

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
گروه نفت و ژئوفیزیک گرایش ژئومغناطیس
پایان نامه کارشناسی ارشد

پردازش و مدل سازی معکوس سه بعدی داده های مغناطیس هوابرد با استفاده از
الگوریتم غیرخطی لی-اولدنبورگ

نگارنده: فاطمه گرامی صادقیان

اساتید راهنما:
دکتر علی نجاتی کلاته
دکتر علیرضا عرب امیری

استاد مشاور:
مهندس آرش سبطی

تقدیرم به هم سرم

به پاس عاطفه که همیشه شالوده بخش وجودش که در این سردترین روزگار ان به ترین پشتیبان است

به پاس قلاب بزرگش که فریادس است و سرگردانی و ترس در پناهش به شجاعتی گراید

و به پاس محبتی پیش که هرگز فروکش نزن کند.

تقدیرم پدر و مادرم با بوسه بردنشان

خدای را بر شاکرم که از روی کرم پدر و مادری فداکار نصیبیم ساخته تا در سایه درخت بار وجودشان بیایم و

از ریشه اشخ و برگ کی مرم و در راه کرب علام و دا نشانش نمایم...

والدینی که بود نشان تاج اخناری است بر سرم و نامشان دایی بر بود نم، چرا که این دو وجود پس از پروردگار

مایه هستی نام در قدم را گرفتند و راه رفتن را در این وادی زندگی پر از فراز و نشیب به من آموختند.

تشمیر و قدردانی

نخستین سپاس و ستايش را خداوندی است که بنده کوچک را در دریای بیکران اندیشه، قطره‌ای ساخت تا
وسعت آن را از دریچه انبساطی نام آموزگارانی بزرگ به تماشا بیند لذا اکنون که در سیله بنده و از گنجایش پایان نامه
حاضر به انجام رسانیده‌ام، بر خود لازم می‌دانم تا مراتب سپاس را بزرگوارانی به جا آورم که اگر دست یاریگرشان
نزد، هرگز این پللی به انجام نمی‌رسید.

تشمیر و سپاس از اساتید گرامی اقدام به سلیب آقای دکتر علی زجاجی کلاته و جناب آقای دکتر علی رضا عرب‌میری
که زحمت راهنمایی این پایان نامه را بر عهده شدند و هر دو آن‌ها صبر و درشت‌دلی ایشان فرا راه تلاشم بوده است.
با اذعان بیکران از مساعدت‌های بی‌شائبه آقای مهندس سبطی که زحمت مشاوره این پللی را متحمل
شدند و بار راهنمایی و یاری‌های بی‌شائبه ایشان بر یاری از نیکی‌ها برایم آسان تر گشت.
امیدوارم بتوانم هرگز نزدیک جوایب و جودت آموزگارانم باشم.

تعهد نامه

اینجانب فاطمه گرامی صادقان دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک گرایش ژئومغناطیس دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان: پردازش و مدل سازی معکوس سه بعدی داده های مغناطیس هوابرد با استفاده از الگوریتم غیرخطی لی-اولدنبگ (مطالعه موردی: بخشی از منطقه معلمان) تحت راهنمایی آقای دکتر علی نجاتی کلاته و آقای دکتر علیرضا عرب امیری و به مشاوره آقای مهندس آرش سبطی متعهد می شوم:

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

مزایای غیر قابل اغماض برداشت‌های ژئوفیزیک هوابرد (شامل مجموعه روش‌های مغناطیس هوابرد، الکترومغناطیس هوابرد و رادیومتری هوابرد)، این روش‌ها را امروزه به یک روش کارآمد و سریع تبدیل کرده است. در این روش‌ها نواحی با وسعت بالا با سرعت قابل قبولی برداشت می‌شوند. به‌منظور شناسایی هرچه دقیق‌تر ساختارهای زیرسطحی نظیر شکل، عمق، گستردگی و سایر ویژگی‌های منبع، از مدل‌سازی‌های دو و سه‌بعدی استفاده می‌شود. بدیهی است پردازش داده‌ها پیش از تفسیر و مدل‌سازی آن‌ها امری ضروری است.

به دلیل حجم بالای داده‌های تولیدشده در برداشت‌های مغناطیس هوابرد و ارتباط آن‌ها با مناطق پتانسیل‌دار، تفسیر و پردازش این داده‌ها از اهمیت بالایی برخوردار است. هدف از انجام این پایان‌نامه، پردازش، مدل‌سازی معکوس و تفسیر این داده‌ها و بررسی ارتباط بی‌هنجاری‌های موجود بر روی نقشه‌های میدان مغناطیسی با توده‌های معدنی می‌باشد.

داده‌های هوابرد مغناطیس مورد استفاده در این مطالعه مربوط به منطقه‌ای در غرب معلمان در استان سمنان می‌باشد. پردازش این داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار Oasis montaj، در پنج مرحله به شرح زیر صورت گرفت: ۱- تصحیح روزانه، ۲- حذف اثر جابجایی محل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، ۳- حذف اثر تغییرات میدان مغناطیسی وابسته به جهت برداشت داده‌های مغناطیسی، ۴- تصحیح IGRF و ۵- همترازسازی. پس از پردازش، به وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌ها با استفاده از الگوریتم لی-اولدنبورگ پرداخته‌شد. به‌منظور استفاده بهینه از این الگوریتم، ابتدا کاربرد آن بر روی داده‌های مصنوعی به همراه نوفه بررسی شد سپس داده‌های واقعی مغناطیس هوابرد مورد مدل‌سازی قرار گرفت. جهت اعتبارسنجی مدل‌سازی و همچنین تفسیر نقشه‌های شدت میدان مغناطیسی، فیلترهای برگردان به قطب، ادامه‌فراسو، مشتق قائم و سیگنال تحلیلی بر روی داده‌ها اعمال شد که نقشه‌های حاصل از این فیلترها انطباق مناسبی با مدل نهایی به‌دست آمده دارد. با توجه به نتایج مدل‌سازی و فیلترها، سه توده در منطقه شناسایی گردید که توده اصلی با گسترش عمقی زیاد، در شمال غرب

محدوده قرار دارد. دو توده دیگر نیز در مرکز و شمال شرق محدوده قرار گرفته‌اند که نسبت به توده دیگر گسترش عمقی کمتری دارند.

کلمات کلیدی: مغناطیس‌سنجی، پردازش داده‌های هوابرد، وارون‌سازی سه‌بعدی، لی- اولدنبرگ،

معلمان.

مقالات مستخرج از پایان نامه:

همترازسازی داده‌های مغناطیس هوابرد شمال معلمان بدون استفاده از خطوط کنترلی، نشریه

پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، ۱۳۹۴، دانشگاه شاهرود.

فهرست

فصل اول: مقدمه و کلیات

- ۱-۱ مقدمه ۲
- ۲-۱ جایگاه ژئوفیزیک در اکتشاف مواد معدنی ۳
- ۳-۱ جایگاه مغناطیس‌سنجی در اکتشاف منابع زیرزمینی ۴
- ۴-۱ سابقه مطالعات انجام شده ۵
- ۵-۱ ضرورت تحقیق ۸
- ۶-۱ هدف از تحقیق ۸
- ۷-۱ روش انجام تحقیق ۸
- ۸-۱ ساختار پایان‌نامه ۹

فصل دوم: مبانی پردازش و وارون‌سازی داده‌های ژئوفیزیک

- ۱-۲ پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد ۱۲
- ۱-۱-۲ مرحله پیش‌پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد ۱۳
- ۲-۱-۲ مرحله پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد ۱۶
- ۲-۲ مقدمه‌ای بر مدل‌سازی ۲۳
- ۱-۲-۲ مسائل پیشرو ۲۳
- ۲-۲-۲ مسائل وارون ۲۴
- ۳-۲ مفاهیم تئوری وارون ۲۵
- ۱-۳-۲ شکل خطی تلویحی ۲۸
- ۲-۳-۲ شکل صریح ۲۷
- ۳-۳-۲ شکل خطی صریح ۲۸
- ۴-۲ دسته‌بندی مسائل وارون ۲۹
- ۵-۲ فرمول‌بندی مسائل پیشرو و وارون برای میدان مغناطیسی ۳۲
- ۶-۲ مشکلات مسائل وارون ۳۴
- ۱-۶-۲ وجود پاسخ ۳۴

۳۵	۲-۶-۲ یکتایی پاسخ
۳۵	۳-۶-۳ پایداری پاسخ
۳۶	۷-۲ مسائل خوش حالت و بدحالت
۳۷	۸-۲ انتخاب پاسخ مناسب برای مسائل بدحالت
۴۰	۹-۲ نظریه روش وارون سازی لی- اولدنبرگ

فصل سوم: وارون سازی داده های مصنوعی

۴۶	۱-۳ مقدمه
۴۶	۲-۳ مدل مصنوعی مرکب
۵۳	۳-۳ نتیجه گیری

فصل چهارم: وارون سازی داده های واقعی

۵۶	۱-۴ مقدمه
۵۶	۲-۴ معرفی منطقه مورد مطالعه
۶۰	۳-۴ پردازش داده های مغناطیس هوابرد منطقه معلمان
۶۰	۱-۳-۴ مرحله پیش پردازش داده های مغناطیس هوابرد منطقه معلمان
۶۲	۲-۳-۴ مرحله پردازش داده های مغناطیس هوابرد منطقه معلمان
۷۱	۴-۴ آماده سازی و بررسی داده های واقعی
۷۱	۱-۴-۴ نقشه میدان مغناطیسی کل محدوده مورد مطالعه
۷۱	۲-۴-۴ نقشه برگردان به قطب
۷۳	۳-۴-۴ نقشه شدت میدان مغناطیسی باقی مانده
۷۴	۴-۴-۴ فیلتر ادامه فراسو
۷۷	۵-۴-۴ فیلتر مشتق قائم
۷۹	۶-۴-۴ نقشه سیگنال تحلیلی شدت کل میدان مغناطیسی
۸۱	۵-۴-۴ وارون سازی داده های واقعی

فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادات

۹۰	۱-۵ نتیجه گیری
----	----------------

۲-۵ پیشنهادات ۹۰

فهرست اشکال

- شکل (۱-۲) نمونه‌ای از شناسایی نوفه، توسط مشتق چهارم در یک خط برداشت ۱۴
- شکل (۲-۲) نمایش برداشت هوابرد به صورت ثابت ۱۶
- شکل (۳-۲) نمایش برداشت هوابرد به صورت معلق ۱۷
- شکل (۴-۲) تغییرات میدان مغناطیسی کل در یک نقطه ثابت در طی چند هفته ۱۷
- شکل (۵-۲) نمونه‌ای شماتیک از نحوه اجرای آزمایش Lag ۱۸
- شکل (۶-۲) منحنی مربوط به پرواز آزمایش ۱۹
- شکل (۷-۲) نحوه انجام آزمایش با استفاده از داده‌های پرواز ۲۰
- شکل (۸-۲) نمونه‌ای شماتیک از نحوه اجرای آزمایش Heading ۲۱
- شکل (۹-۲) خطای اندازه‌گیری معین، δ ، و موقعیت آن بر روی منحنی نورم مدل، $\|m\|_2$ ، برحسب خطای اندازه گیری باقی‌مانده، $\|Gm - d\|_2$ ۳۹
- شکل (۱۰-۲) یک نورم مدل معین، ε ، و موقعیت آن بر روی منحنی نورم مدل، $\|m\|_2$ ، برحسب خطای اندازه گیری باقی‌مانده، $\|Gm - d\|_2$ ۳۹
- شکل (۱۱-۲) تقسیم‌بندی زمین به وسیله شبکه‌بندی سه‌بعدی متعامد ۴۱
- شکل (۱-۳) نمای سه‌بعدی مدل مصنوعی مرکب متشکل از دو مکعب با تباین خودپذیری ۰/۰۰۲ ۴۷
- شکل (۲-۳) شبکه حاصل از داده‌های مغناطیس خام مدل مصنوعی مرکب ۴۷
- شکل (۳-۳) شبکه حاصل از داده‌های مغناطیس مدل مصنوعی مرکب با ۳ درصد نوفه ۴۸
- شکل (۴-۳) نمایش شبکه حاصل از داده‌های مغناطیس مدل مصنوعی مرکب با ۳ درصد نوفه بر روی مدل مصنوعی اولیه ۴۸
- شکل (۵-۳) وارون‌سازی در حالت پیش‌فرض ۴۹
- شکل (۶-۳) نمایشی از سطح بالای مدل حاصل از وارون‌سازی در حالت پیش‌فرض ۵۱
- شکل (۷-۳) نمایشی از سطح بالای مدل حاصل از وارون‌سازی پس از اعمال قید هموارسازی ۵۲
- شکل (۱-۴) نمایشی از خطوط پرواز اصلی و کنترلی برداشت‌شده در منطقه معلمان - طرود ۵۷
- شکل (۲-۴) موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه ایران و نمایش خطوط اصلی پرواز برداشت شده در آن محدوده ۵۸

- شکل (۳-۴) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه ۵۹
- شکل (۴-۴) چهارگوش محدوده مورد مطالعه و موقعیت روستای رشم و منطقه معلمان ۶۰
- شکل (۵-۴) پروفیل رسم شده از داده‌های مغناطیسی خام (قرمز) و مشتق مرتبه چهارم (سبز) ۶۱
- شکل (۶-۴) پروفیل‌های رسم شده در بررسی تغییرات کوتاه‌مدت و بلندمدت میدان مغناطیسی ۶۲
- شکل (۷-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیح روزانه ۶۳
- شکل (۸-۴) نقشه مسیر پرواز در آزمایش Lag ۶۴
- شکل (۹-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیح Lag ۶۵
- شکل (۱۰-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیح Heading ۶۶
- شکل (۱۱-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیح IGRF ۶۷
- شکل (۱۲-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیح همترازسازی ۷۰
- شکل (۱۳-۴) موقعیت گسل طرود و چشمه پشمک بر روی تصویر Google Earth منطقه ۷۰
- شکل (۱۴-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب ۷۲
- شکل (۱۵-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی باقی‌مانده حاصل از حذف اثرات بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای به روش روند
سطحی با مرتبه یک در محدوده مورد مطالعه ۷۴
- شکل (۱۶-۴) نقشه حاصل از فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۲۰۰ متری در محدوده مورد مطالعه ۷۵
- شکل (۱۷-۴) نقشه حاصل از فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۸۰۰ متری در محدوده مورد مطالعه ۷۶
- شکل (۱۸-۴) نقشه حاصل از فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۱۰۰۰ متری در محدوده مورد مطالعه ۷۷
- شکل (۱۹-۴) نقشه حاصل از فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۱۵۰۰ متری در محدوده مورد مطالعه ۷۷
- شکل (۲۰-۴) نقشه مشتق قائم مرتبه اول در محدوده مورد مطالعه ۷۹
- شکل (۲۱-۴) نقشه مشتق قائم مرتبه دوم در محدوده مورد مطالعه ۷۹
- شکل (۲۲-۴) نقشه سیگنال تحلیلی میدان مغناطیسی در محدوده مورد مطالعه ۸۰
- شکل (۲۳-۴) نمایش دوبعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به‌دست‌آمده از جهت دید از بالا ۸۱
- شکل (۲۴-۴) نمایش سه‌بعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به‌دست‌آمده ۸۳
- شکل (۲۵-۴) نمایش سه‌بعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به‌دست‌آمده از جهت دید از بالا ۸۴

شکل (۲۶-۴) نمایش دوبعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به دست آمده از جهت دید از بالا در ارتفاعهای

مختلف ۸۵.....

شکل (۲۷-۴) مقطع عرضی مدل سازی نهایی (برش خورده از جهت جنوب) ۸۷.....

شکل (۲۸-۴) مقطع عرضی مدل سازی نهایی (برش خورده از جهت شمال) ۸۷.....

فصل اول

مقدمه و کلیات

۱-۱ مقدمه

علم ژئوفیزیک به مطالعه زمین با استفاده از روش‌های فیزیکی می‌پردازد. مطالعات مغناطیس زمین، قدیمی‌ترین شاخه ژئوفیزیک است؛ که به کشف ویلیام گیلبرت^۱ (۱۶۰۳-۱۵۴۰) برمی‌گردد. وی اولین بررسی‌های علمی را در مورد مغناطیس زمین انجام داد و ثابت کرد زمین خود، دارای میدان مغناطیسی است و همانند یک آهنربای عظیم عمل می‌کند. ویژگی‌های میدان مغناطیسی زمین از زمان گیلبرت مورد مطالعه قرار گرفته بود اما در سال ۱۸۴۳ فون‌ورده^۲ اولین قدم را در کاربرد این علم برای اکتشاف مواد معدنی برداشت و از تئودولیت مغناطیسی برای اندازه‌گیری تغییرات میدان مغناطیسی زمین به‌منظور اکتشاف توده‌های آهن استفاده نمود (Dobrin and Savit, 1988).

در سال‌های اخیر پیشرفت‌های قابل توجهی در زمینه ساخت دستگاه‌های دقیق‌تر و پیچیده‌تر ژئوفیزیکی، پدید آمده است. همچنین با ظهور رایانه‌های بسیار سریع تحول عظیمی در پردازش و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی، که هم برای تعیین محل کانسارهای پنهان و هم برای تعیین ساختارهای مربوط به نهشته‌های نفت و گاز به‌کار می‌روند، ایجاد شده است. از آنجا که اکثر ذخایر معدنی مدفون در زیر سطح زمین، به‌وسیله یک روباره پوشیده شده‌اند؛ کشف این ذخایر به خواصی که آن‌ها را از محیط اطراف متمایز می‌نماید، بستگی دارد. در صورتی که تفاوت خواص فیزیکی بین ماده معدنی و سنگ درون‌گیر آن وجود داشته باشد، می‌توان از ژئوفیزیک سطحی برای کشف ماده معدنی مربوطه استفاده کرد.

به‌منظور تعیین ساختارهای مربوط به نفت و گاز، نظیر گسل‌ها، تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها، روش‌هایی مبتنی بر تغییرات خواص کشسانی سنگ‌ها توسعه یافته است. تغییرات در رسانندگی الکتریکی و جریان‌های طبیعی زمین، نرخ واپاشی اختلاف‌پتانسیل مصنوعی وارد بر زمین، تغییرات محلی گرانی، مغناطیس و رادیواکتیویته همگی اطلاعاتی را درباره طبیعت ساختارهای زیرزمینی فراهم می‌کنند و

^۱ William Gilbert

^۲ Von Wrede

بدین‌سان ژئوفیزیکدانان را در تعیین محل‌های مناسب برای جستجوی ذخایر معدنی یاری می‌کنند (Telford et al., 1990).

روش‌های ژئوفیزیکی که عمدتاً برای اکتشاف به‌کارگرفته می‌شوند، عبارت‌اند از: روش‌های لرزه، گرانی، مغناطیس، الکتریک و الکترومغناطیس. روش‌هایی که کمتر رایج هستند شامل اندازه‌گیری رادیواکتیویته و حرارت نزدیک سطح زمین می‌باشند. تعدادی از این روش‌ها به‌منظور اکتشاف نفت و گاز و بقیه در اکتشاف مواد معدنی استفاده می‌شوند. لرزه، مغناطیس و گرانی روش‌های اصلی برای اکتشاف هیدروکربن هستند. روش‌های لرزه و الکتریک نیز دو ابزار عمده در اکتشاف مواد معدنی هستند (Dobrin and Savit, 1988).

۱-۲ جایگاه ژئوفیزیک در اکتشاف مواد معدنی

تقاضای فزاینده بهره‌برداری از فلزات و کانی‌ها باعث افزایش فعالیت‌های اکتشافی در چند دهه گذشته شده است که این موجب دشوار و دشوارتر شدن کشف ذخایر جدید به‌خصوص در مناطقی که تحت پوشش فعالیت‌های اکتشافی در گذشته بوده‌اند، می‌شود.

در اوایل قرن بیستم پی‌جویی برای کانی‌های اقتصادی منحصراً به رخنمون‌های سطحی سنگ‌های روی زمین محدود می‌شد (کلاگری، ۱۳۷۱) و بدین ترتیب معادنی که شواهد و نشانه‌های بیشتری را بروز داده‌اند؛ کشف و مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند. با توجه به این‌که غالب معادنی که تا به امروز اکتشاف و استخراج شده‌اند، مربوط به ذخایری با نشانه‌های گسترده در سطح زمین بوده است، کاوشگران معدن باید درصدد یافتن ذخایری باشند که آثار سطحی بارزی نداشته و پیشینیان از اکتشاف آن‌ها بازمانده‌اند. مسلماً برای دست یافتن به این هدف، استفاده از ابزار و امکانات جدید و به‌کارگیری روش‌های ژئوفیزیکی و دورسنجی که توانایی آشکارسازی اطلاعات زمین‌شناسی عمقی را دارند، ضروری به نظر می‌رسد.

اگرچه با استفاده از روش‌های حفاری می‌توان به اطلاعات زیرسطحی با دقت بالایی دست یافت؛ اما این روش‌ها حتی برای مطالعات اعماق کم نیز بسیار کند و پرهزینه هستند. روش‌های ژئوفیزیک کاربردی اگر مناسب و به‌جا استفاده شوند، اطلاعات مفید و با ارزشی را فراهم می‌آورند. کاربرد نامناسب این روش‌ها و یا تفسیر اشتباه داده‌ها هیچ نتیجه‌ای را به دنبال نخواهد داشت (حجت، ۱۳۹۰). روش‌های ژئوفیزیکی در گمانه‌ها و چاه‌های اکتشافی نیز قابل اجرا است. از این‌رو این روش‌ها می‌توانند نقش عمده‌ای در تکمیل اطلاعات حاصل از مغزه‌ها و همبستگی گمانه‌ها و چاه‌ها و در نتیجه شناخت دقیق‌تر گسترش جانبی اهداف مورد تجسس ایفا کنند (نوروزی، ۱۳۸۸).

روش‌های اکتشاف ژئوفیزیکی را می‌توان به دو دسته کلی روش‌های استتاتیکی یا غیرفعال و روش‌های دینامیکی یا فعال تقسیم کرد. در گروه اول اندازه‌گیری‌ها با استفاده از میدان‌های طبیعی زمین صورت می‌پذیرد. این روش‌ها توانایی به‌دست آوردن اطلاعات از اعماق زیاد را دارا هستند. در گروه دوم، از منابع مصنوعی یا القایی (چشمه‌ها) استفاده می‌شود. این روش‌ها تصویری بهتر و جامع‌تر از وضعیت زمین در مقیاس کوچک‌تر ارائه می‌دهند.

۱-۳ جایگاه مغناطیس‌سنجی در اکتشاف منابع زیرزمینی

مطالعه مغناطیس زمین، قدیمی‌ترین روش اکتشاف ژئوفیزیکی برای اکتشاف نفت، مواد معدنی و حتی اشیاء باستانی است. در اکتشاف نفت به‌وسیله روش مغناطیس‌سنجی می‌توان اطلاعاتی از عمق پی‌سنگ و موقعیت و گستردگی حوضه‌های رسوبی به‌دست آورد (Dobrin and Savit, 1988). بی‌هنجاری‌های مغناطیسی به‌وسیله تغییرات در مغناطیس سنگ‌های پوسته ایجاد می‌شوند. سنگ‌های رسوبی غالباً اثرات مغناطیسی بسیار جزئی دارند؛ در حالی که سنگ‌های آذرین غنی از کانی‌های آهن، اغلب خاصیت مغناطیسی زیادی دارند. نقشه‌های تهیه شده از اندازه‌گیری‌های میدان پتانسیل نمی‌توانند هیچ‌گونه اطلاعات کمی درباره عمق، ابعاد و یا توزیع خاصیت فیزیکی مورد اندازه‌گیری در زیر زمین فراهم نمایند. فرآیند مدل‌سازی داده‌ها این امکان مهم را در تعبیر و تفسیر داده‌های میدان

پتانسیل مهیا می‌سازد. در حالی که نقشه گرانی عمدتاً نشان‌دهنده اثرهای منطقه‌ای است؛ نقشه مغناطیسی مجموعه‌ای از ناهنجاری‌هایی می‌باشد؛ که نتیجه تغییرات بزرگ در جزئی از کانی‌های مغناطیسی است، که در داخل سنگ‌های نزدیک به سطح وجود دارد. از این‌رو تفسیر دقیق داده‌های میدان مغناطیسی بسیار مشکل‌تر از تفسیر داده‌های گرانی است. در مقایسه با اغلب روش‌های ژئوفیزیکی اندازه‌گیری‌های صحرائی در این روش راحت، ارزان و ساده است. بدین سبب و نیز به دلیل تغییرات میدان مغناطیسی در اغلب موارد مشخص‌کننده ساختارهای کانی و نیز ساختارهای منطقه‌ای است (مثلاً در نواحی نفتی)، لذا روش مغناطیسی پرکاربردترین روش کاوش ژئوفیزیکی است. یک برنامه ژئوفیزیکی بدون کاربرد روش مغناطیسی در آن، حداقل در مرحله شناسایی، به‌سختی قابل تصور است. اکتشاف مغناطیسی در خشکی، دریا و هوا انجام می‌شود (پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور، <http://ngdir.ir>). برای نواحی با گسترش قابل ملاحظه، عملیات شناسایی هم در خشکی و هم در دریا به‌راحتی با مغناطیس‌سنج هوابرد انجام می‌شود. پیوند بی‌هنجاری‌های مغناطیسی سرشتی با سولفید (مانند هیدروکربور و هیدروکربن) به عنوان نشانه^۳، در اکتشاف کانی‌ها به‌کار می‌رود. روش مغناطیسی به‌طور مستقیم در جستجوی کانه‌های مشخصی از آهن و تیتانیوم نیز به‌کار می‌رود.

۴-۱ سابقه مطالعات انجام شده

پس از برداشت داده‌های مغناطیس‌هوابرد، باید تصحیحات مورد نیاز بر روی داده‌ها اعمال گردد. میلیگیان^۴ و گان^۵ (۱۹۹۷)، لاین‌دایک^۶ (۱۹۹۷) و هورسفال^۷ (۱۹۹۷) به روش‌های پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس‌هوابرد پرداخته‌اند. نیوزپارپ^۸ و همکاران (۲۰۰۵) با استفاده از پردازش و تفسیر داده‌های الکترومغناطیس و مغناطیس‌هوابرد به بررسی ساختارهای زیرسطحی پرداختند. از دهه ۴۰ و

^۳ Indicator

^۴ Milligian

^۵ Gunn

^۶ Luyendyk

^۷ Horsfall

^۸ Neawsuparp

۵۰ میلادی به بعد تلاش قابل توجهی در حل مسائل میدان پتانسیل برای پیدا کردن انطباق بی‌هنجاری مغناطیسی یا گرانی با ساختارهای زمین‌شناسی صورت گرفته است. استفاده از فرآیند مدل‌سازی جهت تعیین پارامترهای هندسی و فیزیکی ساختارهای زمین‌شناسی توسط محققین زیادی گزارش شده است. کارهای ارائه شده توسط محققین شامل به‌کارگیری دو روش مدل‌سازی پیشرو و معکوس برای داده‌های میدان‌های پتانسیل و حل مشکلات مربوط به هر یک از آن‌ها می‌شود. یکی از مشکلات اساسی در مدل‌سازی معکوس داده‌های میدان‌های پتانسیل، عدم یکتایی پاسخ‌ها می‌باشد؛ که جهت رفع آن مطالعات بسیاری انجام شده است (اسمیت^۹، ۱۹۶۰-۱۹۵۹؛ پارکر^{۱۰}، ۱۹۷۴؛ گرین^{۱۱}، ۱۹۷۵؛ پدرسون^{۱۲}، ۱۹۷۷؛ پیلینگتون^{۱۳}، ۱۹۹۷؛ زیبا و اسپرول^{۱۴}، ۱۹۹۲؛ فدی و همکاران^{۱۵}، ۱۹۹۷؛ لی و اولدنبرگ^{۱۶}، ۱۹۹۸؛ فدی و راپولا^{۱۷}، ۱۹۹۹؛ گالاردو-دلگادو^{۱۸} و همکاران، ۲۰۰۳). اکثر این محققین برای حل مسأله عدم منحصربه‌فرد بودن پاسخ معکوس‌سازی، از یک سری وزن‌های عمقی در داخل تابع هدف استفاده نمودند و در نهایت نتیجه گرفتند که معکوس‌سازی داده‌های میدان پتانسیل با طراحی درست تابع هدف می‌تواند به کسب اطلاعات با ارزشی بیانجامد.

لی و اولدنبرگ (۱۹۹۶) یک وارون‌سازی سه‌بعدی تعمیم یافته داده‌های میدان مغناطیسی را با استفاده از منظم‌سازی تیخونوف و تابع هدف مدل، فرمول‌بندی کردند؛ که ساختارهای پیچیده از مدل را اندازه می‌گیرد و با تابع توزین عمقی، ترکیب می‌کند، همچنین برای پایداری بیشتر پاسخ، یک قید مثبت بودن به اختلاف چگالی بازیابی شده تحمیل می‌شود. آن‌ها با اعمال یک ماتریس وزنی به

^۹ Smith

^{۱۰} Parker

^{۱۱} Green

^{۱۲} Pederson

^{۱۳} Pilkington

^{۱۴} Xia and Sprowel

^{۱۵} Fedi et al

^{۱۶} Li and Oldenburg

^{۱۷} Fedi and Rapolla

^{۱۸} Gallardo-Delgado

ماتریس کرنل، یک الگوریتم سه‌بعدی برای وارون‌سازی داده‌های میدان مغناطیسی ارائه کردند. پدرسون^{۱۹} (۱۹۷۷) تفسیر داده‌های میدان پتانسیل با استفاده از ساختارهای دوبعدی گسسته از چگالی یا اختلاف مغناطیدگی را با روش ماتریس معکوس تعمیم یافته حل نمود. هانگ^{۲۰} و همکاران (۲۰۰۳) الگوریتمی که برای معکوس کردن مقاومت‌ویژه، تراوایی مغناطیسی و ضخامت یک مدل لایه‌دار استفاده می‌شد، را برای لایه‌های رسانای زمین نیز گسترش دادند. گالاردو و همکاران (۲۰۰۵) از روش ترکیبی برای حل مسائل ژئوفیزیکی استفاده کردند. آن‌ها با استفاده از ترکیب داده‌های گرانی و مغناطیس و وارون‌سازی هم‌زمان داده‌ها، به نتایج بهتری برای مدل‌سازی سنگ کف دست پیدا کردند. ویلسون^{۲۱} و همکاران (۲۰۱۱) از مدل‌سازی معکوس سه‌بعدی داده‌های الکترومغناطیس هوابرد، گرانی‌سنجی و مغناطیس هوابرد به منظور بررسی سنگ‌شناسی منطقه و مناطق پتانسیل‌دار برای اکتشاف معدن استفاده کردند. آیسنگارت^{۲۲} (۲۰۱۳) به مدل‌سازی معکوس سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی در عرض‌های جغرافیایی پایین پرداخت.

در ایران نیز کارهایی در راستای به‌کارگیری پردازش و مدل‌سازی برای تفسیر داده‌های میدان‌های پتانسیل صورت گرفته است. کامکار روحانی و بیکی (۱۳۸۹) به منظور پی‌جویی کرومیت در منطقه سبزواری، به پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس هوایی پرداختند. یوسفی‌زاده و همکاران (۱۳۹۱) از پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد برای بارزسازی توده‌های نفوذی و خطواره‌های مغناطیسی استفاده کردند. پارپایی و همکاران (۱۳۸۹) با تلفیق و آنالیز داده‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد و زمین‌شناسی به بررسی تغییرات شدت میدان مغناطیسی پرداختند. بهادری و همکاران (۱۳۸۹) از مغناطیس‌سنجی هوابرد برای ارزیابی پتانسیل معدنی استفاده کردند. نمکی و همکاران (۱۳۸۸) با اعمال تصحیحات و تغییراتی بر روی الگوریتم سه‌بعدی لی-اولدنبرگ، یک روش مدل‌سازی دوبعدی اتوماتیک معرفی

^{۱۹} Pedersen

^{۲۰} Hung

^{۲۱} Wilson

^{۲۲} Aisengart

کردند. یوسفی و اسکویی (۱۳۹۰) از روش لی-اولدنبِگ در برگردان سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی زمینی استفاده کردند.

