

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



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

پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی به روش واهمامیخت اوایلر، سیگنال
تحلیلی و گرادیان کل نرمال و مقایسه نتایج، مطالعه موردی: تنگ حنار، جنوب
بیرجند

نگارنده

سید میثم احمدی

استاد راهنما

دکتر حمید آقاجانی

تقدیم بہ

مقدس ترین واژہ ماد لغت نامہ دلم ...

پدر و مادر مہربانم کہ زندگی ام را مدیون مہر و عطوفت آن ہامی دانم،

خواہر عزیزم

و ہمہ کسانی کہ دوستان دارم ...

تقدیر و تشکر

تختین پاس و ستایش از آن خداوندی است که بنده کوچکش را دریای بیکران اندیشه، قطره ای ساخت تا وسعت

آن را از دریچه اندیشه های ناب آموزگارانی بزرگ به تماشانشیند. لذا اکنون که در سایه سار بنده نوازیهایش پایان نامه حاضر به

انجام رسیده است، بر خود لازم میدانم تا مراتب پاس را از بزرگوارانی به جا آورم که اگر دست یاریکشان نبود،

هرگز این پایان نامه به انجام نمی رسید. از استاد گرانقدرم جناب آقای دکتر حمید آقا جانی که زحمات راهنمایی این پایان

نامه را بر عهده داشتند، کمال پاس را دارم؛ همچنین از آقای مهندس حمیدرضا باغزندانی، مهندس پیمان دهقانان،

مهندس سیدضیادقیقی و مهندس سارا شمس و تمامی اساتید و دوستانی که با الطاف صمیمانه می خود طی این مسیر را بر من هموار

کردند تشکر می نمایم. از زحمات داوران محترم آقای دکتر علی نجاتی و آقای دکتر علیرضا عرب امیری که زحمات

داوری این پایان نامه را بر عهده گرفته و کمک به هرچه بهتر شدن این کار کردند تشکر می کنم.

تعهدنامه

اینجانب سید میثم احمدی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک - ژئومغناطیس دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پردازش و تفسیر داده های مغناطیسی به روش واهمامیخت اوپلر، سیگنال تحلیلی و گرادیان کل نرمال و مقایسه نتایج، مطالعه موردی: تنگ حنار، جنوب بیرجند تحت راهنمایی آقای دکتر حمید آقاجانی متعهد می شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط این جانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه 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 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 بافت های 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 افزارها 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:

روش‌های ژئوفیزیکی از جمله روش‌های غیرمستقیم اکتشافی هستند که در زمینه پی‌جویی و اکتشاف منابع زیرزمینی به طور گسترده استفاده می‌شوند. یکی از این روش‌ها، روش مغناطیس‌سنجی است؛ که به دلیل سرعت عمل و ارزانی در اکتشاف منابع سنگ آهن کاربرد فراوان دارد. پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌های مغناطیسی به روش‌های مختلف انجام می‌شود. در این تحقیق از سه روش سیگنال تحلیلی، اوپلر و گرادیان کل نرمال شده (NFG) برای تخمین عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی استفاده شده‌اند. این روش‌ها روی مجموعه داده‌های مصنوعی و نیز داده‌های مغناطیسی واقعی محدوده معدنی تنگ حنار اعمال شده‌اند. محدوده سنگ آهن تنگ حنار در ۲۴۰ کیلومتری جنوب شهر بیرجند و در فاصله ۳۵ کیلومتری جنوب معدن قلعه زری قرار دارد. در این محدوده حدود ۶۳۰۰ ایستگاه مغناطیسی روی ۱۲۰ پروفیل در امتداد شمالی جنوبی اندازه‌گیری شده‌اند. پس از اعمال تصحیح روزانه و تصحیح میدان مرجع زمین (IGRF) بر روی داده‌ها، نقشه بی‌هنجاری‌های میدان کل مغناطیسی تهیه شد. پس از به کارگیری روش‌های پردازشی مثل تبدیل به قطب داده‌های مغناطیسی (RTP)، روند سطحی، سیگنال تحلیلی، شبه‌گرانی و ادامه فراسو تعداد ۸ بی‌هنجاری روی محدوده مشخص و تفکیک شد.

به منظور برآورد عمق قرارگیری بی‌هنجاری‌های تعیین شده، سه پروفیل A، B و C بر روی بی‌هنجاری‌های منطقه تهیه و روش‌های اوپلر، سیگنال تحلیلی و گرادیان کل نرمال روی این داده‌ها اعمال شد. بررسی‌های صورت گرفته بر روی روش‌های مذکور نشان می‌دهد که بی‌هنجاری اصلی منطقه که بی‌هنجاری A است تا عمق سیصد متری گسترش دارد؛ و در روش‌های کیفی تفسیر داده‌های مغناطیسی نیز این مسأله قابل اثبات است. طبق بررسی‌های صورت گرفته با سه روش اوپلر، سیگنال تحلیلی و گرادیان کل نرمال و همچنین با توجه به روش‌های کیفی تفسیر داده‌های مغناطیسی عمق

سطح بالایی بر روی سه پروفیل A، B و C به ترتیب ۸۰-۱۰۰، ۹۰-۱۱۰ و ۵۰-۷۰ متر برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: بی‌هنجاری مغناطیس، تخمین عمق، سیگنال تحلیلی، اویلر، گرادیان کل نرمال، تنگ حنار

مقالات مستخرج از پایان نامه

کنفرانسی: احمدی، س.م.، آقاجانی، ح.، دهقانپان، پ.، (۱۳۹۶)، "تخمین عمق بی‌هنجاری مغناطیسی به دو روش واهمامیخت اوایلر و سیگنال تحلیلی و مقایسه نتایج، مطالعه موردی: تنگ حنار، جنوب بیرجند"، کنفرانس بین المللی پژوهش‌های نوین در عمران، معماری، مدیریت شهری و محیط زیست.

کنفرانسی: احمدی، س.م.، آقاجانی، ح.، (۱۳۹۶)، "پردازش، تفسیر و تخمین عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، مطالعه موردی: تنگ حنار، جنوب بیرجند"، سی و ششمین گردهمایی و سومین کنگره تخصصی علوم زمین.

فهرست مطالب

۱- فصل اول: کلیات.....	۱
۱-۱- مقدمه.....	۲
۱-۲- آهن.....	۳
۱-۳- سابقه اکتشافی آهن.....	۵
۱-۴- اهمیت و ضرورت تحقیق.....	۷
۱-۵- اهداف پایان نامه و روش تحقیق.....	۷
۱-۶- ساختار پایان نامه.....	۸
۲- فصل دوم: مبانی و مفاهیم روش مغناطیس‌سنجی.....	۹
۲-۱- مقدمه.....	۱۰
۲-۲- اصول و مبانی روش مغناطیس‌سنجی.....	۱۱
۲-۲-۱- میدان مغناطیسی.....	۱۱
۲-۲-۲- میدان مغناطیسی زمین و مؤلفه‌های آن.....	۱۲
۲-۲-۳- خودپذیری مغناطیسی.....	۱۵
۲-۳- مغناطیس سنگ‌ها و کانی‌ها.....	۱۶
۲-۳-۱- مراحل به کارگیری روش مغناطیس‌سنجی در اکتشافات ژئوفیزیکی.....	۱۷
۲-۴- تصحیحات داده‌های مغناطیسی.....	۱۸
۲-۴-۱- تصحیح تغییرات روزانه.....	۱۸
۲-۴-۲- تصحیح IGRF.....	۱۹
۲-۵- پردازش کیفی داده‌های مغناطیسی.....	۱۹

۲۰	۲-۵-۱- فیلتر برگردان به قطب
۲۱	۲-۵-۲- فیلتر روند سطحی
۲۲	۲-۵-۳- فیلتر مشتق قائم
۲۳	۲-۵-۴- فیلتر مشتق کل افقی
۲۳	۲-۵-۵- فیلتر گسترش به سمت بالا
۲۳	۲-۵-۶- فیلتر گسترش به سمت پایین
۲۴	۲-۶-۱- روش‌های کمی پردازش داده‌های مغناطیس
۲۴	۲-۶-۱- روش سیگنال تحلیلی
۲۸	۲-۶-۲- تخمین عمق به روش سیگنال تحلیلی
۳۳	۲-۶-۳- خطی نمودن معادلات
۳۴	۲-۶-۴- روش گرادیان افقی سیگنال تحلیلی
۳۶	۲-۶-۵- روش اویلر
۳۷	۲-۶-۶- معادله همگن اویلر
۴۰	۲-۶-۷- شاخص ساختاری
۴۱	۲-۶-۸- اندازه پنجره
۴۳	۲-۶-۹- روش گرادیان کل نرمال
۴۴	۲-۶-۱۰- تئوری روش گرادیان کل نرمال
۴۷	۳- فصل سوم: کاربرد روش‌ها روی مدل‌های مصنوعی
۴۸	۳-۱- مقدمه
۴۸	۳-۲- ساخت مدل مصنوعی
۵۱	۳-۳- اعمال روش سیگنال تحلیلی روی مدل‌های مصنوعی

۳-۴-۵۲	اعمال روش اویلر روی داده‌های مغناطیسی حاصل از مدل‌های مصنوعی
۳-۵-۵۶	اعمال روش NFG روی اثر مغناطیسی ناشی از مدل‌های مصنوعی
۴-۶۵	فصل چهارم: زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و اعمال روش‌ها روی داده‌های واقعی
۴-۱-۶۶	مقدمه
۴-۲-۶۶	موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه
۴-۳-۶۷	زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه
۴-۳-۱-۶۹	زمین‌شناسی محدوده اکتشافی
۴-۴-۷۲	عملیات برداشت
۴-۵-۷۲	پردازش و تفسیر داده‌ها
۴-۵-۱-۷۳	نقشه شدت میدان مغناطیسی کل
۴-۵-۲-۷۳	نقشه میدان مغناطیسی بی‌هنجاری
۴-۵-۳-۷۵	نقشه برگردان به قطب
۴-۵-۴-۷۶	نقشه روند سطحی
۴-۵-۵-۷۸	نقشه مشتق قائم اول
۴-۵-۶-۷۹	نقشه‌های گسترش میدان مغناطیسی به سمت بالا
۴-۵-۷-۸۲	نقشه سیگنال تحلیلی
۴-۵-۸-۸۲	نقشه شبه‌گرانی
۴-۶-۸۴	اعمال روش‌های Euler، ASA و NFG برای برآورد عمق بی‌هنجاری
۴-۷-۸۵	اعمال روش سیگنال تحلیلی روی داده‌های واقعی
۴-۸-۸۸	اعمال روش واهمامیخت اویلر روی داده‌های واقعی
۴-۸-۱-۸۸	روش اویلر استاندارد

۴-۸-۲- روش اویلر محلی ۹۰

۴-۹- اعمال روش گرادیان کل نرمال روی داده‌های واقعی ۹۴

۵- فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات ۹۸

۵-۱- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری ۹۹

۵-۲- پیشنهادات ۱۰۱

منابع و مأخذ

فهرست اشکال

فصل اول

شکل ۱-۱: میانگین و دامنه تغییرات خودپذیری مغناطیسی سنگ‌های مختلف ۴

فصل دوم

شکل ۱-۲: نمایش مؤلفه‌های میدان مغناطیسی دوقطبی ۱۳

شکل ۲-۲: نمایش شماتیک مؤلفه‌های میدان مغناطیسی زمین ۱۴

شکل ۳-۲: نمایش بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده ۲۰

شکل ۴-۲: تغییر شکل بی‌هنجاری بعد از تبدیل برگردان به قطب ۲۱

شکل ۵-۲: طرح کلی روش سیگنال تحلیلی ۲۶

شکل ۶-۲: مقطع دو بعدی مدل پله‌ای ۲۹

شکل ۷-۲: طرح مقطع یک بی‌هنجاری دو بعدی برای نشان دادن X_0 و Z_0 ۳۱

شکل ۸-۲: نحوه حرکت پنجره روی داده‌های شبکه برداشت ۳۹

شکل ۹-۲: چگونگی حرکت پنجره مربعی اویلر بر روی شبکه ۴۲

فصل سوم

شکل ۱-۳: شبکه برداشت روی مدل‌های مصنوعی مانند دایک ۴۹

شکل ۲-۳: شکل دو بعدی و سه بعدی توده‌ها الف: اثر مغناطیسی حاصل از مدل دایکی شکل ب: اثر مغناطیسی حاصل

از مدل کروی ج: نمای سه بعدی دایک د: نمای سه بعدی کره ۵۰

شکل ۳-۳: اعمال روش اویلر برای مدل مصنوعی دایکی شکل بدون نوفه ۵۳

شکل ۴-۳: اعمال روش اویلر برای مدل مصنوعی دایکی شکل نوفه‌دار ۵۳

شکل ۵-۳: اعمال روش اویلر برای مدل مصنوعی کروی شکل بدون نوفه ۵۴

شکل ۶-۳: اعمال روش اویلر برای مدل مصنوعی کروی شکل نوفه‌دار ۵۴

شکل ۷-۳: نمودار تغییرات NFG نسبت به تعداد جملات هارمونیک پروفیل مربوط به مدل دایک بدون نوفه ۵۶

- شکل ۳-۸: نمودار تغییرات NFG نسبت به تعداد جملات هارمونیک پروفیل مربوط به مدل دایک نوفه‌دار ۵۷
- شکل ۳-۹: نمودار تغییرات NFG نسبت به تعداد جملات هارمونیک پروفیل مربوط به مدل کروی بدون نوفه ۵۷
- شکل ۳-۱۰: نمودار تغییرات NFG نسبت به تعداد جملات هارمونیک پروفیل مربوط به مدل کروی نوفه‌دار ۵۸
- شکل ۳-۱۱: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای دایک بدون نوفه (N=12) ۵۹
- شکل ۳-۱۲: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای دایک نوفه‌دار (N=14) ۵۹
- شکل ۳-۱۳: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای کره بدون نوفه (N=24) ۶۰
- شکل ۳-۱۴: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای کره نوفه‌دار (N=24) ۶۱
- شکل ۳-۱۵: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای کره نوفه‌دار (N=14) ۶۱
- شکل ۳-۱۶: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای کره نوفه‌دار (N=34) ۶۲

فصل چهارم

- شکل ۴-۱: موقعیت محدوده روی نقشه راه‌های استان خراسان جنوبی ۶۷
- شکل ۴-۲: نقشه زون‌های ساختاری کشور و موقعیت منطقه اکتشافی ۶۷
- شکل ۴-۳: موقعیت محدوده اکتشافی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ده‌سلم ۷۱
- شکل ۴-۴: موقعیت پروفیل‌ها و نقاط برداشت ۷۲
- شکل ۴-۵: نقشه میدان مغناطیسی کل در محدوده مورد مطالعه ۷۳
- شکل ۴-۶: نقشه میدان مغناطیسی مرجع ۷۴
- شکل ۴-۷: میدان مغناطیسی کل پس از حذف اثر IGRF ۷۴
- شکل ۴-۸: نقشه فیلتر برگردان به قطب بر روی داده‌های مغناطیسی منطقه مورد مطالعه ۷۶
- شکل ۴-۹: بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده حاصل از روند سطحی درجه ۱ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه ۷۷
- شکل ۴-۱۰: بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده حاصل از روند سطحی درجه ۲ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه ۷۷
- شکل ۴-۱۱: بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده حاصل از روند سطحی درجه ۳ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه ۷۷
- شکل ۴-۱۲: بی‌هنجاری‌های حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه یک روی داده‌های محدوده مورد مطالعه ۷۸
- شکل ۴-۱۳: فیلتر ادامه فراسو ۵۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه ۷۹
- شکل ۴-۱۴: فیلتر ادامه فراسو ۱۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه ۸۰

- شکل ۴-۱۵: فیلتر ادامه فراسو ۲۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۸۰
- شکل ۴-۱۶: فیلتر ادامه فراسو ۳۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۸۰
- شکل ۴-۱۷: فیلتر ادامه فراسو ۴۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۸۱
- شکل ۴-۱۸: فیلتر ادامه فراسو ۶۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۸۱
- شکل ۴-۱۹: فیلتر ادامه فراسو ۸۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۸۱
- شکل ۴-۲۰: نقشه سیگنال تحلیلی محدوده مورد مطالعه..... ۸۲
- شکل ۴-۲۱: نقشه شبه‌گرانی محدوده مورد مطالعه..... ۸۳
- شکل ۴-۲۲: نمایش پروفیل‌های A، B و C روی نقشه برگردان به قطب..... ۸۴
- شکل ۴-۲۳: نمودار سیگنال تحلیلی پروفیل A..... ۸۵
- شکل ۴-۲۴: نمودار سیگنال تحلیلی پروفیل B..... ۸۶
- شکل ۴-۲۵: نمودار سیگنال تحلیلی پروفیل C..... ۸۶
- شکل ۴-۲۶: نتیجه تخمین عمق اوپلر استاندارد بر روی بی‌هنجاری A..... ۸۸
- شکل ۴-۲۷: نتیجه تخمین عمق اوپلر استاندارد بر روی بی‌هنجاری B..... ۸۹
- شکل ۴-۲۸: نتیجه تخمین عمق اوپلر استاندارد بر روی بی‌هنجاری C..... ۹۰
- شکل ۴-۲۹: تخمین عمق اوپلر محلی بر روی بی‌هنجاری A..... ۹۱
- شکل ۴-۳۰: تخمین عمق اوپلر محلی بر روی بی‌هنجاری B..... ۹۲
- شکل ۴-۳۱: تخمین عمق اوپلر محلی بر روی بی‌هنجاری C..... ۹۳
- شکل ۴-۳۲: نمودار تغییرات مقدار گرادیان کل نرمال نسبت به تعداد مختلف جملات هارمونیک پروفیل A..... ۹۴
- شکل ۴-۳۳: نمودار تغییرات مقدار گرادیان کل نرمال نسبت به تعداد مختلف جملات هارمونیک پروفیل B..... ۹۵
- شکل ۴-۳۴: نمودار تغییرات مقدار گرادیان کل نرمال نسبت به تعداد مختلف جملات هارمونیک پروفیل C..... ۹۵
- شکل ۴-۳۵: مقطع دوبعدی مقادیر گرادیان کل نرمال داده‌های مغناطیس پروفیل A (N=29)..... ۹۶
- شکل ۴-۳۶: مقطع دوبعدی مقادیر گرادیان کل نرمال داده‌های مغناطیس پروفیل B (N=26)..... ۹۶
- شکل ۴-۳۷: مقطع دوبعدی مقادیر گرادیان کل نرمال داده‌های مغناطیس پروفیل C (N=20)..... ۹۷

فهرست جداول

فصل دوم

- جدول ۱-۲: خودپذیری مغناطیسی برخی از مواد معدنی و سنگ‌ها ۱۵
- جدول ۲-۲: مقدار C و ϕ برای میدان‌های کل، قائم و افقی ۳۰
- جدول ۳-۲: مقدار شاخص ساختاری و فاکتور شکل برای یک بی‌هنجاری مغناطیسی دو بعدی ۳۳
- جدول ۴-۲: ارتباط بین شاخص ساختاری (N) ، مدل مغناطیسی و موقعیت عمق تخمینی ۴۰

فصل سوم

- جدول ۱-۳: مشخصات دایک تولید شده ۴۹
- جدول ۲-۳: مشخصات کره تولید شده ۴۹
- جدول ۳-۳: نتایج تخمین عمق به روش سیگنال تحلیلی بر روی مدل‌های مصنوعی ۵۱
- جدول ۴-۳: نتایج تخمین عمق به روش گرادیان افقی سیگنال تحلیلی بر روی مدل‌های مصنوعی ۵۲
- جدول ۵-۳: نتایج تخمین عمق با روش اویلر استاندارد بر روی مدل‌های مصنوعی ۵۵
- جدول ۶-۳: نتایج تخمین عمق با روش اویلر محلی بر روی مدل‌های مصنوعی ۵۵
- جدول ۷-۳: مقدار عدد هارمونیک تعیین شده برای مدل‌های دایک و کره بدون نوفه و نوفه‌دار ۵۸

فصل چهارم

- جدول ۱-۴: مشخصات طول و عرض جغرافیایی سه پروفیل A ، B و C ۸۴
- جدول ۲-۴: نتایج تخمین عمق به روش سیگنال تحلیلی بر روی سه پروفیل A ، B و C ۸۷
- جدول ۳-۴: نتایج تخمین عمق به روش گرادیان افقی سیگنال تحلیلی بر روی سه پروفیل A ، B و C ۸۷
- جدول ۴-۴: نتایج عددی روش اویلر محلی بر روی سه بی‌هنجاری A ، B و C ۹۳

فصل اول

کلیات

ژئوفیزیک همان‌طور که از نامش پیداست با فیزیک زمین و جو اطراف آن سروکار دارد. کشف گیلبرت^۱ در مورد این که زمین مثل یک مغناطیس بزرگ و تا اندازه‌ای بی‌قاعده عمل می‌کند و نیز نظریه نیوتون در مورد گرانش را می‌توان شروع علم ژئوفیزیک دانست. تاریخچه معدن‌شناسی و جست‌وجوی فلزات به زمان‌های اولیه برمی‌گردد؛ ولی ثبت علمی در این مورد در سال ۱۵۵۶ میلادی با انتشار مقاله‌های مشهور "دو - رو - متالیکا"^۲ توسط جرجیوس آگریکولا^۳ (۱۹۶۵)، که سال‌ها به عنوان کار معتبری در معدن‌شناسی به حساب می‌آمد، شروع شد. قدم ابتدایی در کاربرد ژئوفیزیک به منظور جست‌وجوی کانی‌ها در سال ۱۸۴۳ برداشته شد. در این زمان فن‌ورده^۴ خاطرنشان کرد که تئودولیت مغناطیسی که لامن^۵ برای اندازه‌گیری تغییرات میدان مغناطیسی زمین به کار می‌برد ممکن است برای کشف کانی‌های مغناطیسی نیز به کار رود. با این وجود، این نظر تا انتشار کتاب رابرت تالن^۶ در سال ۱۸۷۹، تحت عنوان اکتشاف کانسارهای آهن با روش مغناطیسی کاربردی پیدا نکرد. مغناطیس‌سنج تالن - تیبرگ^۷ که در سوئد ساخته شد و بعداً دستگاه تامسون - تالن^۸، وسیله‌هایی برای تعیین محل، امتداد، شیب و عمق توده‌های مغناطیسی بود [Telford, 1988].

