

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

اکتشاف و مدل سازی کانسار آهن اجت آباد به روش مغناطیس سنجی

محقق

بیت ا... طیبی

اساتید را هنما

دکتر فرامرز دولتی ارده جانی

دکتر علی مراد زاده

استاد مشاور

دکتر آرزو عابدی

تابستان ۱۳۸۵

تقدیم

به پدر و مادر عزیزم

آمان که شمع وجودشان روشنی بخش زندگی من است

و

تقدیم به تو

که باران زیبای دوست داشتن بر کویرتنه دلم هستی

تقدیر و تشکر

حال که به لطف و یاری خداوند متعال، این پایان نامه به اتمام رسیده است، بر خود لازم می دانم که از زحمات بی دریغ اساتید ارجمندم آقایان دکتر علی مرادزاده، دکتر فرامرز دولتی ارده جانی و دکتر آرزو عابدی که بی شک، رهنمود های ایشان در کلیه مراحل انجام کار راه گشای اینجانب بوده، تقدیر و تشکر نمایم. همچنین از مسئولین شرکت سیمان البرز خصوصاً رئیس هیئت مدیره جناب آقای مهندس مهدی شاد و همکاری مهندس سلامت منش و مساعدت ایشان در طول مدت انجام عملیات صحرایی نهایت سپاس و تشکر بعمل می آید.

از آقایان مهندس حمید سرخیل، زارع و حسینی منش که در کلیه مراحل برداشت داده ها و انجام عملیات صحرایی زحمات زیادی را متقبل شدند کمال امتنان را دارم.

از مساعدت های آقایان دکتر فرج الله فردوست عضو هیئت علمی دانشکده علوم زمین و دکتر سعید میرزایی عضو هیئت علمی و معاون جهاد دانشگاهی دانشگاه تهران در به سرانجام رسیدن این پایان نامه تقدیر و تشکر بعمل می آید.

من در انجام این پروژه خود را مدیون همه دوستان و عزیزانی می دانم که به هر نوعی از کمک و همراهی آنها بهره برده ام، خصوصاً برادران و خواهران عزیزم و همسر مهربان، فداکار و دلسوزم، خانم فریده طیبی که بی شک اگر فداکاری و صبر و تحمل ایشان نبود هرگز قادر به پایان رسانیدن این کار نبودم. امید است که نتایج این کار تحقیقاتی توانسته باشد تا اطلاعات مناسب را در تصمیم گیری صحیح در امر سرمایه گذاری در پروژه مورد مطالعه فراهم آورده باشد.

پیشگفتار

امروزه اهمیت مواد معدنی و مخصوصاً ذخایر آهن در اقتصاد یک مملکت بر کسی پوشیده نیست. نیاز مداوم و فزاینده بهره برداری از ذخایر معدنی در سال های اخیر موجب پیشرفت و توسعه بسیاری از روش های ژئوفیزیکی برای اکتشاف و آشکار سازی این ذخایر شده است.

بنابر پیشنهاد شرکت سیمان البرز به منظور اکتشاف و مدل سازی کانسار آهن اجت آباد به روش مغناطیس سنجی داده های مغناطیس زمینی منطقه اجت آباد پس از برداشت مورد مدل سازی و تعبیر و تفسیر قرار گرفت. در پایان نامه حاضر که حدود یک سال به طول انجامید از منابع مختلفی استفاده گردیده است که شیوه مرجع دهی آن ها در متن بر اساس [نام نویسنده، سال] می باشد. این منابع به ترتیب حروف الفبا در فهرست منابع مرتب شده اند. همچنین در این پایان نامه اشکال و جداول مختلفی آورده شده است که تمامی آنها مرجع دهی شده اند. لازم به ذکر است که اشکال و جداولی که بدون مرجع می باشند توسط خود نگارنده تهیه شده اند. شماره گذاری اشکال و جداول متن اصلی به صورت « شماره فصل - شماره شکل یا جدول » می باشد. به عنوان مثال شکل اول در فصل دوم به صورت شکل ۲-۱ شماره گذاری می شود. اما اشکال و جداولی که در ضمیمه آورده شده اند به صورت « نام ضمیمه - شماره شکل یا جدول » شماره گذاری شده اند. به عنوان مثال شکل چهارم در ضمیمه الف به صورت شکل الف-۴ شماره گذاری می شود.

چکیده:

مغناطیس سنجی یکی از روش های اکتشاف ژئوفیزیکی است که با مطالعه تغییرات میدان مغناطیسی زمین به مطالعه ساختار های زیر سطحی آن می پردازد. در این روش با اندازه گیری خاصیت مغناطیسی سنگها و کانی هایی که در میدان مغناطیسی زمین ایجاد آنومالی می نمایند می توان محدوده آنومالی های مغناطیسی را با دقت قابل قبول در مراحل اولیه اکتشاف تعیین و حتی محل حفاری ها را توسط نقشه های مغناطیسی تهیه شده مشخص کرد.

هدف از تحقیق حاضر اکتشاف کانسار آهن اجت آباد در ۶۳ کیلومتری شمال شرق سمنان می باشد که بدین منظور شدت میدان کل مغناطیسی در ۱۲۰۰ نقطه، بر روی ۲۶ پروفیل با شبکه اکتشاف 15×20 متر برداشت گردید. پس از انجام تصحیحات اولیه مقادیر اندازه گیری شده میدان مغناطیسی، به منظور تفکیک و نمایان سازی بهتر آنومالی های باقی مانده که اثرات مربوط به توده های آهن دار مورد نظر در منطقه را نشان می دهند، از روش های مختلف گسترش به سمت بالا، گسترش به سمت پایین، مشتق دوم قائم، و روند سطحی در قالب نرم افزار Modelvision pro استفاده گردید. همچنین جهت حذف انحرافات آنومالی های مغناطیسی روش برگردان به قطب بر داده های مغناطیسی اعمال گردید.

پس از مقایسه و تفسیر کیفی، با استفاده از نرم افزار Modelvision pro و به منظور تفسیر کمی داده ها، آنومالی های حاصل، ابتدا بصورت دو بعدی مدل سازی شدند و در ادامه برای تکمیل نتایج همه آنومالی های موجود بطور همزمان مورد مدل سازی سه بعدی قرار گرفتند تا وضعیت هندسی و پارامتر های فیزیکی توده های آهن دار که عمدتاً از هماتیت و مگنتیت تشکیل شده اند را با دقت بیشتری بدست آورد. نتایج حاصل از مدل سازی توده های مورد نظر را با گستردگی قابل توجه نشان می دهد که در بازه عمقی ۱۰ تا ۸۷ متری قرار دارند. از میان توده های اکتشاف شده توده های آهن دار A, C, D و F با توجه به مقادیر خود پذیری مغناطیسی بالاتر نسبت به دیگر توده های اکتشاف شده احتمالاً دارای درصد بیشتری از کانی مگنتیت می باشند در حالی که دیگر توده ها با توجه به خود پذیری کمتر احتمالاً دارای درصد بیشتری از آهن به صورت هماتیت می باشند.

فهرست مطالب

عنوان.....	صفحه.....
تقدیم.....	الف.....
تقدیر و تشکر.....	ب.....
پیشگفتار.....	ج.....
چکیده.....	د.....
فهرست مطالب.....	و.....
فهرست اشکال.....	ی.....
فهرست جداول.....	م.....

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه.....	۲.....
۲-۱- نقش روشهای ژئوفیزیکی در اکتشاف ذخایر معدنی.....	۳.....
۳-۱- جایگاه روش مغناطیس سنجی در اکتشاف ذخایر معدنی.....	۴.....
۴-۱- اصول و مبانی روش مغناطیس سنجی.....	۶.....
۴-۱-۱- نیروی مغناطیسی.....	۶.....
۴-۲-۱- میدان مغناطیسی.....	۷.....
۴-۳-۱- میدان مغناطیسی زمین و مولفه های آن.....	۷.....
۴-۴-۱- القاء مغناطیسی.....	۱۰.....
۴-۵-۱- مغناطیس سنگها و کانیها.....	۱۱.....
۴-۶-۱- شدت مغناطیسی شدن (پلاریزاسیون).....	۱۲.....
۴-۷-۱- ضریب قابلیت مغناطیسی سنگها.....	۱۳.....
۴-۸-۱- تغییرات میدان مغناطیسی زمین.....	۱۴.....
۴-۸-۱-۱- تغییرات دائمی یا قرنیه.....	۱۴.....
۴-۸-۲- تغییرات روزانه.....	۱۴.....
۴-۸-۳- طوفان های مغناطیسی.....	۱۵.....
۴-۹-۱- تصحیحات تغییرات مغناطیسی.....	۱۵.....
۴-۹-۱-۱- تصحیح تغییرات قرنیه.....	۱۵.....
۴-۹-۲- تصحیح تغییرات روزانه.....	۱۶.....
۴-۹-۳- تصحیح طوفان های مغناطیسی.....	۱۶.....
۴-۱۰-۱- دستگاه های اندازه گیری خاصیت مغناطیسی.....	۱۷.....

- ۵-۱- مراحل به کار گیری روش مغناطیس سنجی در اکتشافات ژئوفیزیکی..... ۱۸
- ۶-۱- سابقه کارهای انجام شده در منطقه اجت آباد..... ۲۰
- ۷-۱- ضرورت انجام پایان نامه..... ۲۲
- ۸-۱- هدف از انجام پایان نامه..... ۲۲
- ۹-۱- ساختار پایان نامه..... ۲۳

فصل دوم: زمین شناسی و عملیات صحرایی

- ۱-۲- مقدمه..... ۲۵
- ۲-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه اجت آباد و راههای ارتباطی آن..... ۲۵
- ۳-۲- زمین شناسی منطقه اجت آباد..... ۲۷
- ۴-۲- عملیات صحرایی..... ۳۰
- ۱-۴-۲- بازدید مقدماتی..... ۳۰
- ۲-۴-۲- طراحی پروفیل ها..... ۳۰
- ۳-۴-۲- قرائت مختصات جغرافیایی ایستگاه های برداشت توسط GPS دستی..... ۳۱
- ۴-۴-۲- قرائت شدت میدان مغناطیسی ایستگاه ها..... ۳۴
- ۵-۴-۲- نمونه برداری..... ۳۴
- ۵-۲- آنالیز نمونه ها..... ۳۵
- ۱-۵-۲- تعیین خود پذیری مغناطیسی نمونه های برداشت شده..... ۳۵
- ۲-۵-۲- تهیه مقاطع نازک و صیقلی از نمونه های برداشت شده..... ۳۶
- ۳-۵-۲- مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک و صیقلی..... ۳۶
- ۴-۵-۲- آنالیز شیمیایی فلورسانس اشعه X (XRF)..... ۴۱
- ۵-۵-۲- آنالیز شیمیایی دیفراکتومتري اشعه X (XRD)..... ۴۲

فصل سوم: تفکیک و تفسیر کیفی آنومالی ها

- ۱-۳- مقدمه..... ۴۵
- ۲-۳- تفکیک آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده..... ۴۵
- ۱-۲-۳- روش روند سطحی..... ۴۶
- ۲-۲-۳- روش گسترش به سمت بالا..... ۴۷
- ۳-۲-۳- روش گسترش به سمت پایین..... ۴۷
- ۴-۲-۳- روش مشتق قائم..... ۴۸
- ۳-۳- روش برگردان به قطب..... ۴۹

۵۲	۴-۳- تفسیر داده های مغناطیس
۵۲	۴-۳-۱- نقشه شدت کل مغناطیسی
۵۴	۴-۳-۲- فیلتر روند سطحی
۵۶	۴-۳-۳- روش مشتق دوم قائم
۵۸	۴-۳-۴- روش گسترش آنومالی ها به سمت بالا
۶۱	۴-۳-۵- روش گسترش آنومالی ها به سمت پایین
۶۴	۴-۳-۶- مقایسه روش های تفکیک آنومالی ها

فصل چهارم: مدل سازی و تفسیر کمی آنومالی ها

۶۸	۴-۱- مقدمه
۶۸	۴-۲- مدل سازی
۶۹	۴-۲-۱- مدل سازی پیشرو
۷۰	۴-۲-۲- مدل سازی معکوس
۷۰	۴-۲-۲-۱- مدل سازی پارامتری
۷۱	۴-۲-۲-۲- مدل سازی هموار
۷۲	۴-۳- مدل سازی دو بعدی
۷۹	۴-۴- نتایج مدل سازی دو بعدی
۸۰	۴-۵- مدل سازی سه بعدی

فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات

۸۶	۵-۱- جمع بندی
۸۷	۵-۲- نتیجه گیری و پیشنهادات

فهرست منابع

- فهرست منابع فارسی..... ۹۰
- فهرست منابع انگلیسی..... ۹۲

ضمیمه الف

- الف-۱- نقشه های مربوط به فصل اول..... ۹۵
- الف-۲- نقشه های مربوط به فصل دوم..... ۹۶
- الف-۲- نقشه های مربوط به فصل سوم..... ۹۹

فهرست اشکال

عنوان.....	صفحه.....
شکل ۱-۱: نمایش شماتیک عناصر مغناطیسی زمین.....	۸
شکل ۱-۲: موقعیت منطقه مورد مطالعه و راههای دسترسی به آن.....	۲۷
شکل ۲-۲: نقشه زمین شناسی منطقه اجت آباد.....	۲۹
شکل ۳-۲: نقشه توپوگرافی منطقه به همراه موقعیت نقاط برداشت شده.....	۳۲
شکل ۴-۲: نقشه سه بعدی توپوگرافی منطقه به همراه موقعیت نقاط نمونه برداری شده.....	۳۳
شکل ۵-۲: هماتیت به صورت تیغه ای.....	۳۷
شکل ۶-۲: هماتیت و بافت اسکلتی مربوط به آن.....	۳۷
شکل ۷-۲: گوتیت و بافت متحدالمرکز مربوط به آن.....	۳۸
شکل ۸-۲: مگنتیت و پدیده مارتیتی شدن.....	۳۸
شکل ۹-۲: پدیده مارتیتی شدن.....	۳۹
شکل ۱۰-۲: هماتیت به صورت تیغه ای.....	۳۹
شکل ۱۱-۲: بلور های مگنتیت.....	۴۰
شکل ۱۲-۲: تصویر مقطع نازک نمونه سنگ میزبان که در آن کانی های کوارتز به وضوح دیده می شود.....	۴۰
شکل ۱۳-۲: نتایج تجزیه دیفراکتومتری اشعه X، فازهای کانی سازی شامل هماتیت و گوتیت می باشد.....	۴۳
شکل ۱-۳: فلوچارت مراحل کار با نرم افزار Modelvision Pro.....	۵۱
شکل ۲-۳: نقشه شدت کل مغناطیسی منطقه قبل از اعمال فیلتر برگردان به قطب (با فواصل خطوط ۲۰ نانو تسلا).....	۵۲
شکل ۳-۳: نقشه شدت کل مغناطیسی منطقه بعد از اعمال فیلتر برگردان به قطب (با فواصل خطوط ۲۰ نانو تسلا).....	۵۴
شکل ۴-۳: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۷ مغناطیس (با فواصل خطوط ۲۰ نانو تسلا).....	۵۵
شکل ۵-۳: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۷ مغناطیس.....	۵۶
شکل ۶-۳: نقشه مشتق اول قائم در حوزه زمان (با فواصل خطوط ۱۰۰ نانو تسلا).....	۵۷
شکل ۷-۳: نقشه مشتق دوم قائم در حوزه فرکانس (با فواصل خطوط ۱۰۰ نانو تسلا).....	۵۸
شکل ۸-۳: نقشه گسترش یافته به سمت بالا با ارتفاع گسترش ۲۰ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا).....	۵۹
شکل ۹-۳: نقشه گسترش یافته به سمت بالا با ارتفاع گسترش ۷۰ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا).....	۵۹

- شکل ۳-۱۰: نقشه گسترش یافته به سمت بالا با ارتفاع گسترش ۱۸۰ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا)..... ۶۰
- شکل ۳-۱۱: نقشه گسترش یافته به سمت بالا با ارتفاع گسترش ۲۵۰ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا)..... ۶۰
- شکل ۳-۱۲: نقشه گسترش یافته به سمت پایین با ارتفاع گسترش ۱۵ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا)..... ۶۲
- شکل ۳-۱۳: نقشه گسترش یافته به سمت پایین با ارتفاع گسترش ۴۰ متر (با فواصل خطوط ۱۰۰ نانو تسلا)..... ۶۲
- شکل ۳-۱۴: نقشه گسترش یافته به سمت پایین با ارتفاع گسترش ۶۰ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا)..... ۶۳
- شکل ۴-۱: مقاطع رسم شده بر روی آنومالی های A,B,C,D,E,F,G,H در نقشه آنومالی باقی مانده روند سطحی مرتبه ۷..... ۷۲
- شکل ۴-۲: مدل دو بعدی آنومالی A با خطای $RMS = 1/93$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)..... ۷۴
- شکل ۴-۳: مدل دو بعدی آنومالی B با خطای $RMS = 0/832$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)..... ۷۴
- شکل ۴-۴: مدل دو بعدی آنومالی C با خطای $RMS = 1/863$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)..... ۷۵
- شکل ۴-۵: مدل دو بعدی آنومالی D با خطای $RMS = 1/68$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)..... ۷۵
- شکل ۴-۶: مدل دو بعدی آنومالی E با خطای $RMS = 1/798$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)..... ۷۶
- شکل ۴-۷: مدل دو بعدی آنومالی F با خطای $RMS = 1/391$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)..... ۷۷
- شکل ۴-۸: مدل دو بعدی آنومالی G با خطای $RMS = 1/961$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)..... ۷۸
- شکل ۴-۹: مدل دو بعدی آنومالی H با خطای $RMS = 1/923$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)..... ۷۸
- شکل ۴-۱۰: پاسخ مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه آنومالی باقی مانده مغناطیسی با خطای $RMS = 5/231$ ۸۱
- شکل ۴-۱۱: نمای سه بعدی داده های اندازه گیری شده..... ۸۳

- شکل ۴-۱۲: نمای سه بعدی از پاسخ مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه
آنومالی باقی مانده مغناطیسی..... ۸۳
- شکل الف-۱: طریقه برداشت داده های مغناطیسی بوسیله مگنوتومتر پروتون..... ۹۵
- شکل الف-۲: موقعیت ایستگاه های برداشت مغناطیس زمینی در منطقه اجت آباد..... ۹۶
- شکل الف-۳: هماتیت به صورت تیغه ای..... ۹۶
- شکل الف-۴: بلور های هماتیت..... ۹۷
- شکل الف-۵: گوتیت به صورت بافت متحد المركز..... ۹۷
- شکل الف-۶: مگنتیت و پدیده مارتیتی شدن..... ۹۸
- شکل الف-۷: بلور هماتیت..... ۹۸
- شکل الف-۸: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۵ مغناطیس (با فاصله خطوط ۲۰ نانو تسلا)..... ۹۹
- شکل الف-۹: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۵ مغناطیس..... ۹۹
- شکل الف-۱۰: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۶ مغناطیس (با فاصله خطوط ۲۰ نانو تسلا)..... ۱۰۰
- شکل الف-۱۱: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۶ مغناطیس..... ۱۰۰
- شکل الف-۱۲: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۸ مغناطیس (با فاصله خطوط ۲۰ نانو تسلا)..... ۱۰۱
- شکل الف-۱۳: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۸ مغناطیس..... ۱۰۱
- شکل الف-۱۴: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۹ مغناطیس (با فاصله خطوط ۲۰ نانو تسلا)..... ۱۰۲
- شکل الف-۱۵: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۹ مغناطیس..... ۱۰۲
- شکل الف-۱۶: اثر معدن کاری قدیمی روی رگه معدنی (منطبق بر آنومالی F)..... ۱۰۳
- شکل الف-۱۷: اثر معدن کاری قدیمی روی رگه معدنی (منطبق بر آنومالی F)..... ۱۰۳
- شکل الف-۱۸: اثر تونل و حفاری های قدیمی (منطبق بر آنومالی D)..... ۱۰۴

فهرست جداول

عنوان.....	صفحه.....
جدول ۱-۲: خود پذیری مغناطیسی نمونه های برداشت شده در عملیات صحرایی.....	۳۵.....
جدول ۲-۲: درصد اکسید های مختلف موجود در کانسنگ آهن.....	۴۱.....
جدول ۳-۲: درصد عناصر مختلف موجود در کانسنگ آهن.....	۴۲.....
جدول ۱-۴: نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی تمام پروفیل ها.....	۸۰.....
جدول ۴-۳: نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی.....	۸۲.....

فصل اول:

کلیات

۱-۱- مقدمه

ژئوفیزیک به طور کلی شامل مطالعه زمین توسط اندازه گیری خصوصیات فیزیکی سنگها با استفاده از وسایل مناسب و بکار گیری تکنیک های ویژه در سطح زمین می باشد.

باید خاطر نشان نمود که روش های ژئوفیزیکی فقط قادرند آنومالی ها را آشکار سازند. محل آنومالی جایی است که یک محیط از لحاظ برخی خواص فیزیکی از محیط مجاور خود متمایز باشد. معمولاً خواص فیزیکی سنگها که در مطالعات ژئوفیزیکی مورد مطالعه قرار می گیرند، شامل خواص کشسانی، دانسیته، هدایت یا مقاومت الکتریکی، قابلیت مغناطیس شدگی، هدایت گرمایی و رادیواکتیویته است.

بخش قابل ملاحظه ای از ژئوفیزیک به مطالعه مغناطیس زمین معطوف می گردد. این خود شامل اندازه گیری های عناصر مختلف مغناطیسی زمین (مثل مؤلفه های شدت میدان مغناطیسی و زوایای میل و انحراف)، رسم منحنی های هم شدت، هم انحراف، و هم میل در سطح جهانی، و

همچنین تغییرات عناصر مغناطیسی از نظر زمانی (مثل تغییرات روزانه، سالانه، قری، و غیره) می شود. به طور کلی روش های ژئوفیزیکی را می توان به صورت زیر رده بندی نمود [ساها و همکاران، ۱۹۸۸]:

روش لرزه ای، روش گرانی سنجی، روش مغناطیس سنجی، روش های الکتریکی و الکترومغناطیسی، روش پرتو سنجی، روش دماسنجی و روش های چاه پیمایی.

۱-۲- نقش روشهای ژئوفیزیکی در اکتشاف ذخایر معدنی

استخراج پیوسته و فزاینده سوخت های فسیلی و کانی های اقتصادی از دل زمین موجبات کمبود قریب الوقوع آنها را فراهم نموده که موجب توسعه بسیاری از روش های ژئوفیزیکی با دقت زیاد برای آشکار سازی کانسار ها و ساختار های مدفون شده است.

در اوایل قرن بیستم پی جویی برای کانیهای اقتصادی منحصرأ به رخنمون های سطحی سنگهای روی زمین محدود می شد. ولی امروزه برای کشف ذخایر جدید باید پی جویی را به زیر سطح زمین گسترش داد و این امر توسط اکتشاف ژئوفیزیکی امکان پذیر خواهد بود. در حال حاضر اغلب اکتشافات معدنی با روش های ژئوفیزیکی (مثل انواع روش های ژئوالکتریک، مغناطیس سنجی و گرانی سنجی) صورت می گیرد. 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 [دوبرین و ساویت^۱، ۱۹۸۸].

^۱ Dobrin and Savit

از آنجا که پایان نامه حاضر شامل اکتشاف و مدل سازی کانسار آهن به روش مغناطیس سنجی می باشد، بنابراین در اینجا به نقش روش مغناطیس سنجی در اکتشاف ذخایر معدنی و خصوصاً آهن خواهیم پرداخت.

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

کاوش های مغناطیسی از قدیمی ترین روش های ژئوفیزیکی اکتشافی بوده که سالهاست در پی جویی نفت و کانی های اقتصادی (منجمله آهن) مورد استفاده قرار می گیرد. اکتشاف مغناطیسی برای کانی های اقتصادی کلاً برای یکی از سه هدف زیر صورت می گیرد.

۱- جستجوی مستقیم برای کانی های مغناطیسی مثل کانی های آهن غنی از مگنتیت.

۲- استفاده از مگنتیت بعنوان کانی ردیاب برای اکتشاف دیگر کانی های مغناطیسی.

۳- تعیین عمق، اندازه، و یا شکل زونهای مینرالیزه که از آنها هیچگونه آثار سطحی وجود ندارد. گسلها و زون های خرد شده و یا دیگر اشکال ساختمانی مشابه که می توانند در اعماق زمین حاوی ذخایر معدنی باشند توسط روش های مغناطیسی قابل پی جویی می باشند [میلسون، ۲۰۰۲].

میدان مغناطیس زمین از زمان گیلبرت تقریباً به طور پیوسته مورد مطالعه بوده است. اما اولین بار وان ورد^۱، از تغییرات میدان برای تعیین محل رسوبات کانسار های مغناطیسی استفاده کرد. پس از آن تقاضای روز افزون بازار به فلزات و افزایش بی سابقه استفاده از نفت، گاز و مشتقات آنها در ابتدای قرن بیستم منجر به توسعه بسیاری از روشهای ژئوفیزیکی شد. در زمینه ابداع و توسعه دستگاههای ژئوفیزیکی نیز از زمان جنگ جهانی دوم پیشرفتهای بسیاری حاصل شد.

^۱ Won Wrede

تا اواخر دهه ۱۹۴۰، اندازه گیری های میدان مغناطیسی اکثراً با ترازوی مغناطیسی بدست می آمد. مگنتومتر فلاکس گیت^۱ در زمان جنگ جهانی دوم برای آشکار سازی زیر دریایی ها توسط هواپیما توسعه داده شد. بعد از جنگ مگنتومتر فلاکس گیت اندازه گیری های مغناطیس هوایی را ممکن ساخت. مگنتومتر های پروتون در اواسط دهه ۱۹۵۰ توسعه یافتند و بسیار قابل اعتماد و عمل آنها بسیار سریع و ساده است.

از آغاز دهه ۱۹۶۰ با استفاده گسترده از رایانه در پردازش و تفسیر داده های ژئوفیزیکی، تحول عظیمی در این شاخه از دانش ایجاد شد.

تا سال ۱۹۴۰ روش مغناطیس سنجی بیشتر در مناطق خشکی انجام می گرفت. اما امروزه بیشتر کار های مغناطیسی توسط هواپیما (برداشت هوایی) انجام می گیرد. این کار به دلیل سرعت عمل، وسعت زیاد منطقه عملیاتی، هزینه نسبتاً کم و همچنین راحتی کار می باشد. تقریباً ۹۰ درصد آهن تولیدی جهان از ذخایر رسوبی تامین می شوند. ۱۰ درصد مابقی در ارتباط با سنگهای آذرین مافیک، اولترامافیک و یا اسکارن ها می باشند. نسبت مگنتیت به هماتیت کانسنگ های آهن موجود در سنگهای آذرین بیشتر از انواع دیگر سنگهاست در نتیجه براحتی توسط روش مغناطیسی قابل اکتشاف می باشند. ذخایر هماتیتی غیر مغناطیسی می باشند ولی اغلب آنها از نظر ژنتیکی در رابطه با مگنتیت می باشند از این نظر این نوع ذخایر را می توان بطور غیر مستقیم توسط روش مغناطیسی مورد پی جویی قرار داد [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

^۱ Fluxgate

۴-۱- اصول و مبانی روش مغناطیس سنجی

۴-۱-۱- نیروی مغناطیسی

بنابر قانون کولن دو جرم مغناطیسی (دوقطب مغناطیسی به شدت های P و P_0) در صورتیکه از نظر جبری دارای علامت مخالف (دوقطب غیر همنام) باشند، همدیگر را جذب و در حالت دارا بودن علامت یکسان (دو قطب همنام) یکدیگر را دفع می کنند. نیروی جاذبه یا دافعه (F) بستگی مستقیم به جرم های مغناطیسی و نسبت عکس با مربع فاصله آنها دارد. این رابطه بدین صورت است [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸]:

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

که در آن:

F نیروی مغناطیسی بر حسب دین^۱، P و P_0 : شدت قطب ها، r : فاصله دو قطب از همدیگر بر حسب سانتی متر و μ : نفوذپذیری مغناطیسی^۲ می باشد.

مقدار نفوذپذیری مغناطیسی به خواص مغناطیسی محیطی که قطب ها در آن واقع شده اند بستگی دارد. واحد شدت قطب عبارت است از شدت مغناطیسی قطبی که در فاصله یک سانتی متری از قطب مشابه خود در خلا، نیرویی معادل یک دین بر آن وارد نماید. قرار داد علامت ها به صورتی است که قطبی که به سوی قطب شمال مغناطیسی زمین جذب شود، قطب مثبت و قطبی که به سوی قطب جنوب مغناطیسی زمین جذب شود، قطب منفی است. قطب ها همیشه به صورت جفت

^۱ Dyne

^۲ Magnetic permeability

وجود دارند. اما در صورتی که طول آهن ربا بی نهایت باشد می توان هر کدام از قطب ها را به عنوان

قطب مجزا در نظر گرفت [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

۱-۴-۲- میدان مغناطیسی

شدت میدان مغناطیسی در یک نقطه عبارتست از مقدار نیروی مغناطیسی وارده بر واحد

قدرت قطب یعنی [دوبرین و ساویت، ۱۹۹۸]:

$$H = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu r^2} \quad (۲-۱)$$

که در آن: H: میدان مغناطیسی می باشد. میدان مغناطیسی را می توان بر حسب دانسیته خطوط

نیرو^۱ نیز تعریف نمود. در این حالت میدان مغناطیسی عبارتست از تعداد خطوط نیرویی که از واحد

سطح عمود بر میدان می گذرند. واحد شدت میدان در سیستم C.G.S اورستد^۲ و در سیستم M.K.S

تسلا^۳ بوده که هر تسلا برابر با ۱۰^۴ اورستد می باشد.