۱-۵ ضرورت تحقیق

برداشت‌های مغناطیس هوابرد در زمانی اندک، محدوده وسیعی را پوشش می‌دهند و همچنین از کاربردهای آن می‌توان به اکتشاف منابع معدنی، اکتشاف نفت، بررسی ساختارهای زمین‌شناسی و ... اشاره کرد. با توجه به این که ایران، کشوری وسیع، نفت‌خیز و از لحاظ معدنی نیز دارای پتانسیل است؛ استفاده از روش‌های کارآمد به‌منظور بهینه‌سازی و جلوگیری از مخارج اضافی و همچنین تفسیر و پردازش این داده‌ها و بررسی ارتباط بی‌هنجاری‌های موجود بر روی نقشه‌های میدان مغناطیسی هوابرد با توده‌های معدنی از اهمیت به‌سزایی برخوردار می‌باشد. انجام مدل‌سازی معکوس مؤثر و توانمند، برای استفاده از داده‌های برداشت‌شده و تفسیر آن‌ها فرآیندی ضروری و اجتناب‌ناپذیر است. از آن‌جا که در اکثر موارد، زمین واقعی مورد مطالعه دارای پیچیدگی‌های ذاتی است لذا انجام مدل‌سازی‌های یک‌بعدی و یا حتی دوبعدی برای نیل به مقاصد اکتشافی کافی نبوده و نیاز به انجام مدل‌سازی سه‌بعدی به‌خوبی احساس می‌شود.

۱-۶ هدف از تحقیق

هدف از این تحقیق، پردازش و مدل‌سازی معکوس سه‌بعدی داده‌های مغناطیس هوابرد با استفاده از الگوریتم غیرخطی لی-اولدنبِگ، برای شناسایی توده‌های زیرسطحی در اکتشاف مواد معدنی می‌باشد. با استفاده از نتایج مدل‌سازی می‌توان با کاهش مخارج سنگین حفاری، اطلاعات نسبتاً کاملی از ساختارهای زیرسطحی نظیر شکل و عمق توده‌های معدنی و همچنین میزان گسترش سطحی و کشیدگی عمقی آن‌ها پیدا کرد.

۷-۱ روش انجام تحقیق

در این پایان نامه ابتدا به پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد منطقه‌ای در غرب معلمان واقع در استان سمنان پرداخته می‌شود. پردازش داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار Oasis montaj انجام شد. پس از پردازش داده‌ها، مدل‌سازی آن‌ها با استفاده از روش غیرخطی لی-اولدنبیگ صورت گرفت؛ که برای این منظور ابتدا اقدام به تولید مدل‌های مصنوعی شده و داده‌های آن به‌عنوان ورودی به نرم‌افزار اعمال و خروجی آن با مدل مصنوعی اولیه مقایسه گردید. پس از شناخت پارامترهای صحیح و آشنایی با بخش‌های مختلف نرم‌افزار، داده‌های واقعی جهت کسب مدل نهایی به نرم‌افزار اعمال شد.

۸-۱ ساختار پایان نامه

این پایان نامه مشتمل بر پنج فصل می‌باشد. در فصل اول مختصری از تاریخچه اکتشاف و روش مغناطیس‌سنجی، انواع روش‌های ژئوفیزیکی، جایگاه روش مغناطیس‌سنجی، سابقه مطالعات انجام شده در زمینه به‌کارگیری روش مغناطیس‌سنجی هوابرد در اکتشاف نفت و ذخایر معدنی و در پایان ضرورت و اهداف انجام پایان نامه تشریح گردیده است. در فصل دوم، توضیح مراحل مختلف پردازش و مبانی وارون‌سازی داده‌های مغناطیس هوابرد آورده شده است. در فصل سوم، شرحی از مدل مصنوعی، داده‌های مغناطیس حاصل از آن و مدل‌سازی وارون سه‌بعدی این داده‌ها آمده است. در فصل چهارم، به تجزیه و تحلیل، تفسیر و مدل‌سازی سه‌بعدی داده‌های مغناطیس منطقه پرداخته شده است و در نهایت در فصل پنجم به نتایج به‌دست آمده و پیشنهادات اشاره شده است.

فصل دوم

مبانی پردازش و وارون سازی

داده‌های مغناطیس هوابرد

۱-۲ پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد

پس از طراحی و برداشت داده‌های مغناطیسی، باید داده‌ها پردازش شوند. منظور از پردازش، انجام کلیه مراحل است که داده‌ها را برای مرحله تحلیل آماده می‌کند. پردازش داده‌ها یکی از مهم‌ترین مراحل هر پروژه است؛ که صحت مراحل بعدی در گرو حسن انجام این مرحله است. فرآیند پردازش را می‌توان در دو بخش زیر خلاصه کرد (Luyendyk, 1997):

الف) پیش‌پردازش

۱. کنترل کیفی^{۲۳}، بازبینی و تصحیح داده‌های خام

۲. مشخص کردن مکان دقیق داده‌ها بر حسب X و Y

ب) پردازش

۱. حذف اثر تغییرات روزانه میدان مغناطیسی^{۲۴}

۲. حذف اثر تأخیر زمانی ثبت بی‌هنجاری و جابجایی مکانی آنومالی^{۲۵}

۳. حذف اثر تغییر جهت سنسور مغناطیس‌سنج و میدان القایی بدنه وسیله پرنده^{۲۶}

۴. تصحیح^{۲۷} IGRF، حذف اثرات تغییرات مکانی و زمانی

۵. همترازسازی داده‌های برداشت‌شده با استفاده از خطوط کنترلی^{۲۸}

^{۲۳} Quality Control

^{۲۴} Diurnal Correction

^{۲۵} Lag Correction

^{۲۶} Heading Correction

^{۲۷} International Geomagnetic Reference Field Correction

^{۲۸} Tie Line Levelling

۱-۱-۲ مرحله پیش پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد

۱) کنترل کیفی، بازبینی و تصحیح داده‌های خام

به منظور تولید نقشه‌های بی‌هنجاری مغناطیسی با کیفیت بالا و عاری از نوفه و اثرات متفرقه مغناطیسی باید نخست به شناسایی و حذف نوفه پرداخت. کنترل کیفی داده‌های خام مغناطیس مطابق دو مرحله زیر صورت می‌گیرد:

۱-الف) شناسایی و حذف نوفه از داده‌های شدت میدان مغناطیسی پرواز

یک معیار کلاسیک برای تفکیک نوفه از بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، استفاده از مشتق چهارم نرمالایز شده می‌باشد. با استفاده از مشتق چهارم نرمالایز شده می‌توان محل نوفه را در پروفیل‌های مغناطیس هوابرد شناسایی کرد (Luyendyk, 1997). محاسبه مشتق چهارم نرمالایز شده به روش تفاضلات متناهی انجام می‌گیرد و فرمول آن به صورت زیر می‌باشد:

$$4\text{th difference} = (T_{-2} - 4T_{-1} + 6T_0 - 4T_{+1} + T_{+2}) / 16$$

که T_{+2} و T_{+1} ، T_0 ، T_{-1} ، T_{-2} پنج قرائت متوالی در برداشت مغناطیس هستند که قرائت T_0 در مرکز آن‌ها قرار دارد (Reeves, 2005).

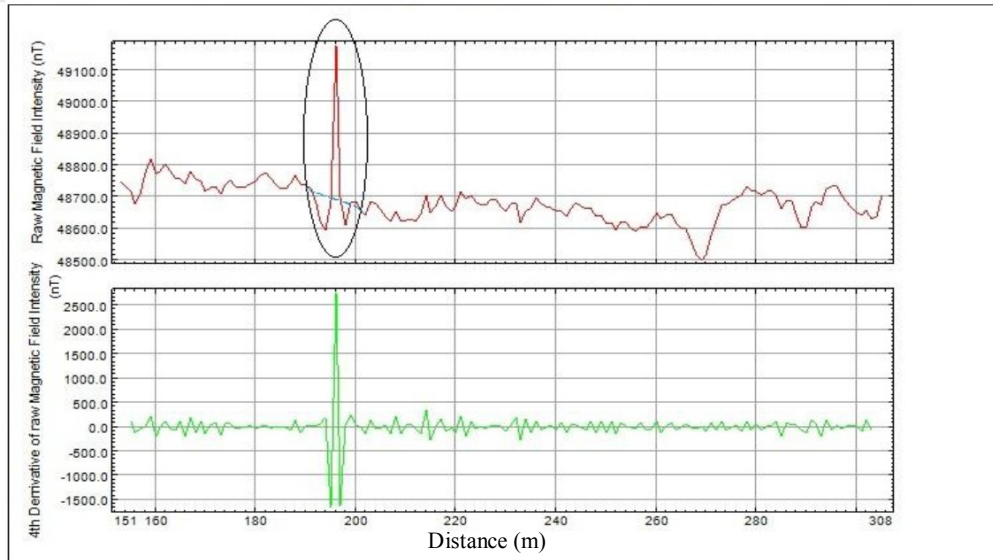
مطابق قرارداد AGSO^{۲۹}، اگر دامنه تغییرات مشتق چهارم به طور پیوسته در طول ۱ کیلومتر از ۱/۶ نانوتسلا تجاوز نماید، داده‌های برداشت شده حاوی نوفه می‌باشند؛ مگر آن‌که پدیده‌های زمین‌شناسی این نوفه را توجیه نمایند (شکل ۱-۲). گاهی ممکن است به صورت قراردادی مقدار عددی ۱/۶ نانوتسلا تغییر نماید. به منظور جلوگیری از تغییر یا حذف ناخواسته اثر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، پس از شناسایی محل نوفه باید آن را به صورت دستی حذف نمود.

۱-ب) شناسایی و حذف نوفه از داده‌های شدت میدان مغناطیسی ایستگاه مبنا

به منظور اطمینان از صحت داده‌های ایستگاه مبنا باید تغییرات کوتاه مدت و بلندمدت بررسی شود. مطابق قرارداد AGSO، اگر پروفیل تغییرات میدان در مدت ۵ دقیقه بیش از ۱۰ نانوتسلا تغییر

^{۲۹} Australian Geological Survey Organization

کند، تغییرات کوتاه‌مدت وجود داشته و داده‌ها باید اصلاح شوند. تغییرات کوتاه‌مدت معمولاً ناشی از محل نامناسب ایستگاه مبنا می‌باشد. حضور نوفه در داده‌ها می‌تواند ناشی از تردد وسایل نقلیه، تردد انسان، ایستگاه‌های رادیویی، صاعقه، خطوط نیرو (Reeves, 2005) و ... باشد.



شکل (۱-۲) نمونه‌ای از شناسایی نوفه، توسط مشتق چهارم در یک خط برداشت (سبتمبر، ۱۳۹۲).

از لحاظ تئوری، یک پنجره به عرض ۵ دقیقه در نظر گرفته می‌شود که با حرکت بر روی پروفیل، در هر مکان، تفاضل کمینه و بیشینه مغناطیس در آن بررسی می‌گردد. پس از بررسی تغییرات کوتاه‌مدت باید تغییرات بلندمدت نیز محاسبه و بررسی شود. طبق قرارداد AGSO، اگر تغییرات میدان مغناطیسی زمین در ایستگاه مبنا در مدت ۳ ساعت از ۷۰ نانوتسلا تجاوز کند، نشانگر طوفان مغناطیسی خفیف^{۲۰} و اگر از ۱۲۰ نانوتسلا تجاوز کند، نشان‌دهنده طوفان مغناطیسی شدید^{۲۱} می‌باشد. در صورت وقوع طوفان مغناطیسی، داده‌های ایستگاه مبنا مخدوش بوده و باید مجدداً برداشت شوند. بررسی تغییرات بلندمدت مانند تغییرات کوتاه‌مدت بوده با این تفاوت که پهنای باند در آن سه ساعت در نظر گرفته می‌شود (سبتمبر، ۱۳۹۲).

^{۲۰} Minor Storm

^{۲۱} Major Storm

۲) مشخص کردن مکان دقیق داده‌ها برحسب X و Y

محل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در نقشه‌های اولیه نسبت به مکان واقعی آن‌ها بر روی زمین دارای اختلاف می‌باشد، که این اختلاف دارای دو منشأ زمانی و مکانی بوده و به آن Lag گفته می‌شود. اثر این خطا در داده‌های برداشت شده باعث می‌شود که بی‌هنجاری‌های خطی در حین برداشت رفت و برگشت به‌صورت زیگزاگی و خمیده مشاهده شوند (سبطی، ۱۳۹۲).

به‌طور کلی سیستم برداشت داده‌های مغناطیس هوابرد دو نوع است: ثابت^{۳۲} و معلق^{۳۳}. در سیستم ثابت، گیرنده مغناطیس متصل به بدنه پرنده می‌باشد و در حالت معلق، گیرنده مغناطیس توسط کابلی به‌صورت آویزان از وسیله پرنده قرار دارد.

در سیستم برداشت ثابت، فاصله افقی بین گیرنده مغناطیس و دستگاه GPS حدوداً ۱۳ تا ۱۳/۵ متر و اختلاف ارتفاع حدود ۲/۵ متر می‌باشد که باعث به وجود آمدن خطا می‌شود (شکل ۲-۲). به‌منظور جلوگیری از بروز خطا باید مختصات دقیق نقاط برداشت شده محاسبه گردد. تصحیح جابجایی محل سنسور و محل GPS، که به آن Parallax نیز گفته می‌شود به‌سادگی از طریق اندازه‌گیری فاصله‌های مکانی، قابل اعمال به کانال مختصات می‌باشد.

در سیستم برداشت معلق (شکل ۲-۳)، فاصله مکانی بین گیرنده مغناطیس و GPS اندک بوده و نیاز به تغییر مختصات X و Y نیست.

^{۳۲} Stinger

^{۳۳} Sling



شکل ۲-۲) نمایش برداشت هوابرد به صورت ثابت.



شکل ۳-۲) نمایش برداشت هوابرد به صورت معلق.

۲-۱-۲ مرحله پردازش داده‌های مغناطیسی هوابرد

پردازش داده‌های مغناطیسی هوابرد، طی ۵ مرحله که به اختصار در زیر آورده شده، صورت

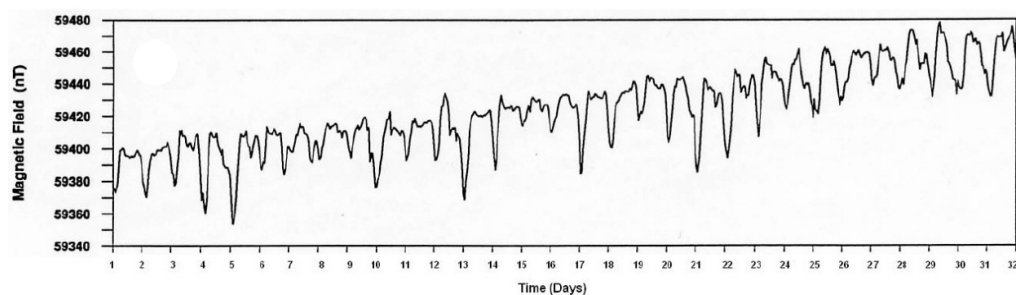
می‌گیرد.

۱- تصحیح روزانه میدان مغناطیسی

میدان مغناطیسی زمین در یک نقطه ثابت با گذشت زمان تغییر می‌کند (شکل ۲-۴). این

تغییرات در داده‌های مغناطیسی برداشت‌شده در حین پرواز نیز نهفته است، از این رو پس از کنترل

کیفی و تأیید کیفیت تمام یا بخشی از داده‌ها باید به تصحیح روزانه داده‌ها اقدام شود.



شکل (۲-۴) تغییرات میدان مغناطیسی کل در یک نقطه ثابت در طی چند هفته (Reeves, 2005).

تغییرات روزانه به وسیله یک ایستگاه مبنا در یک مکان ثابت بر روی زمین بررسی می‌شود. برای

پردازش روزانه، توجه به صحت و سلامت داده‌های ایستگاه مبنا ضروری است. تغییرات کوتاه‌مدت و

بلندمدت داده‌های ایستگاه مبنا باید در شرایط استاندارد قرار بگیرند. معیار تغییرات کوتاه‌مدت و بلند-

مدت، بسته به نوع قراردادها متفاوت می‌باشد، معمولاً پروفیل مغناطیسی ایستگاه مبنا، برای تغییرات

کوتاه‌مدت در هر دقیقه نباید از ۲ نانوتسلا و برای تغییرات بلندمدت در ۳ ساعت از ۷۰ نانوتسلا تجاوز

کند (Luyendyk, 1997). اگر تغییرات بلندمدت اتفاق بیفتد، داده‌های برداشت نیز مخدوش است و

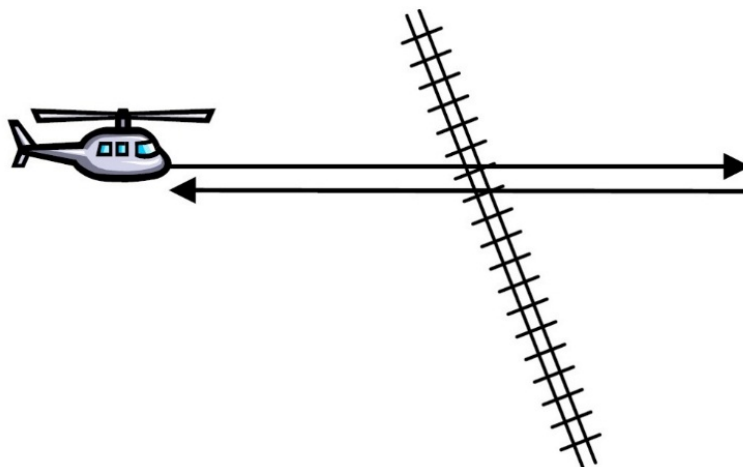
باید پرواز مجدد صورت گیرد. زیرا این تغییرات مربوط به طوفان‌های مغناطیسی است؛ اما تغییرات

کوتاه‌مدت معمولاً ناشی از محل نامناسب ایستگاه مبنا می‌باشد و در صورت بروز این تغییرات داده‌های

برداشت قابل استفاده است.

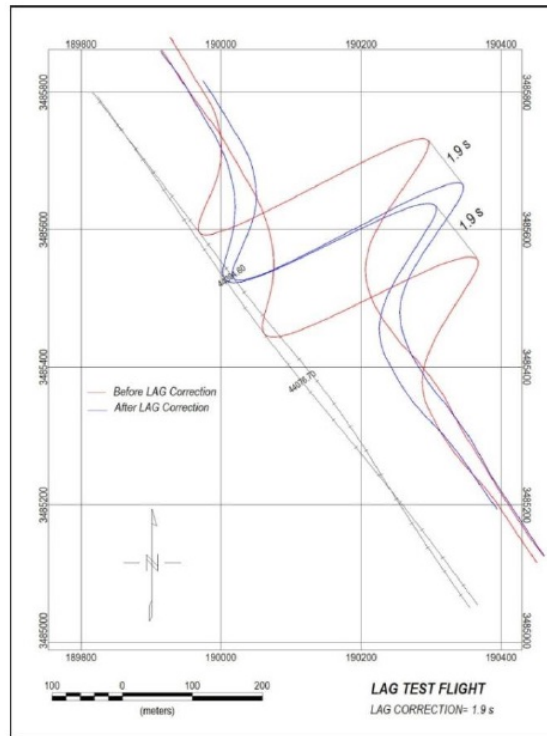
۲- حذف اثر جابجایی محل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی

به‌طور کلی ممکن است داده‌های هواپرد در زمانی که توسط سیستم اندازه‌گیری مغناطیسی ثبت می‌شوند؛ نسبت به مختصات مکانی واقعی خود دارای جابجایی باشند. این جابجایی می‌تواند به دلیل یکسان نبودن مکان سنسور اندازه‌گیری داده و آنتن GPS باشد (همان‌طور که قبلاً ذکر شد) و یا ممکن است به دلیل تأخیر زمانی در ثبت داده رخ دهد. مقدار مغناطیسی اندازه‌گیری شده بر روی هر نقطه از خطوط پرواز به موقعیت مکانی که GPS ثبت می‌کند، نسبت داده می‌شود. برای حذف اثر Lag که ناشی از تأخیر زمانی ثبت بی‌هنجاری می‌باشد؛ می‌توان از آزمایش Lag و یا داده‌های پرواز استفاده نمود. در روش اول باید پرواز به‌صورت رفت و برگشت عمود بر امتداد یک سازه طولی و دارای اثر مغناطیسی مطابق شکل (۲-۵) صورت گیرد.



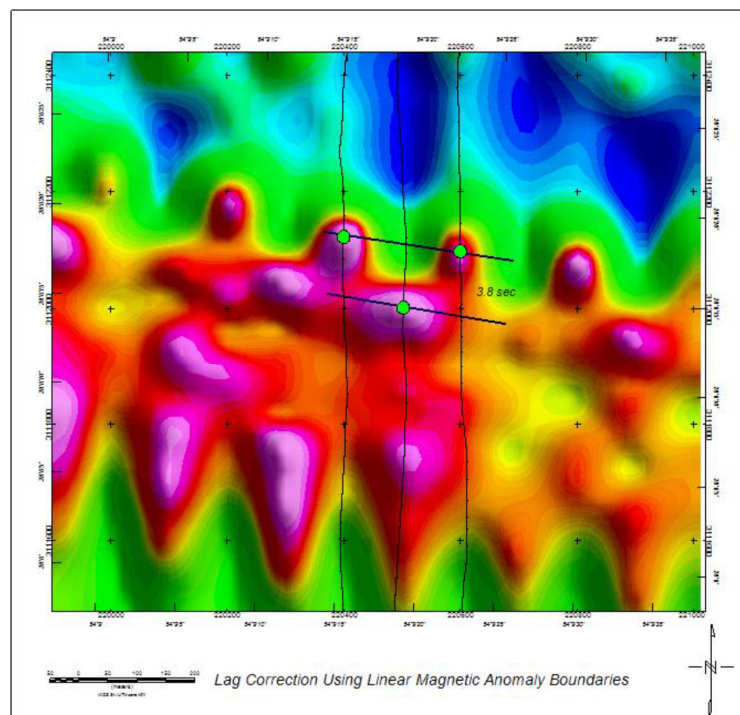
شکل (۲-۵) نمونه‌ای شماتیک از نحوه اجرای آزمایش Lag.

سوله‌های فلزی با اطراف باز، ریل راه‌آهن، استادیوم ورزشی و ... انتخاب مناسبی برای این آزمایش می‌باشند. پس از پرواز با مقایسه پیک بی‌هنجاری مغناطیسی در رفت و برگشت، میزان جابجایی بی‌هنجاری محاسبه می‌شود؛ در نتیجه مقدار Lag تعیین می‌گردد. همان‌طور که در شکل (۲-۶۶) مشخص است، در منحنی‌های قرمز محل بی‌هنجاری مغناطیسی در رفت و برگشت، یکسان نمی‌باشد. پس از اعمال این تصحیح، محل بی‌هنجاری‌های فوق به منحنی آبی منتقل می‌گردد.



شکل (۶-۲) منحنی مربوط به پرواز آزمایش Lag. منحنی قرمز مربوط به قبل از اعمال تصحیح و منحنی آبی مربوط به پس از اعمال تصحیح می‌باشد (سبلی، ۱۳۹۲).

روش دوم استفاده از داده‌های پرواز می‌باشد. در این روش با استفاده از میزان دامنه بی‌هنجاری‌های خطی که عمود بر خطوط پرواز است؛ می‌توان مقدار Lag را تعیین کرد (شکل ۲-۵). بی‌هنجاری خطی می‌تواند یک گسل در منطقه باشد که به دلیل تأخیر زمانی در ثبت داده‌های مغناطیس، به صورت زیگزاگی درآمده است. نصف میزان دامنه بی‌هنجاری محاسبه شده برابر مقدار تصحیح Lag می‌باشد. در صورت عدم وجود بی‌هنجاری‌های خطی نمی‌توان مقدار Lag را با استفاده از داده‌های پرواز محاسبه کرد. شایان ذکر است، میزان Lag بسته به مشخصات سیستم است و در صورت عدم تعویض سیستم در پروژه‌ها، این عدد یکسان است.

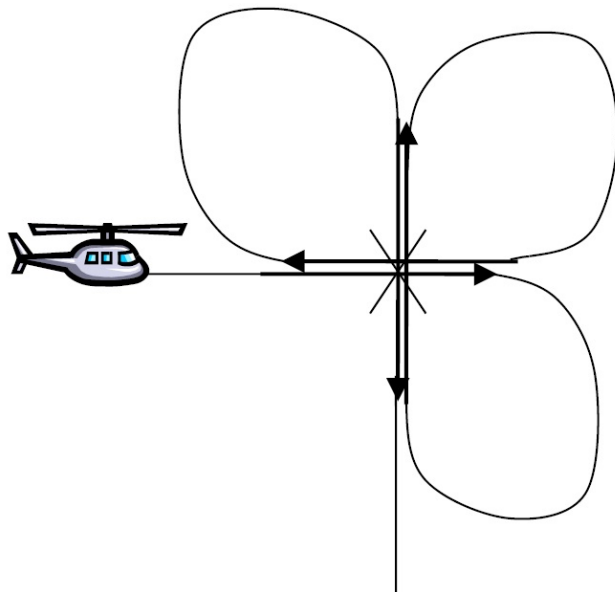


شکل (۷-۲) نحوه انجام آزمایش با استفاده از داده‌های پرواز.

۳- حذف اثر تغییرات میدان مغناطیسی وابسته به جهت برداشت داده‌های مغناطیسی

هدف از انجام این تصحیح که Heading نامیده می‌شود، حذف اثر جهت پرواز در خطوط برداشت می‌باشد. نمودار منحنی میدان مغناطیسی ثبت شده بر روی خطوط برداشت داده، وابسته به جهت حرکت بر روی پروفیل است؛ که این امر می‌تواند ناشی از دو عامل باشد: اول این که جهت سنسور مغناطیس‌سنج در حالت رفت و برگشت تغییر می‌نماید. دوم این که هر شیئی که دارای خاصیت مغناطیسی هر چند ضعیف باشد در حین حرکت در میدان مغناطیسی، می‌تواند میدان مغناطیسی القائی ثانویه‌ای تولید کند؛ که اثر آن با میدان مغناطیسی زمین مقابله می‌نماید. این پدیده به خصوص در برداشت مغناطیس هوابرد به دلیل موقعیت متفاوت وسیله پرنده اعم از هواپیما و یا بالگرد، در میدان مغناطیسی زمین در زمان رفت و برگشت بسیار مشهود بوده و در نقشه‌ها به وضوح اثر متفاوت میدان در خطوط رفت با خطوط برگشت قابل مشاهده است. به طوری که نقشه‌های شدت میدان مغناطیسی ساخته شده از خطوط رفت و برگشت، به صورت یک در میان افزایش و کاهش نشان

می‌دهند (Reeves, 2005). در واقع به دلیل اثر القائی میدان مغناطیسی بر بدنه وسیله پرنده، میدان ثانویه‌ای حاصل می‌شود که در میدان ثبت‌شده نهفته خواهد ماند. با تغییر جهت وسیله پرنده مقدار این میدان نهفته تغییر نموده و سبب بروز اثرات خطی در داده‌ها می‌شود. برای شناسایی مقدار و نحوه حذف این اثر می‌توان از آزمایش Heading استفاده کرد؛ بدین صورت که در یک منطقه با میدان آرام در ارتفاع بالا پروازهایی در امتداد خطوط پرواز و خطوط کنترلی انجام می‌گیرد (شکل ۲-۶). میانگین چهار عدد قرائت‌شده در محل تقاطع خطوط پرواز در چهار جهت مختلف بیانگر میدان واقعی بوده و اختلاف هر خط پرواز از این عدد، مقدار خطای Heading را مشخص می‌نماید (Reeves and Bullock, 2006). این خطا با استفاده از نرم افزار Oasis montaj روی داده‌ها اعمال می‌گردد. آزمایش Heading پرهزینه می‌باشد. یک روش دیگر برای اعمال این تصحیح، استفاده از داده‌های پرواز است؛ که در این روش ابتدا باید آزمون‌های خطوط پرواز مشخص شود و سپس در هر آزمون میانگین مقادیر شدت میدان محاسبه گردد. حال میزان خطای تغییرات میدان وابسته به جهت برداشت داده، تعیین می‌گردد؛ که با اعمال آن بر داده‌های پرواز، تصحیح صورت می‌گیرد.



شکل (۲-۸) نمونه‌ای شماتیک از نحوه اجرای آزمایش Heading.

۴- تصحیح IGRF

میدان مغناطیسی زمین برآیندی از میدان ناشی از بی‌هنجاری‌های مغناطیسی سطحی و میدان حاصل از قشر خارجی هسته زمین می‌باشد. توده‌ای با شکل و اندازه زمین و با اجزایی چون پوسته، گوشته، هسته و سایر مشخصاتی که به صورت ریاضی با اعداد و ارقام قابل محاسبه است، می‌تواند مولد یک میدان استاندارد و یکنواخت باشد که مدل نامیده می‌شود. این مدل توسط مجموعه‌ای از ضرایب هارمونیک کروی به درجه و مرتبه ۱۳ تعریف شده است (Reeves, 2005). با حذف این اثر، میدان تصحیح‌شده IGRF حاصل می‌شود و مقادیر حاصله، تنها بیانگر مقدار مطلق میدان بی‌هنجاری‌ها می‌باشند.

۵- همترازسازی

همترازسازی داده‌های مغناطیس هوابرد، گام مهم و نهایی در پردازش و تفسیر داده‌ها می‌باشد. در یک پروژه هوابرد، به دلیل وسعت بالای منطقه تحت پوشش و زمان برداشت طولانی، اثر تغییرات بلندمدت میدان مغناطیسی در داده‌های مغناطیس هوایی قابل مشاهده خواهد بود. وجود اثرات خطی که پس از اعمال تصحیحات تا قبل از همترازسازی، همچنان در شبکه داده‌ها دیده می‌شوند، مانع از کار دقیق تفسیر می‌شود. به‌منظور حذف این اثرات خطی و تفسیر بهتر، خطوط کنترلی برداشت می‌گردند. خطوط کنترلی، خطوطی عمود بر خطوط اصلی پرواز هستند؛ که در بازه زمانی کوتاه برداشت می‌شوند. به این ترتیب در نقاط تقاطع خطوط اصلی و کنترلی باید مقادیری یکسان ثبت شود؛ اما در واقعیت این مقادیر برابر نیستند. بخش کوچکی از این اختلاف مربوط به یکسان نبودن ارتفاع محل تقاطع خطوط می‌باشد که دلیل آن گرادیان ناچیز میدان مغناطیسی در راستای قائم است. بخش اصلی این اختلاف ناشی از تغییرات بلندمدت میدان مغناطیسی با منشأهای شناخته شده و یا ناشناخته می‌باشد. خطوط کنترلی حتی‌الامکان باید در مدت کوتاهی برداشت شوند؛ تا بتوانند به‌خوبی به‌عنوان مبنایی برای حذف تغییرات بلندمدت و ناشناخته میدان مغناطیسی مورد استفاده قرار گیرند. خطوط پرواز با خطوط کنترلی با استفاده از نقاط تقاطع، همتراز می‌شوند (سبطی، ۱۳۹۲).

۲-۲ مقدمه‌ای بر مدل سازی

روش‌های تفسیر را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد که هدف آن‌ها تعیین توزیع فضایی منابع مغناطیسی یا گرانی است، اما هر کدام با فرآیندهای منطقی و متفاوت به این هدف نزدیک می‌شوند.

۲-۲-۱ مسائل پیشرو

مرسوم‌ترین روش تحلیل داده‌های ژئوفیزیکی، ساختن مدل‌های زمین‌شناسی مختلف و مقایسه داده‌های ژئوفیزیکی محاسبه شده از این مدل‌ها، با داده‌های مشاهده شده می‌باشد. مدل‌های عددی داده‌های ژئوفیزیکی برای پارامترهای مدل مفروض، مسأله پیشرو نامیده می‌شود. مسائل پیشرو، پیش‌بینی داده‌های ژئوفیزیکی را برای ساختارهای زمین‌شناسی معین، ممکن می‌سازد (Zhdanov, 2002). در این مسائل، ابتدا یک مدل اولیه بر اساس درک و بینش ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی ساخته می‌شود، سپس بی‌هنجاری مدل محاسبه شده با بی‌هنجاری مشاهده‌ای مقایسه می‌گردد و پارامترهای مدل طوری تنظیم می‌شوند که برازش بین دو بی‌هنجاری بهبود یابد. این سه مرحله، تنظیم جسم، محاسبه بی‌هنجاری و مقایسه بی‌هنجاری تا زمانی که بی‌هنجاری مشاهده‌ای و محاسبه شده تا حد امکان به یکدیگر نزدیک شوند، ادامه می‌یابد (Blakely, 1996).