امروزه اهمیت اکتشاف فلزات آهنی و پایه بر کسی پوشیده نیست. این فلزات به سرعت جای خود را در بخش عظیمی از تولیدات غیرنفتی در جهان پیدا کرده‌اند و همین امر سبب توجه ویژه به استفاده از روش‌های مناسب برای اکتشاف آن‌ها شده است.

در حال حاضر اغلب اکتشافات معدنی با روش‌های ژئوفیزیکی صورت می‌گیرد. با روش‌های

^۱ Gilbert

^۲ De re metallica

^۳ Georgius Agricola

^۴ Von Wrede

^۵ Lamont

^۶ Robert Thalen

^۷ Thalen-Tiberg

^۸ Thomson - Thalen

ژئوفیزیکی مختلف می‌توان محدوده بی‌هنجاری‌های معدنی را تعیین و حتی محل حفاری‌ها را به وسیله نقشه‌های ژئوفیزیکی با دقت بالایی تعیین کرد [Dobrin and Savit, 1988]. یکی از مسائل مهم در ژئوفیزیک به دست آوردن مدلی برای ساختارهای زیرسطحی است. در این زمینه می‌توان از روش‌های مختلف ژئوفیزیکی بهره جست. با توجه به این که فیزیک حاکم بر روش‌های ژئوفیزیکی متفاوت است؛ پس روش‌های مختلف ژئوفیزیکی، زمین را به طور متفاوتی نشان می‌دهند؛ لذا استفاده از چند روش مختلف ژئوفیزیکی به درک بهتر ساختارهای زیرسطحی کمک می‌کنند [Reynolds, 1997].

۱-۲- آهن

سنگ آهن خودپذیری مغناطیسی بالایی از خود نشان می‌دهند. سنگ‌های اولترابازیک و بازیک بالاترین خودپذیری مغناطیسی، سنگ‌های دگرگونی میزان متوسط و رسوبات کمترین میزان خودپذیری مغناطیس را دارند. انتخاب روش مناسب برای شناسایی کانسارهای فلزی یکی از عوامل مهم در اکتشاف ذخایر معدنی است. اکثر توده‌های آهنی به علت همراه داشتن کانی‌هایی با خودپذیری مغناطیسی بالا، میدان مغناطیسی بالایی از خود نشان می‌دهند. بنابراین، می‌توان مغناطیس‌سنجی را به دلیل دارا بودن درصد قابل‌توجهی از کانی مگنتیت، روش ژئوفیزیکی متداول در اکتشاف ذخایر آهن دانست [Reynolds, 1997]. اکثر کانی‌های سنگ‌ساز خودپذیری مغناطیسی ضعیفی از خود نشان می‌دهند و خاصیت مغناطیسی خود را از بخش کوچک کانی‌های مغناطیسی در ترکیب خود می‌گیرند. تنها دو گروه ژئوشیمیایی این دسته کانی‌ها را در خود دارند. گروه اکسیدهای آهن-تیتانیوم^۱، که دارای کانی‌های مغناطیسی سری محلول‌های جامد از مگنتیت^۲ (Fe_3O_4) تا الوینو-اسپینل (Fe_2TiO_4) می‌باشند. اکسیدهای معمول دیگر آهن یعنی هماتیت^۳ (Fe_2O_3) یک آنتی‌فرومگناطیس^۴

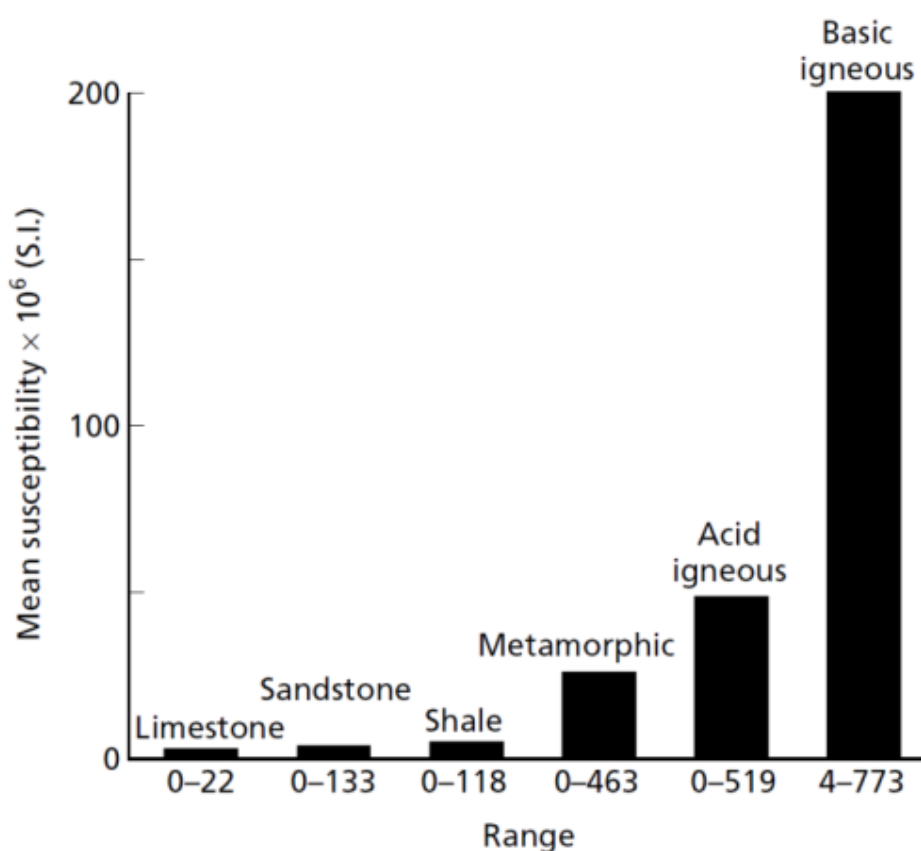
^۱ Iron - Titanium

^۲ Magnetite

^۳ Hematite

^۴ Anti Ferromagnetism

است و در نتیجه باعث تشکیل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی نمی‌شود. گروه دیگر، گروه سولفیدهای آهن شامل کانی پیروتیت با ترکیب متغیر ($\text{FeS}(1+x)$, $0 < x < 0.15$) است؛ که خودپذیری مغناطیسی آن به ترکیب شیمیایی آن بستگی دارد. معمول‌ترین کانی مغناطیسی، مگنتیت است که دمای کوری آن ۵۷۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. اگرچه اندازه، شکل و پراکندگی (انتشار) دانه‌های مگنتیت در داخل سنگ بر روی خاصیت مغناطیسی سنگ مؤثرند، خاصیت مغناطیسی سنگ‌ها را بر اساس درصد کل مگنتیت آن‌ها طبقه‌بندی می‌شود. در شکل (۱-۱) مقایسه‌ای از خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها ارائه شده است.



شکل ۱-۱: میانگین و دامنه تغییرات خودپذیری مغناطیسی سنگ‌های مختلف [Kearey P et al., 2002]

سنگ‌های آذرین بازی معمولاً به خاطر نسبت بالای مگنتیت خود به شدت مغناطیسی هستند. پراکندگی و انتشار مگنتیت در سنگ‌های آذرین عمدتاً با افزایش خصلت اسیدی کم می‌شود. پس سنگ‌های بازی خودپذیری مغناطیسی بیشتری نسبت به سنگ‌های اسیدی دارند؛ اگرچه رفتار و درصد

مگنتیت در این سنگ‌ها متفاوت است. سنگ‌های دگرگونی نیز در زمینه رفتار و درصد مگنتیت متغیرند. همان‌طور که درجه دگرگونی افزایش می‌یابد، فشار جزئی نسبتاً بالای اکسیژن می‌تواند منجر به تشکیل مگنتیت به عنوان کانی فرعی در فرآیندهای دگرگونی شود. معمولاً خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها به شدت متغیر است و همپوشانی قابل‌توجهی بین واحدهای سنگی مختلف می‌تواند وجود داشته باشد. سنگ‌های رسوبی، غیرمغناطیسی هستند؛ مگر اینکه محتوی مقدار قابل‌توجهی از مگنتیت در بخش کانی‌های سنگین خود باشند. مکان‌هایی که بی‌هنجاری‌های مغناطیسی بر روی رسوبات پوشش‌دهنده مناطق دیده شده است، بی‌هنجاری عمدتاً به علت یک پی‌سنگ (سنگ‌کف) آذرین یا دگرگونی بوده یا این‌که گاه به خاطر نفوذهایی در سنگ رسوبی بوده است. علت‌های معمول بی‌هنجاری‌های مغناطیسی شامل: دایک‌ها، گسل‌خوردگی‌ها، چین‌خوردگی‌ها، سیل‌ها، توده‌های نفوذی بازی، پی‌سنگ‌های دگرگونی و توده‌های معدنی مگنتیتی می‌باشند. گستره‌ی تغییرات بی‌هنجاری‌های مغناطیسی از ده‌ها نانوتسلا در روی پی‌سنگ‌های عمیق دگرگونی تا چند صد نانوتسلا روی نفوذهای بازی می‌باشد و ممکن است تغییرات آن‌ها روی کانسنگ‌های مگنتیتی به چند هزار نانوتسلا برسد. توجه به این نکته ضروری است که تقریباً تمام کانی‌های مغناطیسی، خاصیت مغناطیسی خود را در دمایی حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد از دست می‌دهند (دمای کوری) و این دما در نزدیکی پی‌سنگ پوسته قاره‌ای محقق می‌شود. این نکته بیان‌گر این است که تمام تغییرات موجود در نقشه‌های مغناطیسی، دارای منشأ پوسته قاره‌ای هستند [Kearey et al., 2002].

۱-۳- سابقه اکتشافی آهن

از دیدگاه اکتشافی ذخایر آهن به دو دسته روش‌های کلاسیک که از دوران باستان تا قرن ۱۹ بوده و روش‌های جدید ژئوفیزیکی که از قرن ۱۹ به بعد شروع شده، تقسیم‌بندی می‌شوند. ابتدا مروری اجمالی بر روش‌های کلاسیک می‌اندازیم. اکتشاف آهن از دیرباز موردتوجه بوده است. در بین فلزات، از نظر فراوانی در طبیعت، آهن در مقام دوم پس از آلومینیوم قرار دارد. اولین آهن شکل‌گرفته که

توسط بشر در دوره پیش از تاریخ مصرف شد احتمالاً از شهاب سنگ‌ها آمده بود. بشر آهن را در حدود پنج‌هزار سال پیش کشف کرد. در مصر و بین‌النهرین روش استخراج آهن از سنگ‌معدن در دو هزار سال قبل از میلاد؛ در ماورای قفقاز، آسیای صغیر، و یونان باستان در اواخر دومین هزاره‌ی پیش از میلاد؛ و در هند، اواسط هزاره‌ی دوم قبل از میلاد کشف گردید. در چین، کشف این شیوه استخراج دیرتر و در اواسط هزاره‌ی اول قبل از میلاد صورت پذیرفت. در کشورهای دنیای جدید (قاره آمریکا) عصر آهن با ورود اروپاییان در هزاره دوم پس از میلاد آغاز شد [YingJun, 2006].

پیشرفت‌های چشمگیر بشر در قرن ۱۹ دریچه‌های جدیدی را برای اکتشافات معدنی گشود. در مورد اکتشاف آهن نیز روش‌های نوین ژئوشیمی، ژئوفیزیک و سنجش‌ازدور^۱ کمک‌های بسزایی به مهم نموده‌اند. از مهم‌ترین پروژه‌های ژئوفیزیک هوایی که به منظور اکتشاف سنگ آهن در ایران انجام شده، می‌توان به عملیات ژئوفیزیک هوایی شرکت آئرو سرویس آمریکا در منطقه گل‌گهر سیرجان و شرکت تکنواسپرت شوروی سابق در منطقه ایران مرکزی اشاره کرد. عملیات ژئوفیزیک هوایی انجام شده توسط شرکت آئرو سرویس آمریکا (در سال ۱۳۵۶) در محدوده‌ای به وسعت ۴۵ هزار کیلومتر مربع (حداصل منطقه آباده در استان فارس تا جازموریان در استان سیستان) منجر به اکتشاف مجموعه معادن سنگ آهن گل‌گهر با ذخیره‌ای نزدیک به ۱/۸ میلیارد تن سنگ آهن شد. در طی عملیات ژئوفیزیک هوایی انجام‌شده در ایران مرکزی در محدوده‌ای به وسعت ۲۰ هزار کیلومتر مربع (در سال ۱۳۵۴) نیز بیش از ۳۸ بی‌هنجاری سنگ آهن با ذخیره‌ای بیش از ۱/۵ میلیارد تن سنگ آهن کشف گردید؛ که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به معادن چغارت، چادرملو، میشدوان، چاه‌گز، شیطور و سه‌چاهون اشاره کرد.

^۱ Remote Sensing

۱-۴- اهمیت و ضرورت تحقیق

تقریباً ۹۰ درصد آهن تولیدی جهان از ذخایر رسوبی تأمین می‌شوند. ۱۰ درصد مابقی مرتبط با سنگ‌های آذرین مافیک، اولترامافیک و اسکارنها است. نسبت مغنیتیت به هماتیت کانسنگ‌های آهن موجود در سنگ‌های آذرین بیشتر از انواع دیگر سنگ‌ها است؛ ولی اغلب آن‌ها از نظر ژنتیکی در رابطه با مغنیتیت می‌باشند. از این نظر این نوع ذخایر را می‌توان به طور غیرمستقیم به روش مغناطیس‌سنجی مورد پی‌جویی قرارداد [dobrin and savit, 1998].

مهم‌ترین مشخصه‌ای که در بسیاری از کارهای مهندسی اکتشافی نقش اساسی دارد، عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی است؛ تا جایی که در بعضی از کاوش‌های اکتشافی و مهندسی، عمق بی‌هنجاری‌ها تنها پارامتری است که در تفسیر مورد توجه قرار دارد. از این رو، روش‌های بسیاری برای برآورد عمق بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل به وجود آمده است، که بیشتر آن‌ها برای روش‌های گرانی و مغناطیس مشترک است و می‌توان برای مثال از روش‌های پیترز^۱، سیگنال تحلیلی^۲، روش واهمامیخت اوایلر^۳، روش ورنر^۴، روش کمترین مربعات^۵ و ... نام برد [Blakely, 1996].

۱-۵- اهداف پایان نامه و روش تحقیق

هدف از این تحقیق پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس‌سنجی روی محدوده اکتشافی آهن تنگ حنار با استفاده از روش‌های اوایلر، سیگنال تحلیلی و گرادیان کل نرمال^۶ می‌باشد. در مدل‌سازی داده‌های میدان پتانسیل، تعیین محل توده و عمق قرارگیری ماده معدنی از مهم‌ترین پارامترهاست؛ که مورد توجه می‌باشد. به منظور بهره‌برداری و شناخت کامل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، پردازش‌های

^۱ Piterz

^۲ Analytical Signal

^۳ Euler Deconvolution

^۴ Werner Deconvolution

^۵ Least Squares

^۶ Normalized Full Gradient(NFG)

لازم بر روی داده‌های برداشت شده در منطقه تنگ حنار در جنوب بیرجند اعمال می‌گردد و سپس نقشه‌های مربوطه تهیه می‌شود. عمق و مکان افقی کانسارهای دارای خاصیت مغناطیسی با برداشت داده‌های مغناطیسی و اعمال فیلترها و استفاده از روش‌های گوناگون تعیین و نسبت به اجرای آن در یک محدوده خاص (تنگ حنار) اقدام خواهد شد. هدف از این کار، بررسی وضعیت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و میزان گسترش افقی و عمقی آن و همچنین امکان پیوسته بودن برونزدهای سطحی در عمق توسط اعمال فیلترهای ژئوفیزیکی است. در این تحقیق سعی می‌شود با سه روش واهمامیخت اوپلر، سیگنال تحلیلی و گرادیان کل نرمال بی‌هنجاری‌های مغناطیسی پردازش و تفسیر شوند. پردازش داده‌ها با استفاده از نرم افزارهای Oasis Montaj، Model Vision و Matlab انجام شده است. در این تحقیق ابتدا تخمین عمق را با استفاده از روش‌های فوق بر داده‌های مصنوعی اعمال شده است و سپس این روش‌ها روی داده‌های واقعی منطقه تنگ حنار اعمال شده است و در آخر مقایسه‌ای بین نتایج بدست آمده از هریک از روش‌ها نیز پرداخته شده است.

۱-۶- ساختار پایان‌نامه

این پایان‌نامه مشتمل بر پنج فصل می‌باشد. فصل اول راجع به کلیاتی درباره ژئوفیزیک و روش تحقیق و توضیحاتی درباره سنگ آهن و سابقه اکتشافی آهن می‌باشد و به ضرورت انجام تحقیق و روش‌های مورد استفاده در این پژوهش پرداخته می‌شود. فصل دوم به بیان تئوری‌های روش مغناطیس‌سنجی و همچنین روش‌های واهمامیخت اوپلر، سیگنال تحلیلی و گرادیان کل نرمال می‌پردازد. فصل سوم اعمال روش‌های ذکرشده بر روی داده‌های مصنوعی می‌باشد. در فصل چهارم ابتدا با بیان زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به اعمال روش‌های فوق‌الذکر بر روی داده‌های واقعی اشاره دارد و فصل پنجم جمع‌بندی و مقایسه نتایج و پیشنهادات می‌باشد.

فصل دوم

مبانی و مفاهیم روش معناطیس نحوی

همزمان با اولین برداشت داده‌های گرانی و مغناطیس در سال ۱۹۴۰، روش‌های تفسیری اولیه نیز در مقالات و گزارش‌ها ارائه شدند. این روش‌ها بیشتر به منظور تخمین عمق منبع زیرسطحی و همچنین ضخامت حوزه رسوبی توسعه داده شدند. مطالعه ساختارهای پی‌سنگ اولین کاربرد داده‌های گرانی و مغناطیس در آن زمان بود [Nabighian et al., 2005]. یکی از رایج‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی برای شناسایی بی‌هنجاری‌های زیر زمین در یک محدوده بزرگ، اکتشاف به روش مغناطیسی است. در داده‌برداری مغناطیسی عمدتاً تغییرات میدان مغناطیسی کل و یا گرادیان میدان مغناطیسی مدنظر است. هدف از تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، بدست آوردن خودپذیری مغناطیسی، شکل و عمق بی‌هنجاری مدفون درون زمین است [Cooper and Cowon, 2006].

کاوش‌های مغناطیسی از روش‌های قدیمی اکتشافی است که سابقه آن به بیش از سه قرن می‌رسد و در کشف کانه‌های پنهان و تعیین ساختارهای مربوط به نهشته‌های نفت، گاز و همچنین در تکمیل نقشه‌های زمین‌شناسی و مطالعات باستان‌شناسی کاربرد وسیعی دارد. روش مغناطیس‌سنجی یکی از روش‌های ژئوفیزیک اکتشافی است که به طور وسیع برای اکتشاف نفت و ذخایر معدنی مورد استفاده قرار می‌گیرد. امروزه تقریباً همه پی‌جویی‌های مغناطیسی از جمله ذخایر فلزی پایه، آهن، کرومیت و غیره در نواحی بزرگ امری عادی، رایج و از نظر اقتصادی مقرون به صرفه است. هدف از برداشت‌های مغناطیسی، جست‌وجوی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در زیر سطح زمین است. در اکتشاف ذخایر معدنی اغلب اندازه‌گیری مغناطیسی به صورت مستقیم برای پی‌جویی کانی‌های مغناطیسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. اما این روش برای اکتشافات کانی‌هایی که خود غیرمغناطیسی‌اند اما با کانی‌های مغناطیسی همراه هستند، نیز به کار می‌رود [کامکار روحانی و بیکی، ۱۳۸۸].