۱-۴-۳- میدان مغناطیسی زمین و مؤلفه های آن

کره زمین را می توان مانند یک مغناطیس بزرگ فرض کرد که تولید یک میدان مغناطیسی

القایی در داخل زمین، سطح زمین و نیز در فضای جو خارج از زمین می نماید. در هر نقطه از سطح

زمین این میدان مغناطیسی توسط یک بردار تعریف می شود و بنابراین برای مشخص کردن این بردار

باید مقدار و امتداد این بردار میدان را بشناسیم. هرگاه دستگاه مختصات (شکل ۱-۱) را در نظر بگیریم

در این صورت روابط ساده ای بین مؤلفه های میدان مغناطیسی زمین وجود خواهد داشت. در روابط

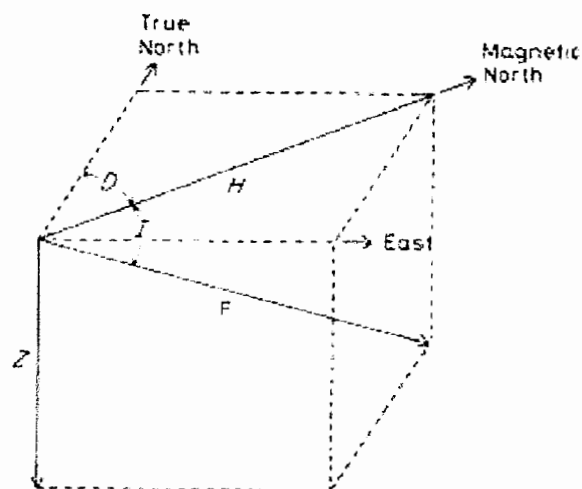
^۱ Flux

^۲ Orsted

^۳ Tesla

زیر X , Y و Z مؤلفه های میدان F می باشند. روابط بین عناصر مغناطیسی زمین از قرار زیر

می باشد.



شکل ۱-۱: نمایش شماتیک مؤلفه های میدان مغناطیسی زمین [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

$$H = F \cdot \cos I \quad (۳-۱)$$

$$Z = F \cdot \sin I \quad (۴-۱)$$

$$Y = H \cos D \quad (۵-۱)$$

$$X = H \sin D \quad (۶-۱)$$

$$X^2 + Y^2 = H^2 \cos^2 D + H^2 \sin^2 D = H^2 (\cos^2 D + \sin^2 D) = H^2 \quad (۷-۱)$$

$$H^2 + Z^2 = F^2 \cos^2 I + F^2 \sin^2 I = F^2 (\cos^2 I + \sin^2 I) = F^2 \quad (۸-۱)$$

$$H^2 = X^2 + Y^2 \quad (۹-۱)$$

$$F^2 = H^2 + Z^2 \quad (۱۰-۱)$$

$$\tan I = \frac{Z}{H} \quad (۱۱-۱)$$

$$\tan D = \frac{Y}{X}$$

میدان مغناطیسی زمین و مؤلفه هایش به صورت زیر تعریف می شوند:

F: شدت کل میدان مغناطیسی زمین، H مؤلفه افقی میدان زمین یا شدت میدان افقی، Z مؤلفه قائم میدان زمین یا شدت مؤلفه عمودی، D زاویه انحراف میدان مغناطیسی^۱ که عبارت است از زاویه بین H و شمال جغرافیایی این زاویه در صورتیکه H در شرق واقع شده باشد مثبت و در صورتیکه در غرب واقع شده باشد منفی است.

I زاویه میل^۲ که عبارت است از زاویه بین F و H، در صورتیکه F بطرف داخل زمین قرار گرفته باشد مثبت بوده و اگر F بطرف خارج زمین باشد، منفی خواهد بود.

صفحه قائمی را که شامل بردارهای F و H است، صفحه نصف النهار مغناطیسی^۳ گویند که با صفحه نصف النهار جغرافیایی زاویه D را می سازد [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸]. روابط گفته شده و شکل مربوط به آنها که شرح داده شد، متعلق به نقاط واقع در نیم کره شمالی است که در آنها زاویه I مثبت و مؤلفه Z هم مثبت و به طرف داخل کره زمین می باشد و جهت F نیز به طرف پائین است، بنابراین در ایران که در نیمکره شمالی واقع است جهت F به طرف پائین می باشد. Z، H و F بر حسب نانو تسلا یا گاما، I و D بر حسب درجه بیان می شوند.

قطب مغناطیسی واقع شده در نیم کره شمالی کره زمین را قطب منفی و قطب مغناطیسی واقع شده در نیم کره جنوبی را قطب مثبت زمین می نامند. بر روی قطب ها سوزن مغناطیسی به حالت قائم قرار می گیرد. هر چقدر از استوای مغناطیسی به سمت قطب های مغناطیسی نزدیک بشویم

^۱ Declination

^۲ Inclination

^۳ Magnetic Meridian

مقدار زاویه I افزایش خواهد یافت و در قطب های مغناطیسی مقدار آن به ۹۰ درجه خواهد رسید. قطبین مغناطیسی زمین حدود ۱۸ درجه عرض جغرافیایی نسبت به قطب های جغرافیایی جابجایی نشان می دهند [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

۱-۴-۴- القاء مغناطیسی^۱

قطب های مغناطیسی القاء شده در یک جسم مغناطیسی توسط یک میدان خارجی (H) سبب ایجاد یک میدان ثانویه در جسم شده که مقدار آن متناسب با پلاریزاسیون القایی بوده و رابطه زیر بین آن ها برقرار است [جرکنز، ۱۹۸۹].

$$H' = 4\pi I \quad (12-1)$$

H' : شدت میدان ثانویه

I: پلاریزاسیون القایی

دانسیته خطوط مغناطیسی موجود در داخل جسم مغناطیسی را القاء مغناطیسی می نامند. مقدار القاء مغناطیسی برابر است با جمع شدت میدان های H و H' یعنی:

$$B = H + H' = H + 4\pi I = H + 4\pi KH = (1 + 4\pi K)H \quad (13-1)$$

B: القاء مغناطیسی و عبارت $(1 + 4\pi K)$ را با μ نشان داده و آن را ضریب نفوذ مغناطیسی می گویند. از این رو داریم:

$$B = \mu H \quad (14-1)$$

^۱ Magnetic Induction

۱-۴-۵- مغناطیس سنگها و کانیها

سنگ ها و کانی ها از نظر خواص مغناطیسی به سه گروه زیر تقسیم بندی می گردند [تلفورد و همکاران^۱، ۱۹۹۰]:

۱- اجسام فرومغناطیس^۲

این دسته به محض قرار گرفتن در یک میدان مغناطیسی حتی با شدت ضعیف خواص آهنربایی زیادی به خود می گیرند. با حذف میدان مغناطیسی خارجی این مواد حداقل قسمتی از این خواص آهنربایی ایجاد شده را حفظ می کنند. بعلاوه ضریب نفوذ مغناطیسی (μ) آنها از واحد بزرگتر است. از مهمترین کانیهایی که دارای چنین خاصیتی هستند می توان به، مگنتیت، ایلمنیت و تیتانومگنتیت اشاره نمود. در این اجسام ضریب مغناطیس شدن مثبت است یعنی در نقاطی که خطوط نیروی مغناطیسی از آن خارج می شوند، قطب های مغناطیسی مثبت ظاهر می شود. ذکر این نکته لازم است که تمام اجسام فرومغناطیسی در درجه حرارتی بیش از درجه حرارت کوری به اجسام پارامغناطیس تبدیل می شوند یعنی قسمت عمده خاصیت مغناطیسی خود را از دست می دهند.

۲- اجسام پارامغناطیس^۳

برای این مواد ضریب نفوذ مغناطیسی که بستگی به میدان مغناطیسی خارجی اعمال شده دارد، مثبت است. بنابراین در نقاط خروجی نیروی میدان مغناطیسی قطب های مثبت ایجاد

^۱ Telford and et al

^۲ Ferromagnetic minerals

^۳ Paramagnetic

می شوند. این اجسام به محض اینکه میدان خارجی قطع شود، خاصیت پلاریزاسیون خود را از دست می دهند. بسیاری از مواد جامد و برخی از گازها این خاصیت را دارا هستند. نیکل، پلاتین، اورانیوم، برخی از فلزات آکالین، پیریت و بسیاری از سنگهای آذرین را می توان در این گروه قرار داد. ضریب نفوذ مغناطیسی (μ) این گروه کمی از واحد بزرگتر است.

۳- اجسام دیا مغناطیس^۱

تعداد این اجسام بسیار زیاد است. این دسته دارای ضریب نفوذ مغناطیسی منفی هستند و کمتر از واحد است.

پس در نقاط خروجی خطوط نیروی میدان مغناطیسی قطب های منفی تشکیل می شوند. سنگ نمک، کوارتز، برخی از اکسیدها، بسیاری از فلزات چون طلا و نقره، جیوه و بسیاری از ترکیبات آلی را می توان در این گروه قرار داد.

۱-۴-۶- شدت مغناطیسی شدن (پلاریزاسیون)^۲

هر جسم مغناطیسی اگر در یک میدان مغناطیسی خارجی قرار گیرند، خود خاصیت مغناطیسی پیدا کرده و در دو انتهای آن دو قطب مغناطیسی بوجود خواهد آمد. این نوع مغناطیسی شدن القایی که اصطلاحاً پلاریزاسیون مغناطیسی نامیده می شود، هم سوی با میدان اعمال شده بوده و شدت آن متناسب با شدت میدان اعمال شده می باشد [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸]. بنابراین طبق تعریف خواهیم داشت:

^۱ Diamagnetic

^۲ Intensity of Magnetization (polarization)

$$I = \frac{P_p}{A} \quad (15-1)$$

$$I = \frac{M_p}{V} \quad (16-1)$$

که در آن:

I : شدت مغناطیسی شدن، P_p : قدرت قطب القایی، A : واحد سطح، M_p : گشتاور القایی و V : واحد حجم است. در واقع می توان گفت که I برابر است با تعداد گشتاورهایی که در واحد حجم در یک جسم مغناطیسی در امتداد میدان خارجی قرار گرفته اند.

۱-۴-۷- ضریب قابلیت مغناطیسی سنگها^۱

ضریب قابلیت مغناطیسی (خود پذیری مغناطیسی) سنگها دارای اهمیت زیادی در برداشت های مغناطیسی می باشد. بطور کلی دسته ای از سنگها از ابتدای پیدایش دارای خاصیت مغناطیسی می باشند که آنها را مغناطیس دائم^۲ می نامند. این دسته دارای مقدار و یا شدت مخصوص بخود می باشند و تحت اثر میدان اولیه زمین قرار دارند.

در دسته دوم سنگها، مغناطیس در نتیجه القاء مغناطیسی حاصل می شوند و آنها را مغناطیس القائی^۳ نامند.

بطور کلی سنگهای آذرین نوع بازیک دارای حداکثر مقدار ضریب قابلیت مغناطیسی (بستگی به کانی های آهن دارد) و نوع اسیدی از حد کمتری برخوردارند. سنگهای دگرگونی بسته به مقدار آهن در کانی های تشکیل دهنده این سنگها دارای ضریب قابلیت مغناطیس شدن متغیری می باشند.

^۱ Magnetic Susceptibility of rocks

^۲ Remanent magnetisme

^۳ Induced Magnetism

درسنگهای رسوبی نیز بسته به مقدار مگنتیت، ضریب قابلیت مغناطیسی متفاوت می باشد [تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰].

۱-۴-۸- تغییرات میدان مغناطیسی زمین

میدان مغناطیسی زمین در یک نقطه همیشه ثابت نبوده بلکه با زمان تغییر می نماید [تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰]. این تغییرات شامل: تغییرات دائمی، تغییرات روزانه و طوفان های مغناطیسی است.

۱-۴-۸-۱- تغییرات دائمی یا قرنیه^۱

میدان مغناطیسی زمین بطور دائم و غیر منظم تغییر می کند، منشاء این تغییرات را به درون زمین و به جریان های چرخشی درون آن ارتباط می دهند. بطور کلی حرکت چرخشی قطب های مغناطیسی زمین بدور قطب های جغرافیائی در نتیجه تغییرات دائمی بوجود می آید. تغییرات قرنیه را با نقشه های ایزوپور نشان می دهند. ایزوپورها خطوطی می باشند که تغییرات سالیانه را به یکدیگر متصل می نمایند.

۱-۴-۸-۲- تغییرات روزانه^۲

این تغییرات مربوط به اثرات خورشید یا ماه بر روی یونسفر بوده و تابع عرض جغرافیائی است. این تغییرات که دارای پریود ۲۴ ساعته می باشد شدید نبوده و حداکثر کمتر از صد گاما هستند.

^۱ Secular Variation

^۲ Diurnal- variation

۱-۴-۳- طوفانهای مغناطیسی^۱

تغییرات شدید و زودگذر میدان مغناطیسی را بنام طوفانهای مغناطیسی می نامند. طوفانهای مغناطیسی بدون هیچگونه ارتباطی با رعد و برق جوی حاصل می شوند. ذرات باردار ناشی از انفجارات داخل لکه های خورشیدی بطور ناگهانی به طرف زمین ارسال می گردند. این ذرات پس از ۲۰ تا ۳۰ ساعت به زمین می رسند و توسط میدان مغناطیسی زمین احاطه می گردند و باعث تغییرات شدید میدان مغناطیسی می شوند. تغییرات طوفان های مغناطیسی از ۵۰ تا ۱۰۰۰ گاما می باشد. این تغییرات نامنظم هر روز باید کنترل شود [مرادزاده و دولتی ارده جانی، ۱۳۸۵].

طوفان های مغناطیسی باعث اختلال در سیستمهای مخابراتی و در برداشت های اکتشافی مغناطیسی و جریان های تلوریک می شود. در برخی موارد، عادی شدن چندین روز بطول می انجامد و بایستی با اطلاعاتی که از رصد خانه های مغناطیسی (منجمله رصد خانه دانشگاه تهران) کسب می گردد در خلال این مدت از هرگونه برداشت مغناطیسی اجتناب نمود.

۱-۴-۹- تصحیحات تغییرات مغناطیسی

مهمترین تصحیحاتی که ممکن است در کاوش های مغناطیسی مد نظر قرار گیرند به قرار زیر هستند.

۱-۴-۹-۱- تصحیح تغییرات قرنی

برای انجام تغییرات قرنی میدان از مدل IGRF^۲ که بیان ریاضی میدان مغناطیسی زمین است، استفاده می شود. این مدل که توسط مجامع بین المللی پذیرفته شده است شامل ضرائب گوس تا

^۱ Magnetic Storm

^۲ International Geomagnetic Reference Field

مرتبه ۱۰ و بالاتر می باشد. در هنگام پردازش داده های مغناطیسی، باید مقدار میدان IGRF بروز شده را با توجه به اطلاعات طول و عرض جغرافیایی منطقه از شدت کل میدان اندازه گیری شده کسر نمود [مرادزاده و دولتی ارده جانی، ۱۳۸۵].

۱-۴-۹-۲- تصحیح تغییرات روزانه

از آنجائیکه تغییرات روزانه میدان مغناطیسی زمین خیلی متغیر است و به آسانی نمی توان توسط مدل های ریاضی تصحیحی برای آنها انجام داد. بنابراین تصحیح تغییرات روزانه به دشواری انجام می گیرد. تغییرات روزانه، به موقعیت جغرافیایی مشاهده کننده بستگی خواهد داشت. تغییرات روزانه همچنین می تواند تحت تاثیر شرایط زمین شناسی مثل خود پذیری مغناطیسی سنگها قرار گیرد [کلاگری، ۱۳۷۱]. جهت انجام این تصحیح در ابتدای برداشت روزانه، یک ایستگاه به عنوان ایستگاه اصلی در نظر گرفته می شود و شدت میدان مغناطیسی در این ایستگاه قرائت و ثبت می گردد. سپس ایستگاه های دیگر (فیلد) قرائت می گردند.

برای انجام تصحیح روزانه، هر بیست دقیقه به ایستگاه اصلی برگشته و دوباره شدت میدان مغناطیسی در این ایستگاه قرائت و ثبت می شود. سپس میدان های مغناطیسی اندازه گیری شده در دیگر ایستگاه ها (فیلد) بر اساس تغییرات روزانه ثبت شده در ایستگاه مبناء تصحیح می گردند.

۱-۴-۹-۳- تصحیح طوفان های مغناطیسی

در هنگام بروز طوفان های مغناطیسی، نوسانات میدان مغناطیسی آنقدر شدید، سریع، و غیر قابل پیش بینی می شوند که بر خلاف تغییرات روز های آرام امکان تصحیح برای آنها وجود ندارد. هنگام

بروز طوفان های مغناطیسی باید هر گونه عملیات مغناطیسی را متوقف نمود [کلاگری، ۱۳۷۱].

۱-۴-۱۰- دستگاه های اندازه گیری خاصیت مغناطیسی

از سال های ۱۹۰۰ تاکنون انواع مختلفی از دستگاه های مغناطیس سنجی طراحی شده اند که توانایی اندازه گیری مؤلفه های شدت میدان مغناطیسی زمین را دارند. معمولاً دقت اندازه گیری این دستگاه ها حدود ± 1 نانو تسلا است [توکلی، ۱۳۷۵]. از معروفترین مغناطیس سنج هایی که امروزه در کاوش های مغناطیسی متداول هستند، مغناطیس سنج های فلاکس گیت^۱ و پروتون^۲ می باشند. از آنجا که در این پایان نامه برداشت داده ها در صحرا بوسیله مغناطیس سنج پروتون انجام شده اند (شکل الف-۱ در پیوست الف)، لذا در این بخش در مورد نحوه عملکرد این دستگاه بحث می شود. تئوری مغناطیس سنج پروتون براساس رزونانس مغناطیسی هسته اتم می باشد. این دستگاه در کاوش های هوایی نیز مورد استفاده قرار می گیرد. با این دستگاه میدان کلی زمین اندازه گیری می شود. چنانچه می دانیم هسته برخی از اتمهای عناصر دارای گشتاور مغناطیسی می باشند، یعنی اگر هسته این اتمها را مانند یک مغناطیس کوچک تصور نماییم، می توانند به دور محور مغناطیسی شان بچرخند.

در این نوع مغناطیس سنج ها عنصر اصلی یک ظرف محتوی آب یا هر نوع مایع سرشار از هیدروژن (پروتون) است. هسته های هیدروژن یا پروتون ها به صورت دو قطبی های کوچکی عمل می کنند و به طور عادی در امتداد موازی با میدان مغناطیسی زمین B_e به خط می شوند. هنگامی که یک جریان قوی از سیم پیچ عبور داده می شود، یک میدان مغناطیسی (B_p) حدود ۵۰ تا ۱۰۰

^۱ Flux Gate magnetometer

^۲ Nuclear Resonance magnetometer

برابر بزرگتر از میدان زمین و در جهت متفاوت ایجاد می شود که موجب به خط شدن پروتون ها در یک امتداد جدید می شوند. زمانی که جریان اعمال شده به سیم پیچ قطع می شود، میدان ایجاد شده از بین می رود و پروتون ها سعی می کنند به حالت اولیه خود باز گردند و در امتداد میدان زمین (B_e) قرار گیرند. اما این بازگشت پروتون ها به حالت اولیه خود به شکل نوسانی صورت می گیرد و به دور میدان (B_e) با سرعت زاویه ای $\omega = \gamma_p \times B_e$ (ضریب ژیرومغناطیسی پروتون)^۱ شروع به چرخش می کند. دوره نوسان این چرخش حدود ۰/۵ میلی ثانیه است و حدود ۱ تا ۳ ثانیه طول می کشد که به حالت توجیه اولیه بازگردد. بدیهی است که با آگاهی از ضریب γ_p و شمارش فرکانس گردش (ω) که بوسیله یک شمارنده الکترونیکی انجام می شود، تعیین اندازه میدان (B_e) به دقت امکان پذیر خواهد بود. این ابزار های صحرایی می توانند شدت میدان کل زمین را با دقت حدود ± 1 نانو تسلا اندازه گیری کنند [توکلی، ۱۳۷۵].

۱-۵- مراحل به کار گیری روش مغناطیس سنجی در اکتشافات ژئوفیزیکی

به کار گیری روش مغناطیس سنجی را برای اکتشافات ژئوفیزیکی می توان در ۵ مرحله زیر خلاصه نمود [هینز^۲، ۱۹۹۰].

۱) جمع آوری اطلاعات و داده ها

این مرحله شامل طراحی شبکه برداشت و جمع آوری داده ها می باشد. در مرحله طراحی شبکه برداشت ابتدا بایستی مشخص شود که برداشت به صورت زمینی انجام می شود یا هوایی. سپس بر اساس نوع برداشت و مشخصات منطقه، پارامتر هایی از قبیل فواصل ایستگاه های برداشت، امتداد

^۱ Gyromagnetic-Ratio

^۲ Hinze

پروفیل های برداشت، فواصل پروفیل ها، ارتفاع پرواز و نوع وسیله اندازه گیری و... تعیین و طراحی می شوند.

۲) اعمال تصحیحات

داده های مغناطیسی برداشت شده در صحرا حاوی نویز و تغییرات گذراست که بایستی از سیگنال های مفید مربوط به آنومالی های زمین شناسی که مورد توجه عملیات اکتشافی می باشند، حذف گردند که برای این منظور روش های محاسباتی وجود داشته و با اعمال این روش ها می توان نویز ها را به حداقل ممکن کاهش داد و آماده تفسیر نمود.

۳) تفکیک آنومالی ها

وقتی تمام نویز های قابل پیش بینی در میدان مغناطیسی از داده های مغناطیسی مشاهده شده حذف شدند، شدت میدان مغناطیسی مربوط به آنومالی حاصل می گردد که طیف وسیعی از اثرات توده های معدنی را شامل می شوند که در اعماق مختلف زمین واقع شده اند و دارای اختلاف دانسیته و اختلاف خود پذیری (قابلیت مغناطیسی) متفاوت می باشند. این آنومالی های مغناطیسی بایستی به طریقی از یکدیگر جدا شوند و آنومالی مربوط به توده های مورد نظر بارزتر نشان داده شوند. این کار را می توان با بکار گیری روش های مختلف تفکیک آنومالی ها از جمله روش های روند سطحی^۱، مشتق^۲، گسترش آنومالی ها به سمت بالا^۳، و گسترش آنومالی ها به سمت پایین^۴، و

^۱ Trend surface method

^۲ Derivative method

^۳ Upward continuation method

^۴ Downward continuation method

روش برگردان به قطب^۱ انجام می پذیرد. با شناسایی منبع آنومالی و تعیین محل آن، تفسیر کیفی خاتمه می آید [مرادزاده و دولتی ارده جانی، ۱۳۸۵].

۴) تعیین پارامترهای فیزیکی منبع بوجود آورنده آنومالی

ابتدا مشخصات و خصوصیات آنومالی (مثل شکل آن، اندازه، دامنه، شیب) با اطلاعات زمین شناسی مورد مطالعه ترکیب می گردد تا یک مدل مفهومی برای منبع آنومالی پیشنهاد گردد. سپس یک تخمین اولیه از هندسه (اندازه، عمق) آنومالی و تفاوت پارامتر فیزیکی آنومالی با سنگهای در برگیرنده (اختلاف دانسیته و اختلاف خود پذیری مغناطیسی) صورت می پذیرد. این مدل فیزیکی اولیه از طریق مدل سازی پیشرو^۲ و معکوس^۳ اصلاح می گردد.

۵) تفسیر مدل فیزیکی به مفهوم زمین شناسی

در مرحله نهایی، مدل فیزیکی با استفاده از اطلاعات زمین شناسی منطقه مورد مطالعه به علاوه اطلاعات مربوط به خصوصیات فیزیکی سنگهای مختلف زیر سطحی، به مدل معنی دار زمین شناسی تفسیر می گردد. مراحل استفاده از روش مغناطیس سنجی در پروژه اجت آباد شامل پنج مرحله فوق الذکر است و کار این پایان نامه تمام مراحل بالا را شامل می شود.

۱-۶- سابقه کارهای انجام شده در منطقه اجت آباد

اگر چه آثار کارهای معدنی قدیمی مربوط به ۵۰ سال در بخشی از کنسار دیده می شود ولی هیچ گونه فعالیت اکتشافی که به صورت سیستماتیک انجام شده باشد گزارش نگردیده است. آثار

^۱ Reduction to the pole

^۲ Forward modeling

^۳ Inverse modeling

معدنکاری شامل استخراج ماده معدنی به روش اتاق و پایه و مقدار کمی دیپوی ماده معدنی می باشد.

در کتاب مواد معدنی ایران [بلیچ و همکاران، ۱۹۹۳] کانسار های آهن منطقه سمنان تحت عنوان

هیدروترمال (مگنتیت - هیدروترمالی) معرفی شده است.

از آنجائیکه این نوع کانسار ها ذخیره قابل توجهی ندارند از نظر اقتصادی دارای ارزش زیادی

نیستند. از مهمترین خصوصیات ماده معدنی آنها فراوانی هماتیت نسبت به مگنتیت است

[قربانی، ۱۳۸۱].

در کتاب دیباچه ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران [قربانی، ۱۳۸۱] در ارتباط با کانسار های

آهن در زون البرز که شامل کانسار های آهن شمال سمنان نیز می شود، ژنز ماگمایی مرتبط با

ماگماتیسم الیگومیوسن را به آنها نسبت داده است.

دفترچه مشخصات محدوده مذکور اولین بار توسط کارشناسان سازمان صنایع و معادن استان

سمنان تهیه و از طریق ترک تشریفات مزایده به شرکت نسبی عرب اسدی و پسران واگذار گردید و

پروانه فعالیت اکتشافی به نام شرکت مذکور صادر گردید و تا به حال فعالیت اکتشافی نداشته است،

این امر سبب شد که پروانه اکتشافی شماره ۱۵۰۹۰ مورخ ۸۰/۲/۱۰ در تاریخ ۸۳/۱۰/۱ بنا به نامه

شماره ۲۳۲۶۲ منتفی گردید. پس از آن پروانه اکتشاف محدوده مذکور به شرکت معدنی نگین وابسته

به شرکت سیمان البرز واگذار گردید که پایان نامه حاضر تحت حمایت این شرکت انجام شده است.

۱-۷- ضرورت انجام پایان نامه

با وجود اینکه آثار معدنکاری قدیمی در دو یا سه نقطه از کانسار آهن اجت آباد مشاهده می گردد ولی هیچ گونه گزارش مکتوبی که نشان دهنده سابقه مطالعات اکتشافی منطقه باشد وجود ندارد. به همین دلیل قبل از هر گونه اقدامی برای بهره برداری انجام یک سری مطالعات اکتشافی منجمله اکتشافات مغناطیسی در مراحل اولیه برای کسب اطلاعاتی از شکل و گسترش کانی سازی در عمق ضروری می باشد.

۱-۸- هدف از انجام پایان نامه

با توجه به مطالب گفته شده در قسمت قبل هدف از انجام این کار تحقیقی، اکتشاف کانسار آهن اجت آباد، واقع در ۶۳ کیلومتری شمال شرق سمنان، به روش مغناطیس سنجی می باشد. جهت نیل به این هدف شبکه ای مناسب جهت برداشت مغناطیسی در یک منطقه به وسعت ۶۰۰ متر در ۶۰۰ متر طراحی و داده ها برداشت شده است. سپس در مراحل بعدی با انجام مدل سازی های عددی و اطلاعات موجود، داده ها مورد تفسیر کمی و کیفی قرار می گیرد و در ادامه با تهیه مقاطع و نقشه های لازم در خصوص مناطق امید بخش اظهار نظر خواهد شد. روش انجام کار و مراحل تحقیق بشرح زیر می باشد:

۱. جمع آوری کلیه اطلاعات زمین شناسی و معدنی منطقه

۲. انجام بازدید به منظور ارزیابی چگونگی پیاده سازی شبکه برداشت طراحی شده روی زمین

۵. انجام تصحیحات لازم روی داده های خام بر داشت شده

۶. تهیه نقشه شدت کل مغناطیسی منطقه

۷. اعمال پردازش لازم جهت مشخص سازی آنومالی های مغناطیسی مورد نظر

۸. تعبیر و تفسیر کیفی نقشه های تهیه شده و تعیین مناطق امید بخش معدنی

۹. مدل سازی کامپیوتری مورد نیاز جهت تعیین گسترش سطحی و زیر زمینی آنومالی های شناسایی

شده

۱۰. تفسیر کیفی و کمی، مدل سازی های صورت گرفته و پیشنهاد مناطق امید بخش معدنی جهت

اکتشافات بعدی

۱۱. در نهایت جهت تکمیل مطالعات، نتایج ژئوفیزیکی حاصل با اطلاعات زمین شناسی منطقه تلفیق

گردد

۹-۱- ساختار پایان نامه

این پایان نامه مشتمل بر پنج فصل می باشد. در فصل اول پس از شرح کلیاتی در مورد اصول و مبانی روش مغناطیس سنجی، مراحل به کار گیری روش مغناطیس سنجی در اکتشافات ژئوفیزیکی، بحث می گردد و در نهایت به اهداف پایان نامه اشاره می شود. فصل دوم به موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه می پردازد و در ادامه شیوه عملیات برداشت داده های مغناطیسی مورد بحث قرار می گیرد. فصل سوم شامل تفکیک و تفسیر کیفی آنومالی ها می باشد. فصل چهارم شامل مدل سازی دو بعدی، سه بعدی و تفسیر کمی آنومالی ها می باشد. و در نهایت جمع بندی نتایج و پیشنهادات در قالب فصل پنجم ارائه می گردد.

