رو به افزایش است. روشن است که به دست آوردن این مواد خام متنوع هر روزه مشکل‌تر و گران‌تر می‌شود. معادن قابل رویت در سطح یا نزدیک سطح زمین از مدت‌ها قبل شناخته و کشف شده‌اند. در حال و آینده اکتشاف باید در مناطقی انجام شود که مواد معدنی پوشیده بوده و در اعماق بیشتری قرار دارند. این مهم نیازمند به کارگیری روش‌های غیر مستقیم ژئوشیمی و ژئوفیزیکی از جمله مغناطیس‌سنجی است که قادر هستند اطلاعات زمین‌شناسی از اعماق را فراهم سازند.

از مزایای روش مغناطیس‌سنجی نسبت به روش‌های دیگر:

۱- سهل الوصول بودن عملیات برداشت

۲- پاسخ مناسب میدان مغناطیسی به ذخایر مگنتیت

۳- تصحیحات داده‌های مغناطیس بسیار ساده و این داده‌ها تصحیحات کمی دارند

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 بررسی آنومالی‌های مغناطیسی داده‌های برداشت شده می‌بایست یک سری تصحیحات

مانند تصحیحات عرض جغرافیایی، تصحیحات ارتفاعی، تصحیح تغییرات روزانه میدان و غیره اعمال شود. محصول نهایی پردازش داده‌ها، نقشه‌های کنتوری است که تغییرات آنومالی‌های شدت میدان کل را نشان می‌دهند. بعد از پردازش داده‌ها و تهیه نقشه‌های کنتوری آنومالی مغناطیسی به منظور ارائه شکل و نمایش جدیدی از داده‌ها و تفسیر زمین شناسی دقیق تر، داده‌های مغناطیسی را با استفاده از روش‌ها، تبدیلات و با ابزارهای ریاضی مورد تحلیل کیفی قرار می‌دهند، هر چند که این روش‌ها، معمولاً منجر به تعیین دقیق نحوه توزیع منبع آنومالی‌های مشاهده شده نمی‌گردند، اما قطعاً می‌توانند در شناخت کلی و عمومی این منابع یاری رسانند. برای تفسیر بهتر داده‌های برداشت شده و یافتن تفسیر از روند آنومالی‌های موجود، از تبدیلات معمول در ژئومغناطیس مانند تبدیلات برگردان به قطب، مشتق‌های افقی و قائم مرتبه اول و دوم، سیگنال تحلیلی و ادامه فراسو و از نرم افزارهای Model Vision، Geosoft، Voxler، UBC، Mag3D و برنامه Matlab در صورت لزوم در مراحل مختلف پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی استفاده و ارائه می‌شود.

#### ۱-۷- هدف از تحقیق:

در این پژوهش سعی بر آن است تا علاوه بر یافتن روش‌های بهتر با کمترین هزینه، وارون سازی سه بعدی داده‌های مغناطیس سنجی برای شناسایی هر چه بهتر ساختارهای زیرسطحی محدوده خرائق انجام گیرد، با استفاده از این روش می‌توان اطلاعات نسبتاً کاملی از توزیع سه بعدی 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. همچنین می‌توان با استفاده از مدل سازی سه بعدی پیشرفته و هم چنین روش اویلر، به نتایج دقیق تر و تصاویر بهتری دست پیدا کرد.

## ۱-۸- ساختار پایان نامه:

با توجه به اینکه هدف از تحقیق، مدلسازی دو و سه بعدی و پیشرفته داده های مغناطیس سنجی با مطالعه موردی مانند روش اویلر و.. است؛ در فصل اول مختصری از تاریخچه اکتشاف، استفاده و انواع روشهای ژئوفیزیکی، جایگاه روش مغناطیس سنجی سابقه مطالعات انجام شده در این زمینه، ضرورت و هدف از تحقیق تشریح شده است. در فصل دوم به تبیین و توضیح روش به کار رفته در این تحقیق پرداخت خواهد شد. در فصل سوم، به بررسی زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و بررسی فیلترهای مختلف بر داده ها پرداخته شده است. در فصل چهارم ابتدا توضیح مختصری در مورد روش وارون سازی الگوریتم لی و اولدنبرگ و مدل سازی با داده های مصنوعی شده است و در. فصل پنجم مدلسازی سه بعدی روی داده های واقعی اعمال و نتایج آن مورد تجزیه و تحلیل قرار می گیرد، فصل ششم این تحقیق نیز به نتایج به دست آمده و پیشنهادها برای تحقیق های بیشتر در این زمینه اشاره دارد.

## فصل دوم

### مبانی مغناطیس سنجی

و

### وارون سازی داده های مغناطیس

## ۲-۱- مقدمه مغناطیس سنجی:

روش مغناطیس سنجی، 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 (حیدریان شهری، ۱۳۸۵).

روش مغناطیس سنجی یکی از پرکاربردترین تکنیک‌های ژئوفیزیکی در مطالعه اهداف مغناطیسی زیرسطحی است. این در حالی است که این روش می‌تواند در بررسی ساختارهای تکتونیکی و پی سنگ حوضه‌های رسوبی نیز کارآمد عمل کند، در واقع مغناطیس سنجی یکی از روش‌های اکتشافی غیرمستقیم است؛ که به حضور کانی‌های مغناطیسی نظیر اکسیدهای آهن-تیتانیوم (مگنتیت، تیتانومگنتیت و تیتانوهمازیت) و برخی سولفیدهای آهن مانند پیروتیت حساس است. این روش می‌تواند به کاهش هزینه‌های اکتشافی و بهینه‌سازی شبکه‌های حفاری کمک کند (حیدریان شهری، ۱۳۸۵). از این روش جهت بررسی توده‌های آهن‌دار پنهان و گسترش توده‌های بیرون زده استفاده کرده‌اند. به کارگیری این روش در کنار دیگر روش‌های اکتشافی هم چون مقاومت ویژه، پلاریزاسیون القایی و الکترومغناطیسی می‌تواند در اکتشاف سایر منابع معدنی مفید واقع شود. در اکتشاف مغناطیس سنجی، 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 صحرائی امکان‌پذیر است. داده‌های مغناطیس معمولاً با استفاده از تبدیلات خطی، روش‌های طیفی، روش‌های معکوس‌سازی و سیگنال‌تحلیلی 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 دوره‌های 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.

### ۳-۲- 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.

### ۳-۲-۱- القای مغناطیسی:

قطب‌های مغناطیسی القاشده در یک جسم مغناطیسی توسط یک میدان خارجی ( $H$ ) سبب ایجاد این میدان ثانویه در جسم شده که مقدار آن متناسب با پلاریزاسیون القایی بوده و رابطه زیر نیز بین آنها برقرار است (کلاگری، ۱۳۷۱).

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

چگالی خطوط مغناطیسی موجود در داخل جسم مغناطیسی را القای مغناطیسی مینامند، مقدار مغناطیسی برابر است با جمع شدن میدان های  $H$  و  $H'$  یعنی

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

$B$  القای مغناطیسی و عبارت  $(1 + 4\pi K)$  را با  $\mu$  نشان داده و آن را نفوذ پذیری با تراوایی مغناطیسی گویند که  $KSI = 4\pi K' \text{emu}$

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

مقدار  $\mu$  به خواص مغناطیسی محیطی که قطبین در آن واقع شده اند، بستگی دارد (دوبرین و ساویت، ۱۹۹۸).

### 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.

$$F = \frac{pp_0}{\mu r^2} \quad (4-2)$$

ثابت  $\mu$  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 نیوتن بر آن وارد می کند. اگر قطبها از یک نوع باشند، نیرویی به صورت دافعه، ولی اگر از نوع متفاوت باشند؛ نیروی حاصل جاذبه ای است (دوبرین و ساویت، ۱۹۹۸).



### ۲-۳-۳- میدان مغناطیسی:

قدرت میدان مغناطیسی در یک نقطه به عنوان مقدار نیروی مغناطیسی وارد بر واحد قدرت قطب میباشد. 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 (تلفورد و همکاران، ۱۳۷۵).

$$H=F/p_0=p/r^2\mu \quad (۵-۲)$$

### 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 قطب های 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 (دوبرین و ساویت، ۱۹۹۸).

### ۲-۳-۵- میل مغناطیسی<sup>۱</sup>:

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

### ۲-۳-۶- زاویه انحراف مغناطیسی<sup>۲</sup>:

صفحاتی که بر روی آن عقربه مغناطیسی قرار دارد، صفحه نصف النهار مغناطیسی و به زاویه بین آن و صفحه نصف النهار جغرافیایی، زاویه انحراف مغناطیسی می‌گویند که مقدار آن در هر منطقه متفاوت

<sup>1</sup> Magnetic inclination

<sup>2</sup> Magnetic declination

خواهد بود. چون دریانوردان و خلبانان در مسیریابی به نصف النهار جغرافیایی احتیاج دارند، لذا دانستن مقدار زاویه انحراف مغناطیسی برای آنان بسیار مهم است.

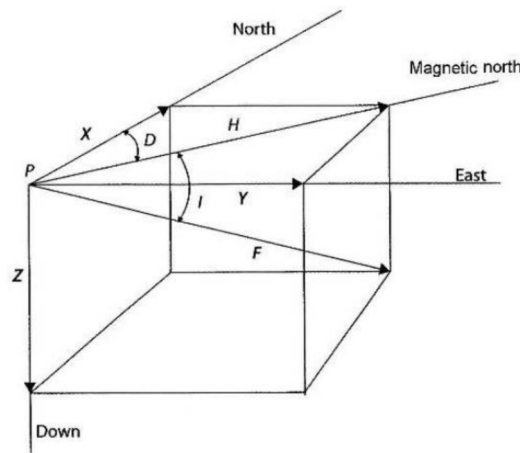
## ۲-۴- میدان مغناطیسی زمین و عوامل ایجاد کننده آنومالی های مغناطیسی:

نیروی میدان مغناطیسی در هر نقطه از زمین را می توان مانند شکل (۲-۱) به مؤلفه های 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 می توان به مؤلفه قائم و مؤلفه های افقی  $X$  و  $Y$  تجزیه کرد (دوبرین و ساویت، ۱۹۹۸)

$$F^2 = Z^2 + Y^2 = Z^2 + X^2 + Y^2 \quad (2-6)$$

$$Z = F \cos I \quad (2-7)$$

$$X = F \sin I \cos D, \quad Y = F \sin I \sin D \quad (2-8)$$



شکل ۲-۱: مؤلفه های میدان مغناطیسی زمین (کریمپور)

## ۲-۵- خواص مغناطیسی کانی ها:

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

می توانند خاصیت مغناطیسی را با شدت وصف متفاوتی بروز دهند. در این دسته از عناصر اوربیتال  $d^3$  در حال پر شدن است. این اوربیتال دارای پنج اوربیتال فرعی است که هر کدام با دو الکترون پر می شوند.

وجود الکترونهاى جفت نشده و تعداد اوربیتال های فرعی نیمه پر، شدت بروز خاصیت مغناطیسی و حساسیت مغناطیسی عناصر و ترکیبات را تعیین می کنند. به طور کلی خاصیت مغناطیسی عبارت است از قدرت جذب عناصر، کانی ها و سنگها توسط میدان های مغناطیسی، به عنوان مثال عناصری مانند آهن و نیکل به خوبی جذب میدان های مغناطیسی می گردند.

#### ۲ - ۶ - حساسیت مغناطیسی کانی ها:

از نقطه نظر حساسیت مغناطیسی، کانی ها به سه دسته زیر تقسیم می شوند:

#### ۲ - ۶ - ۱ - کانی های دیا مغناطیس:

در اجسام دیا مغناطیسی تمام پوسته های الکترونی پر هستند و هیچ الکترونی تکی وجود ندارد. هنگامی که چنین موادی در یک میدان مغناطیسی قرار می گیرند، مسیرهای اوربیتال های الکترونی به صورتی می چرخد که یک میدان مغناطیسی در جهت مخالف میدان مغناطیسی اعمال شده به وجود می آید و در نتیجه مغناطیس پذیری اجسام دیا مغناطیس ضعیف و منفی است و توسط آهن ربا دفع می شوند. کانی هایی که دارای این خاصیت هستند عبارت اند از: کوارتز، فلوریت، هالیت، انیدریت، کلسیت، طلا، نقره و مس (تلفورد و همکاران، ۱۳۷۵)

#### ۲ - ۶ - ۲ - کانی های پارامغناطیس:

پوسته الکترونی در چنین موادی کامل نیست و الکترون ها در امتدادهای متفاوتی قرار گرفته اند؛ که اثر مغناطیسی آنها تقریباً خنثی می شود هیچ خاصیت مغناطیسی از خود نشان نمی دهد؛ 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 می دهند 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 (دوبرین و ساویت ، ۱۹۹۸).

## ۲ - ۶ - ۳ - کانی های 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 موازی اند که تولید یک مغناطش (شدت مغناطیسی شدن) قوی خود به خودی می‌کنند که می‌تواند حتی در غیاب میدان مغناطیسی خارجی هم وجود داشته باشد (تلفورد و همکاران، ۱۳۷۵).

## ۲ - ۷ - اندازه گیری های 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. هر چند کاربرد عمده مغناطیس‌سنجی زمینی در اندازه‌گیری‌های تفصیلی است؛ ولی ممکن است به عنوان روش شناسایی در جستجوی فلزات پایه برای پیگیری عملیات شناسایی ژئوشیمیایی قبل از تعیین محل شبکه‌بندی و ایجاد خطوط اندازه‌گیری به کار رود.

## ۲ - ۸ - تصحیحات مغناطیس‌سنجی:

چون اغلب مغناطیس‌سنج‌های زمینی حساسیتی برابر ۱ گاما دارند؛ لذا ایستگاه‌ها نباید در نزدیکی خطوط راه‌آهن، 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 هر چند یکنواخت نیست ولی به ندرت بین استوا و قطب ها از ۱۰ گاما بر مایل بزرگتر است.

از طرف دیگر اثر توپوگرافی بر روی اندازه‌گیری های مغناطیسی زمینی می‌تواند بسیار حائز اهمیت باشد. این اثر وقتی ظاهر می‌شود که اندازه‌گیری مثلا در یک دره تنگ رودخانه، جایی که دیواره‌های سنگی اطراف در بالای ایستگاه اغلب مینیمم های 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، ناهنجاری های زمینی حدود ۷۰۰ گاما ایجاد می‌شود. این اثر ظاهرا به صورت خطی با خود پذیری افزایش می‌یابد. در این حالت‌ها نوعی تصحیح زمینگان مورد نیاز است. هرچند صرفا نمی‌تواند به عنوان تابعی از توپوگرافی در نظر گرفته شود، زیرا وضعیت‌هایی نظیر سازندهای رسوبی با خود پذیری کم و یکنواخت وجود دارد که در آنها هیچ واپیچش زمینی میدان کلی مشاهده نمی‌شود و تصحیحی ندارد (دوبرین و ساویت ، ۱۹۹۸).

## ۲ - ۸ - ۱ - برطرف نمودن اثرات تبدیل مؤلفه میدان مغناطیسی هسته زمین:

*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 بی‌هنجاری های مغناطیسی حاصل از منابع زمین شناسی زیر سطحی است. البته با فرض این که میدان به دست آمده از هسته زمین دقیقا 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، به ویژه مناطقی که به مناطق مجاور متصل نمی‌شوند، ممکن است حذف گرادیان ناحیه‌ای کافی باشد. هم جداول و هم فرم های آنالیزی از *IGRF* برای انجام این نوع تصحیحات وجود دارند.

## ۲ - ۸ - ۲ - تصحیح روزانه:

تغییرات روزانه میدان مغناطیس زمین بسیار متغیر است. به آسانی نمی‌توان با مدل های 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 مغناطیس سنج مجزا استفاده شود. یک ثبت کننده در ایستگاه مبنا به منظور اندازه‌گیری تغییرات و دیگری که متحرک است، جهت قرائت در ایستگاه های مختلف جابجا می شود. اگر دو دستگاه مغناطیس سنج در دسترس نباشد، جهت تصحیح روزانه باید با همان مغناطیس سنج متحرک چندین بار در ساعات مختلف به ایستگاه مبنا مراجعه کرد. اگر فاصله ایستگاه ها در حد چندین متر باشد، این دوره باید هر ۱۰ تا ۱۵ دقیقه انجام شود. اختلاف بین قرائت های مبنا برای استفاده در تصحیح داده های میدان به صورت درون یابی خطی است (دوبرین و ساویت ، ۱۹۹۸).

## ۲ - ۹ - فیلترهای معمول در ژئومغناطیس:

مهم ترین کاربرد فیلتر ها در تفسیر داده های میدان پتانسیل شامل موارد زیر است (علمدار، ۱۳۸۸).

- جانمایی دقیق محل بی هنجاری ها بر روی منابع مولد بی هنجاری، فیلتر برگردان به قطب
- جداسازی بی هنجاری ناحیه ای و باقی مانده، مانند فیلتر های ادامه فراسو مشتق قائم
- تخمین مرز منابع مولد بی هنجاری بر روی نقشه های هم مقدار مغناطیسی، مانند فیلتر مشتق قائم مرتبه دوم، سیگنال تحلیلی و ....
- کاهش نوفه های موجود در نقشه ها و تصاویر میدان پتانسیل.

عمده تبدیلات به خاطر ویژگی های خاص بردار مغناطیس زمین و به منظور ساده سازی تفسیر بی هنجاری های ناشی از آن به کار می روند. به عنوان مثال برگردان به قطب و برگردان به استوا برای حذف اثر کجی زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین و تبدیل شبه گرانی برای حذف ماهیت دو

قطبی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی استفاده می‌شود. با این حال به منظور جداسازی بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای از باقی مانده و کاهش نوفه‌های سطحی نیز از تبدیلات استفاده می‌شود.<sup>۱</sup>

## ۲- ۹- ۱- فیلتر برگردان به قطب<sup>۲</sup>:

اگر کره زمین یک کره همگن فرض شود، خطوط نیروی مغناطیسی آن، در نزدیک استوای مغناطیسی<sup>۳</sup> به صورت افقی و به تدریج با زیاد شدن عرض و نزدیک شدن به قطب مغناطیسی انحراف پیدا می‌کند. تا اینکه در قطب مغناطیسی به صورت قائم در می‌آید. 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 (کلارک، ۱۹۹۷).

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 (کلارک، ۱۹۹۷).

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 (دوبرین و ساویت، ۱۹۹۸). برای حذف این اثر ناخواسته

<sup>۱</sup>Diurnal variation corr

<sup>۲</sup>Reduce to magnetic pole

<sup>۳</sup> The magnetic equator

می‌توان داده‌ها را به یکی از دو محل قطب یا استوای مغناطیسی منتقل کرد. این عمل در نرم افزارهای ژئوفیزیکی به صورت یک فیلتر تعبیه شده است.

## ۲ - ۹ - ۲ - فیلتر روند سطحی<sup>۱</sup>:

یکی از روش‌های تحلیلی برای محاسبه اثرات ناحیه‌ای، استفاده از فیلتر روند سطحی توسط برازش چند جمله‌ای 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 برداشت شده، 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 (دوبرین و ساویت ، ۱۹۹۸).

در حالت کلی معادله سطح مذکور برای حالت دوبعدی به صورت زیر می‌باشد (علمدار، ۱۳۹۲).

$$z(x, y) = z_{00} + z_{10}x + z_{01}y + z_{11}xy + \dots + z_{mn}x^m y^n \quad (9 - 2)$$

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

$$z_i = z_i - \bar{z}_i \quad (10 - 2)$$

که در آن  $G$  داده‌های مشاهده‌ای،  $T$  پاسخ سطح مزبور به عنوان اثر ناحیه‌ای و  $R$  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 (دوبرین و ساویت ، ۱۹۹۸).