در وارون‌سازی یکی از محاسبات مورد نیاز، مدل‌سازی پیشرو است. برای یک میدان مغناطیسی القایی H_0 ، مغناطیس‌شدگی (مغناطیدگی) J ، به تباین خودپذیری مغناطیسی با سنگ‌های اطراف بستگی دارد. زمانی که تباین خودپذیری بسیار کوچک است، مغناطیس‌شدگی با خودپذیری مغناطیسی متناسب بوده و برابر با حاصل ضرب آن در میدان مغناطیسی القایی است:

$$J = kH_0 \quad (1-2)$$

که

$$H_0 = \frac{B_0}{\mu_0} \quad (2-2)$$

J مغناطیس‌شدگی، k خودپذیری مغناطیسی، H_0 شدت میدان مغناطیسی القایی، B_0 چگالی شار مغناطیسی و μ_0 ضریب نفوذپذیری مغناطیسی است.

رابطه میدان مغناطیسی حاصل از این توزیع مغناطیس‌شدگی به صورت زیر بیان می‌شود:

$$B(r) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{\Delta V} \nabla \nabla \frac{1}{|r-r'|} J dv \quad (3-2)$$

که در آن $B(r)$ توزیع مغناطیس‌شدگی، r و r' به ترتیب موقعیت نقطه مشاهده‌ای و توده هستند، ∇ روی r عمل می‌کند و ΔV حجم توده مغناطیسی است (Li and Oldenburg, 2000). در عمل حجم زیر سطح زمین به منشورهای کوچک تقسیم و به هر سلول مقدار ثابتی از تباین خودپذیری مغناطیسی اطلاق و میدان مغناطیسی حاصل از آن‌ها محاسبه می‌شود.

برای سادگی محاسبات معمولاً فرض می‌شود که هیچ‌گونه مغناطیس باقی‌مانده (Remanent magnetization) وجود ندارد و مغناطیس‌زدایی (Demagnetization) صرف‌نظر کردنی است و فقط مغناطیس‌شدگی القایی وجود دارد. بنابراین رابطه میدان مغناطیسی به صورت زیر خواهد بود (Blakely, 1996):

$$B_j = \sum_{i=1}^N M_i b_{ij} \quad (4-2)$$

که B_j میدان مغناطیسی در نقطه اندازه‌گیری j ، M_i شدت مغناطیدگی سلول i ام و b_{ij} حساسیت مغناطیسی سلول i ام روی نقطه مشاهده‌ای j است (Blakely, 1996).

۲-۲-۲ مسائل وارون

هدف از مطالعات ژئوفیزیکی، عموماً به‌دست آوردن اطلاعاتی از درون زمین با استفاده از کمیت‌های فیزیکی اندازه‌گیری شده روی یا بالای سطح زمین می‌باشد. در روش وارون، پارامترهای منبع به صورت مستقیم از اندازه‌گیری‌های گرانی و مغناطیس تعیین می‌شوند (Blakely, 1996). هدف

تئوری وارون، تعیین پارامترهایی با استفاده از مشاهدات، به منظور کسب بهترین مقدار ممکن آن‌ها می‌باشد.

تئوری وارون مجموعه‌ای سازمان یافته از تکنیک‌های ریاضی برای ساده کردن داده‌ها به منظور به دست آوردن اطلاعاتی بر اساس استنتاجات حاصله از مشاهدات می‌باشد. تئوری وارون، محدود به مشاهدات و سؤالاتی است که می‌تواند به صورت عددی نشان داده شود. مشاهدات ژئوفیزیکی شامل جداولی از اندازه‌گیری‌ها یا داده‌ها خواهد بود. سؤالاتی که در پی پاسخ به آن‌ها هستیم، به صورت مقادیر عددی (و آماری) از خصوصیات برجسته فیزیکی دنیای اطراف شرح داده خواهد شد. این خصوصیات، پارامترهای مدل نامیده می‌شوند. برای ارتباط دادن پارامترهای مدل به داده‌ها، روش‌های مخصوصی (معمولاً یک تئوری یا مدل ریاضی) وجود دارد.

عبارت تئوری وارون در مقابل تئوری پیشرو مورد استفاده قرار می‌گیرد. تئوری پیشرو، فرآیند پیش‌بینی نتایج اندازه‌گیری‌ها (داده‌های پیش‌بینی شده) بر اساس تعدادی اصول کلی و یا مدل و دسته‌ای از شرایط خاص مربوط به مسأله مورد مطالعه است (Menke, 1989). اصل اساسی مسائل وارون این است که پارامترهای مدل و داده‌ها با یکدیگر در ارتباطند، معمولاً مدل به‌عنوان یک یا چند فرمول ظاهر می‌شود. در اکثر مواقع در واقعیت بین داده‌ها و پارامترهای مدل ارتباط پیچیده‌ای وجود دارد.

به‌طور کلی می‌توان مسائل پیشرو و وارون را به صورت زیر خلاصه کرد (Zhdanov, 2002):

مسائل پیشرو:

مدل {پارامتر مدل m } ← داده d

مسائل وارون:

داده d ← مدل {پارامتر مدل m }

در تئوری وارون داده‌های مشاهده‌ای به صورت ورودی در نظر گرفته می‌شوند و پس از اعمال

ابزارهای ریاضی بر روی آن‌ها می‌توان پارامترهای مدل را تخمین زد.

برای مقایسه مسأله پیشرو و وارون می‌توان پدیده تغییرات دمایی نسبت به عمق در زیر سطح زمین را فرض کرد، به طوری که دما به صورت خطی با عمق در زمین افزایش می‌یابد. فرض کنید تابع دمای T بر حسب عمق Z با رابطه $T(Z) = aZ + b$ که a و b ثابت عددی هستند مشخص شود. اگر ثابت‌های a و b در مسأله مقادیری معلوم باشند، می‌توان یک مسأله پیشرو را با ارزیابی فرمول برای هر عمق دلخواه حل کرد اما برای مسائل وارون باید a و b را بر اساس دسته‌ای از اندازه‌گیری‌های به دست آمده از عمق‌های مختلف تعیین کرد.

۲-۳ مفاهیم تئوری وارون

نقطه شروع بسیاری از مسائل وارون، توصیفی از داده‌ها است. از این رو در بیشتر مسائل وارون، داده‌ها به صورت مجموعه‌ای از مقادیر عددی می‌باشند که با یک بردار، نمایش داده می‌شوند. به طور مثال اگر N اندازه‌گیری در آزمایش بخصوصی انجام گیرد؛ این اعداد به عنوان عناصری از بردار d به طول N در نظر گرفته می‌شود. پارامترهای مدل نیز به صورت عناصری از بردار m بیان می‌شود که طول آن M است.

$$\text{data: } d = [d_1, d_2, \dots, d_N]^T \quad (۵-۲)$$

$$\text{model parameters: } m = [m_1, m_2, \dots, m_M]^T \quad (۶-۲)$$

در اینجا T نمایانگر ترانهاده است.

اصل اساسی مسائل وارون این است که رابطه‌ای بین پارامترهای مدل و داده‌ها وجود دارد، این رابطه "مدل" نامیده می‌شود. معمولاً مدل به صورت یک یا چند فرمول است؛ که مبین رابطه خاص میان داده و پارامترهای ناشناخته می‌باشد. به عنوان مثال اگر کسی بخواهد چگالی جسمی مانند یک سنگ را تعیین کند، با اندازه‌گیری وزن و حجم آن، دو داده جرم و حجم وجود خواهد داشت (به ترتیب d_1 و d_2) و یک پارامتر مدل ناشناخته، یعنی چگالی، که آن را با m_1 نشان می‌دهند. مدل در اینجا دارای رابطه خطی میان جرم و حجم است که می‌توان به صورت رابطه برداری $d_1 = d_2 m$ نوشت. در بسیاری

از مسائل واقعی در طبیعت، داده‌ها و پارامترهای مدل با روابط پیچیده‌ای با هم مرتبطند. در حالت کلی داده‌ها و پارامترهای مدل ممکن است با یک یا چند معادله ضمنی^{۳۴} در ارتباط باشند.

$$f_1(d, m) = 0$$

$$f_2(d, m) = 0$$

.

.

.

$$f_L(d, m) = 0$$

(۷-۲)

که L بیانگر تعداد معادلات است.

در مثال بالا، درباره اندازه‌گیری چگالی $L = ۱$ و $d_2 m_1 - d_1 = 0$ می‌تواند با یک معادله به شکل

$$f_1(d, m) = 0$$

نوشته شود. این معادلات ضمنی را می‌توان به صورت خلاصه با معادله برداری $f(d, m) = 0$

نشان داد. هدف تئوری وارون حل کردن این معادلات به منظور محاسبه پارامترهای مدل می‌باشد.

هیچ ادعایی مبنی بر اینکه معادلات $f(d, m) = 0$ شامل اطلاعات کافی برای تعیین پارامترهای مدل

منحصربه‌فرد باشند یا اینکه آن‌ها حتی سازگار باشند، وجود ندارد. یکی از اهداف تئوری وارون پاسخ به

این سؤالات و به دست آوردن انواع جواب‌های ممکن و مطلوب با توجه به شرایط خاص یک مسأله است.

به‌طور کلی $f(d, m) = 0$ می‌تواند شامل توابع پیچیده و غیرخطی از داده‌ها و پارامترهای مدل باشد. در

بسیاری از مسائل، معادلات شکل ساده‌ای دارند. به دلیل کاربرد وسیع آن‌ها در مسائل عملی، به تعدادی

از این موارد خاص، نام‌هایی اطلاق شده است (Menke, 1989).

^{۳۴} Implicit equation

۲-۳-۱ شکل خطی تلویحی^{۳۵}

تابع f در پارامترهای مدل و داده‌ها خطی است و بنابراین می‌تواند به‌عنوان یک معادله ماتریسی، مطابق زیر نوشته شود (Menke, 1989):

$$f(d, m) = 0 = F \begin{bmatrix} d \\ m \end{bmatrix} = F x \quad (۸-۲)$$

که F ، یک ماتریس $L \times (M+N)$ و بردار $x = [d^T, m^T]^T$ ، یک الحاق از d و m است که آن را به‌صورت زیر می‌توان نوشت:

$$x = [d_1, d_2, \dots, d_N, m_1, m_2, \dots, m_M]^T \quad (۹-۲)$$

۲-۳-۲ شکل صریح^{۳۶}

در بسیاری از مثال‌ها، امکان جدا کردن داده‌ها از پارامترهای وجود دارد و بنابراین در $L = N$ معادله، بردار تابع g نسبت به داده‌ها خطی است (اما هنوز نسبت به پارامترهای مدل غیرخطی‌اند).

$$F(d, m) = 0 = d - g(m) \quad (۱۰-۲)$$

تابع برداری g نشانگر رابطه غیرخطی میان معادلات و پارامترهای مدل است.

۲-۳-۳ شکل خطی صریح^{۳۷}

در شکل خطی صریح، تابع g که در فرمول (۱۰-۲) معرفی شد، نسبت به پارامترهای مدل نیز خطی است و با G نشان داده می‌شود. تابع G توسط یک ماتریس $N \times M$ معرفی می‌شود. بنابراین زمانی که $L = N$ است، داریم:

$$F(d, m) = 0 = d - G(m) \quad (۱۱-۲)$$

^{۳۵} Implicit linear form

^{۳۶} Explicit form

^{۳۷} Explicit linear form

به کار بردن شکل خطی برابر این است که بگوییم ماتریس F در رابطه (۸-۲) برابر است با
(Menke, 1989):

$$F = [I - G] \quad (۱۲-۲)$$

۴-۲ دسته‌بندی مسائل وارون

مسائل وارون را می‌توان به دو دسته خطی و غیرخطی تقسیم کرد؛ که این تقسیم‌بندی بر اساس نوع ارتباط بین داده‌ها و پارامترهای مدل است. در مسائل وارون خطی، ارتباط بین داده‌ها و پارامترهای مدل خطی است، در حالی که در مسائل غیرخطی این ارتباط غیرخطی می‌باشد.

در تئوری پتانسیل، معادلات انتگرالی بین میدان‌های پتانسیل و منابع تولیدکننده آن‌ها وجود دارد. اگر R حجم اشغال شده توسط منبع تولیدکننده، P نقطه مشاهده‌ای با مختصات (x, y, z) و خارج از R ، Q نقطه انتگرال‌گیری (x', y', z') داخل R ، و r یک بردار از Q به P باشد، می‌توان مؤلفه قائم میدان مغناطیسی را به صورت زیر نوشت (Blakely, 1996):

$$B_z(P) = -C_m \frac{\partial}{\partial z} \int_R M(Q) \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dv = -C_m \frac{\partial}{\partial z} \int_R \frac{M(Q)}{r^4} \cdot [3\hat{r}(z - z') - r\hat{k}] dv \quad (۱۳-۲)$$

که در این معادله، $M(Q)$ مغناطش و C_m ثابت تناسب می‌باشد. می‌توان معادله اخیر را به فرم کلی زیر نوشت:

$$f(P) = \int_R s(Q) \psi(P, Q) dv, \quad (۱۴-۲)$$

که $f(P)$ میدان پتانسیل در نقطه P می‌باشد و $s(Q)$ کمیت فیزیکی مانند مغناطش را در نقطه Q توصیف می‌کند. $\psi(P, Q)$ تابعی است که به مکان هندسی نقطه مشاهده‌ای P و نقطه منبع Q بستگی دارد و تابع گرین^{۳۸} خوانده می‌شود. معادله (۱۴-۲) با نام معادله فردهلم نوع اول^{۳۹} شناخته می‌شود. این

^{۳۸} Green's function

^{۳۹} Fredholm equation of the first kind

معادله ابزار مناسبی به منظور تبیین مسائل پیشرو و وارون می‌باشد. در محاسبات پیشرو، $f(P)$ از توابع معلوم یا مفروض $s(Q)$ ، $\Psi(P, Q)$ و حجم R به دست می‌آید، که در این حالت محاسبه $f(P)$ با دانستن $s(Q)$ ، $\Psi(P, Q)$ و R دارای پاسخی یکتا است. روش پیشرو شامل انتخاب مقادیر مختلف $s(Q)$ و R ، محاسبه $f(P)$ و مقایسه آن با داده‌های اندازه‌گیری شده از میدان است تا زمانی که میدان محاسبه‌شده به‌طور مناسب بر میدان اندازه‌گیری شده تطابق پیدا کند. روش وارون‌سازی، اندازه‌گیری‌های $f(P)$ را در طرف چپ معادله (۲-۱۴) قرار داده و برای بعضی مقادیر $s(Q)$ یا R این معادله را حل می‌کند. محاسبه $s(Q)$ به‌عنوان یک مسأله خطی مطرح است درحالی‌که تعیین پارامترهای حجم R در دسته مسائل غیرخطی قرار می‌گیرد (Blakely, 1996).

مسائل وارون را همچنین می‌توان به دو دسته گسسته و پیوسته نیز تقسیم کرد. در مسائل وارون گسسته^{۴۰} تعداد محدودی پارامتر مدل به‌منظور توصیف یک مدل تعیین می‌شود. در نتیجه بعد فضای مدل محدود بوده اما در مسائل وارون پیوسته^{۴۱}، مدل و داده‌ها، توابعی از مقادیر پیوسته مانند زمان یا فضا هستند و بعد فضای مدل نامحدود است (Aster, 2011).

مسائل خطی، ساده‌ترین و قابل فهم‌ترین مسائل وارون هستند؛ که با معادله خطی $d = Gm$ بیان می‌شوند. این معادله اساس مطالعه نظریه وارون گسسته را شکل می‌دهد. بسیاری از مسائل مهم وارون که در علم فیزیک رخ می‌دهند؛ توسط این معادلات توصیف می‌شوند. در موارد دیگر زمانی که مسأله دربرگیرنده معادلات پیچیده بیشتری است، می‌توان با استفاده از روش‌هایی مانند بسط تیلور، گرادیان و ... مسأله را خطی کرده و حل نمود.

ماتریس G کرنل^{۴۲} داده‌ها نامیده می‌شود. تئوری وارون پیوسته که دربرگیرنده داده‌های گسسته توابع مدل پیوسته است، بین دو حد قرار گرفته است. از یک طرف تئوری وارون گسسته و از طرف

^{۴۰} Discrete inverse problems

^{۴۱} Continuous inverse problems

^{۴۲} Kernel

دیگر تئوری معادلات انتگرالی^{۴۳} است. در تئوری معادلات انتگرالی داده‌ها و پارامترهای مدل به ترتیب توسط توابع پیوسته $d(x)$ و $m(x)$ نشان داده می‌شود؛ که x نماد متغیر مستقل مدل است (Menke, 1989).

تئوری وارون گسسته:

$$d_i = \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \quad (15-2)$$

تئوری وارون پیوسته:

$$d_i = \int G_i(x) m(x) dx \quad (16-2)$$

تئوری معادلات انتگرالی:

$$d(y) = \int G(y, x) m(x) dx \quad (17-2)$$

تفاوت مهم میان تئوری وارون گسسته، تئوری وارون پیوسته و تئوری معادله انتگرالی این است که آیا مدل m و داده‌های d مانند توابع پیوسته یا پارامترهای گسسته رفتار می‌کنند. داده d_i در تئوری وارون الزاماً گسسته است. از این رو تئوری وارون با نتایج اطلاعات از داده‌های مشاهده‌ای مرتبط است؛ که طبیعتاً همیشه گسسته است. مسائل وارون پیوسته و معادلات انتگرالی می‌توانند به مسائل وارون گسسته تبدیل شوند.

اگر در سیستم معادلات خطی، تعداد پارامترهای مجهول از تعداد داده‌های مشاهده‌ای بیشتر باشد و در نتیجه اطلاعات کافی جهت تعیین کردن یکتایی پارامترهای مدل موجود نباشد، مسأله فروبرآورد^{۴۴} نامیده می‌شود. از نظر ریاضی این دسته از مسائل در اغلب موارد بی‌نهایت جواب و گاهی هیچ پاسخ معناداری ندارند.

^{۴۳} Theory of integral equations

^{۴۴} Under determined

برای دستیابی به یک جواب یکتا، باید به مسأله مورد نظر اطلاعات اولیه اضافه شود (Jackson, 1979). یک راهکار برای یافتن بهترین جواب تقریبی، کمینه کردن نورم ۲ بردار خطا است که روش حداقل مربعات نامیده می‌شود. بنابراین، در حل مسائل وارون خطی فرورآورد سعی می‌شود که جوابی از فضای پارامترهای مدل انتخاب گردد که متناسب با شرایط مسأله دارای طول بردار کمینه باشد (Menke, 1989).

اگر تعداد پارامترهای مجهول با تعداد داده‌ها برابر باشد، یعنی دقیقاً به اندازه کافی اطلاعات برای تعیین پارامترهای مدل موجود باشد، مسئله برآورد دقیق^{۴۵} نامیده می‌شود. دستگاه معادلات برآورد دقیق تنها دارای یک پاسخ می‌باشند.

هنگامی که در سیستم معادله $d = Gm$ تعداد پارامترهای مجهول کمتر از تعداد داده‌ها باشد، به عبارتی اطلاعات بسیار زیادی برای داشتن یک حل دقیق موجود باشد می‌گوییم مسئله فرابرد^{۴۶} است. این دسته از مسائل دارای یک جواب بهینه می‌باشند.

بسیاری از مسائل ژئوفیزیکی به شکل سیستم‌های فرورآورد که در آن‌ها تعداد مشاهدات بسیار کمتر از مجهولات است؛ می‌باشند (Menke, 1989).

۵-۲ فرمول‌بندی مسائل پیشرو و وارون برای میدان مغناطیسی

اساس روش مغناطیس‌سنجی بر پایه اندازه‌گیری میدان مغناطیسی آنومال، که مربوط به توزیع مغناطش غیرعادی داخل پوسته زمین است، استوار می‌باشد. خواص مغناطیسی سنگ‌ها در یک بازه بزرگ متغیر است و بسته به نوع ساختار سنگ، متفاوت است. همانطور که گفته شد، مواد مغناطیسی به‌وسیله بردار مغناطیدگی توصیف و مشخص می‌شوند، که این بردار متناسب با میدان مغناطیسی القایی می‌باشد (معادله ۱-۲).

^{۴۵} Even determined

^{۴۶} Over determined

خودپذیری مغناطیسی مواد دیامغناطیس منفی است و در مواد پارامغناطیس، این مقدار مثبت می‌باشد. به بیان دیگر در مواد دیامغناطیس، میدان مغناطیسی القایی، تمایل به کاهش میدان اعمال شده دارد. در حالی که در مواد پارامغناطیس میدان القایی، تمایل به افزایش میدان اعمال شده دارد و موجب تقویت جزئی میدان مغناطیسی می‌شوند، در نتیجه اثر میدان مغناطیسی خارجی اعمال شده بر روی دیامغناطیس‌ها مخالف اثر آن‌ها بر روی مواد پارامغناطیس است، یعنی مواد دیامغناطیس با آهنربا دفع می‌شوند. بیشتر مواد معدنی در دسته مواد دیامغناطیس یا پارامغناطیس جای می‌گیرند. این ویژگی بستگی به حرکت چرخشی الکترون‌ها، داخل اتم‌های مواد معدنی مختلف دارد، که الکترون‌ها می‌توانند خودشان را هم‌جهت یا در خلاف جهت میدان مغناطیسی اعمال شده هم‌تراز کنند. این میدان مغناطیسی خارجی اعمال شده، ممکن است میدان مغناطیسی پیرامون زمین باشد. مواد معدنی کمی در دسته مواد فرومغناطیس قرار دارند. این مواد توانایی بروز میدان مغناطیسی را در غیاب میدان مغناطیسی خارجی اعمال شده دارند. زمانی که گروه زیادی از اتم‌ها، که حوزه‌های مغناطیسی نامیده می‌شوند، در جهت میدان مغناطیسی خارجی اعمال شده جهت‌یابی کنند، باعث افزایش زیاد میدان مغناطیسی می‌شوند. رایج‌ترین ماده معدنی فرومغناطیس، مگنتیت می‌باشد و بنابراین در بیشتر موارد، خودپذیری مغناطیسی سنگ به وسیله مقدار و محتوای (حجم) مگنتیت آن تعیین می‌شود. خودپذیری مغناطیسی مواد معدنی فرومغناطیس می‌تواند به بزرگی 10^6 باشد. بنابراین در مواد معدنی فرومغناطیس میدان اعمال شده می‌تواند به صورت چشمگیری افزایش یابد. این مواد معدنی اغلب با کانسارهای فلزی همراه هستند. به همین علت، ناهنجاری‌های مغناطیسی اغلب شاخص خوبی از ذخایر معدنی هستند.

اگر فرض شود حجم D با توده‌های مغناطیسی، با مغناطش $J(r)$ پر شده باشد، میدان مغناطیسی $H(r')$ را می‌توان به صورت زیر تعریف کرد (Zhdanov, 2002):

$$H(r') = A^H(J) = \nabla' \iiint_D J(r) \cdot \nabla' \frac{1}{|r-r'|} dv, \quad (18-2)$$

که A^H عملگر مسأله مغناطیسی پیشرو است.

مسأله وارون در این مورد می‌تواند به‌عنوان تعیین مغناطش $J(r)$ ، از داده‌های مغناطیسی مشاهده شده به‌صورت زیر بیان شود:

$$J = (A^H)^{-1}(H) \quad (19-2)$$

ویژگی معمول و مهم در مسائل پیش‌رو مغناطیسی این است که عملگر $A^H(J)$ عملگر خطی می‌باشد، بنابراین عملگر مسائل وارون $(A^H)^{-1}(H)$ نیز خطی است (Zhdanov, 2002).

۶-۲ مشکلات مسائل وارون

یکی از مشکلات مسائل وارون این است که تعداد نامحدودی از مدل‌ها می‌توانند کاملاً منطبق بر یک سری داده شوند. سه مسأله مهم که در مسائل وارون باید در نظر گرفته شوند عبارتند از وجود پاسخ، یکتایی پاسخ و پایداری.

۱-۶-۲ وجود پاسخ

ممکن است هیچ مدلی وجود نداشته باشد؛ که کاملاً منطبق بر داده‌ها باشد (Aster, 2011). وجود پاسخ برای مسائل وارون دارای دو جنبه است، یکی وجود فیزیکی برخی از پارامترهای ژئوفیزیکی که داده‌های مشاهده‌ای را تولید می‌کند و دیگری وجود راه‌حل ریاضی برای معادله $d = Gm$ است. وجود فیزیکی پاسخ مسائل وارون بدیهی است؛ اما وجود پاسخ ریاضی برای این مسأله می‌تواند سؤال برانگیز باشد. به‌منظور درک بهتر این موضوع باید توجه داشت داده‌های ژئوفیزیکی اندازه‌گیری شده d_δ ، همواره شامل خطای معلوم δd می‌باشند.

$$d_\delta = d + \delta d \quad (20-2)$$

حال این سؤال پیش می‌آید، آیا می‌توان مدلی کاملاً منطبق بر داده‌های دارای خطا پیدا کرد؟

$$d_\delta = G(m_\delta) \quad (21-2)$$

پاسخ این است که گاهی اوقات نمی‌توان چنین مدلی را پیدا کرد. باید به یاد داشته باشیم که خطای اندازه‌گیری، ارتباطی با پارامترهای واقعی مدل ندارند و این خطا می‌تواند بدون هیچ ارتباطی با معادلات میدان ژئوفیزیک، تولید شود، بنابراین نمی‌تواند با مدل ریاضی رابطه $d = G(m)$ برای داده‌های ژئوفیزیکی توصیف شود. به این دلیل نمی‌توان انتظار داشت که همواره بتوان یک مدل معنادار فیزیکی، کاملاً منطبق با داده‌های مشاهده‌ای پیدا کرد. معمولاً پاسخ مسائل وارون در مدل‌های ساده جستجو می‌شود. برای این مسائل پاسخی وجود دارد اگر m_δ وجود داشته باشد، به طوری که:

$$\|d_\delta - G(m_\delta)\| < \delta, \quad (2-22)$$

که δ خطای اندازه‌گیری شده و $\| \dots \|$ نشان‌دهنده اختلاف میان داده‌های نظری (پیش‌بینی شده)، $G(m_\delta)$ و داده‌های مشاهده‌ای خطادار، d_δ می‌باشد. به دلیل خطای موجود در داده‌های اندازه‌گیری شده، همواره نباید به دنبال پاسخ دقیقی برای مسائل وارون بود بلکه مدلی مناسب است؛ که منطبق بر داده‌های مشاهده‌ای با دقت معلوم δ باشد (Zhdanov, 2002).

۲-۶-۲ یکتایی پاسخ

مشکل بعدی در حل مسائل وارون عدم یکتایی پاسخ‌ها می‌باشد. اگر جواب دقیقی نیز برای این مسائل وجود داشته باشد، این جواب ممکن است یکتا نباشد (Aster, 2011). این بزرگ‌ترین محدودیت تئوری وارون است و غالباً در مسائل میدان‌های پتانسیل اتفاق می‌افتد.

برای غلبه بر عدم یکتایی در مسائل وارون دو روش کلی وجود دارد. در روش اول به‌وسیله مفسر فرض‌های ساده‌ای در مورد شکل مدل انجام می‌شود. برای مثال ممکن است فرض شود که جسم موردنظر تا بی‌نهایت در یک جهت گسترش دارد. با این‌که چنین فرضیاتی تعداد جواب‌ها را تا حد زیادی کاهش می‌دهد اما تا حد زیادی نیز مدل را از واقعیت زمین‌شناسی که اغلب دارای پیچیدگی‌های فراوانی است، دور می‌کند. در روش دوم با استفاده از اطلاعات مختلف به‌دست‌آمده از چشمه بی‌هنجاری، می‌توان جواب‌ها را محدودتر کرد. برای مثال تعیین محدوده یا تخمین عمق

بی‌هنجاری با دیگر روش‌ها و فیلترهای ژئوفیزیکی، می‌تواند محدوده جواب‌ها را کوچک و کوچک‌تر کرده و مجموعه کوچکی از جواب‌های ممکن و منطبق با واقعیات زمین‌شناسی را ارائه دهد. به این‌گونه داده‌های مورد استفاده در مدل‌سازی، اطلاعات اولیه^{۴۷} می‌گویند (Blakely, 1996).

۲-۶-۳ پایداری پاسخ

بر اساس معادله (۲-۱۴) میدان پتانسیل در یک نقطه منحصر به فرد به کل توزیع منبع بستگی دارد. در حقیقت میدان پتانسیل در یک نقطه معین، میانگین وزنی از تمام قسمت‌های منبع است، که در آن تابع وزنی، $\psi(P, Q)$ می‌باشد. در سیستم‌های خطی $f(P)$ تابع خطی از $s(Q)$ است. به ازای تمام نقاط $P = Q$ ، $\psi(P, Q)$ یک تابع متغیر هموار است و تا زمانی که P خارج از جسم باشد، $f(P)$ هموارتر از $s(Q)$ خواهد بود. تغییرات کوچک در $f(P)$ باعث ایجاد تغییرات بزرگ و غیرواقعی در $s(Q)$ می‌شود و پاسخ به دست‌آمده ناپایدار نامیده می‌شود.

۲-۷ مسائل خوش‌حالت^{۴۸} و بدحالت^{۴۹}

دو دسته مهم از مسائل وارون‌سازی وجود دارد: مسائل خوش‌حالت و مسائل بدحالت. اگر سه شرط یکتایی، وجود و پایداری در پاسخ مسأله وارون برقرار باشد، آن مسأله خوش‌حالت است و اگر حداقل یکی از شرایط گفته‌شده در بالا برقرار نباشد مسأله، بدحالت نامیده می‌شود. غالب مسائل وارون ژئوفیزیکی بدحالت هستند؛ زیرا به دلیل بیشتر بودن تعداد مجهولات یا پارامترهای مدل نسبت به داده‌ها، پارامترهای آزاد مدل موجب ناپایداری می‌شود و در نتیجه حداقل یکی از سه شرط مذکور در بالا در آن‌ها برقرار نمی‌باشد. می‌توان مسائل وارون بدحالت را به مسائل خوش‌حالت تبدیل کرد. این مسأله از نظر ریاضی بدین معنی است که به جای در نظر گرفتن m از تمام فضای مدل M ، می‌توان m را از زیرفضای خاصی از M مانند C انتخاب کرد؛ که شامل مدل‌های ساده‌تر و یا مناسب‌تر برای

^{۴۷} Prior information

^{۴۸} Well-posed

^{۴۹} Ill-posed

مسائل وارون می‌باشد. چنین زیرفضای برداری، مجموعه تصحیح^{۵۰} نامیده می‌شود. در این حالت نیاز به قابل حل بودن و پیوستگی G^{-1} بر کل فضای M نیست و برقراری آن‌ها تنها در تصویر زیرفضای C در فضای M کفایت می‌کند. بنابراین با تعیین کردن مجموعه تصحیح می‌توان مسائل بدحالت را به مسائل خوش حالت تبدیل کرد (Zhdanov, 2002). یک روش پایدار کردن مسائل وارون‌سازی، استفاده از قیود اضافی می‌باشد (Aster, 2011) و به مجموعه این روش‌ها که برای حل مشکل عدم پایداری به‌کاربرده می‌شوند، منظم‌سازی^{۵۱} گفته می‌شود که مبانی آن توسط تیخونوف^{۵۲} بنیان نهاده شد. تیخونوف و آرسنین^{۵۳} (۱۹۷۷) قوانین ریاضی برای انتخاب مجموعه تصحیح C معرفی کردند. به‌عنوان مثال، آن‌ها برای مدل‌هایی که به‌وسیله تعداد محدودی از پارامترهای کران‌دار توصیف می‌شوند، یک مجموعه تصحیح C در فضای اقلیدسی، از پارامترهای مدل، تشکیل دادند. این نتیجه می‌تواند برای هر فضای متریک تعمیم یابد (Zhdanov, 2002).