فصل دوم:

زمین شناسی و عملیات صحرائی

۲-۱- مقدمه

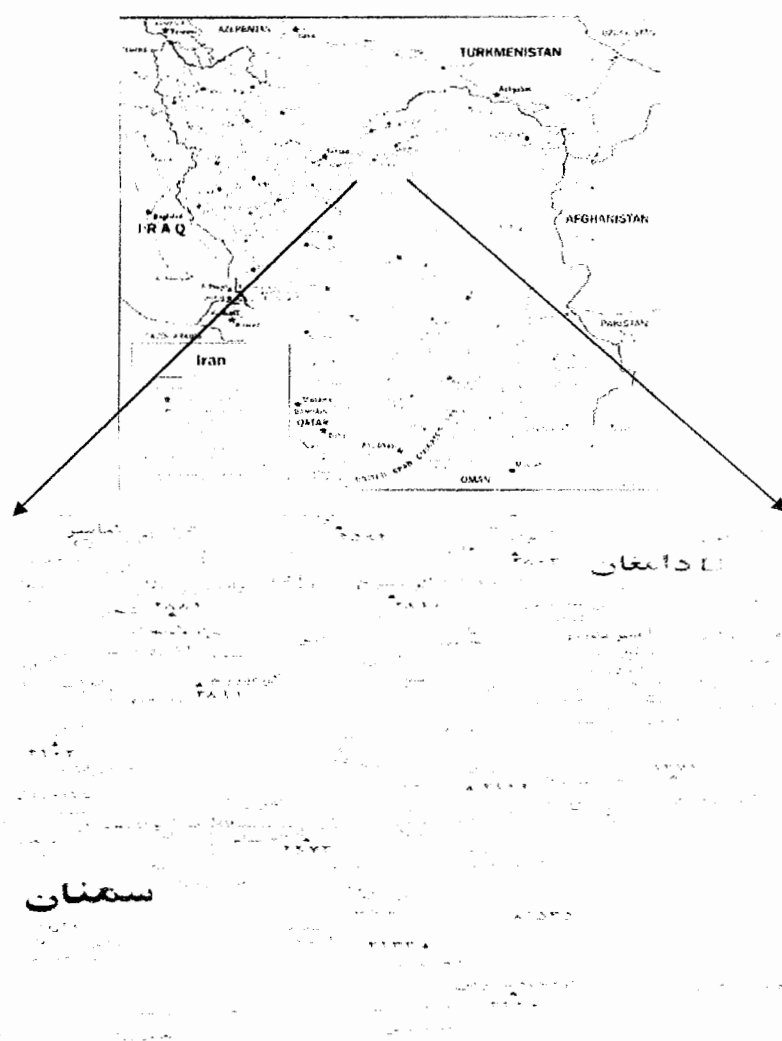
کانسار آهن اجت آباد یکی از کانسار های آهن بوده که در استان سمنان واقع شده و آثاری از کار های معدنی قدیمی در آن دیده می شود ولی به صورت سیستماتیک هیچگونه فعالیت اکتشافی در آن صورت نگرفته است. با توجه به اینکه هدف ما اکتشاف این کانسار می باشد از روش مغناطس سنجی زمینی استفاده شده است.

در این فصل با آوردن موقعیت جغرافیایی و شرح زمین شناسی منطقه و آوردن نتایج مطالعات زمین شناسی روی نمونه های اخذ شده مقدمات لازم برای تفسیر داده های برداشت شده فراهم می گردد و در ادامه به روش برداشت داده های مغناطیسی نیز اشاره خواهد شد.

۲-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه اجت آباد و راههای ارتباطی آن

محدوده مورد مطالعه در ۶۳ کیلومتری شرق سمنان، جنوب شرق روستای اجت، و بین طول های جغرافیایی (۴۴° ۴۲' ۳۵" تا ۴۳° ۴۳' ۳۵") و عرض های جغرافیایی (۲۳° ۴۸' ۵۳" تا ۴۶° ۴۸' ۵۳") واقع شده که وسعتی حدود ۶۰۰ متر در ۶۰۰ متر را شامل می شود و در محدوده نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ جام قرار می گیرد. با توجه به واقع شدن منطقه اجت آباد بین شهر

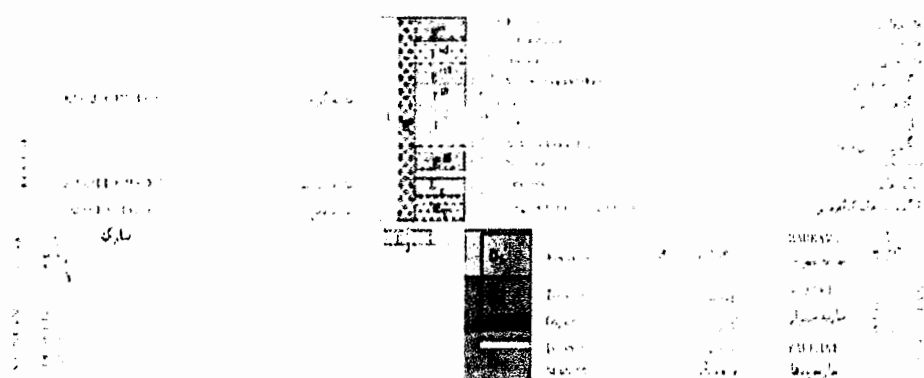
سمنان و دامغان امکان دسترسی به این منطقه از طریق جاده آسفalte سمنان - دامغان امکان پذیر است. از این مسافت ۳ کیلومتر جاده اصلی آبخوری و ۱۰ کیلومتر جاده خاکی اختصاصی اجت آباد و ۵۰ کیلومتر جاده آسفalte سمنان - دامغان می باشد. در شکل (۱-۲) موقعیت جغرافیایی منطقه اجت آباد در استان سمنان و راه های ارتباطی آن مشخص شده است.



شکل ۱-۲: نقشه موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه که با مستطیل قرمز رنگ نشان داده شده است [موسسه جغرافیایی، ۱۳۸۰].

۲-۳- زمین‌شناسی منطقه اجت آباد

بر اساس نقشه زمین‌شناسی جام، منطقه کانی سازی شده از ماسه سنگها و آهک های دونین تشکیل شده که در اطراف آن سنگهای سازند کرج شامل توف و آندزیت و سایر سنگهای آتشفشانی و



شکل ۲-۲: نقشه زمین شناسی (بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام)، ناحیه مورد مطالعه بصورت کادر مستطیلی مشخص شده است [اصلاح شده از سازمان زمین شناسی، ۱۳۸۴].

۲-۴- عملیات صحرایی

عملیات صحرایی برداشت داده ها در طول دو هفته به همراه آقایان دکتر علی مراد زاده، دکتر

فرامرز دولتی، مهندس حمید سرخیل، مهدی زارع و احسان حسینی منش انجام شد.

بطور کلی عملیات صحرایی انجام شده در این منطقه شامل پنج مرحله زیر می باشد:

۱. بازدید مقدماتی

۲. طراحی پروفیل ها

۳. قرائت مختصات جغرافیایی ایستگاه های برداشت توسط GPS دستی

۴. قرائت شدت میدان مغناطیسی در ایستگاه های برداشت داده ها توسط دستگاه مغناطیس سنج

پروتون.

۵. نمونه برداری به منظور اندازه گیری خودپذیری مغناطیسی، تهیه مقاطع نازک و صیقلی و مطالعه

میکروسکوپی آنها، انجام آنالیز XRF و XRD.

۲-۴-۱- بازدید مقدماتی

بازدید مقدماتی از منطقه به منظور دست یابی به یک دید کلی از محدوده عملیاتی،

رخنمون های سنگی منطقه، شیب و امتداد لایه ها، نقشه زمین شناسی منطقه، راه های ارتباطی

منطقه عملیاتی و ایجاد یک طراحی اولیه خطوط برداشت داده ها، انجام شده است.

۲-۴-۲- طراحی پروفیل ها

در این منطقه ۲۳ پروفیل مغناطیس سنجی با آزیموت 99° (تقریباً شرقی-غربی) و شامل ۹۰۰

ایستگاه برداشت به فاصله ۱۵ متر از هم پیاده گردید. فواصل پروفیل ها از همدیگر مساوی و برابر ۲۰

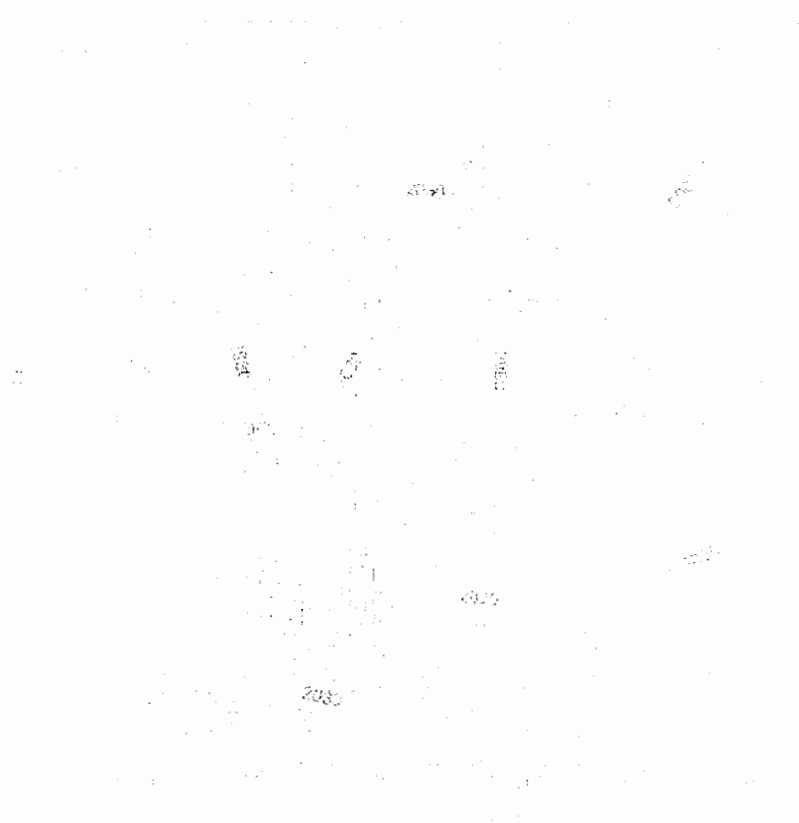
متر بوده است. علاوه بر آن جهت پوشش هر چه بهتر منطقه و همچنین بررسی صحت برداشت های انجام شده ۳ پروفیل برداشت مغناطیس سنجی شامل ۲۰۰ ایستگاه برداشت به فواصل ۱۵ متر از هم در جهت عمود بر پروفیل های فوق الذکر نیز طراحی گردید. این ۳ پروفیل با توجه به مشاهدات زمین شناسی طوری طراحی شده که محل هایی که در آنجا احتمال حضور ماده معدنی بیشتر است را در بر بگیرد. در نهایت تعداد ۱۰۰ ایستگاه جهت برداشت میدان مغناطیسی در جاهایی که ماده معدنی رخنمون داشت برای کنترل هر چه بهتر برداشت، در نظر گرفته شد.

برای انجام تصحیح روزانه بر روی داده های مغناطیسی در هر روز، یک ایستگاه اصلی در نظر گرفته شد. بدلیل اینکه برداشت داده ها توسط یک دستگاه مغناطیس سنج صورت گرفته، ایستگاه های اصلی طوری طراحی گردیدند که بتوان در مدت زمان کوتاه یک بار آنها را قرائت کرد.

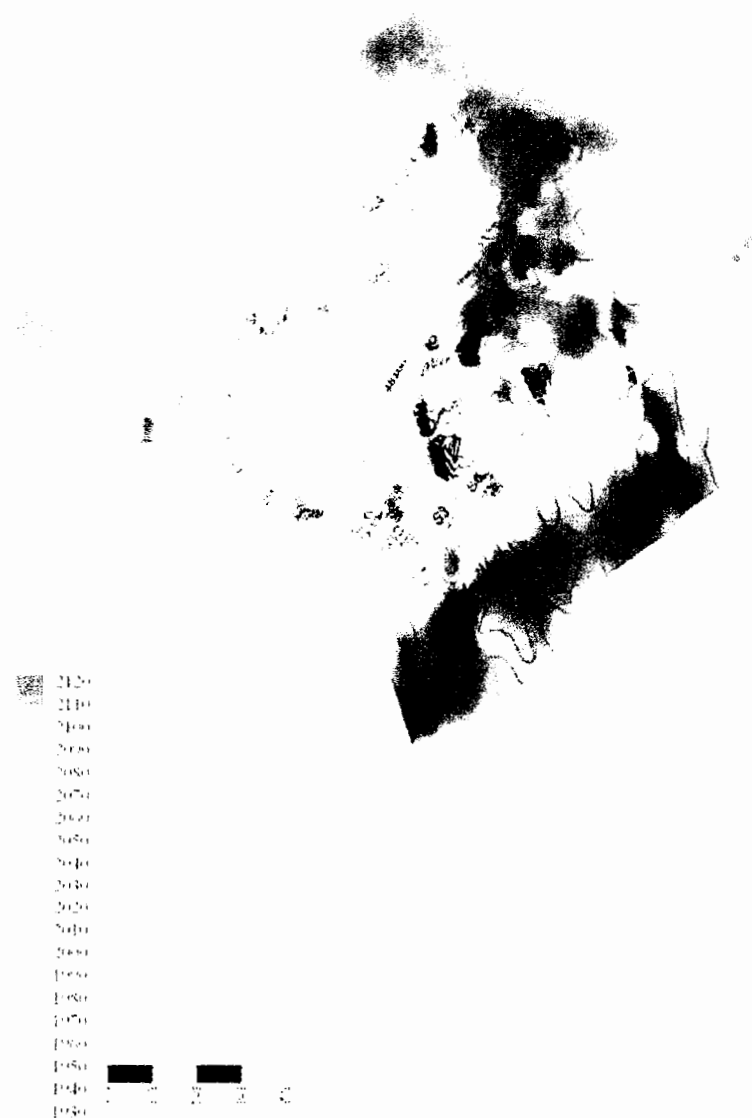
۲-۴-۳- قرائت مختصات جغرافیایی ایستگاه های برداشت توسط GPS دستی

برای تهیه نقشه توپوگرافی منطقه اجت آباد که می توانست برای شناخت هر چه بهتر مناطق کانی سازی ما را یاری نماید، مختصات جغرافیایی تمامی ایستگاه های برداشت، توسط GPS دستی برداشت شده است (شکل الف-۲ در پیوست الف).

در شکل شماره (۲-۳) نقشه توپوگرافی منطقه و موقعیت تمام نقاط برداشت شده، نشان داده شده است. نقشه سه بعدی توپوگرافی منطقه به همراه موقعیت نقاط نمونه برداری شده که توسط نرم افزار ArcGis9 [سایت ازری، ۲۰۰۶] ترسیم شده است نیز در شکل شماره (۲-۴) نشان داده شده است.



شکل ۲-۳: نقشه توپوگرافی منطقه به همراه موقعیت نقاط برداشت شده



شکل ۲-۴: نقشه سه بعدی توپوگرافی منطقه اجت آباد به همراه موقعیت نقاط نمونه برداری شده (اعداد ارتفاع بر حسب متر می باشند)

۲-۴-۴- قرائت شدت میدان مغناطیسی ایستگاه ها

با توجه به اینکه عملیات اکتشاف به صورت زمینی صورت گرفته، برای برداشت شدت میدان مغناطیسی کل تمام ایستگاه ها، از مغناطیس سنج پروتون استفاده شد. روش برداشت بدین صورت بوده که در ابتدای برداشت روزانه، یک ایستگاه به عنوان ایستگاه اصلی در نظر گرفته می شد و شدت میدان مغناطیسی در این ایستگاه قرائت و ثبت می گردید. سپس ایستگاه های دیگر (فیلد) قرائت می گردید.

برای انجام تصحیح روزانه، هر بیست دقیقه به ایستگاه اصلی برگشته و دوباره شدت میدان مغناطیسی در این ایستگاه قرائت و ثبت می شد. بدین ترتیب عملیات برداشت شدت میدان مغناطیسی تمام پروفیل های طراحی شده انجام گرفت. در مجموع تعداد ۱۲۰۰ ایستگاه اندازه گیری میدان مغناطیسی صورت گرفت.

۲-۴-۵- نمونه برداری

در پایان عملیات صحرایی برای انجام مطالعات زمین شناسی اقتصادی بر روی ذخیره معدنی منطقه اجت آباد، تعداد ۳۲ نمونه دستی از مناطق مختلف، با رعایت اصول نمونه برداری، به منظور تعیین خودپذیری مغناطیسی، تهیه مقاطع نازک و صیقلی و مطالعه میکروسکوپی آنها و انجام آنالیز XRF و XRD جمع آوری شد.

۲-۵- آنالیز نمونه ها

۲-۵-۱- تعیین خود پذیری مغناطیسی نمونه های برداشت شده

از آنجایی که در فرآیند مدل سازی آنومالی های مغناطیسی ، دانستن ضریب خود پذیری مغناطیسی ضروری می باشد، ضریب خود پذیری مغناطیسی تعداد ۳۲ نمونه برداشت شده در دانشگاه فردوسی مشهد تعیین شده و نتایج حاصل در جدول (۲-۱) نشان داده شده است. به منظور تعیین خودپذیری توده های معدنی و نیز سنگ در برگیرنده سعی شده نمونه برداری از لایه های مختلف صورت گیرد.

جدول ۲-۱: خود پذیری مغناطیسی نمونه های برداشت شده در عملیات صحرایی.

شماره ایستگاه	مختصات (در سیستم UTM است و X, Y بر حسب متر می باشند).		خودپذیری مغناطیسی (C.G.S)	شماره ایستگاه	مختصات (در سیستم UTM است و X, Y بر حسب متر می باشند).		خودپذیری مغناطیسی (C.G.S)
	X	Y			X	Y	
۱	۷۵۴۱۵۷	۳۹۵۶۱۰۹	۰/۰۰۰۴۵	۱۷	۷۵۴۳۱۵	۳۹۵۵۹۲۱	۰/۰۰۰۳۷
۲	۷۵۳۹۹۴	۳۹۵۵۷۵۰	۰/۰۰۶	۱۸	۷۵۴۳۶۰	۳۹۵۵۹۴۲	۰/۰۰۰۳۳
۳	۷۵۴۰۲۵	۳۹۵۵۷۳۵	۰/۰۰۰۲	۱۹	۷۵۴۴۴۸	۳۹۵۵۹۶۵	۰/۰۰۰۲۷
۴	۷۵۴۰۷۵	۳۹۵۵۷۳۶	۰/۰۰۳۵۲	۲۰	۷۵۴۴۲۲	۳۹۵۶۰۲۲	۰/۰۰۰۳۴
۵	۷۵۴۰۷۵	۳۹۵۵۷۳۶	۰/۰۰۰۳۵	۲۱	۷۵۴۴۰۵	۳۹۵۶۰۶۳	۰/۰۰۰۳۳
۶	۷۵۴۰۹۷	۳۹۵۵۸۲۸	۰/۰۰۱۱۵۲	۲۲	۷۵۴۳۸۶	۳۹۵۶۱۰۵	۰/۰۰۰۳
۷	۷۵۴۱۰۱	۳۹۵۵۸۳۵	۰/۰۰۰۱۶	۲۳	۷۵۴۳۴۳	۳۹۵۶۰۸۲	۰/۰۰۰۲۳
۸	۷۵۴۱۶۴	۳۹۵۵۸۳۸	۰/۰۰۰۲۰۳	۲۴	۷۵۴۳۰۱	۳۹۵۶۰۸۵	۰/۰۰۰۲۳
۹	۷۵۴۱۵۹	۳۹۵۵۸۷۶	۰/۰۰۰۱۳	۲۵	۷۵۴۲۴۹	۳۹۵۶۰۲۹	۰/۰۰۰۲۴
۱۰	۷۵۴۱۶۵	۳۹۵۵۸۳۶	۰/۰۰۰۳۳	۲۶	۷۵۴۱۹۱	۳۹۵۶۰۴۹	۰/۰۰۰۲۴
۱۱	۷۵۴۱۷۲	۳۹۵۵۸۳۸	۰/۰۰۱۲۰۸	۲۷	۷۵۴۱۶۹	۳۹۵۶۰۸۲	۰/۰۰۰۳
۱۲	۷۵۴۱۷۲	۳۹۵۵۸۳۸	۰/۰۰۰۸۲	۲۸	۷۵۴۰۱۳	۳۹۵۶۰۰۳	۰/۰۰۰۳۳
۱۳	۷۵۴۱۹۳	۳۹۵۵۸۴۶	۰/۰۰۰۳۴	۲۹	۷۵۳۹۹۱	۳۹۵۵۹۳۷	۰/۰۰۱۲۵۱
۱۴	۷۵۴۲۴۴	۳۹۵۵۸۶۹	۰/۰۰۰۲۴	۳۰	۷۵۳۹۹۸	۳۹۵۵۸۱۳	۰/۰۰۲۹۹۸
۱۵	۷۵۴۲۷۸	۳۹۵۵۹۰۲	۰/۰۰۰۳۸	۳۱	۷۵۳۹۹۵	۳۹۵۵۷۹۹	۰/۰۰۵۳۴
۱۶	۷۵۴۲۹۲	۳۹۵۵۹۳۰	۰/۰۰۰۲۶	۳۲	۷۵۳۹۹۰	۳۹۵۵۷۶۶	۰/۰۰۱۳۱۴

۲-۵-۲- تهیه مقاطع نازک و صیقلی از نمونه های برداشت شده

برای مطالعه بهتر کانسار آهن اجت آباد و به دست آوردن اطلاعات بیشتر از چگونگی کانی سازی در منطقه فوق الذکر، تعداد پانزده مقطع صیقلی و پنج مقطع نازک از نمونه های دستی برداشت شده، (در آزمایشگاه تهیه مقطع دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود) تهیه شده است.

۲-۵-۳- مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک و صیقلی

مطالعه مقاطع صیقلی توسط میکروسکوپ انعکاسی، وجود مگنتیت، مارتیت، هماتیت و گوتیت را مشخص نموده است. همچنین در مطالعه میکروسکوپی مقاطع صیقلی تهیه شده، مشخص گردید که در این ناحیه مگنتیت به هماتیت تبدیل شده است (پدیده مارتیتی شدن)^۱. شکل های ۲-۵، ۲-۶، ۲-۷، ۲-۸، ۲-۹، ۲-۱۰، ۲-۱۱، ۲-۱۲، الف-۳، الف-۴، الف-۵، الف-۶ از پیوست الف به خوبی کانی های مگنتیت، هماتیت، گوتیت، و بافت اسکلتی^۲ مربوط به هماتیت و پدیده مارتیتی^۳ شدن را نشان می دهند. لازم به ذکر است تمامی شکل های فوق الذکر با بزرگنمایی ۲۰× تهیه شده اند.

با مطالعه مقاطع نازک تهیه شده وجود ماسه سنگ حاوی ذرات کوارتز در این منطقه نیز به وضوح مشخص و مورد تایید قرار گرفت. در شکل (۲-۱۲) تصویر میکروسکوپی این ماسه سنگ نشان داده شده است.

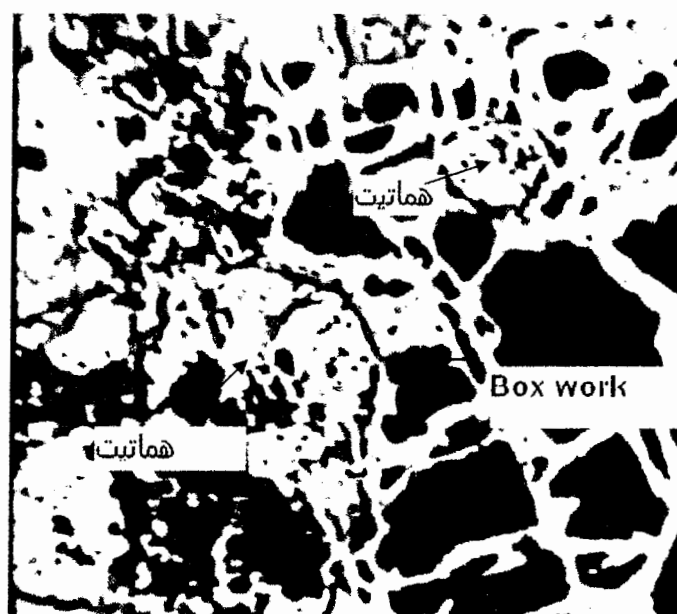
^۱ Martitization

^۲ Box Work

^۳ Martit



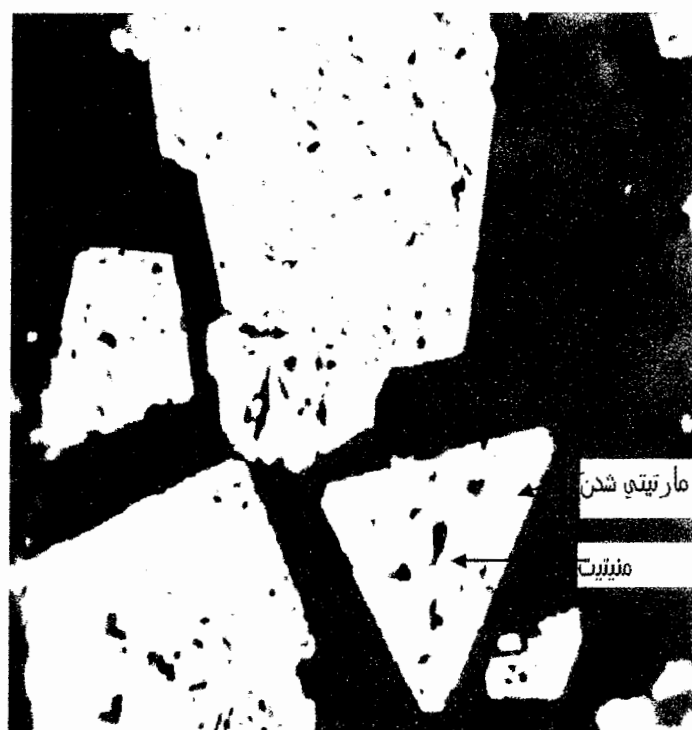
شکل ۲-۵: هماتیت به صورت تیغه ای (مربوط به نمونه ۲).



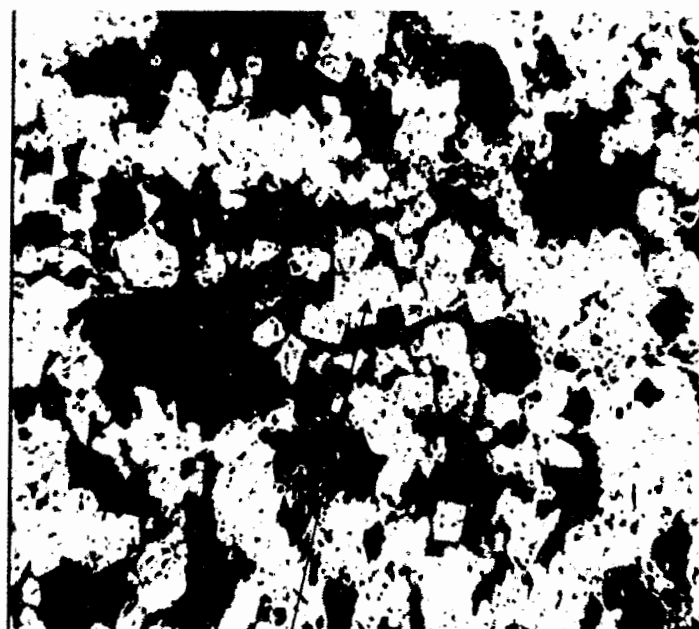
شکل ۲-۶: هماتیت و بافت اسکلتی مربوط به آن (مربوط به نمونه ۸)



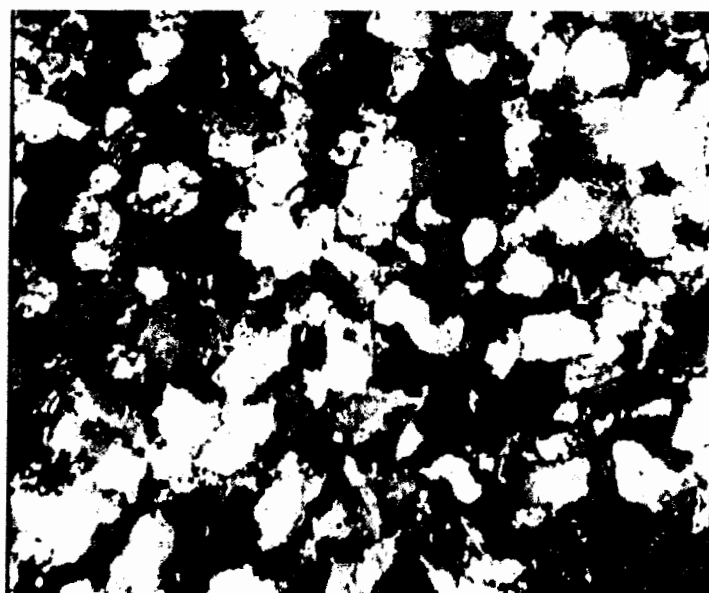
شکل ۲-۷: کوتیت و بافت متحدالمركز مربوط به آن. (مربوط به نمونه ۳۱)



شکل ۲-۸: مگنتیت و پدیده مارتیتی شدن (مربوط به نمونه ۲).