<sup>1</sup> Tred



## ۲ - ۹ - ۳ - فیلتر گسترش به سمت بالا<sup>۱</sup>:

روش گسترش بی هنجاری ها به سوی بالا همانند فیلتر پایین گذاری است که اثر بی هنجاری های سطحی با فرکانس بالا (توده های معدنی) را تضعیف و بدین وسیله اثر بی هنجاری های عمیق تر (سنگهای آذرین در بر گیرنده) با طول موج بیشتر را بهتر آشکار می سازد. در این روش داده های مغناطیسی اندازه گیری شده توسط رابطه (۲-۱۱) از سطح برداشت داده ها بر روی سطوح ترازى بالاتر از سطح برداشت تصویر می شوند.

$$P(x, y, -z) = - \int_0^{\infty} \frac{\bar{P}(x, y)}{(x^2 + y^2)^{\frac{3}{2}}} dz \quad (11 - 2)$$

که در آن  $P(x, y, -z)$  مقدار هم ارز میدان در یک نقطه بر روی سطح دیگری در بالای سطح مبنا با فرض مثبت بودن  $z$  به طرف پایین است. همچنین  $\bar{P}(x, y)$  مقدار میانگین  $P$  در اطراف دایره ای به شعاع  $r$  می باشد و به صورت زیر بیان می گردد.

$$\bar{P}(x, y) = \frac{1}{2r} \int_{-r}^r P(x, y) dz$$

## ۲ - ۹ - ۴ - فیلتر گسترش به سمت پایین<sup>۲</sup>:

در روش گسترش بی هنجاری ها به سوی تراز پائین، اثر بی هنجاری های سطحی با فرکانس بالا و بی هنجاری های عمقی با فرکانس پائین با وضوح بیشتر و با یک حالت تیزی خاص نمایان می گردند. فیلتر مورد نظر یک ابزار قدرتمند برای مطالعه توده های نزدیک سطح زمین است؛ ولی مفید بودن این روش به چگونگی رفع نویز های احتمالی که یکسری بی ثباتی را برای نتایج به همراه می آورد، بستگی دارد. در این روش توسط فرآیند مشابه ای که در مورد روش گسترش به سمت بالا بیان شد، داده های شدت میدان مغناطیسی از سطح برداشت داده ها بر روی سطوح ترازى پائین تر از سطح برداشت داده ها تصویر می شوند (فدی و همکاران، ۱۹۹۹).

<sup>1</sup> Upward continuation

<sup>2</sup> Downward continuation

## ۲ - ۹ - ۵ - فیلتر مشتق قائم<sup>۱</sup>:

مشتق قائم فیلتر دیگری است که برای برجسته کردن بی هنجاری های نزدیک به سطح به کار می رود. اساس این روش برگرفته از روش ادامه فراسو است. روش مشتق گیری قائم در واقع استفاده از شدت میدان به دست آمده از روش ادامه فراسو در دو ارتفاع متفاوت است.

مشتق دوم قائم، نقطه اتکای اولیه روش تفسیر است زیرا در تصمیم گیری و اهمیت دادن به منشأهای کم عمق کمک می کند. برای پی بردن به این موضوع، دو تک قطبی، یکی را در نقطه  $P$  و عمق کم  $d$  و دیگری را در عمق بزرگتر  $d$  در نظر می گیریم. میدان هر تک قطبی با معکوس مجذور فاصله تا  $P$ ، متناسب است؛ بنابراین، با حرکت  $P$  به طرف تک قطبی ها، میدان مغناطیسی مربوط به تک قطبی کم عمق، سریع تر از میدان مربوط به تک قطبی عمیق، افزایش پیدا می کند. منطقی است که مشتق قائم همین اثر را خواهد داشت. به طور مشابه، مشتق دوم قائم کمک می کند تا لبه های منشأهای مغناطیسی یا گرانی را تعیین کنیم.

اگر  $(\partial_x, \partial_y)$  بیانگر داده های میدان پتانسیل باشد، آنگاه با استفاده از خواص تابع لاپلاس می توان مشتق قائم داده های میدان پتانسیل را محاسبه کرد. بر طبق این تئوری، اگر  $(\partial_x, \partial_y)$

یک میدان پتانسیل باشد، آنگاه  $\nabla^2(\partial_x) = 0$  (لاپلاس) و برابر صفر خواهد بود، بنابراین

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

به علاوه هنگامی که داده ها در یک سطح افقی برداشت شده باشند، می توان تابع لاپلاس را به حوزه فوریه منتقل و سپس مشتق قائم مرتبه و داده های میدان پتانسیل را نیز محاسبه کرد.  $n$  می تواند هر مقدار حقیقی را اختیار کند.

$$\partial_x \left[ \frac{\partial^n \partial_x}{\partial z^n} \right] = |\partial_x \partial_x| \partial_x \left[ \partial_x \right] \quad (14-2)$$

در این رابطه  $\partial_x = \frac{2\pi}{\lambda}$  می باشد که  $\lambda$  به طول موج و نماد  $\partial_x$  بیانگر تبدیل فوریه می باشد.

<sup>1</sup> Vertical derivative

## ۲ - ۹ - ۶ - فیلتر سیگنال تحلیلی<sup>۱</sup>:

یکی از فیلترهای مغناطیسی است که به هدف تطابق لبه های آنومالی مغناطیسی با محدوده محیطی کانسار به کار می رود. بدین ترتیب گسترش طولی و عرضی کانسار با دقت بیشتری نشان داده می شود. سیگنال تحلیلی ترکیبی از گرادیان و افقی و قائم داده های میدان پتانسیل است که بیشینه مقدار آن روی لبه های توده قرار می گیرد (نابقیان، ۱۹۷۴).

مزیت استفاده از این روش عدم وابستگی اندازه سیگنال تحلیلی به مشخصات بردار مغناطیس شدگی توده و همچنین بردار مغناطیس زمین است (روئست و همکاران، ۱۹۹۲). با این حال هنگامی که توده های مسبب با پارامترهای متفاوت در مجاورت هم قرار می گیرند، تفکیک بین مرز توده ها صورت نمی گیرد (سو و همکاران، ۱۹۹۶). برای حل این مشکل با توجه به اینکه مشتق قائم عرض بی هنجاری را باریک تر می کند، از مشتقات قائم مرتبه بالاتر سیگنال تحلیلی در حوزه بسامد استفاده کردند.

## ۲-۱۰- مقدمه ای بر مدل سازی:

پس از انجام اندازه گیری های ژئوفیزیکی، تصحیح و پردازش داده ها و جداسازی بی هنجاری های ناحیه ای از محلی، مرحله بعد تفسیر داده ها است. در روند تفسیر باید از تمامی اطلاعات زمین شناسی، ژئوفیزیکی و سایر اطلاعات وابسته استفاده کرد؛ تا بتوان بهترین تفسیر ممکن را انجام داد. روش های تفسیر ژئوفیزیکی را می توان به سه گروه اصلی تقسیم بندی کرد؛ که هر کدام با فرآیندهای منطقی اما متفاوت، به هدف نزدیک می شوند (بلاکلی، ۱۹۹۶).

## ۲-۱۰-۱- بهبود و نمایش داده ها:

در این روش هیچ یک از شاخصه های مدل محاسبه نمی شود؛ اما بی هنجاری به گونه ای پردازش و نمایش داده میشود که بعضی از خصوصیات منشأ بارز و تفسیر کلی آسان تر می گردد. از این مجموعه

---

<sup>1</sup> Analytic signal

روشها می‌توان به عنوان ابزار تکمیلی در مدل سازی استفاده کرد (بلاکلی، ۱۹۹۶). به عنوان مثال انواع روش های تخمین مرز جزو این دسته از روش - های تفسیر داده های ژئوفیزیکی قرار می‌گیرد.

### ۲-۱۰-۲- مدل سازی مستقیم<sup>۱</sup>:

در روش مستقیم یا پیش رو، بر اساس مشاهدات زمین شناسی یا مطالعات ژئوفیزیکی موجود، یک مدل اولیه برای بی هنجاری در نظر گرفته شده، اثر مغناطیسی این مدل محاسبه و با بی هنجاری مغناطیسی مشاهده می‌گردد. در صورت عدم برازش کافی، مفسر آن قدر پارامترهای مدل را تغییر می‌دهد که بهترین برازش بین اثر مغناطیسی مدل و بی هنجاری مغناطیسی مشاهده ای حاصل شود. در واقع در این روش مشخصه‌های مدل به روش آزمون و خطا تعیین می‌شوند (منک، ۱۹۸۹).

### ۲-۱۰-۳- مدل سازی وارون<sup>۲</sup>:

در این روش مشخصه های چشمه‌ی بی‌هنجاری مانند عمق و تباین مغناطیدگی به صورت خودکار یا نیمه خودکار و با استفاده از داده های مشاهده ای محاسبه می‌شود.

### ۲-۱۱- مبانی وارون سازی:

تئوری وارون یک مجموعه سازمان یافته از روش های 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 داده های مدل وابسته نمود.

---

<sup>1</sup> Direct modeling

<sup>2</sup> Inverse modeling

## ۲-۱۲-۲- مروری بر مفاهیم پایه ای در مسائل وارون:

۲-۱۲-۱- داده<sup>۱</sup>:

مقادیر معلومی که طی یک اندازه گیری ژئوفیزیکی به دست می آیند را داده می گویند. این داده ها را به صورت یک بردار با طول  $N$  نمایش می دهند؛ که  $T$  بیانگر ترانپوز است.

$$\mathbf{d} = [d_1, d_1, d_N]^T \quad (2-15)$$

## ۲-۱۲-۲- شاخص های مدل:

مجموعه ای از متغیرهای ناشناخته که توصیف کننده ی محیط مورد مطالعه هستند؛ شاخص های مدل می گویند. این مجموعه را نیز همانند مجموعه داده ها می توان با بردار  $m$  با طول  $M$  نمایش داد.

$$\mathbf{m} = [m_1, m_1, m_M]^T \quad (2-16)$$

## ۲-۱۲-۳- مدل:

مدل، مجموعه معادلاتی است که داده ها و پارامترهای مدل را به هم پیوند می دهد. در واقع، اساس مدل سازی در حل مسائل وارون، ارتباط دادن داده های برداشت شده و یک سری پارامترهای هندسی و فیزیکی است؛ که این ارتباط مدل نامیده می شود [۲۱]. در مورد بسیاری از مسائل واقعی، داده ها و مشخصه های مدل توسط روابط پیچیده ای به یکدیگر مربوطند. هدف تئوری وارون حل این معادلات برای مشخصه های مدل یا به دست آوردن انواع جواب های ممکن و مطلوب با توجه به شرایط یک مسئله خاص است.

---

<sup>1</sup> Data

## ۲-۱۳- پارامترسازی<sup>۱</sup> یک سیستم ژئوفیزیکی:

پارامترهایی که خواص فیزیکی داخل زمین را مشخص می کنند؛ به دلیل ناهمگنی زمین، توابع پیوسته ای از مکان هستند. به منظور سادگی محاسبات، این توزیع های پیوسته به وسیله تعداد محدودی پارامتر گسسته مشخص می شوند که این عمل را پارامترسازی سیستم ژئوفیزیکی مینامند. این پارامترسازی و ساده سازی باید شامل حداقل اعضای مشخصه های مدل باشد و در عین حال بتواند به طور کامل سیستم فیزیکی در دست مطالعه را توصیف کند.

## ۲-۱۴- فضای مدل:

با در نظر گرفتن یک فضای  $M$  بعدی، هر نقطه از آن می تواند یک مدل قابل تصور از سیستم ژئوفیزیکی باشد، به این فضا، فضای مدل می گویند و تعداد شاخص های مستقل از هم بیانگر بعد فضای مدل است (منک، ۱۹۸۹).

## ۲-۱۵- طبقه بندی مسائل وارون:

در یک تقسیم بندی کلی، مسائل وارون به دو دسته گسسته و پیوسته تقسیم می شوند. در مسائل گسسته تعداد مشخصه های 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 در آیند و آنگاه به عنوان یک مسئله وارون گسسته حل شوند. با توجه به اینکه گسسته سازی مسائل پیوسته یک نوع تقریب زنی 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 (منک، ۱۹۸۹).

در تقسیم بندی دیگر بر اساس نوع ارتباط بین پارامترهای مدل و داده ها وجود دارد، می توان مسائل وارون را به دو دسته ی خطی و غیر خطی تقسیم بندی کرد. در مسائل وارون خطی ارتباط بین مشخصه های مدل و داده ها خطی است. در حالی که در مسائل غیر خطی این ارتباط غیر خطی

---

<sup>1</sup> Parameterization

است؛ اما با استفاده از روش هایی مانند بسط تیلور و... قابل تبدیل به مسائل خطی هستند(مجو، ۱۹۹۴).

در تئوری پتانسیل، بین میدان و منشأهای ایجاد کننده معادلات انتگرالی وجود دارند. به عنوان نمونه، اگر  $D$  حجم اشغال شده توسط منشأ،  $P$  نقطه ی مشاهده ای به مختصات  $(X, Y, Z)$ ، نقطه ی انتگرال گیری به مختصات  $(X', Y', Z')$ ، در داخل  $D$  و برداری باشد که  $Q$  را به  $P$  وصل می نماید؛ در این صورت برای مؤلفه قائم مغناطیسی داریم(بلاکلی، ۱۹۹۶).

$$\vec{A}_z(\vec{r}) = \mu_0 \int_D \frac{M(Q)}{r^4} [3\vec{r}(\vec{r} - \vec{r}') - \hat{r}^2] dQ \quad (18-2)$$

یا به صورت میدان آنومالی کل:

$$\Delta \vec{A}(\vec{r}) = \mu_0 \int_D \frac{M(Q)}{r^3} [3(\hat{r} \cdot \vec{r}')\vec{r} - \hat{r}^2] dQ \quad (18-2)$$

که در آن  $M(Q)$  توزیع مغناطیدگی و ضریب  $\mu_0$ ، ثابت جهانی و بردار  $\hat{r}$  در جهت میدان مغناطیسی می باشد. معادله اخیر را می توان در حالت کلی به صورت رابطه (۱۹-۲) نوشت:

$$f(\vec{p}) = \int_D \vec{A}(\vec{r}) \cdot \vec{r}(\vec{r}, \vec{r}') dQ \quad (19-2)$$

که در این معادله  $f(\vec{p})$  میدان پتانسیل در نقطه  $P$ ،  $s(Q)$  معرف یک کمیت فیزیکی و  $\omega(\vec{r}, \vec{r}')$  نیز تابعی است که به مکان هندسی نقطه مشاهده ای  $P$  و نقطه  $Q$  از منشأ بستگی دارد. در رابطه (۲-۱۹) به معادله فردلهم نوع اول معروف است(بلاکلی، ۱۹۹۶).

رابطه (۱۹-۲) ابزار مناسبی برای ارتباط میان روشهای وارون و پیش رو تلقی می گردد. بر این اساس، محاسبه پیش رو یا مستقیم، شامل تعیین  $f(\vec{p})$  از توابع معلوم  $s(Q)$  و  $\omega(\vec{r}, \vec{r}')$  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 غیر خطی قرار می گیرد.

## ۲-۱۶- مسائل وارون گسسته خطی<sup>۱</sup>:

صورت کلی یک مسئله وارون ژئوفیزیکی را می توان به صورت رابطه (۲۰-۲) بیان کرد (منک، ۱۹۸۹):

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

که در آن،  $\mathbf{m}$  بردار پارامترهای مدل شامل  $M$  آرایه و  $\mathbf{d}$  بردار مقادیر داده های مشاهده ای شامل  $N$  داده است و  $\mathbf{G}$  ماتریس عملگر مستقیم یا کرنل است. در مواردی که حل مسائل خطی است،  $\mathbf{G}$  عملگری خطی است؛ پس معادله (۲۰-۲) در شکل ماتریسی به صورت رابطه (۲۱-۲) نوشته می شود.

$$\mathbf{d} = \mathbf{G} \mathbf{m} \quad (21-2)$$

که در آن  $\mathbf{G}$  ماتریس  $N \times M$  است. در واقع رابطه ی (۲۱-۲) معرف دستگاهی از  $N$  معادله خطی

نسبت به  $M$  پارامترهای  $m_1, m_2, \dots, m_M$

$$\mathbf{d}_i = \sum_{j=1}^M \mathbf{G}_{ij} \mathbf{m}_j \quad (22-2)$$

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

اگر در سیستم معادله (۲۲-۲)،  $N < M$  باشد، یعنی تعداد داده ها از تعداد پارامترهای مجهول کمتر باشد، مسئله فروبرآورد<sup>۲</sup> نامیده می شود. از نظر ریاضی دستگاه معادلات فروبر آورد در اغلب موارد بی نهایت جواب و گاهی با توجه به شرایط مسئله هیچ جواب معنی دار ژئوفیزیکی ندارد. در مسائل وارون ژئوفیزیکی فروبرآورد، حتی اگر داده های اندازه گیری شده تمیز و بدون نوفه باشند، همواره دچار مشکل عدم یکتایی هستند. زیرا تعداد اندازه گیری ها برای تعیین یکتای پارامترهای مدل کافی نیستند.

<sup>1</sup> Linear discrete inverse problem

<sup>2</sup> Under determined



اگر در سیستم معادله (۲-۲۲)،  $N > M$  باشد، یعنی تعداد داده ها از تعداد پارامترهای مجهول بیشتر باشد، سیستم فرابرد<sup>۱</sup> نامیده می شود. اگر در سیستم معادله (۲-۲۲)،  $M = N$  باشد، یعنی تعداد داده ها با تعداد پارامترهای مجهول برابر باشد، این سیستم هم ارز<sup>۲</sup> نامیده می شود. از نظر ریاضی دستگاه معادلات هم ارز در اغلب موارد جواب یکتایی ندارند؛ اما گاهی دارای بی نهایت 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 (منک، ۱۹۸۹).

## ۲-۱۷- بهینه سازی<sup>۳</sup> و کمینه کردن تابع هدف مسئله وارون:

مبانی و روشهای کمینه کردن توابع تحت عنوان نظریه بهینه سازی مورد بررسی قرار می گیرد. همان گونه که قبلا اشاره شد، مدل ریاضی مسائل خطی را می توان به شکل یک معادله ماتریسی (معادله خطی) نوشت. در نتیجه می توان از روشها و تکنیک های جبر خطی برای حل آنها استفاده کرد. این روش ها بر مبنای فاکتور گیری ماتریس عملگر  $G$ ، عمل می کند. مانند تجزیه مقدار تکین<sup>۴</sup> و فاکتورگیری چولسکی<sup>۵</sup>. با این وجود این روش ها برای مسائل خطی بزرگ مقیاس 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 می کنند، مناسب نیستند. در این گونه موارد از روش های تکرارشونده مانند گرادیان مزدوج خطی<sup>۶</sup> استفاده می شود (آستر و همکاران، ۲۰۱۱).

## ۲-۱۸- انواع روش های بهینه سازی:

<sup>1</sup> Over determined

<sup>2</sup> Even determined

<sup>3</sup> Optimization

<sup>4</sup> Singular value decomposition

<sup>5</sup> Cholesky factorization

<sup>6</sup> Linear conjugate gradient

از یک دیدگاه، روش های بهینه سازی به دو دسته قطعی<sup>۱</sup> و تصادفی<sup>۲</sup> تقسیم می شوند (آستر و همکاران، ۲۰۱۱).

روش های تصادفی مانند الگوریتم ژنتیک<sup>۳</sup>، بر مبنای الگوریتم های تصادفی، تعداد زیادی مدل را شبیه سازی کرده و سپس به وسیله آنها پاسخ نهایی را دست می آورد. روش های قطعی مانند روش تندترین شیب<sup>۴</sup>، روشهای شبه نیوتن و گرادیان مزدوج، بر اساس الگوریتم های تکرار شونده، دنباله مشخصی از تکرارها که به جواب درست مسئله همگرا می شود را تولید می کنند. روش های اتفاقی بسیار کندتر از روش های قطعی بوده و به لحاظ محاسباتی پرهزینه و کم بازده هستند و در برخی موارد که تعداد پارامترهای مدل بسیار زیاد است، انجام آن مشکل است (لیلی اور و اولدنبرگ، ۲۰۰۶). به همین دلیل در وارون سازی مسائل بزرگ مقیاس، بسیار کم استفاده می شوند. از این رو، روش های قطعی در میان ژئوفیزیک دانان از مقبولیت بیشتری برخوردارند، از دیدگاهی دیگر، روش های بهینه سازی به دو دسته بهینه سازی محلی<sup>۵</sup> و بهینه سازی سراسری<sup>۶</sup> تقسیم می شوند. بهینه سازی محلی، کمینه های محلی (نسبی) تابع هدف را تعیین می کند یعنی مدلی که تنها در یک همسایگی خود در فضای مدل دارای کمترین مقدار تابع است. در حالی که بهینه سازی سراسری، کمینه سراسری (مطلق) تابع هدف را تعیین می کند؛ یعنی مدلی که در تمامی فضای مدل موردنظر، دارای کمترین مقدار تابع است را مشخص می کند. بیشترین روش های عددی بهینه سازی سراسری، الگوریتم بهینه سازی محلی را به عنوان زیر برنامه های خود استفاده می کنند (آستر و همکاران، ۲۰۱۱).