۸-۲ انتخاب پاسخ مناسب برای مسائل بدحالت

با توجه به این نکته که داده‌های اندازه‌گیری شده همواره شامل مقداری خطا هستند، لزومی به برآزش دقیق داده‌ها نیست. در منظم‌سازی تیخونوف مرتبه صفر، فرض می‌شود تمامی پاسخ‌ها در محدوده خطای اندازه‌گیری، به‌دست آمده‌اند، یعنی $\|Gm - d\|_2 \leq \delta$ ، همچنین پاسخی انتخاب می‌شود که نورم^{۵۴} m را نیز کمینه کند (Aster, 2011).

$$\min \|m\|_2 \quad (۲۳-۲)$$

$$\|Gm - d\|_2 \leq \delta$$

^{۵۰} Correctness set

^{۵۱} Regularization

^{۵۲} Tikhonov

^{۵۳} Arsenin

^{۵۴} Norm

هدف اساسی کمینه کردن نورم m ، تعریف یک تابع پایدارکننده^{۵۵} می‌باشد.

تابع پایدارکننده، تابع نامنفی مانند $s(m)$ در یک فضای برداری است به طوری که اگر برای هر عدد حقیقی مثبت $(c > 0)$ ، زیرمجموعه M_c از اعضای فضای برداری که برای تمامی آن‌ها شرط $s(m) \leq c$ صادق است، یک مجموعه تصحیح باشد (Zhdanov, 2002). تابع پایدارکننده از میان تمامی مدل‌های ممکن فضای برداری، مجموعه تصحیح M_c را انتخاب می‌کند. پس مسأله وارون $d = G(m)$ باید در مجموعه M_c حل شود به طوری که:

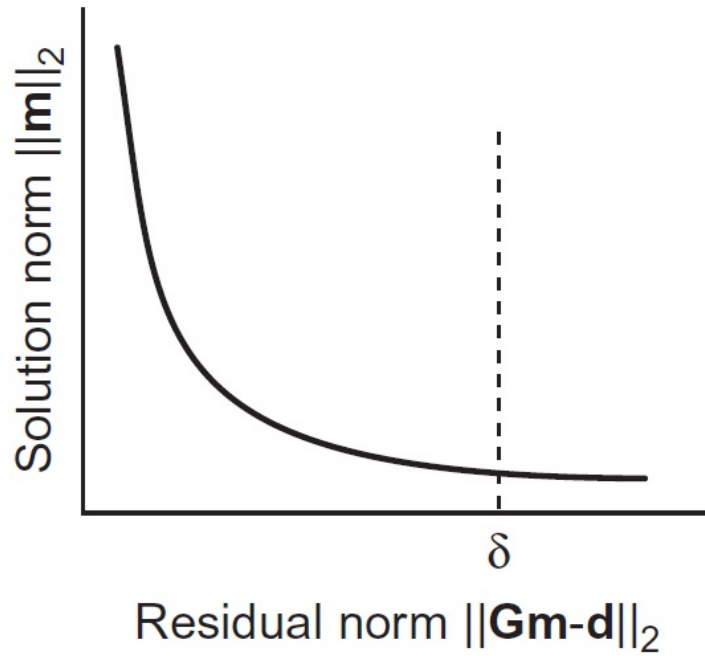
$$d = G(m) \quad m \in M_c \quad (24-2)$$

می‌توان ثابت کرد که تابع نورم یک و دو در فضای M پایدارکننده است (Zhdanov, 2002). باید توجه داشت در معادله (۲-۲۳)، هر چه مقدار δ افزایش یابد، مجموعه مدل‌های احتمالی بیشتر شده و حداقل مقدار $\|m\|_2$ کاهش می‌یابد. می‌توان منحنی مقادیر کمینه $\|m\|_2$ را برحسب δ رسم کرد (شکل ۲-۷). همچنین می‌توان یک منحنی با در نظر گرفتن مسأله به شکل زیر رسم کرد:

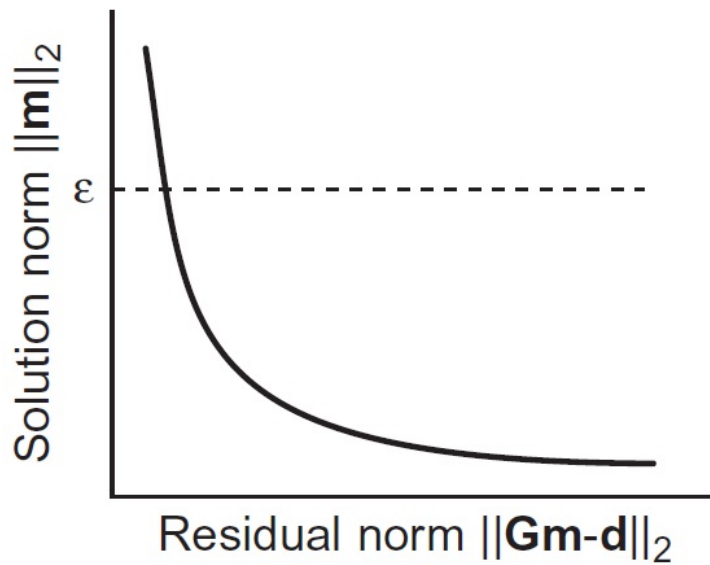
$$\begin{aligned} \text{Min } \|Gm - d\|_2 \\ \|m\|_2 \leq \varepsilon \end{aligned} \quad (25-2)$$

چنانچه ε کاهش یابد، مجموعه جواب‌های محتمل کوچک‌تر می‌شود و مقادیر کمینه $\|Gm - d\|_2$ افزایش می‌یابد. با تنظیم ε می‌توان منحنی مقادیر بهینه $\|m\|_2$ و $\|Gm - d\|_2$ را رسم کرد (شکل ۲-۸) (Aster, 2011).

^{۵۵} Stabilizer



شکل (۹-۲) خطای اندازه‌گیری معین، δ ، و موقعیت آن بر روی منحنی نورم مدل، $\|m\|_2$ ، بر حسب خطای اندازه‌گیری باقی‌مانده، $\|Gm - d\|_2$ (Aster, 2011)



شکل (۱۰-۲) یک نورم مدل معین، ϵ ، و موقعیت آن بر روی منحنی نورم مدل، $\|m\|_2$ ، بر حسب خطای اندازه‌گیری باقی‌مانده، $\|Gm - d\|_2$ (Aster, 2011)

بر مبنای معادلات دیفرانسیل توابع چند متغیره، برقراری رابطه $\|G m - d\|_2 \leq \delta$ و شرط $\min \|m\|_2$ با کمینه کردن تابع زیر است:

$$f(m, \alpha) = \|d - G(m)\|_2 + \alpha^2 \|m\|_2 \quad (26-2)$$

تابع $f(m, \alpha)$ تابع پارامتری تیخونوف نامیده می‌شود و α پارامتر منظم‌سازی نام دارد. جهت حل این‌گونه مسائل از روشی به نام روش کمترین مربعات میرا^{۵۶} استفاده می‌شود. این روش نوسانات غیرفیزیکی را کاهش داده یا حذف می‌کند و در نهایت پارامترهای مدل را محاسبه می‌کند. تیخونوف و آرسنین (۲۰۰۹) ثابت کردند که مقدار کمینه برای بسیاری از توابع پایدارکننده زمانی صورت می‌پذیرد که رابطه زیر برقرار باشد:

$$\|d - G(m)\| = \delta \quad (27-2)$$

پس از تبدیل نامساوی به مساوی می‌توان مقدار پارامتر α را به دست آورد.

زمانی که در مسائل خطی، منحنی مقادیر بهینه $\|m\|_2$ را بر حسب $\|G m - d\|_2$ ، در مقیاس $\log\text{-}\log$ رسم می‌کنیم، غالباً شکل منحنی به شکل "L" درمی‌آید، به این دلیل منحنی L -^{۵۷} نامیده می‌شود. تیزی گوشه منحنی از مسأله‌ای به مسأله دیگر فرق می‌کند (Hansen, 1992). می‌توان مقدار α را با توجه به منحنی L تعیین کرد. بدین صورت که مقدار عددی α نزدیک به مقدار عددی انتخاب شده به عنوان گوشه منحنی L است (Aster, 2011).

۹-۲ نظریه روش وارون‌سازی لی-اولدنبرگ

برای مدل‌سازی، ناحیه مورد مطالعه به تعداد زیادی سلول، که هر کدام از آن‌ها دارای مقدار خودپذیری مغناطیسی ثابتی می‌باشند، تقسیم می‌شود (Li and Oldenburg, 1996).

شکل (۹-۲) یک سیستم شبکه‌ای سه‌بعدی متشکل از این سلول‌ها را نشان می‌دهد. در این

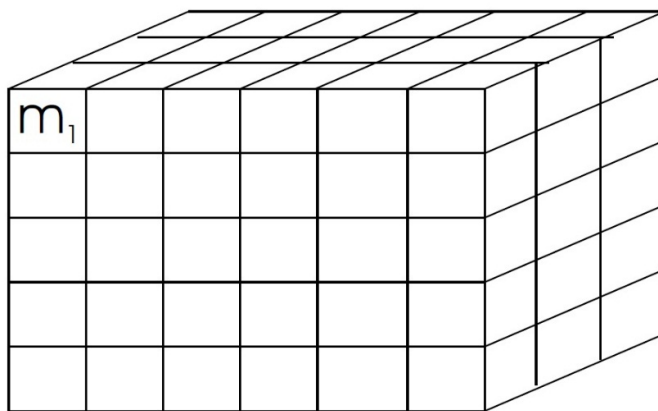
سیستم، ناحیه مورد مطالعه به وسیله یک بردار ستونی $m = (m_1, m_2, \dots, m_M)^T$ به طول M (تعداد

^{۵۶} Damped Least squares

^{۵۷} L-Curve

سلول‌ها) نمایش داده می‌شود. هر درایه‌ی این بردار، بیانگر مقدار خودپذیری مغناطیسی هر سلول در مدل می‌باشد. جهت محاسبه پاسخ در هر نقطه مشاهده‌ای، باید حل مسأله پیشرو که شامل حل یک سیستم معادلات بر اساس توزیع خصوصیات فیزیکی زمین گسسته است، صورت گیرد (Philips, 2002). بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در هر مکان بر روی سطح یا در بالای سطح، با خودپذیری مغناطیسی زیر سطح، به وسیله رابطه خطی زیر مرتبط می‌شود:

$$d = G k \quad (2-28)$$



شکل (۲-۱۱) تقسیم‌بندی زمین به وسیله شبکه‌بندی سه‌بعدی متعامد (Philips, 2002).

در این رابطه d ، بردار داده‌ها و k ، خودپذیری مغناطیسی سلول‌ها می‌باشد (Li and Oldenburg, 1996). در این مسائل هدف، محاسبه k می‌باشد (Philips, 2002). همان‌طور که گفته شد وارون‌سازی مسائل ژئوفیزیکی معمولاً از نوع مسائل فروبرآورد است، بنابراین بی‌نهایت مدل حاصل می‌شود (Lelièvre, 2009). برای به دست آوردن مدل مطلوب، ابتدا باید یک تابع هدف تعریف کرد، به طوری که با کمینه کردن آن تابع، یک مدل قابل تفسیر ژئوفیزیکی حاصل شود. جزئیات تابع هدف بستگی به مسأله دارد؛ اما در حالت کلی نیاز به یک تابع هدف انعطاف‌پذیر داریم که به مدل مرجع m_0 نزدیک بوده و در سه جهت فضایی هموار باشد. اگر جهت مثبت برای X و Z به ترتیب شمال و پایین سیستم مختصات در نظر گرفته شود، می‌توان تابع هدف مدل را به صورت زیر تعریف کرد:

$$\begin{aligned} \varphi_m(m) = & \alpha_s \int_V \omega_s \{ \omega(\bar{r}) [m(\bar{r}) - m_0] \}^2 dv & (29-2) \\ & + \alpha_z \int_V \omega_z \left\{ \frac{\partial \omega(\bar{r}) [m(\bar{r}) - m_0]}{\partial z} \right\}^2 dv \\ & + \alpha_y \int_V \omega_y \left\{ \frac{\partial \omega(\bar{r}) [m(\bar{r}) - m_0]}{\partial y} \right\}^2 dv \\ & + \alpha_x \int_V \omega_x \left\{ \frac{\partial \omega(\bar{r}) [m(\bar{r}) - m_0]}{\partial x} \right\}^2 dv \end{aligned}$$

که در آن توابع w_z, w_y, w_x, w_s و توابع وزنی وابسته فضایی هستند (Li and Oldenburg, 1996) و ضرایب $\alpha_z, \alpha_y, \alpha_x, \alpha_s$ جهت وزندهی قسمت‌های مختلف معادله می‌باشند و تابع هدف مدل را قادر می‌سازند تا با تغییر یک یا دو پارامتر، موفق به بازسازی مدل‌هایی شود که به مدل مرجع نزدیک یا ترجیحاً در یک راستای خاص هموارتر باشد (Philips, 2002). در اینجا تابع $w(r)$ یک تابع وزندهی تعمیم داده شده است. هدف این تابع خنثی کردن میرایی هندسی حساسیت با فاصله از مکان مشاهده می‌باشد (یوسفی و اسکویی، ۱۳۹۲). می‌توان معادله (۲۹-۲) را به صورت زیر نیز نوشت:

$$\Phi_m(m) = \Phi_{ms} + \Phi_{mv} \quad (30-2)$$

که Φ_{ms} اولین عبارت معادله (۲۹-۲) را بیان می‌کند و معیار نزدیکی مدل به دست آمده به مدل مرجع (m_0) است، مدل مرجع می‌تواند یک مدل زمینه عمومی باشد که از بررسی‌های قبلی برآورد شده است و یا اینکه می‌تواند مدل صفر باشد (یوسفی و اسکویی، ۱۳۹۲) و Φ_{mv} سه عبارت باقی‌مانده معادله (۲۹-۲) را بیان کرده و میزان همواری مدل را در جهات x, y و z کنترل می‌کند. تابع هدف معادله (۲۹-۲) می‌تواند مدل‌های مختلف زیادی را تولید کند اما می‌توان از طریق توابع وزندهی و مدل مرجع، اطلاعات اولیه‌ای که از زمین‌شناسی یا دیگر روش‌های ژئوفیزیکی حاصل می‌شوند؛ را وارد روند وارون-سازی کرد تا مدلی مطلوب، متناسب با ساختارهای زمین‌شناسی به دست آید.

گام بعد در وارون سازی، بررسی میزان انطباق داده‌های پیش‌بینی شده با داده‌های مشاهده‌ای می‌باشد؛ که به این منظور یک تابع عدم برازش به صورت زیر تعریف شده است:

$$\phi_d = || W_d(d - d^{obs}) ||^2 \quad (31-2)$$

که در آن w_d یک ماتریس قطری است که درایه i ام آن $\frac{1}{\sigma_i}$ می‌باشد و σ_i بیانگر انحراف معیار استاندارد i امین داده است (Li and Oldenburg, 1996). مسأله وارون با پیدا کردن یک مدل (m) که تابع هدف مدل را کمینه می‌کند و داده‌های آن بیشترین انطباق را با داده‌های مشاهده‌ای دارد، حل می‌شود. می‌توان تابع هدف را به صورت زیر نوشت:

$$\varphi = \varphi_d + \mu\varphi_m \quad (32-2)$$

که در آن φ_d عدم برازش داده‌ها، φ_m تابع هدف مدل و μ ضریب منظم‌سازی^{۵۸} می‌باشد. کمینه شدن این تابع هدف نهایی، منجر به تولید مدل مطلوب می‌شود (Philips, 2002). μ یک پارامتر تحلیل‌گر است و بین میزان نزدیکی نمودار مدل نهایی به داده‌های اصلی و عدم مدل‌سازی نوفه‌ها تعادل برقرار می‌کند. هنگامی که انحراف معیار استاندارد خطای داده‌ها مشخص است، عدم تطابق قابل قبول با مقدار قابل انتظار φ_d^* داده می‌شود و به دنبال مقدار μ خواهیم بود که عدم تطابق مطلوب را فراهم می‌کند. از طرفی مقدار برآوردی μ ، قابل تعیین خواهد بود (یوسفی و اسکویی، ۱۳۹۲). از یک روش شبکه‌بندی لگاریتمی اولیه به روش گرادیان مزدوج، به‌منزله حل‌کننده مرکزی استفاده می‌کنیم. در روش حصاربندی لگاریتمی، قید فرضی مثبت بودن در حکم یک عبارت شبکه لگاریتمی قابل اجرا است. تابع هدف جدید به صورت زیر داده می‌شود (Lelievre and Oldenburg, 2006):

$$\phi(\lambda) = \phi_d + \mu\varphi_m - 2\lambda \sum_{j=1}^M \ln(m_j) \quad (33-2)$$

که در آن $2\lambda \sum_{j=1}^M \ln(m_j)$ تابع حصاربندی^{۵۹} و λ ضریب حصاربندی^{۶۰} است.

^{۵۸} Tradeoff parameter

^{۵۹} Barrier function

^{۶۰} Barrier parameter

به‌طور خلاصه مراحل به‌کار رفته در این روش عبارتند از:

(۱) مدل‌سازی پیشرو

(۲) انتخاب تابع هدف مدل شامل وزن‌دهی عمقی مناسب

(۳) تعیین تابع عدم برازش بین داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای

(۴) انتخاب ضریب منظم‌سازی مناسب

(۵) اعمال حصار لگاریتمی برای به‌دست آوردن جواب‌های مثبت حاصل از وارون‌سازی.

فصل سوم

وارون‌سازی داده‌های مصنوعی

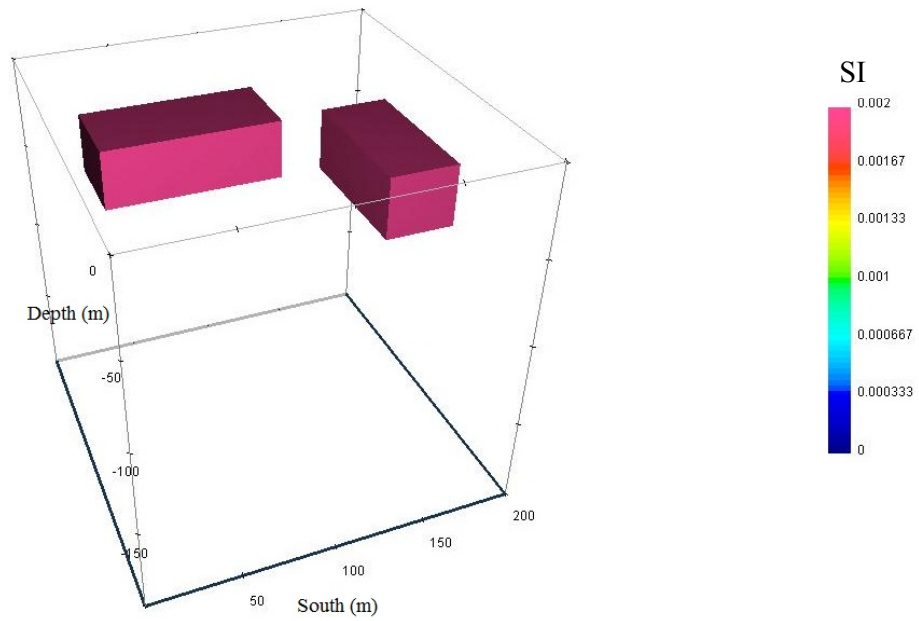
۱-۳ مقدمه

به منظور استفاده بهینه از الگوریتم لی - اولدنبرگ، نخست کاربرد آن بر روی داده‌های مصنوعی به همراه نوفه، مورد تحلیل و بررسی قرار گرفته است. بر اساس میزان تطابق نتایج به دست آمده با جواب اصلی مسأله، از این روش برای داده‌های واقعی در یک منطقه استفاده می‌شود. در روش لی - اولدنبرگ می‌توان با وارد کردن اطلاعات زمین‌شناسی و یا روش‌های ژئوفیزیکی دیگر، به وارون‌سازی سه‌بعدی مقید داده‌های مغناطیس‌سنجی پرداخت. مدل نهایی به دست آمده با استفاده از الگوریتم مذکور، از اعتبار و اعتماد بالایی برخوردار است و تطابق بیشتری با واقعیت‌های زمین‌شناسی دارد. به منظور توصیف و بررسی شرایط مدل‌سازی و آشنایی هر چه بیشتر با قیود و پارامترهای به کار رفته در این روش، در این قسمت اقدام به وارون‌سازی داده‌های مصنوعی شده است.

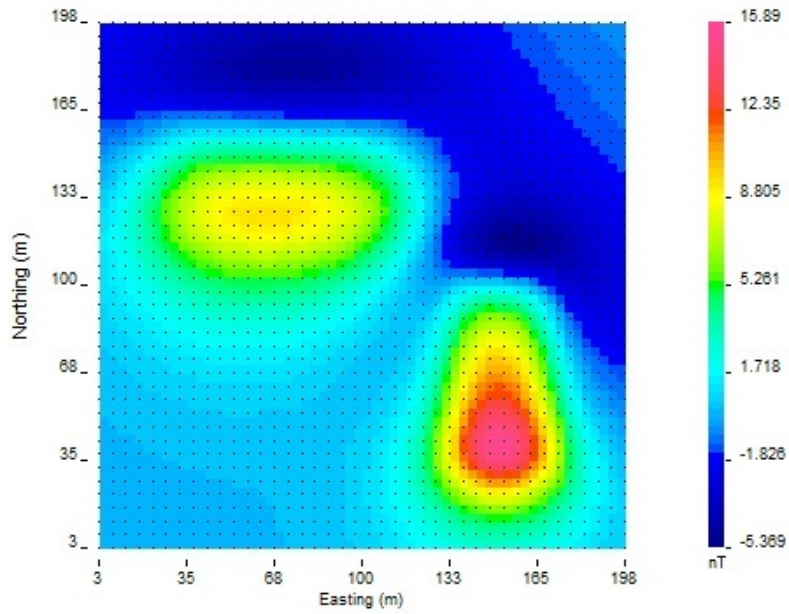
۲-۳ مدل مصنوعی مرکب

در این بخش یک مدل مصنوعی مرکب متشکل از یک مکعب مستطیل در جنوب شرق با عمق بالا و پایین به ترتیب ۱۲/۵ و ۴۵ متر و یک مکعب مستطیل در شمال غرب با عمق بالا و پایین به ترتیب ۲۲/۵ و ۵۵ متر با تباین مغناطیسی SI ۰/۰۰۲ و زاویه میل و انحراف به ترتیب ۵۳ و ۳/۵ درجه تشکیل شده، مورد استفاده قرار گرفته است. این مدل در فضایی با سلول‌هایی به طول و عرض یکسان، به اندازه ۵ متر ساخته شده است (شکل ۱-۳).

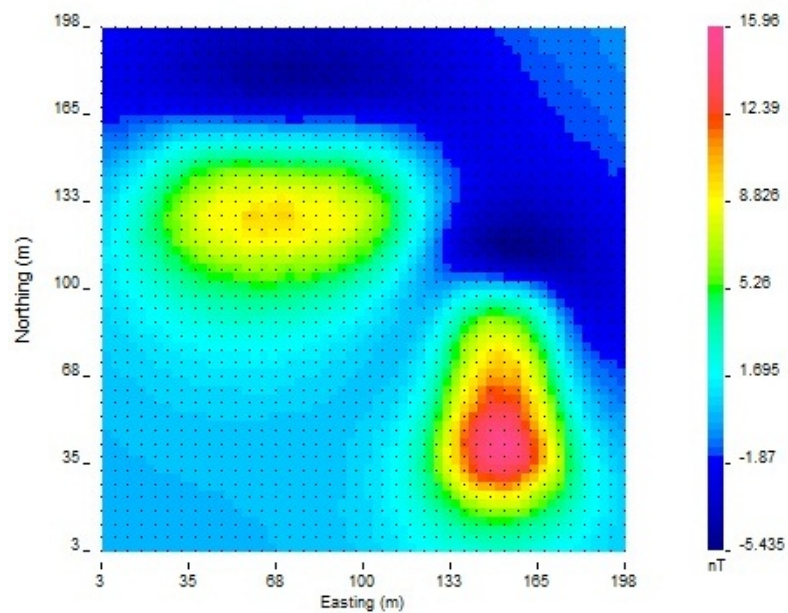
داده‌های به دست آمده از این مدل در یک شبکه منظم به فواصل ۵ متر محاسبه شده و تعداد ۱۶۰۰ داده تولید شده است. نوفه گوسی تصادفی به اندازه ۳ درصد (Whilliams, 2008) به داده‌ها اضافه شد؛ که در شکل‌های (۲-۳) و (۳-۳) به ترتیب شبکه حاصل از داده‌های خام و داده‌های همراه با نوفه تصادفی نشان داده شده است. شکل (۴-۳) شبکه حاصل از داده‌های مغناطیس مدل مصنوعی همراه با نوفه را بر روی مدل مصنوعی که در ابتدا ایجاد شده، نشان می‌دهد.



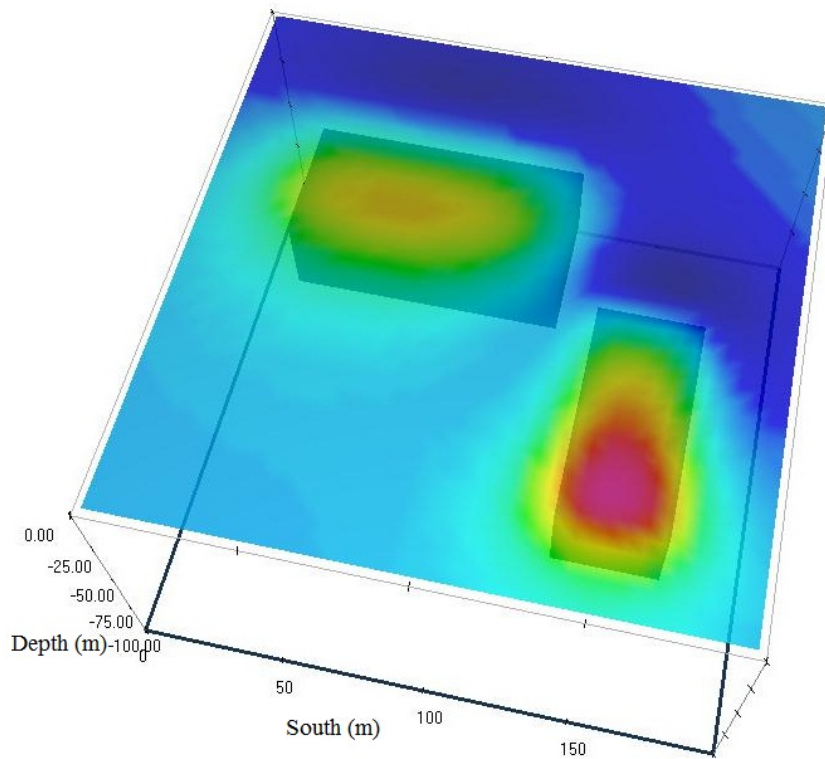
شکل (۱-۳) نمای سه‌بعدی مدل مصنوعی مرکب متشکل از دو مکعب با تباين خودپذیری $SI \ 0.002$.



شکل (۲-۳) شبکه حاصل از داده‌های مغناطیس خام مدل مصنوعی مرکب.

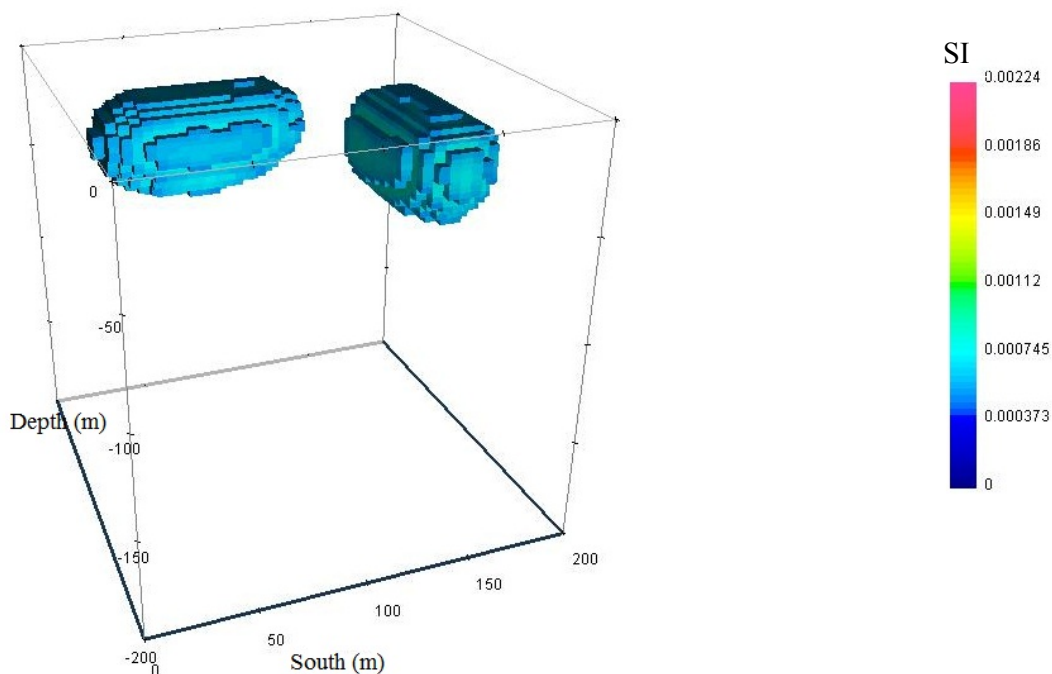


شکل (۳-۳) اثر مغناطیسی حاصل از مدل مصنوعی مرکب با ۳ درصد نوفه بر اساس اطلاعات ذکر شده در بخش (۲-۳) متن.



شکل (۴-۳) نمایش شبکه حاصل از داده‌های مغناطیس مدل مصنوعی مرکب با ۳ درصد نوفه بر روی مدل مصنوعی اولیه.

مدل‌سازی در این پایان‌نامه با استفاده از نرم‌افزار Mag3D انجام می‌شود؛ که اساس آن روش وارون‌سازی لی-اولدنبیگ می‌باشد. این نرم‌افزار این امکان را فراهم می‌کند تا بتوان اطلاعات زمین‌شناسی و یا اطلاعات حاصل از روش‌های ژئوفیزیکی دیگر را که در دسترس می‌باشد، جهت حصول مدل نهایی هرچه مطلوب‌تر و معتبرتر در فرآیند مدل‌سازی وارد کرد. در وهله اول وارون‌سازی بدون وجود هیچ‌گونه اطلاعات زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی و در حالت پیش‌فرض صورت گرفته است (شکل ۳-۵).



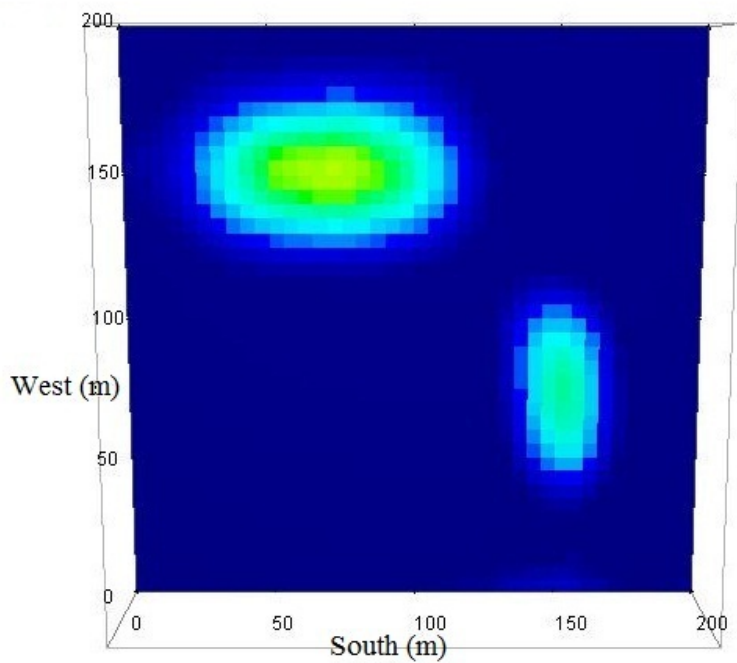
شکل (۳-۵) وارون‌سازی در حالت پیش‌فرض (سلول‌های با خودپذیری کمتر از 0.0005 در واحد SI نمایش داده نشده‌اند).