شکل ۲-۱۱: بلور های مگنتیت (مربوط به نمونه ۲).



شکل ۲-۱۲: تصویر مقطع نازک نمونه سنگ میزبان که در آن کانی های کوارتز به وضوح دیده می شود.

۲-۵-۴- آنالیز شیمیایی فلورسانس اشعه X (XRF^1)

برای انجام آنالیز شیمیایی به روش فلورسانس اشعه ایکس، مقدار پانزده گرم از کانسنگ آهن از نمونه ۳۰ (جدول ۲-۱) انتخاب و پس از آماده سازی توسط دستگاه فلورسانس اشعه X دانشکده معدن و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود (XRF-۱۸۰۰ ساخت شرکت شیماتزو ژاپن) آنالیز شدند.

نتایج حاصل از این آنالیز در جداول (۲-۲) و (۲-۳) به ترتیب به صورت درصد اکسیدی و درصد عنصری نشان داده شده است. همانطور که از جداول فوق الذکر مشاهده می شود آهن درصد بسیار بالا و اکسید های MnO ، ZnO ، Cr_2O_3 و MgO به مقدار ناچیز و به صورت ناخالص حضور دارند.

جدول ۲-۲: درصد اکسید های مختلف موجود در کانسنگ آهن

اکسید	مقدار (%)
Fe_2O_3	۷۹/۲۴۸۶
Al_2O_3	۱۰/۶۷۷۳
SiO_2	۹/۴۸۹۶
MgO	۰/۲۶۸۴
SO_3	۰/۱۴۶۰
CaO	۰/۰۷۵۳
Cr_2O_3	۰/۰۴۲۸
ZnO	۰/۰۲۸۹
MnO	۰/۰۲۳۱
Total	۱۰۰

¹ X-Ray -Fluorescence

جدول ۲-۳: درصد عناصر مختلف موجود در کانسنگ آهن

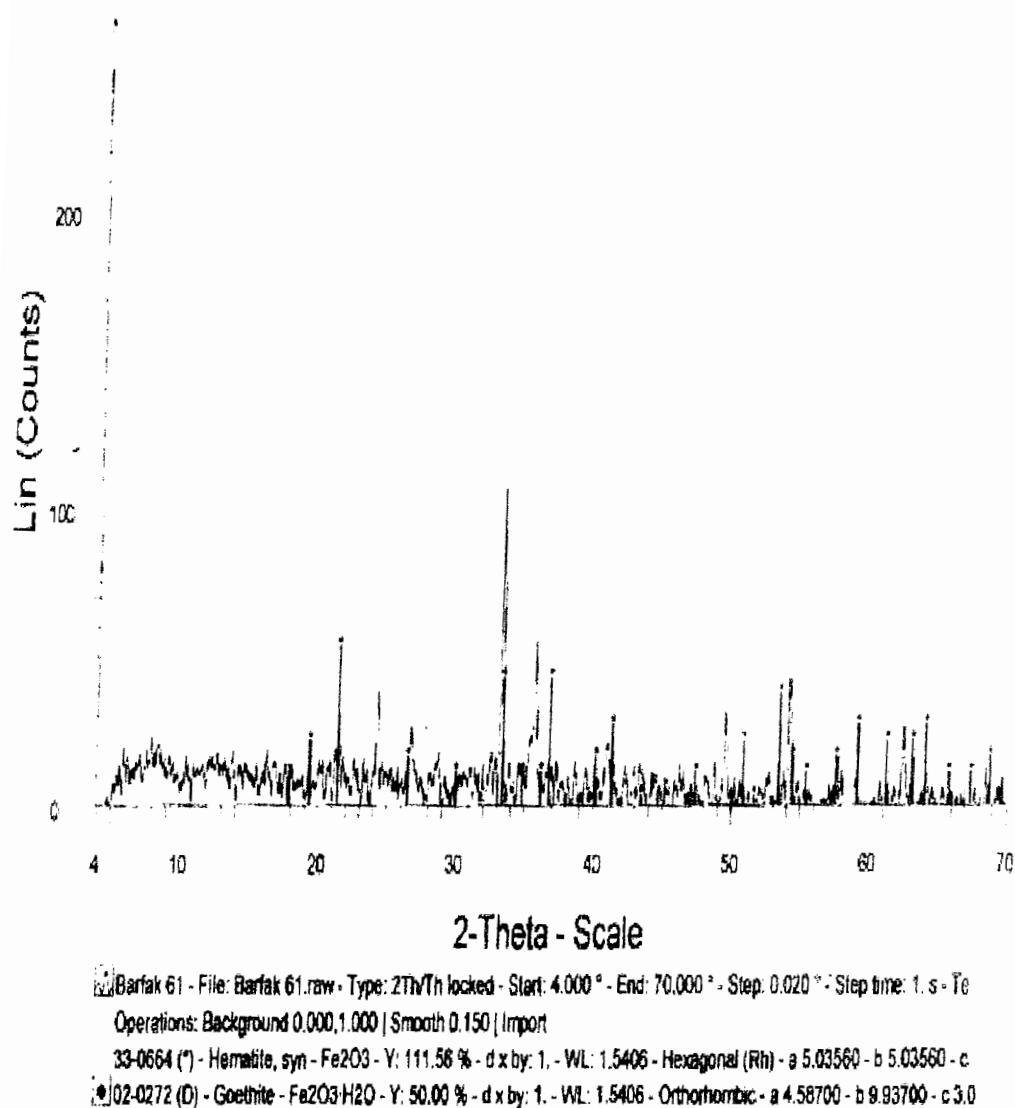
عنصر	مقدار (%)
Fe	۸۵/۸۷۶۸
Al	۷/۶۴۳۸
Si	۶/۱۵۲۰
S	۰/۰۸۳۳
Ca	۰/۰۷۵۱
Ti	۰/۰۵۳۴
Cr	۰/۰۴۰۲
Zn	۰/۰۴۴۷
Mn	۰/۰۰۳۰۷
Total	۱۰۰

۲-۵-۵- آنالیز شیمیایی دیفراکتومتری اشعه X (XRD^۱)

برای شناخت بهتر فاز های موجود در کانسنگ، از تجزیه دیفراکتومتری اشعه ایکس نیز استفاده شده است. برای انجام آنالیز فوق مقدار پانزده گرم از کانسنگ آهن از همان نمونه ای که برای آنالیز XRF مورد استفاده قرار گرفت (نمونه شماره ۳۰)، انتخاب و در آزمایشگاه تجزیه دانشکده علوم پایه دامغان (Lab X XRD-6000) مورد بررسی قرار گرفت.

مشاهده می شود که مقایسه نتایج این آنالیز با مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته بر روی مقاطع صیقلی تهیه شده از نمونه های فوق الذکر همدیگر را تأیید کرده و وجود گوتیت و هماتیت در این نمونه ها، در آنالیز مذکور نیز به خوبی مشخص شده است. تمام مطالعات صورت گرفته نشان می دهد که کانه های اصلی آهن در اینجا هماتیت و گوتیت به همراه درصد کمتری از مگنتیت و کانی های دیگر هستند. نتایج حاصل از این روش تجزیه در شکل شماره (۲-۱۳) نشان داده شده است.

^۱ X-Ray Diffractometer



شکل ۲-۱۳: نتایج تجزیه دیفراکتومتری اشعه X، فازهای کانی سازی شامل هماتیت و گوتیت می باشد.

پس از آشنایی با زمین شناسی محدوده مورد مطالعه، داده های برداشت شده در فصل بعدی

پس از اصلاحات لازم مورد تفسیر کیفی قرار می گیرند.

فصل سوم:

تفکیک و تفسیر کیفی آنومالی ها

۱

۳-۱- مقدمه

برای پردازش و مدل سازی داده های مذکور با نرم افزار Modelvison pro [اینکام، ۲۰۰۳] لازم است که این داده ها بصورت یکی از فرمت های ورودی تعریف شده در نرم افزار مرتب گردند. در این پایان نامه داده ها تحت فرمت نقطه ای مرتب و به نرم افزار وارد گردیدند. در مرحله بعد نوبت به رسم نقشه شدت کل مغناطیسی می رسد که به صورت کنٹوری تهیه شد. برای این منظور داده های شدت کل مغناطیس زمینی پس از اعمال تصحیحات لازم (تصحیحات روزانه و تصحیح IGRF) با اندازه شبکه های ۵ متر شبکه بندی و نقشه های کنٹوری آنها رسم گردیدند (اندازه بهینه شبکه ها یک چهارم فاصله بین خطوط برداشت می باشد) [اینکام، ۲۰۰۳].

۳-۲- تفکیک آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده

نقشه های میدان های پتانسیل تهیه شده از برداشت های مغناطیس سنجی، مجموع اثرات توده هایی با نفوذ پذیری مغناطیسی متفاوت در اعماق مختلف می باشند. در نقشه های میدان پتانسیل، تاثیرات سنگ بستر با تغییرات خطی و ملایم مشخص می شوند [دولتی اردجانی، ۱۳۷۲]. این اثرات خطی، آنومالی ناحیه ای نامیده می شوند. آنومالی ناحیه ای دارای یک فرکانس فضایی

پایین و طول موج بلند می باشد، در حالی که آنومالی های باقی مانده که مربوط به اجسام زیر سطحی کم عمق می باشند دارای فرکانس فضایی بالا و طول موج کوتاه می باشند [رینولدز، ۱۹۹۷].

در کارهای اکتشافی مغناطیس سنجی معمولاً آنومالی های ناحیه ای را به منظور خوب نمایان شدن آنومالی های باقی مانده از روی آنومالی های مشاهده شده حذف می نمایند [مراد زاده و همکاران، ۱۳۸۴]. تخمین درست و حذف میدان ناحیه ای از داده های مشاهده ای، میدان باقی مانده تولید شده بوسیله منابع هدف را نتیجه می دهد. در اغلب کار های اکتشافی تفسیر و مدل سازی عددی برای داده های میدان باقی مانده انجام می شود و اعتبار تفسیر به درجه تفکیک آنومالی های باقی مانده و ناحیه ای بستگی دارد.

برای جداسازی آنومالی های میدان پتانسیل، منجمله روش مغناطیس سنجی از روش های ترسیمی و تحلیلی مختلفی استفاده می شود [رینولدز ۱۹۹۷]. در این پایان نامه از چهار روش تحلیلی زیر در قالب نرم افزار Modelvision pro برای جداسازی آنومالی های مغناطیسی استفاده شده است:

۳-۲-۱- روش روند سطحی

یکی از انعطاف پذیرترین تکنیک های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه ای، روش تحلیل روند سطحی می باشد. در این روش میدان ناحیه ای از مقادیر مشاهده شده بوسیله روش کمترین مربعات^۱ [هینز، ۱۹۹۰]، تقریب زده می شود. این روش بر اساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار

^۱.Least-square

است که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده شده داشته باشد. چنین سطحی برای اطلاعات ژئوفیزیکی به عنوان تأثیر ناحیه ای در نظر گرفته می شود و بعد از گذراندن آن بر اطلاعات مشاهده شده، اطلاعات باقی مانده ژئوفیزیکی به صورت زیر بدست خواهد آمد:

$$R_i = G_i - T_i \quad (۱-۳)$$

که در آن G_i : اطلاعات مشاهده شده، T_i : پاسخ سطح مزبور به عنوان اثر ناحیه ای و R_i آنومالی باقی مانده می باشد.

درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین شناسی ناحیه ای بستگی دارد [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸]. از درجه های بیشتر روند سطحی برای حالات پیچیده تر استفاده می شود. هر چقدر درجه روند سطحی بیشتر شود، همپوشانی بین مقادیر سطح مزبور و مقادیر مشاهده شده بیشتر خواهد شد [امراد زاده و همکاران، ۱۳۸۴].

۳-۲-۲- روش گسترش به سمت بالا^۱

روش گسترش به سمت بالای داده های میدان پتانسیل به طور وسیعی در ژئوفیزیک استفاده می شود. این روش به عنوان مثال برای افزایش و آشکارسازی پاسخ های منابع عمیق تر در جایی که منابع کم عمق تر نیز موجودند، می تواند بکار برده شوند [فدی و همکاران، ۱۹۹۹].

در این روش داده های میدان پتانسیل از یک سطح مبنا به طریق ریاضی بر روی سطوح تراز در بالای سطح مبنای اصلی تصویر می شوند. بدین ترتیب تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق به وضوح مشخص می شوند. در نقشه های گسترش به سمت بالا هر چه از سطح زمین دور

^۱ Upward continuation method

شویم آنومالی های کوچک با طول موج کوتاه ضعیف تر شده و در نتیجه فقط آنومالی های ناحیه ای با طول موج بلند باقی خواهند ماند.

۳-۲-۳- روش گسترش به سمت پایین^۱

توسط این روش داده های میدان پتانسیل از یک سطح مبنا به طریق ریاضی بر روی سطوح ترازوی در زیر سطح مبنای اصلی تصویر می شوند. این روش برعکس روش گسترش به سمت بالا اثر مؤلفه های با عدد موج بالا و آنومالی منابع سطحی را افزایش می دهد. این روش یک ابزار قدرتمند برای مطالعه منابع نزدیک سطح می باشد و اما فایده آن به رفع نویزهایی که می توانند باعث بی ثباتی جواب ها شوند، بستگی دارد.

۳-۲-۴- روش مشتق قائم

یکی از مشکلات اصلی در کارهای اکتشافی حذف آنومالی های ناحیه ای از آنومالی محلی می باشد، روش مشتق یک ابزار قدرتمند برای آشکار سازی مولفه های با عدد موج بلند تر میدان آنومالی می باشد [جرکنز، ۱۹۸۹]. این روش بر روی نقشه شدت کل مغناطیس زمینی اعمال می گردد و نقشه های حاصل رسم می گردد. در نقشه های مشتق، آنومالی های ناحیه ای و عمیق به دلیل خطی بودن آن خیلی ضعیف بوده و یا از بین می روند [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۵]. بنابراین آنومالی های سطحی بهتر و واضح تر نشان داده خواهند شد.

نقشه های روش مشتق در دو حوزه زمان و فرکانس رسم می شوند، که این دو تفاوت هایی با هم دارند. اول اینکه در کل این دو روش از دو دسته معادلات متفاوت با هم استفاده می کنند. در ثانی

^۱ Downward continuation method

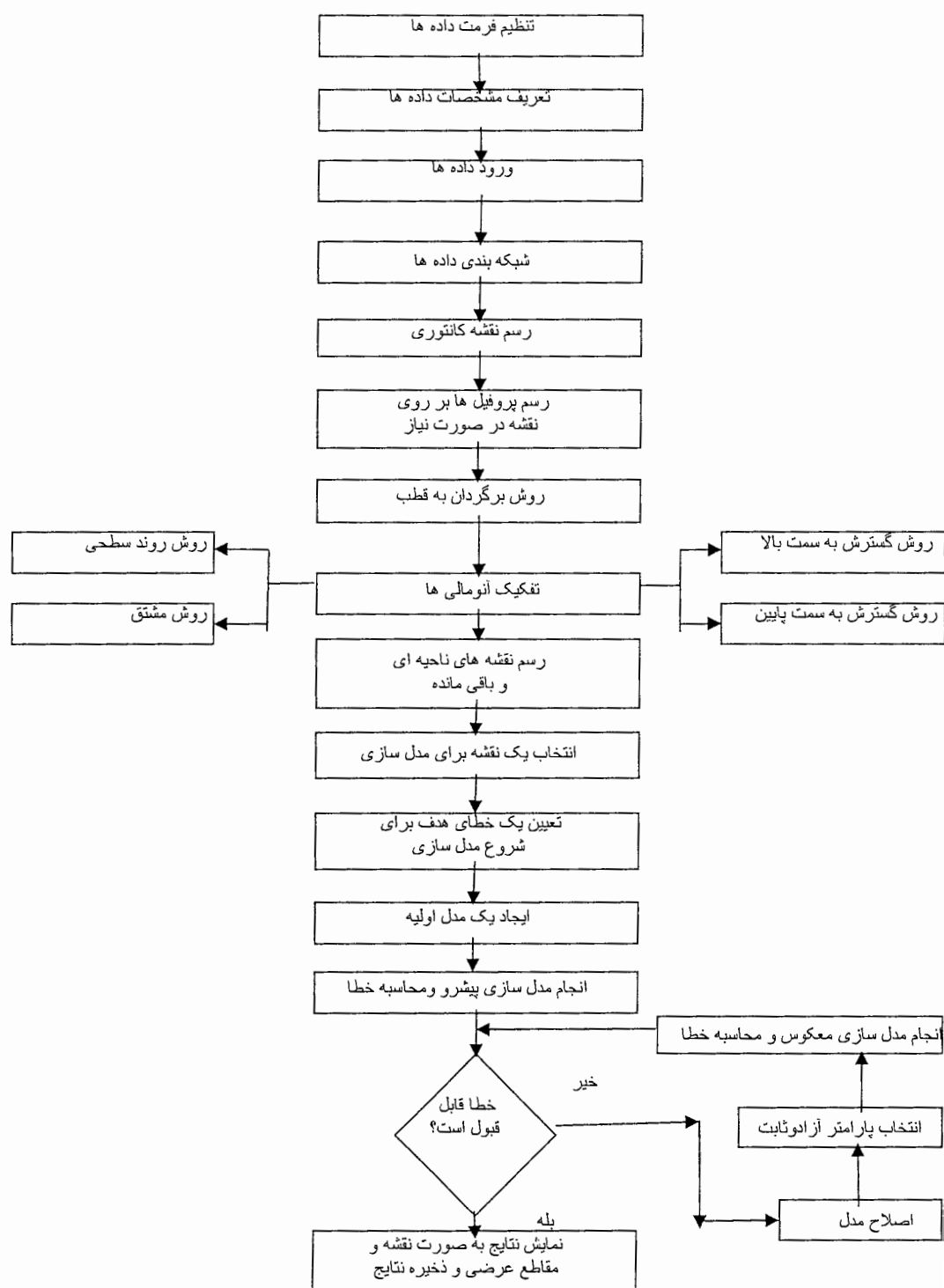
خصوصیات آنومالی ها با هم متفاوت است به عنوان مثال یک آنومالی ممکن است نسبت به بقیه آنومالی های موجود در منطقه به تغییرات فرکانس حساسیت بیشتری داشته باشند لذا بر روی نقشه مشتق در حوزه فرکانس به خوبی قابل تشخیص است اما ممکن است در نقشه مشتق در حوزه زمان اصلاً تشخیص داده نشود. از طرف دیگر چون هر دو روش توأم با خطا و تقریب همراه هستند در نتیجه نبایستی انتظار داشت که نتایج کاملاً مشابه ای داشته باشند [آگاه، ۱۳۸۳]. برای بدست آوردن تاثیرات سطحی خیلی نزدیک به زمین از روش مشتق دوم استفاده می شود.

۳-۳- روش برگردان به قطب^۱

از آنجایی که زاویه میل و انحراف میدان مغناطیسی زمین تابعی از موقعیت جغرافیایی نقاط اندازه گیری است به همین دلیل شکل یک آنومالی مغناطیسی علاوه بر شکل و خودپذیری مغناطیسی ساختمان های زیر سطحی به جهت القاء شوندگی مغناطیسی زمین نیز وابسته است. بنابر این عامل فوق سبب ایجاد یکسری جابجایی و انحراف در شکل و محل آنومالی های مغناطیسی می شود. برای حذف این نامتقارنی های ایجاد شده، از فیلتر برگردان به قطب استفاده می شود [مرادزاده و دولتی ارده جانی]. با اعمال فیلتر برگردان به قطب آنومالی های مغناطیسی بر مرکز توده های مولد آنها قرار می گیرند [هینز، ۱۹۹۰]. لازم به ذکر است که روش های تفکیک آنومالی ها از جمله روش روند سطحی و... بر روی نقشه شدت کل مغناطیسی حاصل از اعمال روش برگردان به قطب، اعمال می شود.

^۱.Reduction to the Pole

با توجه به اینکه در این پایان نامه، تمامی روش های مدل سازی و تفکیک آنومالی های شرح داده شده، بوسیله نرم افزار Modelvision pro انجام شده است، مراحل کار نرم افزار در قالب یک فلوچارت در شکل (۱-۳) ارائه می گردد.

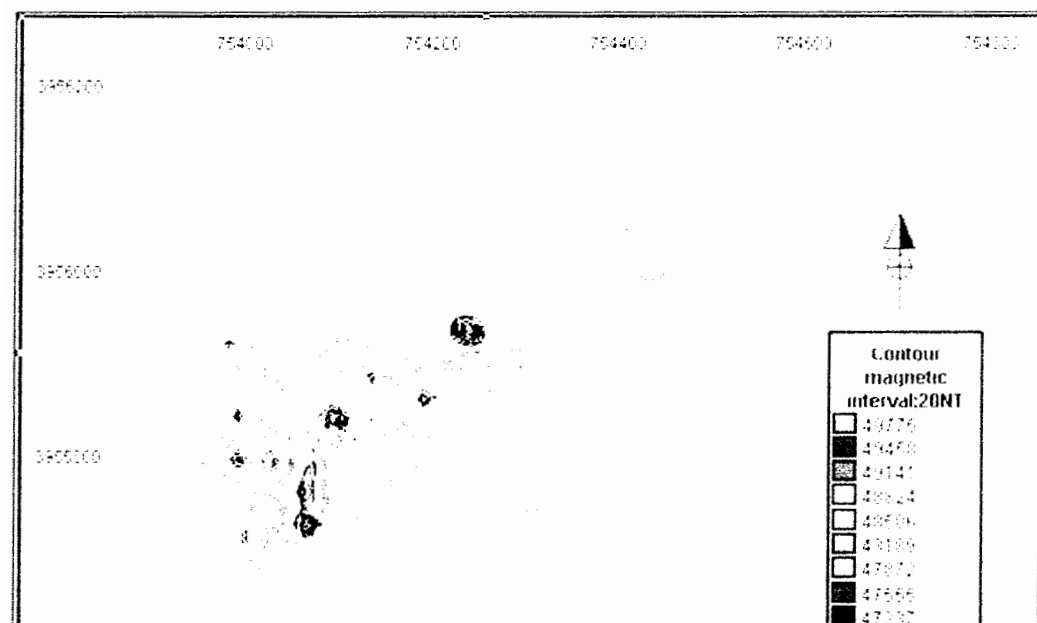


شکل ۳-۱: فلوچارت مراحل کار با نرم افزار Modelvision Pro [اصلاح شده از آگاه، ۱۳۸۳].

۳-۴- تفسیر داده های مغناطیسی

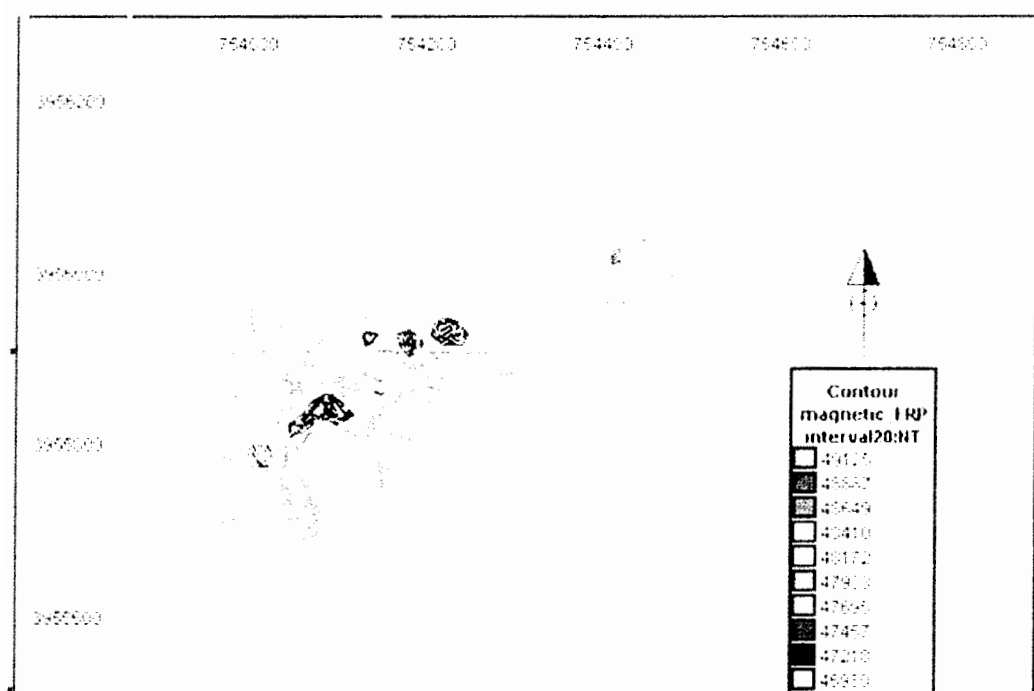
۳-۴-۱- نقشه شدت کل مغناطیسی

در نقشه شدت کل مغناطیسی، منحنی های تراز با فواصل ۲۰ نانو تسلا (گاما) رسم شده اند شکل (۳-۲). همان طور که در شکل مشاهده می شود منحنی های تراز شدت کل مغناطیسی از جنوب غربی به شمال شرقی روندی مشخص و با بقیه نقاط فرق دارد. بطوری که در این راستا تعدادی آنومالی مثبت به وضوح مشخص است. با توجه به این که برداشت داده ها بطور پیوسته و در فاصله نسبتاً کوتاه دو هفته صورت گرفت، در این نقشه میدان کل مغناطیسی بدون کسر مقدار میدان IGRF رسم شده است [تچرنیجف، ۱۹۹۸]. توجه این که زاویه میل و زاویه انحراف به ترتیب ۵۳، ۳/۶ و شدت میدان متوسط منطقه ۴۷۵۶۷ نانو تسلا می باشد.



شکل ۳-۲: نقشه شدت کل مغناطیسی منطقه قبل از اعمال فیلتر برگردان به قطب (با فواصل خطوط ۲۰ نانو تسلا)

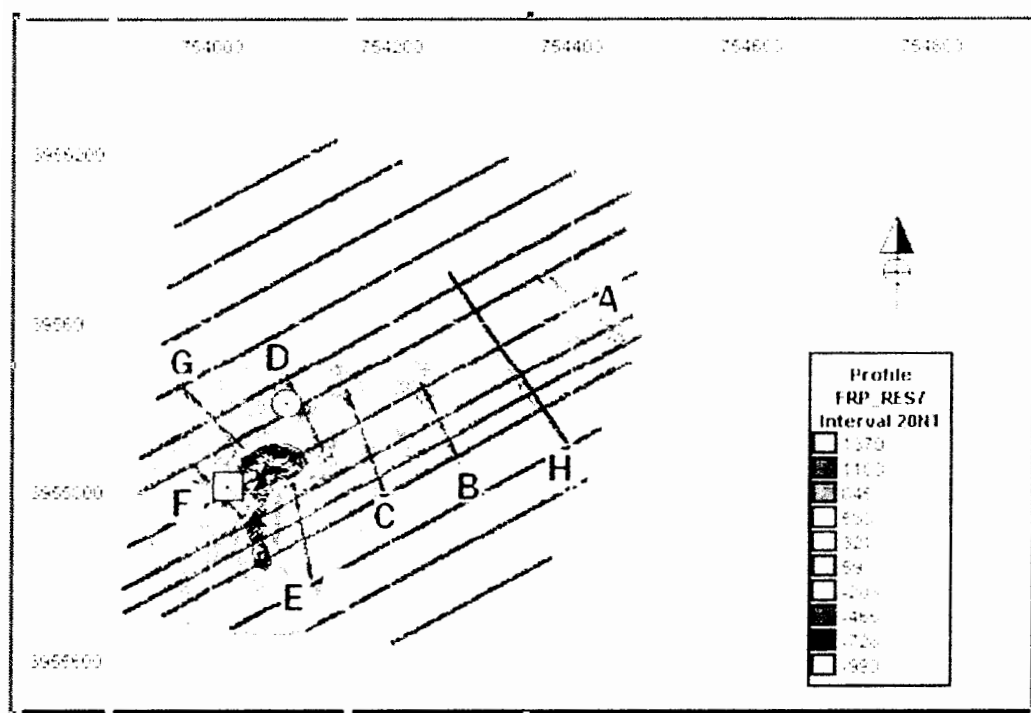
شکل ۲-۳ نقشه شدت کل مغناطیسی منطقه پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب را نشان می دهد با مقایسه نقشه های شدت کل مغناطیسی (شکل های ۲-۳ و ۳-۳)، مشاهده می شود که با اعمال فیلتر برگردان به قطب، محل آنومالی های مغناطیسی مقداری جابجا شده و یا تغییر می یابند. این نقشه ها تعدادی آنومالی با مقادیر شدت میدان بالا را نشان می دهند که در یک زون با روند شمال شرق - جنوب غرب قرار دارند. این آنومالی ها ممکن است اثرات توام توده های نفوذی عمیق (اثرات ناحیه ای) و توده های آهن دار (اثرات باقی مانده) موجود در منطقه باشند که لازم است با اعمال فیلتر های گوناگون (روند سطحی، مشتق، گسترش به سمت بالا و گسترش به سمت پایین) این موضوع بیشتر مورد بررسی قرار گیرد تا اثرات توده های آهن دار سطحی مورد نظر بیشتر مشخص شوند.