۲-۲- اصول و مبانی روش مغناطیس‌سنجی

بنابر قانون کولن^۱ دو جرم مغناطیسی (دو قطب مغناطیسی به شدت‌های p و p_0) در صورتی که از نظر جبری دارای علامت مخالف (دو قطب غیرهمنام) باشند، همدیگر را جذب و در حالت دارا بودن علامت یکسان (دو قطب همنام) یکدیگر را دفع می‌کنند. نیروی جاذبه یا دافعه (F) بستگی مستقیم به جرم‌های مغناطیسی و نسبت عکس با مربع فاصله آن‌ها دارد این رابطه بدین صورت است [Dobrin and Savit, 1988].

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{p_0 p}{r^2} \quad (۱-۲)$$

که در آن F نیروی مغناطیسی برحسب دین^۲، p و p_0 شدت قطب‌ها، r فاصله دو قطب از همدیگر بر حسب سانتی‌متر و μ تراوایی مغناطیسی^۳ می‌باشد.

مقدار تراوایی مغناطیسی به خواص مغناطیسی محیطی که قطب‌ها در آن واقع شده‌اند بستگی دارد. واحد شدت قطب عبارت است از شدت مغناطیسی قطبی که در فاصله یک سانتی‌متری از قطب مشابه خود در خلأ، نیرویی معادل یک دین بر آن وارد نماید. قرارداد علامت‌ها به صورتی است که قطبی که به سوی قطب شمال مغناطیسی زمین جذب می‌شود، قطب مثبت و قطبی که به سوی قطب جنوب مغناطیسی زمین جذب می‌شود، قطب منفی است. قطب‌ها همیشه به صورت جفت وجود دارند. در صورتی که طول آهن‌ربا بی‌نهایت باشد می‌توان هر کدام از قطب‌ها را به عنوان قطب مجزا در نظر گرفت [Dobrin and Savit, 1988].

۲-۲-۱- میدان مغناطیسی

شدت میدان مغناطیسی در یک نقطه مثبت عبارت است از مقدار نیروی مغناطیسی وارده بر واحد

^۱ Coulomb

^۲ Dyne

^۳ Magnetic Permeability

قدرت قطب یعنی [Dobrin and Savit, 1988] :

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

که در آن H میدان مغناطیسی می‌باشد. میدان مغناطیسی را می‌توان بر حسب دانسیته خطوط نیرو نیز تعریف نمود. در این حالت میدان مغناطیسی عبارت است از تعداد خطوط نیرویی که از واحد سطح عمود بر میدان می‌گذرند. واحد شدت میدان در سیستم C.G.S اورستد^۱ و در سیستم M.K.S تسلا^۲ بوده که هر تسلا برابر ۱۰^۴ اورستد می‌باشد.

۲-۲-۲- میدان مغناطیسی زمین و مؤلفه های آن

کره زمین را می‌توان مانند یک مغناطیس بزرگ فرض کرد که تولید یک میدان مغناطیسی القایی در داخل زمین، سطح زمین و نیز فضای جو خارج از زمین می‌نماید. هسته زمین منشأ قسمت اعظم میدان ژئومغناطیسی در سطح زمین است. علاوه بر آن، جریان‌های یونسفر^۳ و مگنتوسفر^۴، جریان‌هایی که در نتیجه تغییرات میدان خارجی در زمین القا می‌شوند، مغناطیدگی‌های بازمانده^۵ و القایی^۶ سنگ‌های پوسته نیز بر میدان مغناطیسی کل تاثیر می‌گذارند. بنابراین برای تهیه نقشه‌های بی‌هنجاری مغناطیسی باید داده‌های مغناطیس برداشت‌شده را پردازش نمود [Dobrin and Savit, 1988].

توصیف کیفی مغناطیسی پوسته (میدان بی‌هنجاری) در نقطه‌ای مانند P به صورت معادله (۲-۳)

ارائه می‌شود:

$$F_A = F(P, t) - F_m(P, t) - F_e(P, t) \quad (3-2)$$

^۱ Oersted

^۲ Tesla

^۳ Ionosphere

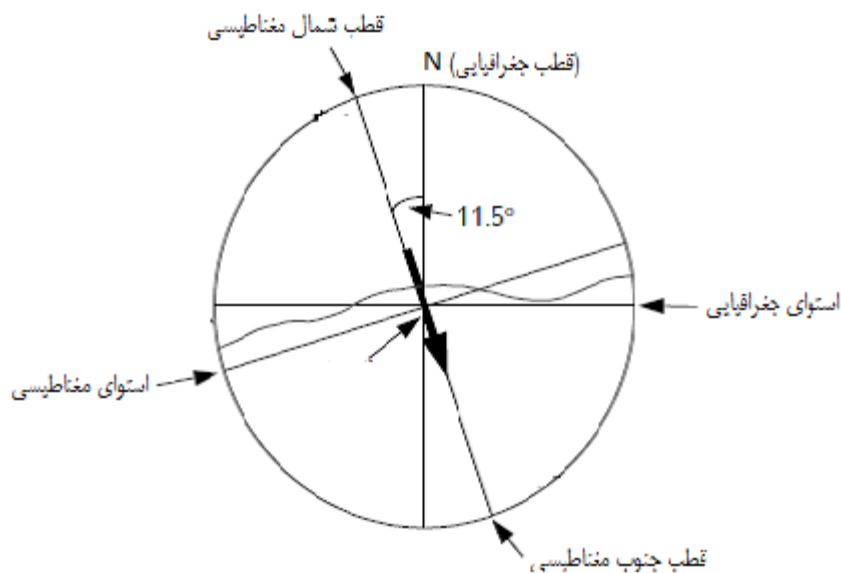
^۴ Magnetosphere

^۵ Remanent Magnetization

^۶ Induced Magnetization

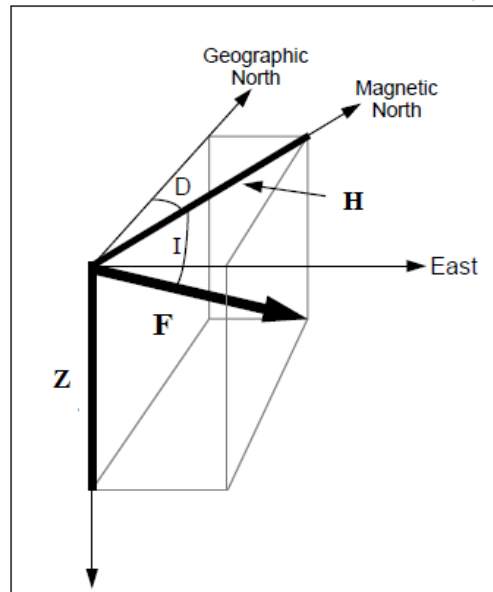
که در آن F_A میدان بی‌هنجار، F میدان اندازه‌گیری شده در نقطه P در زمان t ، F_m میدان اصلی در نقطه P در زمان t و F_e میدان خارجی در نقطه P در نقطه t می‌باشند.

مؤلفه اصلی میدان مغناطیسی زمین دوقطبی است که مانند یک آهن‌ربای واقع در مرکز زمین و با زاویه 11.5° درجه نسبت به محور چرخش زمین قرار گرفته است (شکل ۱-۲). قطب‌های ژئومغناطیسی (نقاط واقع در سطح زمین که محور بهترین تطبیق برای دوقطبی از آن‌ها می‌گذرد) بر قطب‌های مغناطیسی (نقاطی هستند که جهت میدان مغناطیسی در آن‌ها قائم می‌باشد) منطبق نیستند.



شکل ۱-۲: نمایش مؤلفه‌های میدان مغناطیسی دوقطبی [Butler, 1998]

در هر نقطه از سطح زمین این میدان مغناطیسی با یک بردار تعریف می‌شود و برای مشخص کردن این بردار باید مقدار و امتداد این بردار میدان شناخته شود. هرگاه دستگاه مختصات مانند شکل (۲-۲) در نظر گرفته شود در این صورت روابط ساده‌ای بین مؤلفه‌های میدان مغناطیسی زمین وجود خواهد داشت. در روابط آتی X ، Y و Z مؤلفه‌های میدان F می‌باشند. روابط بین عناصر مغناطیسی زمین در شکل (۲-۲) نشان داده شده است.



شکل ۲-۲: نمایش شماتیک مؤلفه‌های میدان مغناطیسی زمین [Dobrin and Savit, 1988]

$$H = F \cdot \cos(I) \quad (۴-۲)$$

$$Z = F \cdot \sin(I) \quad (۵-۲)$$

$$F^2 = H^2 + Z^2 \quad (۶-۲)$$

$$\tan I = \frac{Z}{H} \quad (۷-۲)$$

$$\tan D = \frac{Y}{X} \quad (۸-۲)$$

F ، شدت کل میدان مغناطیسی زمین، H مؤلفه افقی میدان زمین یا شدت میدان افقی، Z مؤلفه قائم میدان زمین، D زاویه انحراف میدان مغناطیسی^۱ که عبارت است از زاویه بین H و شمال جغرافیایی این زاویه در صورتی که H در شرق واقع شده باشد، مثبت و در صورتی که در غرب واقع شده باشد، منفی است. I زاویه میل مغناطیسی^۲ است؛ که عبارت است از زاویه بین F و H در صورتی که F به طرف داخل زمین قرار گرفته باشد و مثبت بوده و اگر F به طرف خارج زمین باشد، منفی خواهد بود.

^۱ Declination

^۲ Inclination

۳-۲-۲- خودپذیری مغناطیسی^۱

شدت مغناطیسی شدن سنگ‌ها در مجاورت مغناطیس القایی میدان مغناطیسی زمین با رابطه زیر

تعریف می شود:

$$I=KH \quad (۹-۲)$$

در این رابطه H ، میدان مغناطیسی و K ، خودپذیری مغناطیسی ماده می‌باشد. خودپذیری مغناطیسی ضریب بدون واحدی است که بستگی به خواص فیزیکی مواد دارد. مقادیر آن می‌تواند مثبت یا منفی باشد. در روش مغناطیس‌سنجی K پارامتر فیزیکی است، که نقش مهمی در پی‌بردن به ماهیت مواد دارد. خودپذیری مغناطیسی دارای مقادیر مختلف در سنگ‌ها و کانی‌های موجود در زمین می‌باشد، که در جدول (۱-۲) مقادیر خودپذیری برخی از سنگ‌ها و کانی‌ها نشان داده شده است.

جدول ۱-۲: خودپذیری مغناطیسی برخی از مواد معدنی و سنگ‌ها [Telford et al., 1988]

ماده مورد نظر	خودپذیری در سیستم SI ($\times 10^{-3}$)	ماده مورد نظر	خودپذیری در سیستم SI ($\times 10^{-3}$)
هوا	تقریباً صفر	ماسه سنگ	۲۰-۱
کوارتز	-۰/۰۱	شیل	۱۵-۰/۰۱
سنگ نمک	-۰/۰۱	شیست	۳-۰/۳
کلسیت	۰/۰۱-(-۰/۰۰۱)	گنیس	۱۵-۰/۱
اسفالریت	۰/۴	اسلیت	۳۵-۰
پیریت	۵-۰/۰۵	گرانیت	۵۰-۰
هماتیت	۳۵-۰/۵	گابرو	۹۰-۱
ایلمنیت	۳۵۰۰-۳۰۰	بازالت	۱۷۵-۰/۲
مگنتیت	۱۹۲۰۰-۱۲۰۰	پریدوتیت	۲۰۰-۹۰

^۱ Magnetic Susceptibility

۲-۳- مغناطیس سنگ‌ها و کانی‌ها

سنگ‌ها و کانی‌ها از نظر خواص مغناطیسی به سه گروه فرومغناطیس^۱، پارامغناطیس^۲ و دیامغناطیس^۳ تقسیم بندی می‌گردند.

اجسام فرومغناطیس به محض قرار گرفتن در یک میدان مغناطیسی خواص آهن‌ربایی زیادی به خود می‌گیرند. با حذف میدان مغناطیسی خارجی این مواد حداقل قسمتی از این خواص آهن‌ربایی ایجاد شده را حفظ می‌کنند. به علاوه ضریب نفوذ مغناطیسی (μ) آن‌ها از واحد بزرگ‌تر است. از مهم‌ترین کانی‌هایی که دارای چنین خاصیتی هستند می‌توان به مگنتیت، ایلمنیت و تیتانومگنتیت اشاره کرد. در این اجسام ضریب مغناطیس‌شدن مثبت است یعنی در نقاطی که خطوط نیروی مغناطیسی از آن خارج می‌شوند، قطب‌های مغناطیسی مثبت ظاهر می‌شود. همچنین تمام اجسام فرومغناطیس در درجه حرارتی بیش از درجه حرارت کوری به اجسام پارامغناطیس تبدیل می‌شوند، یعنی قسمت عمده خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهند. برای اجسام پارامغناطیس ضریب نفوذپذیری مغناطیسی بستگی به میدان مغناطیسی خارجی اعمال شده دارد و مثبت است. بنابراین در نقاط خروجی نیروی میدان مغناطیسی قطب‌های مثبت ایجاد می‌شوند. این اجسام به محض این‌که میدان خارجی قطع شود، خاصیت پلاریزاسیون^۴ خود را از دست می‌دهند. بسیاری از مواد جامد و برخی از گازها این خاصیت را دارا هستند. نیکل، پلاتین، اورانیوم، برخی از فلزات قلیایی، پیریت و بسیاری از سنگ‌های آذرین را می‌توان در این گروه قرار داد. تعداد اجسام دیامغناطیس بسیار زیاد است. این دسته دارای ضریب نفوذپذیری مغناطیسی منفی هستند. پس در نقاط خروجی خطوط نیروی میدان مغناطیسی قطب‌های منفی تشکیل می‌شوند. سنگ نمک، برخی از اکسیدها، بسیاری از فلزات چون طلا، نقره و جیوه و بسیاری از ترکیبات آلی را می‌توان در این گروه قرار داد [Telford et al., 1988].

^۱ Ferromagnetism

^۲ Paramagnetism

^۳ Diamagnetism

^۴ Polarization

۲-۳-۱- مراحل به کارگیری روش مغناطیس سنجی در اکتشافات ژئوفیزیکی

به کارگیری روش مغناطیس سنجی برای اکتشافات ژئوفیزیکی را می توان به ۵ مرحله زیر خلاصه

نمود [Hinze, 1990]:

• جمع آوری اطلاعات و داده ها

این مرحله شامل طراحی شبکه برداشت و جمع آوری داده ها می باشد. در مرحله طراحی شبکه برداشت ابتدا بایستی مشخص نمود که برداشت به صورت زمینی یا هوایی انجام می شود. سپس بر اساس نوع برداشت و مشخصات منطقه، پارامترهایی از قبیل فواصل ایستگاه های برداشت، امتداد پروفیل های برداشت، فواصل پروفیل ها، ارتفاع پرواز و نوع وسیله اندازه گیری تعیین و طراحی می شوند.

• اعمال تصحیحات

داده های مغناطیسی برداشت شده در صحرا حاوی نوفه و تغییرات گذراست که بایستی از سیگنال های مفید مربوط به بی هنجاری های زمین شناسی که مورد توجه عملیات اکتشافی می باشند، حذف گردند؛ که برای این منظور از روش های محاسباتی استفاده می کنند.

• تفکیک بی هنجاری ها

وقتی تمام نوفه های قابل پیش بینی در میدان مغناطیسی از داده های مغناطیسی مشاهده ای حذف شدند، شدت میدان مغناطیسی مربوط به بی هنجاری حاصل می گردد که طیف وسیعی از اثرات توده های معدنی را شامل می شوند که در اعماق مختلف زمین واقع شده اند و دارای اختلاف خودپذیری متفاوت می باشند. این بی هنجاری های مغناطیسی بایستی به طریقی از یکدیگر جدا شوند و بی هنجاری مربوط به توده های مورد نظر بارزتر نشان داده شوند. این کار با به کارگیری روش های مختلف تفکیک بی هنجاری ها انجام می پذیرد و با شناسایی منبع بی هنجاری و تعیین محل آن، تفسیر کیفی خاتمه می یابد [مرادزاده و دولتی ارده جانی، ۱۳۸۵].

- تعیین پارامترهای فیزیکی منبع به وجود آورنده بی‌هنجاری

ابتدا مشخصات و خصوصیات بی‌هنجاری (مثل شکل، اندازه، دامنه و شیب) با اطلاعات زمین‌شناسی مورد مطالعه، ترکیب می‌گردد تا یک مدل مفهومی برای منبع بی‌هنجاری پیشنهاد گردد. سپس یک تخمین اولیه از هندسه (اندازه و عمق) بی‌هنجاری و تفاوت پارامتر فیزیکی بی‌هنجاری با سنگ‌های دربرگیرنده (اختلاف دانسیته و اختلاف خودپذیری مغناطیسی) صورت می‌پذیرد. این مدل فیزیکی اولیه از طریق مدل‌سازی پیشرو^۱ و معکوس^۲ اصلاح می‌گردد.

- تفسیر مدل فیزیکی به مفهوم زمین‌شناسی

در مرحله نهایی، با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به علاوه اطلاعات مربوط به خصوصیات فیزیکی سنگ‌های مختلف زیرسطحی، به مدل معنی‌دار زمین‌شناسی تفسیر می‌گردد.

۲-۴- تصحیحات داده‌های مغناطیسی

مهم‌ترین تصحیحاتی که ممکن است در کاوش‌های مغناطیسی مدنظر قرار گیرند تصحیح روزانه^۳ و تصحیح IGRF^۴ می‌باشند؛ که به قرار زیر هستند:

۲-۴-۱- تصحیح تغییرات روزانه

در هنگام بروز طوفان‌های مغناطیسی، نوسانات میدان مغناطیسی آنقدر شدید، سریع و غیرقابل پیش‌بینی می‌شوند که برخلاف تغییرات روزهای آرام امکان تصحیح برای آن‌ها وجود ندارد. هنگام بروز طوفان‌های مغناطیسی باید هرگونه عملیات مغناطیسی را متوقف نمود. از آن جایی که تغییرات روزانه

^۱ Forward Modeling

^۲ Inverse Modeling

^۳ Diurnal Correction

^۴ International Geomagnetic Reference Correction

میدان مغناطیسی زمین خیلی متغیر است و به آسانی نمی‌توان با مدل‌های ریاضی، تصحیحی برای آن‌ها انجام داد. بنابراین تصحیح تغییرات روزانه به دشواری انجام می‌گیرد. تغییرات روزانه به موقعیت جغرافیایی مشاهده‌کننده بستگی خواهد داشت. تغییرات روزانه همچنین می‌تواند تحت تاثیر شرایط زمین‌شناسی مثل خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها قرار گیرد. جهت انجام این تصحیح در ابتدای برداشت روزانه، یک ایستگاه به عنوان ایستگاه اصلی در نظر گرفته می‌شود و شدت میدان مغناطیسی در این ایستگاه قرائت و ثبت می‌گردد. سپس ایستگاه‌های دیگر قرائت می‌گردند. برای انجام تصحیح روزانه، هر بیست دقیقه به ایستگاه اصلی برگشته و دوباره شدت میدان مغناطیسی در این ایستگاه قرائت و ثبت می‌شود. سپس میدان‌های مغناطیسی اندازه‌گیری شده در دیگر ایستگاه‌ها براساس تغییرات روزانه ثبت شده در ایستگاه مبنا، تصحیح می‌گردند [کلاگری، ۱۳۷۱].