با توجه به نتیجه مدل‌سازی پیش‌فرض که در شکل (۳-۵) نشان داده شده است، مشاهده می‌شود که تباین مغناطیدگی از میزان واقعی کمتر بوده و مدل‌ها به سمت عمق کشیده شده‌اند. همان‌طور که قبلاً گفته شد و در شکل (۳-۱) دیده می‌شود؛ مکعب شمال غرب در عمق بیشتری نسبت به مکعب جنوب شرق قرار دارد، این امر در بررسی نتایج مدل‌سازی که بدون اعمال هیچ‌گونه قیدی انجام شده

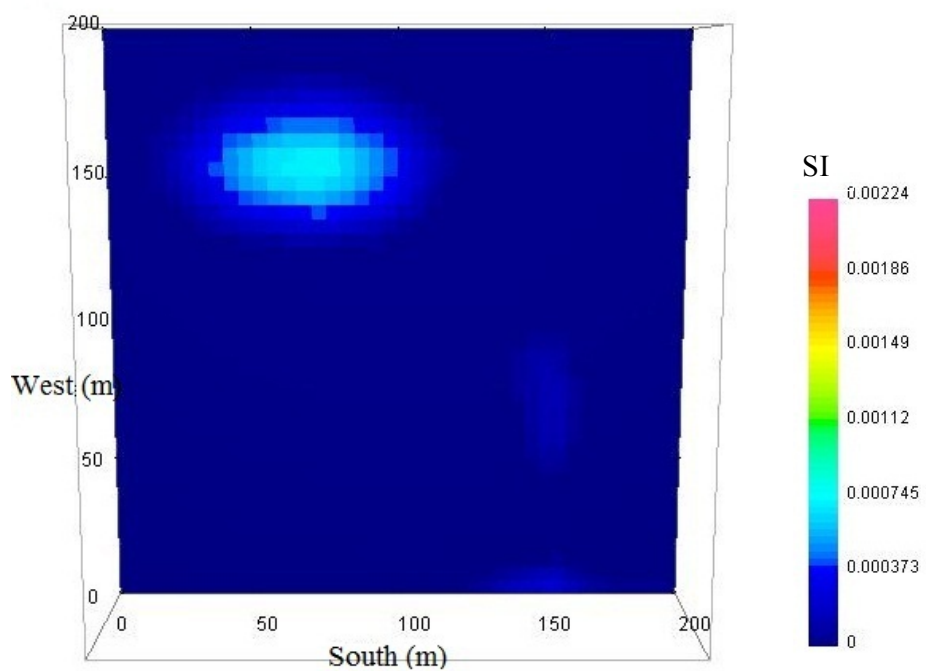
است نیز تایید شد. از قیود قابل اعمال در این روش می‌توان به هموارسازی در سه جهت فضایی، مدل مرجع، قید وزنی عمقی و ... اشاره کرد.

به دلیل این که داده‌های میدان پتانسیل اطلاعات عمقی ذاتی ندارند، یک تابع وزنی، توزیع عمودی ویژگی‌ها را کنترل می‌کند (Williams, 2008). در این قید با استفاده از یک ضریب میرایی به مدل اجازه آمدن به سطح داده نمی‌شود و مدل به سمت عمق سوق داده می‌شود.

با توجه به این که میزان کشیدگی سطحی مکعب‌ها بیشتر از کشیدگی عمقی آن‌ها است؛ می‌توان به منظور کسب نتیجه مطلوب‌تر، مقدار ضرایب هموارسازی در راستای x و y را نسبت به ضریب هموارسازی در راستای z افزایش داد. استفاده از این قید در مواردی است که از ساختار مورد نظر، کشیدگی در یک جهت خاص انتظار می‌رود. هرچه مقدار این ضریب در یک راستای معین بیشتر باشد، کشیدگی و هموارشدگی مدل در آن راستا بیشتر می‌شود. برای مثال در مدل‌سازی ساختارهایی نظیر گنبد نمکی کشیدگی عمقی بیشتر از کشیدگی افقی است. همان‌طور که در شکل (۳-۵) دیده می‌شود، مقادیر عمق، طول و عرض مکعب‌ها تقریباً درست تخمین زده شده اما دقیق نمی‌باشد. با افزایش هموارسازی در راستاهای افقی نسبت به راستای قائم می‌توان دقت مدل را افزایش داد. در شکل (۳-۶) نمایشی از سطح بالای مدل حاصل از وارون‌سازی در حالت پیش‌فرض در عمق‌های ۵۰ و ۶۰ متری نشان داده شده است. شکل (۳-۷) نیز مدل حاصل از وارون‌سازی پس از اعمال قید هموارسازی را در عمق‌های ۵۰ و ۶۰ متری نمایش می‌دهد. همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد؛ ارتفاع پایین مکعب واقع در جنوب شرق و مکعب واقع در شمال غرب به ترتیب ۴۵ و ۵۵ می‌باشد. با توجه به این نکته و مقایسه شکل‌های (۳-۶) و (۳-۷)، بدیهی است نتایج حاصل از اعمال قید همترازسازی، مطلوب‌تر و دقیق‌تر باشد.



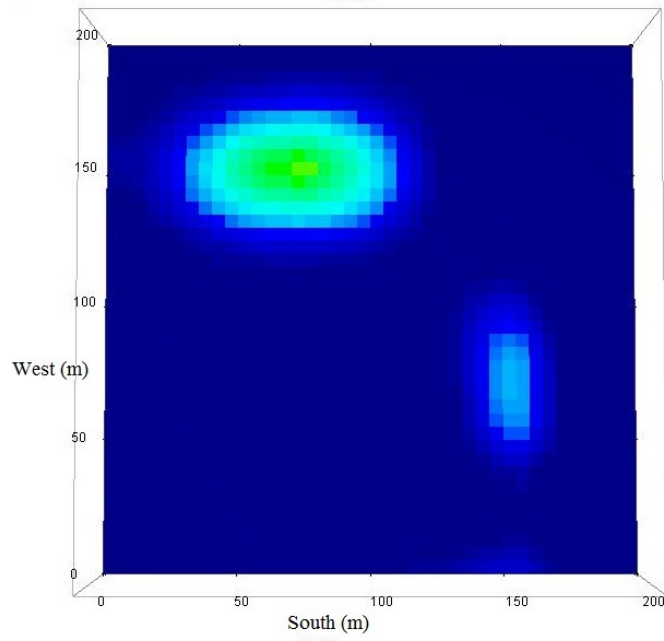
(الف)



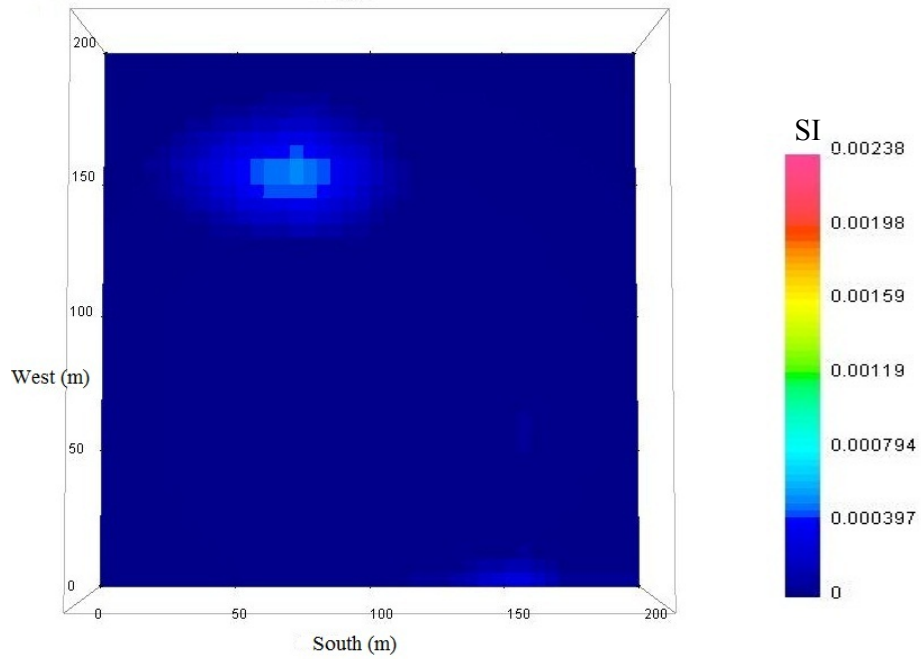
(ب)

شکل (۶-۳) نمایشی از سطح بالای مدل حاصل از وارون‌سازی در حالت پیش فرض در عمق‌های الف) ۵۰ و ب) ۶۰ متری.

(الف)



(ب)



شکل (۷-۳) نمایشی از سطح بالای مدل حاصل از وارون‌سازی پس از اعمال قید هموارسازی در عمق‌های الف) ۵۰ و ب) ۶۰ متری.

۳-۳ نتیجه گیری

به منظور استفاده بهینه از الگوریتم وارون سازی لی- اولدنبرگ اقدام به وارون سازی داده های مدل مصنوعی مرکب شد. با توجه به این که دو هدف اصلی این روش، تخمین شکل منشأ و تعیین میزان تباین خودپذیری مغناطیسی بی‌هنجاری با زمینه است، نتایج حاصل از وارون سازی داده های مصنوعی، نشان دهنده عملکرد قابل قبول این روش در تخمین شکل بی‌هنجاری های مختلف بود؛ با این تفاوت که میزان تباین خودپذیری مغناطیسی بی‌هنجاری با زمینه نسبت به اندازه واقعی مقدار ناچیزی فاصله داشت. ویژگی مهم این الگوریتم، توانایی شرکت اطلاعات جانبی در روند وارون سازی است. این قابلیت توسط قیدهایی مانند هموارسازی، مثبت بودن، مدل مرجع و ... انجام می‌شود. در این تحقیق از قید هموارسازی استفاده شد که نتیجه وارون سازی پس از اعمال این قید، انطباق بیشتری با مدل اولیه داشت.

فصل چهارم

وارون سازی داده های واقعی

۱-۴ مقدمه

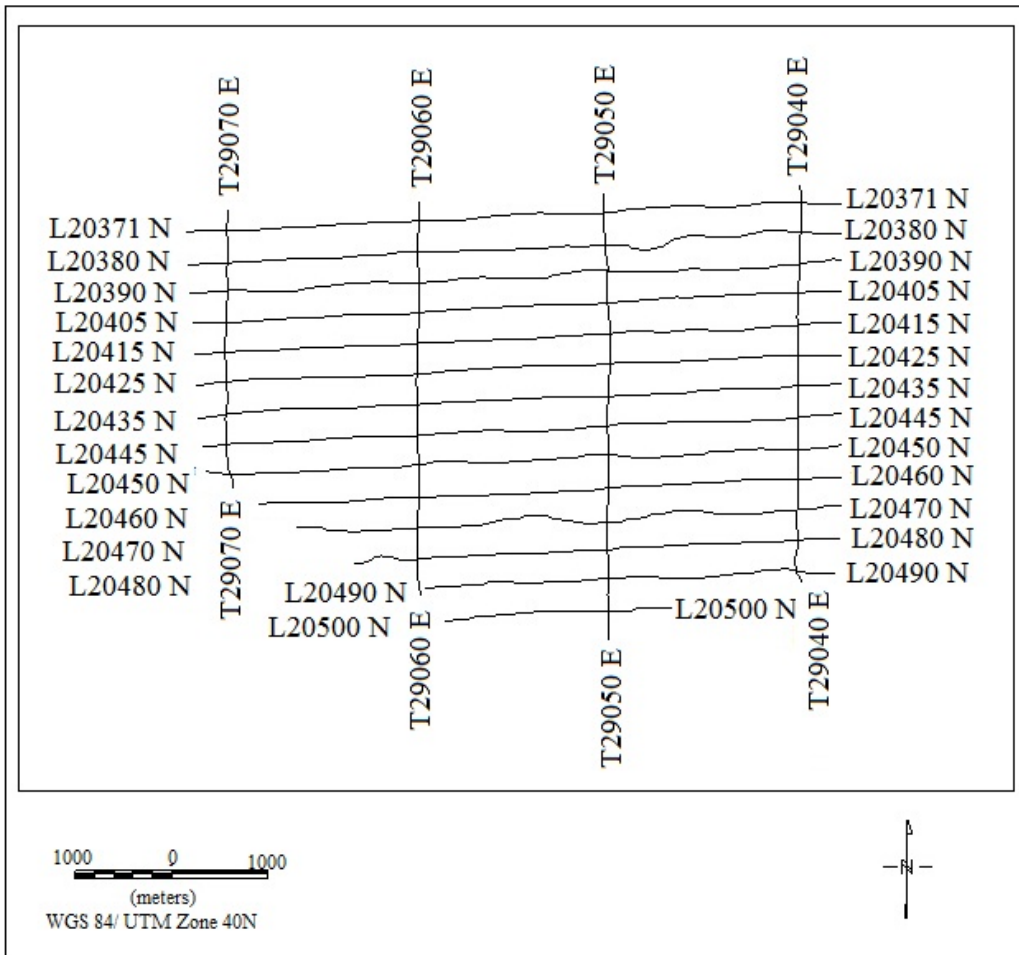
در این فصل به پردازش و مدل سازی معکوس سه بعدی داده های واقعی مغناطیس سنجی هوابرد پرداخته می شود. پردازش و مدل سازی این داده ها به ترتیب با استفاده از نرم افزارهای Geosoft و Mag3D صورت گرفته است.

۲-۴ معرفی منطقه مورد مطالعه

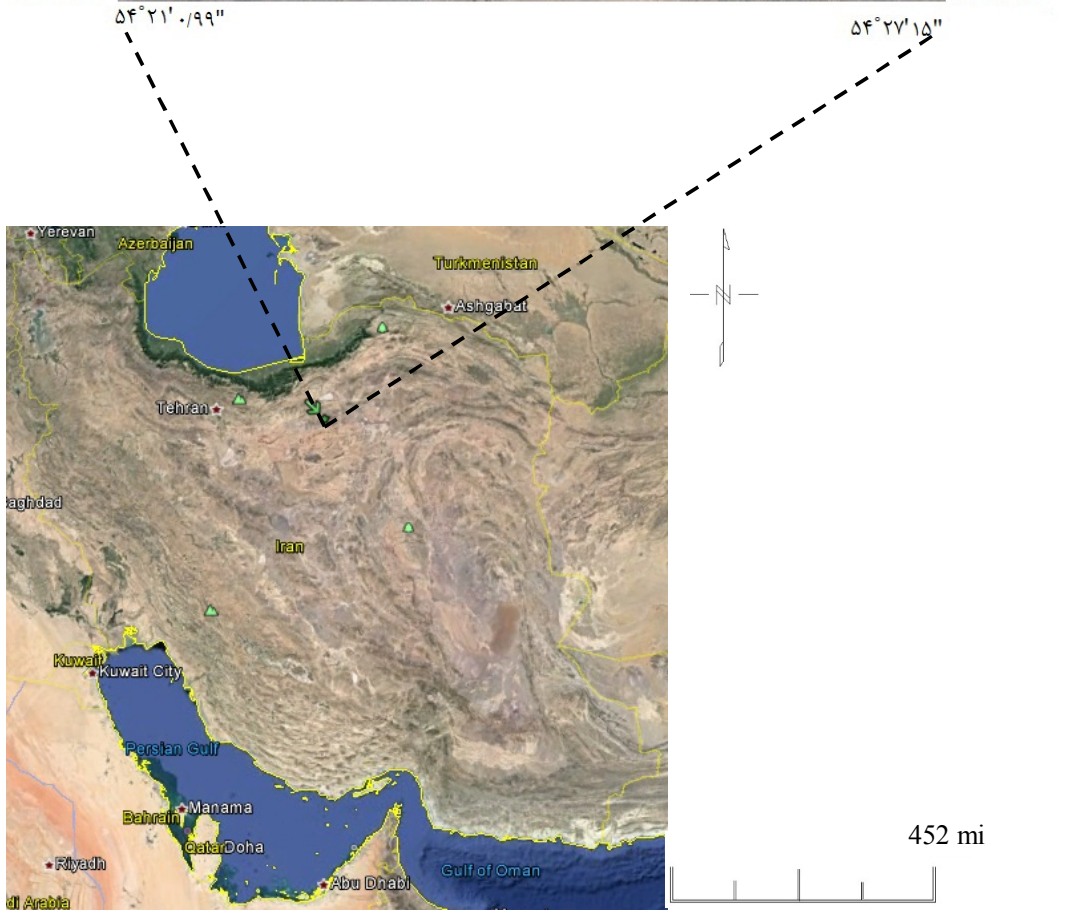
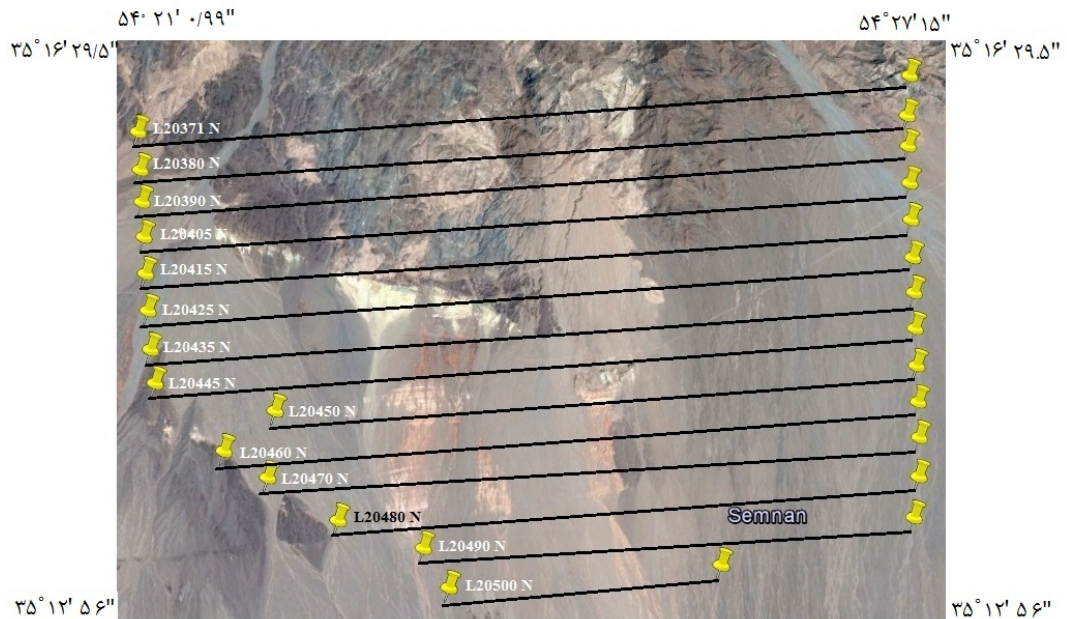
داده های مورد استفاده در این فصل، مربوط به پروژه معلمان - طرود می باشد؛ که این پروژه در سال های ۱۳۸۱ و ۱۳۸۲ توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور و با مشارکت شرکت کانادایی فوگرو^{۶۱} انجام شده است. داده های مغناطیس این محدوده، به وسیله بالگرد Bell 214 ساخت کشور فرانسه و متعلق به شرکت هواپیمایی پارس که مجهز به یک پرنده دارای مگنتومتر بخار سزیم نسل دوم CS2 که با کابلی به طول تقریباً ۱۰ متر از بالگرد آویخته بوده، برداشت گردیده است. طول خطوط پرواز حداکثر ۸/۶ کیلومتر، فاصله خطوط اصلی ۴۰۰ متر (در برخی مناطق ۲۰۰ متر) و فاصله خطوط کنترلی ۲/۵ کیلومتر بوده است. فاصله بالگرد از سطح زمین نیز حدود ۶۰ متر بوده و در هر ثانیه ده داده ثبت شده است. شکل (۱-۴) خطوط اصلی و کنترلی مورد بررسی در این تحقیق را نشان می دهد. موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه ایران، با پیکان سبز رنگ در شکل (۲-۴) مشخص شده است، همچنین در این شکل موقعیت خطوط اصلی پرواز برداشت شده در آن محدوده نیز دیده می شود.

منطقه مورد بررسی، در شرق نقشه یک صد هزارم زمین شناسی کلاته رشم در استان سمنان واقع می شود. قسمتی از نقشه زمین شناسی برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم، در شکل (۳-۴) آورده شده است؛ که محدوده مورد مطالعه با کادر مشکی رنگ در آن مشخص شده است.

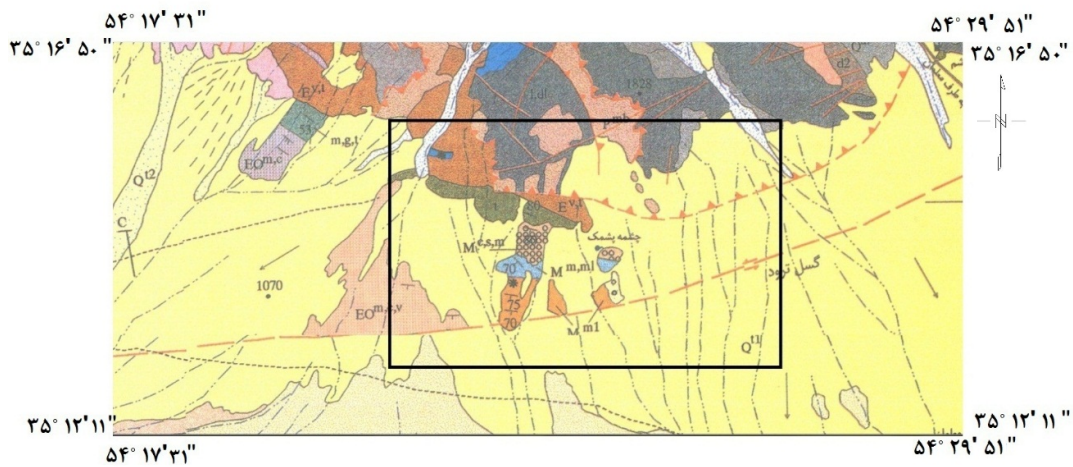
^{۶۱} Fugro



شکل (۱-۴) نمایشی از خطوط پرواز اصلی و کنترلی برداشت شده در منطقه معلمان - طرود.

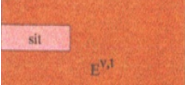


شکل (۲-۴) موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه ایران و نمایش خطوط اصلی پرواز برداشت شده در آن محدوده (Google Earth, 2016).



شکل (۳-۴) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم (جعفریان، ۱۳۸۰)).

L E G E N D

	M^{ml}	مارن گچ‌دار به رنگ‌های قهوه‌ای و سبز با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و گچ
	$M^{m,ml}$	مارن قرمز گچ‌دار، آهک مارنی با میان لایه‌هایی از آهک و مچ
		توف به رنگ کرم روشن و سبز و بنتونیت: t
	$E^{n,t}$	گدازه‌های آندزیتی با ساخت برشی، گدازه‌های آندزیتی با توف‌های مربوطه: $E^{n,t}$
	Q^{ll}	نهبشته‌های آبرفتی پادگانه‌ای مسطح بلند و بادبزنی‌های آبرفتی
	p^{mb}	مرمر سفید رنگ ضخیم لایه تا ماسیو: p^{mb}
	l,dl	سنگ آهک و دولومیت دگرگونه متوسط لایه تا ماسیو: l,dl

در شکل (۴-۴) نیز تصویر این محدوده با استفاده از نرم‌افزار Google Earth نمایش داده شده است.

منطقه کلاته رشم به منطقه‌ای با توان معدنی بالا شهرت داشته و بررسی‌های چندی در این ناحیه و نقاط مجاور آن صورت گرفته است (جعفریان، ۱۳۸۰).



شکل (۴-۴) نمایش محدوده مورد مطالعه و موقعیت روستای رشم و منطقه معلمان (Google Earth, 2016).

۳-۴ پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد

همان‌طور که پیش از این در فصل دو گفته شد، پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد در دو مرحله صورت می‌گیرد:

۱- مرحله پیش‌پردازش

۲- مرحله پردازش

۳-۴-۱ مرحله پیش‌پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد منطقه معلمان

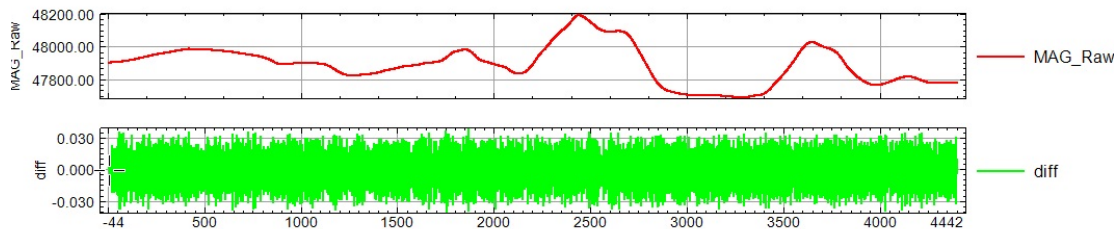
در این مرحله به کنترل کیفی، بازبینی و تصحیح داده‌های خام پرواز و ایستگاه مبنا و همچنین به تعیین مکان دقیق داده‌ها برحسب x و y پرداخته می‌شود.

الف) کنترل کیفی، بازبینی و تصحیح داده‌های خام

در این قسمت ابتدا به بررسی صحت و سلامت داده‌های پرواز و پس از آن به بررسی داده‌های ایستگاه مبنا پرداخته می‌شود.

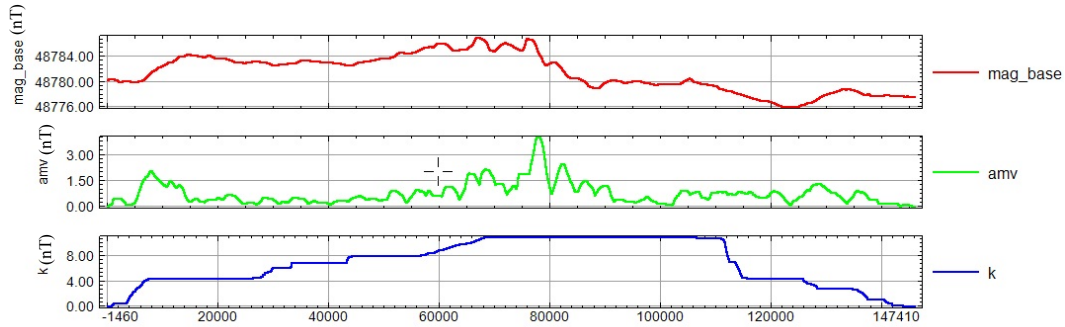
جهت شناسایی و تشخیص نوفه بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در یک پروفیل، از مشتق چهارم نرمالایز شده استفاده می‌شود. به‌منظور یافتن محل نوفه ابتدا باید پروفیل داده‌های مغناطیس خام رسم شده و از آن مشتق چهارم گرفته شود. با این کار یک کانال جدید که بیانگر مشتق مرتبه چهارم می‌باشد، به دست می‌آید. با رسم پروفیل این کانال می‌توان دامنه تغییرات مشتق چهارم نرمالایز شده

را بررسی کرد. همان‌طور که در شکل (۴-۵) دیده می‌شود، دامنه تغییرات مشتق چهارم نرمالایز شده در طول یک کیلومتر کمتر از ۱/۶ نانوتسلا می‌باشد بنابراین داده‌ها معتبر بوده و نیازی به تصحیح داده‌ها نیست.



شکل (۴-۵) پروفیل رسم شده از داده‌های مغناطیسی خام (قرمز) و مشتق مرتبه چهارم (سبز).

پس از اطمینان از صحت داده‌های پرواز باید داده‌های ایستگاه مینا بررسی و تصحیح شوند. این کار با بررسی تغییرات بلندمدت و کوتاه‌مدت میدان مغناطیسی صورت می‌گیرد. به‌منظور محاسبه تغییرات مغناطیسی می‌توان با استفاده از نرم‌افزار Oasis montaj دو کانال با نام‌های amv و K ساخت. همان‌طور که در فصل دوم گفته شد، مطابق قرارداد AGSO، تغییرات کوتاه‌مدت پنج دقیقه‌ای میدان (با ستون amv مشخص می‌شود) و تغییرات بلندمدت سه ساعته (با K مشخص می‌گردد) نباید به ترتیب از ده و هفتاد نانوتسلا تجاوز کند. شکل (۴-۶) پروفیل میدان مغناطیسی، پروفیل تغییرات کوتاه‌مدت و پروفیل تغییرات بلندمدت را نشان می‌دهد که با بررسی آن‌ها می‌توان صحت بر سلامت و اعتبار داده‌ها گذاشت؛ بنابراین با توجه به بررسی‌های انجام‌شده، می‌توان گفت داده‌های پرواز و ایستگاه مینا سالم می‌باشند.



شکل (۴-۶) پروفیل‌های رسم شده در بررسی تغییرات کوتاه‌مدت و بلندمدت میدان مغناطیسی. به ترتیب منحنی‌های قرمز، سبز و آبی، مربوط به تغییرات میدان مغناطیسی ایستگاه مینا، تغییرات کوتاه‌مدت میدان و تغییرات بلندمدت میدان مغناطیس بر روی ایستگاه مینا است.

ب) مشخص کردن مکان دقیق داده‌ها بر حسب x و y

سیستم برداشت داده‌های مورد استفاده در این پایان‌نامه، معلق می‌باشد و همان‌طور که قبلاً گفته شد در این حالت به دلیل اندک بودن فاصله مکانی بین سنسور مغناطیس‌سنج و GPS، نیاز به تغییر مختصات x و y نمی‌باشد.

۴-۳-۲ مرحله پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد منطقه معلمان

پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد در این پروژه، شامل پنج مرحله به شرح آتی می‌باشد:

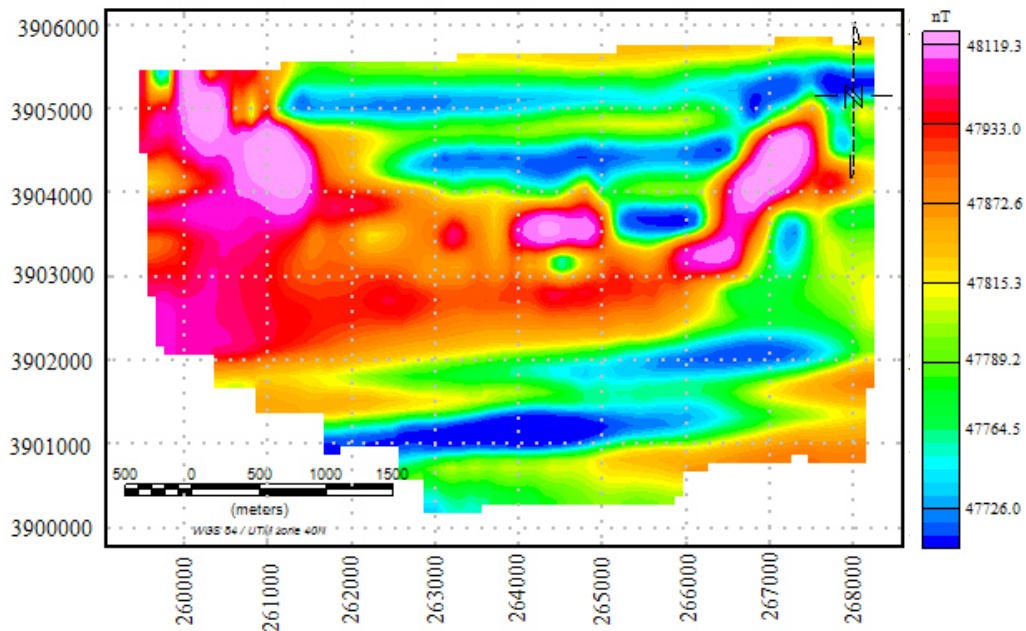
۱. تصحیح روزانه

جهت اعمال تصحیح روزانه ابتدا باید داده‌های ایستگاه مینا با داده‌های پرواز هم‌زمان شود و در کانالی به نام B_{mag_f} ذخیره گردد، سپس برای حذف این اثر فرض می‌شود که در هر زمان مشخص، مقدار تغییر میدان مغناطیسی از مقدار واقعی آن، همان مقدار تغییر میدان مغناطیسی در ایستگاه مینا از مقدار واقعی (میانگین مقدار ایستگاه مینا) در همان زمان است. به این ترتیب به سادگی می‌توان نشان داد فرمول تصحیح روزانه داده‌های مغناطیسی به صورت زیر است:

$$Mag_d = Mag_f - B_{mag_f} + \text{average}(B_{mag_f}) \quad (1-4)$$

که در آن Mag_d شدت میدان مغناطیسی پس از حذف اثر تغییرات روزانه میدان، Mag_f شدت میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شده در خط برداشت، $Bmag_f$ شدت میدان مغناطیسی ایستگاه مبنا و $average(Bmag_f)$ متوسط میدان مغناطیسی ایستگاه مبنا می‌باشد.