این روش ها بسته به مدل های اولیه، تنها به سمت یک کمینه محلی همگرا می شوند. 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 کمینه های محلی بیشتر بوده و در فضای مدل به هم نزدیک تر

---

<sup>1</sup> Deterministic methods

<sup>2</sup> Stochastic methods

<sup>3</sup> Genetic algorithm

<sup>4</sup> Steepest descent method

<sup>5</sup> Local optimization methods

<sup>6</sup> Global optimization methods

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 به عنوان جواب نهایی مسئله وارون معرفی کرد.

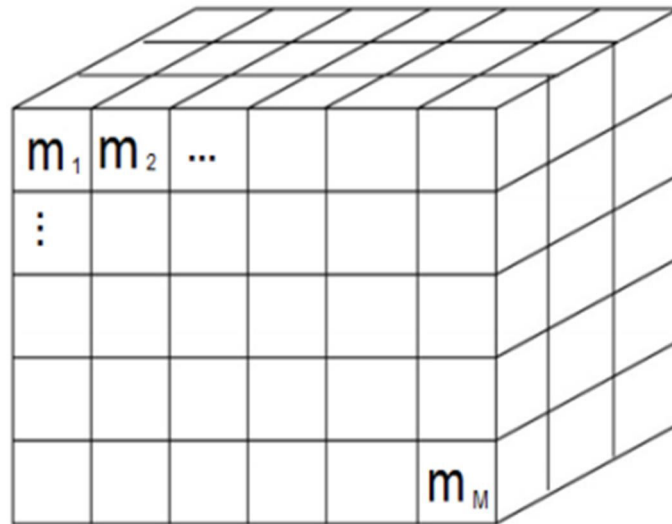
سرعت عملکرد الگوریتم‌های بهینه‌سازی سراسری، برای مسائل بزرگ مقیاس بسیار پایین است. به همین دلیل ژئوفیزیکدانان در این گونه موارد ترجیح می‌دهند که به جای بهینه‌سازی سراسری، از تمامی اطلاعات موجود در منطقه مورد مطالعه استفاده کنند و مدل اولیه مناسبی را پیدا کنند که با روش‌های بهینه‌سازی محلی به مدل درست زمین همگرا می‌شود: یا این که 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 (آستر و همکاران، ۲۰۱۱).

## ۲-۱۹- روش وارون سازی هموار لی و اولدنبرگ:

برای مدل‌سازی، زمین مورد بررسی به تعداد زیادی سلول مکعبی که دارای ویژگی فیزیکی ثابتی هستند، تقسیم می‌شود، که هر ناهنجاری مشاهده شده 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:

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

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: گسسته سازی زمین از طریق شبکه بندی سه بعد عمود بر هم (فیلیپس، ۲۰۰۱).

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 سه بعدی تشکیل می‌دهد. 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 محله  $m$  می‌باشد (فیلیپس، ۲۰۰۱).

همان‌طور که گفته شد وارون‌سازی مسائل ژئوفیزیکی معمولاً از نوع فرورآورد 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 و اولدنبرگ 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  $\alpha_x$ ،  $\alpha_y$  و  $\alpha_z$  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 (فیلیپس، ۲۰۰۱).

(۲-۲۴)

$$\begin{aligned} \Phi_m = & \alpha_s \int_V W_s [W_r(z)(m - m_{ref})]^2 dV + \\ & \alpha_x \int_V W_x \left[ \frac{\partial}{\partial x} w_r(z)(m - m_{ref}) \right]^2 dV \\ & + \alpha_y \int_V W_y \left[ \frac{\partial}{\partial y} w_r(z)(m - m_{ref}) \right]^2 dV \\ & + \alpha_z \int_V W_z \left[ \frac{\partial}{\partial z} w_r(z)(m - m_{ref}) \right]^2 dV \end{aligned}$$

$\Phi_m$  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 قابل اعتماد 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 اینکه 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 هم ارز در داخل یک سطح بسته می‌توان در نظر گرفت که پتانسیل حاصل از آن‌ها در سطح یکسان

است (قضیه گوس). بنابراین نیاز به اعمال مجموعه ای 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<sup>۱</sup> در آورد و قابل حل سازد. مجموعه ای از قیدها که حاصل اطلاعات اولیه و فیزیک مسئله اند و در تحقیق حاضر اعمال شده اند و تقریباً در اکثر مسائل معکوس ژئوفیزیکی نیز قابل اعمال هستند، در زیر به طور خلاصه مطرح می شوند.

## ۲-۱۹-۱- قید کمینه کردن اختلاف بین داده ها مصنوعی و برداشت شده<sup>۲</sup>:

این شرط روی داده ها اعمال می شود تا اختلاف داده های مصنوعی<sup>۳</sup> حاصل از رابطه (۲-۲۳) با داده های واقعی کمینه شود. این قید به صورت یک جمله مستقل در تابع هدف می آید.

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

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

که در آن  $\vec{d}^{\text{obs}}$  داده های برداشت شده<sup>۴</sup>،  $\vec{d}^{\text{cal}}$  داده های محاسبه شده و  $\sigma_i$  انحراف معیار داده  $i$  ام است. این انحراف معیار بر روی قطر اصلی ماتریس  $W_d$  قرار می گیرد.

## ۲-۱۹-۲- قید کوچک ترین پارامترهای مدل<sup>۵</sup>:

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 زمین شناسی محدوده مورد بررسی قابل حصول است. در مورد داده های مغناطیس سنجی با توجه به کوچک بودن مقادیر خودپذیری مغناطیسی، در صورت نبود مقادیر اولیه پارامترهای مدل، کوچک ترین مقدار یعنی مقدار صفر نتایج منطقی می دهد و در واقع

<sup>1</sup> Bad condition

<sup>2</sup> Data miss-fit

<sup>3</sup> Predicted data

<sup>4</sup> Observed data

<sup>5</sup> Model norm

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.

### ۲-۱۹-۳- قید هموار بودن پارامترهای مدل همواری:

با توجه به پیوستگی موجود در ساختارهای زمین شناسی 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.

### ۲-۱۹-۴- قید مثبت ماندن پارامترهای مدل:

پارامترهای مدل در روش موردبررسی همان خاصیت خود پذیری 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 غیر خطی تبدیل می‌کند: که باید به روش تکرار حل شود و مستلزم صرف زمان بیشتری است.

## ۲-۱۹-۵- قید تابع وزنی متناسب با عمق:

قید دیگر مورد نیاز که در وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی سنجی، 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 وارون‌سازی 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 (لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۶). ماتریس وزنی به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$W = \frac{1}{(z + z_0)^2} \eta \quad (28 - 2)$$

که  $Z$  مرکز اولین منشور مدل  $Z_0$  و  $\eta$  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.

## ۲-۱۹-۶- 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.

$$\Phi(\lambda) = \Phi_d + \mu\Phi_m - 2\lambda \sum_{j=1}^m \ln m_j \quad (30 - 2)$$

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



که در آن، عبارت  $2\lambda \sum_{j=1}^m \ln m_j$  تابع حصار بندی،  $\lambda$  ضریب حصاربندی بوده و  $\mu$  ضریب منظم سازی 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<sup>۱</sup> که یک تابع غیرخطی از پارامترهای مدل است، تابع هدف بالا غیر خطی می‌شود و به صورت تکرار، با استفاده از روش گوس-نیوتن حل می‌شود (شرر و لی، ۲۰۰۴).

---

<sup>۱</sup> Logarithmic barrier term



## فصل سوم

زمین شناسی محدوده و  
اعمال پردازش بر روی داده‌های  
مغناطیس سنجی

### ۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه:

محدوده از لحاظ تقسیمات کشوری در استان یزد و شهرستان اردکان و در نقشه توپوگرافی 1:250000 کویر در انجیر 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 ۱-۳).



شکل ۳-۱: موقعیت جغرافیایی محدوده خرائق (نقشه زمین شناسی کل ایران)

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 آسفالت درجه یک.

\_\_ دوراهی طبس تا خرائق ۶۰ کیلومتر جاده آسفالت درجه یک.

\_\_ خرائق تا اول جاده خاکی نفیس آباد ۸ کیلومتر جاده آسفالت درجه یک.

- اول جاده خاکی نفیس آباد تا معدن ۵ کیلومتر جاده خاکی مناسب (موسوی اناری ۱۳۷۰)

### ۳-۲- مشخصات محدوده:

محدوده اکتشافی، برای اکتشاف به روش مغناطیس سنجی عبارت است از چهارضلعی واقع در نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کویر در انجیر، 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 ریخت شناسی منطقه:

از دیدگاه ریخت شناسی محدوده اکتشافی مورد مطالعه از سه بخش تشکیل شده است که عبارت اند از:

- بخش پست که شامل بخش کوچکی از محدوده اکتشافی شامل پادگانه‌ها و مخروط افکنه- های جوان و قدیمی به همراه رسوبات بستر رودخانه می‌باشد.
- بخش تپه ماهور که شامل تپه ماهورهایی که سنگ های سطح آن آلتیره شده می‌باشند.
- بخش کوهستانی که شامل تشکیلات ماسه سنگی و آهکی می‌باشد. این تشکیلات بلندی‌های منطقه را تشکیل داده‌اند که بخش اعظمی از محدوده اکتشافی را شامل می‌شود.

### ۳-۴- زمین شناسی 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، اور دوریسین پیشین و الیگومیوسن رخ داده است.

چنان که هیچ‌کدام از ذخایر مربوط به پالئوزوئیک بالا، تریاس و کرتاسه قابل مقایسه با آن‌ها نیست (درویش زاده ۱۳۷۰)

### ۳-۵- زمین شناسی عمومی منطقه :

ناحیه مورد مطالعه از نظر تقسیمات ساختاری زمین شناسی 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 زمین شناسی به شمار می‌رود. در این واحد قدیمی‌ترین سنگهای پرکامبرین تا آتشفشان‌های فعال و نیمه فعال امروزی وجود دارد که حوادث زمین شناسی فراوانی به خود دیده است (شهاب پور، ۱۳۸۴)

### ۳-۶- زمین شناسی محدوده اکتشافی:

محدوده اکتشافی به طور عمده از رسوبات سازندهای نایبند (تریاس بالایی) و شمشک (ژوراسیک زیرین) تشکیل شده است. این رسوبات که در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خرائق تفکیک نشده‌اند که شامل ماسه سنگ درشت دانه، شیل، توف‌های سیاه تا خاکستری و سبز که در برخی نقاط کلریتی شده‌اند و کنگلومرا می‌باشد. میان لایه‌های آهکی در بعضی نقاط وجود دارد. هوازدگی 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 رسوب گذاری 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. (شهاب پور، ۱۳۸۴)

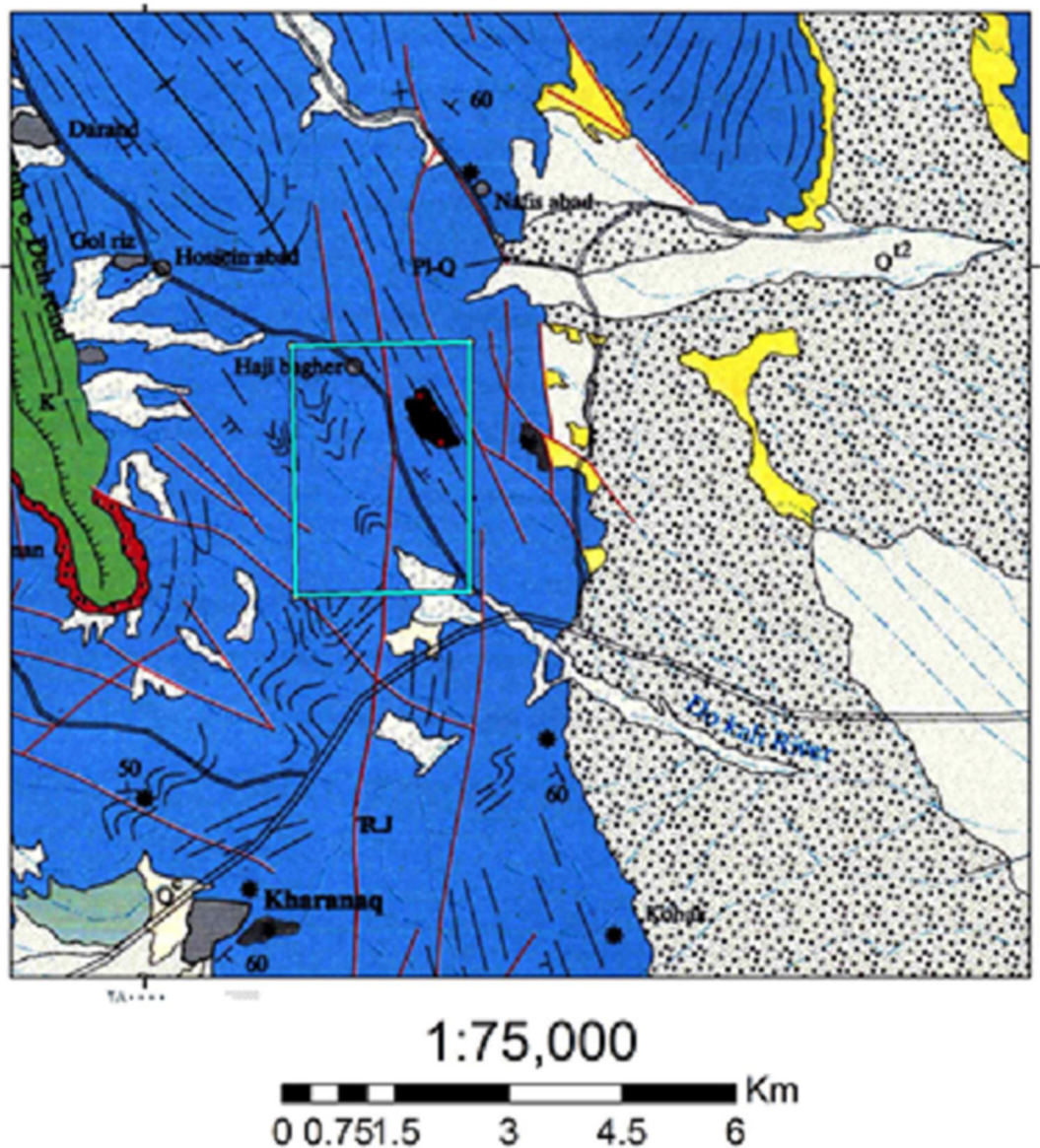
کرتاسه منطقه اغلب شامل کنگلومرا، شیل، ماسه سنگ، مارن و آهکهای لایه‌ای و توده‌ای می‌باشد که به صورت دگرشیبی در اغلب قسمت‌ها بر روی رسوبات ژوراسیک و قدیمی‌تر قرار گرفته است. لازم به توضیح است که منطقه اندیس معدنی به شدت تحت تأثیر پدیده‌های تکتونیکی قرار گرفته و رسوبات توالی خود را از دست داده و درهم ریخته شده‌اند. (شهاب پور، ۱۳۸۴)

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

به طور کلی ارتفاعات محدوده متشکل از قدیمی‌ترین رسوبات دوران اول زمین شناسی دارای رخسارهای قاره‌ای است که همراه با سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا بازی حتی سنگهای اولترابازیک بوده و گرانیب نیمه عمیقی در آنها نفوذ کرده است. در این محدوده نهشته‌های پرمین شامل دولومیت و سنگ آهک همراه با ماسه سنگ و شیل بر روی سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر شامل کوارتزیت و دولومیت آلتیره شده واقع شده‌اند.

کانی سازی آهن در منطقه عمدتاً به شکل هماتیت و با توجه به آنالیزهای صورت گرفته بر روی ماده معدنی، با عیار متوسط ۴۶ درصد می‌باشد. بیشترین کانی سازی در کنتاکت سنگ‌های آهکی دولومیتی و ماسه سنگی تشکیل شده است.

ماده معدنی مگنتیت دارای رخنمون‌های متعددی در منطقه است به طوری که به صورت لایه‌ها و عدسیه‌های متعددی در سطح به نظر می‌رسد. گسترش و روند کلی کانی سازی آهن به طول حدود ۹۰۰ متر می‌باشد که با توجه به مشاهدات صحرائی پراکندگی رخنمون لایه‌ها و عدسیه‌های 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.



شکل ۳-۲: بخشی از نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (نقشه زمین شناسی کل ایران)

### ۳-۶-۱- زمین شناسی منطقه:

در منطقه مورد مطالعه واحدهای رسوبی از قبیل آهک و شیل رخنمون دارند. روند عمومی ساختارهای زمین شناسی در این منطقه شمال غربی- جنوب شرقی است. کانی سازی آهن هماتیستی به طور پراکنده در بخش‌های مختلف این محدوده رخنمون دارد. روند کانی سازی در منطقه هم امتداد با روند ساختارهای زمین شناسی 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



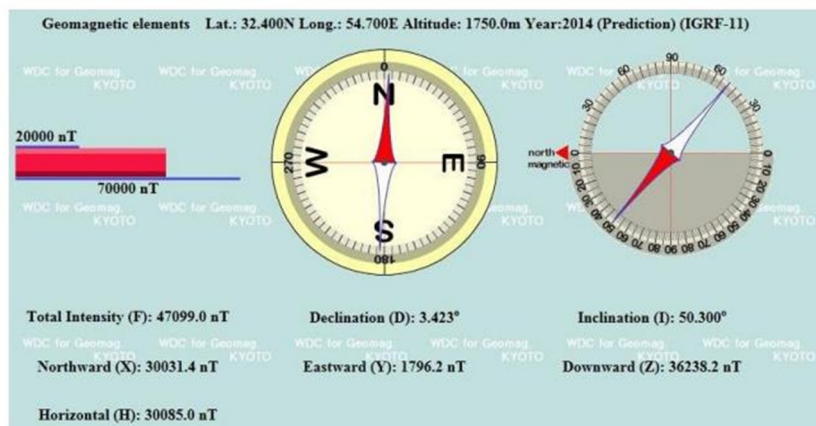
رخنمون‌هایی از کانی‌سازی مس و غالباً به صورت مالاکیت نیز مشاهده می‌شود که بیشتر در بخش شمال محدوده و بیرون از شبکه برداشت مگنتومتري است.

### ۳-۷- مدل‌سازی دو بعدی 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:

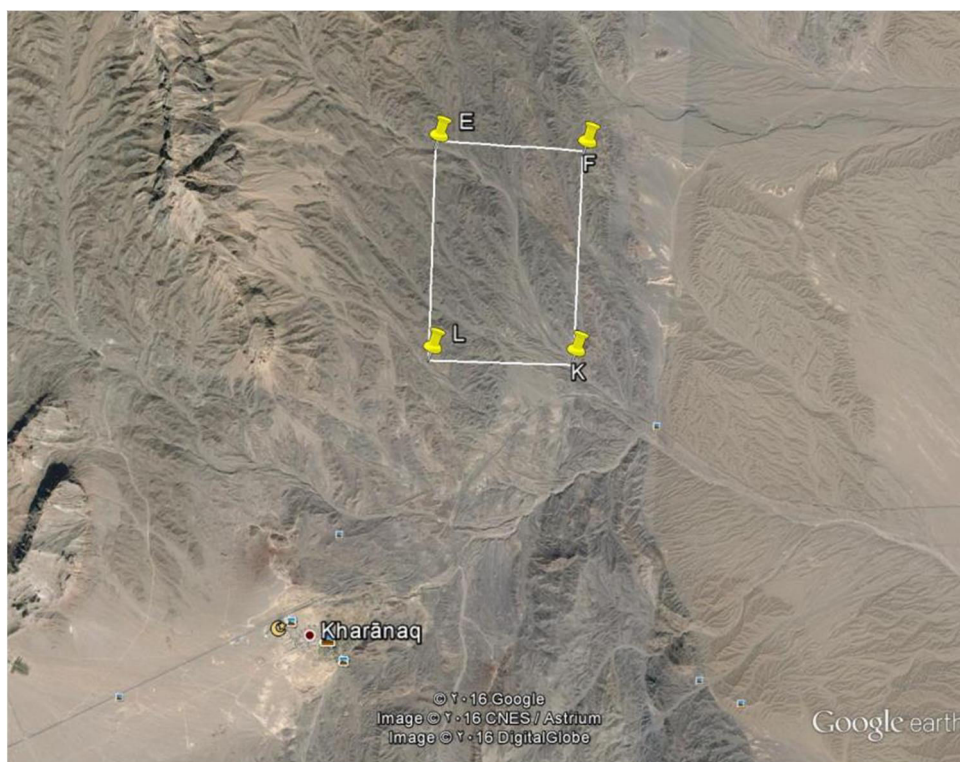
پارامترهای مربوط به میدان مغناطیسی با استفاده از مدل IGRF1975 برای زمان برداشت داده‌ها با استفاده از مدل‌های موجود قابل محاسبه است. شدت میدان مغناطیسی در منطقه مورد مطالعه ۴۷۱۰۰ نانوتسلا و زاویه میل و انحراف مغناطیسی نیز به ترتیب ۵۰/۳ و ۳/۴۲۳ درجه می‌باشد. در شکل (۳-۳) مشخصات میدان مغناطیسی برای زمان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



شکل ۳-۳: مشخصات میدان مغناطیسی و زاویه میل و انحراف محدوده اکتشافی

### ۳-۹- شبکه برداشت و عملیات صحرائی:

در این برداشت جهت ثبت داده‌های مغناطیسی 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 مغناطیسی سنجی در ۱۰۰۰ ایستگاه در محدوده مورد نظر انجام شده است. میدان مغناطیسی در محدوده شکل ۳-۴ روی نقشه ماهواره‌های گوگل ارث نشان داده شده است.