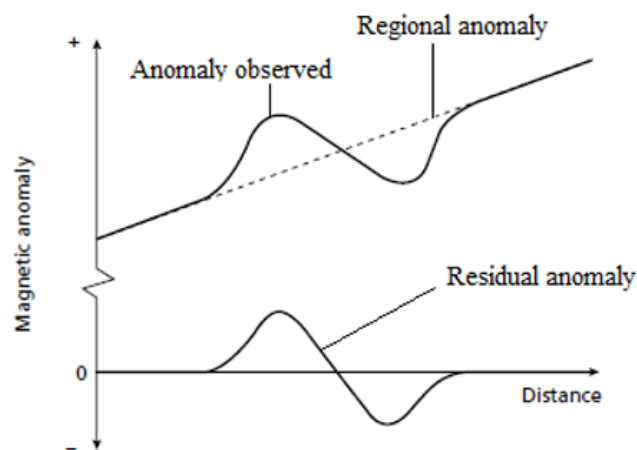
۲-۴-۲- تصحیح IGRF

برای انجام تغییرات قرنی (دراز مدت) میدان از مدل IGRF که بیان ریاضی میدان مغناطیسی زمین است استفاده می‌شود. این مدل که توسط مجامع بین‌المللی پذیرفته شده است شامل ضرائب گوس تا مرتبه ۱۰ و بالاتر می‌باشد. در هنگام پردازش داده‌های مغناطیسی باید مقدار IGRF بروز شده را با توجه به اطلاعات طول و عرض جغرافیایی منطقه از شدت کل میدان اندازه‌گیری شده کسر نمود [مرادزاده و دولتی ارده‌جانی، ۱۳۸۵].

۲-۵- پردازش کیفی داده‌های مغناطیسی

نقشه‌های میدان پتانسیل تهیه شده از برداشت‌های مغناطیسی، مجموع اثرات توده‌هایی با نفوذپذیری مغناطیسی متفاوت در اعماق مختلف می‌باشند. در نقشه‌های میدان پتانسیل، تاثیرات سنگ بستر با تغییرات خطی و ملایم مشخص می‌شوند. این اثرات خطی بی‌هنجاری ناحیه‌ای نامیده می‌شوند؛

که دارای یک فرکانس پایین و طول موج بلند می‌باشند. درحالی‌که بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده که مربوط به اجسام زیرسطحی کم‌عمق می‌باشند دارای فرکانس بالا و طول‌موج کوتاه می‌باشند [Reynolds, 1997]. در کارهای اکتشافی برای تفکیک بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده، بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای از بی‌هنجاری‌های مشاهده‌ای کم می‌شود. اغلب تفسیر و مدل‌سازی عددی برای داده‌های میدان باقی‌مانده انجام می‌شود و اعتبار تفسیر به درجه جداسازی بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده بستگی دارد. بنابراین لازم است این دو دسته بی‌هنجاری با روشی از یکدیگر تفکیک شوند؛ تا بدین ترتیب بی‌هنجاری‌های مورد نظر قابل مشاهده شوند [آقاجانی، ۱۳۸۸].



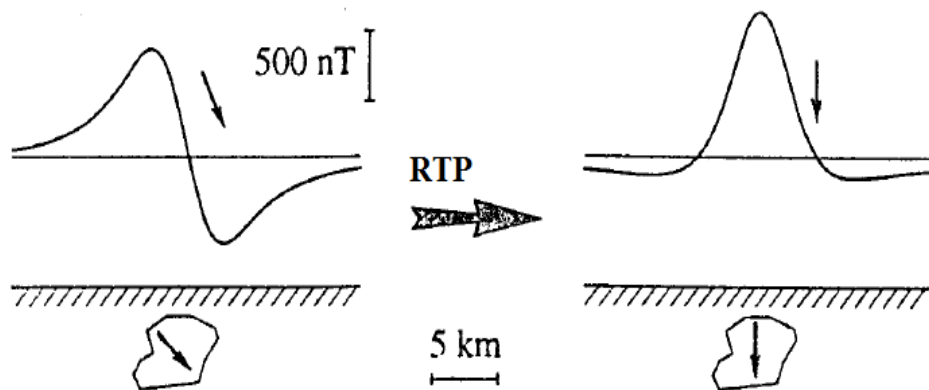
شکل ۲-۳: نمایش بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده [Kearey et al., 2002]

۲-۵-۱- فیلتر برگردان به قطب^۱

اولین فیلتری که بر روی داده‌های شدت کل مغناطیسی اعمال می‌شود، فیلتر برگردان به قطب است. با استفاده از این فیلتر می‌توان میدان‌های مغناطیسی را از یک عرض مغناطیسی، جایی که میدان زمین مایل است به میدان در قطب مغناطیس انتقال داد. در این حالت بی‌هنجاری درست در بالای سر منبع ایجادکننده آن قرار می‌گیرد. این روش برای عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۰ درجه پیشنهاد

^۱ Reduction To the Pole

شده است و برای مناطقی که در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر قرار گرفته‌اند، از روش برگردان به استوا استفاده می‌شود. برای اعمال این فیلتر، نیاز به زاویه میل و انحراف مغناطیسی منطقه است [Telford et al., 1990].



شکل ۲-۴: تغییر شکل بی‌هنجاری بعد از تبدیل برگردان به قطب [Blakely, 1996]

۲-۵-۲- فیلتر روند سطحی^۱

یکی از روش‌های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه‌ای، روش روند سطحی توسط برازش چند جمله‌ای است. در این روش، میدان ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده‌ای به وسیله روش کمترین مربعات محاسبه می‌شود. این روش بر اساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است؛ که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده شده داشته باشد. در این روش بر داده‌های میدان پتانسیل برداشت شده، سطحی عبور داده می‌شود که پیچیدگی ریاضی سطح مورد نظر به روند داده‌ها بستگی دارد. در این حالت معادله مورد نظر برای حالت دو بعدی به صورت رابطه (۲-۱۰) نشان داده شده است:

$$T_i(x, y) = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{11}xy + A_{20}x^2 + A_{02}y^2 + A_{21}x^2y \dots A_{nn}x^m y^n \quad (2-10)$$

^۱ Trend Surfaces

که در آن T_i مقدار بی‌هنجاری ناحیه‌ای، A_{nn} ضرایب سطحی می‌باشد.

چنین سطحی برای اطلاعات ژئوفیزیکی به عنوان بی‌هنجاری ناحیه‌ای در نظر گرفته می‌شود که با کم کردن این سطح از داده‌های برداشت شده، بی‌هنجاری باقی‌مانده ژئوفیزیکی به صورت زیر بدست خواهد آمد:

$$R_i = G_i - T_i \quad (2-11)$$

که در آن G_i اطلاعات مشاهده شده، T_i پاسخ سطح مزبور به عنوان اثر ناحیه‌ای و R_i بی‌هنجاری باقی‌مانده می‌باشد.

درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین‌شناسی منطقه بستگی دارد. از درجه‌های بالاتر روند سطحی برای حالات پیچیده زمین‌شناسی استفاده می‌شود. هرچه درجه روند سطحی بیشتر شود، هم‌پوشانی بین مقادیر سطح مزبور و مقادیر داده‌های مشاهده‌ای بیشتر خواهد شد [Dobrin and Savit, 1988].

۲-۵-۳- فیلتر مشتق قائم

روش مشتق‌گیری یک ابزار توانمند برای آشکارسازی مؤلفه‌های با عدد موج بزرگ‌تر میدان بی‌هنجاری است. در نقشه‌های مشتق، بی‌هنجاری‌های سطحی به صورت آشکارتری نشان داده خواهند شد. مشتق قائم در واقع یک فیلتر بالاگذر است؛ زیرا بسامدهای بالا را نسبت به بسامدهای پایین افزایش می‌دهد و این ویژگی، اساس کاربرد فرآیند مشتق است که اثرهای ناحیه‌ای با طول موج بلند را حذف کرده و اثر بی‌هنجاری‌های مجاور را تجزیه می‌کند. قدرت تجزیه مشتق قائم دوم بیش از مشتق اول است، ولی کاربرد آن نیازمند داده‌هایی با کیفیت بالاتر است، زیرا با افزایش بسامد، نوفه نیز افزایش می‌یابد [Sabzehi, 1974].

۲-۵-۴- فیلتر مشتق کل افقی

کوپر و کوان^۱ (۲۰۰۶) مشتق کل افقی را به صورت رابطه (۲-۱۲) تعریف کردند:

$$THD = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \quad (2-12)$$

که در آن f معرف داده‌های میدان پتانسیل است. بیشینه مقدار این فیلتر روی لبه‌های بی‌هنجاری قرار می‌گیرد. در مواردی که توزیع بی‌هنجاری‌ها در سرتاسر نقشه یکسان نیست، به عبارت دیگر؛ هنگامی که دامنه تغییرات شدت بی‌هنجاری‌های موجود در نقشه زیاد است، اعمال این فیلتر باعث حذف ناخواسته بی‌هنجاری‌های دارای شدت متوسط و یا کم خواهد شد [علمدار و انصاری، ۱۳۸۹].

۲-۵-۵- فیلتر گسترش به سمت بالا^۲

یکی از روش‌های تفکیک بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل، روش گسترش به سمت بالا می‌باشد. در این روش داده‌های میدان پتانسیل به وسیله معادلات ریاضی از یک سطح مبنا بر روی سطوح تراز در بالای آن تصویر می‌شوند. تغییر به یک سطح بالاتر، اثر طول موج‌های کوتاه‌تر توده مغناطیسی کاهش می‌یابد و اثر آشفتگی‌ها و بی‌هنجاری‌های سطحی غیر مرتبط با کانسار حذف می‌شود، لذا بی‌هنجاری‌های مربوط به توده عمیق‌تر را برجسته می‌کند و در نتیجه اثر هموار کنندگی دارد [Reynolds, 1997].

۲-۵-۶- فیلتر گسترش به سمت پایین

فیلتر گسترش رو به پایین (ادامه فروسو) اندازه‌گیری میدان، در سطحی پایین‌تر از سطح برداشت است. با اعمال گسترش رو به پایین، اثر توده‌های عمیق‌تر نسبت به توده‌های سطحی‌تر تضعیف می‌شود؛

^۱ Cooper and Cowan

^۲ Upward Continuation

که مستلزم وجود داده‌هایی با فاصله پروازی کم و شبکه‌ی متراکم است. و همچنین به دلیل ماهیت ناپایدار این فیلتر، نوفه زیادی به داده‌ها منتقل می‌شود. از این رو این روش کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد [Milligan and Gunn, 1997].

۲-۶- روش‌های کمی پردازش داده‌های مغناطیس

۲-۶-۱- روش سیگنال تحلیلی

از زمانی که برداشت‌های مغناطیسی به صورت زمینی و هوایی برای اکتشاف کانسارهای معدنی و ساختارهای زمین‌شناسی مورد استفاده قرار گرفته است، افراد زیادی روش‌های دستی و روش‌های خودکار را برای پردازش داده‌ها توسعه داده‌اند. سیگنال تحلیلی یکی از روش‌هایی است که از آن به طور گسترده در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل استفاده شده است [Nabighian, 1972]. روش‌های نیمه خودکار بر مبنای استفاده از مشتقات بی‌هنجاری‌های مغناطیسی برای تعیین پارامترهای منبع ایجاد شده مانند مکان‌های مرزی و عمق توسعه داده شده است. یکی از این تکنیک‌ها روش سیگنال تحلیلی که در ابتدا در فرم تابع پیچیده آن مورد استفاده قرار گرفت و از کاربرد تبدیل هیلبرت استفاده می‌کند [Salem, 2005].

نابیقیان^۱ (۱۹۷۲) سیگنال تحلیلی را برای داده‌های میدان پتانسیل در دوبعد به کار برد. روئست^۲ و همکاران (۱۹۹۲) روش سیگنال تحلیلی را در سه بعد به صورت برداری شامل مشتقات افقی و تبدیل هیلبرت آن‌ها بیان کردند و از مقدار سیگنال تحلیلی برای برآورد عمق توده‌ها استفاده کردند. آتچوتا و همکاران^۳ (۱۹۸۱) و روئست و همکاران (۱۹۹۲) از نصف عرض دامنه سیگنال تحلیلی، و مکلود^۴ و همکاران (۱۹۹۳) از فاصله بین نقاط عطف دامنه سیگنال تحلیلی برای تعیین عمق توده‌های

^۱ Nabighian

^۲ Roest

^۳ Atchuta Rao et al

^۴ Macleod

دو بعدی استفاده کردند. هسو^۱ و همکاران (۱۹۹۶) روش سیگنال تحلیلی سه بعدی را توسعه دادند و از مشتقات قائم مرتبه‌های بالاتر سیگنال تحلیلی (سیگنال تحلیلی تعمیم یافته)، که مرز توده‌ها را بهتر از سیگنال تحلیلی مشخص می‌کند، استفاده کردند. باستانی و پدرسن^۲ (۲۰۰۱) به منظور برآورد پارامترهای توده‌های مغناطیسی دایکی‌شکل، یک الگوریتم خودکار به کمک سیگنال تحلیلی برای داده‌های یک نیم‌رخ عرضه کردند. اسمیت^۳ و همکاران (۲۰۰۵)، رابطه سیگنال تحلیلی را برای مدل‌های دو بعدی کنتاکت، دایک‌های نازک شیب‌دار و استوانه افقی تعریف کردند و با بهنجار کردن مقدار سیگنال تحلیلی با مقدار بیشینه آن، عمق، شاخص ساختاری و تباین خودپذیری توده‌های گوناگون را بدست آوردند. لی (۲۰۰۶) به طور کامل به سیگنال تحلیلی سه بعدی پرداخت و بیان کرد که سیگنال تحلیلی سه بعدی غیر وابسته به زاویه میل و انحراف مغناطیسی توده و میدان مغناطیسی زمین نیست [Hsu et al., 1998].

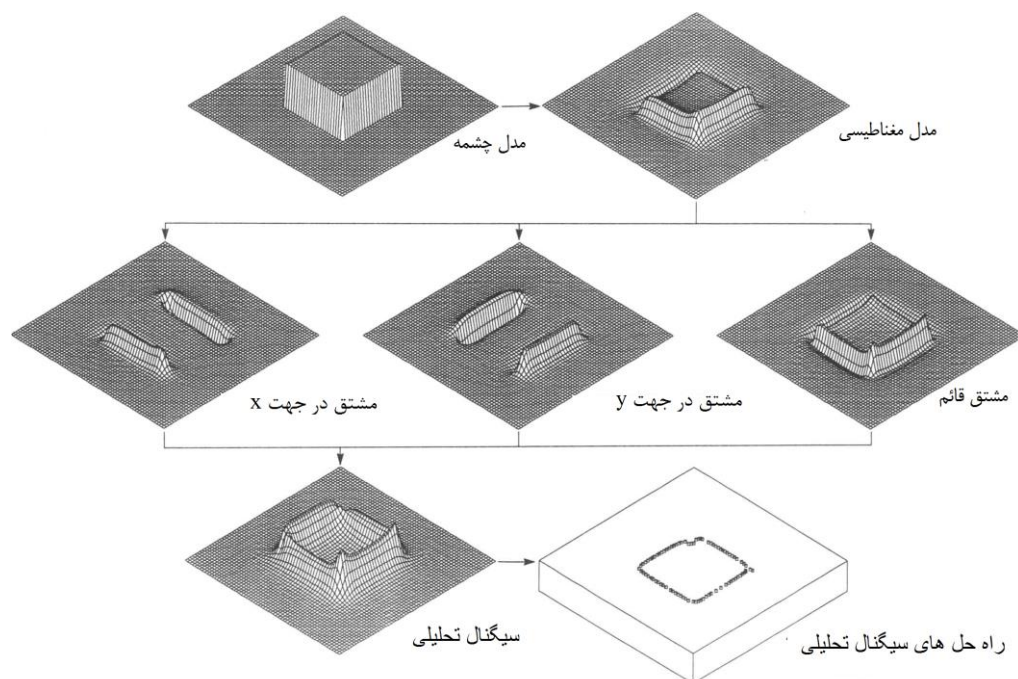
سیگنال تحلیلی به صورت ترکیب مشتقات افقی و قائم داده‌های میدان پتانسیل تعریف می‌شود. به کمک یک تبدیل ساده در حوزه فرکانس یک تابع تحلیلی ارائه می‌شود که مؤلفه حقیقی آن مشتق افقی میدان و مؤلفه موهومی آن مشتق قائم میدان است. مؤلفه موهومی را می‌توان تبدیل هیلبرت^۴ مؤلفه حقیقی در نظر گرفت [Nabighian, 1984]. از کاربردهای سیگنال تحلیلی می‌توان به تخمین مرز، تخمین عمق و تخمین نسبت مغناطیس‌شدگی به چگالی توده‌ها اشاره نمود. یکی از دلایل به کارگیری سیگنال تحلیلی در تفسیر داده‌های مغناطیسی وابسته نبودن آن به کمیت‌های جهتی و امکان تعیین موقعیت چشمه با استفاده از محل مقدار بیشینه دامنه سیگنال تحلیلی است [Bastani and Pedersen, 2001]. نحوه عملکرد دامنه سیگنال تحلیلی در شکل (۲-۵) نشان داده شده است.

^۱ Hsu

^۲ Bastani and Pedersen

^۳ Smith

^۴ Hilbert Transform



شکل ۲-۵: طرح کلی روش سیگنال تحلیلی [Roest et al., 1992]

نبیقیان (۱۹۷۲) روشن ساخت که سیگنال تحلیلی در حالت دوبعدی تابعی موهومی و قسمت موهومی آن تبدیل هیلبرت قسمت حقیقی آن است.

$$A(x) = f(x) + if_H(x) \quad (۱۳-۲)$$

سیگنال تحلیلی و دامنه سیگنال تحلیلی میدان اندازه گیری شده در حالت دو بعدی به ترتیب به صورت روابط (۱۴-۲) و (۱۵-۲) تعریف می شوند [Blakely, 1996].

$$A(x) = \frac{\partial T(x)}{\partial x} + i \frac{\partial T(x)}{\partial z} \quad (۱۴-۲)$$

دامنه سیگنال تحلیلی یک تابع متقارن و زنگوله ای شکل است که مقدار بیشینه آن بالای لبه بی هنجاری قرار می گیرد و پهنای منحنی دامنه با عمق روبه بی هنجاری نسبت مستقیم دارد. از این ویژگی سیگنال تحلیلی برای برآورد پارامترهای منشأ مغناطیسی مانند عمق، مکان و ضخامت استفاده می شود [Roest et al., 1992].

$$|A(x)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (۱۵-۲)$$

$\frac{\partial T}{\partial z}$ و $\frac{\partial T}{\partial x}$ به ترتیب مشتق افقی و قائم میدان هستند.

با گسترش سیگنال تحلیلی و با توجه به اینکه در هر مرتبه با مشتق‌گیری از سیگنال تحلیلی دوبعدی مشتق‌های افقی و قائم تبدیل هیلبرت یکدیگرند، از این مفهوم می‌توان آن را برای موارد سه بعدی نیز گسترش داد و بی‌هنجاری‌های مربوط به منشأهای سه بعدی را تفسیر کرد [Salem et al., 2002]. برای حالت دو بعدی می‌توان از تابع زنگوله‌ای زیر برای بدست آوردن مشتقات بالاتر سیگنال تحلیلی استفاده کرد [Nabighian, 1974].

$$A_n(x) = \frac{\partial^n T_h}{\partial h^n} + \frac{\partial^n T_z}{\partial h^n} = \frac{(1^2 * 2^2 * 3^2 * \dots * n^2) \alpha^2}{(d^2 + h^2)^{n+1}} \quad (۱۶-۲)$$

که T_h و T_z گرادیان افقی و قائم میدان پتانسیل بی‌هنجاری هستند. n یک عدد صحیح مثبت و d عمق بالای ساختار است. همچنین α یک پارامتر محیطی است. در حالت سه بعدی، سیگنال تحلیلی ساده $A_0(x, y, z)$ میدان پتانسیل T از رابطه زیر محاسبه می‌شود [Blakely, 1996]:

$$A_0(x, y, z) = \frac{\partial T}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial T}{\partial y} \hat{y} + i \frac{\partial T}{\partial z} \hat{z} \quad (۱۷-۲)$$

و اندازه سیگنال تحلیلی ساده نیز از رابطه (۱۸-۲) محاسبه می‌شود:

$$|A_0(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (۱۸-۲)$$

با تعمیم رابطه (۱۶-۲) برای حالت سه بعدی، محاسبه مشتق مرتبه n ام از سیگنال تحلیلی ساده با استفاده از رابطه (۱۹-۲) بدست می‌آید [Hsu et al., 1996].

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n T}{\partial z^n}\right) \hat{x} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n T}{\partial z^n}\right) \hat{y} + i \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n T}{\partial z^n}\right) \hat{z} = A_n(x, y) \quad (۱۹-۲)$$

در رابطه (۱۹-۲)، $A_n(x, y)$ دامنه سیگنال تحلیلی، T بی‌هنجاری مغناطیسی می‌باشد.