حال کانال جدید Mag_d ساخته می‌شود؛ که در آن اثرات خطی مربوط به تغییرات روزانه مشاهده نمی‌شود. شکل (۷-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی را پس از اعمال تصحیح روزانه نشان می‌دهد.

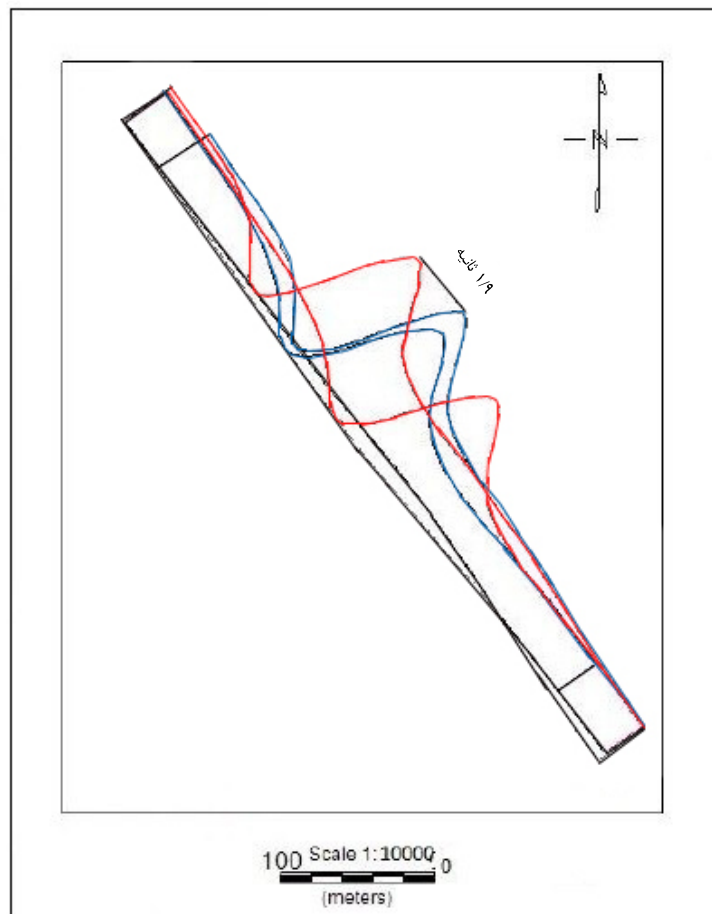


شکل (۷-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیح روزانه.

۲. تصحیح جابه‌جایی محل بی‌هنجاری‌ها

همان‌طور که در فصل دوم گفته شد، تصحیح Lag به دو روش انجام می‌شود، روش اول با استفاده از آزمایش Lag و روش دوم با استفاده از داده‌های پرواز می‌باشد. به دلیل کوچک بودن منطقه بررسی‌شده در این پایان‌نامه، بی‌هنجاری‌های خطی در صورت وجود نیز به‌آسانی دیده نمی‌شوند؛ اما در داده‌های یک منطقه وسیع‌تر به‌راحتی می‌توان بی‌هنجاری‌های خطی که به شکل زیگزاگ درآمده‌اند را مشاهده کرد. به این دلیل جهت اعمال تصحیح میزان جابه‌جایی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، باید از روش آزمایش Lag استفاده شود و نمی‌توان آن را با استفاده از داده‌های پرواز انجام داد. به این منظور

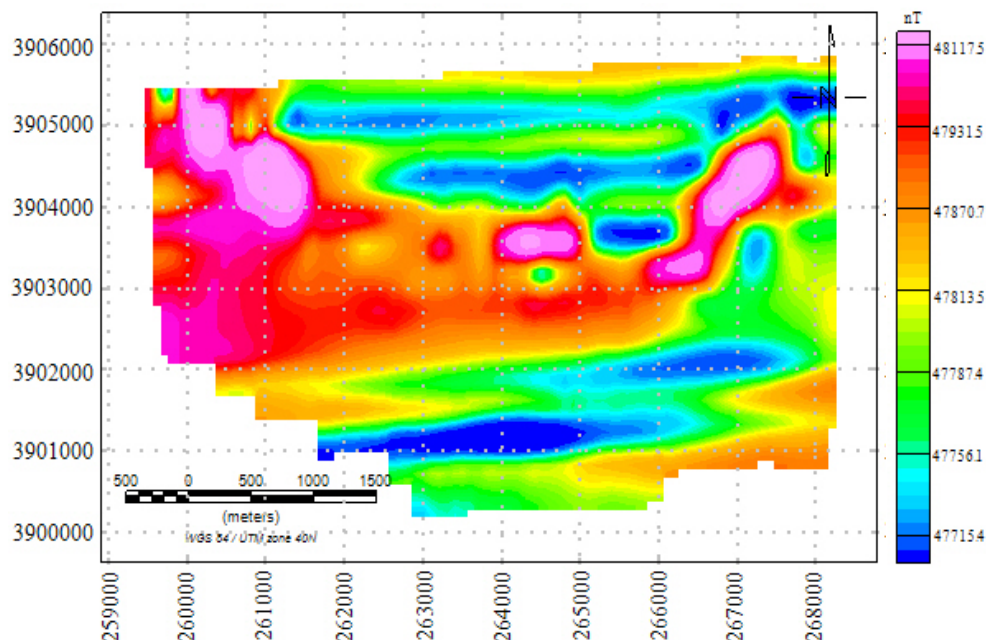
ابتدا داده‌های حاصل از آزمایش Lag در نرم‌افزار فراخوانی می‌شود. پس از آن پروفیل مغناطیسی مربوط به خطوط رفت و برگشت رسم شده و فاصله زمانی بین دو اکستریم متوالی (کمینه یا بیشینه) محاسبه می‌گردد. در آزمایش انجام‌شده برای این پروژه، میزان Lag محاسبه‌شده برابر $1/9$ ثانیه می‌باشد. همان‌طور که در شکل (۸-۴) دیده می‌شود؛ در منحنی‌های قرمز، محل بی‌هنجاری مغناطیسی در رفت و برگشت یکسان نمی‌باشد. پس از اعمال این تصحیح، محل بی‌هنجاری‌های فوق به منحنی آبی منتقل می‌گردد. پس از تعیین مقدار Lag و اعمال آن بر روی داده‌های پرواز، تمامی داده‌های مغناطیسی به اندازه میزان Lag، که در اینجا $1/9$ ثانیه می‌باشد، به عقب جابجا می‌شوند و بی‌هنجاری‌ها به محل واقعی خود انتقال می‌یابند (شکل ۹-۴).



شکل (۸-۴) نقشه مسیر پرواز در آزمایش Lag، پروفیل‌های قرمز و آبی به ترتیب محل بی‌هنجاری مغناطیسی قبل از اعمال تصحیح و پس از اعمال تصحیح می‌باشد.

۳. تصحیح اثر جهت برداشت داده‌های مغناطیسی بر روی میدان مغناطیسی

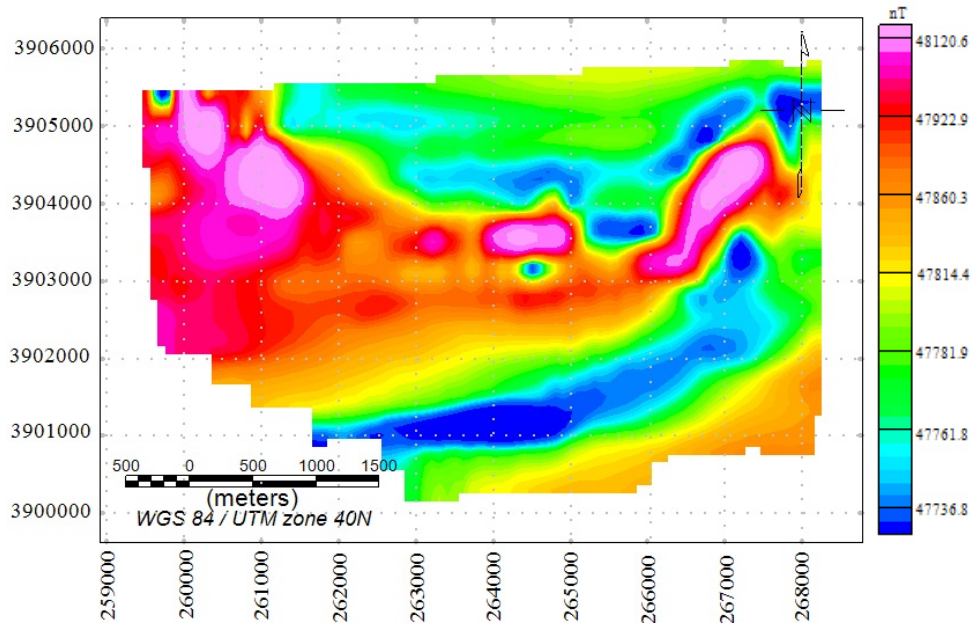
نمودار منحنی میدان مغناطیسی ثبت‌شده در روی یک خط برداشت داده می‌تواند وابسته به جهت حرکت روی پروفیل باشد که حذف این اثر باید پس از تصحیح Lag صورت گیرد. آزمایش Heading از جمله آزمایش‌هایی است که در هر دو سیستم برداشت ثابت و معلق، اعمال آن بر روی داده‌ها ضروری می‌باشد. در این پروژه به دلیل عدم انجام آزمایش Heading، تصحیح با استفاده از داده‌های پرواز صورت گرفته است.



شکل (۹-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیح Lag.

از این رو ابتدا آزمایش‌های خطوط پرواز مشخص شدند که عبارتند از صفر، ۹۰، ۱۸۰ و ۲۷۰ درجه، سپس میانگین شدت میدان در چهار جهت آزمایش محاسبه شده و اختلاف شدت میدان در هر نقطه بر روی خط پرواز از این عدد، مقدار خطای Heading را مشخص می‌نماید. در عمل نمی‌توان یک نقطه مشترک در پروازها در چهار آزمایش مختلف یافت. به منظور رفع این مشکل می‌توان محدوده کوچک دایره‌ای شکل را انتخاب نموده و میانگین مغناطیس را در چهار جهت مشخص شده در این محیط به دست آورد (Whitehead and Musselman, 2010). حال با استفاده از اطلاعات به دست آمده

و منو مخصوص به این تصحیح در نرم افزار، می توان تصحیح Heading را بر روی داده های پرواز اعمال کرد. نقشه شدت میدان مغناطیسی پس از این تصحیح در شکل (۴-۱۰) آورده شده است. پس از اعمال تصحیح Heading اثرات خطی پلکانی در خطوط پرواز رفت و برگشت کاهش می یابد و نقشه هموارتر می شود.

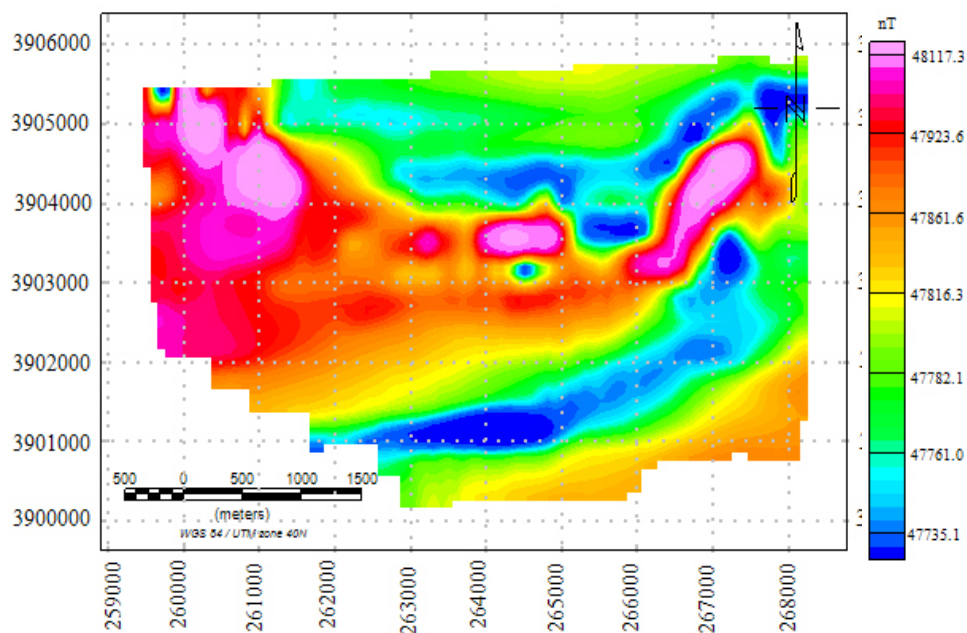


شکل (۴-۱۰) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیح Heading.

۴. تصحیح IGRF

در مطالعات مغناطیس سنجی زمینی، IGRF یک مقدار ثابت در نظر گرفته می شود؛ اما در پروژه های هوابرد این گونه نیست. IGRF تابعی از چهار پارامتر است که سه پارامتر آن مکانی (X,Y,Z) و یک پارامتر آن زمانی (برای یک نقطه معین، هر روز IGRF خاصی وجود دارد) می باشد. به منظور انجام تصحیح IGRF باید در نرم افزار، کانال های تاریخ پرواز، طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی و ارتفاع معرفی گردد. از آن جا که به ازای هر طول و عرض جغرافیایی تنها یک نقطه بر روی کره زمین وجود دارد، جهت محاسبه IGRF از مختصات جغرافیایی به جای مختصات متریک استفاده می شود. در برداشت های هوابرد با بررسی مقدارهای ماکزیمم و مینیمم ستون IGRF می توان دید، گاهی اختلاف

این دو مقدار به ۳۰ نانوتسلا نیز می‌رسد و این به دلیل اختلاف ارتفاع پرواز در طی برداشت داده‌ها می‌باشد. این نشان‌دهنده اهمیت ارتفاع در IGRF می‌باشد. بنابراین همزمان با این تصحیح به نوعی تصحیح ارتفاعی نیز صورت می‌گیرد. دلیل دیگری که برای ثابت نبودن مقدار IGRF در برداشت‌های هوابرد می‌توان ذکر کرد، زمان می‌باشد. اگر زمان برداشت داده طولانی شود، در یک نقطه ثابت میزان IGRF تنها بسته به زمان می‌تواند حدود ۵۰ تا ۶۰ نانوتسلا تغییر کند. پس از معرفی چهار پارامتر زمانی و مکانی در نرم‌افزار، می‌توان مقدار IGRF مربوط به هر نقطه و همچنین زاویه میل مغناطیسی و انحراف از شمال مغناطیسی را به دست آورد. پس از اعمال IGRF حاصله بر روی داده‌های پرواز، نقشه شدت میدان مغناطیسی حاصل می‌شود (شکل ۴-۱۱).



شکل (۴-۱۱) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیح IGRF.

۵. تصحیح همتراسازی

پس از اعمال تصحیحات روزانه، Lag، Heading و IGRF، داده‌های میدان مغناطیسی برای اعمال تصحیح همتراسازی با استفاده از داده‌های خطوط کنترلی آماده می‌باشند. همان‌طور که قبلاً گفته شد، میدان مغناطیسی زمین با گذشت زمان تغییر می‌کند و این تغییرات می‌تواند کوتاه‌مدت یا

بلندمدت باشد که تغییرات کوتاه‌مدت میدان مغناطیسی با استفاده از ایستگاه مینا بررسی می‌شود و در طی فرآیند تصحیح روزانه حذف می‌گردد. بخشی از تغییرات بلندمدت میدان را نیز می‌توان با تصحیح IGRF حذف نمود اما بخش دیگری از تغییرات بلندمدت ناشی از عوامل ناشناخته نظیر اثرات کیهانی بوده که پس از اعمال تمام تصحیحات گفته شده (روزانه، Lag، Heading و IGRF) باز هم به شکل اثرات خطی در نقشه‌های شدت میدان ظاهر می‌شود و وجود این اثرات خطی مانع از تفسیر دقیق نقشه‌های شدت میدان می‌شود. به‌منظور جلوگیری از این مشکل، خطوطی عمود بر خطوط اصلی پرواز و در بازه زمانی بسیار کوتاه‌تر از زمان برداشت خطوط اصلی در حد ۱۰ تا ۱۴ روز برداشت می‌گردند. در محل تقاطع خطوط اصلی و خطوط کنترلی، اختلاف قرائت مغناطیسی وجود دارد؛ که این اختلاف ناشی از دو منشأ می‌باشد:

۱. تغییرات بلندمدت میدان که ناشی از عوامل ناشناخته نظیر اثرات کیهانی، موقعیت خورشید و لکه‌های خورشیدی می‌باشد.

۲. تغییرات ارتفاعی که از عدم پرواز در ارتفاع پرواز خطوط اصلی نشأت می‌گیرد. هنگام تصحیح همترازسازی، فرض می‌شود نقاط تقاطع واقعی هستند. از این اختلاف ارتفاع می‌توان چشم‌پوشی کرد. ناچیز بودن گرادیان مغناطیسی بر این فرض صحه می‌نهد.

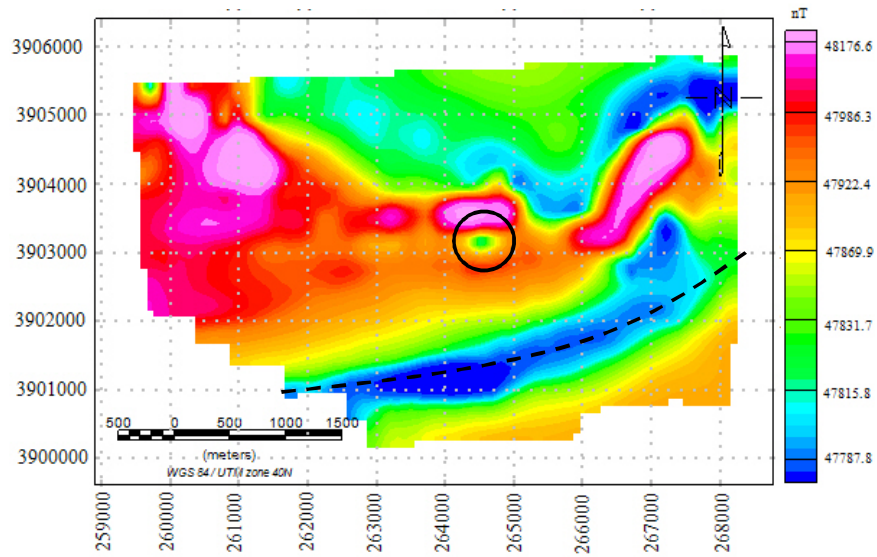
با توجه به اینکه خطوط کنترلی در مدت زمان کوتاهی برداشت می‌شوند، انتظار می‌رود تغییرات بلندمدت در آن‌ها کمتر ظاهر گردد. به همین علت خطوط کنترلی مرجع مناسبی برای اعمال تصحیح همترازسازی می‌باشند. در گام نخست فرآیند همترازسازی، خطوط کنترلی باید به گونه‌ای جابجا شوند که میانگین خطای محل تقاطع هر خط کنترلی با خطوط اصلی پرواز صفر شود تا بتوان در مرحله بعد از این خطوط به‌عنوان یک مرجع مناسب استفاده کرد. به این منظور ابتدا نقاط تقاطع خطوط اصلی پرواز و خطوط کنترلی محاسبه می‌شود. پس از محاسبه نقاط تقاطع با استفاده از منو تعبیه‌شده در نرم‌افزار، سه کانال با نام‌های Cross_Diff، Cross_Grad و Cross_Level به پایگاه‌داده پرواز افزوده می‌شود؛ که به ترتیب بیانگر اختلاف شدت میدان مغناطیسی در نقاط تقاطع بین خطوط اصلی و

کنترلی، گرادیان مغناطیسی و مقدار مغناطیس خطوط اصلی در نقطه تقاطع می‌باشند. در این میان گرادیان مغناطیسی دارای اهمیت است و مقادیر آن باید کنترل شود. معمولاً گرادیان مغناطیسی بالاتر از ۲۰ نانو تسلا موجب بروز خطای بسیار بزرگی می‌شود و باید فیلتر گردد. میانگین کانال Cross_Diff برای هر خط کنترلی به صورت مجزا نیز باید بررسی شود. هدف از جابجایی خطوط کنترلی، صفر شدن این مقدار میانگین برای هر خط کنترلی به صورت جداگانه می‌باشد. بدین منظور با استفاده از نرم‌افزار، مناسب‌ترین خط افقی بر روی داده‌های گرادیان مغناطیسی برازش داده شده که در آن مجموع هندسی داده‌های بالا و پایین خط صفر می‌باشد.

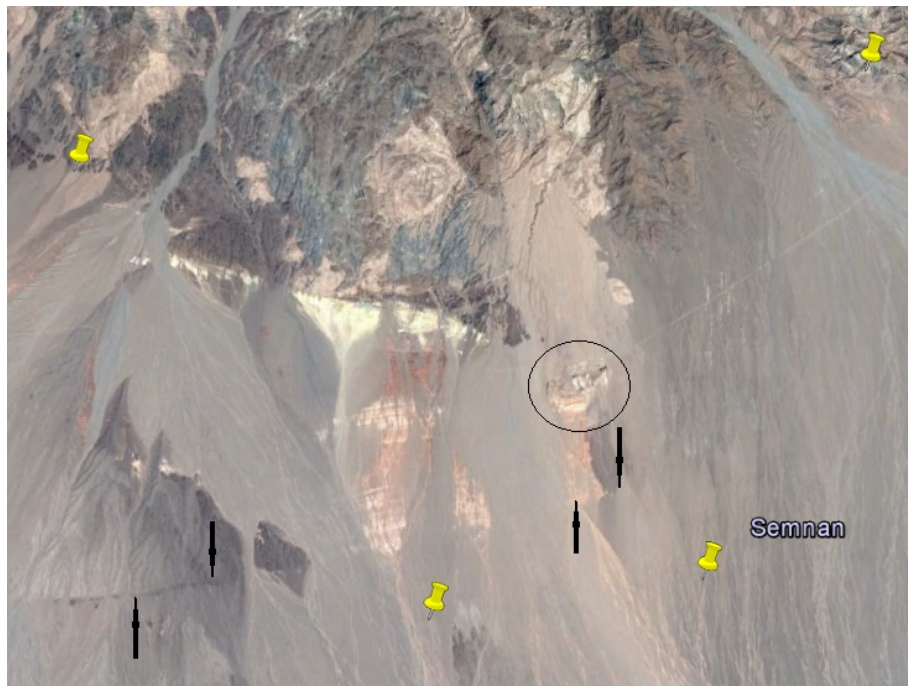
گام بعدی در تصحیح همترازسازی، محاسبه نقاط تقاطع برای خطوط اصلی پرواز، نظیر آنچه برای خطوط کنترلی گفته شد، می‌باشد. مشابه قبل سه کانال Cross_Level و Cross_Grad، Cross_Diff مربوط به داده‌های خطوط اصلی پرواز در پایگاه داده ایجاد می‌گردد. جهت انتقال خطوط اصلی می‌توان علاوه بر برازش خط افقی، از منحنی با درجات مختلف نیز استفاده کرد و سپس مقادیر این کانال بر روی داده‌های پرواز اعمال می‌گردد. در تصحیح همترازسازی باید روش‌های مختلف را استفاده کرده و نتایج نهایی همترازسازی آن‌ها را مقایسه نمود؛ تا بتوان به بهترین نتیجه ممکن رسید. در شکل (۴-۱۲) مطلوب‌ترین نقشه شدت میدان مغناطیسی همتراز شده، آورده شده است.

با انطباق و مقایسه این نقشه با تصویر Google Earth منطقه (شکل ۴-۱۳) و نقشه زمین‌شناسی (شکل ۴-۳)، می‌توان امتداد پنهان گسل طرود و موقعیت چشمه پشمک را به خوبی بر روی نقشه شدت کل میدان مغناطیسی مشاهده کرد. امتداد این گسل و موقعیت چشمه پشمک به ترتیب با نقطه چین و کادر مشکی رنگ، بر روی نقشه شدت میدان مغناطیسی همتراز شده نشان داده شده است (شکل ۴-۱۲). در شکل (۴-۱۳) گسل طرود بر روی تصویر Google Earth، با پیکان‌های مشکی مشخص شده است، بخش شرقی این گسل در زیر رسوبات مدفون است، که می‌توان امتداد پنهان آن را با استفاده از نقشه شدت کل میدان مغناطیسی، تشخیص داد. در ادامه، با اعمال فیلترهای برجسته

سازی، اثر این ساختار که پاسخ مغناطیسی ضعیفی دارد، به خوبی آشکار شده است. محدوده چشمه پشمک نیز با کادر مشکی رنگ مشخص شده است.



شکل (۱۲-۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیح همترازسازی.



شکل (۱۳-۴) موقعیت گسل طرود و چشمه پشمک بر روی تصویر Google Earth منطقه (نقاط مشخص شده با رنگ زرد، چهار گوشه محدوده مورد مطالعه می باشد).

۴-۴ آماده‌سازی و بررسی داده‌های واقعی

پس از پردازش داده‌های مغناطیس هوابرد، به‌منظور بررسی شکل، گسترش جانبی و عمق توده‌های آنومال، وارون‌سازی داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار Mag3D صورت گرفت. جهت مقایسه و اعتبارسنجی وارون‌سازی با دیگر روش‌های تأییدشده ژئوفیزیکی، از فیلترهای مختلفی استفاده شد؛ که در ادامه نتایج آن آمده و با نتایج حاصل از وارون‌سازی مقایسه شده است.

۱-۴-۴ نقشه میدان مغناطیسی کل محدوده مورد مطالعه

پس از انجام مراحل پردازش و حذف اثرات غیرمرتبط با مقدار شدت میدان مغناطیسی واقعی بی‌هنجاری‌ها، نقشه‌ی بی‌هنجاری مغناطیسی با کیفیت بالا و عاری از نوفه و اثرات متفرقه مغناطیسی حاصل می‌گردد. این نقشه مقدار شدت میدان مغناطیسی کل را نشان می‌دهد و پایه‌ای برای تعیین مناطق مورد اهمیت از نظر میدان مغناطیسی می‌باشد. در این نقشه، میدان‌های دوقطبی که در راستای شرقی - غربی کشیده شده‌اند، مشاهده می‌شود. این بی‌هنجاری‌ها، در امتداد گسل طرود و گسلی که در شمال آن قرار دارد، کشیده شده‌اند. یک ناهنجاری اصلی در این منطقه در گوشه‌ی شمال غرب و نیز دو ناهنجاری کوچک در قسمت‌های مرکز و شمال شرق محدود دیده می‌شود. بیشترین مقدار میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شده در این محدوده ۴۸۴۸۰ نانوتسلا و کمترین مقدار آن ۴۷۷۲۶ نانوتسلا می‌باشد. مقدار میانگین شدت میدان ۴۷۸۹۹ نانوتسلا با انحراف معیار ۱۱۳ نانوتسلا است. شکل (۴-۱۲) نقشه شدت کل میدان مغناطیسی را نشان می‌دهد.

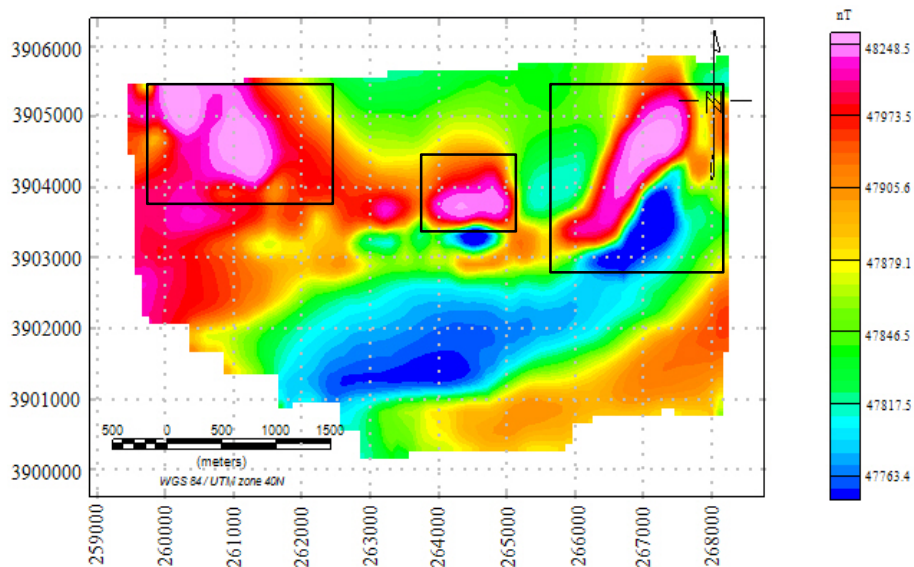
۲-۴-۴ نقشه برگردان به قطب^{۶۲}

بی‌هنجاری‌های گرانی مثبت تمایل دارند بر روی مرکز جرم توده تمرکز یابند، اما این موضوع در مورد بی‌هنجاری‌های مغناطیسی زمانی که جهت مغناطیدگی و جهت میدان زمینه^{۶۳} هر دو عمودی

^{۶۲} Reduce to the pole

^{۶۳} Ambient field

نیستند، صحت ندارد. به طور کلی اگر مغناطیدگی و میدان زمينه، عمودی نباشند، یک توزیع مغناطیدگی، به جای بی‌هنجاری مغناطیسی متقارن، بی‌هنجاری نامتوازن را تولید خواهد کرد. به عبارتی یک توده مغناطیسی مشخص، بسته به موقعیتش، بی‌هنجاری‌های مختلفی از خود نشان می‌دهد و این به دلیل تفاوت در مؤلفه‌های میدان مغناطیسی زمین در نقاط مختلف آن می‌باشد. جهت تصحیح این اثر باید بردارهای مؤلفه میدان مغناطیسی زمین با مؤلفه‌های توده مغناطیسی هم‌جهت شوند. این عمل با فیلتر برگردان به قطب صورت می‌گیرد. در قطب شمال مغناطیسی جهت مغناطیدگی و میدان زمينه هر دو به صورت مستقیم و عمودی رو به پایین می‌باشد. پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب، مؤلفه‌های میدان مغناطیسی زمین با مؤلفه‌های توده آن‌ومال، موازی و در جهت مرکز مغناطیدگی زمین قرار می‌گیرند و با این عمل پیک بی‌هنجاری مغناطیسی بر روی توده مغناطیس قرار می‌گیرد (Blakely, 1996). به طور خلاصه، استفاده از فیلتر برگردان به قطب جهت دستیابی به محل واقعی ناهنجاری‌ها با اعمال زاویه میل و انحراف مربوط به منطقه مورد مطالعه، انجام می‌شود (Clark, 1997). شکل (۴-۱۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی زمین را پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب نشان می‌دهد.