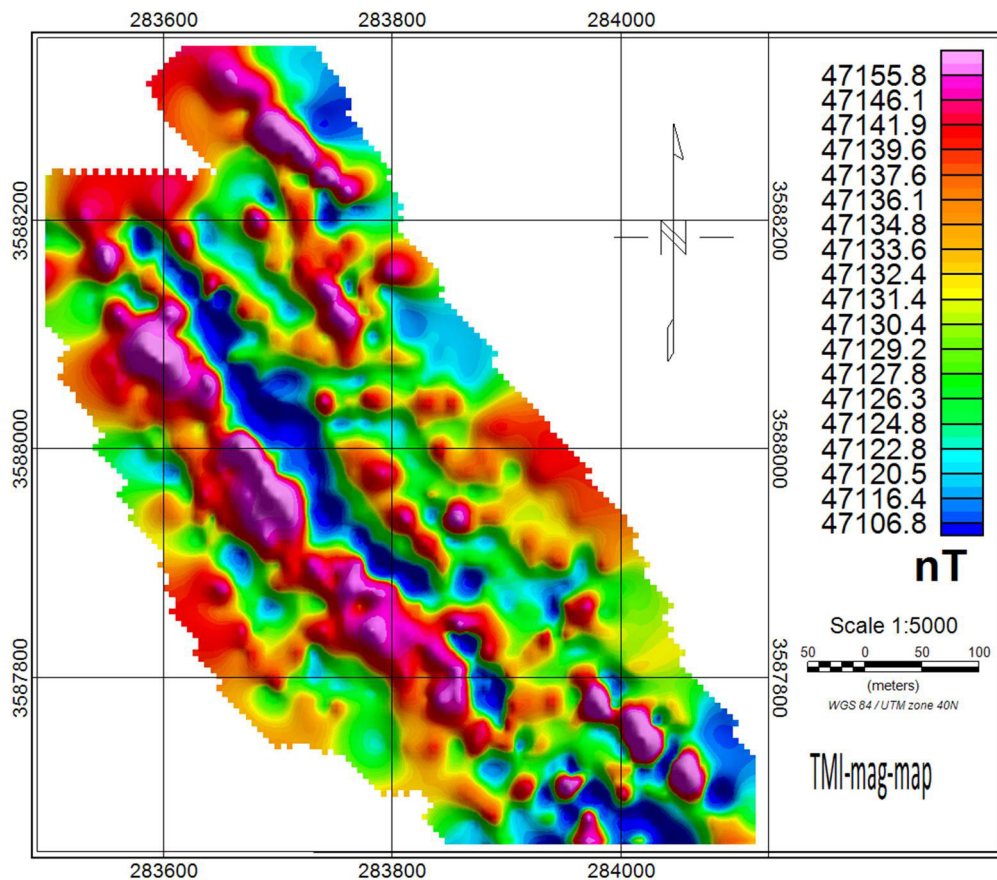


شکل ۳-۴: مختصات محدوده روی تصویر ماهواره ای گوگل ارث.

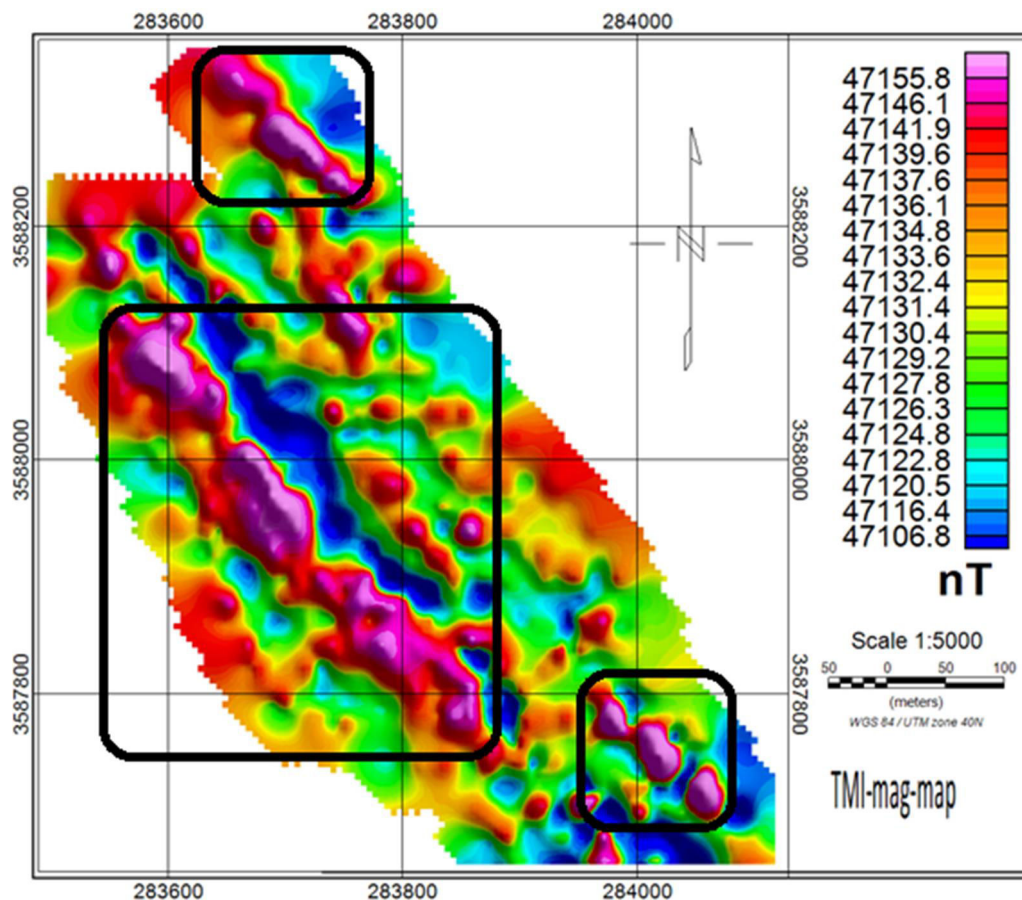
### ۳-۱۰- نقشه میدان مغناطیسی کل:

در این برداشت کم‌ترین و بیشترین مقدار ثبت شده به ترتیب برابر با ۴۷۰۶۰ و ۴۷۳۵۰ نانو تسلا و میانگین آنها برابر با ۴۷۱۳۳ نانو تسلا می‌باشد؛ که تقریباً برابر با شدت میدان مغناطیسی محاسبه

شده از سیستم IGRF می‌باشد. لازم به ذکر است که شدت میدان مغناطیسی ثبت شده در ایستگاه مینا نیز ۴۷۱۴۰ نانو تسلا و برابر با مقدار متوسط برداشت شده است. تغییرات شدت میدان مغناطیسی حدود ۲۹۰ نانوتسلا است؛ که با توجه به زمینه رسوبی و هماتی بودن منطقه حائز اهمیت می‌باشد. در نقشه میدان مغناطیسی کل موقعیت ایستگاههای برداشت نیز نشان داده شده است (شکل ۳-۵). در این نقشه چندین زون بی هنجاری مشاهده می‌شود که عمده آنها دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی و هم امتداد با ساختارهای زمین شناسی در این منطقه هستند. مهم‌ترین بی هنجاری در غرب منطقه با روند شمال غربی - جنوب شرقی است. طول این بی هنجاری (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 بی هنجاری غربی در اولویت بعدی قرار می‌گیرند.



شکل ۳-۵: نقشه میدان مغناطیسی کل محدوده TMI

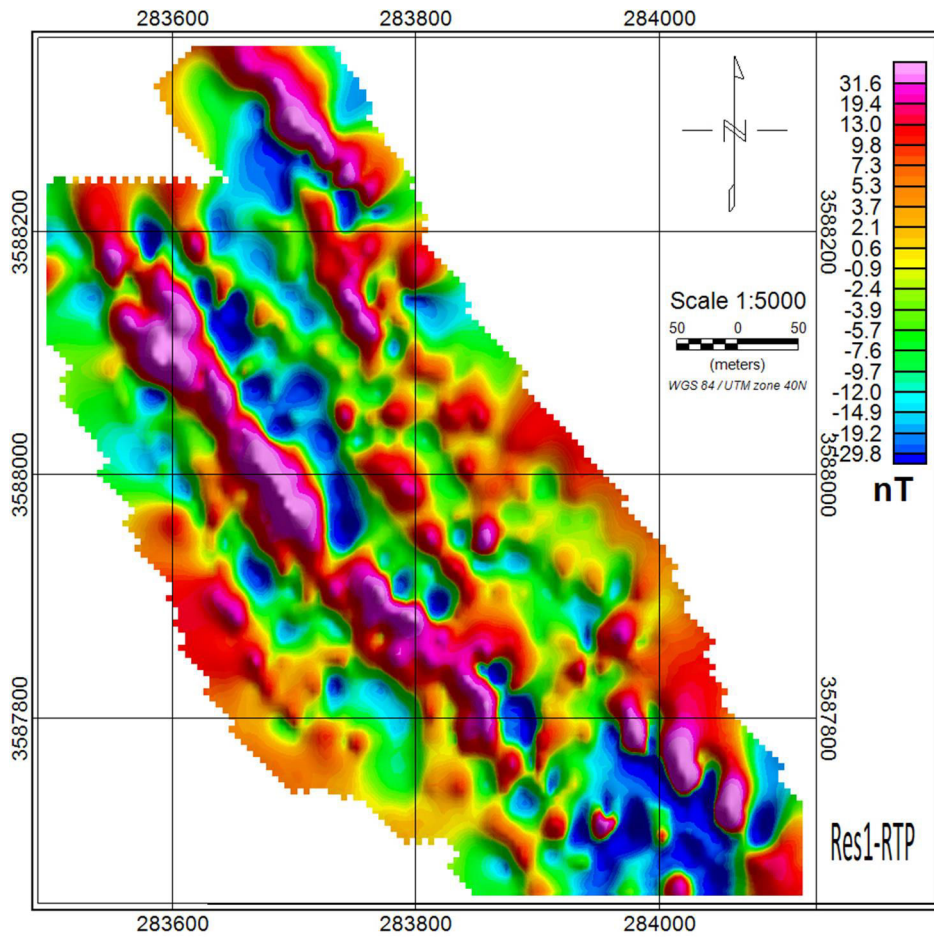


شکل ۳-۶: موقعیت سه زون بی هنجاری اصلی (الف: غرب محدوده ب: شمال شرق محدوده و ج: جنوب شرق

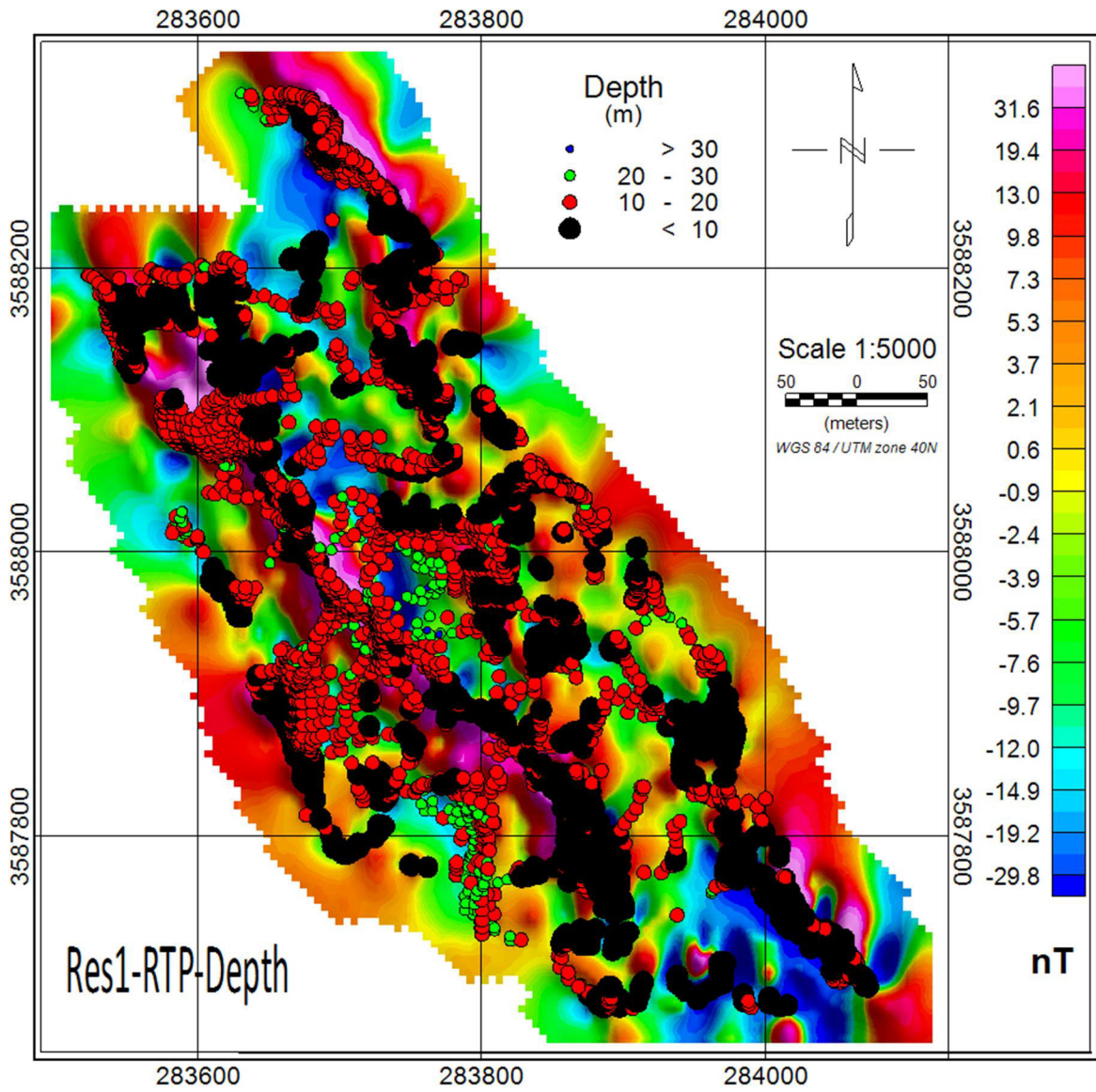
محدوده) بر روی نقشه شدت میدان مغناطیسی کل

### ۳-۱۱- نقشه برگردان به قطب:

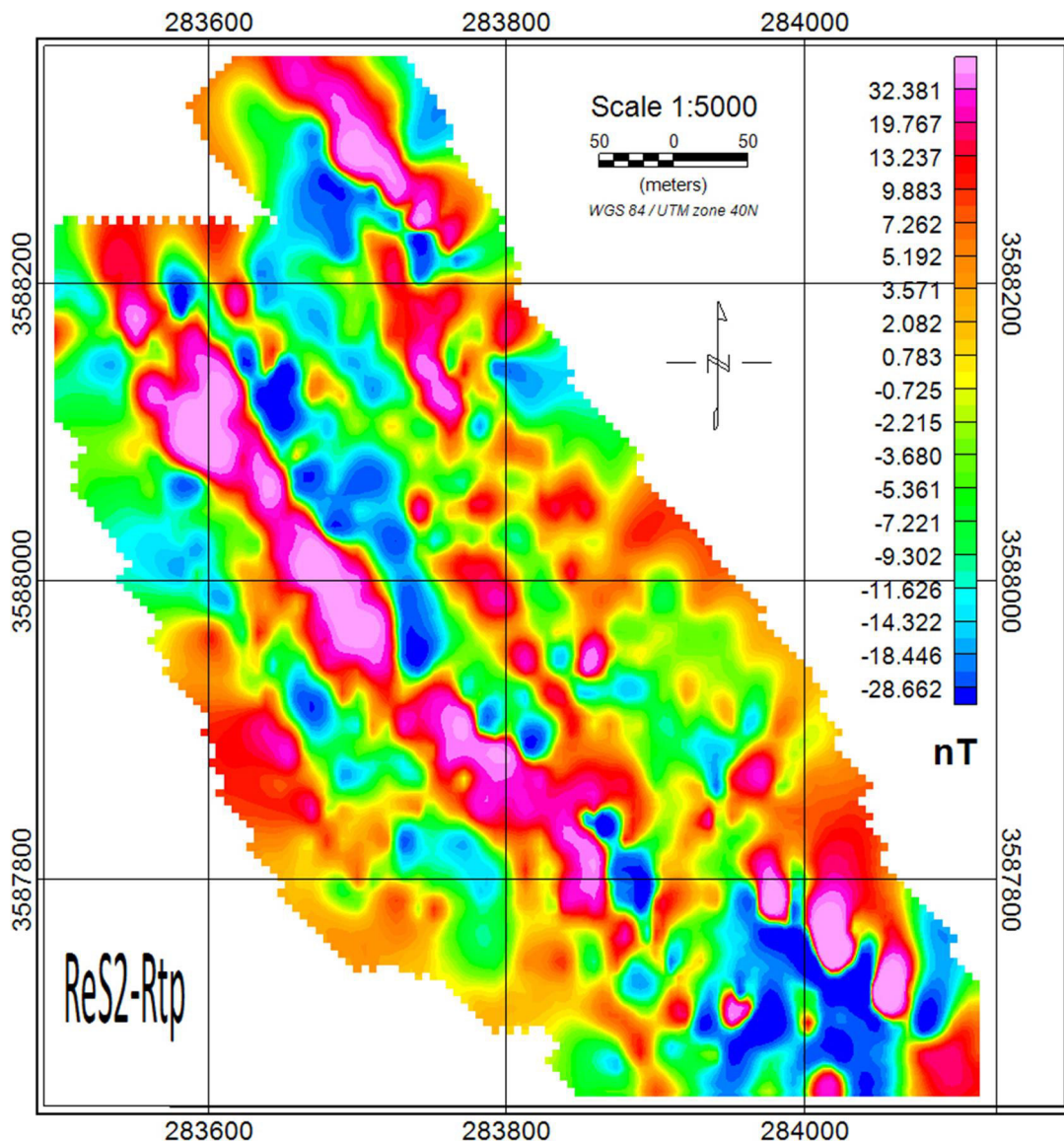
میدان مغناطیسی خاصیت برداری دارد و اثر زاویه میل و انحراف مغناطیسی زمین باعث می‌شود که مقادیر ماکزیمم بر روی نقشه شدت میدان مغناطیسی کل دقیقاً منطبق بر توده مغناطیسی نباشد. جهت تصحیح این پارامترها از روش برگردان به قطب استفاده می‌شود. بر روی این نقشه ماکزیمم مقادیر دقیقاً بر روی منشأ بی-هنجاری مغناطیسی قرار می‌گیرد. در نقشه میدان مغناطیسی برگردان به قطب شده مشاهده می‌شود. همان طور که مشاهده می‌شود موقعیت مواد معدنی 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 رگه های ماده معدنی



شکل ۳- ۸ : نقشه برگردان به قطب محدوده به همراه عمق ماده معدنی

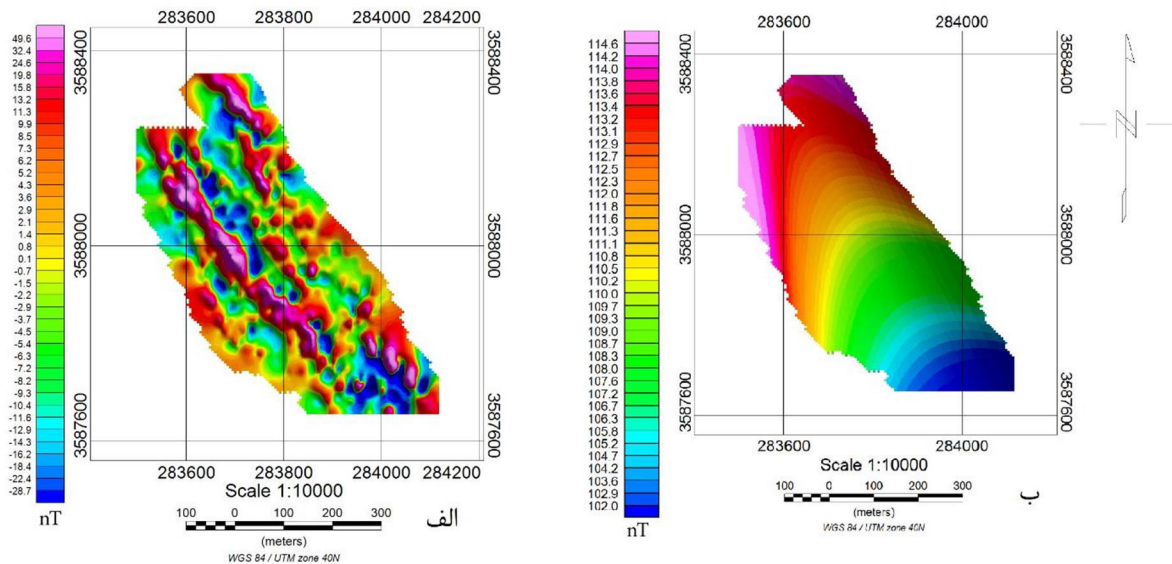


شکل ۳-۱۰: نقشه برگردان به قطب دوم محدوده به همراه مواد معدنی

### ۳-۱۲- نقشه باقی مانده 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 هرکدام از آنها با ساختارهای زمین شناسی منطقه، مقادیر به دست آمده از روند سطحی درجه دو برای تفسیر داده‌ها مناسب تشخیص داده شد و برای

تحلیل‌های بعدی از این نقشه استفاده می‌شود. شکل ۳-۱۱ نقشه باقیمانده میدان مغناطیسی به دست آمده از روند سطحی درجه ۲ و روند حذف شده را نشان می‌دهد.