اندازه دامنه سیگنال تحلیلی به صورت رابطه (۲۰-۲) بدست می‌آید:

$$|A_n(x, y)| = \sqrt{\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n T}{\partial z^n}\right)\right]^2 + \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n T}{\partial z^n}\right)\right]^2 + \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n T}{\partial z^n}\right)\right]^2} \quad (2-20)$$

با جایگذاری $\nabla^n = \frac{\partial^n}{\partial z^2}$ و $G_x = \frac{\partial G}{\partial x}$ و $G_y = \frac{\partial G}{\partial y}$ و $G_z = \frac{\partial G}{\partial z}$ رابطه (2-21) بدست می‌آید.

$$|A_n(x, y)| = \sqrt{(\nabla^n G_x)^2 + (\nabla^n G_y)^2 + (\nabla^n G_z)^2} \quad (2-21)$$

۲-۶-۲- تخمین عمق به روش سیگنال تحلیلی

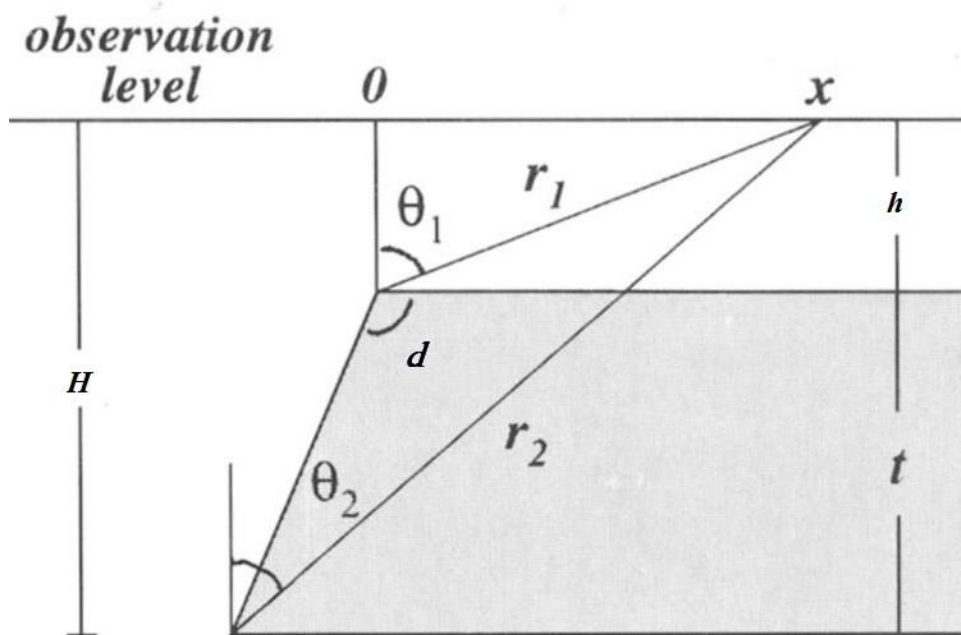
تلاش‌های متعددی برای استفاده از روش سیگنال تحلیلی برای تخمین عمق و نوع مدل‌های مختلف انجام گرفته است. با این حال، تمام این تلاش‌ها بر اساس مکان‌های بیشینه برای تعیین موقعیت منبع و مقدار بیشینه برای تعیین نوع منبع استفاده می‌شود. تورستن و همکاران (۲۰۰۲) روش کمترین مربعات را برای تخمین پارامترهای منبع با استفاده از روش عدد موج محلی به کار گرفتند. با این‌وجود روش آن‌ها مستلزم محاسبه مشتقات مرتبه سوم میدان است که نیاز به داده‌های با کیفیت بالا دارد [Salem, 2005]. سالم و همکاران (۲۰۰۴) روش کمترین مربعات خطی را برای تعیین عمق و نوع منبع ذخیره شده را با استفاده از مشتقات اول و دوم میدان بیان کردند. ولی این روش نیازمند دانستن موقعیت افقی منبع است که از بیشینه سیگنال تحلیلی بدست می‌آید [Salem et al., 2004]. نمونه‌برداری نامناسب از داده‌ها و ایجاد نوفه می‌تواند در انتخاب موقعیت افقی خطا ایجاد کند. در نتیجه، این خطاها در برآورد عمق و ماهیت منابع باعث اشتباه می‌شود. برای غلبه بر محدودیت‌های مطالعات قبلی و بهبود روند برآورد پارامترهای منبع با استفاده از روش سیگنال تحلیلی، روش اتوماتیک برای تخمین مکان افقی، عمق و ماهیت منابع مغناطیسی دو بعدی با استفاده از مشتقات سیگنال تحلیلی ارائه شده است. مشتقات میدان تا مرتبه دوم استفاده می‌شوند. و با استفاده از روش کمترین مربعات برای ارائه پارامترهای موقعیت منبع بدون هیچ گونه اطلاعات پیشین در مورد ماهیت منبع، حل می‌شود. سپس، با استفاده از پارامترهای موقعیت منبع برآورد شده، ماهیت منبع بدست می‌آید [Salem, 2005].

نبیقیان (۱۹۷۲) مؤلفه قائم میدان مغناطیسی همبری مغناطیس شده همگن و محدود را به صورت معادله (۲۲-۲) بیان کرد:

$$\Delta M(x) = \alpha [\theta_1 - \theta_2] \cos \phi + \sin \phi \ln \frac{r_1}{r_2} \Rightarrow T(x) = \frac{\partial \Delta M}{\partial x} \quad (22-2)$$

$$= 2kFc \sin d \frac{(h-y)\cos\phi + x\sin\phi}{(x-y)^2 + x^2}$$

که در آن $\alpha = 2kFc \sin d$ و k تباین خودپذیری مغناطیسی و F میدان مغناطیسی زمین است و i زاویه شیب میدان مغناطیسی زمین و A زاویه بین شمال مغناطیسی و جهت مثبت محور X و $\tan I = \frac{\tan i}{\cos A}$ و h عمق توده می‌باشد. ϕ و C مقادیر ثابتی هستند؛ که در جدول (۲-۲) مشخص شده‌اند.



شکل ۲-۶: مقطع دو بعدی مدل پله‌ای [Hsu et al., 1996]

جدول ۲-۲: مقدار C و ϕ برای میدان‌های کل، قائم و افقی [Nabighian, 1972]

	بی‌هنجاری میدان افقی	بی‌هنجاری میدان قائم	بی‌هنجاری میدان کل
C	$\cos A (1 - \cos^2 i \sin^2 A)^{1/2}$	$(1 - \cos^2 i \sin^2 A)^{1/2}$	$1 - \cos^2 i \sin^2 A$
ϕ	$I - \theta - 90$	$I - \theta$	$2I - \theta - 90^\circ$

با به کارگیری معادله (۲۲-۲) معادله زیر برای دامنه سیگنال تحلیلی بدست می‌آید.

$$|A(x)| = \frac{\alpha}{\sqrt{(h-z)^2 + x^2}} \quad (۲۳-۲)$$

سیگنال تحلیلی که با معادله (۲۳-۲) توصیف شده است، یک تابع ساده زنگوله‌ای شکل است که در این رابطه α یک ثابت است. تنها دامنه سیگنال تحلیلی تحت تأثیر مؤلفه‌های بردار مدل قرار می‌گیرد. شکل سیگنال تحلیلی فقط به عمق بستگی دارد [Macleod et al., 1993]. مکلود^۱ به طور مشابه بی‌هنجاری سیگنال تحلیلی برای یک دایک و استوانه دو بعدی به صورت روابط (۲۴-۲) و (۲۵-۲) نشان داد.

$$|A(x)| = \frac{\alpha}{(h-z)^2 + x^2} \quad (۲۴-۲)$$

$$|A(x)| = \frac{2\alpha}{[(h-z)^2 + x^2]^{3/2}} \quad (۲۵-۲)$$

سالم با جایگزینی z_0 با h و x با $(x - x_0)$ و با فرض $z=0$ معادله (۲۶-۲) را بدست آورد:

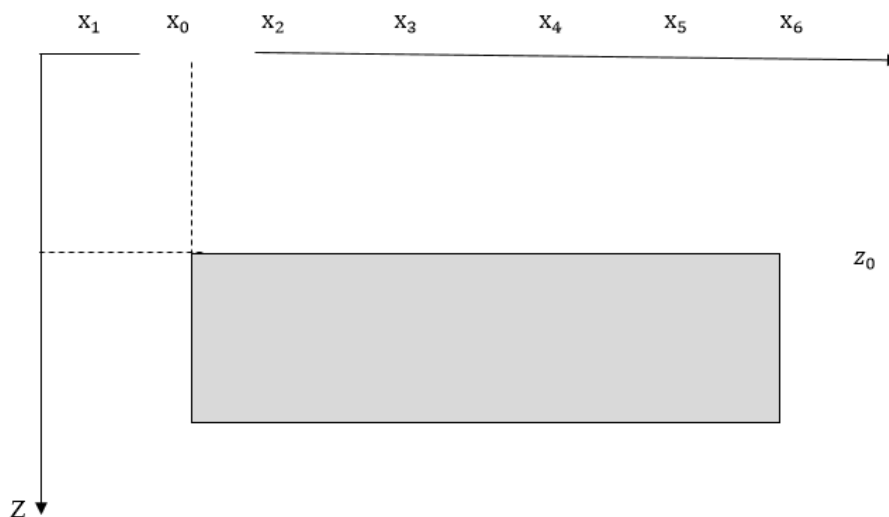
$$|A(x)| = \frac{\alpha}{\sqrt{(x-x_0)^2 + z_0^2}} \quad (۲۶-۲)$$

عبارت سیگنال تحلیلی برای یک دایک، استوانه (افقی و قائم) و کره دو بعدی که در یک مکان افقی X_0 و در عمق Z_0 واقع شده است، می‌تواند به صورت رابطه (۲۷-۲) نوشته شود ($z=0$).

^۱ MacLeod

$$\begin{cases} A_0(x) = \frac{\alpha}{[(x - x_0)^2 + (z_0)^2]^2} & \text{کره} \\ A_0(x) = \frac{\alpha}{[(x - x_0)^2 + (z_0)^2]} & \text{دایک} \\ A_0(x) = \frac{\alpha}{[(x - x_0)^2 + (z_0)^2]^{3/2}} & \text{استوانه} \end{cases} \quad (27-2)$$

در این معادلات $A(x)$ سیگنال تحلیلی، x نقاط نمونه برداری، z سطح نقطه برداشت، z_0 عمق بالایی و x_0 موقعیت افقی بی‌هنجاری است. این پارامترها به طور شماتیک در شکل (۷-۲) نشان داده شده است.



شکل ۷-۲: طرح مقطع یک بی‌هنجاری دو بعدی برای نشان دادن x_0 و z_0

سیگنال تحلیلی برای یک جسم مغناطیسی که در یک مکان افقی x_0 و در عمق z_0 واقع شده است، به صورت زیر می‌باشد [Salem, 2005].

$$A_0(x) = \frac{k}{[(x - x_0)^2 + (z - z_0)^2]^q} \quad (28-2)$$

که k یک عامل دامنه مربوط به مغناطیس چشمه است و q یک فاکتور شکل است که منبع مغناطیسی را مشخص می‌کند؛ جایی که α یک ثابت مربوط به منبع مغناطیسی است [MacLeod et al, 1993] و

مقدار آن از رابطه (۲۹-۲) بدست می‌آید.

$$\alpha = 2M \sin(d)(1 - \cos^2(I)\sin^2(A)) \quad (29-2)$$

α یک ثابت مربوط به منبع مغناطیسی است و M مغناطیس‌شوندگی و d شیب، I زاویه میل مغناطیسی و A جهت بردار مغناطیسی می‌باشد.

سالم و همکاران (۲۰۰۴) نشان دادند که ارتباط بین سیگنال تحلیلی و گرادیان افقی آن به شرح زیر است:

$$[(x - x_0)^2 + (z_0)^2] \frac{\partial A_0(x)}{\partial x} = -2q(x - x_0)A_0(x) \quad (30-2)$$

در رابطه بالا فاکتور شکل همانند شاخص ساختاری^۱ است که هسو (۲۰۰۲) فرمول آن را به صورت روابط (۳۱-۲) و (۳۲-۲) بیان کرد.

$$(x - x_0) \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) + (z - z_0) \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = -(n - T) \quad (31-2)$$

$$(x - x_0) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n T}{\partial z^n} \right) + (z - z_0) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n T}{\partial z^n} \right) = -(n - i) \frac{\partial^n T}{\partial z^n} \quad (32-2)$$

برای $i=1$ معادله بالا به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$(x - x_0) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) + (z - z_0) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = -(n + 1) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (33-2)$$

هر دو عامل شکل و شاخص ساختاری اندازه‌گیری می‌کنند که چگونه بی‌هنجاری با فاصله از منبع کاهش یابد. ارتباط بین q و N از رابطه (۳۴-۲) بدست می‌آید. [Salem, 2005].

$$q = \frac{N + 1}{2} \quad (34-2)$$

برای سه مدل گسل، دایک و استوانه مقدار شاخص ساختاری و فاکتور شکل در جدول (۳-۲) آمده است.

^۱ Structural Index

جدول ۲-۳: مقدار شاخص ساختاری و فاکتور شکل برای یک بی‌هنجاری مغناطیسی دو بعدی

فاکتور شکل [Salem et al., 2004]	شاخص ساختاری [Thompson, 1982]	مدل مغناطیسی
۱	۱	دایک
۳/۲	۲	استوانه
۲	۳	کره

۲-۶-۳- خطی نمودن معادلات

حال برای یک دایک و کره و استوانه مراحل خطی نمودن را دنبال می‌کنیم. با اعمال محاسبات

ساده ریاضی روی معادله (معادله مربوط به دایک) به ترتیب داریم:

$$A_0(x) = \frac{\alpha}{[(x-x_0)^2 + (z-z_0)^2]} \Rightarrow A_0(x) = \frac{\alpha}{x^2 - 2xx_0 + x_0^2 + z_0^2} \Rightarrow \quad (2-35)$$

$$x^2 \cdot A_0(x) = \alpha - (x_0^2 + z_0^2)A_0(x) + 2xx_0 \cdot A_0(x)$$

با فرض $\alpha_0 = \alpha$ ، $\alpha_1 = (x_0^2 + z_0^2)$ و $\alpha_2 = x_0$ می‌توان نوشت:

$$x^2 \cdot A_0(x) = \begin{bmatrix} 1 & -A_0(x) & 2x \cdot A_0(x) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \alpha_0 \\ \alpha_1 \\ \alpha_2 \end{bmatrix} \quad (2-36)$$

و برای مقادیر x_1, x_2, x_3 و ... نقاط اندازه‌گیری معادله زیر بدست می‌آید:

$$\begin{bmatrix} x_1^2 A_1(x) \\ x_2^2 A_2(x) \\ \vdots \\ x_n^2 A_n(x) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & -A_1(x) & 2x_1 A_1(x) \\ 1 & -A_2(x) & 2x_2 A_2(x) \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & -A_n(x) & 2x_n A_n(x) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \alpha_0 \\ \alpha_1 \\ \alpha_2 \end{bmatrix} \Rightarrow d = A \cdot X \quad (2-37)$$

بنابراین از تساوی $d = A \cdot X$ و با ضرب طرفین آن در ترانپوز ماتریس A یعنی (A^T) و سپس با

ضرب مجدد طرفین در $(A^T \cdot A)^{-1}$ ، مقادیر x به دست می‌آید.

$$A \cdot X = d \Rightarrow A^T A \cdot X = A^T d \Rightarrow A^T A X = A^T d \Rightarrow (A^T \cdot A) (A^T \cdot A)^{-1} X = \quad (2-38)$$

$$(A^T \cdot A)^{-1} A^T d \Rightarrow X = (A^T \cdot A)^{-1} A^T d$$

برای یک کره باتوجه به معادلات مربوط به دایک و با فرض $\alpha_0 = \alpha^{1/2}$, $\alpha_2 = \alpha_1 = (x_0^2 + z_0^2)$ و انجام محاسبات نظیر معادله دایک معادله زیر به دست می آید:

$$\begin{bmatrix} x_1^2 A_1(x)^{1/2} \\ x_2^2 A_2(x)^{1/2} \\ \vdots \\ x_n^2 A_n(x)^{1/2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & -(A_1(x))^{1/2} & 2x_1(A_1(x))^{1/2} \\ 1 & -(A_2(x))^{1/2} & 2x_2(A_2(x))^{1/2} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & -(A_n(x))^{1/2} & 2x_n(A_n(x))^{1/2} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \alpha_0 \\ \alpha_1 \\ \alpha_2 \end{bmatrix} \quad (39-2)$$

برای یک استوانه افقی با فرض $\alpha_0 = 2\alpha^{2/3}$, $\alpha_1 = (x_0^2 + z_0^2)$ و $\alpha_2 = x_0$ و انجام محاسبات نظیر معادله دایک، معادله زیر بدست می آید.

$$\begin{bmatrix} x_1^2 A_1(x)^{2/3} \\ x_2^2 A_2(x)^{2/3} \\ \vdots \\ x_n^2 A_n(x)^{2/3} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & -(A_1(x))^{2/3} & 2x_1(A_1(x))^{2/3} \\ 1 & -(A_2(x))^{2/3} & 2x_2(A_2(x))^{2/3} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & -(A_n(x))^{2/3} & 2x_n(A_n(x))^{2/3} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \alpha_0 \\ \alpha_1 \\ \alpha_2 \end{bmatrix} \quad (40-2)$$

با حل مجموعه معادلات مربوط به رابطه (۴۰-۲) و با محاسبه X مقادیر α_0 , α_1 و α_2 در نتیجه مطابق فرض انجام شده z_0 (عمق بالایی) و x_0 (موقعیت افقی) بی هنجاری محاسبه می گردد.

۲-۶-۴- روش گرادیان افقی سیگنال تحلیلی

همچنین سالم (۲۰۰۵) برای بدست آوردن عمق و مکان افقی با استفاده از دو رابطه (۳۰-۲) و (۳۱-۲) رابطه (۴۱-۲) را نتیجه گیری کرد:

$$\left(\sqrt{(A_1(x))^2 - \left(\frac{\partial A_0(x)}{\partial x}\right)^2} \right) x = \left(\sqrt{(A_1(x))^2 - \left(\frac{\partial A_0(x)}{\partial x}\right)^2} \right) x_0 - \left(\frac{\partial A_0(x)}{\partial x}\right) z_0 \quad (41-2)$$

معادله (۴۱-۲) نشان می دهد که مکان منبع (x_0, z_0) مستقل از نوع مدل می باشد. و با استفاده از سیگنال تحلیلی مرتبه اول و گرادیان افقی سیگنال تحلیلی و روش معکوس خطی می توانیم عمق و

مکان افقی را بدست آوریم. برای اعمال این روش، ابتدا بی‌هنجاری‌ها با استفاده از بیشینه سیگنال تحلیلی شناسایی می‌شوند. سپس این روش با یک پنجره داده در اطراف نقاط بیشینه بی‌هنجاری اعمال می‌شود، در حالی که نسبت سیگنال به نوفه سیگنال تحلیلی مرتبه اول و گرادیان افقی سیگنال تحلیلی نسبتاً بالا است. انتخاب تعداد داده‌ها بر اساس کیفیت داده‌ها و تداخل منابع نزدیک به سطح است. تعداد مطلوب داده‌های انتخاب شده باید به اندازه کافی کوچک باشد تا یک بی‌هنجاری تنها داشته باشد و به اندازه کافی بزرگ باشد تا تنوع کافی در بی‌هنجاری درون پنجره داشته باشد [Salem, 2005].

تعیین شکل بی‌هنجاری به صورت رابطه (۴۲-۲) داده می‌شود:

$$N = \frac{\sum_{i=1}^N \left[\frac{\frac{\partial A_0(x)}{\partial x}}{A_0(x)} \right] \left[\frac{(x_0 - x)}{(x - x_0)^2 + (z_0)^2} \right]}{\sum_{i=1}^N \left[\frac{(x_0 - x)}{(x - x_0)^2 + (z_0)^2} \right]^2} - 1 \quad (42-2)$$

۲-۶-۵- روش اوایلر

روش واهمامیخت اوایلر روشی جهت تخمین عمق، شکل و مکان چشمه‌های گرانی و مغناطیسی می‌باشد. اساس این روش بر مبنای معادلات جزئی اوایلر بنا شده است که با معرفی کمیتی به نام شاخص ساختاری می‌توان موقعیت توده را به کمک اندازه‌گیری میدان پتانسیل روی داده‌های پروفیلی (دو بعدی) و همچنین داده‌های شبکه‌ای (سه بعدی) و با تقسیم‌بندی آن‌ها به پنجره‌های اندازه‌گیری متوالی بدست آورد. هر پنجره تخمینی از عمق و موقعیت افقی توده را ارائه می‌دهد. این روش در هر موقعیت جغرافیایی استفاده می‌شود و در اثبات روابط این روش از هیچ مدل خاص زمین‌شناسی استفاده نمی‌شود؛ که این مزیت روش اوایلر می‌باشد [Tampson, 1982].