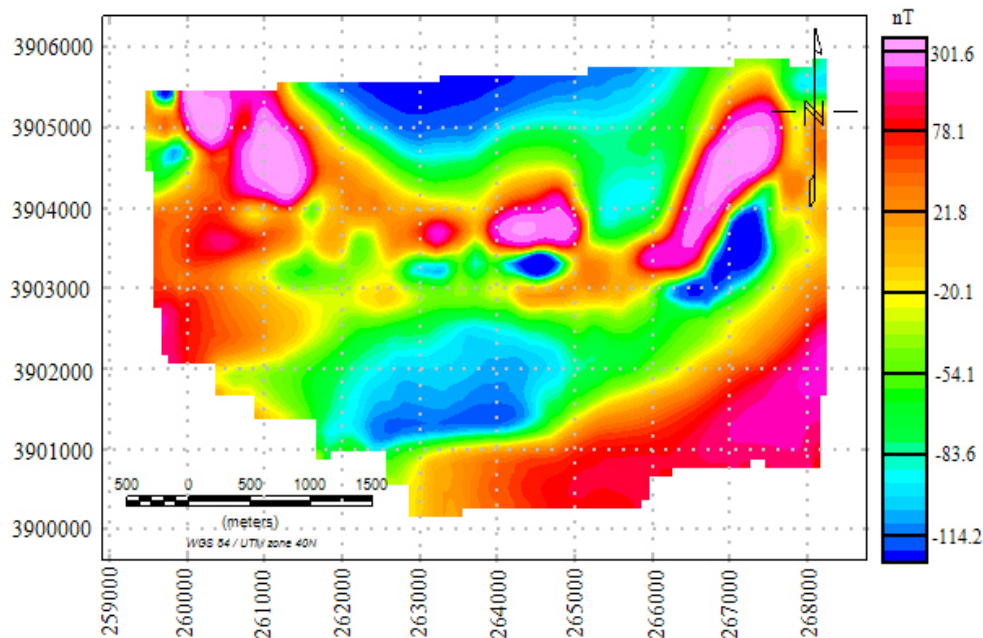


شکل (۴-۱۴) نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب.

همان‌گونه که مشاهده می‌شود؛ این نقشه (شکل ۴-۱۴) دقیقاً مشابه نقشه قبلی است؛ با این تفاوت که در این نقشه اندکی پیچش و جابجایی مشاهده می‌شود؛ که دلیل این جابجایی و پیچش، جهت و مقدار میدان مغناطیسی زمین است و در عرض‌های جغرافیایی متفاوت مقادیر مختلفی دارد. در تطبیق این نقشه با نقشه زمین‌شناسی، بی‌هنجاری موجود در شمال غرب و مرکز محدوده که با کادر مستطیلی نشان داده شده‌اند، بر روی واحد آندزیتی ائوسن ($E^{v.t}$) قرار می‌گیرد. در قسمت شمال شرق نقشه، که در شکل (۴-۱۴) مشخص شده است، نیز یک بی‌هنجاری دیده می‌شود که با انطباق آن با نقشه زمین‌شناسی، بی‌هنجاری بر روی رسوبات قرار می‌گیرد که نشان می‌دهد چشمه مسبب این بی‌هنجاری در زیر رسوبات دفن شده است.

۴-۴-۳ نقشه شدت میدان مغناطیسی باقی‌مانده

گام مهم پیش از مدل‌سازی داده‌های میدان پتانسیل، تفکیک آثار بی‌هنجاری‌ها از یکدیگر است و این به معنای جداسازی بی‌هنجاری‌های کم‌عمق از منابع عمیق به وسیله تهیه نقشه بی‌هنجاری باقی‌مانده می‌باشد (Robinson and Coruh, 1988). در کارهای معدنی، هدف بارزسازی آثار سطحی است؛ که با حذف بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای از نقشه شدت کل میدان مغناطیسی به دست می‌آید. به‌منظور این کار باید از روش حذف روند سطحی با استفاده از نرم‌افزار ژئوسافت استفاده شود؛ که در آن روند سطحی با درجات مختلف بر روی نقشه شدت کل میدان مغناطیسی عبور داده می‌شود؛ تا نقشه شدت میدان مغناطیسی باقی‌مانده حاصل گردد. در این پروژه حذف روند سطحی با درجات یک تا سه صورت گرفت و پس از بررسی نتایج حاصل از این روش و عدم وجود تغییرات جدی در آن‌ها، نقشه حاصل از روند درجه یک برای فرآیند مدل‌سازی انتخاب گردید. همان‌طور که در شکل (۴-۱۵) مشاهده می‌شود، بی‌هنجاری‌ها در این نقشه نسبت به نقشه برگردان به قطب، در برخی مناطق تضعیف و در برخی نقاط دیگر تقویت شده‌اند.



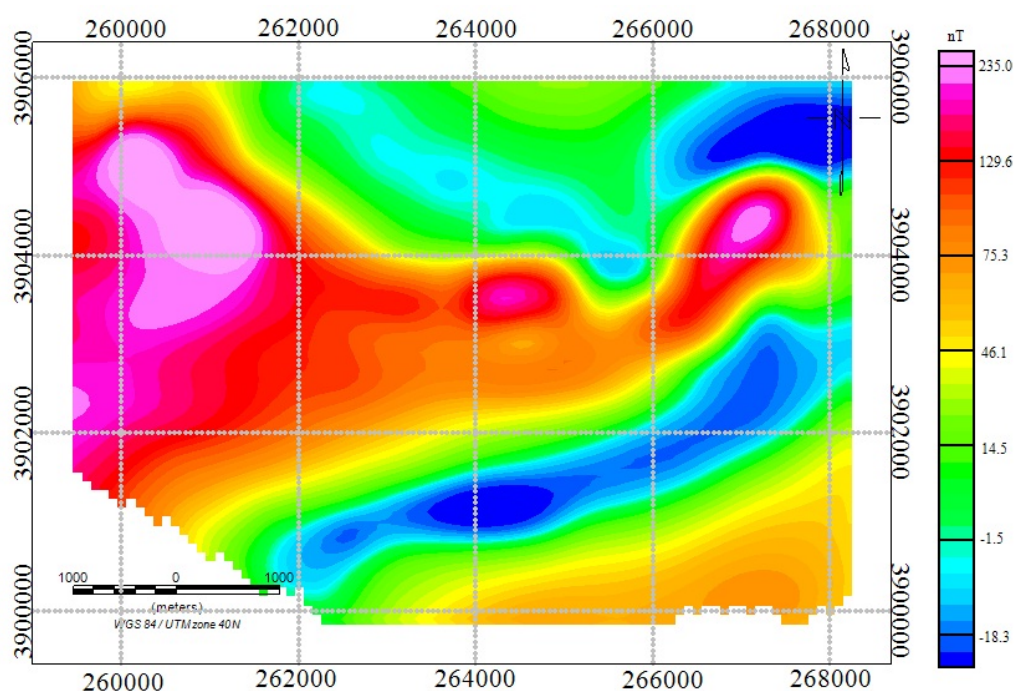
شکل (۴-۱۵) نقشه شدت میدان مغناطیسی باقی مانده حاصل از حذف اثرات بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای به روش روند سطحی با مرتبه یک در محدوده مورد مطالعه.

۴-۴-۴ فیلتر ادامه فراسو^{۶۴}

روش ادامه فراسو، داده‌های اندازه‌گیری شده را از سطح اندازه‌گیری به سطحی بالاتر منتقل می‌کند. این انتقال داده‌ها به سطح یا سطوح بالاتر با ابزار ریاضی و محاسبات عددی انجام می‌شود. نتیجه این انتقال نیز تضعیف بی‌هنجاری‌هایی با طول موج کوتاه‌تر است (ابراهیم‌زاده اردستانی، ۱۳۸۹)؛ بنابراین با این انتقال، اثر بی‌هنجاری‌های سطحی با فرکانس بالا حذف و به این طریق اثر بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر بهتر آشکار می‌شود (Gunn, 1996). هرچه منبع مغناطیسی به سطح زمین نزدیک‌تر و منبع کوچک‌تر باشد، طول موج‌ها کوتاه‌تر و فرکانس‌ها در طول واحد بیشتر خواهد بود و برعکس (Tarlowski et al., 1997). با افزایش مرتبه فیلتر، بی‌هنجاری‌های محلی حذف می‌شود و تنها اثرات مربوط به دامنه بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای قابل رؤیت می‌باشد.

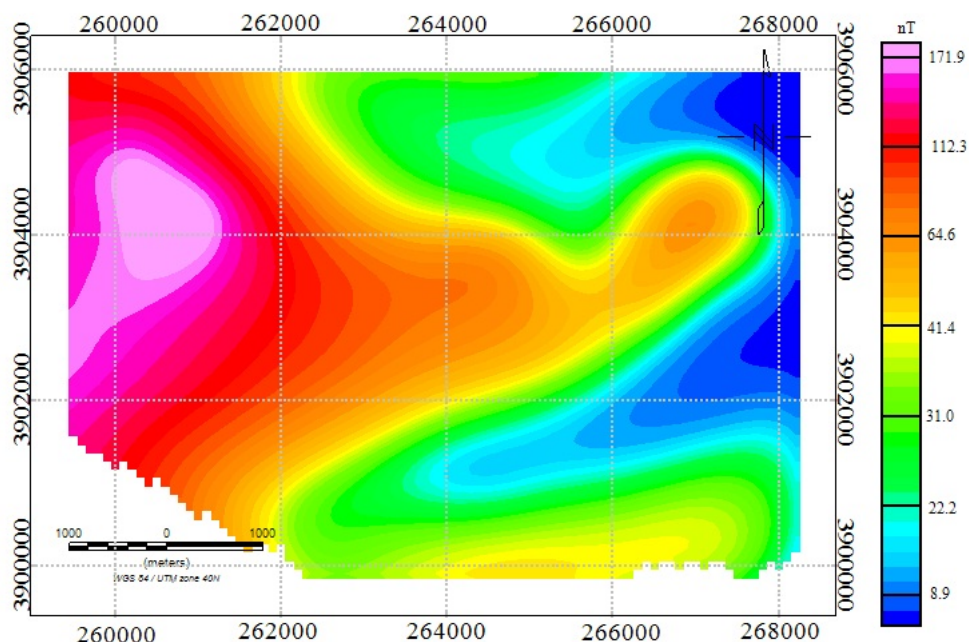
^{۶۴} Upward continuation

فیلتر ادامه فراسو جهت تخمین عمق کاربرد نداشته ولی با استفاده از آن، عمق بی‌هنجاری‌ها نسبت به یکدیگر قابل مقایسه می‌باشند. از مزیت‌های این روش، تشخیص وجود یک یا چند توده آنومال در نقشه‌های شدت میدان می‌باشد (Blakely, 1996). نقشه‌های ادامه فراسو در ارتفاع‌های ۱۰۰، ۲۰۰، ۴۰۰، ۶۰۰، ۸۰۰، ۱۰۰۰ و ۱۵۰۰ متر در منطقه تهیه شدند که چهار نمونه از آن‌ها در ادامه آورده شده است. نقشه شدت میدان حاصل از فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۲۰۰ متر، تفاوت اندکی با نقشه‌های شدت کل میدان و برگردان به قطب دارد و آن را تأیید می‌کند (شکل ۴-۱۶).



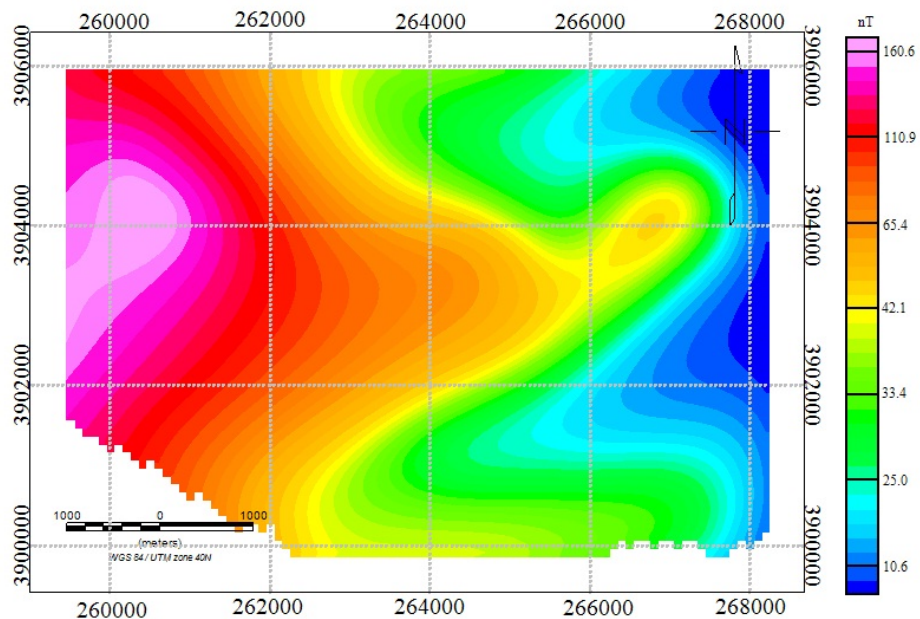
شکل ۴-۱۶) نقشه حاصل از فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۲۰۰ متری در محدوده مورد مطالعه.

بنابراین تا ارتفاع ۲۰۰ متری تغییرات زیادی وجود نداشته و حذف برخی از بی‌هنجاری‌ها به دلیل سطحی بودن منشأ آن‌ها می‌باشد. در ادامه، این فیلتر در ارتفاعات ۴۰۰، ۶۰۰ و ۸۰۰ متر بر روی داده‌ها اعمال گردید که در صفحه بعد نقشه شدت میدان حاصل از فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۸۰۰ متر آورده شده است.

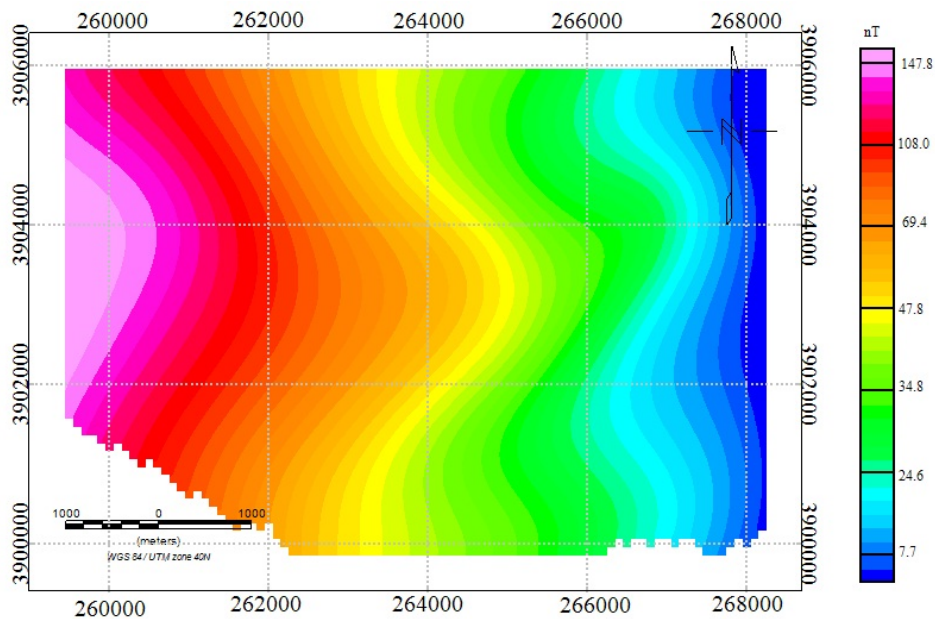


شکل (۴-۱۷) نقشه حاصل از فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۸۰۰ متری در محدوده مورد مطالعه.

با دقت در نقشه ادامه فراسو در ارتفاع ۸۰۰ متر (شکل ۴-۱۷) درمی‌یابیم که بی‌هنجاری‌ها، تغییراتی داشته‌اند. تغییرات اندک میزان مغناطیس در قسمت شمال غرب نقشه نشان از گسترش نسبتاً خوب این بی‌هنجاری در عمق دارد. در نقشه ادامه فراسو تا ارتفاع ۱۰۰۰ متری (شکل ۴-۱۸) مشاهده می‌شود بی‌هنجاری‌های قسمت مرکز و شمال شرق نقشه تضعیف شده‌اند؛ که احتمالاً به این دلیل می‌باشد که منشأ بی‌هنجاری در آن بخش‌ها، کم‌کم به عمق نهایی خود نزدیک می‌شود. این فیلتر در ارتفاع ۱۵۰۰ متر نیز بر داده‌های شدت میدان اعمال گردیده است؛ که در این ارتفاع اثر بی‌هنجاری‌های مرکز و شمال شرق نقشه از بین رفته‌است و اثر بی‌هنجاری ناحیه‌ای قابل رؤیت می‌باشد (شکل ۴-۱۹).



شکل (۱۸-۴) نقشه حاصل از فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۱۰۰۰ متری در محدوده مورد مطالعه.



شکل (۱۹-۴) نقشه حاصل از فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۱۵۰۰ متری در محدوده مورد مطالعه.

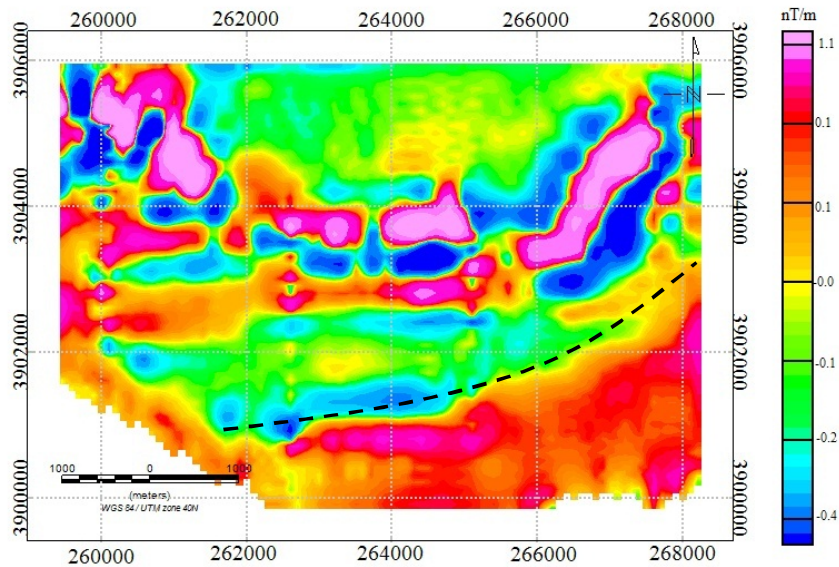
۴-۴-۵ فیلتر مشتق قائم

آهنگ تغییرات در عمق توسط فیلتر مشتق قائم بررسی می‌شود. از آن جا که اثر بی‌هنجاری‌های عمیق در گرادیان‌ها سریع از بین می‌رود، جهت بررسی بی‌هنجاری‌هایی با منشأ سطحی ترجیح داده

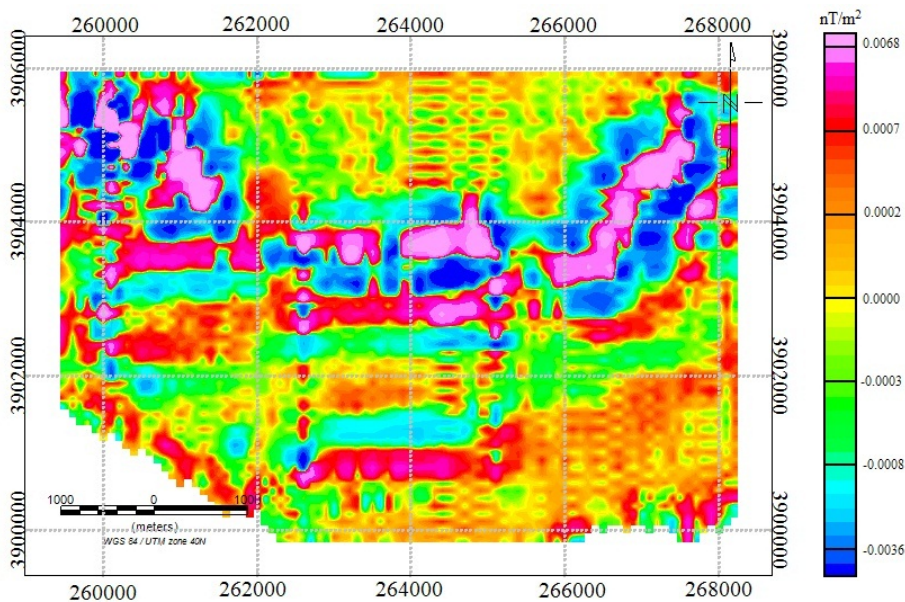
می‌شوند و در نتیجه روشی مناسب برای شناسایی ساختارهای کم عمق نظیر گسل، ناودیس و تاقدیس می‌باشد (Blakely, 1996).

به زبان ساده مشتق قائم میدان، عبارت است از میدان اندازه‌گیری شده در راستای قائم در ارتفاع بالاتر، منهای میدان اندازه‌گیری شده در همان راستا در ارتفاع پایین‌تر، تقسیم بر اختلاف ارتفاع بین دو نقطه. مشتق قائم، اثر بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای را کاهش می‌دهد و دارای وضوح و درجه تفکیک‌پذیری بیشتری نسبت به میدان اصلی است (بنی‌عامریان و همکاران، ۱۳۹۱). این فیلتر، اثر بی‌هنجاری‌های عمیق با فرکانس پایین را حذف کرده و تأثیر منابع کم‌عمق با فرکانس بالا را به نمایش می‌گذارد (Gunn, 1996). نقشه مشتق قائم از آن‌جا که نوعی فیلتر بالاگذر می‌باشد، تصویری فیلتر شده از میدان مغناطیسی فراهم می‌آورد که ویژگی‌های زمین‌شناسی نزدیک سطح زمین را برجسته‌تر می‌کند. از بین مشتقات قائم، مشتق مرتبه اول جهت بررسی اجسام نزدیک به سطح مناسب‌تر می‌باشد، زیرا تفکیک بی‌هنجاری توسط مشتق مرتبه اول راحت‌تر و حداکثر محدوده مربوط به بی‌هنجاری‌ها تعیین می‌گردد (Blakely, 1996). شکل (۴-۲۰) و (۴-۲۱) به ترتیب نقشه‌های مشتق قائم مرتبه اول و دوم را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل (۴-۲۰) مشاهده می‌شود، بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مرکز و شمال شرق نقشه، پس از اعمال مشتق قائم مرتبه اول بارزتر شده‌اند و این به دلیل نزدیک بودن منشأ این بی‌هنجاری‌ها به سطح زمین می‌باشد. با اعمال فیلتر مشتق قائم، مرز گسل طرود به خوبی مشخص شده است (خط‌چین مشکی). بی‌هنجاری دوقطبی که در شمال گسل طرود دیده می‌شود می‌تواند اثر گسلی باشد که باعث خوردشدگی در این بخش شده است؛ واحد بنتونیتی نشان داده شده در نقشه زمین‌شناسی نیز، حاصل این خوردشدگی است.

با توجه به این نکته که مشتقات قائم حساس به نوفه بوده و با افزایش مرتبه مشتق‌گیری، دامنه نوفه‌ها به مقدار قابل توجهی افزایش می‌یابد (Cooper and Cowan, 2003)، می‌توان نوفه و خطای نقشه مشتق قائم مرتبه دوم (شکل ۴-۲۱) را توجیه کرد. در این شکل، میزان نوفه به قدری بالا می‌باشد که تشخیص دقیق محدوده بی‌هنجاری ممکن نیست.



شکل (۲۰-۴) نقشه مشتق قائم مرتبه اول در محدوده مورد مطالعه.



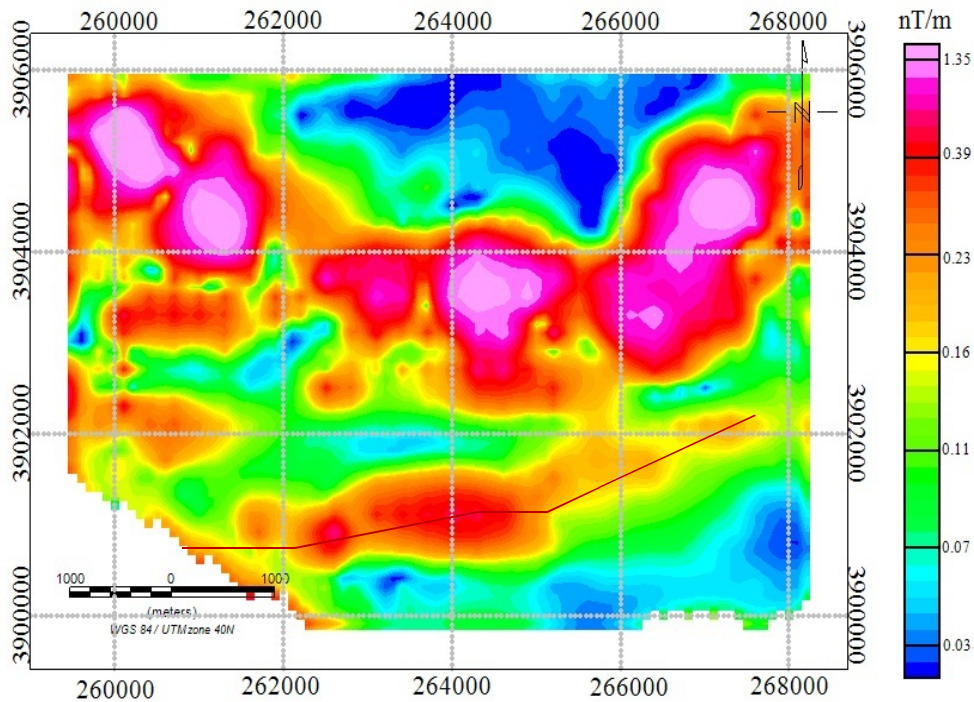
شکل (۲۱-۴) نقشه مشتق قائم مرتبه دوم در محدوده مورد مطالعه.

۴-۴-۶ نقشه سیگنال تحلیلی شدت کل میدان مغناطیسی

فیلتر سیگنال تحلیلی، حاشیه‌ها و لبه‌های ناهنجاری‌های مغناطیسی را بهتر آشکار می‌سازد و در

نتیجه در تعیین نقطه حفاری و مشخص نمودن مرزها و تفسیر دقیق‌تر به ما کمک می‌کند (Gunn,)

1996). بدین ترتیب گسترش طولی و عرضی کانسار را روی سطح زمین با دقت بیشتری نسبت به نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی نشان می‌دهد. این فیلتر ترکیب مشتقات افقی و قائم است. در مغناطیس به علت استفاده از فیلتر برگردان به قطب، پیک بی‌هنجاری، نشان‌دهنده مرز و لبه آنومالی نبوده، بلکه روی مرکز آنومالی قرار می‌گیرد (Blakely, 1996). شکل (۴-۲۲) نقشه سیگنال تحلیلی میدان مغناطیسی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. در این نقشه بیشینه مقدار عددی سیگنال تحلیلی ۴/۵ نانوتسلا بر متر بوده و با رنگ بنفش نشان داده شده است و مقادیر بیش از ۰/۳۹ نانوتسلا بر متر با رنگ قرمز مشخص شده‌اند، این مقادیر در شمال غرب، مرکز و شمال شرق نقشه به ترتیب بیانگر مرکز و محدوده بی‌هنجاری مغناطیسی می‌باشند. با اعمال این فیلتر، اثر سنگ‌های آندزیتی ($E^{\nu,t}$) به خوبی دیده می‌شود. در این نقشه هم‌خوانی گسل طرود با اثر خطی ایجاد شده، دیده می‌شود.

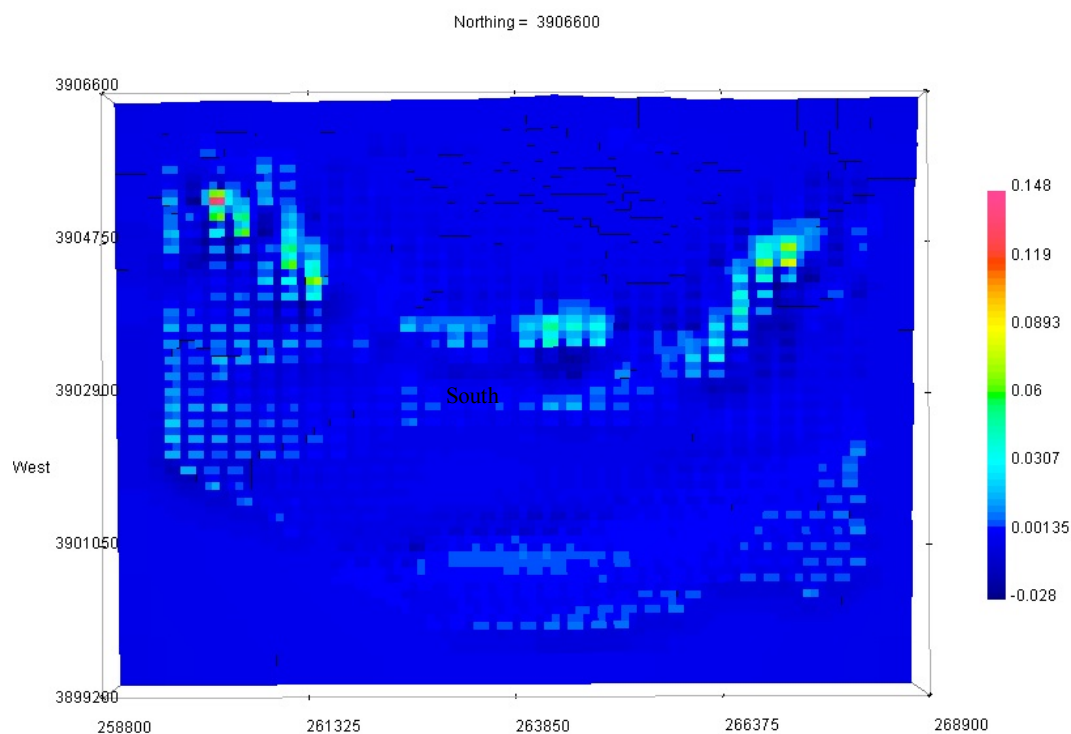


شکل (۴-۲۲) نقشه سیگنال تحلیلی میدان مغناطیسی در محدوده مورد مطالعه (خط قرمز بیانگر موقعیت گسل طرود در این نقشه می‌باشد).

۵-۴ وارون سازی داده های واقعی

مدل سازی و تفسیر داده های ژئوفیزیکی عبارت است از تعیین منبع بی هنجاری های موجود و ویژگی های آن ها با توجه به تغییرات مشاهده شده در داده ها.

شکل (۴-۲۳) نمایش دوبعدی مدل به دست آمده از نمای بالا نشان می دهد. چنان که ملاحظه می شود، در محدوده مورد بررسی تعدادی بی هنجاری پراکنده در سطح زمین مشاهده می شود و همچنین خودپذیری مغناطیسی، حداکثر مقدار خود را در نزدیکی سطح احراز می کند. رخنمون های سطحی بازسازی شده در این مدل انطباق مناسبی با نقشه شدت میدان مغناطیسی باقی مانده (شکل ۴-۱۵) دارد.

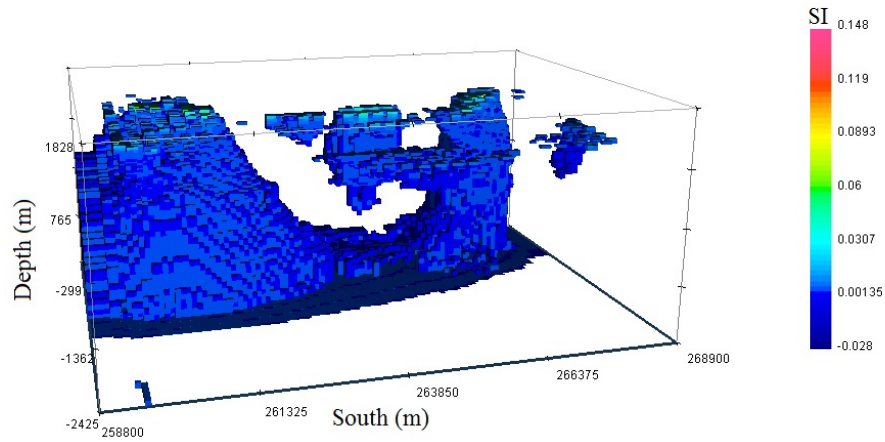


شکل (۴-۲۳) نمایش دوبعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به دست آمده از جهت دید از بالا.