شکل ۳-۳: نقشه شدت کل مغناطیسی منطقه بعد از اعمال فیلتر برگردان به قطب (با فواصل خطوط ۲۰ نانو تسلا)

۳-۴-۲- فیلتر روند سطحی

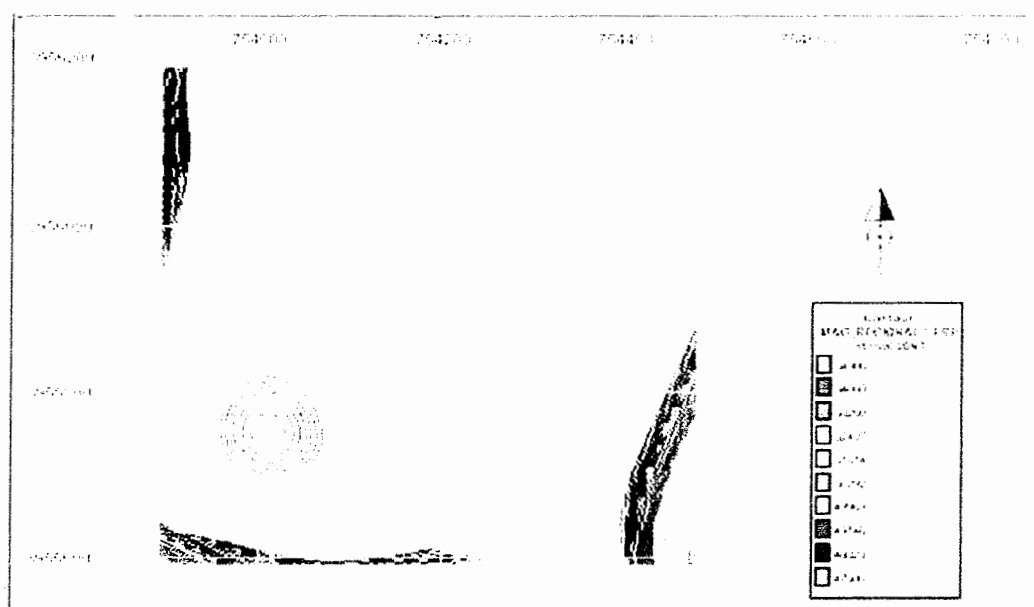
نقشه شدت کل مغناطیسی منطقه (شکل ۳-۳) در نرم افزار Modelvison pro با استفاده از فیلتر روند سطحی در پنج روند ۵، ۶، ۷، ۸، ۹ مورد تفکیک قرار گرفت. نتایج حاصل در شکل های ۳-۴، ۳-۵، الف-۷، الف-۸، الف-۹، الف-۱۰، الف-۱۱، الف-۱۲، الف-۱۳، الف-۱۴ و الف-۱۵ نشان داده شده است.



شکل ۳-۴: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۷ مغناطیسی (با فواصل خطوط ۲۰ نانو تسلا)

با بررسی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۷ شکل (۳-۴) تعدادی آنومالی های مثبت (A,B,C,D,E,F,G) در منطقه مورد مطالعه به چشم می خورد که تمامی این آنومالی ها از یک روند عمومی شمال شرقی - جنوب غربی تبعیت می نمایند. شکل ۳-۵ نقشه آنومالی ناحیه ای منطقه را که با روند سطحی مرتبه ۷ تهیه شده نشان می دهد. در این نقشه فاصله منحنی های تراز ۲۰ نانو تسلا انتخاب شده است. این نقشه بیشتر منعکس کننده اثرات مربوط به سنگ های آذرین نفوذی بوده که در اعماق زیاد واقع شده اند. در قسمت جنوب غربی نقشه، بالا آمدگی توده آذرین به صورت یک آنومالی مثبت مغناطیسی دیده می شود. چنانچه مشاهده می شود اثرات مغناطیسی مربوط به توده های معدنی سطحی حذف شده اند.

مشاهده می شود که این آنومالی ها با رخنمون های زمین شناسی و محل های معدنکاری مطابقت دارند. به عنوان مثال در شکل ۳-۴ محل ترانشه با علامت مربع بر روی آنومالی F و همچنین محل تونل با علامت دایره بر روی آنومالی D نشان داده شده است. ترانشه و تونل فوق الذکر در شکل های (الف - ۱۶، الف - ۱۷ و الف-۱۸) در پیوست الف نشان داده شده است.

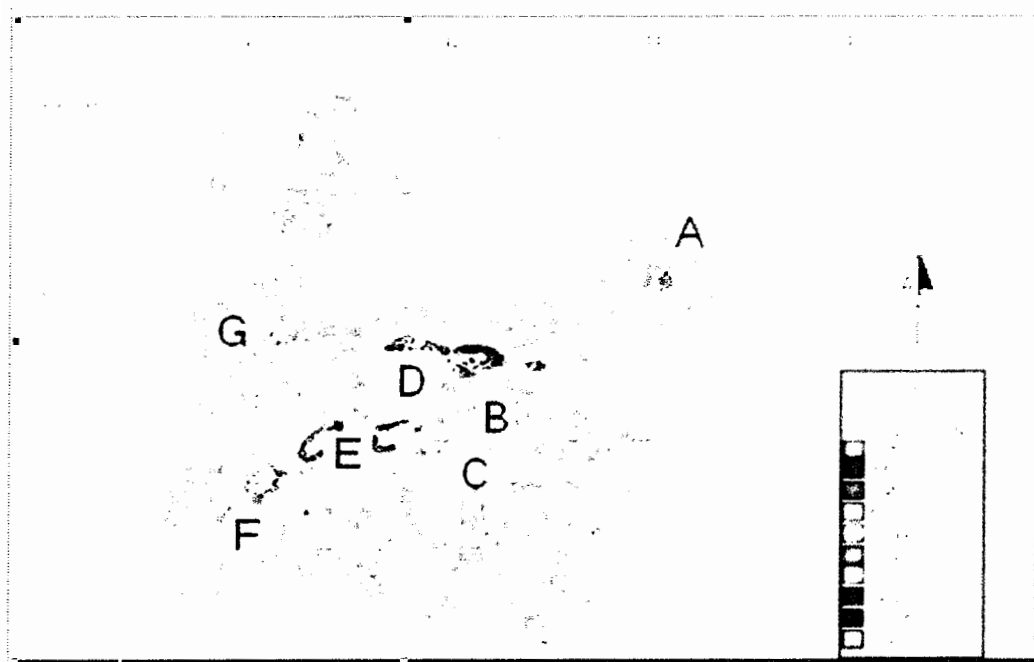


شکل ۳-۵: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۷ مغناطیس

۳-۴-۳- روش مشتق دوم قائم

روش مشتق دوم قائم بوسیله نرم افزار Modelvision pro در دو حوزه زمان و فرکانس بر روی داده های شدت کل (شکل ۳-۳) مغناطیس اعمال و نقشه های باقی مانده رسم گردیدند. در این نقشه ها، فاصله خطوط تراز ۱۰۰ نانو تسلا انتخاب شده است.

در نقشه های حاصل از روش مشتقات قائم اثرات ناحیه ای بطور قابل ملاحظه ای کاهش یافته و شدت مغناطیسی باقی مانده مربوط به آنومالی های سطحی بهتر نمایان می گردند. با بررسی نقشه مشتق دوم قائم در حوزه زمان (شکل ۳-۶) تعدادی آنومالی مثبت از جمله آنومالی های A,B,C,D,E,F,G با کمی تغییر و جابجایی نسبت به آنومالی های مشخص شده در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۷ مغناطیس (شکل ۳-۴) مشاهده می شود که دال بر حضور آنها در عمق کم می باشد.



شکل ۳-۶: نقشه مشتق دوم قائم در حوزه زمان (با فواصل خطوط ۱۰۰ نانو تسلا)

در نقشه مشتق دوم قائم در حوزه فرکانس (شکل ۳-۷) نیز آنومالی های مشخص شده در نقشه مشتق دوم قائم در حوزه زمان (شکل ۳-۶) مشاهده می شوند با این تفاوت که شکل ها نسبت به

آنومالی های مشخص شده در نقشه مشتق در حوزه زمان کمی تغییر کرده است

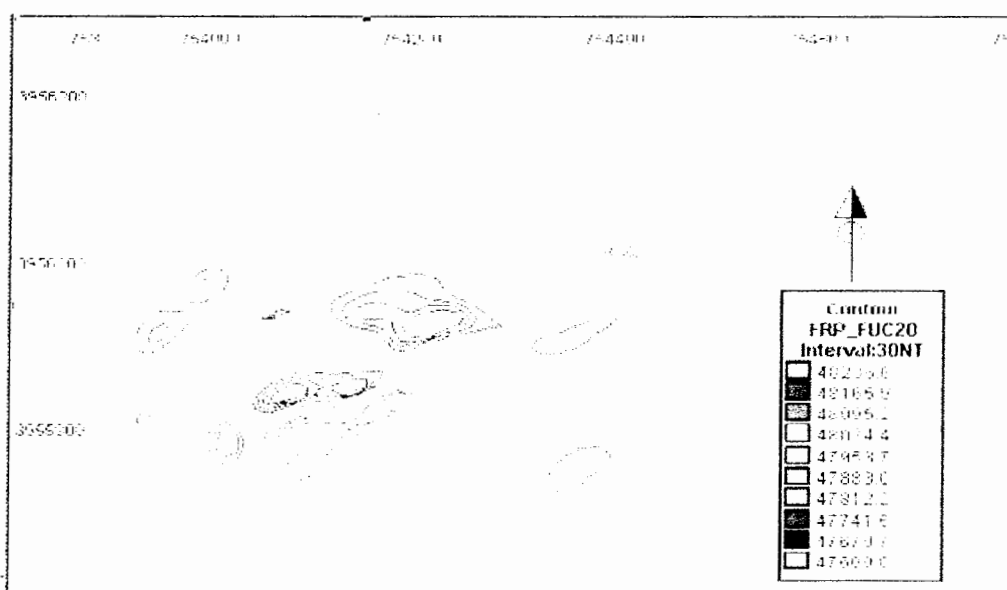


شکل ۳-۷: نقشه مشتق دوم قائم در حوزه فرکانس (با فواصل خطوط ۱۰۰ نانو تسلا).

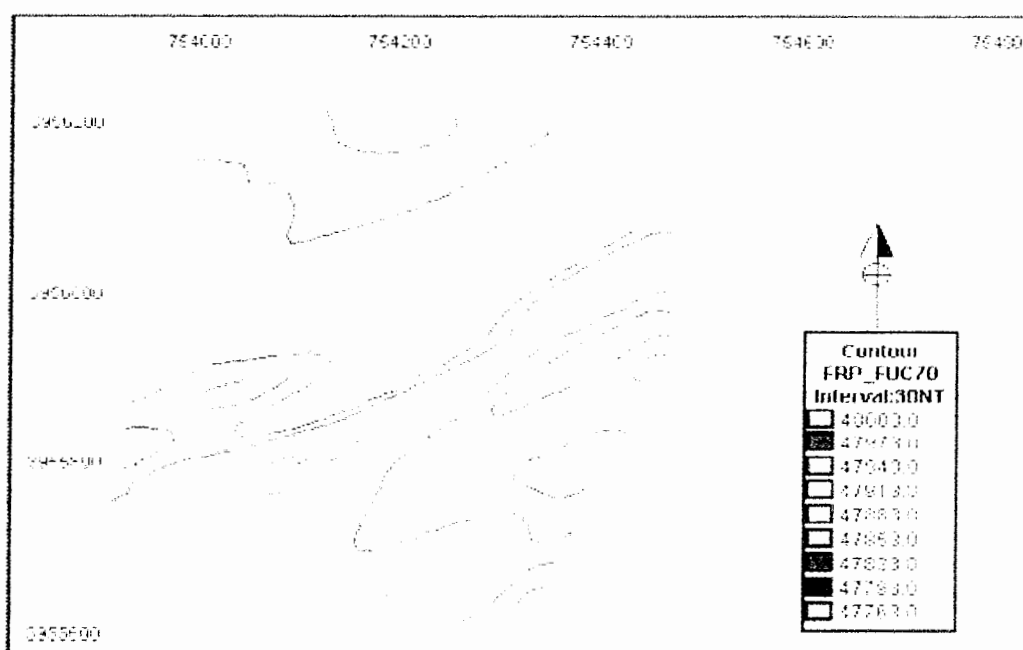
بایستی متذکر شد که آنومالی های مشخص شده بر روی نقشه های حاصل روش مشتق نسبت به آنومالی های مشخص شده بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند سطحی (شکل ۳-۴) مقداری تغییر و جابجایی دارند. این مطلب ناشی از افزایش نویز در این روش می باشد.

۳-۴-۴- روش گسترش آنومالی ها به سمت بالا

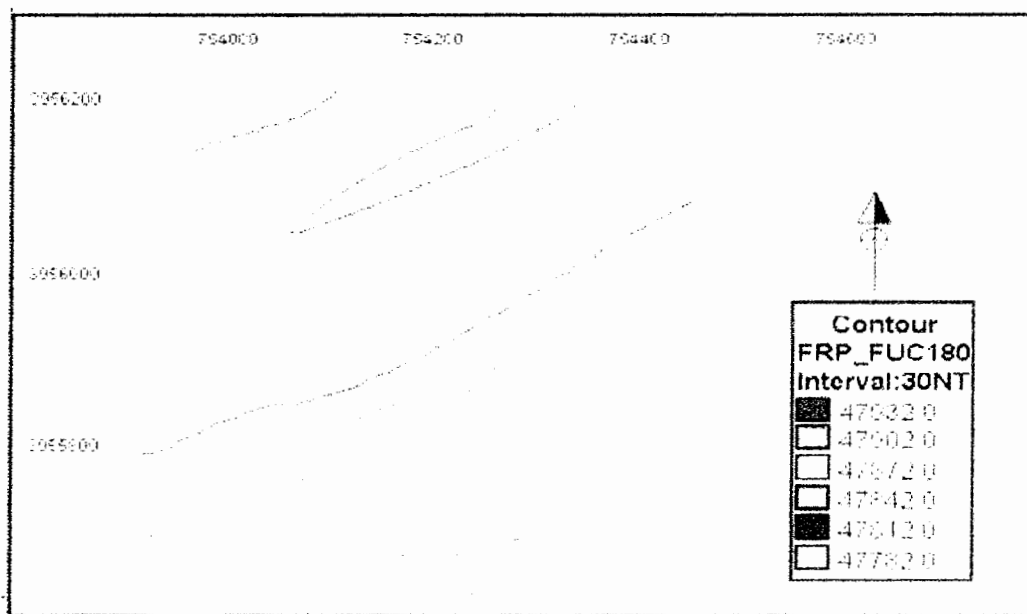
روش گسترش آنومالی ها به سمت بالا با چهار ارتفاع گسترش ۲۰، ۷۰، ۱۸۰ و ۲۵۰ متر بر روی نقشه شدت کل منطقه اعمال و نقشه مربوط به هر یک از سطوح گسترش رسم گردید و در اشکال ۳-۸، ۳-۹، ۳-۱۰ و ۳-۱۱ نشان داده شده اند. تمامی این نقشه ها همانند نقشه روند سطحی نشان دهنده آنومالی های مثبت با روند شمال شرق - جنوب غرب می باشند.



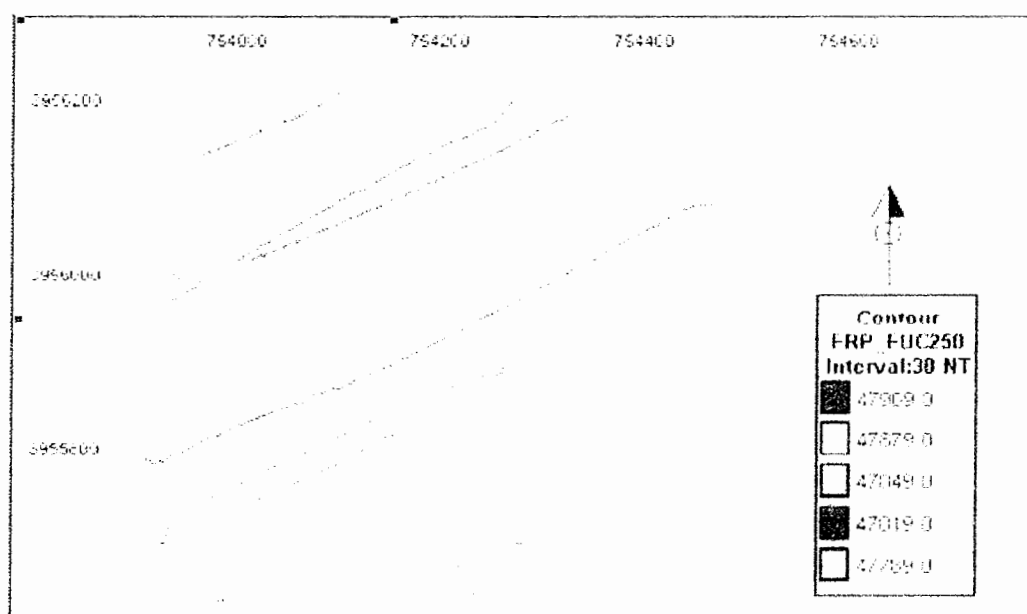
شکل ۳-۸: نقشه گسترش یافته به سمت بالا با ارتفاع گسترش ۲۰ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا)



شکل ۳-۹: نقشه گسترش یافته به سمت بالا با ارتفاع گسترش ۷۰ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا)



شکل ۳-۱۰: نقشه گسترش یافته به سمت بالا با ارتفاع گسترش ۱۸۰ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا)



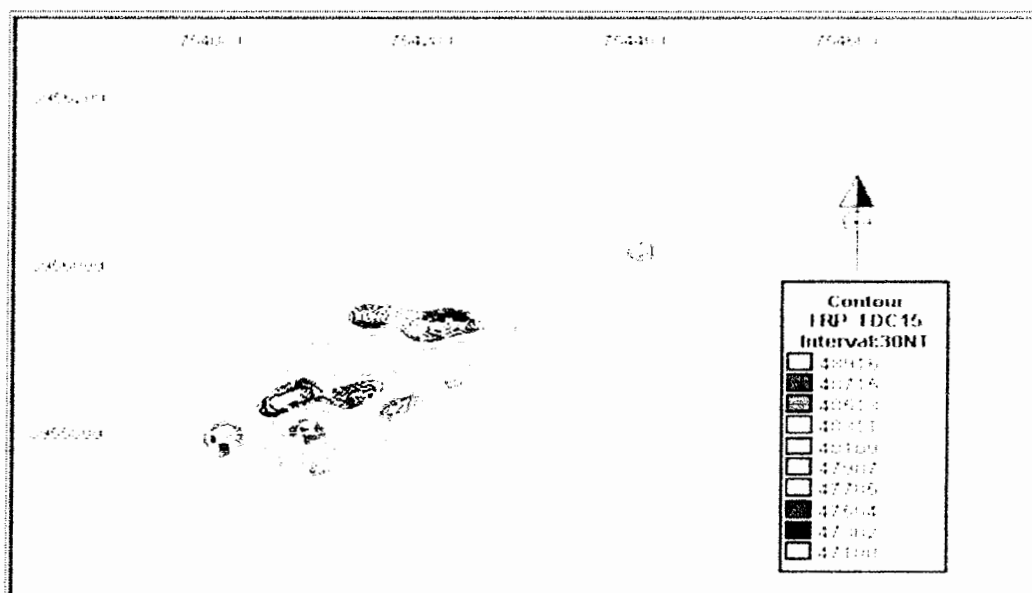
شکل ۳-۱۱: نقشه گسترش یافته به سمت بالا با ارتفاع گسترش ۲۵۰ متر (با فواصل خطوط ۱۰۰ نانو تسلا)

با بررسی چهار نقشه مذکور (شکل های ۳-۸ تا ۳-۱۱) مشخص می شود که با افزایش ارتفاع گسترش، منحنی های تراز هموارتر می شوند و آنومالی های کوچک و کم عمق حذف می شوند. تا اینکه با ۲۵۰ متر گسترش بطور تقریبی دیگر اثری از آنومالی ها در نقشه گسترش به سمت بالا دیده نمی شود. با توجه به مطالب ذکر شده می توان گفت که آنومالی های فوق الذکر مربوط به توده های سطحی بوده که عمق این توده ها بایستی خیلی کمتر از ۲۵۰ متر باشد (در حدود کمتر از ۱۰۰ متر).

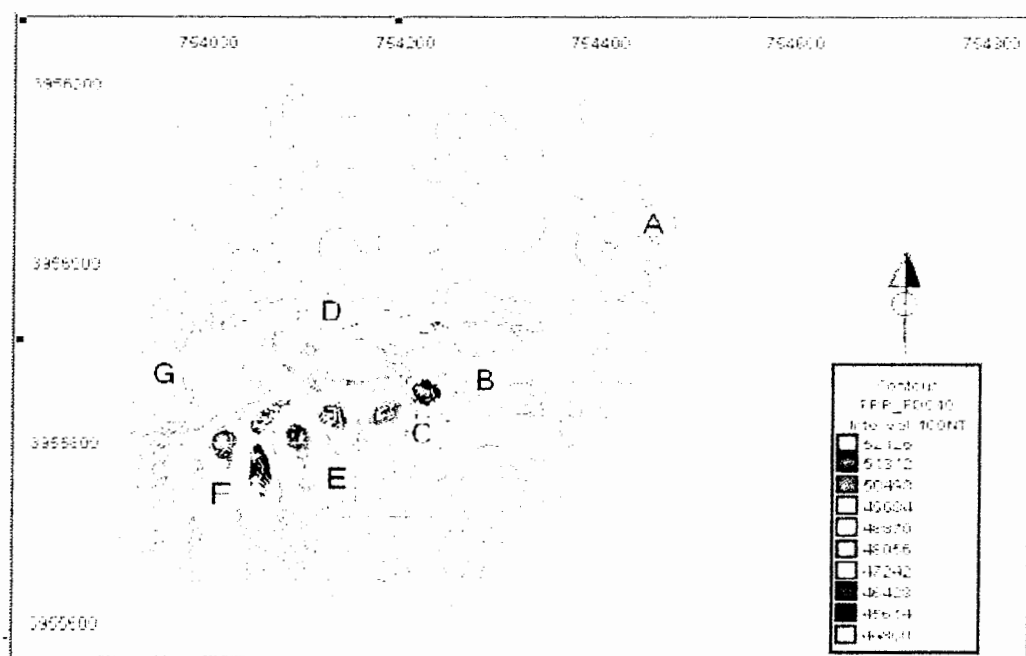
۳-۴-۵- روش گسترش آنومالی ها به سمت پایین

با استفاده از نرم افزار Modelvision pro روش گسترش به سمت پایین با سه ارتفاع گسترش ۱۵، ۴۰ و ۶۰ متر بر روی نقشه شدت کل مغناطیس اعمال گردید.

در نقشه گسترش به سمت پایین با ارتفاع ۱۵ متر (شکل ۳-۱۲) اگر چه در بعضی نواحی منحنی های تراز اغتشاشاتی از خود نشان می دهند اما آنومالی های مربوط به توده های سطحی بخوبی در آنها دیده می شود.



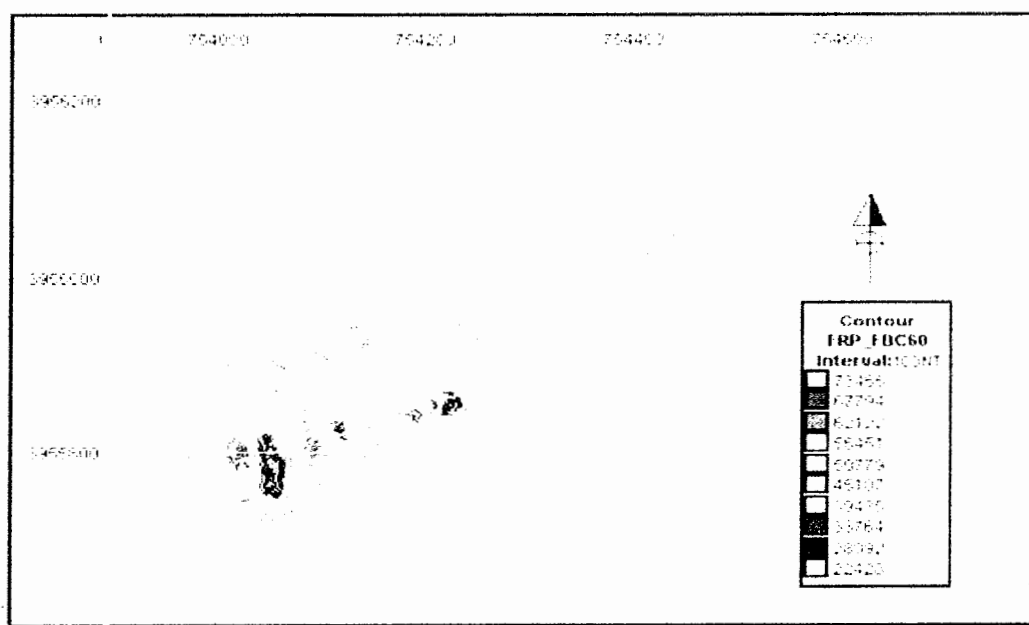
شکل ۳-۱۲: نقشه گسترش یافته به سمت پایین با ارتفاع گسترش ۱۵ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا)



شکل ۳-۱۳: نقشه گسترش یافته به سمت پایین با ارتفاع گسترش ۴۰ متر (با فواصل خطوط ۱۰۰ نانو تسلا)

با بررسی نقشه های روش گسترش به سمت پایین با سه ارتفاع ۴۰، ۱۵ و ۶۰ متر (شکل های ۱۲-۳، ۱۳-۳ و ۱۴-۳) مشاهده می شود که ابتدا با افزایش عمق بررسی و نزدیک شدن به منبع مولد آنومالی های مغناطیسی، اثر آنومالی های سطحی بهتر نمایان می گردد. با افزایش عمق گسترش مجدداً ملاحظه می گردد که اثر آنومالی ها کمتر می گردد که این خود دلیل بر سطحی بودن آنومالی های فوق الذکر می باشد.

نتایج حاصل از سه نقشه مذکور تا حدودی نتایج بدست آمده از روش های قبلی را تأیید می کنند. به عنوان مثال آنومالی های A,B,C,D,E,F,G نشان داده شده در نقشه گسترش یافته به سمت پایین با ارتفاع ۴۰ متر (شکل ۱۳-۳) به ترتیب بر آنومالی های مغناطیسی A,B,C,D,E,F,G نقشه آنومالی باقی مانده روش روند سطحی مرتبه ۷ تقریباً هم پوشانی دارند.



شکل ۱۴-۳: نقشه گسترش یافته به سمت پایین با ارتفاع گسترش ۶۰ متر (با فواصل خطوط ۳۰ نانو تسلا)

در مجموع با مقایسه نتایج حاصل از روش های فوق الذکر مشخص می گردد که تمام روش های تفکیک آنومالی ها در مشخص نمودن آنومالی های مورد نظر تا حدودی موفق عمل نموده و نتایج آنها از تطابق خوبی با هم برخوردار می باشند.

از تلفیق اطلاعات بدست آمده از روش های مختلف تفکیک آنومالی های مغناطیسی وجود توده های مغناطیسی با عمق کم و سطحی در منطقه تأیید می شود. با توجه به مطالعات زمین شناسی منطقه، آنالیز های انجام شده و مطالعات فوق الذکر وجود کانسار آهن در این منطقه تأیید می شود.

۳-۴-۶- مقایسه روش های تفکیک آنومالی ها

یکی از مهمترین روش هایی که در تفکیک آنومالی های مغناطیس ناحیه اجت آباد مورد استفاده قرار گرفت، روش روند سطحی بود. برای اعمال روش های مشتق، گسترش به سمت بالا و گسترش به سمت پایین در نرم افزار Modelvison pro نیاز به رسم تعدادی پروفیل بر روی نقشه های مغناطیسی است که داده ها بر روی آنها از منحنی های تراز نقشه های مذکور درون یابی می شوند. این عمل توأم با خطا و تقریب است. بنابراین در کل روش های فوق الذکر نویز را افزایش می دهند. اما در روش روند سطحی نرم افزار محاسبات را بر اساس تک تک نقاط داده ای انجام می دهد. [آگاه، ۱۳۸۳]

بنابراین در مجموع با تکیه صرف به روش های مشتق، گسترش به سمت بالا و گسترش به سمت پایین دقیقاً نمی توان آنومالی های ناحیه ای را از آنومالی های باقی مانده تفکیک نمود. اما کاربرد روش های مذکور در کنار روش روند سطحی می توانند کمک موثری به تفسیر درست داده ها نماید.

با توجه به مطالب گفته شده در بالا می توان نتیجه گرفت که در عمل بایستی آنومالی ها با چند روش مورد تفکیک قرار گیرند سپس با مقایسه نتایج، بهترین آنها انتخاب و تفسیر کرد.

به منظور ارزیابی درصد خوبی انطباق روند سطحی از آزمون F استفاده می شود. برای این منظور

ابتدا پراش کل مجموع مربعات^۱ مغناطیس از فرمول زیر محاسبه می شود:

$$S.S.T = \sum M^2 - \frac{(\sum M^2)}{n} \quad (2-3)$$

همچنین مجموع مربعات رگرسیون یا روند^۲ از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$S.S.R = \sum T^2 - \frac{(\sum T^2)}{n} \quad (2-3)$$

که در آن M شدت میدان کل، T شدت میدان منطقه ای و n تعداد نقاط اندازه گیری شده می باشد.

درصد خوبی انطباق سطح بر داده های مغناطیسی، با محاسبه ضریب همبستگی^۳ مطابق رابطه زیر بدست می آید:

$$100\%R^2 = \frac{S.S.R}{S.S.T} \quad (3-3)$$

حال با توجه به درجه سطح، R محاسبه شده با R بحرانی مقایسه می شود. اگر R محاسبه شده

بزرگتر از R بحرانی باشد، روند انتخابی، روند مطلوبی خواهد بود. در غیر این صورت درجه سطح را

افزایش می دهیم [سارما و سلواراج، ۱۹۹۰].