روش اوایلر به صورت‌های مختلفی قابل اجرا است ولی در این تحقیق از دو روش اوایلر استاندارد و اوایلر محلی استفاده شده است. اعمال فرایند واهمامیخت اوایلر استاندارد، مستلزم آماده کردن مشتقات افقی و قائم از داده‌ها و اعمال فرایند واهمامیخت اوایلر مکانی مستلزم تهیه گرید سیگنال تحلیلی از داده‌هاست. در روش اوایلر استاندارد برخلاف روش مکانی که در آن سیگنال تحلیلی، پیک‌های بی‌هنجاری‌ها را استخراج کرده و محاسبات و اعمال فرایند واهمامیخت اوایلر را بروی پیک‌های بی‌هنجاری‌ها انجام می‌دهد. اعمال فرایند اوایلر استاندارد روی کل نقاط شبکه بدون قائل شدن هیچ گونه تمایزی بین نقاط مختلف شبکه انجام می‌شود که طبیعتاً شمار بسیار بیشتری حل را نسبت به روش اوایلر مکانی فراهم می‌کند. در روش اوایلر مکانی اندازه پنجره با استفاده از موقعیت‌های نقاط انحنای نزدیک، به صورت اتوماتیک تخمین زده می‌شود که این امر خطای اپراتور را کاهش می‌دهد.

روش تخمین عمق اوایلر اولین بار توسط تامپسون^۱ (۱۹۸۲) ارائه شد. پس از آن، رید^۲ (۱۹۹۰)

روش اوایلر را برای تفسیر سه بعدی داده‌های مغناطیسی به کار برد. رید و همکاران (۱۹۹۰)، روات^۳

^۱ Tampson

^۲ Reid

^۳ Ravat

(۲۰۰۲)، باربوسا^۱ و همکاران (۲۰۰۸)، هسو (۲۰۰۲) و کوپر^۲ (۲۰۰۴) این روش را تکمیل کردند. افراد مختلفی از این روش برای مطالعه عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در مطالعات صحرایی و هوایی استفاده کرده‌اند. به عنوان مثال، اروک و سلیم^۳ (۲۰۱۱) از روش اوایلر به همراه مشتق تیلر و تبدیل موجک غیر پیوسته برای تفسیر داده‌های مغناطیسی استفاده نموده‌اند. صالح و پاستکا^۴ (۲۰۱۲) در شمال ناحیه ریف دریاى سرخ برای تخمین عمق ساختارهای فعال از روش اوایلر بهره گرفته‌اند. ماشایانده‌بو^۵ و همکاران (۲۰۰۱) این روش را با معرفی یک ضریب ساختار دوبعدی تعمیم دادند. هانسن (۲۰۰۲) روش اوایلر را برای تعداد چشمه‌های بیشتر در آن واحد تعمیم داد و فیتزجرالد^۶ و همکاران (۲۰۰۴) با کمک تبدیل هیلبرت، این روش را با دقتی بالاتر به کار بردند.

۲-۶-۶- معادله همگن اوایلر

روش واهمامیخت اوایلر روشی نیمه‌خودکار برای برآورد عمق، شکل و مکان چشمه‌های مغناطیسی است. در این روش از معادله دیفرانسیل همگن اوایلر استفاده می‌شود. $f(v)$ تابعی از متغیرهای $v = (v_1, v_2, v_3, \dots)$ و تابع همگن از درجه n است هرگاه داشته باشیم:

$$f(tv) = t^n f(v) \quad (۴۳-۲)$$

که در آن t یک عدد حقیقی می‌باشد.

اگر تابع $f(v)$ نسبت به متغیر v مشتق پذیر باشد، رابطه زیر را معادله اوایلر می‌نامند.

$$v \nabla_v f(v) = t^n f(v) \quad (۴۴-۲)$$

حال اگر تابع f را تابعی از (x, y, z) در نظر بگیریم، روابط (۴۳-۲) و (۴۴-۲) بر حسب متغیرهای

^۱ Barbosa

^۲ Cooper

^۳ Oruc and Selim

^۴ Saleh and Pasteka

^۵ Mushayandebuv

^۶ FitzGerald

(x,y,z) به شکل روابط (۴۵-۲) و (۴۶-۲) بازنویسی می‌شوند:

$$f(t_x, t_y, t_z) = t^n f(x, y, z) \quad (۴۵-۲)$$

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = n f \quad (۴۶-۲)$$

از طرفی اثر مغناطیسی یا گرانی اشکال مختلف هندسی را می‌توان به صورت کلی زیر نوشت:

$$f(x, y, z) = \frac{G}{r^N} \quad (۴۷-۲)$$

که در آن G مقدار ثابت، r فاصله توده تا نقطه مورد نظر، N شاخص ساختاری و f میدان گرانی یا مغناطیسی می‌باشد. طبق رابطه (۴۷-۲) میدان‌های پتانسیل تابعی همگن از درجه $-N$ هستند که در مورد توده‌های با هندسه مختلف، می‌توان متغیر N را تغییر داد. تامپسون (۱۹۸۲) نشان داد که در مورد داده‌های میدان پتانسیل معادله اوایلر را می‌توان به شکل رابطه (۴۸-۲) نوشت:

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} + NB = x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + z \frac{\partial T}{\partial z} + NT \quad (۴۸-۲)$$

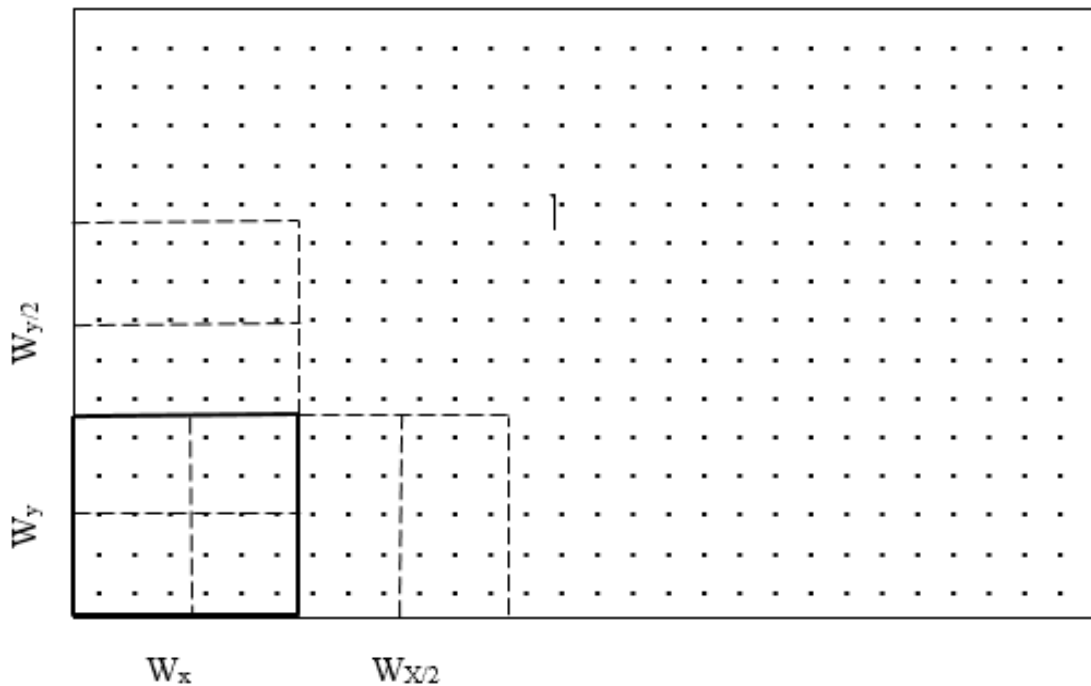
که در آن (x_0, y_0, z_0) : موقعیت توده سبب شونده بی‌هنجاری، (x, y, z) موقعیت نقطه اندازه‌گیری، B مقدار میدان ناحیه‌ای منطقه که به جمله متعادل‌کننده معروف است. N شاخص ساختاری است که به هندسه توده بستگی دارد و بیانگر نرخ میرایی میدان پتانسیل نسبت به فاصله است.

همچنین اگر روش اوایلر در اندازه‌گیری‌های خطی یا پروفیلی استفاده شود؛ پروفیل را در راستای x در نظر گرفته و $y=0$ قرار داده شود. همچنین با فرض اندازه‌گیری بر روی زمین مقدار z نیز صفر می‌باشد؛ در این صورت معادله (۴۸-۲) به صورت زیر در خواهد آمد [Tampson, 1982].

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} + NB = x \frac{\partial T}{\partial x} + NT \quad (۴۹-۲)$$

در این روش با انتخاب یک پنجره با پهنایی مناسب و حرکت این پنجره بر روی شبکه داده‌ها، جواب‌های معادله اوایلر را برای هر پنجره بدست می‌آید. با توجه به شکل (۸-۲) هربار پنجره به اندازه نصف طول در جهت x و به اندازه نصف عرض در جهت y جابه‌جا می‌شود. با فرض اینکه در هر پنجره n داده وجود دارد، می‌توان رابطه اوایلر را برای هر پنجره به شکل ماتریسی رابطه (۵۰-۲) نوشت

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial T}{\partial x_1} & \frac{\partial T}{\partial z_1} & N \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial T}{\partial x_n} & \frac{\partial T}{\partial z_n} & N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ z_0 \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial T}{\partial x_1} + NT_1 \\ \vdots \\ x_n \frac{\partial T}{\partial x_n} + NT_n \end{bmatrix} \quad (50-2)$$



شکل ۲-۸: نحوه حرکت پنجره روی داده‌های شبکه برداشت [علمدار و انصاری، ۱۳۹۰]

پس در روابط بالا با معلوم بودن N پارامترهای (x_0, y_0, z_0) که موقعیت چشمه تولیدکننده بی‌هنجاری هستند با استفاده از روش کمترین مربعات بدست خواهند آمد. چند مورد که در روش اولر برای رسیدن به نتایج اهمیت فراوانی دارند، عبارت‌اند از: انتخاب درست N که در حکم اندیس ساختاری، اندازه پنجره اولر و عدم قطعیت عمق می‌باشد [Silva and Barbosa, 2003]. معادله ماتریسی فوق برای هر پنجره حل می‌شود. با استفاده از روش کمترین مربعات حل می‌شود و مقادیر مجهول (x_0, y_0, z_0, B) بدست خواهد آمد. چون تعداد معادلات از تعداد مجهولات بیشتر می‌باشد برای حل

باید از روش کمترین مربعات استفاده کرد [Blakely and Simpson, 1986].

۲-۶-۷- شاخص ساختاری

درجه همگنی N به صورت اندیس ساختاری SI بیان می‌شود. به عبارتی SI، نرخ به صفر رسیدن میدان مغناطیسی یا گرانشی نسبت به فاصله از چشمه و معیاری برای تبعیض قائل شدن بین شکل‌های مختلف چشمه است. برای مناطقی که ساختار زمین‌شناسی قدیمی دارند، این عدد بین ۰ و ۱ و برای مناطقی که شاهد پدیده‌های زمین‌شناسی جوان تری هستند، بین ۰ و ۳ خواهد بود [Ravat, 1996]. در جدول (۲-۴) مقادیر N برای شکل‌های متفاوت زمین‌شناسی آمده است.

جدول ۲-۴: ارتباط بین شاخص ساختاری (N)، مدل مغناطیسی و موقعیت عمق تخمینی [Hsu, 2002]

N	مدل مغناطیس	موقعیت عمق اوایلر مربوط به مدل
۰	گسل با عمق کم	بالا و لبه
۱	دایک نازک با عمق زیاد	بالا و مرکز
۲	استوانه افقی یا قائم	مرکز
۳	کره	مرکز

روش ترکیبی سیگنال تحلیلی و واهمامیخت اوایلر یک روش خودکار برای تفسیر داده‌های مغناطیسی و همچنین بدست آوردن مقدار شاخص ساختاری برای بی‌هنجاری‌های مختلف است. با استفاده از این روش می‌توان عمق، اندیس اختاری (شکل منبع) و مکان را به طور هم‌زمان بدست آورد. یکی از ویژگی‌های مهم این روش محدود نبودن آن به مدل‌های ایده‌آل (مدل‌های دارای اندیس ساختاری عدد صحیح) است و اندیس ساختاری می‌تواند یک عدد کسری باشد که توصیف‌کننده اجسام با شکل دلخواه است [Salem and Ravat, 2003]. تئوری این روش بدین صورت است که سیگنال تحلیلی و مشتقات مرتبه اول و دوم آن نسبت به محورهای x، y و z در معادله اوایلر جایگذاری می‌شود.

حاصل این کار، سه معادله است که با حل آن‌ها تخمینی از مقدار شاخص ساختاری و همچنین عمق توده بدست می‌آید. حل معادله در نقاط بیشینه سیگنال تحلیلی صورت می‌گیرد. برای یافتن نقاط بیشینه سیگنال تحلیلی، طبق آزمون بلیکلی [Blakely and Simpson, 1986]، هر نقطه از نقشه سیگنال تحلیلی (موسوم به نقطه مرکزی) با ۸ نقطه مجاور (۴ نقطه قطری و ۴ نقطه در بالا و پایین) مقایسه می‌شود. اگر مقدار نقطه مرکزی بیشتر از نقاط مجاور بود، نقطه مرکزی به عنوان بیشینه سیگنال تحلیلی برای تخمین، انتخاب می‌شود. این عمل برای تمامی نقاط نقشه سیگنال تحلیلی تکرار می‌شود. سپس در نقاط بیشینه، معادله (۵۱-۲) حل می‌شود و تخمینی از شاخص ساختاری در هر نقطه ارائه می‌گردد [علمدار و انصاری، ۱۳۹۰].

$$SI = N = \left(\frac{2 \times AS_1 \times AS_1 - AS_2 \times AS_0}{AS_2 \times AS_0 - AS_1 \times AS_1} \right) \quad (51-2)$$

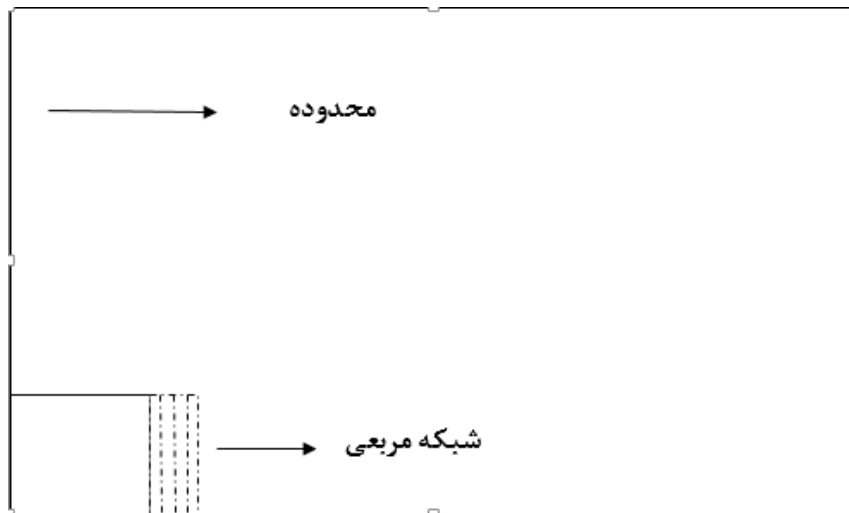
که در آن AS_0 ، AS_1 و AS_2 به ترتیب دامنه سیگنال تحلیلی، دامنه سیگنال تحلیلی مرتبه اول و دامنه سیگنال تحلیلی مرتبه دوم است.

همچنین عمق توده مورد نظر با رابطه (۵۲-۲) نشان داده شده است.

$$z_0 = \left(\frac{AS_1 \times AS_0}{AS_2 \times AS_0 - AS_1 \times AS_1} \right) \quad (52-22)$$

۲-۶-۸- اندازه پنجره

برای اعمال روش اوایلر روی داده‌های برداشت شده در روش‌های مغناطیسی یا گرانشی پنجره مربعی اوایلر (شکل ۲-۹) تعریف می‌شود که روی شبکه جابه‌جا شده و عملیات پردازشی درون پنجره صورت می‌گیرد.



شکل ۲-۹: چگونگی حرکت پنجره مربعی اویلر بر روی شبکه

ابعاد پنجره مورد استفاده تاثیر مهمی بر نتایج بدست آمده دارد. معمولا گفته می شود که باید ابعاد بهینه پنجره، مورد استفاده قرار گیرد. با توجه به کاربرد این روش بر روی مدل های زمین شناسی مختلف، دو عامل اساسی برای انتخاب پنجره باید در نظر گرفت:

(۱) ابعاد پنجره به قدری کوچک نباشد که داده های محاط در پنجره در حدود هم بوده و تغییرات محسوسی نداشته باشند.

(۲) ابعاد پنجره به اندازه ای بزرگ نباشد، که داده های محاط در آن مربوط به توده های مختلف مجاور هم باشد و مشکل هم پوشانی ایجاد شود.

۲-۶-۹- روش گرادیان کل نرمال

روش گرادیان کل نرمال (NFG) یکی از روش‌های تفکیک بی‌هنجاری‌ها می‌باشد که علاوه بر گرادیان قائم از گرادیان‌های افقی میدان پتانسیل نیز استفاده می‌کند و تغییرات منابع بی‌هنجار را مورد بررسی قرار می‌دهد. همچنین می‌توان عمق و شکل بی‌هنجاری را در یک مقطع دو بعدی مشخص نمود [Berzkin, 1967 ; Berzkin and Buketov, 1965]. روش NFG راهی آسان برای تخمین عمق اولیه برای ساختارهای زیرسطحی به خصوص در مواردی که اطلاعات ژئوفیزیکی دیگر و یا اطلاعات حفاری وجود ندارد می‌باشد و با استفاده از آن می‌توان عمق بالا و مرکز توده را برآورد کرد [Berzkin, 1973]. مقدار NFG به شدت به مقدار عدد هارمونیک^۱ سری‌های فوریه وابسته است. بهترین نتایج زمانی حاصل می‌شود که داده‌های مورد استفاده به طور دقیق در سطح وسیع و در یک شبکه منظم اندازه‌گیری شده باشد. یکی از بهترین روش‌ها برای تعیین محل توده‌ها، استفاده از روش گرادیان کل نرمال است که برزکین^۲ (۱۹۶۷)، برای داده‌های گرانی و مغناطیس عرضه کرد. روش NFG برای مدل‌سازی مخازن نفتی و همچنین برای روش پتانسیل خودزا (SP) نیز به کار گرفته شده است [Sindirgi et al., 2008]. در تهیه نقشه‌های ادامه فروسو، محاسبات در بعد بسامد و عدد موج صورت می‌گیرد و از آنجا که معمولاً در داده‌های برداشت‌شده، نوفه وجود دارد؛ اثر این نوفه در تحلیل فوریه داده‌ها به صورت بسامدهایی با دامنه زیاد است که باعث مخدوش شدن محاسبات می‌شود؛ در صورتی که از فیلتر پایین‌گذر نیز استفاده شود می‌توان این اثر مخرب را از بین برد. ولی با این کار مقداری از اطلاعات نیز همراه سیگنال مورد نظر از بین می‌رود که این یکی از مشکلات اساسی در تهیه نقشه‌های ادامه فروسو است. بنابراین، می‌توان از روش گرادیان کل نرمال برای تهیه این نقشه‌ها استفاده کرد. با استفاده از این روش می‌توان محدوده تقریبی، عمق بالا و مرکز توده را برآورد کرد [Aghajani et al., 2009].

^۱ Harmonic number

^۲ Berzkin

۲-۶-۱۰- تئوری روش گرادیان کل نرمال

مفهوم اساسی روش گرادیان کل نرمال مشابه روش گسترش به پایین مقادیر گرادیان کل نرمال داده‌های ژئوفیزیکی می‌باشد. در روش گسترش به پایین داده‌های میدان پتانسیل، تداوم‌گذر از منبع بی‌هنجاری معمولاً سبب ناپایداری و نوفه‌هایی در نتایج می‌گردد [Dondurur, 2005]. ویژگی عملگر NFG به دلیل استفاده از مشتق‌های اول تابع میدان پتانسیل در دو جهت محور x و z ، قابلیت حذف چنین اغتشاشات را خواهد داشت که در فرایند تفسیر گسترش به پایین یک میدان پتانسیل (مؤلفه‌های آن) به وجود می‌آیند [Pasteka, 2000]. امتیاز اصلی روش NFG این است که در زمان گسترش میدان به سمت پایین نوسانات جانبی که در اثر عبور از نقطه تکین (سینگولار) ژرفای اجسام بی‌هنجار ایجاد می‌شود را حذف می‌کند. چون در محاسبه مقادیر گرادیان کل نرمال شده در این روش به جای استفاده از خود بی‌هنجاری از مشتق آن‌ها در جهت محورها استفاده می‌شود. بنابراین ادامه گسترش میدان به سمت پایین تا زیر اجسام بی‌هنجار امکان‌پذیر است.