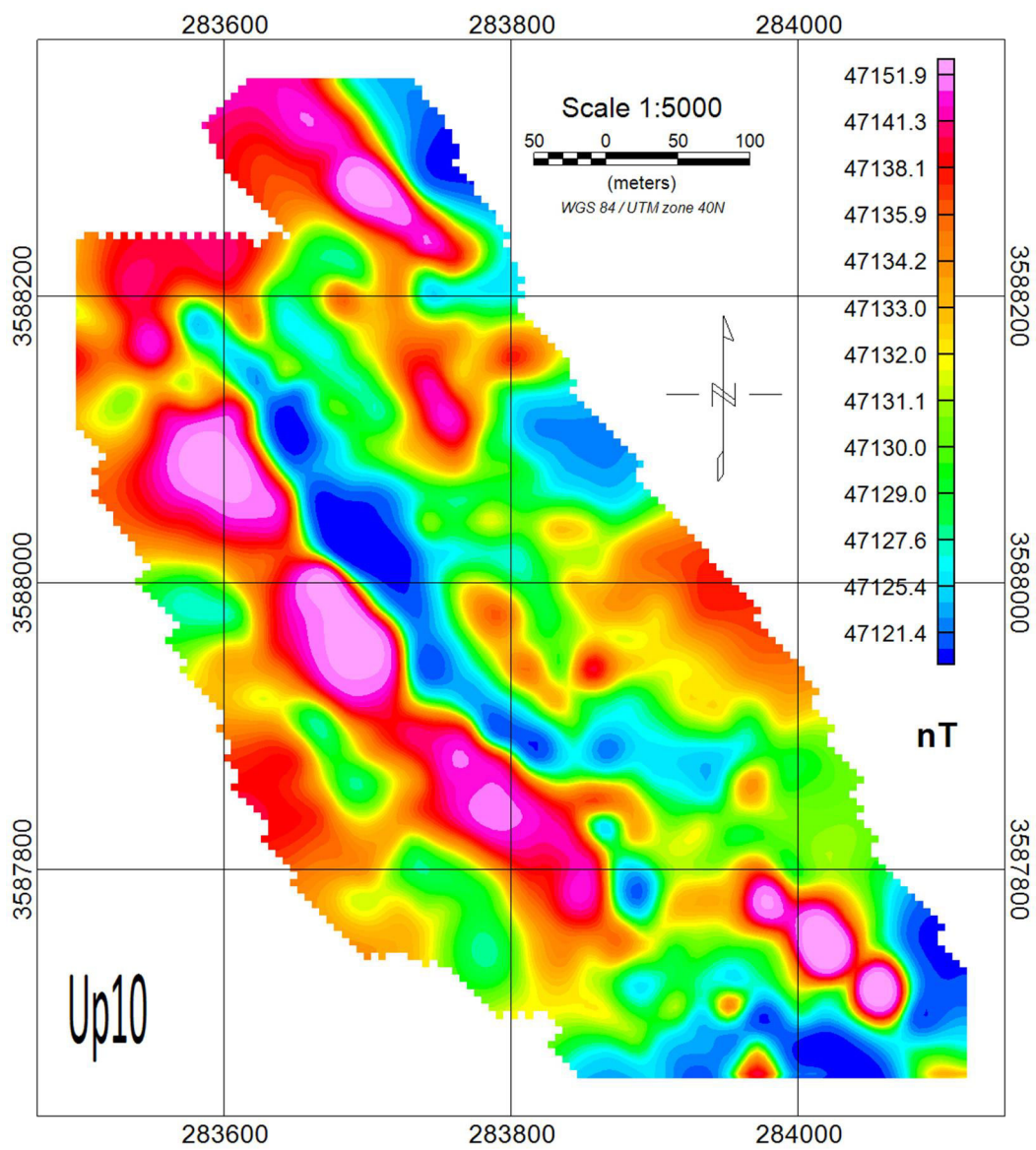
شکل ۳-۱۱: الف) نقشه روند سطحی درجه ۲ حذف شده و ب) نقشه باقیمانده حاصل از اعمال فیلتر حذف روند

سطحی درجه ۲

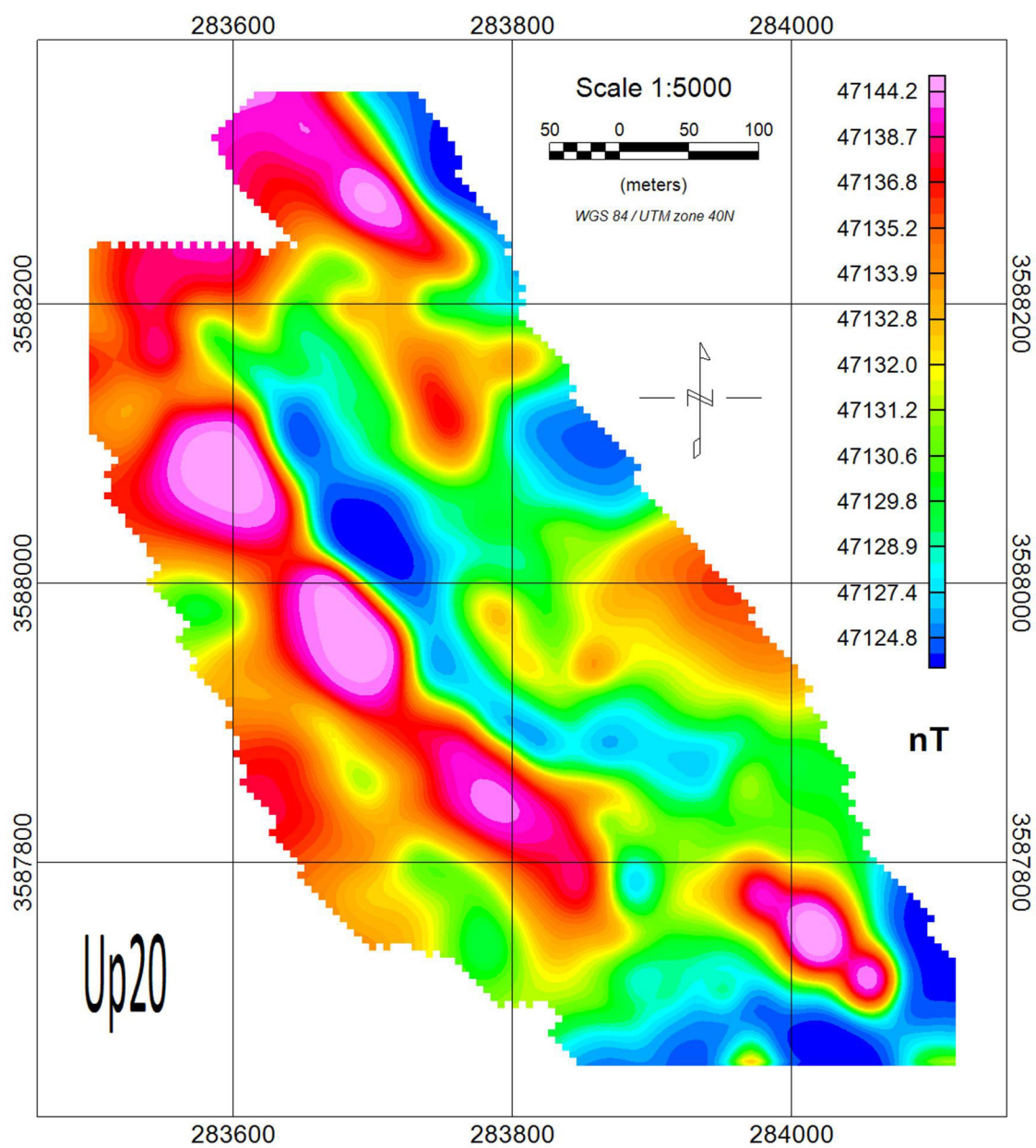
### ۳-۱۳- نقشه گسترش به سمت بالا (ادامه فراسو):

در شکل‌های ۳-۱۲ و ۳-۱۳ نقشه‌های ادامه فراسو به ازای ارتفاعات ۱۰، ۲۰ 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. همان طور که مشاهده می‌شود، ناهنجاری‌های سطحی به کلی از بین رفته‌اند و سه زون کانی سازی به خوبی 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 ۴۰ متر شکل (۳-۱۴) از بین رفته است. آنومالی غربی محدوده که بیشترین گسترش عمقی را دارد، در ارتفاع ۸۰ متری شکل (۳-۱۵) در برخی نقاط قابل مشاهده است، بنابراین جهت بررسی گسترش عمقی ناهنجاریها در بحث مدل سازی بیشتر بحث خواهد شد.

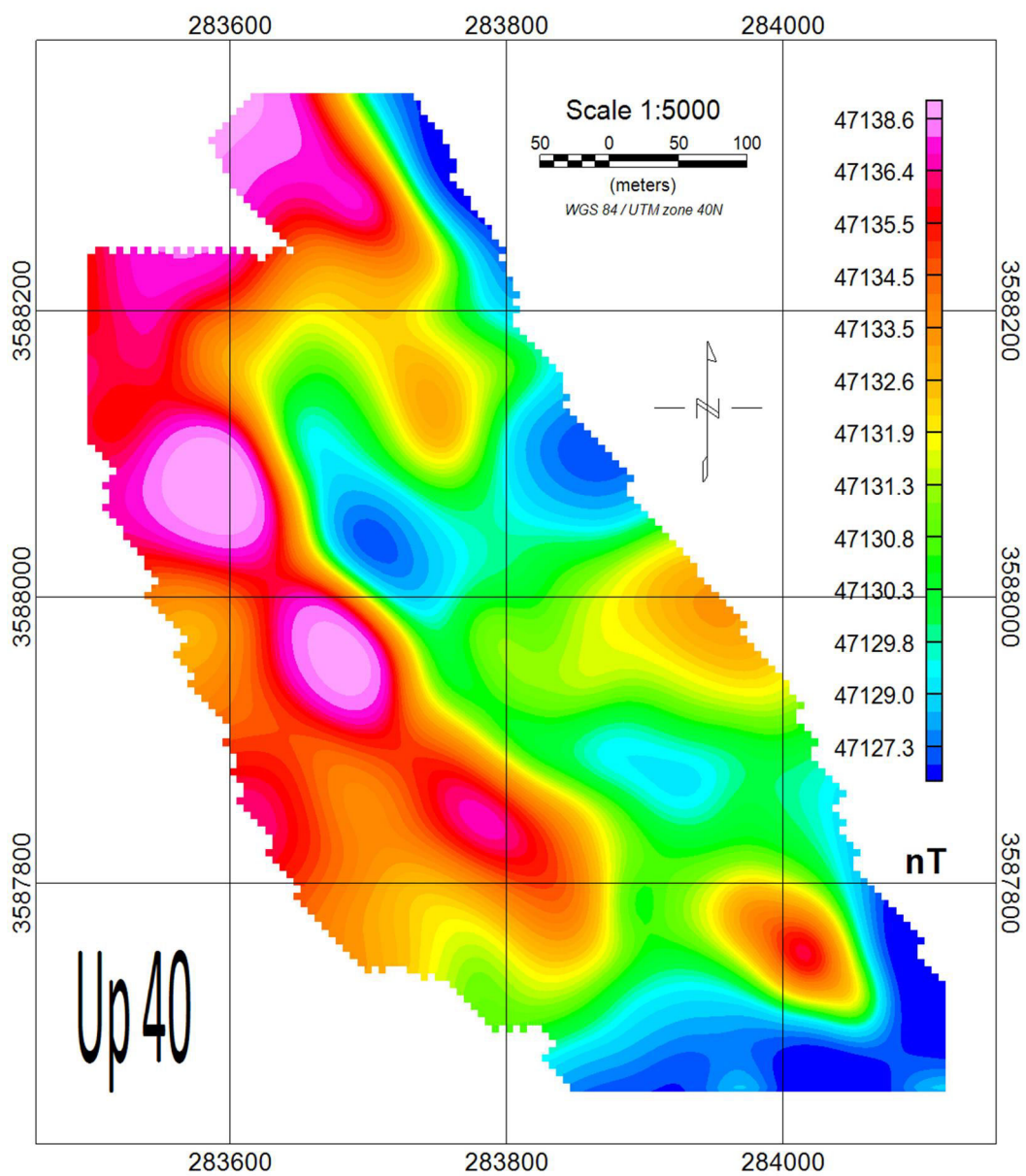




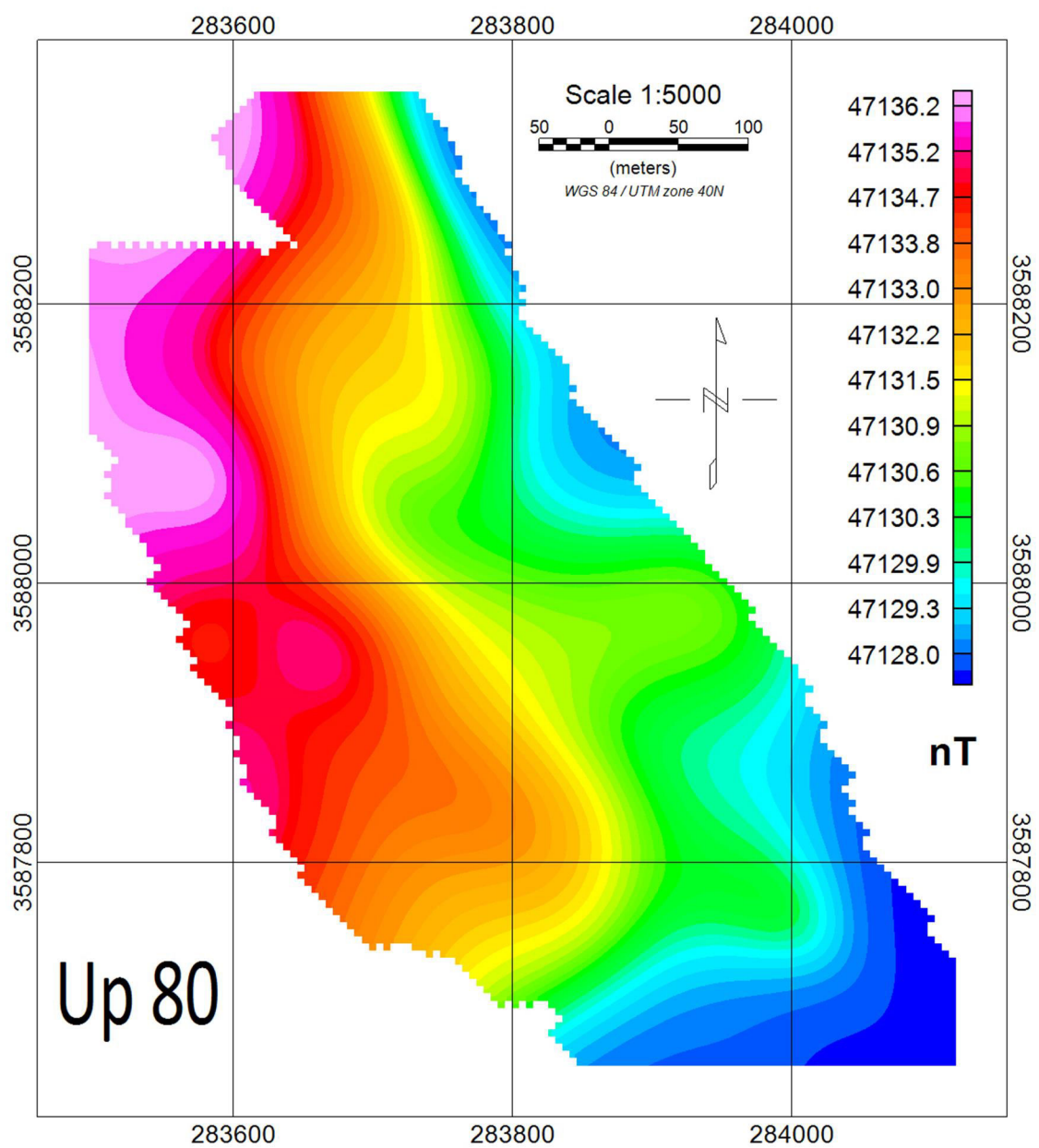
شکل ۳-۱۲: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۱۰ متر



شکل ۳-۱۳: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۲۰ متر



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



شکل ۳-۱۵: نقشه ادامه فراسو برای سطح ۸۰ متر

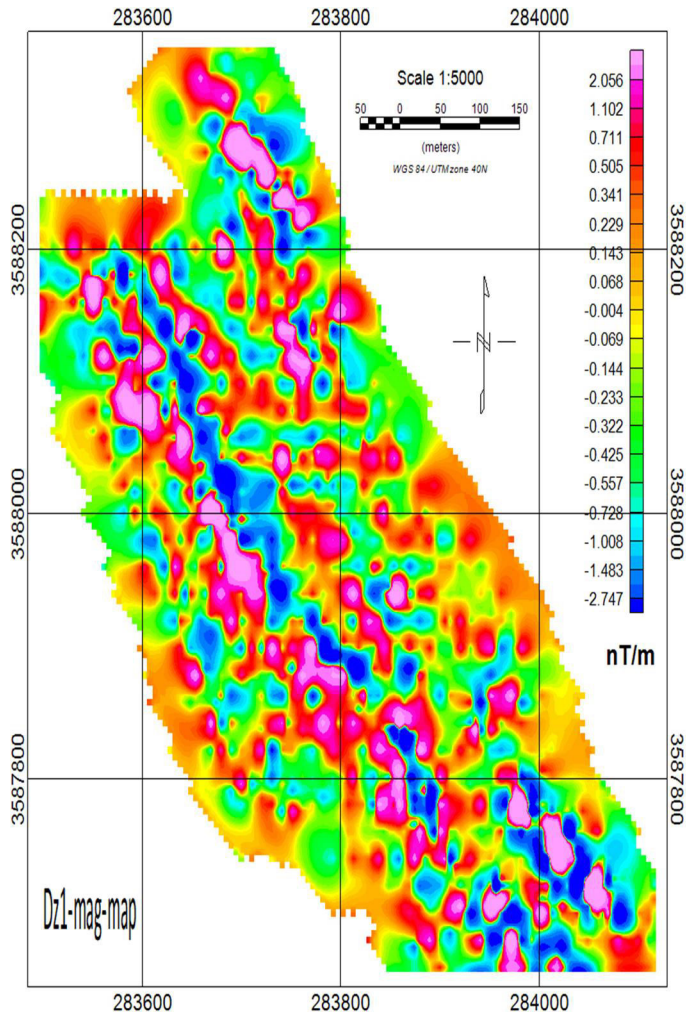
### ۳-۱۴- نقشه مشتق قائم اول:

یکی از بحث‌های مهم در تفسیر داده‌های مغناطیسی تعیین دقیق مرز ناهنجاری است. فیلترهای متعددی نیز برای این منظور استفاده می‌شوند. فیلترهای<sup>۱</sup> مشتق قائم، مشتق افقی، سیگنال تحلیلی، زاویه تیلت و... از این جمله هستند. همه این فیلترها از جمله فیلترهای بالاگذر هستند؛ که هدف آنها برجسته سازی 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. شکل ۳-۱۴ مشتق اول قائم جهت برجسته کردن بی‌هنجاری‌های نزدیک به سطح، شکل ۳-۱۵ مشتق جهتی محدوده در جهت X، شکل ۳-۱۶ مشتق جهتی محدوده در جهت Y و شکل ۳-۱۷ سیگنال تحلیلی به هدف تطابق لبه‌های آنومالی آورده شده است.