آنومالی های با شدت میدان مغناطیسی بالای مشخص شده در نقشه های ناحیه ای، مربوط به

نفوذ توده های آذرین به اعماق بیشتر می باشد. آنومالی های مشخص شده بر روی نقشه های

^۱ S.S.T= Total variation as the sum of squares

^۲ S.S.R= The sum of squares due to the trend or Regression

^۳ Correlation coefficient

باقی مانده حاکی از توده های معدنی با عمق کم می باشند. با اعمال فیلتر های گوناگون و توجه به نقشه های باقی مانده و شواهد زمین شناسی و حفریات موجود این طور برداشت می شود که چند توده آنومالی مغناطیسی با عمق خیلی کمتر از ۲۵۰ متر (کمتر از ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر) در منطقه وجود دارند که بعضی از آنها با حفریات انجام شده تایید می گردند. ولی برای بدست آوردن مشخصات بیشتر آنها و تعیین پارامتر های هندسی و فیزیکی منابع مولد آنومالی ها نیاز به مدل سازی و تفسیر کمی می باشد.

با توجه به مطالب فوق الذکر از میان نقشه های حاصل، نقشه های آنومالی ناحیه ای و باقی مانده روند ۷ با استفاده از آزمون آماری F [اینکام، ۲۰۰۳] در مقایسه با نقشه های حاصل از ۴ روند دیگر و سایر روش های تفکیک آنومالی ها جهت تعبیر و تفسیر و مدل سازی انتخاب شدند. بنابراین در فصل بعدی به شرح مدل سازی های انجام شده و در نهایت تفسیر نتایج آنها خواهیم پرداخت.

فصل چهارم:

مدل سازی و تفسیر کمی آنومالی ها

۴-۱- مقدمه

همان طوری که قبلاً نیز اشاره شد نقشه های حاصل از مرحله تفکیک آنومالی ها هیچ گونه اطلاعاتی را در مورد پارامتر های هندسی (نظیر عمق، شیب، شکل و...) و خصوصیات فیزیکی (مثل خود پذیری مغناطیسی، دانسیته و...) آنومالی های بدست آمده فراهم نمی سازند. لذا جهت تعیین این پارامتر ها بایستی بر روی آنومالی های مورد نظر مدل سازی انجام گردد. با توجه به این که نقشه آنومالی باقی مانده روش روند سطحی مرتبه ۷ بهترین نتیجه را نشان داده است، جهت انجام مدل سازی آنومالی های موجود در منطقه انتخاب می گردد.

در شروع برای بدست آوردن یک دید اولیه از مشخصات هر یک از منابع بوجود آورنده آنومالی ها، مدل سازی دو بعدی بصورت جداگانه صورت می گیرد و سپس همگی آنومالی ها بطور همزمان بصورت سه بعدی مدل می شوند و نتایج با هم مقایسه می گردند.

۴-۲- مدل سازی

روش های موفق و معمول تعبیر و تفسیر داده های مغناطیسی، نیاز به تکنیک های مدل سازی دارند. مدل سازی عبارت است از، فرآیند شبیه سازی آنومالی مشاهده شده با یک آنومالی محاسبه

شده بوسیله روش های عددی و تحلیلی از یک مدل فرضی در زیر زمین و تقریب مشخصات آن از آنومالی گفته شده [هینز، ۱۹۹۰]. مدل سازی به منظور محاسبه پارامترهای فیزیکی و هندسی منابع زمین شناسی آنومالی ها انجام می گیرد [اسپرینک^۱، ۱۹۹۸]. مدل سازی داده های مغناطیسی بسته به مورد به صورت دو و سه بعدی انجام می شود. هنگامی که نمایش ساختمان های زمین شناسی بوسیله یک سری توده های دو بعدی که در یک جهت گسترش دارند معقول باشد، از روش محاسبات دو بعدی استفاده می گردد. اگر نتوان تغییرات فیزیکی توده ای که مدل سازی می شود را در یک جهت یکنواخت در نظر گرفت، نیاز است که محاسبات سه بعدی انجام شود [قوامی ریایی، ۱۳۷۲].

بطور کلی مدل سازی به دو روش اصلی زیر تقسیم می شود:

- مدل سازی پیشرو

- مدل سازی معکوس

۴-۲-۱- مدل سازی پیشرو

مدل سازی پیشرو عبارت است از محاسبه پاسخ یک مدل فرضی با تکرار محاسبات بر پایه تغییر پارامترهای مدل، تا وقتی که تطابق قابل قبولی بین پاسخ محاسبه شده و داده های مشاهده شده بدست آید. این تطابق مناسب بین داده ها به معیار قضاوت تفسیر کننده، مقدار کنترل های ژئوفیزیکی و زمین شناسی، هدف و مدل فرضی بستگی دارد [هینز، ۱۹۹۰]. بطور خلاصه در مدل سازی پیشرو از مدل به داده می رسیم یا در محاسبات کامپیوتری با تغییر پارامترهای هندسی مدل فرضی به تعیین آنومالی می پردازیم.

^۱ Sprenke

۴-۲-۲- مدل سازی معکوس

برای کاهش ریسک عملیات اکتشاف مدل سازی معکوس، جایگاه ویژه ای در امور اکتشافی و بخصوص کارهای ژئوفیزیکی یافته است. در این روش، مدل اولیه حدس زده می شود و اصلاح های بعدی بر مدل بر اساس معیارهایی صورت می گیرد تا وقتی که داده های محاسبه شده بر داده های مشاهده ای با میزان دقت تعیین شده ای انطباق حاصل نمایند [هینز، ۱۹۹۰]. بدین صورت پارامتر های هندسی مدل به عنوان جواب نهایی، محاسبه می شوند.

اگر چه مدل سازی معکوس نسبت به مدل سازی پیشرو سریع تر به جواب می رسد، ولی این روش مدل سازی از روابط ریاضی پیچیده ای برخوردار است.

مدل سازی معکوس خود نیز به دو نوع پارامتری^۱ و هموار^۲ تقسیم می شود. لازم به ذکر است که نرم افزار Model vision pro قابلیت اجرای هر دو روش مدل سازی هموار و پارامتری را دارد. اما در این پایان نامه از روش پارامتری جهت معکوس سازی داده های مغناطیسی استفاده شده است. در این بخش هر یک از این دو روش را توضیح خواهیم داد.

۴-۲-۲-۱- مدل سازی پارامتری

یکی از روش های معکوس سازی، پارامتری کردن مدل می باشد. زمانی که می خواهیم یک تابع پیوسته ای را از یک سری محدود داده های مشاهده ای تخمین بزنیم، این روش مساله را به طور واقعی تری فرموله می کند [پلینگتون، ۱۹۹۷].

^۱ Parametric modeling

^۲ Smooth modeling

اساساً، در مدل سازی معکوس پارامتری، ابتدا زمین به یک سری بلوک ها با خواص فیزیکی ثابت (مثل خود پذیری مغناطیسی) اما مجهول تقسیم می شود [لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۷]. سپس با استفاده از روش های عددی مناسب مثل روش اجزای محدود و یا تفاضل محدود پاسخ مدل به ازای یک حدس اولیه با روش تکرار محاسبه می گردد. در هر بار محاسبه، یک مقدار خطا بدست می آید که تابعی از پارامتر های مدل می باشد. پارامتر های هر بلوک توسط به حد اقل رساندن تابع هدف مدل با برآزش داده های تولید شده با داده های مشاهده ای، بدست خواهند آمد [لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۷].

لازم به ذکر است که روش های مختلفی برای حد اقل کردن تابع هدف وجود دارد. از جمله روش حداقل مربعات، روش شبه نیوتنی^۱، روش گاوسی- نیوتن^۲ و یا روش رگرسیون ریدج^۳ [لوک و بارکر^۴، ۱۹۹۶؛ اینمن^۵، ۱۹۷۵]. که این روش ها از نظر سرعت و دقت متفاوت می باشند. نرم افزار Modelvision pro از روش رگرسیون ریدج به منظور حد اقل کردن تابع هدف مدل سازی معکوس استفاده می کند [آگاه، ۱۳۸۳].

۴-۲-۲-۲- مدل سازی هموار

روش معکوس سازی هموار، روش ساده ای برای حل مسائلی است که در آنها تعداد داده ها کم می باشد [لوک و بارکر، ۱۹۹۶].

¹ Qusi-Newton

² Guass-Newton

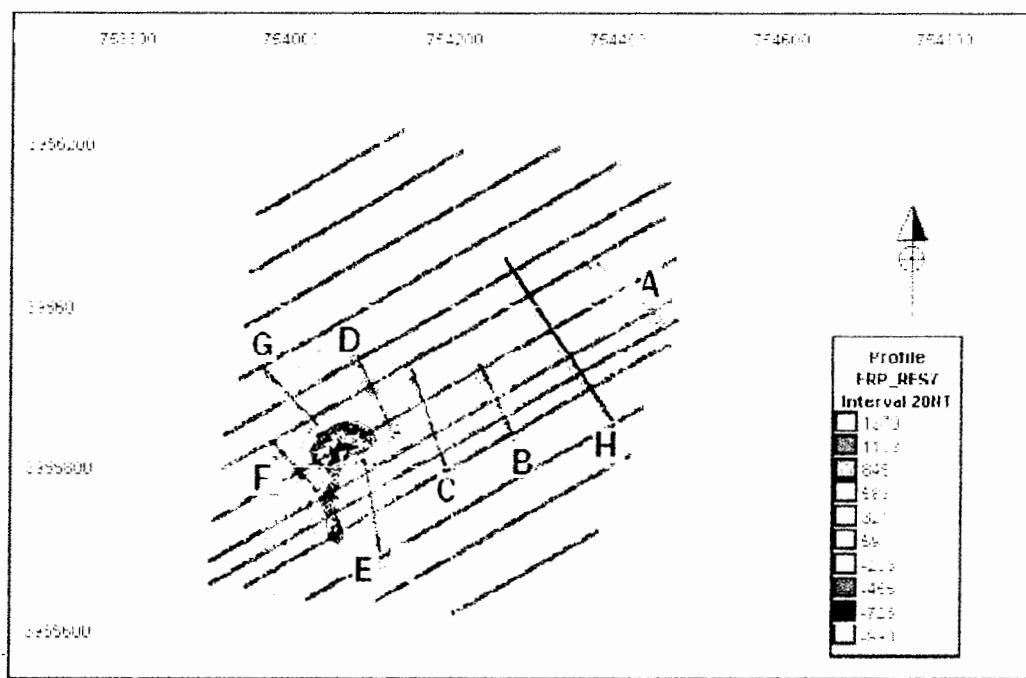
³ Ridge Regression

⁴ Loke and Barker

⁵ Inman

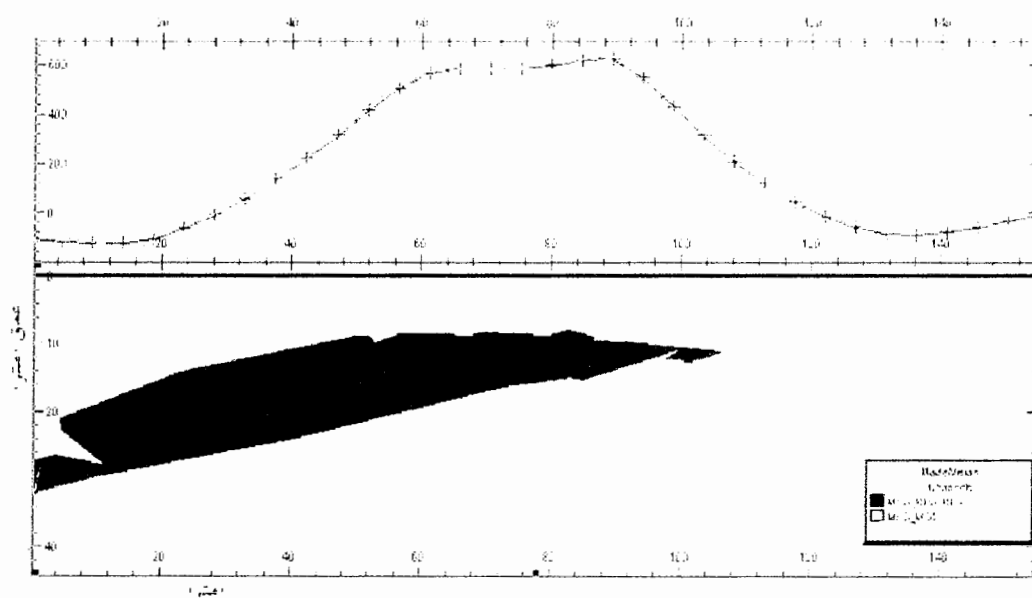
۴-۳- مدل سازی دو بعدی

برای این منظور ۸ پروفیل مطابق شکل ۴-۱ در امتداد عمود بر امتداد آنومالی های A-B, C-D, E-F, G-H مشخص شده در نقشه آنومالی باقی مانده روند سطحی مغناطیسی مرتبه ۷ رسم گردید. برای مدل سازی دو بعدی هر پروفیل ابتدا مقطع عرضی آن پروفیل رسم و مقادیر ۲/۶ و ۵ گرم بر سانتیمتر مکعب به ترتیب برای دانسیته زمینه و مدل فرضی در نظر گرفته شد. همچنین برای آنومالی های مختلف مقدار خود پذیری مغناطیسی مربوط به همان منطقه، که در آزمایشگاه اندازه گیری شده، برای مدل فرضی در نظر گرفته شد و مقدار خود پذیری مغناطیسی سنگ های زمینه ۰/۰۰۰۲۳ در نظر گرفته شد.



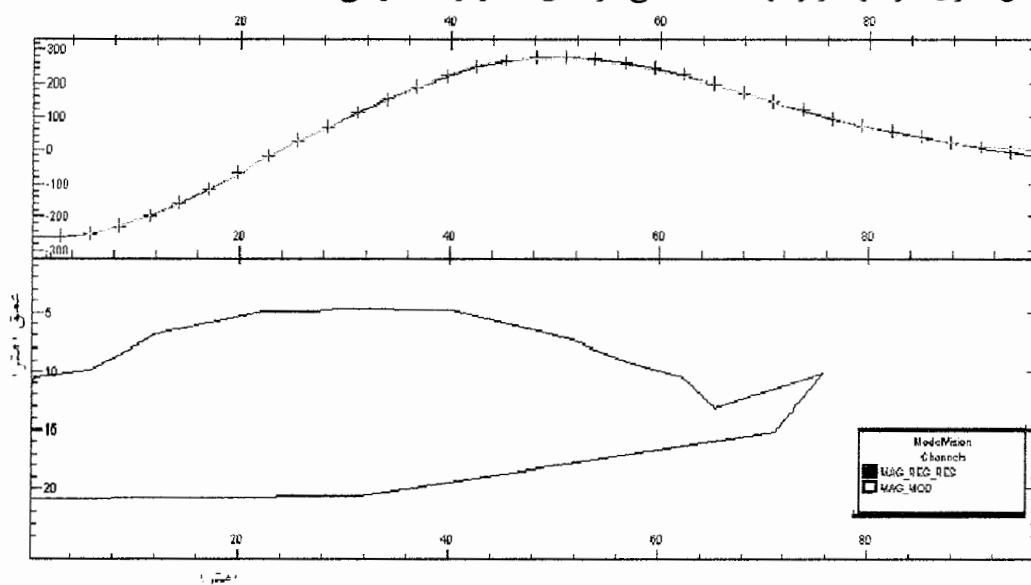
در ادامه مدل سازی یک پلیگون به عنوان مدل اولیه بر روی مقطع عرضی آن پروفیل رسم و جواب حاصل از آن بوسیله مدل سازی پیشرو محاسبه گردید. در مرحله بعد با بررسی خطای حاصل از این مدل فرضی مشخص گردید که خطای مدل سازی خیلی بیشتر از خطای هدف (که در اینجا ۲ انتخاب شده است) می باشد. لذا جهت انطباق مقادیر اندازه گیری شده و محاسبه شده از مدل سازی و کاهش خطا، مدل سازی معکوس پارامتری به خدمت گرفته شد.

بدین منظور ابتدا در باکس مدل سازی معکوس، پارامترهای هندسی (از جمله عمق مدل و...) و خصوصیات فیزیکی (از جمله دانسیته و خود پذیری مغناطیسی و...) پلیگون مورد نظر یک به یک آزاد گذاشته شد و با عملیات تکرار (۲۰ تکرار) پاسخ مدل محاسبه گردید. این عملیات آنقدر تکرار شد تا اینکه خطای مدل سازی به کمتر یا مساوی خطای هدف رسید و منحنی جواب مدل و مقادیر اندازه گیری شده بر هم برازش نمودند. نتایج مدل سازی دو بعدی هر یک از آنومالی ها در شکل های ۴-۲ تا ۴-۸ نشان داده شده است.

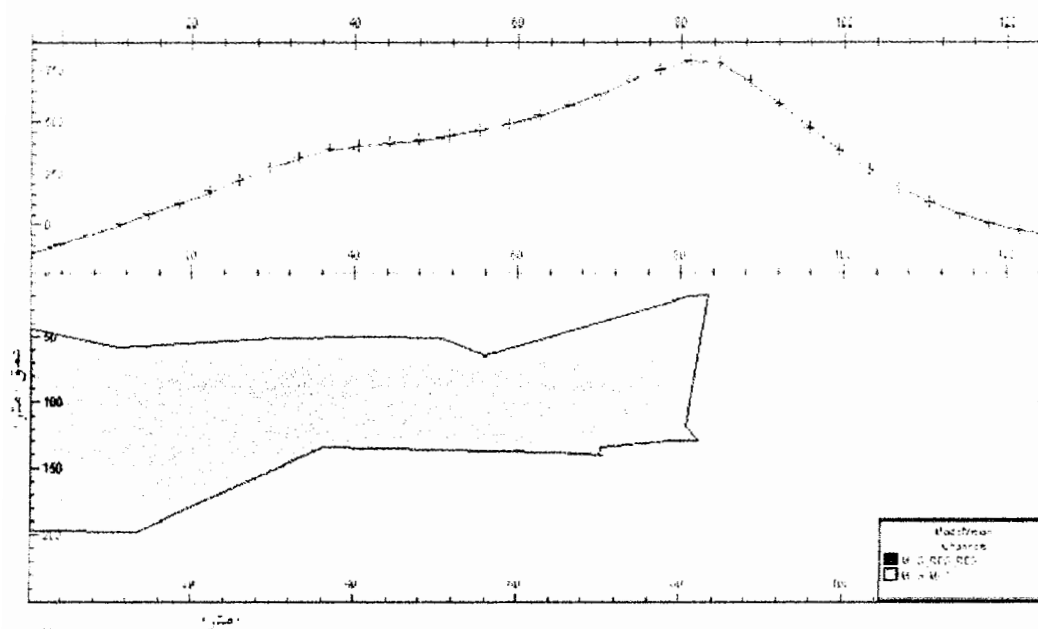


شکل ۴-۲: مدل دو بعدی آنومالی A با خطای $RMS = 1/93$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلوه ها)

نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی آنومالی A با مشاهدات زمین شناسی تطابق دارد بطوری که رخنمون های موجود در منطقه وجود ماده معدنی را در این منطقه ثابت می کنند و نتایج حاصل از مدل سازی نیز گواه بر وجود ماده معدنی در عمق کمتر از ۳۰ متر می باشد.



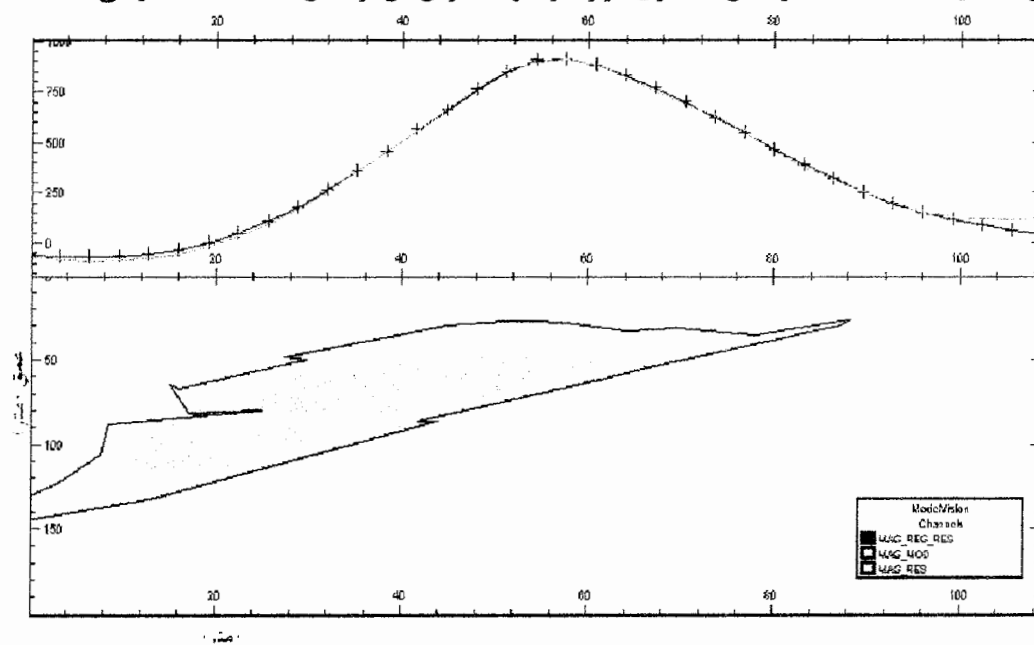
شکل ۴-۳: مدل دو بعدی آنومالی B با خطای $RMS = 0/832$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلوه ها)



شکل ۴-۴: مدل دو بعدی آنومالی C با خطای $RMS = 1/863$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)

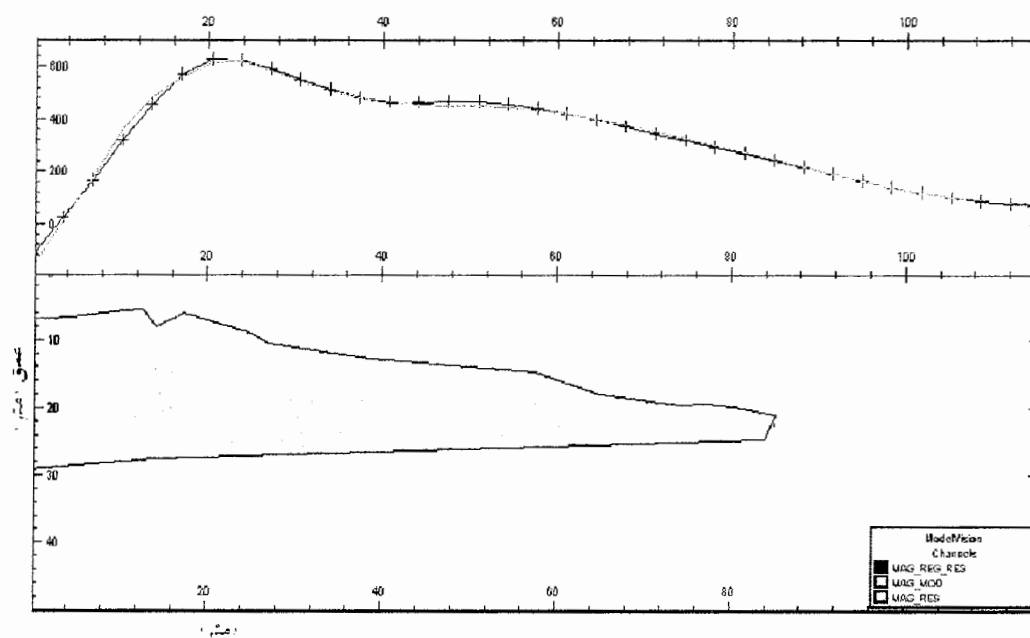
نتایج حاصل از مدل سازی دوبعدی آنومالی C نشان می دهد که این توده نسبت به سایر

توده های اکتشاف شده در عمق بیشتری قرار دارد. و گسترش آن از عمق ۵۰ تا ۲۰۰ متر می باشد.



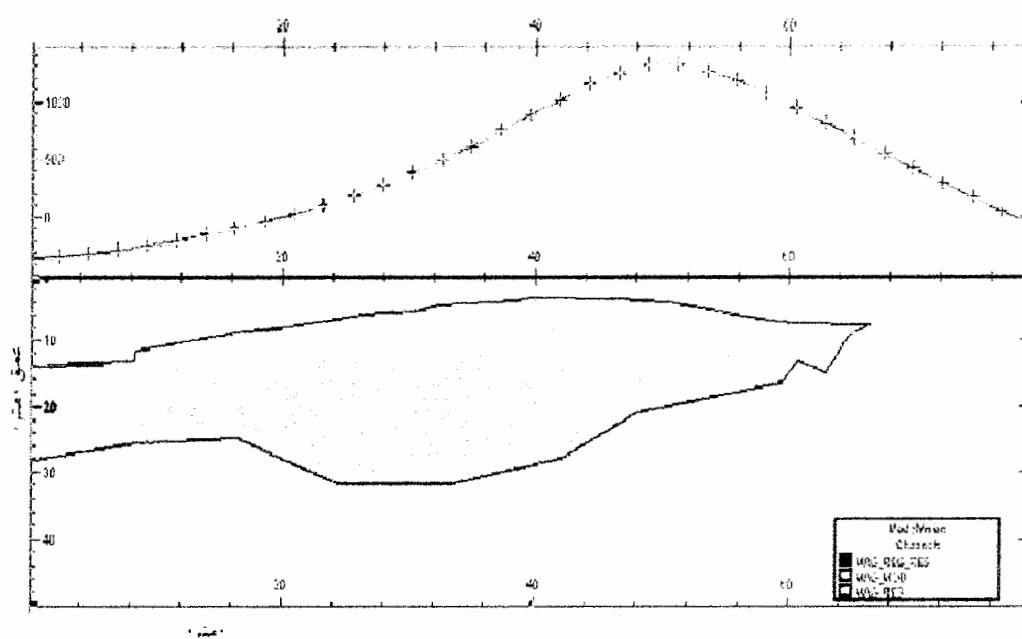
شکل ۴-۵: مدل دو بعدی آنومالی D با خطای $RMS = 1/68$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)

نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی آنومالی D با مشاهدات زمین شناسی به خوبی تطابق دارد بطوری که تونل موجود در این منطقه (شکل های ۳-۴ و الف - ۱۸)، وجود ماده معدنی در عمق کم را به خوبی اثبات می کند و نتایج حاصل از مدل سازی نیز گواه بر وجود ماده معدنی در عمق کمتر از ۲۰ تا ۱۵۰ متر و در بعضی نقاط نزدیک به سطح زمین می باشد.



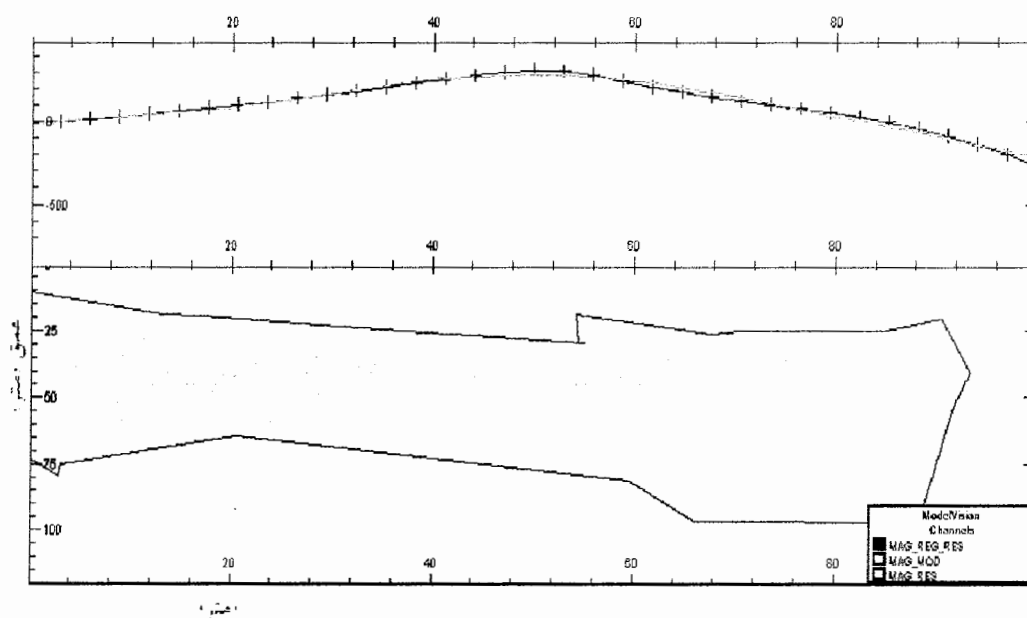
شکل ۴-۶: مدل دو بعدی آنومالی E با خطای $RMS = 1/798$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)

نتایج حاصل از مدل سازی دوبعدی آنومالی E نشان می دهد که این توده در عمق کمتر از ۳۰ متر قرار دارد.