گرادیان کل نرمال شده برای مدل‌سازی دو بعدی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی شبیه روش گرانی است و برزکین و همکاران (۱۹۹۴) آن را چنین تعریف کرده‌اند:

$$G_N(x, z) = \frac{G(x, z)}{G_m(z)} = \frac{\sqrt{\Delta T_x^2(x, z) + \Delta T_z^2(x, z)}}{\frac{1}{M} \sum_{j=0}^M \sqrt{\Delta T_x^2(x, z) + \Delta T_z^2(x, z)}}, \quad (53-2)$$

که در آن G_N ، گرادیان کل نرمال در نقطه (x, z) ، ΔT_x و ΔT_z ، مشتق اول افقی و قائم داده‌های مغناطیس هستند. $G(x, z)$ ، گرادیان کامل داده‌های مغناطیس، $G_m(z)$ ، میانگین گرادیان کامل در عمق z و M تعداد نقاط است. برزکین (۱۹۷۳) بی‌هنجاری گرانی و در پی آن بی‌هنجاری مغناطیسی را به صورت سری فوریه سینوسی در دامنه $(-L, L)$ چنین بیان کرد:

$$\Delta T(x, z) = \sum_{n=1}^N B_n \sin \frac{\pi n x}{L} \exp\left(-\frac{\pi n z}{L}\right) \quad (54-2)$$

که در آن،

$$B_n = \frac{2}{L} \int_0^1 \Delta T(x, 0) \sin \frac{\pi n x}{L} dx \quad (55-2)$$

L طول نیم‌رخ برداشت مغناطیسی و N تعداد جمله‌هاست. باتوجه به معادله (54-2) داریم:

$$\Delta T_x(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \cos \frac{\pi n x}{L} \exp\left(\frac{\pi n z}{L}\right) \quad (56-2)$$

$$\Delta T_z(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \sin \frac{\pi n x}{L} \exp\left(\frac{\pi n z}{L}\right) \quad (57-2)$$

برای حذف اثر نوفه‌های با بسامد زیاد که ناشی از گسترش به سمت پایین هستند و همچنین حذف اثر گیبس، از فاکتورهای هموارسازی استفاده می‌شود:

$$Q_\mu = \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^\mu \quad (58-2)$$

پارامتر μ برای اکتشافات معدنی معمولاً ۱ یا ۲ در نظر گرفته می‌شود. این پارامتر با آزمایش مدل‌های مصنوعی به دست آمده است. سرانجام داریم:

$$\Delta T(x, z) = \sum_{n=1}^N B_n \sin \frac{\pi n x}{L} \exp\left(\frac{\pi n z}{L}\right) \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^\mu \quad (59-2)$$

$$\Delta T_x(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \cos \frac{\pi n x}{L} \exp\left(\frac{\pi n z}{L}\right) \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^\mu \quad (60-2)$$

$$\Delta T_z(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \sin \frac{\pi n x}{L} \exp\left(\frac{\pi n z}{L}\right) \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^\mu \quad (61-2)$$

با جایگذاری دو رابطه (60-2) و (61-2) در رابطه (53-2)، مقدار گرادیان کل نرمال بدست می‌آید. با استفاده از روش NFG دو بعدی روی یک مقطع، می‌توان مرز توده هدف با زمینه و محدوده تقریبی عمق توده را بدست آورد. یکی از مهم‌ترین پارامترها در به کارگیری روش NFG انتخاب بهینه عدد هارمونیک N است؛ که تاثیر به سزایی در برآورد عمق دارد. در بیشتر مقالات عرضه شده در این

زمینه، تعیین این پارامتر با سعی و خطا صورت گرفته است. معمولاً کمترین هارمونیک را ۵ در نظر می‌گیرند و هارمونیک بهینه را با افزایش آن به ازای هارمونیکی که خروجی حاصل شده، فشرده‌ترین ساختار را حاصل کند، انتخاب می‌کنند.

در این روش مقادیر بیشینه گردایان کل نرمال به ازای مقادیر مختلف از جملات هارمونیک سری فوریه محاسبه و نمودار تغییرات رسم می‌گردد. نمودار تغییرات مذکور به لحاظ شیب مقادیر بیشینه و کمینه محدوده‌هایی را در نمودار به نمایش می‌گذارد و محدوده اول با شیب یکسان و به صورت خطی تغییرات را نشان می‌دهد و محدوده دوم از انتهای محدوده خطی تا اولین کمینه نسبی را در برمی‌گیرد و به همین ترتیب ادامه می‌یابد. بر اساس بررسی‌های انجام گرفته بر روی تعدادی مدل، این نتیجه حاصل گردید که تعداد جملات متناظر با اولین بیشینه نسبی موجود در محدوده دوم نمودار تغییرات گردایان کل نرمال با تعداد جملات هارمونیک، عدد بهینه‌ای جهت محاسبه گردایان کل نرمال می‌باشد. بر این اساس می‌توان عنوان کرد که تعداد جملات هارمونیک عددی است مساوی یا کوچکتر از عددی که اولین بیشینه نسبی را بعد از محدوده خطی نمودار تولید می‌کند [آقاجانی، ۱۳۸۸].

فصل سوم

کاربرد روش باروی مدل های مصنوعی

۳-۱- مقدمه

ساختن مدل‌های مختلف زمین‌شناسی و مقایسه داده‌های نظری بدست آمده از این مدل‌ها با داده‌های مشاهده شده، یکی از روش‌های معمول تحلیل و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی است. در این نوع مدل‌سازی هدف محاسبه بی‌هنجاری مغناطیسی ناشی از یک منشأ با پارامترهای هندسی و فیزیکی معلوم است. برای هر نوع مدل‌سازی (پیشرو و وارون) تهیه یک مدل مصنوعی اولیه لازم است تا بر اساس ساده‌سازی مدل زمین‌شناسی به یک مدل ساده بتوان روش‌های مختلف پردازش را روی آن اعمال کرد.

۳-۲- ساخت مدل مصنوعی

معمولاً در روش‌های مختلف ژئوفیزیکی برای بررسی کارایی یک روش، ابتدا روش مورد نظر را روی داده‌های مصنوعی امتحان می‌کنند. بدیهی است بهترین راه حل درک چگونگی پاسخ ناشی از توده‌های مغناطیس زیرسطحی، شناخت پاسخ ناشی از توده‌های منظم و دلخواه است. به عبارتی دیگر، برای تعبیر و تفسیر داده‌های مغناطیس واقعی، نیاز به انجام مدل‌سازی‌های پیشرو با استفاده از اشکال هندسی دلخواه و در نتیجه کسب تجربه در این زمینه است.

داده‌های واقعی اندازه‌گیری شده همواره با نوفه همراه هستند، بنابراین برای شبیه‌سازی مدل‌های مصنوعی با داده‌های واقعی باید به داده‌های مصنوعی نوفه اضافه کرد. به منظور تولید داده‌های مصنوعی از نرم افزار ModelVision Pro13 استفاده شده است. به این صورت که دو مدل دایک و کره با پارامترهای مشخص (جدول‌های ۱-۳ و ۲-۳) تولید شده است.

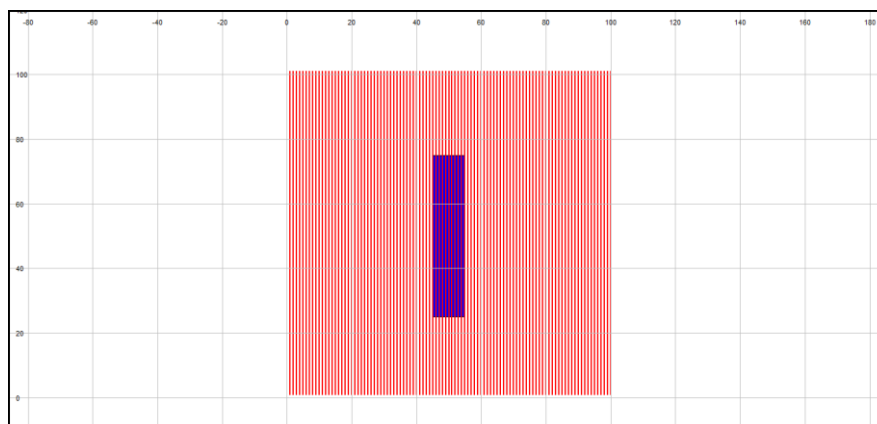
جدول ۳-۱: مشخصات دایک تولید شده

طول	عمق بالا	عمق کف	ضخامت	خودپذیری مغناطیسی (SI)	نام مدل
۵۰	۲۰	۲۰۰	۱۰	۰/۰۵	دایک

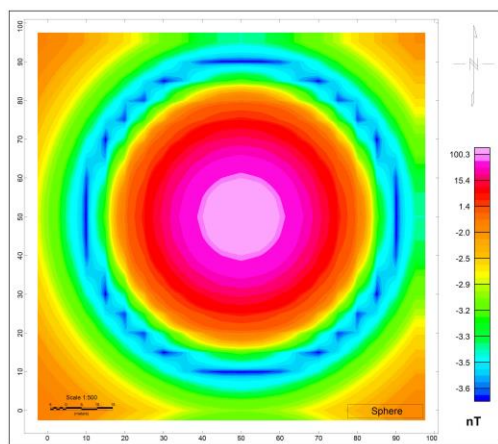
جدول ۳-۲: مشخصات کره تولید شده

عمق مرکز	شعاع	خودپذیری مغناطیسی (SI)	نام مدل
۲۰	۱۰	۰/۰۵	کره

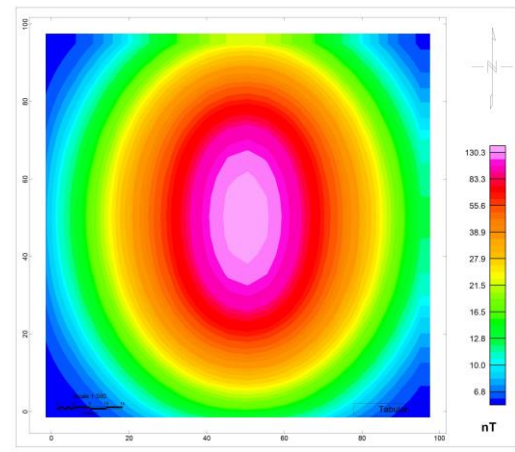
که این مدل‌ها در شبکه برداشتی به طول ۱۰۰ متر و به عرض ۱۰۰ متر که فاصله نقاط نمونه‌برداری از هم یک متر و فاصله‌ی پروفیل‌ها یک متر می‌باشد قرار داده شده است. شبکه‌بندی و شکل سه بعدی توده‌های مورد نظر در شکل‌های (۳-۱) و (۳-۲) نشان داده شده است.



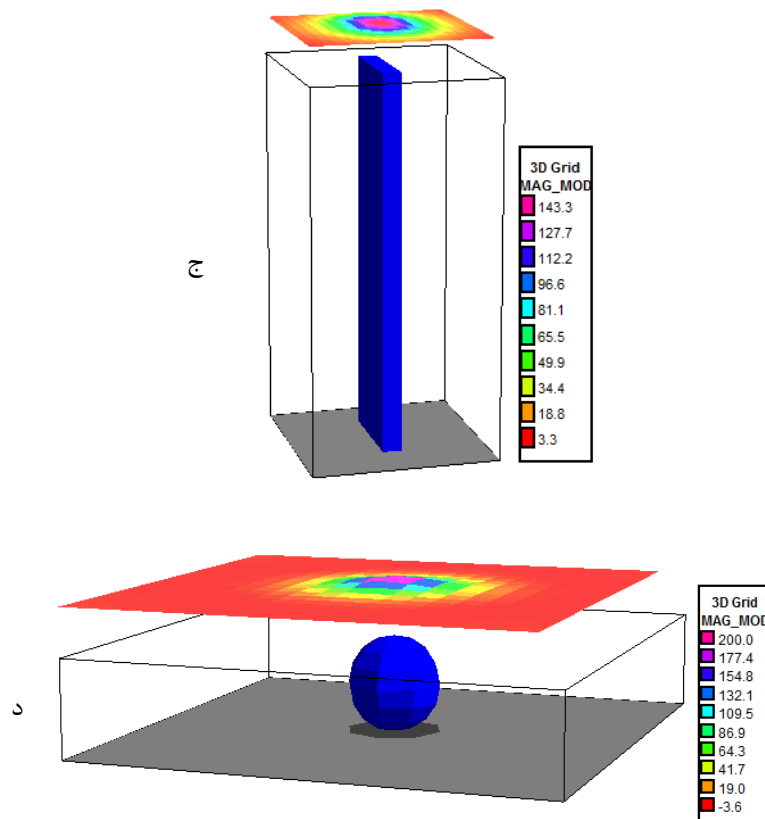
شکل ۳-۱: شبکه برداشت روی مدل‌های مصنوعی مانند دایک



ب



الف



شکل ۳-۲: شکل دو بعدی و سه بعدی توده‌ها الف: اثر مغناطیسی حاصل از مدل دایکی شکل
ب: اثر مغناطیسی حاصل از مدل کره ج: نمای سه بعدی دایک د: نمای سه بعدی کره

حال پس از گریدهای بدست آمده، روش‌های سیگنال تحلیلی، واهمامیخت اوپلر و گرادیان کل نرمال به منظور تخمین عمق بر روی سه پروفیل مشخص از این مدل‌ها به کار برده شده است.

۳-۳- اعمال روش سیگنال تحلیلی روی مدل‌های مصنوعی

بر اساس مفاهیم و معادلات محاسبه تخمین عمق به روش سیگنال تحلیلی در فصل قبل، مقادیر عمق برای دو مدل مصنوعی دایکی و کروی شکل محاسبه شد. برای اینکار ابتدا مدل مصنوعی در نرم افزار Oasis Montaj و اثر مغناطیسی آن محاسبه و تولید شد. سپس از کد نوشته شده در محیط نرم افزار MATLAB مقدار عمق تخمینی به روش سیگنال تحلیلی استفاده و مقدار آن بدست آمده است. نتایج حاصل از تخمین عمق دو مدل مصنوعی دایکی و کروی شکل در جدول (۳-۳) ارائه شده است.

جدول ۳-۳: نتایج تخمین عمق به روش سیگنال تحلیلی بر روی مدل‌های مصنوعی

مدل	عمق واقعی	عمق تخمینی
دایک بدون نوفه	۲۰	۲۰/۰۶
دایک نوفه‌دار	۲۰	۲۱/۸۳
کره بدون نوفه	۱۰	۱۰/۵۹
کره نوفه‌دار	۱۰	۱۰/۷۹

جدول (۳-۳) نتایج تخمین عمق برای دو مدل دایک و کره بدون نوفه و با ۵ درصد نوفه تصادفی به روش سیگنال تحلیلی را نشان می‌دهد. عمق بالا برای دایک بدون نوفه ۲۰/۰۶ متر و برای دایک نوفه دار ۲۱/۸۳ متر برآورد شد. همچنین عمق بالا برای کره بدون نوفه ۱۰/۵۹ متر و برای کره نوفه‌دار ۱۰/۷۹ متر تخمین زده شد که برای هر دو مدل نتایج قابل قبولی بدست آمد. همچنین روش گرادیان افقی سیگنال تحلیلی روی مدل‌های مذکور اعمال شد که نتایج بدست آمده از این روش در جدول (۴-۳) ارائه شده است.

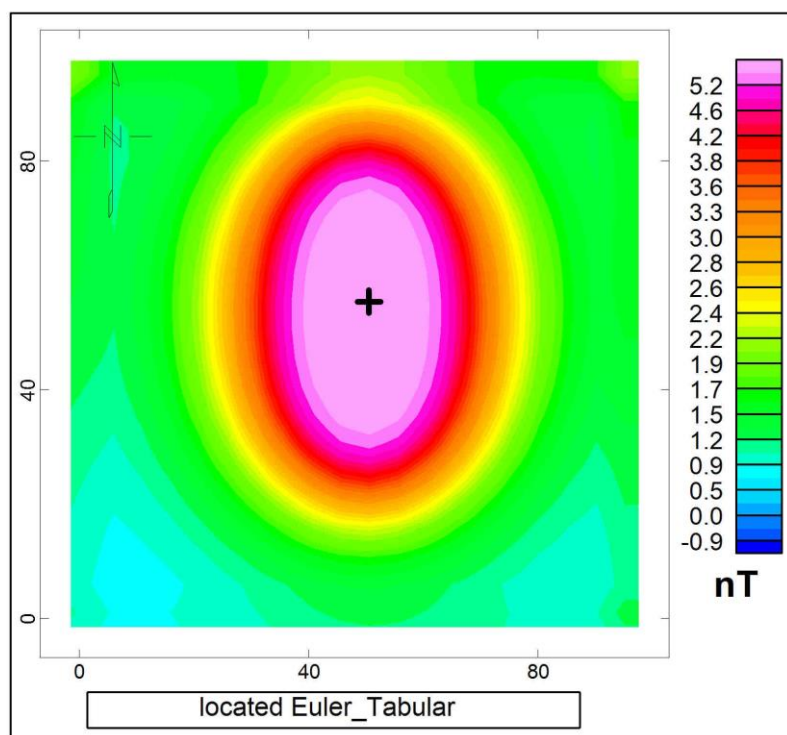
جدول ۳-۴: نتایج تخمین عمق به روش گرادیان افقی سیگنال تحلیلی بر روی مدل‌های مصنوعی

مدل	عمق واقعی	عمق تخمینی
دایک بدون نوفه	۲۰	۲۰/۴
دایک نوفه‌دار	۲۰	۲۱/۹
کره بدون نوفه	۱۰	۱۰/۷
کره نوفه‌دار	۱۰	۱۰/۸

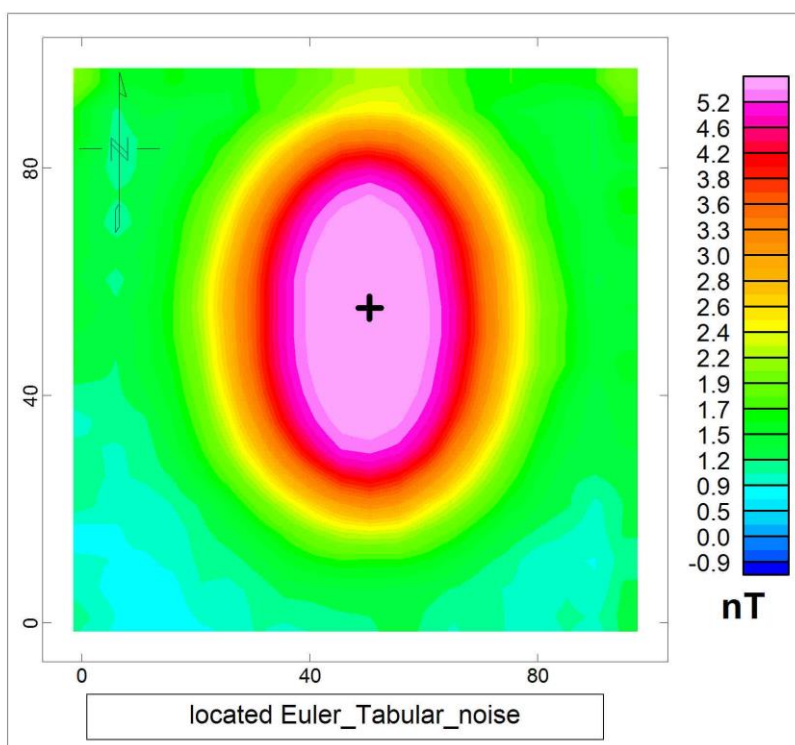
با اعمال دو روش سیگنال تحلیلی و روش گرادیان افقی سیگنال تحلیلی مشخص شد نتایج مربوط به دو روش به هم نزدیک می‌باشد ولی در روش گرادیان افقی سیگنال تحلیلی به دلیل وابسته نبودن به نوع منبع مغناطیسی می‌توان نتایج بهتر و قابل قبول‌تری بدست آورد.