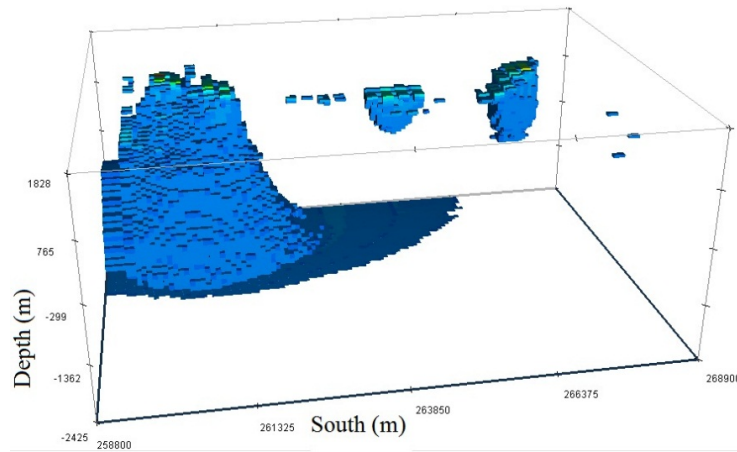
شکل (۴-۲۴ الف تا ه) مدل سه بعدی به دست آمده را نشان می دهد که در آن ها به ترتیب سلول هایی با تباین خودپذیری کمتر از ۰/۰۰۴، ۰/۰۱، ۰/۰۲، ۰/۰۲۵ و ۰/۰۳ در واحد SI نمایش داده نشده است. با توجه به خودپذیری مغناطیسی سنگ ها و کانی ها، تباین خودپذیری مغناطیسی بیشتر

از ۰/۰۱ در واحد SI به‌عنوان نماینده مناسبی برای سنگ‌های آذرین حدواسط در منطقه مورد بررسی در نظر گرفته شده است. نمایش سه‌بعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به‌دست‌آمده برای سلول‌هایی با تباین خودپذیری مغناطیسی بالاتر از ۰/۰۱ در واحد SI از جهت دید از بالا در شکل (۴-۲۵) آورده شده است. مدل به‌دست آمده سه توده را نشان می‌دهد. توده اصلی در شمال غرب محدوده موجود است و گسترش عمقی زیادی داشته و همچنین قسمت‌هایی از آن نیز بر سطح زمین رخنمون دارد. دو توده کوچک دیگر در مرکز و شمال شرق محدوده وجود دارد. همان‌طور که در نقشه‌های ادامه فراسو دیده شد، در ارتفاع‌های ۸۰۰ (شکل ۴-۱۷) و بالاتر از ۱۰۰۰ متر (شکل ۴-۱۸)، ابتدا اثر بی‌هنجاری مرکزی و سپس بی‌هنجاری شمال‌شرق از بین رفت که این نکته به وضوح در مدل نیز دیده می‌شود. همچنین اثر توده اصلی در شمال غرب محدوده در نقشه‌های ادامه فراسو تا ارتفاع بالای ۱۵۰۰ متر (شکل ۴-۱۹) نیز قابل مشاهده بود که انطباق مناسبی با مدل دارد. این ضخامت زیاد (بالغ بر ۱۰۰۰ متر) برای گدازه‌های آندزیتی در این منطقه، در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم نیز ذکر شده است و تاییدی بر این مدل می‌باشد. در شکل (۴-۲۶-الف تا د) نیز تصویر دوبعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به‌دست‌آمده از جهت دید از بالا در ارتفاع‌های مختلف نشان داده شده است، که با توجه به آن‌ها می‌توان سه توده را شناسایی کرد که هر سه، بر سطح زمین رخنمون دارند. با برش مدل به‌دست آمده در اعماق مختلف مشاهده شد، توده اصلی واقع در شمال غرب منطقه ریشه دار است و گسترش عمقی زیادی دارد. اثر توده‌های مرکز و شمال شرق محدوده با برش مدل در عمق‌های کمتری نسبت به توده شمال غرب از بین رفته است (شکل ۴-۲۶ ج و د).

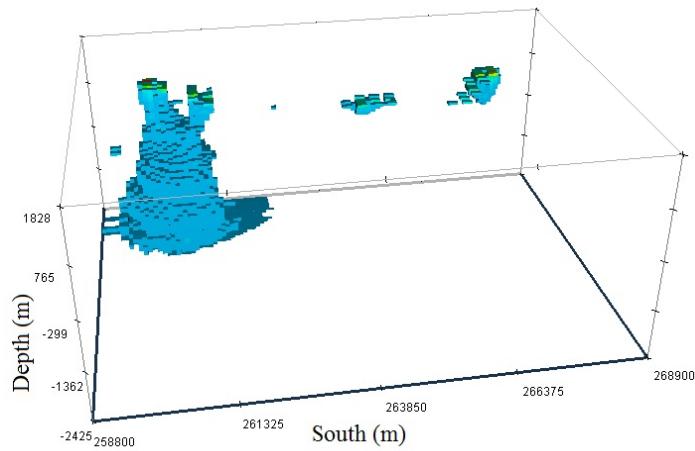
(الف)



(ب)

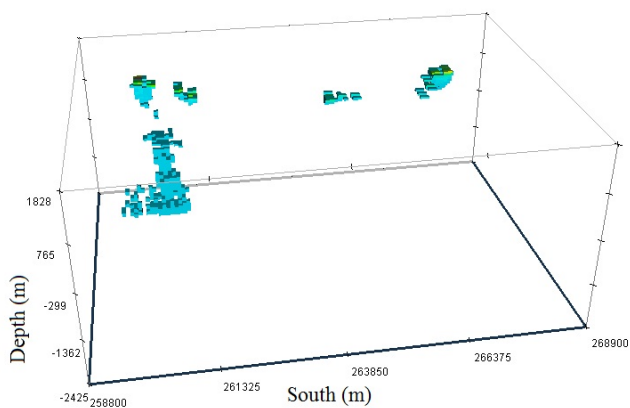


(ج)

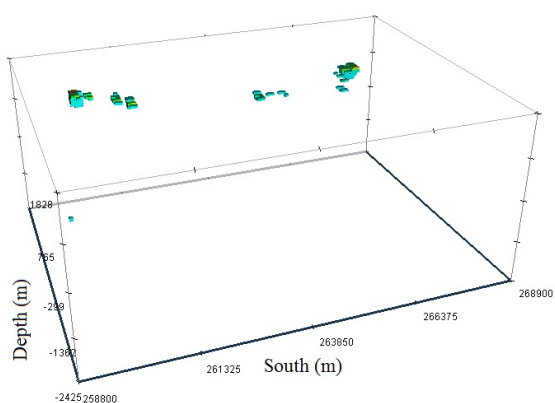


شکل (۴-۲۴) نمایش سه‌بعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به دست آمده. سلول‌هایی با خودپذیری کمتر از الف) (ب) 0.04 / (ج) 0.02 در واحد SI نمایش داده نشده‌اند.

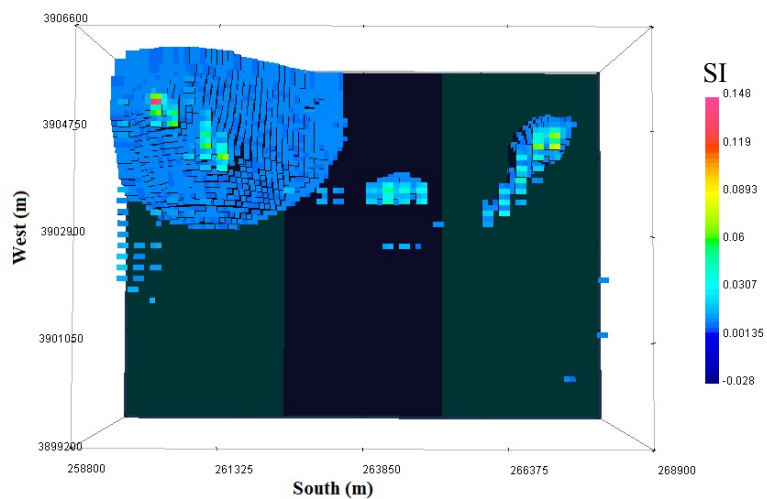
(د)



(ه)

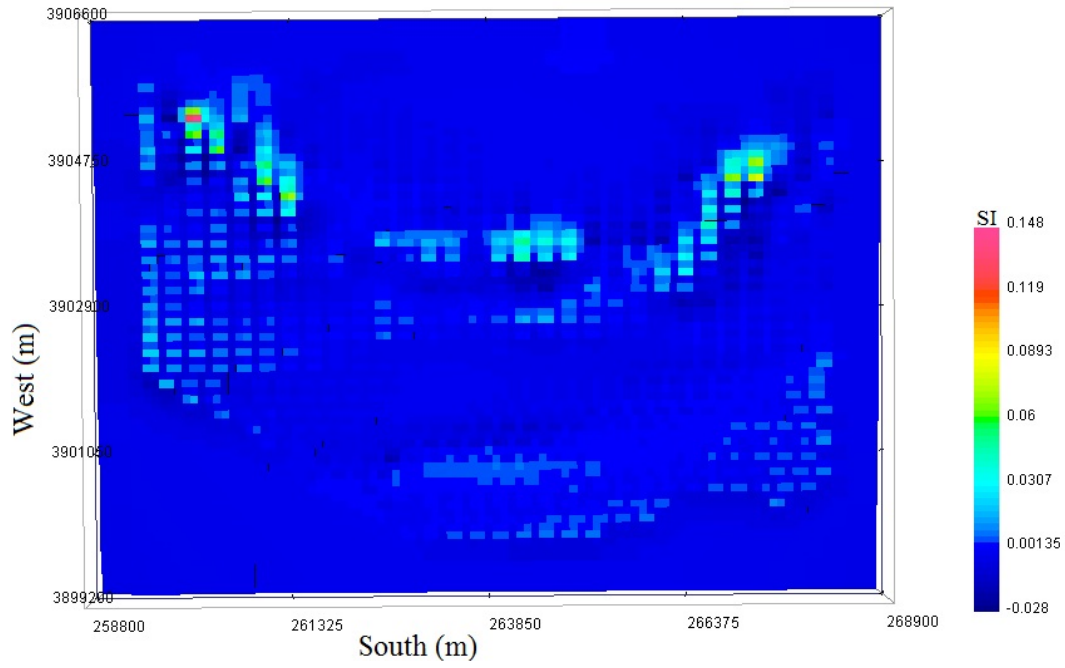


ادامه شکل (۴-۲۴) نمایش سه بعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به دست آمده. سلول هایی با خودپذیری کمتر از (د) $0.25/0$ و (ه) $0.3/0$ در واحد SI نمایش داده نشده اند.

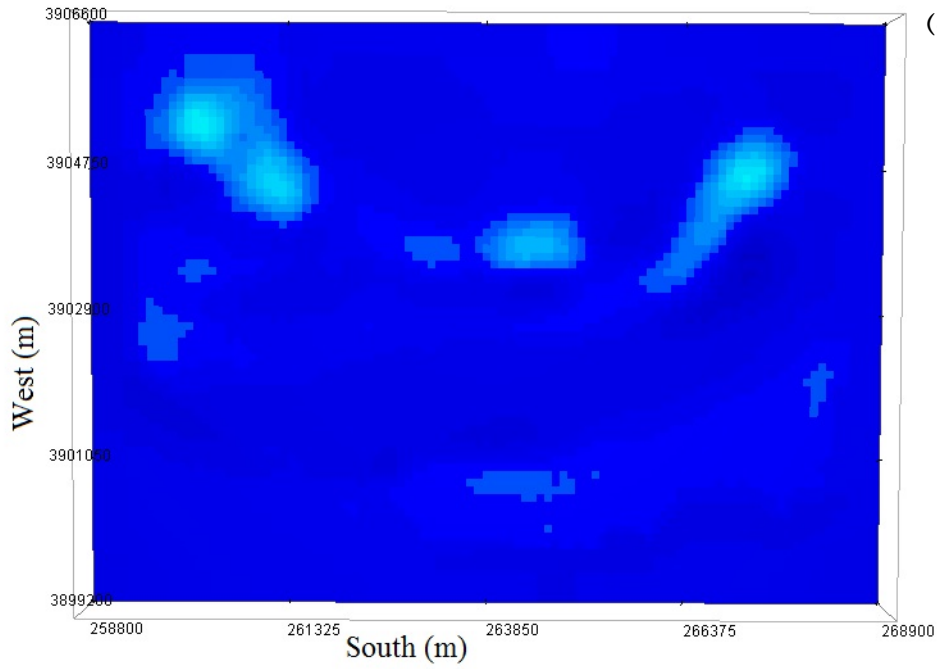


شکل (۴-۲۵) نمایش سه بعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به دست آمده از جهت دید از بالا (سلول هایی با خودپذیری کمتر از $0.1/0$ در واحد SI نمایش داده نشده اند).

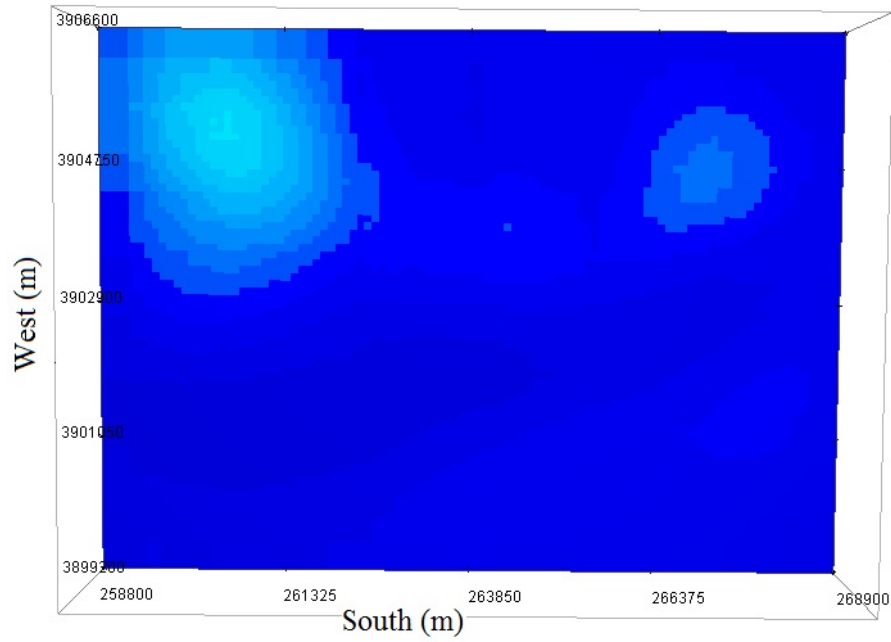
(الف)



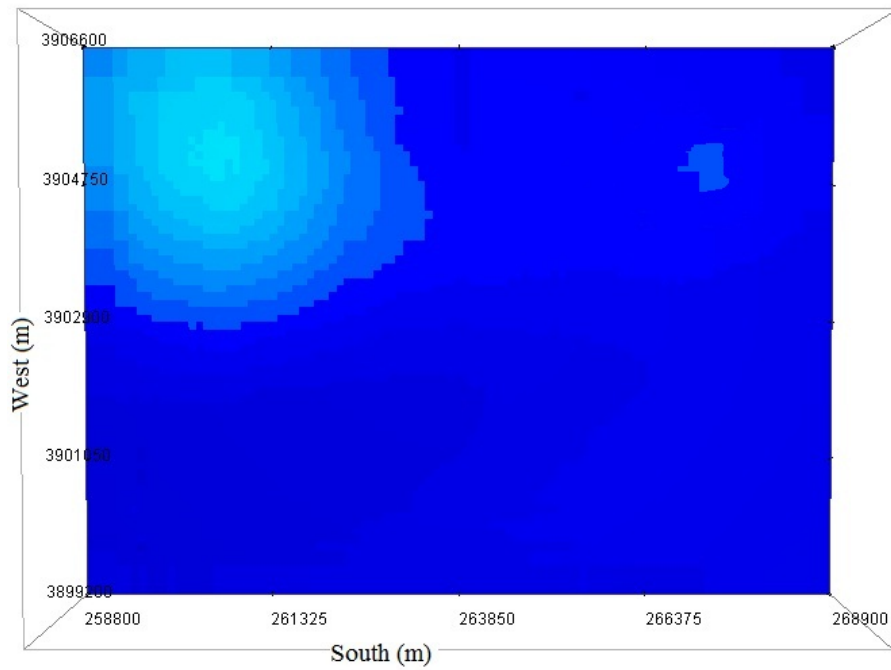
(ب)



شکل (۴-۲۶) نمایش دوبعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به دست آمده از جهت دید از بالا در ارتفاع های مختلف.



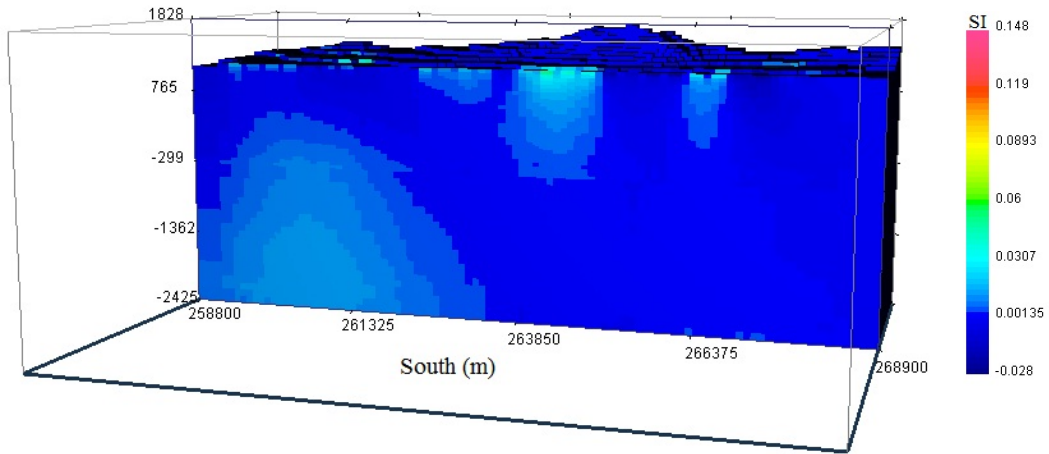
(ج)



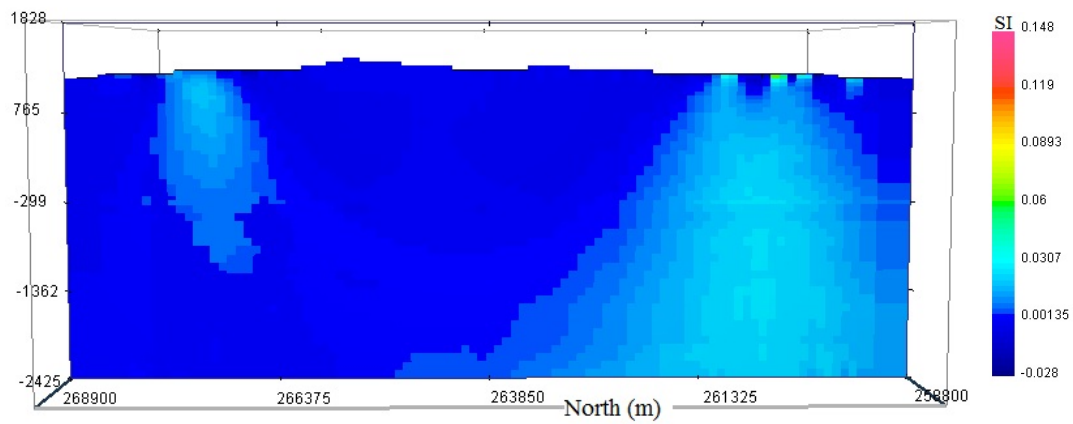
(د)

ادامه شکل (۴-۲۶) نمایش دوبعدی مدل خودپذیری مغناطیسی به دست آمده از جهت دید از بالا در ارتفاع‌های مختلف.

در شکل‌های (۲۷-۴) و (۲۸-۴) نماهای مختلفی از مدل نهایی به دست آمده، که به ترتیب از جهت جنوب و شمال برش خورده‌اند، آورده شده است که به خوبی شکل و گسترش عمقی توده‌ها را نشان می‌دهد.



شکل (۲۷-۴) مقطع عرضی مدل‌سازی نهایی (برش خورده از جهت جنوب).



شکل (۲۸-۴) مقطع عرضی مدل‌سازی نهایی (برش خورده از جهت شمال).

فصل پنجم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۵-۱ نتیجه‌گیری

در این تحقیق داده‌های مغناطیس هوابرد منطقه‌ای در غرب معلمان در استان سمنان مورد پردازش، مدل‌سازی و تفسیر قرار گرفته است. در نقشه شدت کل میدان مغناطیسی، سه ناهنجاری دیده شد که در شمال غرب، مرکز و شمال شرق محدوده مورد بررسی قرار گرفته‌اند و همچنین با توجه به این نقشه موقعیت امتداد پنهان گسل طرود نیز مشخص گردید. جهت شناسایی شکل، کشیدگی عمقی و میزان گستردگی سطحی منشأ بی‌هنجاری‌ها، اقدام به مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌ها شد؛ که با توجه به نتایج حاصل از آن، سه توده در منطقه شناسایی گردید. توده اصلی در شمال غرب محدوده موجود است و با توجه به نتایج حاصل از اعمال فیلتر ادامه‌فراسو و مدل‌سازی سه‌بعدی، این توده گسترش عمقی زیادی دارد. دو توده دیگر نیز در مرکز و شمال شرق محدوده قرار گرفته‌اند که نسبت به توده اصلی گسترش عمقی کمتری دارند. میزان کشیدگی عمقی و گسترش سطحی توده‌ها انطباق مناسبی با نتایج حاصل از اعمال فیلترهای ادامه‌فراسو و مشتق اول دارد.

۵-۲ پیشنهادات

پیشنهاد می‌شود تا با انجام مدل‌سازی وارون به روش تمرکز یافته^{۶۵} بر روی داده‌های این تحقیق، مقایسه کاملی بین وارون‌سازی هموار و تمرکز یافته انجام و مزایا، معایب و نقاط ضعف هر روش بررسی گردد. همچنین با تلفیق نتایج حاصل از این دو روش می‌توان به مدل معتبرتری دست یافت. پیشنهاد می‌شود تا با مطالعات صحرایی و بازدیدهای زمین‌شناسی، اطلاعات زمین‌شناسی بیشتری جهت مطالعه این منطقه جمع‌آوری گردد و با اعمال این اطلاعات در فرآیند مدل‌سازی، مدل به‌دست آمده را به سمت نتایج هرچه صحیح‌تر هدایت کرد.

با توجه به این که برداشت خطوط کنترلی هزینه‌بر می‌باشد، پیشنهاد می‌شود از روش‌های پردازشی که در آن‌ها نیاز به برداشت خطوط کنترلی نمی‌باشد، استفاده گردد.

^{۶۵} Focused inversions

با توجه به این که آزمایش Heading در منطقه مورد مطالعه انجام نشده بود، پیشنهاد می شود جهت پردازش دقیق تر داده ها آزمایش Heading انجام شود تا بتوان به نتایج بهتر و دقیق تری در پردازش دست یافت.

منابع

- ابراهیم‌زاده اردستانی، و.، ۱۳۸۹، "گرانی‌سنجی کاربردی"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران.
- بنی‌عامریان، ج.، اسکویی، ب.، و ایمانی، پ.، ۱۳۹۱، "سیگنال تحلیلی و مشتق‌های میدان پتانسیل از مرتبه کسری (کاربرد در تفسیر و پردازش)"، **مجله ژئوفیزیک ایران**، جلد ۶، شماره ۳، ۱-۱۶.
- بهداری، س. ر.، (۱۳۸۹)، "کاربرد مغناطیس‌سنجی و رادیومتری هوابرد در ارزیابی پتانسیل معدنی ولکانیک‌های شمال شهر بابک"، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۵۲۸-۵۳۲.
- جعفریان، م.، (۱۳۸۰)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حجت، ا.، ۱۳۹۰، جزوه درس ژئوفیزیک اکتشافی ۱، دانشگاه شهید باهنر، کرمان.
- سبیطی، ا.، ۱۳۹۲، "گزارش مراحل اجرای پروژه ژئوفیزیک هوایی، مغناطیس و رادیومتری هوابرد"، کارگاه آموزشی سی و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کامکار روحانی، ا. و بیکی، م.، ۱۳۸۹، "پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس هوایی به‌منظور پی‌جویی ذخایر کرومیت در منطقه سبزوار"، **مجله فیزیک زمین و فضا**، جلد ۳۵، شماره ۳.
- کلاگری، ع. ا.، ۱۳۷۱، "اصول اکتشافات ژئوفیزیکی".
- نمکی، ل.، حفیظی، م.، و میرزایی، م.، ۱۳۸۸، "معرفی روشی برای مدل‌سازی دوبعدی اتوماتیک داده‌های مغناطیس‌سنجی با بررسی موردی منطقه مکران در جنوب شرق ایران"، **مجله فیزیک زمین و فضا**، جلد ۳۶، شماره ۱، ۱۲۷-۱۳۷.
- نوروزی، غ.، ۱۳۸۸، "ژئوفیزیک اکتشافی"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران.

یوسفی، ب. و اسکویی، ب.، ۱۳۹۰، "استفاده از روش لی- اولدنبرگ در برگردان سه بعدی داده های مغناطیسی زمینی منطقه گزستان (استان یزد)", **مجله فیزیک زمین و فضا**، جلد ۳۹، شماره ۱، ۷۳-۸۸.

یوسفی زاده، ا.، فاتحی، م.، نوروزی، غ.، دولتی ارده جانی، ف.، و ضیایی، م.، ۱۳۹۱، "بارزسازی توده های نفوذی و خطواره های مغناطیسی توسط پردازش داده های مغناطیس هوابرد در منطقه جبال بارز"، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.

Aisengart, T. (2013). "3-D inversion of magnetic data at low magnetic latitudes". Thirteenth international congress of the Brazilian Geophysical society.

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

Blakely, R. J. (1996). "**Potential theory in gravity and magnetic application**". Cambridge university press, 330.

Clark, D. A. (1997). "Magnetite petrophysics and magnetite petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys". **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, 17(2), 83-103.

Cooper, G., & Cowan, D. 2003. "The application of fractional calculus to potential field data". **Exploration Geophysics**, 34, 51-56.

Dobrin, M. B., & Savit, C. H. (1988). "**Introduction geophysical prospecting**". McGraw-Hill, 867.

Gallardo, L. A., Pérez-Flores, M. A., & Gómez-Treviño, E. (2005). "Refinement of three dimensional multilayer models of basins and crusted enviroments by inversion of gravity and magnetic data". **Tectonophysics**, 397(1), 37-54.

Green, W. R. (1975). "Inversion of gravity profiles by use of a Backus-Gilbert approach". **GEOPHYSICS**, 40(5), 763-772.

Gunn, P. J. (1996). Workshop Interpretation of aeromagnetic data. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**.

Horsfall, K. R. (1997). "Airborne magnetic and gamma-ray data acquisition". **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, 17(2), 23-30.

- Huang, H., & Fraser, D. C. (2003). "Inversion of helicopter electromagnetic data to a magnetic conductive layered earth". **GEOPHYSICS**, 68(4), 1211-1223.
- Jackson, D. D. (1979). "The use of a priori data to resolve non-uniqueness in linear inversion". **Geophysical Journal International**, 57(1), 137-157.
- Lelievre, P. G., & Oldeburg, D. W. (2006). "Magnetic forward modelling and inversion for high susceptibility". **GEOPHYSICS**, 166, 76-90.
- Lelievre, P. G., Oldeburg, D. W., & Williams, N. C. (2009). "Integrating geological and geophysical data through advanced constrained inversions". **Exploration Geophysics**, 40(4), 334-341.
- Li, Y., & Oldenburg, D. W. (1996). "3-D inversion of magnetic data". **GEOPHYSICS**, 61(2), 394-408.
- Li, Y., & Oldenburg, D. W. (1998). "3-D inversion of gravity data". **GEOPHYSICS**, 63(1), 109-119.
- Li, Y., & Oldenburg, D. W. (2000). "Joint inversion of surface and three component borehole magnetic data". **GEOPHYSICS**, 65, 540-552.
- Li, Y., & Oldenburg, D. W. (2003). "Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method". **Geophysical Journal International**, 152(2), 251-265.
- Luyendyk, A. P. J. (1997). "Processing of airborne magnetic data". **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, 17(2), 31-38.
- Menke, W. (1989). "**Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory**". Orlando, Fla.: Academic press. xii, 260.
- Milligan, P. R., & Gunn, P. J. (1997). "Enhancement and presentation of airborne geophysical data". **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, 17(2), 63-75.
- Neawsuprap, K., Charusiri, P., & Meyers, J. (2005). "**New processing of airborne Magnetic and Electromagnetic data and Interpretation for Subsurface structures in the Loei area Northeastern Thailand**". 31, 283-298.
- Pedersen, L. B. (1977). "Interpretation of potential Field data a Generalized Inverse APPROACH". **Geophysical Prospecting**, 25(2), 199-230.
- Reeves, C. V. (2005). "**The Aeromagnetic surveys, Principles, Practice and Interpretation**".

Reeves, C. V., & Bullock, S. J. (2006). "Airborne exploration, Fugro Airborne Surveys Limited (in press)". **Logy & Geophysics**, 17(2), 145-158.

Robinson, E. S., & Coruth, C. (1988). "Electromagnetic surveying Basic Exploration". **GEOPHYSICS**, 490-500.

Tarlowski, C., Gunn, P. J., Mackey, T. (1997). "Enhancements of the magnetic map of Australia data" **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, 17(2), 77-82.

Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). "**Applied Geophysics**". Cambridge university press.

Tikhonov, A. N., & Arsenin, V. Y. (1977). "**Solutions of ill-posed problems**". WH Winston, Washington DC, 330.

Williams, N. C. (2008). "Geologically-constrained UBC–GIF gravity and magnetic inversions with examples from the Agnew-Wiluna greenstone belt, Western Australia". **University of British Columbia. Vancouver, Canada.**

Whitehead, N., & Musselman, C. (2010). "**Processing and Enhancing Geophysical Data Extension**". TUTORIAL and USER GUIDE.

Wilson, G. A., Fraser, S., Cox Leif, H., Cuma, M., Zhdanov, M., &Vallee, M. A. (2011). "Lithological Classification of large-scale 3D inversion of airborne electromagnetic, gravity gradiometry, and magnetic data – A case study from Reid-Mahaffy". Ontario, SEG San Antonio 2011 Annual Meeting, 624-628.

Zhdanov, M. S. (2002). "**Geophysical inverse theory and regularization problems (Vol.36)**". Elsevier.

<http://ngdir.ir>

Abstract

The undeniable advantages of airborne geophysical survey has turned this approach out to be a quick and efficient way. The oldest branch in geophysics science is the magnetic method which is nowadays known for its capability in identifying the buried structures and reaching the subsurface sources. In order to identify the subsurface structures such as shape, depth, expansion and other characteristics of the source more precisely, the two and three dimensional modeling is used. It is obvious that processing the data before modeling is inevitable.

Due to the immense volume of data acquired in airborne geophysical surveys and their relation to potential areas, interpretation and processing of these data is of utmost importance. The aim of this thesis is processing, inverse modeling and interpretation of the data and also to investigate the relationship between existing anomalies on the magnetic field maps with mineral mass. The airborne magnetic data used in this study are extracted from an environment located in the west side of Moaleman in Semnan prominent, Iran.

The data process is done in five stages will be mentioned in the following: 1_ Diurnal correction, 2_ Lag correction, 3_ Heading correction, 4_ IGRF and 5_ levelling. In order to validate the modeling and also the interpretation of magnetic field intensity maps, Reduce to the pole, Up-ward continuation, vertical derivative and analytic signal filter is applied on the data. After processing, the three dimensional inversing of data with Li-Oldenburg algorithm is applied. In order to take optimized use of this algorithm, at first it was tested on artificial models were contaminated with noise, then the modeling was done using the actual airborne magnetic data. The final obtained model is acceptably adaptive to the maps extracted from filters.

Key Words: magnetic, airborne data processing, 3D inversion, Li-Oldenburg, Moaleman.



Shahrood University of technology
Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics
MSc Thesis in Geophysics in Geomagnetic

**Processing and 3D inversion of airborne magnetic data using Li-
Oldenburg nonlinear algorithm**

By: Fatemeh Gerami Sadeghian

Supervisors:

Dr. Ali Nejati Kalateh

Dr. Alireza Arab Amiri

Advisor:

Arash Sebti

September 2016