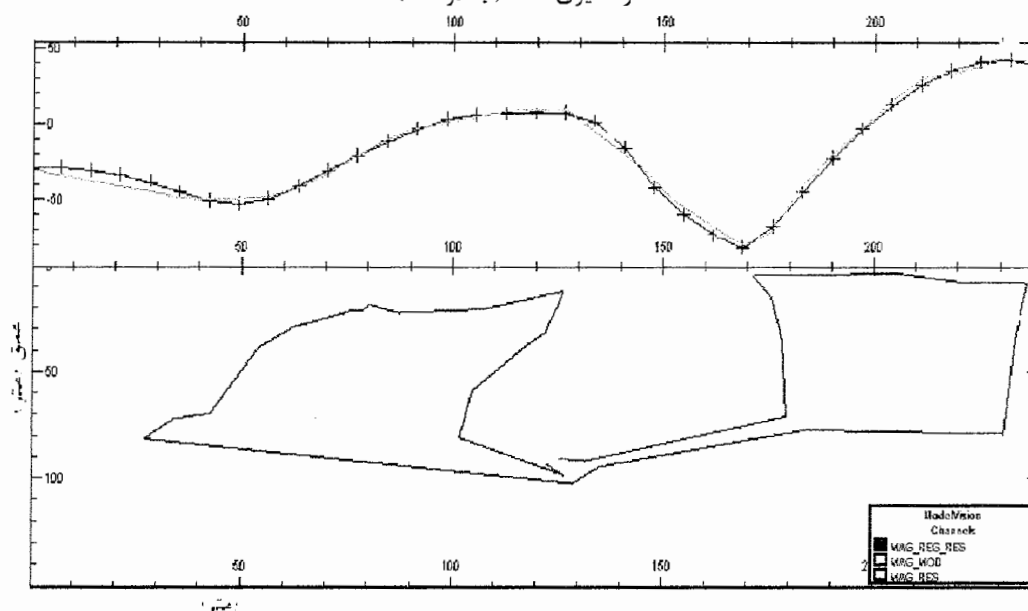


شکل ۴-۷: مدل دو بعدی آنومالی F با خطای $RMS = 1/391$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بعلاوه ها)

نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی آنومالی F با مشاهدات زمین شناسی، رخنمون های معدنی و همچنین حفاری های موجود در منطقه به خوبی تطابق دارد بطوری که ترانشه موجود در این منطقه (شکل های ۳-۳ و الف - ۱۵)، وجود ماده معدنی در عمق کم را به خوبی اثبات می کند و نتایج حاصل از مدل سازی نیز گواه بر وجود ماده معدنی در عمق بین ۳ تا ۳۰ متر می باشد.



شکل ۴-۸: مدل دو بعدی آنومالی G با خطای $RMS = 1/961$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بلاوه ها)



شکل ۴-۹: مدل دو بعدی آنومالی H با خطای $RMS = 1/923$ همراه با پاسخ مدل (منحنی قرمز رنگ) و داده های اندازه گیری شده (بلاوه ها)

نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی آنومالی H نشان از وجود ماده معدنی در عمق کمتر از ۱۰۰

متر (بین ۵ تا ۹۰ متر) و همچنین مقدار کم خودپذیری مغناطیسی (جدول ۴-۱) می باشد.

با مقایسه نتایج حاصل از مدل سازی دوبعدی و خود پذیری مغناطیسی بدست آمده از نمونه برداشت شده از رخنمون سنگی منطبق بر آنومالی H (جدول ۱-۲)، و همچنین نتایج مطالعات میکروسکوپی می توان گفت که در این محل توده معدنی دارای درصد بیشتری از آهن بصورت هماتیت موجود می باشد.

۴-۴- نتایج مدل سازی دو بعدی

با اتمام فرآیند مدل سازی، پارامترهای فیزیکی و هندسی هر یک از آنومالی ها تعیین گردیدند. نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی بر روی هر پروفیل در جدول ۱-۴ آورده شده است. با توجه به نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی (جدول ۱-۴) مشخص می گردد که خود پذیری مغناطیسی بدست آمده از مدل سازی، با مقایسه با خودپذیری مغناطیسی اندازه گیری شده در آزمایشگاه تطابق خوبی دارد که نشان دهنده وجود مگنتیت و هماتیت می باشد. همچنین عمق بدست آمده از مدل سازی نشان دهنده تشکیل کانسار در نزدیکی سطح زمین می باشد که تا حدودی با مشاهدات زمین شناسی و تفسیرهای مرحله تفکیک آنومالی ها در فصل سوم تطابق دارد.

جدول ۴-۱: نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی تمام پروفیل ها.

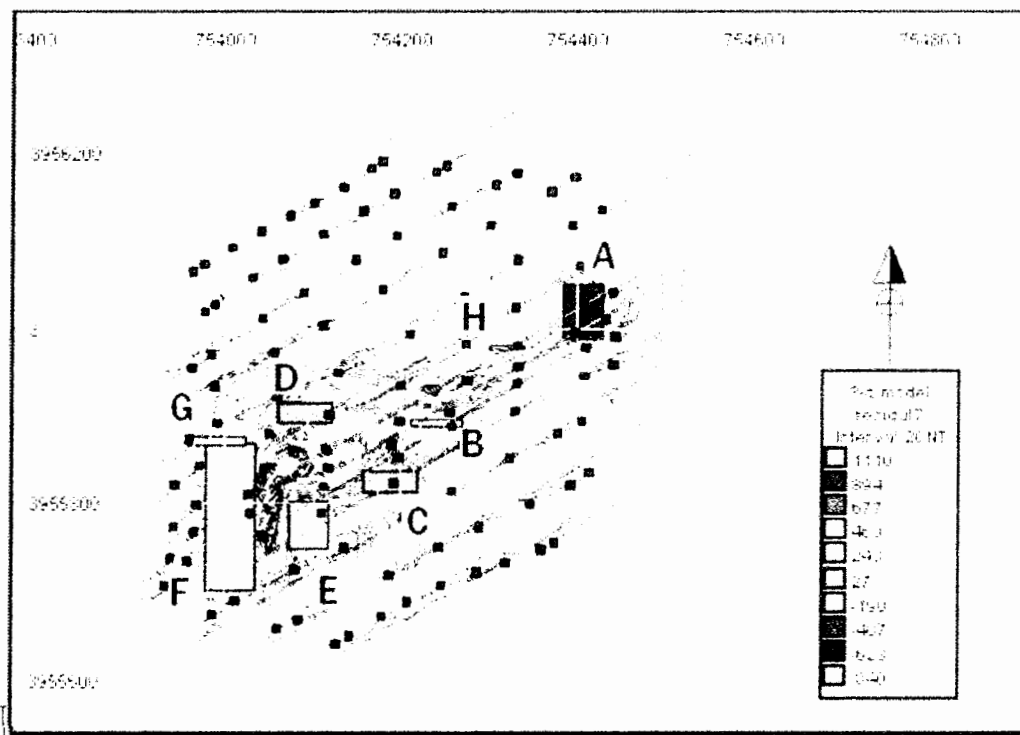
نام آنومالی	A	B	C	D	E	F	G	H
خطای مدل سازی	۱/۹۳	۰/۸۳۲	۱/۸۶۳	۱/۶۸	۱/۷۹۸	۱/۳۹۱	۱/۹۶۱	۱/۹۲۳
دانشیته بر حسب gr/cm ³	۵	۵	۴/۸	۴/۹	۴/۸۲	۵	۵	۴/۹۴
خود پذیری مغناطیسی (c.g.s)	۰/۱۸	۰/۰۵۳	۰/۱۴۵۳	۰/۱۳۴۳	۰/۱۰۱	۰/۱۲۲۱	۰/۰۳۴۶	۰/۰۰۵۲۴
آزیموت (درجه)	۲۰۱	۲۰۱	۷۷/۱	۴۶	۵۷	۷۴	-۱۳۳	۴۸/۷
پلانژ (درجه)	-۳۸	۰	۵۳	۷۵	-۳	-۱۲	۳/۳	۴۶
طول جغرافیایی (مرکز توده)	۷۵۴۴۰۳	۷۵۴۲۵۰	۷۵۴۱۵۷	۷۵۴۰۸۸	۷۵۴۰۹۵	۷۵۳۹۹۹	۷۵۳۹۹۰	۷۵۴۳۳۴
عرض جغرافیایی (مرکز توده)	۳۹۵۶۵۶۰	۳۹۵۵۸۶۵	۳۹۵۵۸۸۳	۳۹۵۵۹۰۲	۳۹۵۵۷۷۰	۳۹۵۵۸۰۸	۳۹۵۵۹۹۸	۳۹۵۵۹۵۱
عمق متوسط (متر)	۲۶/۱	۱۰/۸	۱۱۰	۱۷/۹	۱۶/۸	۱۴	۱۰	۴۲/۵
طول پروفیل (m)	۳۹۸	۳۶۳	۲۲۰۱	۱۹۴۹/۵	۱۷۲/۶	۵۲۰	۱۷۷۲	۱۱۷۷

۴-۵- مدل سازی سه بعدی

جهت تأیید مدل سازی های دو بعدی انجام شده در قسمت قبل و همچنین با توجه به اینکه برخی توده های معدنی ممکن است دارای گسترش سه بعدی باشند، مدل سازی سه بعدی نیز بر روی داده های مغناطیسی منطقه مورد مطالعه انجام شد. برای این منظور نیز از نقشه آنومالی باقی مانده روند سطحی مرتبه ۷ مغناطیسی استفاده شد.

بر خلاف روش مدل سازی دو بعدی، مدل سازی سه بعدی بر روی تمام پروفیل های نقشه به طور همزمان انجام گردید. ابتدا برای شروع مدل سازی دانشیته زمینه و پلیگون ها به ترتیب ۲/۶ و ۵ گرم بر سانتیمتر مکعب در نظر گرفته شد. همچنین مقدار خود پذیری مغناطیسی ۰/۱۲۵۱ به عنوان

خودپذیری اولیه مدل در نظر گرفته شد. سپس بر روی تمامی آنومالی های موجود بر نقشه آنومالی باقی مانده یک پلیگون رسم و جواب آنها با مدل سازی پیشرو سه بعدی محاسبه گردید (شکل ۴-۱۰). پس از بررسی خطای مدل سازی مشخص گردید این خطا از خطای هدف (که در اینجا ۶ انتخاب شده است) بیشتر است. لذا در مرحله بعد به منظور انطباق منحنی پاسخ مدل و منحنی داده های اندازه گیری شده و کاهش خطا از مدل سازی معکوس پارامتری استفاده گردید.



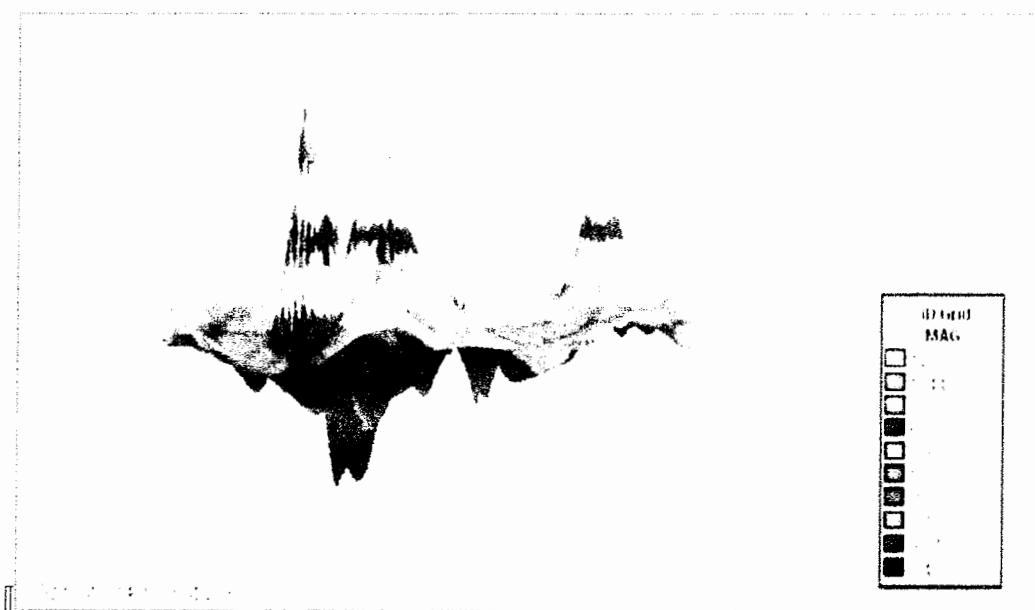
شکل ۴-۱۰: پاسخ مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه آنومالی باقی مانده مغناطیسی با خطای $RMS = 5/231$

مدل سازی معکوس سه بعدی نیز همانند مدل سازی معکوس دو بعدی با انتخاب پارامترهای آزاد و عملیات تکرار (با ۲۰ تکرار) انجام گرفت. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد پس از رسیدن خطای

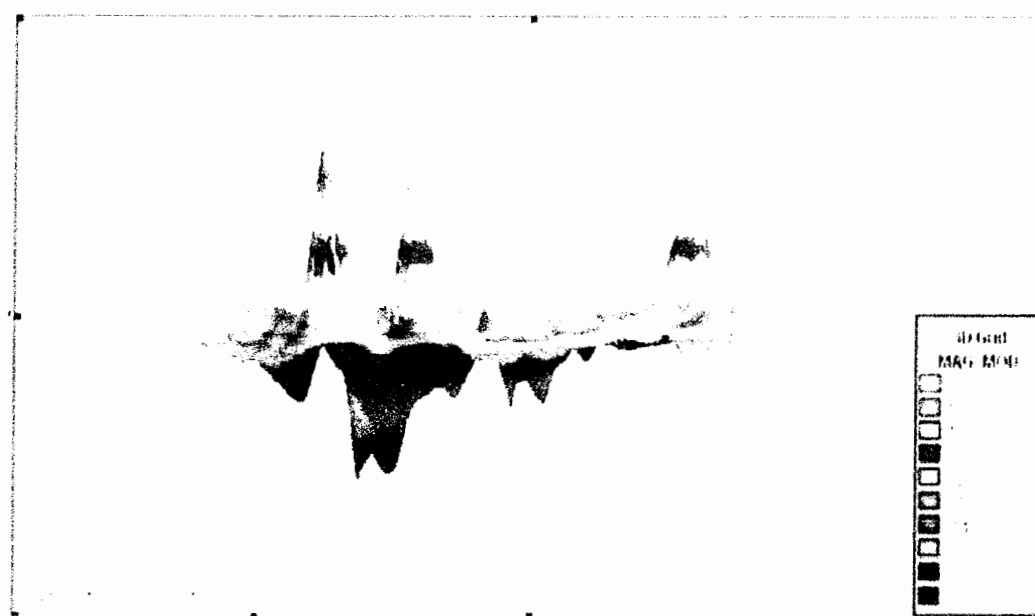
مدل سازی به کمتر یا مساوی خطای هدف، مدل سازی پایان می پذیرد. پس از ۲۰ مرحله تکرار عملیات مدل سازی، خطای آن به ۵/۲۳۱ رسید که در مقایسه با خطای هدف تعیین شده قابل قبول می باشد. نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی در جدول ۴-۲ آورده شده است. شکل های ۴-۱۱ و ۴-۱۲ به ترتیب فرم سه بعدی داده های اندازه گیری شده و پاسخ مدل سازی سه بعدی را نشان می دهند. همان طور که در این شکل ها مشاهده می شود مقادیر بدست آمده از مدل سازی در انطباق خوبی با داده های اندازه گیری شده می باشند. لذا نتیجه گرفته می شود که مدل سازی سه بعدی در حد مطلوبی توانسته است خصوصیات منابع مولد آنومالی ها را بازسازی نماید.

جدول ۴-۲: نتایج مدل سازی سه بعدی

نام آنومالی	ابعاد (متر)	طول جغرافیایی (مرکز آنومالی)	عرض جغرافیایی (مرکز آنومالی)	عمق (متر)	خود پذیری مغناطیسی (C.G.S)
A	۶۲*۶۱	۷۵۴۴۱۲	۳۹۵۵۹۹۸	۳۳	۰/۱۳۸
B	۶۰*۹	۷۵۴۲۰۰	۳۹۵۵۸۹۰	۱۵	۰/۰۴۱
C	۶۱*۲۶	۷۵۴۱۹۴	۳۹۵۵۸۱۹	۸۷	۰/۱۳۷
D	۲۶*۶۱	۷۵۴۱۰۲	۳۹۵۵۸۸۷	۱۲	۰/۱۳۹
E	۴۴*۵۳	۷۵۴۰۰۸	۳۹۵۵۷۷۶	۲۰	۰/۰۹
F	۱۶۶*۵۳	۷۵۳۹۸۷	۳۹۵۵۸۳۱	۱۰	۰/۱۴۰
G	۶۳*۹	۷۵۳۹۷۰	۳۹۵۵۹۵۰	۱۵	۰/۰۲۱۶
H	۲۲*۶	۷۵۴۳۷۴	۳۹۵۵۹۴۸	۵۰	۰/۰۰۲۲۷



شکل ۴-۱۱: فرم سه بعدی داده های اندازه گیری شده.



شکل ۴-۱۲: فرم سه بعدی از پاسخ مدل سازی سه بعدی

از مقایسه نتایج به دست آمده از مدل سازی دو بعدی (جدول ۴-۱) و نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی (جدول ۴-۲) می توان نتیجه گرفت که برای اکثر آنومالی ها اعماق پیش بینی شده توسط دو روش مدل سازی در تطابق خوبی قرار دارند.

همان طوری که جدول ۴-۲ نشان می دهد ۸ توده سه بعدی کانسنگ مغناطیسی با توجه به شکل های ۴-۱۱ و ۴-۱۲ توده های مجزا از هم می باشند و عمدتاً دارای عمق کمتر از ۳۰ متر به استثنای توده های H و C می باشند. بر اساس نتایج مدل سازی ها (جدول ۴-۱ و ۴-۲) مشخص می شود که توده های A, C, D, F از مقادیر خود پذیری مغناطیسی بالاتری نسبت به دیگر توده های مدل شده برخوردارند که این امر خود می تواند بخاطر حضور درصد بیشتری از کانی مگنتیت در کانسنگ باشد که این نتایج خود در تطابق خوبی با نتایج مطالعات زمین شناسی و بررسی های میکروسکوپی مقاطع تهیه شده از نمونه های منطقه می باشد.

فصل پنجم:

جمع بندی، نتیجه گیری و پیشنهادات

۵-۱- جمع بندی

در این پایان نامه به منظور اکتشاف و مدل سازی کانسار آهن اجت آباد در محدوده ای به وسعت ۳۶ هکتار از برداشت مغناطیس سنجی زمینی در طول ۲۳ پروفیل شرقی غربی و ۳ پروفیل شمالی جنوبی استفاده شده است. علاوه بر آن تعدادی نمونه برای انجام مطالعات کانی شناسی، آنالیز شیمیایی XRF و XRD و همچنین ارزیابی مقدار قابلیت مغناطیسی سنگها جمع آوری شدند.

در مجموع نتایج مطالعات زمین شناسی و میکروسکوپی نشان می دهد که توده های آهن دار غالباً از کانی مگنتیت و هماتیت و درصد کمی از کانی گوتیت تشکیل شده اند. پس از اعمال تصحیحات اولیه بر روی داده های میدان مغناطیسی اندازه گیری شده، نقشه آنومالی باقی مانده شدت میدان کل که اثرات توده های آهن دار منطقه را نشان می دهد، با روش های مختلف گسترش به سمت بالا، گسترش به سمت پایین، مشتق دوم قائم، روند سطحی تهیه و با هم مقایسه و سپس مورد تفسیر کیفی و کمی قرار گرفتند که اهم نتایج به دست آمده به شرح زیر ارائه می شود.

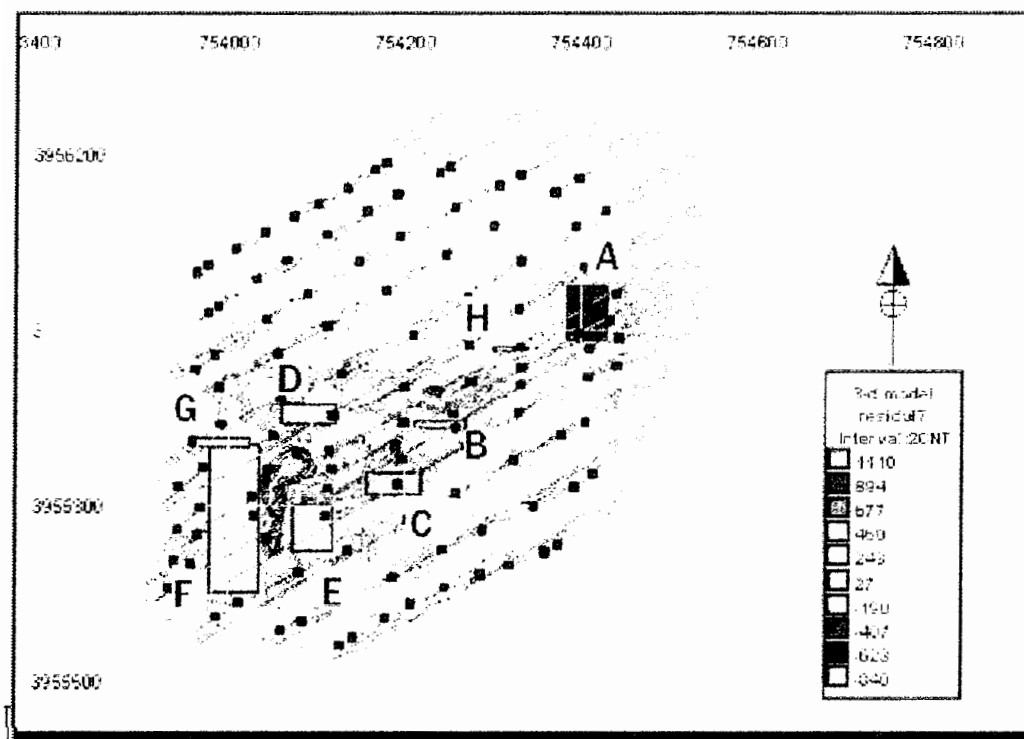
۵-۲- نتیجه گیری و پیشنهادات

بررسی های صورت گرفته نشان می دهد که اغلب روش های مورد استفاده برای جداسازی اثرات باقی مانده و ناحیه ای توده های مغناطیسی نتایج نسبتاً مشابه ای را ارائه می دهند. برای تفسیر کیفی و کمی آنومالی های اکتشاف شده از نقشه آنومالی باقی مانده روند سطحی مرتبه ۷ به دلیل خطای کمتر استفاده شده است. بر اساس این نقشه (شکل ۳-۴) تعداد ۸ آنومالی مغناطیسی مشاهده می شوند که با حروف A تا H مشخص شده اند.

با مقایسه نقشه های گسترش یافته به سمت پایین، نقشه شدت میدان مغناطیسی منطقه و نقشه های تهیه شده سایر روش های جداسازی آنومالی ها نتیجه گرفته می شود که توده های مغناطیسی آهن دار منطقه اجت آباد اکثراً در عمق کمتر از ۱۱۰ تا ۱۶۰ متر واقع شده اند که این اعداد در حد تفسیر کیفی است و برای تفسیر کمی از مدل سازی های عددی دو و سه بعدی جهت تعیین شکل، وضع قرار گیری، خودپذیری مغناطیسی، دانسیته و عمق احتمالی توده های معدنی استفاده شد که مهمترین نتایج حاصل به شرح زیر می باشد.

نتایج مدل سازی های صورت گرفته در مجموع وجود ۸ توده آهن دار که عمدتاً از هماتیت و مگنتیت تشکیل شده اند را نشان می دهند (شکل ۵-۱) که در بازه عمقی ۱۰ تا ۸۵ متری قرار دارند. از میان توده های اکتشاف شده توده های آهن دار A, C, D و F با توجه به مقادیر خود پذیری مغناطیسی بالاتر نسبت به دیگر توده های اکتشاف شده احتمالاً دارای درصد بیشتری از کانی مگنتیت بوده و از گستردگی بیشتر و اعماق کمتر (بجز توده C) در منطقه برخوردارند در حالی که

دیگر توده ها با توجه به خود پذیری کمتر احتمالاً دارای درصد بیشتری از آهن به صورت هماتیت می باشند.



با توجه به اینکه در پایان نامه حاضر فقط از روش مغناطیسی برای اکتشاف توده های آهن دار منطقه استفاده شده است و با توجه به اختلاف قابل ملاحظه در دانسیته بین سنگ میزبان و کانسنگ پیشنهاد می شود برای تعیین هر چه دقیق تر محل های حفاری، برداشت گرانی سنجی نیز استفاده شود و نتایج برداشت ها همراه با داده های مغناطیسی به صورت یکجا مورد تفسیر و مدل سازی قرار گیرند تا مشخصات کمی توده های آهن دار با دقت بیشتری بدست آیند. البته با توجه به نتایج

مدل سازی های صورت گرفته، شکل و عمق توده های آهن دار و همچنین توپوگرافی منطقه در مواردی که کانسار از عمق کم برخوردار است می تواند بصورت روباز استخراج شود.

فهرست منابع

منابع فارسی

آگاه، آ.، ۱۳۸۳. مدل سازی و تفسیر داده های گرانی و مغناطیس ناحیه طبس. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود (دانشکده معدن و ژئوفیزیک)، شاهرود، ۱۸۸.

توکلی، ش.، ۱۳۷۵. ژئوفیزیک انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۲۰.

دولتی ارده جانی، ف.، ۱۳۷۲. برداشت اطلاعات خام و تعبیر و تفسیر گرانی سنجی منطقه اکتشافی مرودشت. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه امیر کبیر (دانشکده معدن)، تهران، ۲۲۱.

دولتی ارده جانی، ف.، ۱۳۷۵. تفکیک آنومالی های گرانی منطقه بابلسر به روش روند سطحی اورتونرمال. نهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران.

سازمان زمین شناسی، ۱۳۸۴. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام.

قربانی، م.، ۱۳۸۱. دیباچه ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی. وزارت صنایع و معادن. پایگاه ملی داده های علوم زمینی کشور. گزارش ۲.

قوامی ریابی، ر.، ۱۳۷۲. تعبیر و تفسیر سه بعدی آنومالی های گرانی سنجی با استفاده از تغییرات دانسیته. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه امیر کبیر (دانشکده معدن)، تهران، ۲۷۲.

کلاگری، ع. ا.، ۱۳۷۱. اصول اکتشافات ژئوفیزیکی. کلاگری، ع. ا.، ۵۸۵.

مراد زاده، علی.، دولتی ارده جانی، ف.، آگاه، آزاده. و طباطبایی رئیسی، ه.، ۱۳۸۴. اکتشاف تله های هیدروکربوری طبس با روش جدید وارون سازی سه بعدی داده های گرانی. مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۱، شماره ۲، ۱۳۸۴، صفحه ۳۴-۲۳.

مراد زاده، علی. و دولتی ارده جانی، ف.، ۱۳۸۵، اکتشاف و مدل سازی داده های مغناطیسی کانسار آهن اجت آباد سمنان. گزارش نهایی طرح پژوهشی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۸۱ ص.

مراد زاده، علی. و عرب امیری. ع. ر.، ۱۳۸۳. مدل سازی معکوس پارامتری داده های پلاریزاسیون
القایی و مقاومت ویژه اندیس معدنی پاینده. هشتمین همایش زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی
شاهرود.

موسسه جغرافیایی، ۱۳۸۰، اطلس راه های ایران،، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی و گیتاشناسی.

منابع انگلیسی

Belich, A.I. and Bragin, yu. D., ۱۹۹۳. Ore deposits of Iran. vnizrubezhgeologiyu (in Russian).

Dobrin, M. B. and Savit, C. H., ۱۹۸۸. Interoduction gheophysical prospecting. McGrav-Hill, ۸۶۷.

Encom Technology Pty Ltd, ۲۰۰۳. Reference Manual of Modelvision Pro Microsoft.

Fedi, M., Rapollam, A. and Russo, G., ۱۹۹۹. Upward continuation of scattered potential fild data. Geophysics, ۶۴, ۴۴۳-۴۵۱.

Gerkens, J.c., ۱۹۸۹. Foundation of exploration geophysics. Oxford.

Hinze, W.j., ۱۹۹۰. The role of gravity and magnetic methods in engineering and enviromental studies. In: Ward(Ed), Geotechnical and environmental geophysics. The Society of Exploration Geophysists, ۷۵-۱۲۶.

Html //www. esri .com

Inman, j. R., ۱۹۷۵. Resistivity inversion whit ridge regression. Geophysics, ۳۸, ۱۰۸۸-۱۱۰۸.

Li, Y. and Oldenburg, D.W., ۱۹۹۶. ۳-D inversion magnetic data. Geophysics, ۶۱.۳۹۴-۴۰۸.

Loke, M. H. and Barker, R. D., ۱۹۹۶. Rapid least-square inversion of apparent resistivity ps eudosections by a quasi-Newton method. Geophysiccal Prospecting, ۴۴, ۱۳۱-۱۵۲.

Milson, J., 2002, Field geophysics, 3rd Edition, Cambridge university press.

Paterson, N. R. and Reeves, C. V., 1985. Applications of gravity and magnetic surveys: The state-of-the-art in 1985. Geophysics, 50, 2558-2594.

Pilkington, M., 1997. 3-D magnetic imaging using conjugate gradients. Geophysics, 62, 1132-1142

Reynolds, J. M., 1997. An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons, 796.

Sahay, B., Rai, A. and Ghosh, M., 1988. Wellsite geological techniques for petroleum exploration. Balkema/Rotterdam.

Sarma, D.D. and Selvaraj, J.B., 1990. Two – dimensional orthonormal trend surfaces for prospecting. Computers and Geosciences, 16, 897-909.

Sprenke, K. F., 1998. Gravity modeling with LOTUS 1-2-3. Computer & Geosciences, 17, 719-725.

Tchernychev, M. 1998. MAG PICK - magnetic pick & profile processing. User guide.

Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E., 1990. Applied Geophysics. Cambridge university press, 770.