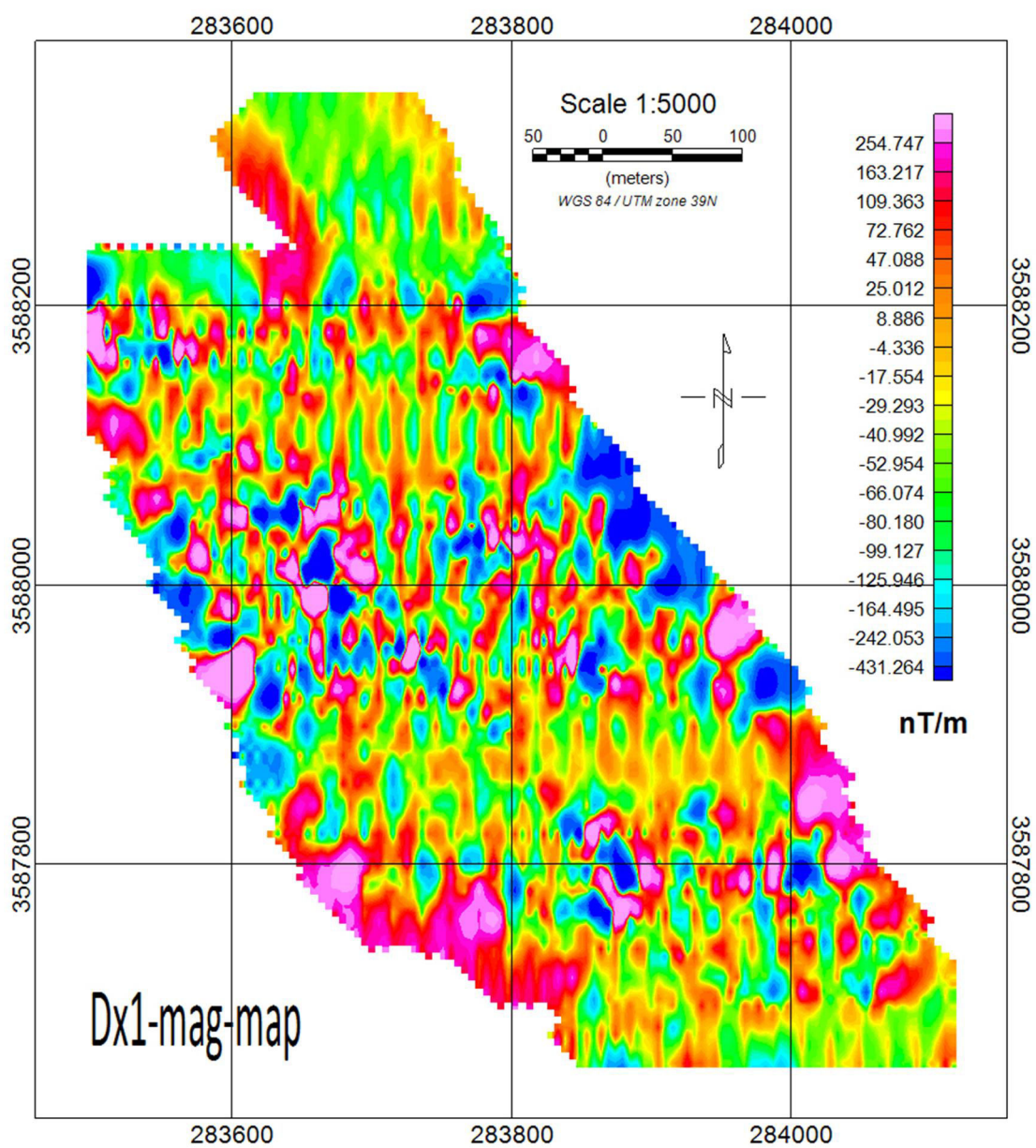
از نظر تئوری اندازه مشتق قائم در محل لبه‌های توده‌های زیرسطحی صفر است و از این خاصیت برای تخمین مرز استفاده می‌شود. اندازه مشتق افقی در بالای لبه‌های توده زیر سطحی ماکزیمم است لذا این فیلتر نیز می‌تواند به عنوان وسیله‌ای جهت تخمین مرز به کار برده شود. در این نقشه رنگهای قرمز و صورتی موقعیت توده را نشان می‌دهد و دیگر رنگها مربوط به زمینه هستند. به نظر می‌رسد که عرض کانی سازی 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.

---

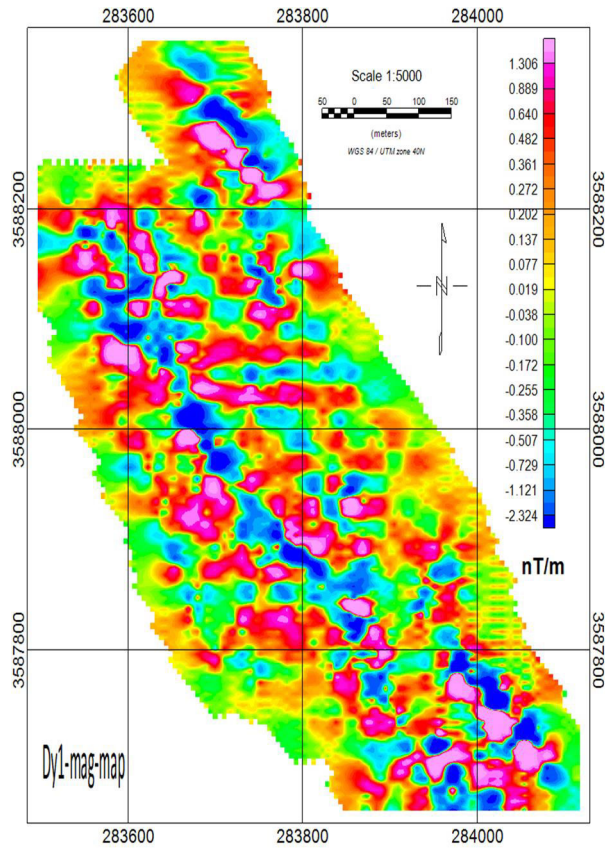
<sup>۱</sup> frfr



شکل ۳-۱۶: نقشه مشتق اول قائم محدوده

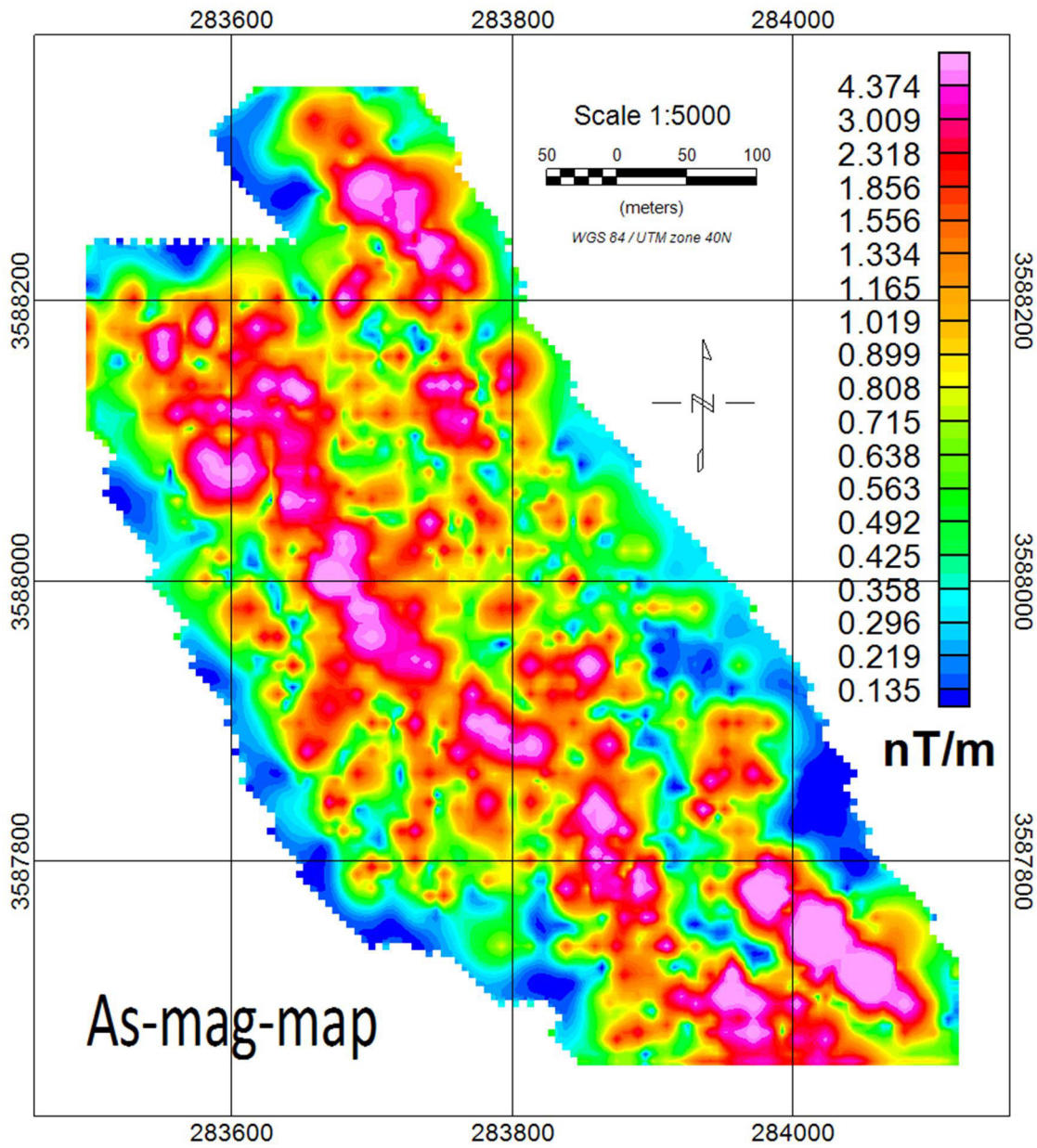


شکل ۳-۱۷: نقشه مشتق جهتی محدوده در جهت  $x$



شکل ۳-۱۸: نقشه مشتق جهتی اول محدوده در جهت  $Y$





شکل ۳-۱۹: نقشه سیگنال تحلیلی محدوده

### ۳-۱۵- جمع بندی فصل:

در محدوده مورد مطالعه اندازه گیری شدت میدان مغناطیسی بر روی یک شبکه شمال غربی-جنوب شرقی 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 شده‌اند. روند عمومی کانی سازی هم امتداد با ساختارهای زمین شناسی، به صورت شمال غربی-جنوب شرقی می‌باشد. 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 می‌شود که مهم‌ترین آنها 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 بی هنجاری مشاهده می‌شود که طول آنها تقریباً بیشتر از ۱۰۰ متر می‌باشد. بی هنجاری شمال شرقی به صورت دو توده نسبتاً بزرگ با عرض تقریبی ۱۵ متر و بی هنجاری جنوب شرقی به صورت سه توده نسبتاً هم اندازه با عرض ۱۰ متر ظاهر شده‌اند. از نظر گسترش عمقی به نظر می‌رسد بی هنجاری غرب محدوده نسبت به دو بی هنجاری دیگر از گسترش بیشتری برخوردار باشد؛ که در بحث مدل سازی بیشتر مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد.

## فصل چهارم

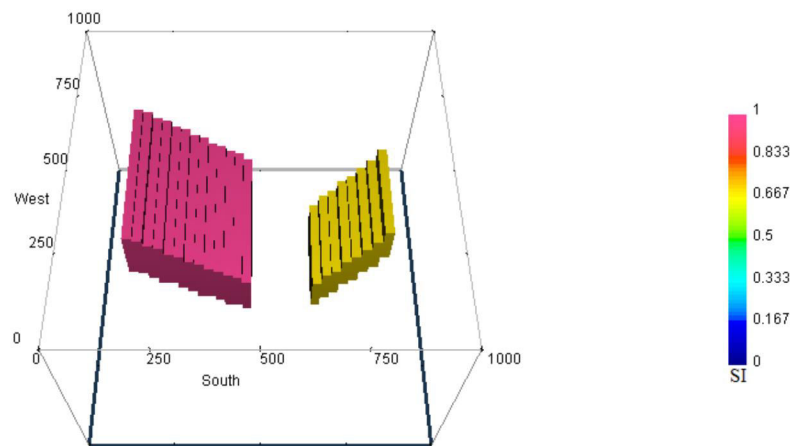
مدل سازی سه بعدی  
داده‌های مصنوعی مغناطیس  
سنجی محدوده خرائق

#### ۴-۱-مقدمه:

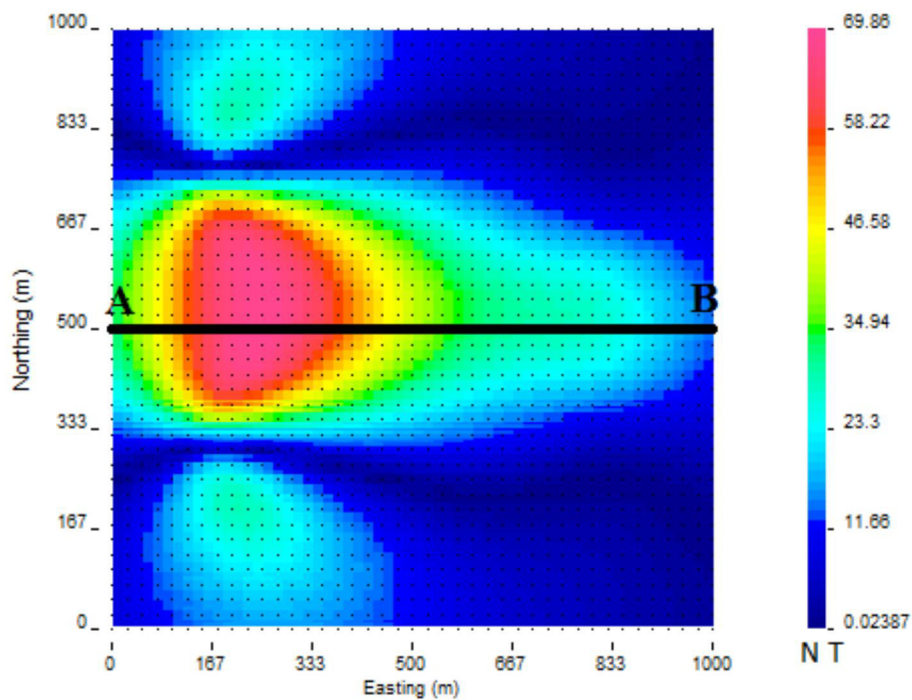
به منظور استفاده بهینه از الگوریتم لی و اولدنبرگ، نخست کاربرد آن بر روی داده های مصنوعی به همراه نوفه، مورد تحلیل و بررسی قرار گرفته است. بر اساس میزان تطابق نتایج به دست آمده با جواب اصلی مسأله، از این روش برای داده های واقعی در یک منطقه استفاده می شود. در روش لی و اولدنبرگ میتوان با وارد کردن اطلاعات زمین شناسی و یا روش های ژئوفیزیکی دیگر، به وارون سازی سه بعدی مقید داده های مغناطیس سنجی پرداخت. مدل نهایی به دست آمده با استفاده از الگوریتم مذکور، از اعتبار و اعتماد بالایی برخوردار است و تطابق بیشتری با واقعیت های زمین شناسی دارد به منظور توصیف و بررسی شرایط مدل سازی و آشنایی هر چه بیشتر با قیود و پارامترهای به کار رفته در این روش، در این قسمت اقدام به وارون سازی داده های مصنوعی شده است

#### ۴-۲-مدل مصنوعی مرکب:

این مدل از دو پله شیب دار که دارای شیب، تباین مغناطیسی، طول، عرض و ارتفاع متفاوتی از یکدیگر، می باشند، تشکیل شده است. تباین مغناطیسی پله غربی و شرقی به ترتیب ۱ و ۰/۷ در سیستم می باشد شکل (۴-۱) ابتدا برای بررسی عملکرد بدون استفاده از هیچ قیدی در حالت بدون قید وارون سازی انجام شده و نتیجه آن به صورت نماهای مختلف در شکل های (۴-۳) آورده شده است.



شکل ۴-۱: نمای جنوبی و سه بعدی از مدل مصنوعی مرکب شیب دار.