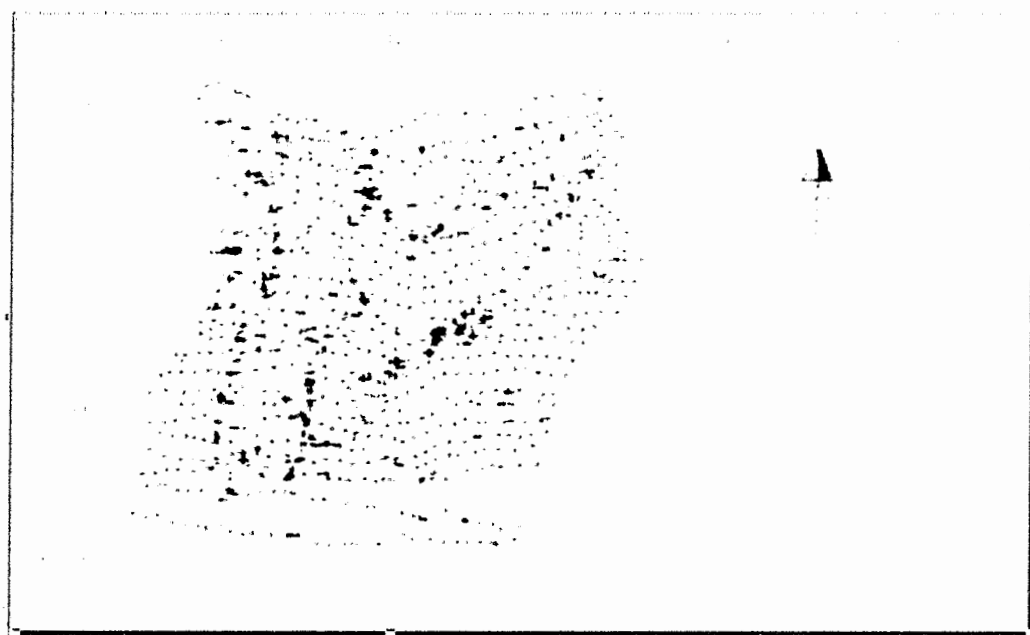
ضمیمہ الف

الف-۱- نقشه های مربوط به فصل اول

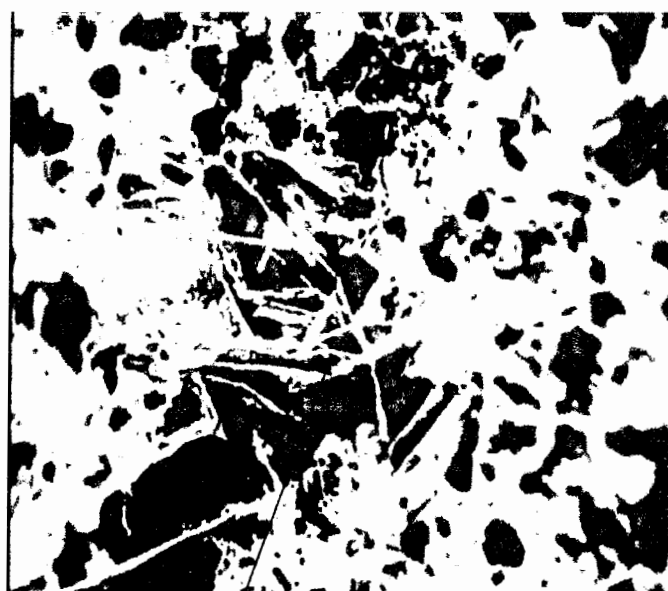


شکل الف-۱- طریقه برداشت داده های مغناطیسی بوسیله مگنوتومتر پروتون

الف-۲- نقشه های مربوط به فصل دوم



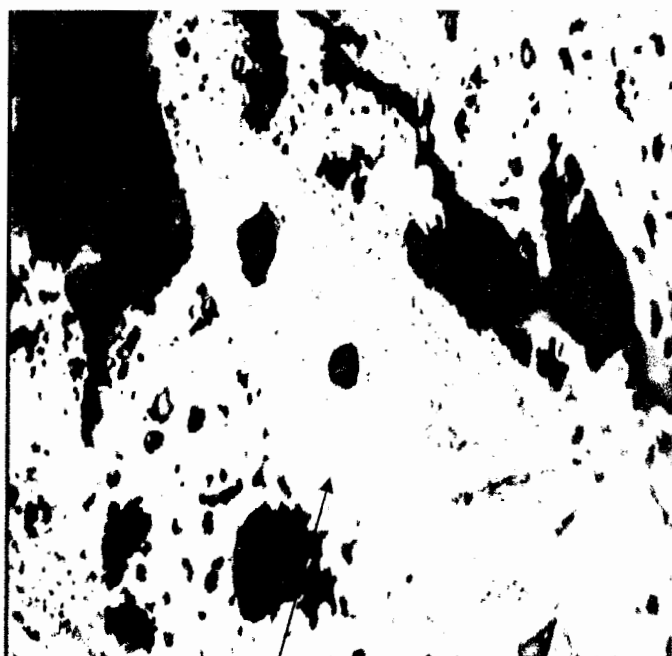
شکل الف-۲ موقعیت ایستگاه های برداشت مغناطیس زمینی در منطقه اجت آباد



شکل الف-۳: هماتیت به صورت تیغه ای (مربوط به نمونه ۶) با بزرگنمایی $\times 20$



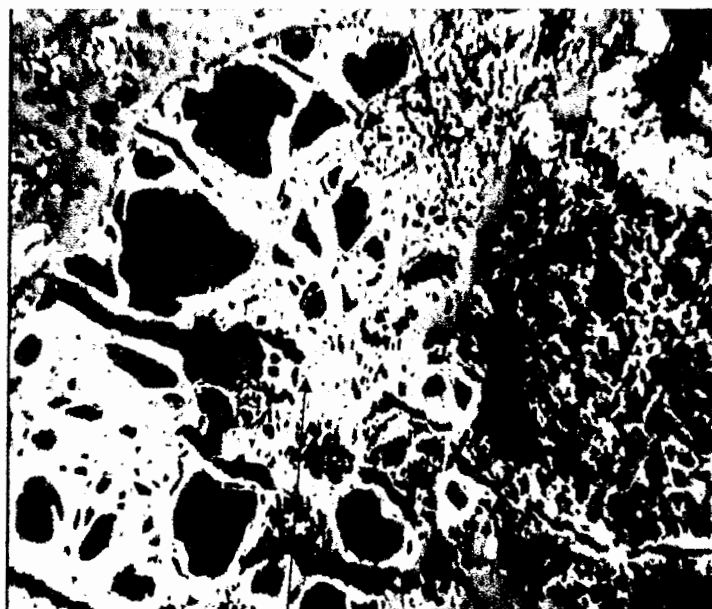
شکل الف-۴: بلور های هماتیت (مربوط به نمونه ۲۹) با بزرگنمایی $\times 20$



شکل الف-۵: گوتیت به صورت بافت متحد المركز (مربوط به نمونه ۳۱) با بزرگنمایی $\times 20$

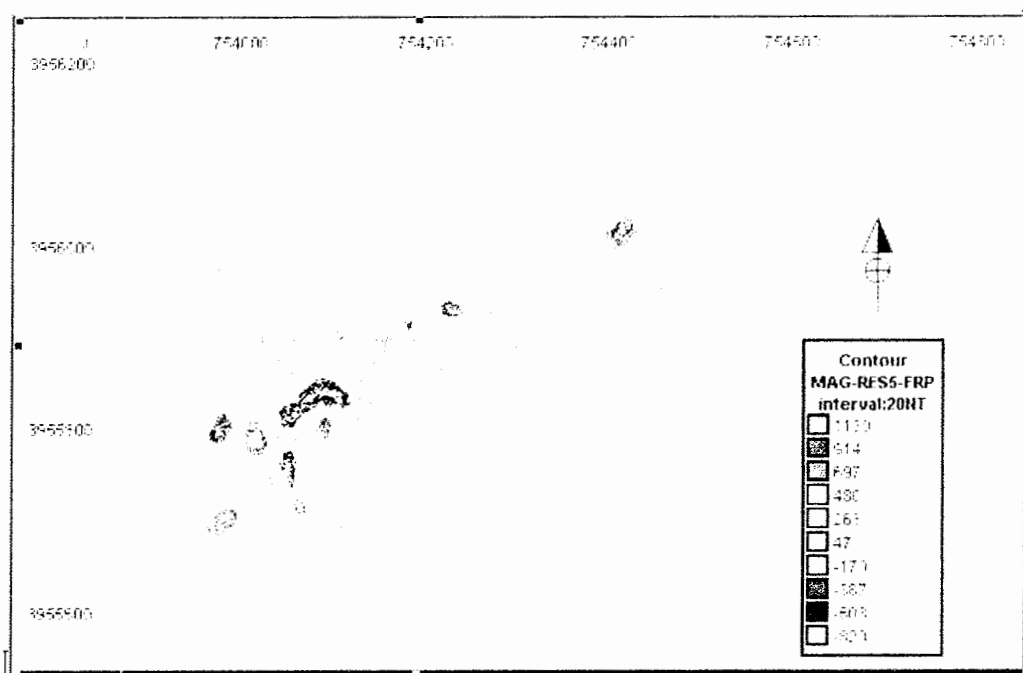


شکل الف-۶: مگنتیت و پدیده مارتییتی شدن (مربوط به نمونه ۲) با بزرگنمایی $\times 20$

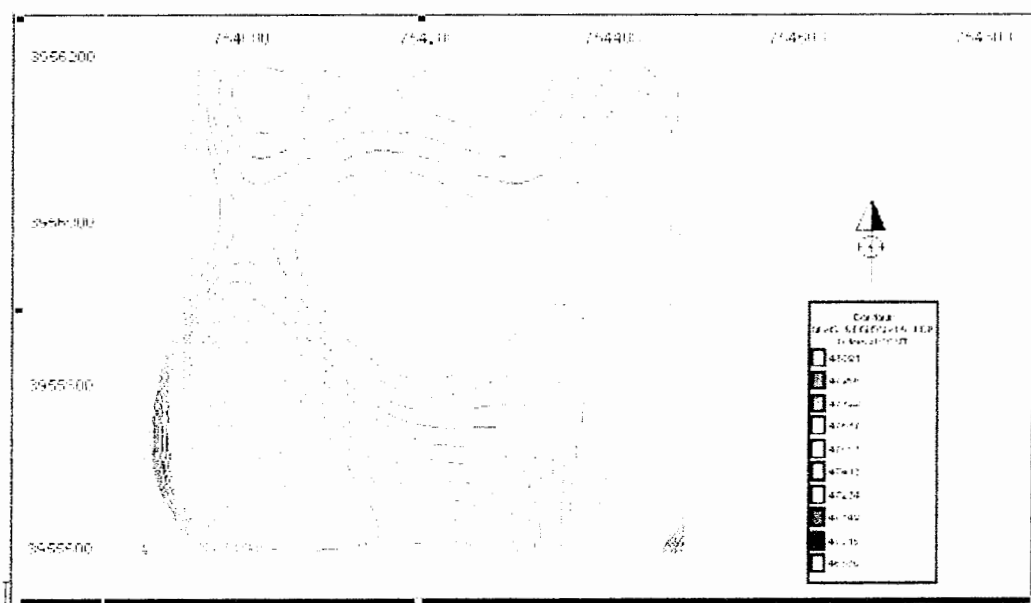


شکل الف-۷: پلور هماتیت (مربوط به نمونه ۸) با بزرگنمایی $\times 20$

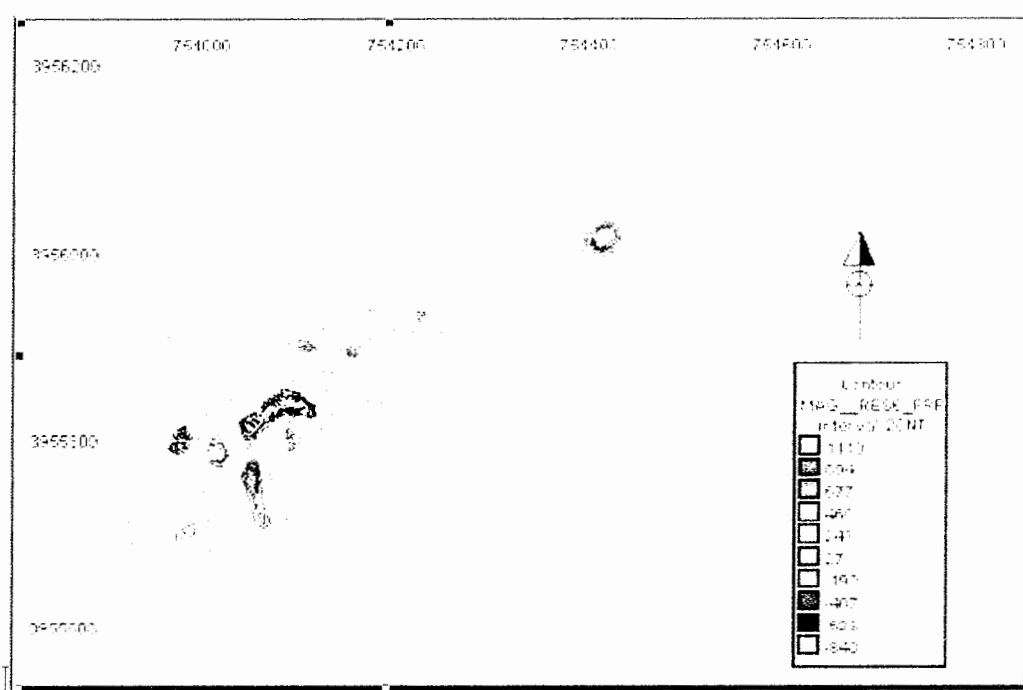
الف-۳- نقشه های مربوط به فصل سوم



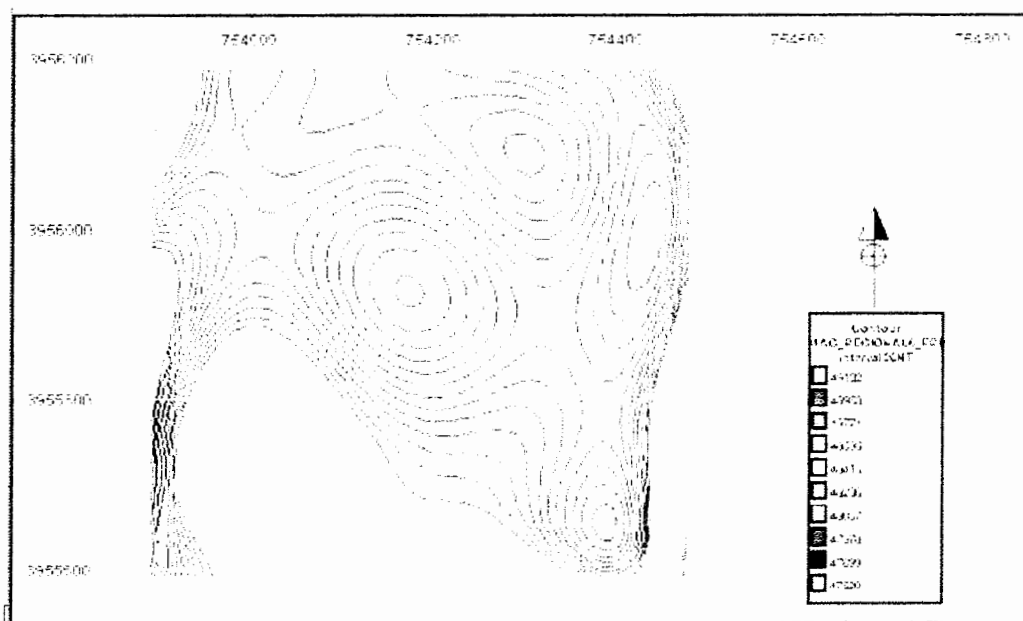
شکل الف-۸: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۵ مغناطیس (با فاصله خطوط ۲۰ ناتو تسلا)



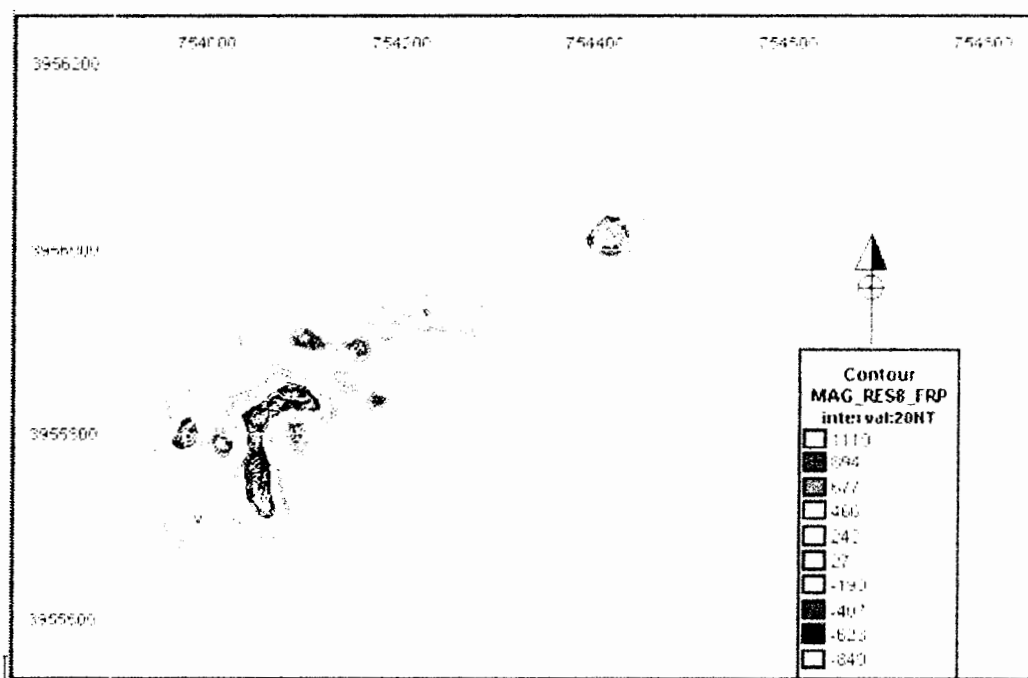
شکل الف-۹: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۵ مغناطیس



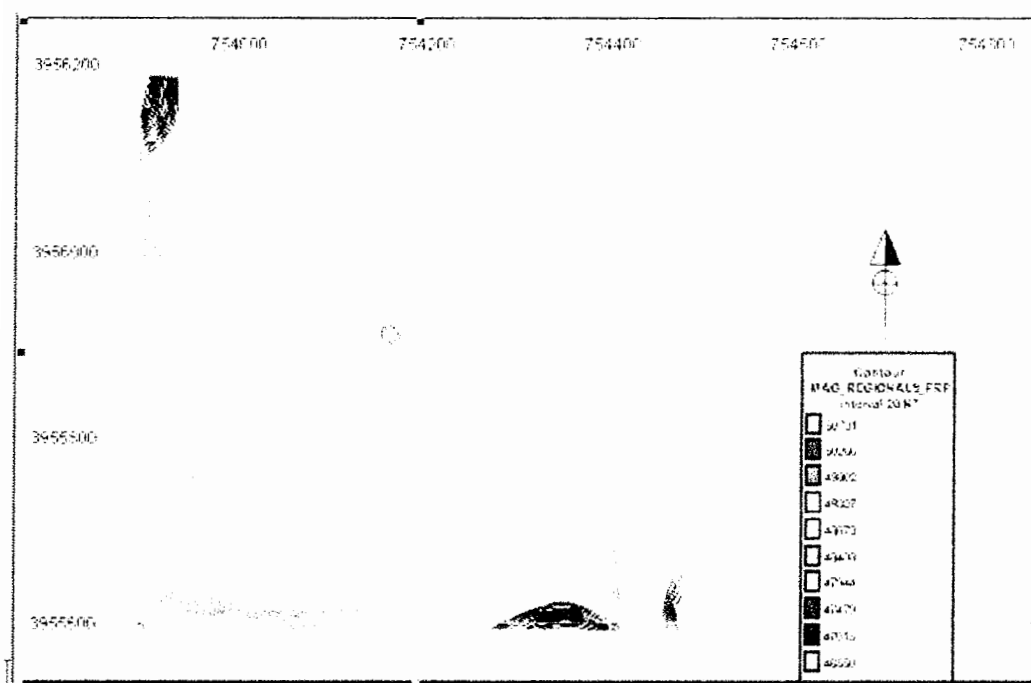
شکل الف-۱۰: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۶ مغناطیس (با فاصله خطوط ۲۰ نانو تسلا)



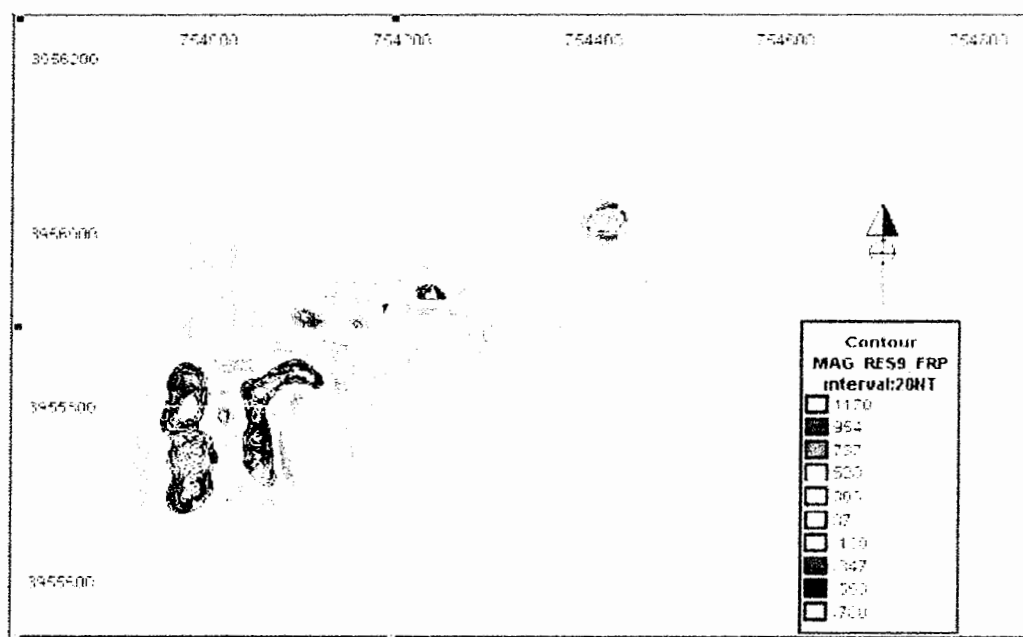
شکل الف-۱۱: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۶ مغناطیس



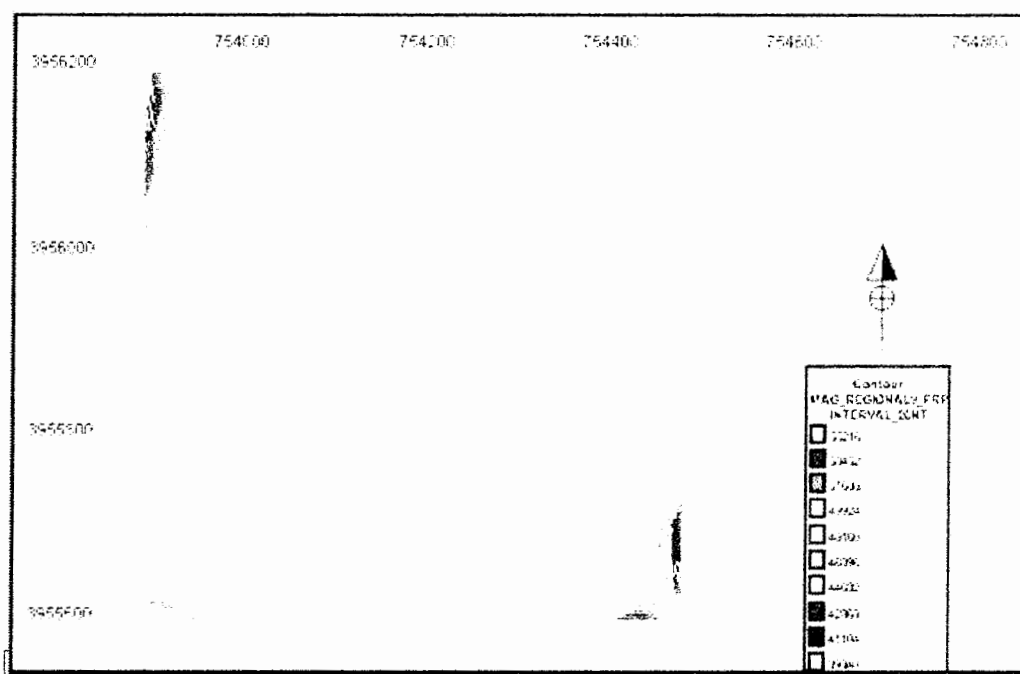
شکل الف-۱۲: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۸ مغناطیس (با فاصله خطوط ۲۰ نانو تسلا)



شکل الف-۱۳: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۸ مغناطیس



شکل الف-۱۴: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۹ مغناطیس (با فاصله خطوط ۲۰ نانو تسلا)



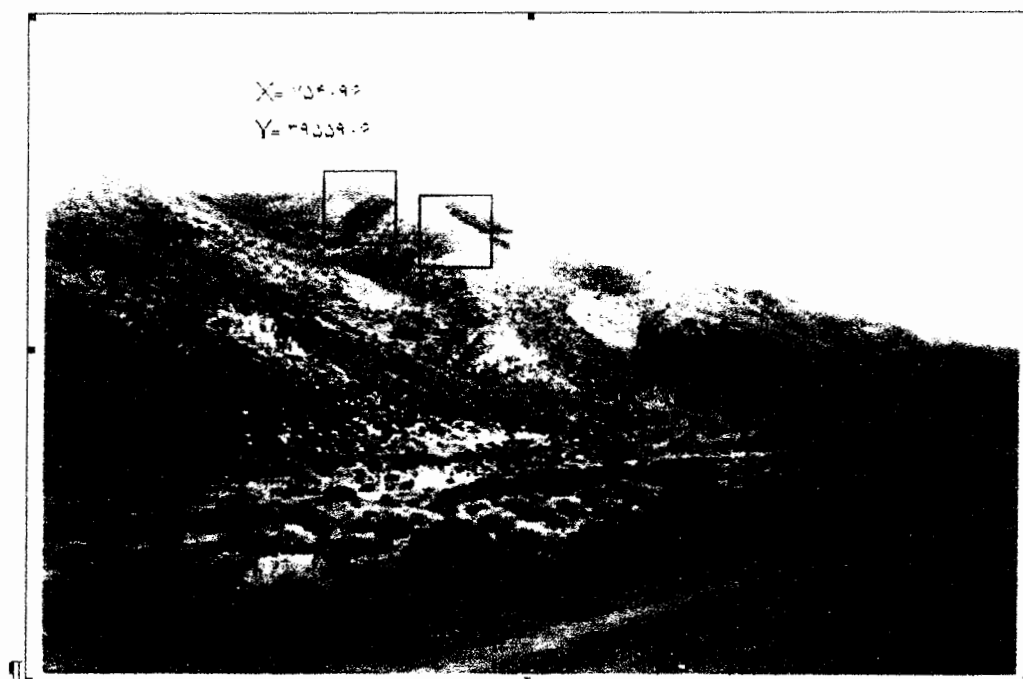
شکل الف-۱۵: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۹ مغناطیس



شکل الف-۱۶: اثر معدن کاری قدیمی روی رگه معدنی (منطبق بر آنومالی F)



شکل الف-۱۷: اثر معدن کاری قدیمی روی رگه معدنی (منطبق بر آنومالی F)



شکل الف-۱۸: اثر تونل و حفاری های قدیمی (منطبق بر آنومالی D)

Abstract

The magnetic prospecting is an important geophysical method which is used to explore subsurface oil traps, minerals and any hidden geological feature such as intrusives and faults. In mining exploration, this method is often used to detect magnetic anomalies due to the variations in magnetic concentration by measuring in magnetic intensity of minerals, in particular, during the early stage of mineral exploration. Using magnetic maps, appropriate locations of exploration wells can be determined. The main objective of this research was to explore Ojatabad iron deposit which is located in 15 km of east-north of Semnan. The field measurements were performed at 1200 stations with a spacing of 10 meter along 22 profiles. The profiles were spaced 20 meters apart. After a few corrections made on observed data, the total intensity map of the prospecting area was prepared. As the measured magnetic data is due to the regional effects and local subsurface anomalies, it is essential that some methods to be used to reduce the effects of the regional anomaly result from topographic or lithologic changes associated with basement. For anomaly separation purpose, different filtering methods consisting of upward continuation, downward continuation, trend surface and second vertical derivative were used to eliminate the effects of regional anomalies and to enhance the local anomalies, which are interested in mineral exploration. Furthermore, reduction to the pole was used to remove the effects of non-vertical magnetization. To perform the required calculations and to produce the residual anomalies maps, a commercial computer-based software called Modelvision Pro was used. The residual anomaly maps show eight major anomalies in the study area. Using Modelvision Pro software, two and three dimensional modeling was carried out to obtain some information about the geometrical and physical properties of the magnetic anomalies in detail. The results obtained from the modeling process showed that these magnetic anomalies are located in shallow depths ranged from 10 m to 150 m approximately. It was further found that the anomalies A, C, D and F with higher magnetic susceptibility values more likely contain higher percent of magnetite (Fe_3O_4). Other detected anomalies have more hematite (Fe_2O_3).