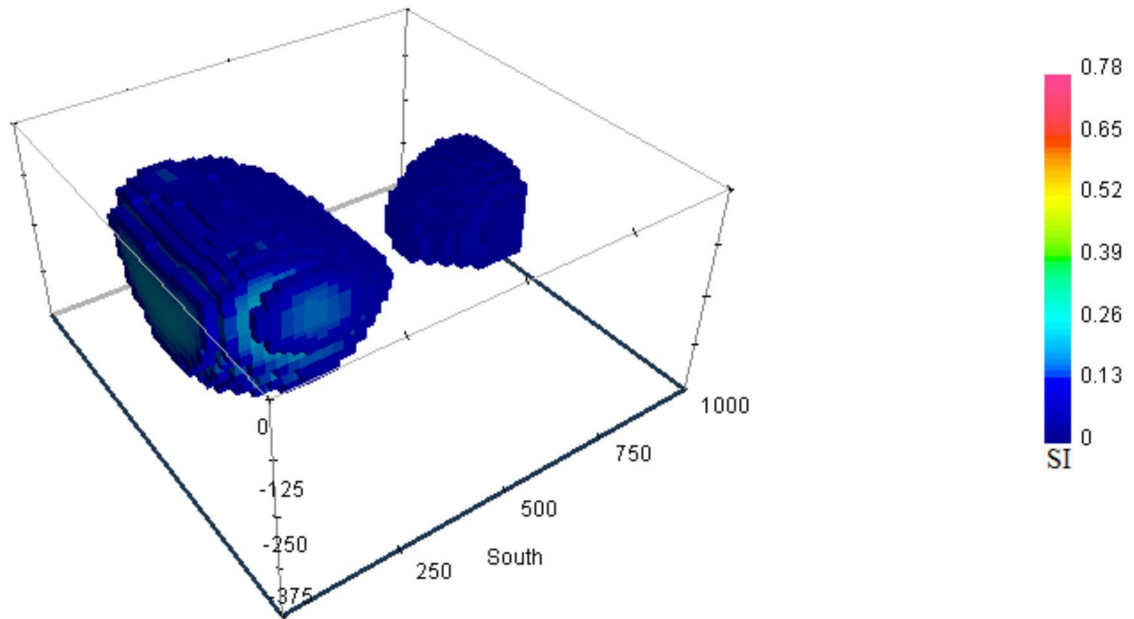


شکل ۴-۲: میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی مرکب شیبدار با ۲ درصد نوفه به همراه پروفیل

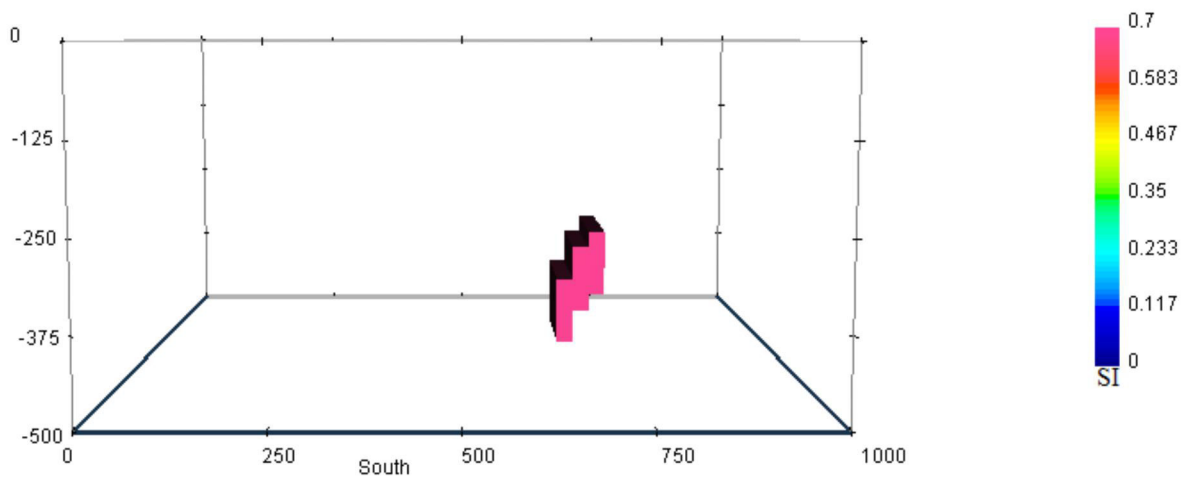
جهت بررسی مقاطع  $E - W$  در جهت  $AB$

مدل سازی در این پایان نامه با استفاده از نرم افزار  $Mag3D$  انجام می شود؛ که اساس آن روش وارون سازی لی و اولدنبرگ می باشد. این نرم افزار این امکان را فراهم می کند تا بتوان اطلاعات زمین شناسی و یا اطلاعات حاصل از روش های ژئوفیزیکی دیگر را که در

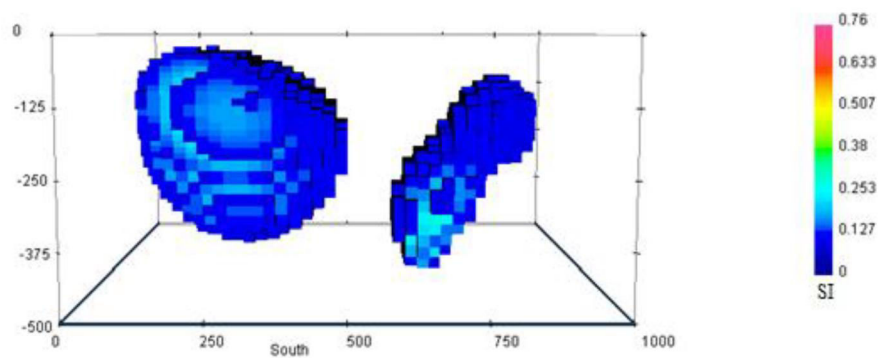
دسترس می باشد، جهت حصول مدل نهایی هرچه مطلوب تر و معتبرتر در فرآیند مدل سازی وارد کرد. در وهله اول وارون سازی بدون وجود هیچگونه اطلاعات زمین شناسی و ژئوفیزیکی و در حالت پیش فرض صورت گرفته است. شکل (۳-۴).



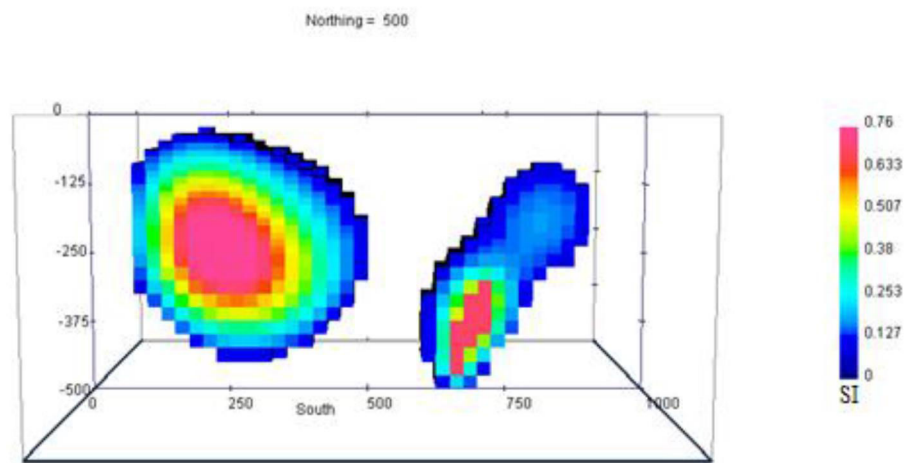
شکل ۳-۴: مدل وارون سازی در حالت بدون قید (سلول های با تباین مغناطیسی کمتر از ۰/۱ نمایش داده نشده اند).  
 با توجه به شکل ها می توان دریافت که تباین مغناطیسی مدل ها، نسبتا مناسب است، پله ای بودن مدل تا حد زیادی بازسازی شده و جهت شیب مخالف پله ها به خوبی قابل تشخیص است. در نتیجه عملکرد روش در شرایط عدم وجود اطلاعات اولیه قابل قبول است. در مرحله بعد با ایجاد یک مدل کرانه ای برای قسمتی از مدل کوچک تر که قسمت پایینی آن بازسازی نشده بود، اقدام به وارون سازی شد. در شکل ۴-۵ مشهود است که مدل بازسازی شده کاملا تطابق خوبی با مدل اولیه دارد و متفاوت بودن طول، عرض، ارتفاع و شیب پله ها بارز می باشد. همچنین کشیدگی عمقی مدلی که تباین کمتری نسبت به دیگر مدل دارد کاملا مشخص است.



شکل ۴-۴ : مدل کرانه ای مورد استفاده به عنوان قید در وارون سازی.



شکل ۴-۵ : نمای جنوبی از مدل وارون سازی با اعمال قید مدل کرانه ای



شکل ۴-۶: نمای جنوبی مدل وارون سازی با اعمال قید مدل کرانه ای که روی پروفیل برش خورده است



## فصل پنجم

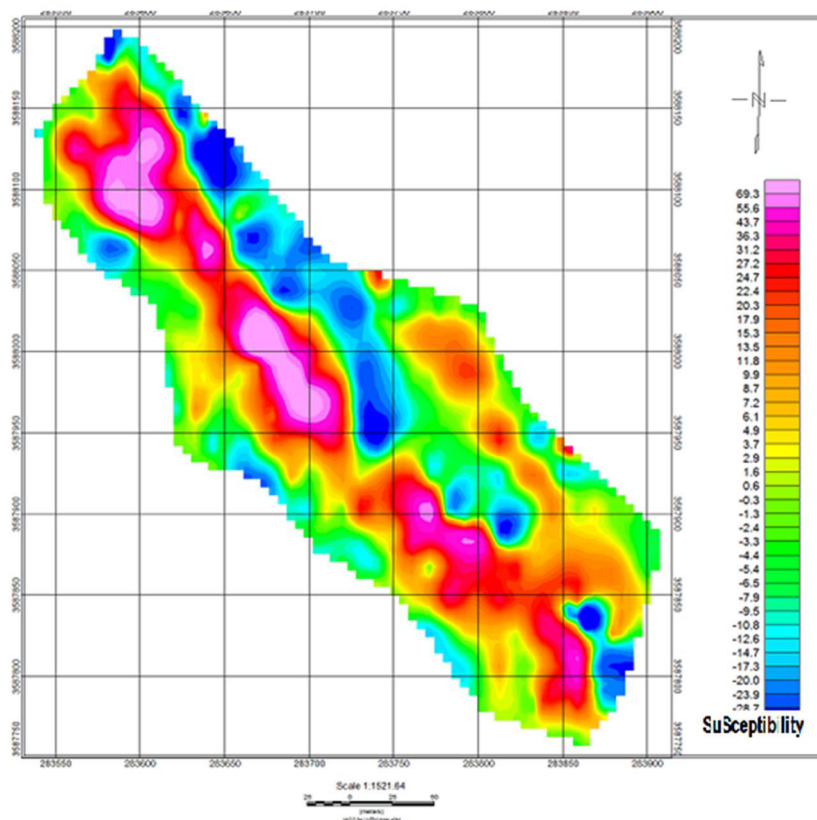
# وارون سازی داده های واقعی

در این فصل به پردازش و مدل سازی معکوس سه بعدی داده های واقعی مغناطیس سنجی پرداخته می شود. پردازش و مدل سازی این داده ها به ترتیب با استفاده از نرم افزارهای Geosoft و Mag3D صورت گرفته است.

## ۵-۲-آماده سازی داده های واقعی :

در روش مدل سازی سه بعدی با استفاده از نرم افزار Mag3D ابتدا باید با ابزار Grid/utility در نرم افزار Oasis montaj قسمتی از Grid را برش داده شکل (۵-۱) و داده های مورد نیاز برای مدل سازی را استخراج کرد و آنها را به صورت یک فایل متنی مناسب دارآورده و به صورت ورودی به نرم افزار Mag3D داد ، لازم به ذکر است تعداد داده ها نباید زیاد باشد زیرا روند مدل سازی را بسیار طولانی می کند، اگر تعداد داده ها نیز از یک حد معمول کمتر باشد ، فرایند مدل سازی نیز کامل نمی شود ، داده ها معمول در حد ۵۰۰ الی ۱۰۰۰ جهت یک مدل سازی برای پایان نامه منطقی است ، سعی شده که Dummies و header به همراه داده ها منتقل نشود و با مقدار خطا که کمتر از ۰/۰۱ درصد است، داده ها از سیستم دقیقه و درجه به سیستم utm منتقل شود ( long lat به utm ) ، کل داده ها باید از Utm39 منطقه مورد نظر دریافت شود . شکل ۵-۱ نقشه داده های 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 آنومالی ها از یکدیگر است یعنی به وسیله جداسازی بی هنجاری های کم عمق از منابع عمیق نقشه بی هنجاری باقی مانده تهیه می شود. برای جداسازی بی هنجاریهای سطحی از عمیق تر، از روش حذف روند سطحی درجات ۱ تا ۳، با استفاده از نرم افزار Oasis montaj شرکت ژئوسافت استفاده شد و پس از بررسی نتایج حاصل از این روش و نبود تغییرات جدی در آنها، همان گونه که در فصل سوم ذکر شد، نقشه حاصل از روند ۲ مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته شده است. همان گونه که در

فصل پیش بررسی شد، از روی نقشه بی هنجاری محدوده مورد مطالعه، بی هنجاری غرب منطقه به عنوان بی هنجاری های اصلی محدوده در این قسمت به طور جداگانه مورد بررسی قرار می گیرد. در نرم افزار آسیس مونتاژ برای خارج کردن نقشه و دیتاهای از حالت گرادیان، آن را به توسعه<sup>۱</sup> می دهیم و سپس محدوده موردنظر را از آن جدا می کنیم. به دلیل عدم در اختیار داشتن فایل توپوگرافی برای حذف اثر منفی توپوگرافی بر روند وارون سازی، نقشه را با فیلتر ادامه فراسو ۱۰ متر به سمت بالا گسترش داده شد. سپس از نقشه کل محدوده، محدوده های بی هنجاری جدا شده و هر کدام از آنها را به داده تبدیل شده است. داده های حاصل از آنها را به عنوان ورودی به نرم افزار UBC MAG3D داده شده است. در ذیل بی هنجاری های موجود به طور مفصل مورد مدل سازی و بحث قرار گرفته است.

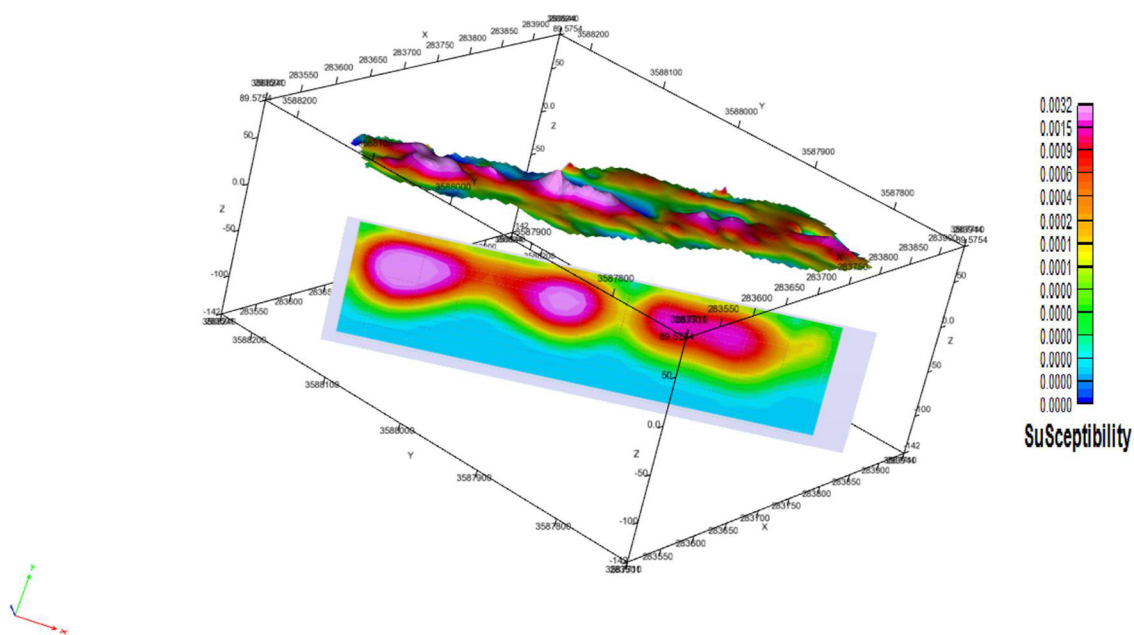


شکل ۵-۱: نقشه حاصل از اعمال فیلترهای برگردان به قطب، گسترش به سمت بالا و روند سطحی درجه ۲.

<sup>1</sup> Expand

### ۵-۳- وارون سازی بی هنجاری غرب محدوده :

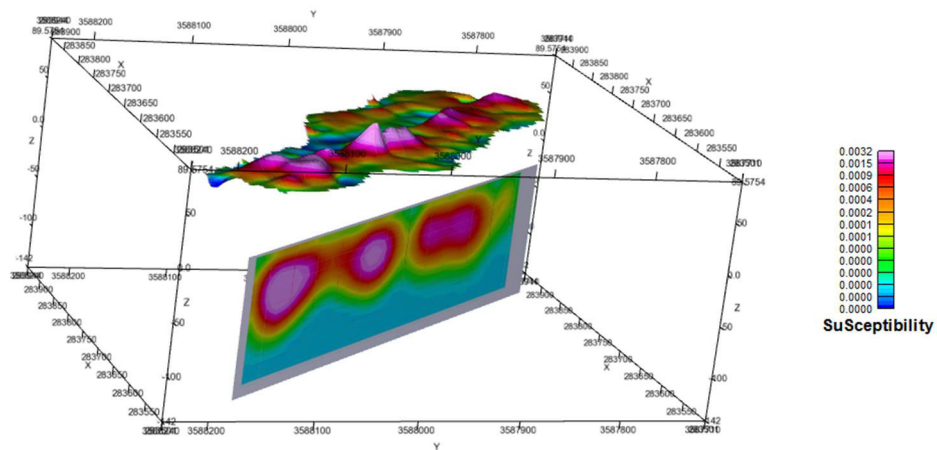
جهت وارون سازی ابتدا داده ها از نقشه بی هنجاری این محدوده از نرم افزار آسیس مونتاژ استخراج شد. و با تهیه فایل متنی مناسب، این داده ها به عنوان ورودی نرم افزار اعمال شد، از تفاوت susceptibility توده با سنگ های اطراف می توان به وجود و مکان توده پی برد، در ابتدا باید به روش غیر مستقیم<sup>۱</sup> susceptibility را حدس زد، (جدول خود پذیری سنگها) سپس از تغییر susceptibility در نرم افزار مدل سازی، می توان توده مورد دلخواه خود را بدست آورد، شکل (۵-۲) نقشه بی هنجاری محدوده غرب منطقه را نشان می دهد. همان طور که مشاهده می شود به نظر می رسد چندین آنومالی در محدوده مورد نظر وجود دارد.



شکل ۵-۲: نقشه مقطع عرضی مدل وارون سازی بی هنجاری غرب

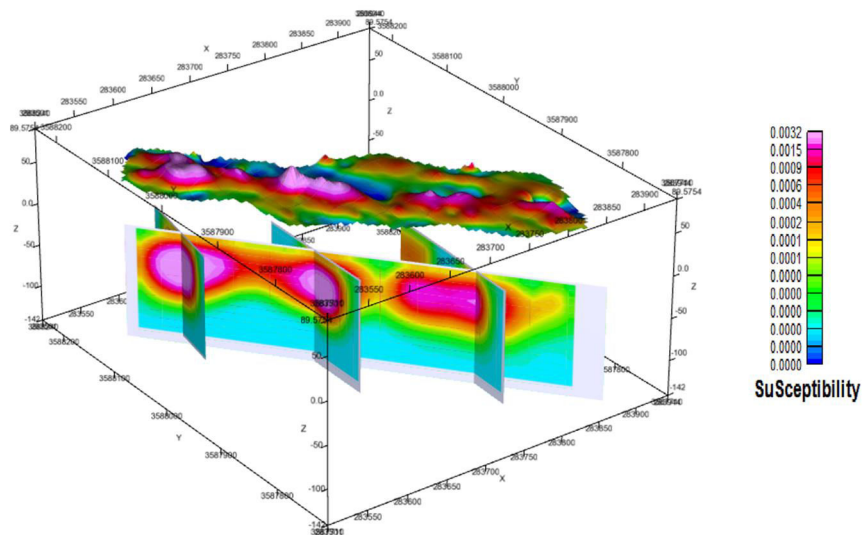
همان گونه که در شکل (۵-۳) مشاهده می کنیم، مقطع عرضی مدل نهایی، گسترش عمقی ماده معدنی را در این محدوده نشان می دهد؛ نتایج حاصل از وارون سازی در این محدوده نیز با نتایج حاصل از فیلتر گسترش به سمت بالای فصل قبل مطابقت دارند.

<sup>۱</sup>.Telford



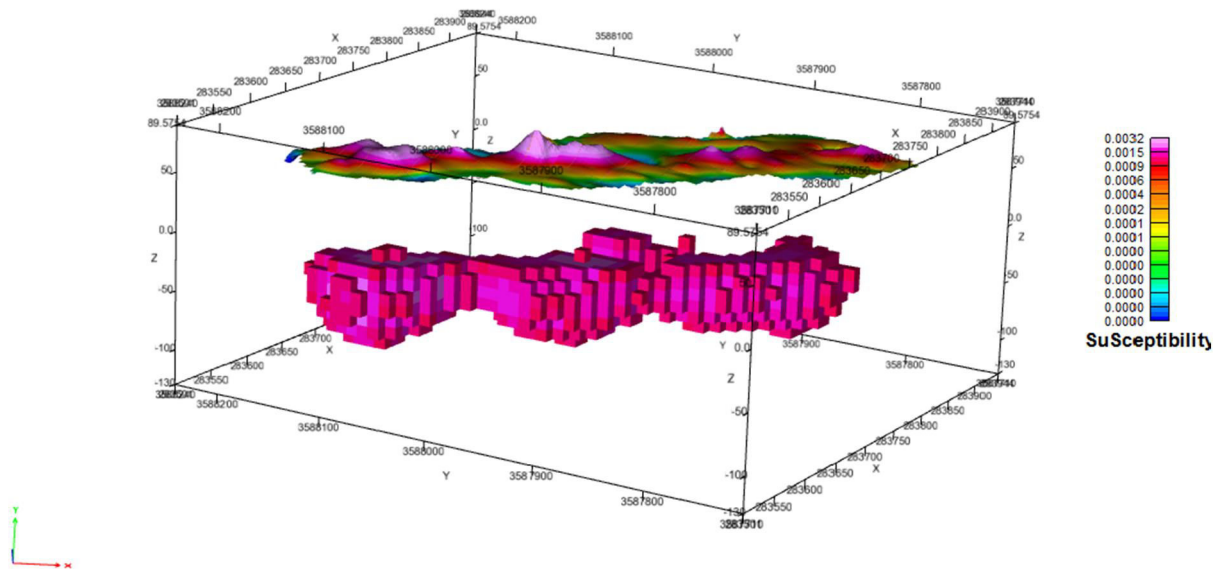
شکل ۵-۳: نقشه مقطع عرضی از زاویه دیگر

با استفاده از ابزار موجود در نرم افزار مدل سازی با ایجاد برش های عمودی در شکل (۵-۴) جداسازی بی هنجاری ها را بهتر می توان مشاهده کرد

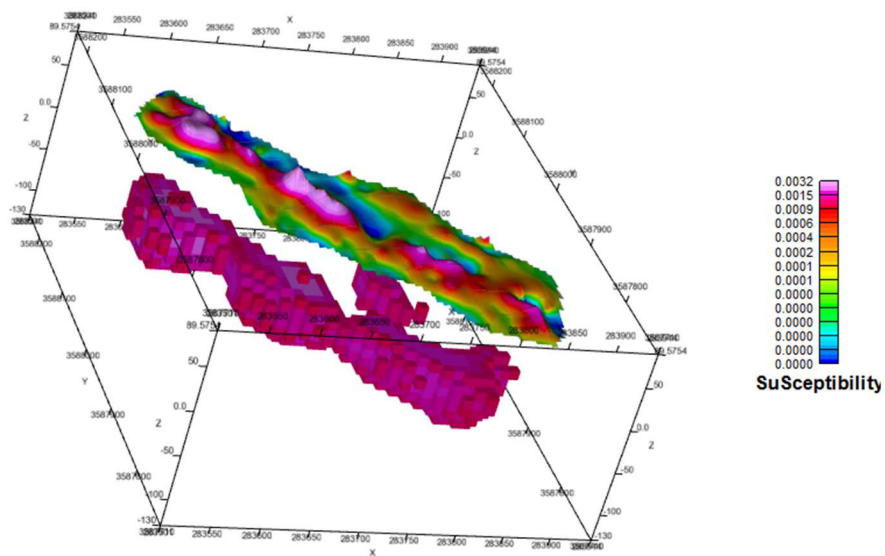


شکل ۵-۴: مقطع عرضی مدل نهایی با برش های عمودی جهت جداسازی سه بی هنجاری

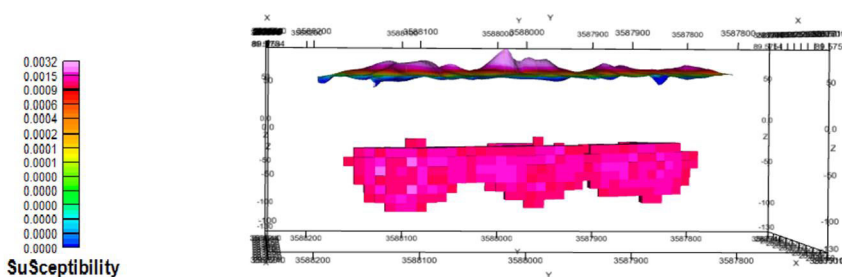
در نهایت می توان نمای سه بعدی بی هنجاری غرب محدوده را بدست آورده و با توجه به susceptibility و محور Z می توان عمق توده مورد نظر را مشاهده کرد که در شکل (۵-۵) کاملاً مشهود است .



شکل ۵-۵: نمای سه بعدی نهایی بی هنجاری غرب منطقه

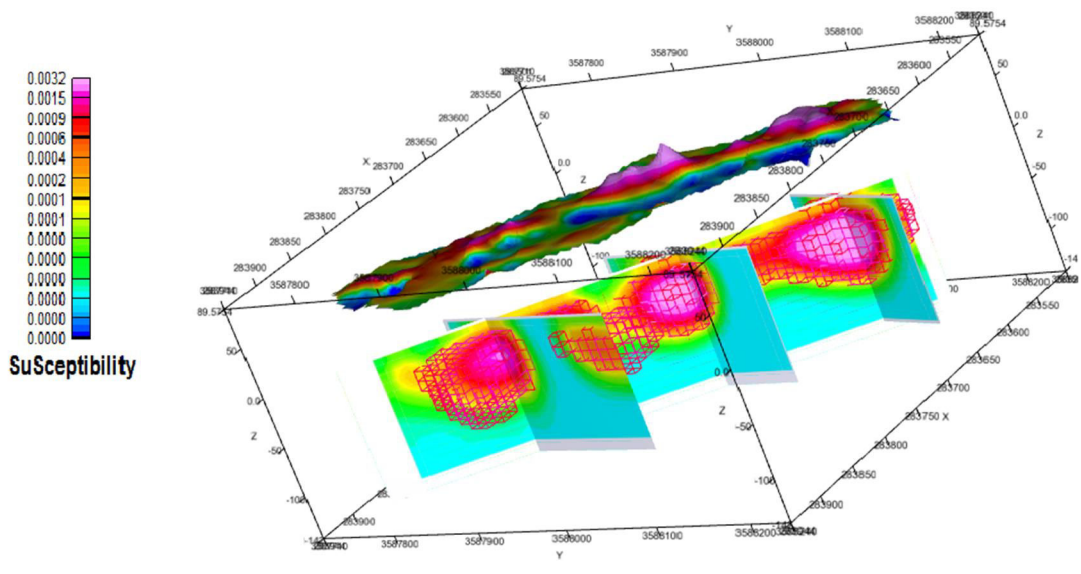


شکل ۵-۶: نمای سه بعدی نهایی بی هنجاری غرب منطقه از زاویه ای دیگر

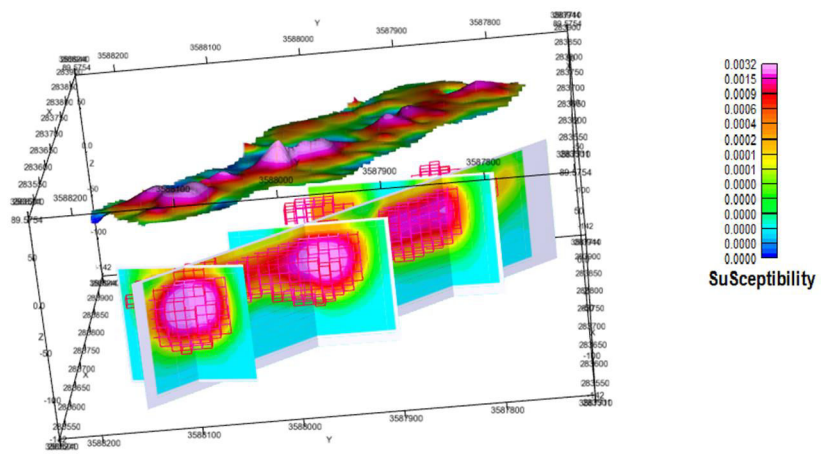


شکل ۵-۷: نمای سه بعدی بی هنجاری از رو به رو

عمق سلول ها رو نیز می توان با استفاده از نرم افزار تعیین کرد اما سلول های عمیق تر از درجه اعتبار کمتری برخوردار است. با استفاده از Notepad نیز می توان مقدار Mesh و همچنین عمق سلول ها در جهت های مختلف را نیز مشاهده کرده و تغییرات لازم را بوجود آورد.

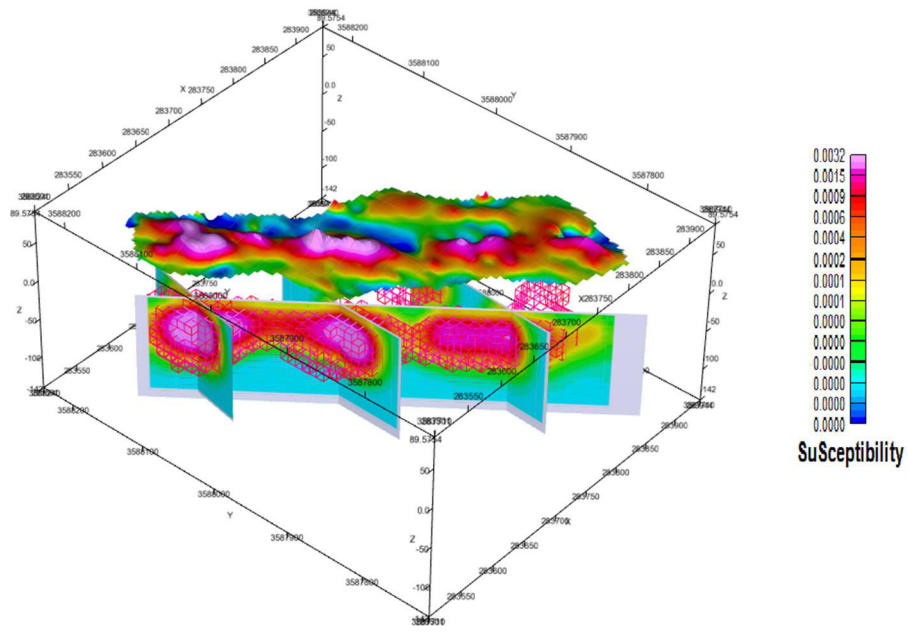


شکل ۵-۸: نمای عرضی مدل وارون سازی بی هنجاری غرب جهت نمایش بهتر توده به همراه سلول ها



شکل ۵-۹: نمای عرضی دیگری از مدل وارون سازی بی هنجاری غرب جهت نمایش بهتر توده به همراه سلول ها





شکل ۵-۱۰: مقطع عرضی بی هنجاری غرب به همراه نمایش سلول ها از نمای بالا



## فصل ششم

# نتیجه گیری و پیشنهادات

## ۶-۱- نتیجه گیری:

به منظور استفاده بهینه از الگوریتم وارون سازی لی و اولدنبرگ اقدام به وارون سازی داده های مدل مصنوعی مرکب شد. با توجه به اینکه دو هدف اصلی این روش، تخمین شکل منشأ و تعیین میزان تباین خودپذیری مغناطیسی بی هنجاری با زمینه است، نتایج حاصل از وارون سازی داده های مصنوعی، نشان دهنده عملکرد قابل قبول این روش در تخمین شکل بی هنجاریهای مختلف بود؛ با این تفاوت که میزان تباین خودپذیری مغناطیسی بی هنجاری با زمینه نسبت به اندازه واقعی مقدار ناچیزی فاصله داشت. ویژگی مهم این الگوریتم، توانایی شرکت اطلاعات جانبی در روند وارون سازی است. این قابلیت توسط قیدهایی مانند هموارسازی، مثبت بودن، مدل مرجع و ... انجام میشود. در این تحقیق از قید هموارسازی استفاده شد که نتیجه وارون سازی پس از اعمال این قید، انطباق بیشتری با مدل اولیه داشت، با مدل سازی انجام شده توسط نرم افزار Mag3D و تفسیر داده های واقعی با استفاده از الگوریتم وارون سازی لی و اولدنبرگ و همچنین با کمک نرم افزار Geosoft oasis montaj نتیجه نهایی بررسی منطقه غرب محدوده اکتشافی خزانق، حاکی از وجود بی هنجاری مغناطیسی است سه توده است که دو تا آن بزرگتر است و با عمق سطح بالا و پایینی ۵ و ۸۵ متر در قسمت شمالی این محدوده قرار دارد و در قسمت جنوبی این محدوده نیز شامل یک توده نسبتاً بزرگ با عمق پایینی ۶۵ متر است، در پایان ذکر این نکته ضروری است که تنها با استفاده از داده های کم هزینه مغناطیس سنجی و بدون استفاده از هیچ گونه داده پرهزینه حفاری، با استفاده از این روش می توان اطلاعات نسبتاً جامعی از ساختارهای زیرسطحی به دست آورد تا در مراحل بعدی بتوان با بهینه سازی شبکه حفاری، هزینه ها را کاهش و به مدل جامع تری دست یافت.

## ۶-۲- پیشنهادات:

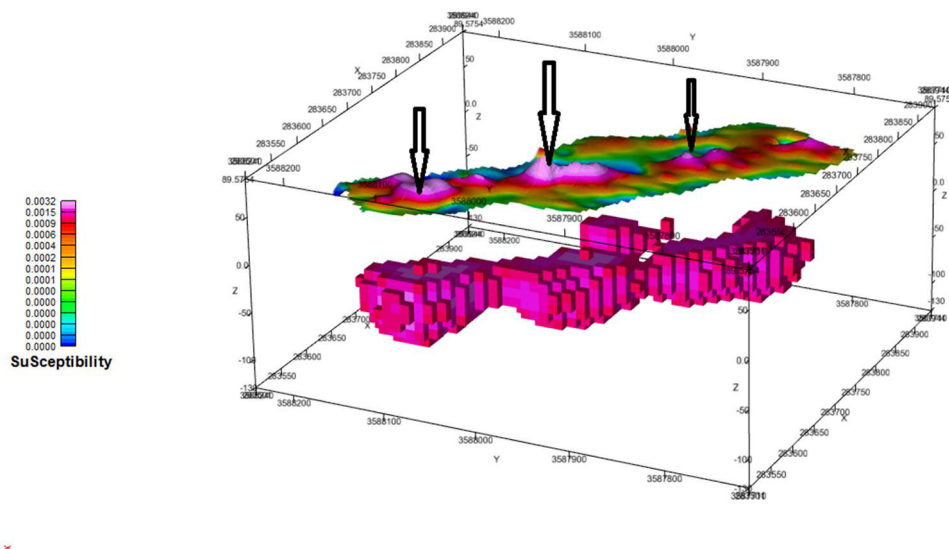
۶-۲-۱- در این روش، برای طراحی قید مدل کرانه ای لازم است برای تک تک سلول های مدل، حد بالا و پایین تباین مغناطیسی وارد شود؛ که این کار بسیار زمان بر است. پیشنهاد می گردد تا با

تغییرات الگوریتم فایل مورد نیاز برای طراحی قید مدل کرانه ای تولید شود. در استفاده از قید هموارسازی، تمامی سلول ها در یک جهت خاص هموار می شوند. پیشنهاد می گردد، مانند قید مدل کرانه ای، به تک تک سلول ها اعمال شود تا بتوان بازسازی مدل های ترکیبی شامل ساختارهای عمودی و افقی را کامل کرد.

۲-۲-۶- در مورد محدوده اکتشافی خزانق، پیشنهاد انجام حفاری به شرح جدول ۱-۵ می باشد.

جدول ۱-۶: نقاط حفاری پیشنهادی

گمانه	X	Y	شیب	عمق
۱	۲۸۳۵۵۰	۳۵۸۸۱۰۰	۹۰	۸۰
۲	۲۸۳۶۵۰	۳۵۸۸۵۰۰	۹۰	۸۵
۳	۲۸۳۷۵۰	۳۵۸۷۸۰۰	۹۰	۶۰



شکل ۱-۶: نقاط حفاری پیشنهادی بر روی نقشه میدان مغناطیسی همراه با اعمال تصحیحات

## منابع

تلفورد، دبلیو. ام، جلدارت، ال. پی، شریف، ارای، کیز، وی.ا، ترجمه زمردیان، ح، حاجب حسینی ۱۳۷۵  
"ژئوفیزیک کاربردی". انتشارات دانشگاه تهران .

کلاگری، ع. ا.، ۱۳۷۱، اصول اکتشافات ژئوفیزیکی. انتشارات تابش

حیدریان شهری، محمد رضا، ۱۳۸۵، "مبانی اکتشافات ژئوفیزیک". چاپ دانشگاه فردوسی  
مشهد

کریمپور، م. ح.، "اکتشاف ذخایر معدنی" انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، شماره ۴۵۳.  
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.

علمدار، ک.، معدنچی، ا.، ۱۳۹۲، "مروری بر روشهای جدایش آنومالیهای ناحیههای از باقیمانده در  
دادههای میدان پتانسیل با مطالعه موردی دادههای ژئوفیزیک هوایی چهارگوش آباده به همراه تفسیر  
زمین شناسی"، نشریه روشهای تحلیلی و عددی در مهندسی معدن، شماره ۵، صفحه ۵۰ تا ۵۸.

موسوی اناری م ص ۱۳۷۰ جغرافیای طبیعی استان یزد

درویش زاده ع ۱۳۷۰ زمین شناسی ایران انتشارات دانشگاه امیر کبیر

کرمان شهاب پور ج ۱۳۸۴ زمین شناسی اقتصادی انتشارات دانشگاه شهید باهنر

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کل ایران

نوروزی غ ۱۳۸۸ ژئوفیزیک اکتشافی چاپ اول انتشارات دانشگاه تهران

Chasseriau, P., & Chouteau, M. (2003). "3D gravity inversion using a model of parameter covariance". **Journal of Applied Geophysics**, 52(1), 59-74.

van Zon, T., & Roy-Chowdhury, K. (2006). "Structural inversion of gravity data using linear programming". **Geophysics**, 71(3), J41-J50.

Fedi, M., Rapollam, A. and Russo, G. 1999. "Upward continuation of scattered potential field data". **Geophysics**, 64, 443- 451.

Guun, P. J., Madment, D., and Miligan, P.R., 1997, "Interpretation of aeromagnetic data in area of limited outcrop": **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, 17(2), 175-185

Blakely, R.J., and Simpson, R.W., 1986. "Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies". **Geophysics** 51(7), 1494-1498.

Blakely, J. 1996. "**Potential theory in gravity and magnetic applications**". Stanford University Press. USA.

Nabighian, M. N., 1974. "Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section". **Geophysics**, 39, 85-92.

Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M. 1992. "Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal". **Geophysics**, 57, 116-125.

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.

Menke, W. (1989). "**Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory**". Orlando, Fla.: Academic Press. xii, 260.

Meju, M. A. (1994). "**Geophysical data analysis: understanding inverse problem theory and practice (Vol. 6)**". Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists.

Aster, R. C., Borchers, B., & Thurber, C. H. (2011), "**Parameter estimation and inverse problems**". Academic Press.

Lelièvre, P. G., and D. W. Oldenburg, 2006, "Magnetic forward modelling and inversion for high susceptibility". **Geophysical Journal International**, 166, 76-90.

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.

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.

Li, Y., and Oldenburg, D. W., 1996, "**3-D inversion of magnetic data Geophysics**". 61, 394- 408.

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.

Dobrin, M. B., and Savit, C. H, 1998, "**Geophysical Prospecting**", Fourth edition McGraw-Hill International Editions.

Clark, D. A., 1997, "Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys". **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, 83-103.

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.

Portniaguine, O, Zhadanov, M. S, 2002 "**3-D magnetic inversion with data compression and image focusing**". *Geophysics*, 67, 1532-1541.

Boulanger, O., & Chouteau, M. (2001). "Constraints in 3D gravity inversion" **Geophysical Prospecting**, 49(2), 265-280.



**Abstract:**

Efforts to identify subsurface resources have become widespread, and geophysics is one of the most appropriate tools for identifying these structures. The main purpose of geophysical methods is to identify as accurately as possible the physical properties of geological structures. To achieve this goal, modeling is one of the most successful methods of interpreting geophysical data; The result is a more accurate understanding of subsurface structures such as source shape, depth, lateral width, depth elongation, and so on. Determining these parameters has a direct and significant impact on subsequent decisions; Which can be effective in managing exploration costs. In this article, we have tried to use two-dimensional inversion of software (Geosoft oasis montaj) and three-dimensional constrained magnetometric data using Lee and Oldenberg software algorithm (MAG3D) to interpret the results correctly. In order to make the best use of the algorithm, first its application on artificial data with noise is investigated and based on the degree of conformity of the results with the original answer, this method is used to invert real data. In this research, magnetometric data of Khoranagh exploration area located in the northeast of Yazd province have been modeled. The results of the study indicate that there are three mineralization areas in the west of the area. In the western massif, three areas with different depths and expansions were found, two of which were almost the same depth and the other with less extent and depth.

**Keywords:** Magnetometry, Lee and Oldenberg inversion, Constrained modeling, Khoranagh, Yazd



Shahrood University of Technology

**Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering**

**M.Sc. Thesis in Magnetism**

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

By:

Seyed Reza Hossani

Supervisor:

Dr. Ali Nejati Kalateh

January 2021