۳-۴- اعمال روش اویلر روی داده‌های مغناطیسی حاصل از مدل‌های مصنوعی

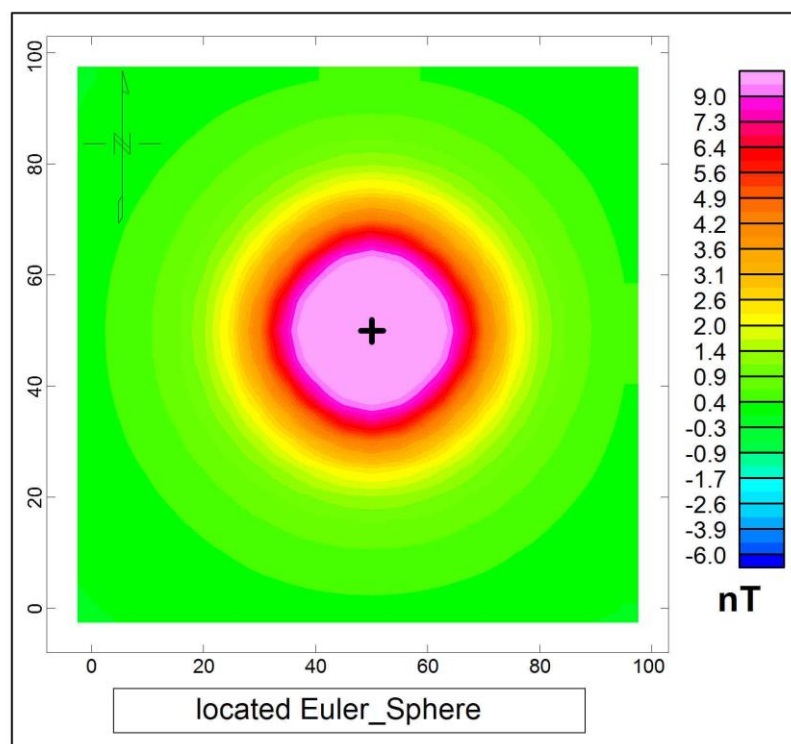
برای تخمین عمق مدل‌های مصنوعی تولیدی به روش اویلر، از نرم افزار Oasis Montaj به دو صورت استاندارد و محلی استفاده شد. در روش اویلر استاندارد برای هر مدل با ضریب ساختار مشخص، با تعیین پنجره مناسب به بررسی عمق مورد نظر پرداخته شد و همچنین در روش اویلر محلی نرم‌افزار با تخمین پنجره مناسب و داشتن ضریب ساختار عمق تقریبی توده مورد نظر تخمین زده شد. تخمین عمق توده‌های مورد نظر همانند روش سیگنال تحلیلی برای مدل مصنوعی دایک و کره در دو حالت بدون نوفه و نوفه‌دار بر روی داده‌های مغناطیسی دو پروفیل مورد نظر انجام شد. نتایج مربوط به استفاده از هر دو روش اویلر محلی در شکل‌های (۳-۳) تا (۳-۶) نمایش داده شده است.



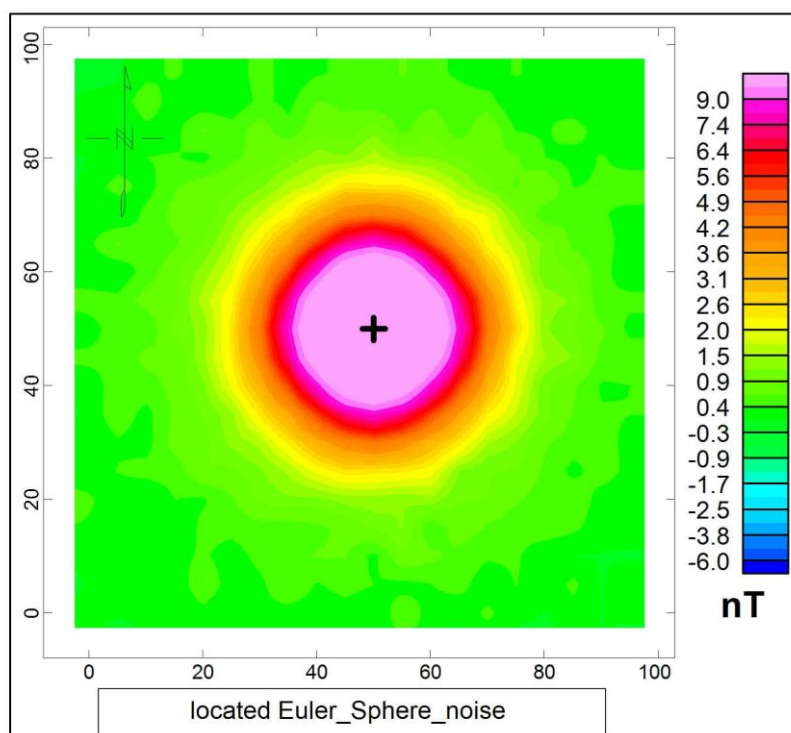
شکل ۳-۳: اعمال روش اویلر برای مدل مصنوعی دایکی شکل بدون نوفه



شکل ۳-۴: اعمال روش اویلر برای مدل مصنوعی دایکی شکل نوفه‌دار



شکل ۳-۵: اعمال روش اویلر برای مدل مصنوعی کروی شکل بدون نوفه



شکل ۳-۶: اعمال روش اویلر برای مدل مصنوعی کروی شکل نوفه‌دار

روش اویلر به دو صورت محلی و استاندارد بر روی مدل‌های مصنوعی اعمال شد که نتایج آن در جداول (۳-۵) و (۳-۶) نشان داده شده است.

جدول ۳-۵: نتایج تخمین عمق با روش اویلر استاندارد بر روی مدل‌های مصنوعی

مدل	عمق واقعی	عمق تخمینی
دایک بدون نوفه	۲۰	۱۹/۶
دایک نوفه‌دار	۲۰	۱۹/۵۱
کره بدون نوفه	۲۰	۱۹/۷۷
کره نوفه‌دار	۲۰	۱۹/۷۱

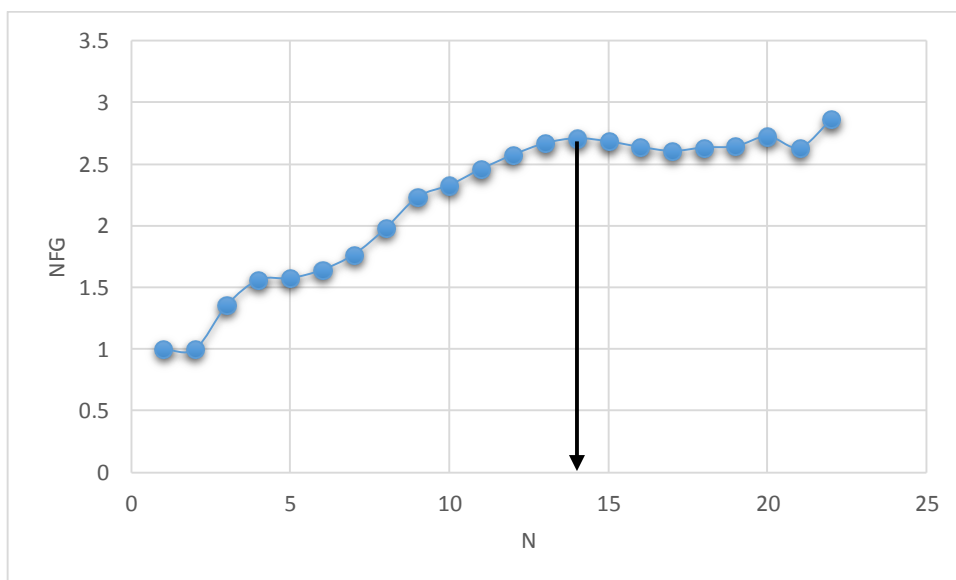
جدول ۳-۶: نتایج تخمین عمق با روش اویلر محلی بر روی مدل‌های مصنوعی

مدل	عمق واقعی	عمق تخمینی
دایک بدون نوفه	۲۰	۱۹/۴
دایک نوفه‌دار	۲۰	۱۸/۹
کره بدون نوفه	۲۰	۱۹/۶۰
کره نوفه‌دار	۲۰	۱۹/۲

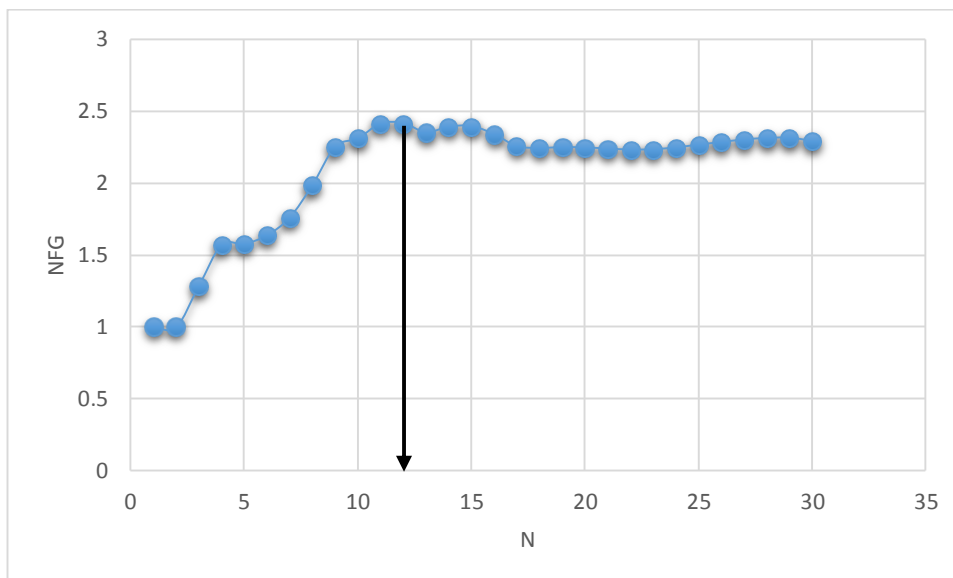
بر اساس محاسبات انجام شده تخمین عمق مدل‌های مصنوعی با هر دو روش استاندارد و محلی به هم نزدیک بود ولی در روش اویلر محلی به دلیل این که انتخاب پنجره بر روی نتایج تخمین عمق تأثیر زیادی دارد و شخص نقشی در انتخاب اندازه پنجره ندارد و خود نرم افزار پنجره را تخمین می‌زند و جواب‌های قابل قبول‌تر و با خطای کمتری نسبت به اویلر استاندارد بدست می‌دهد. در روش استاندارد می‌توان در تمام نقاط به تخمین عمق پرداخت؛ در صورتی که در روش محلی تخمین عمق فقط بر روی پیک‌های سیگنال تحلیلی صورت می‌گیرد.

۳-۵- اعمال روش NFG روی اثر مغناطیسی ناشی از مدل‌های مصنوعی

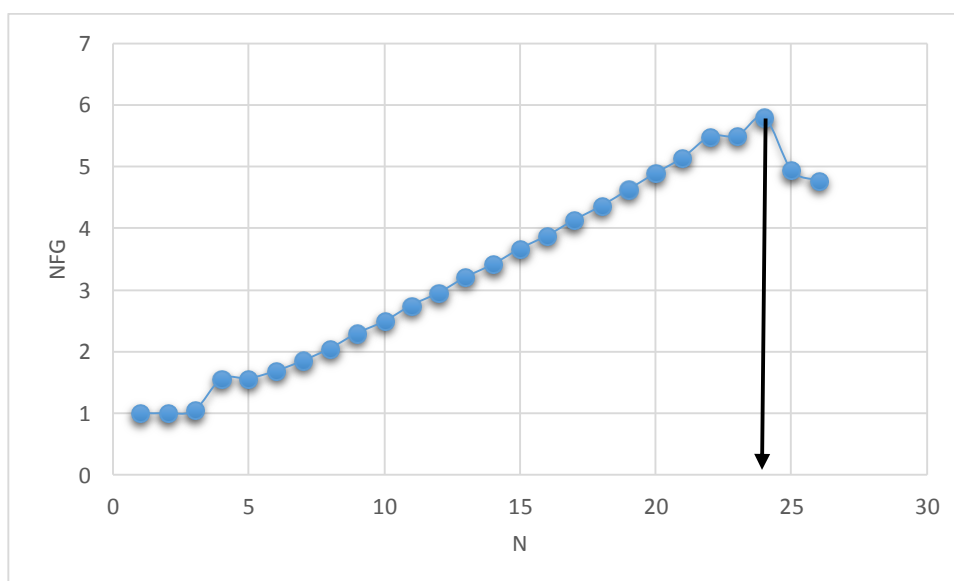
همان‌طور که در فصل پیشین گفته شد مهم‌ترین پارامتر در محاسبه مقادیر NFG، تعیین تعداد جملات هارمونیک بهینه (N) است. برای تعیین این مقدار نمودار تغییرات مقادیر بیشینه NFG را نسبت به N رسم کرده و اولین بیشینه نسبی روی این نمودار را تعیین کرده و سپس N آن مقدار تعیین شده است. این کار با کدنویسی در محیط متلب انجام شده است. شکل‌های (۳-۷)، (۳-۸)، (۳-۹) و (۳-۱۰) نمودار تغییرات گرادیان کل نرمال بر حسب تعداد جملات هارمونیک N را برای پروفیل‌های مربوط به دایک و کره را نشان می‌دهند.



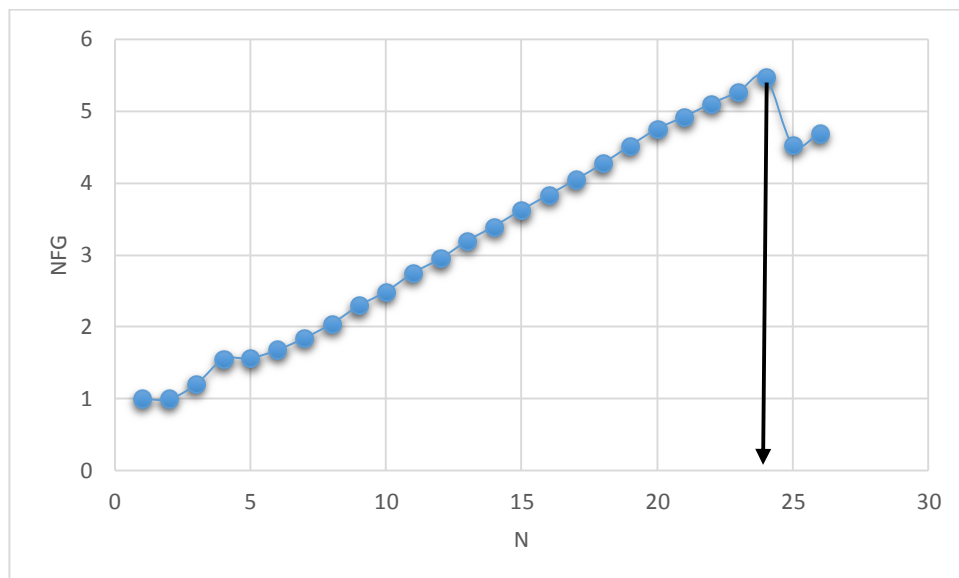
شکل ۳-۷: نمودار تغییرات NFG نسبت به تعداد جملات هارمونیک پروفیل مربوط به مدل دایک بدون نوفه



شکل ۳-۸: نمودار تغییرات NFG نسبت به تعداد جملات هارمونیک پروفیل مربوط به مدل دایک نوفه‌دار



شکل ۳-۹: نمودار تغییرات NFG نسبت به تعداد جملات هارمونیک پروفیل مربوط به مدل کروی بدون نوفه

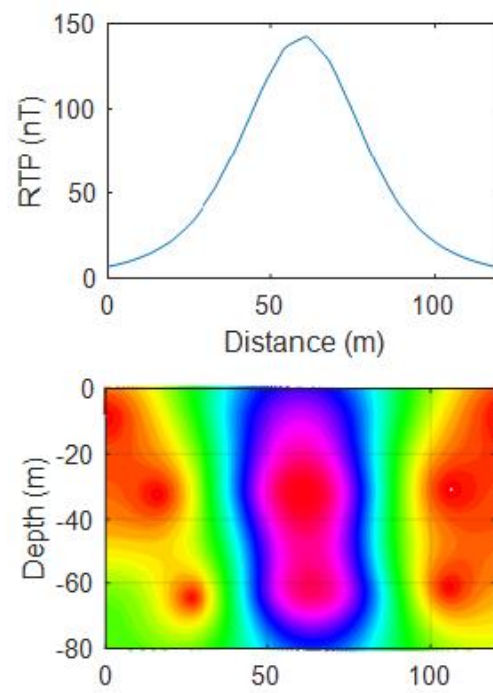


شکل ۳-۱۰: نمودار تغییرات NFG نسبت به تعداد جملات هارمونیک پروفیل مربوط به مدل کروی نوفه‌دار

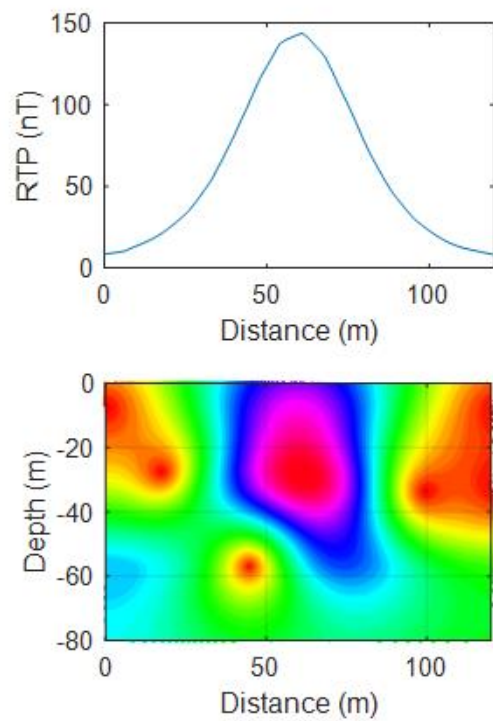
با استفاده از روش بیشینه نسبی، تعداد جملات هارمونیک برای هر پروفیل مشخص شد که در جدول (۳-۷) مشخص شده‌اند. تعداد جملات هارمونیک تاثیر زیادی در مقدار گرادیان کل نرمال و در نتیجه صحت کار دارد. به همین منظور به ازای دو N دیگر برای پروفیل مربوط به کره نوفه‌دار مورد بررسی قرار گرفت و همچنین مقاطع حاصل از محاسبه روش گرادیان کل نرمال در شکل‌های (۳-۱۱) تا (۳-۱۶) مشخص می‌باشد.

جدول ۳-۷: مقدار عدد هارمونیک تعیین شده برای مدل‌های دایک و کره بدون نوفه و نوفه‌دار

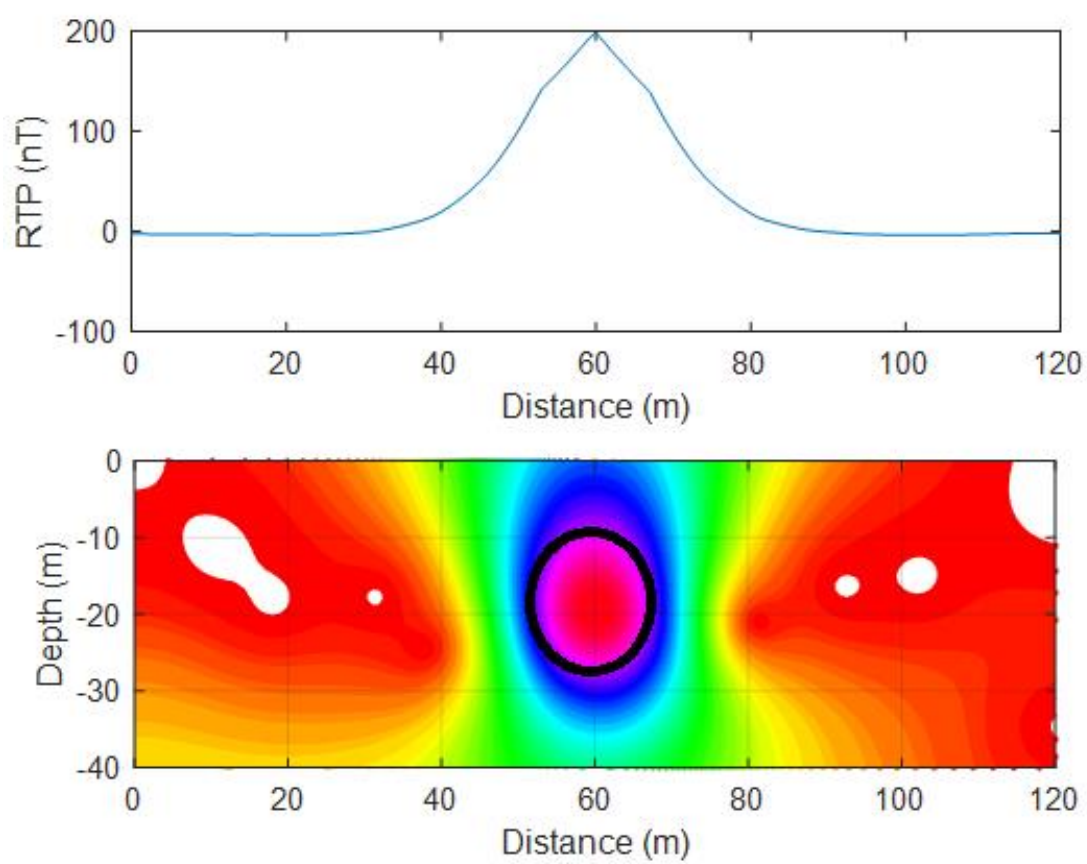
مدل مصنوعی		مقدار N
دایک	بدون نوفه	۱۴
	نوفه‌دار	۱۲
کره	بدون نوفه	۲۴
	نوفه‌دار	۲۴



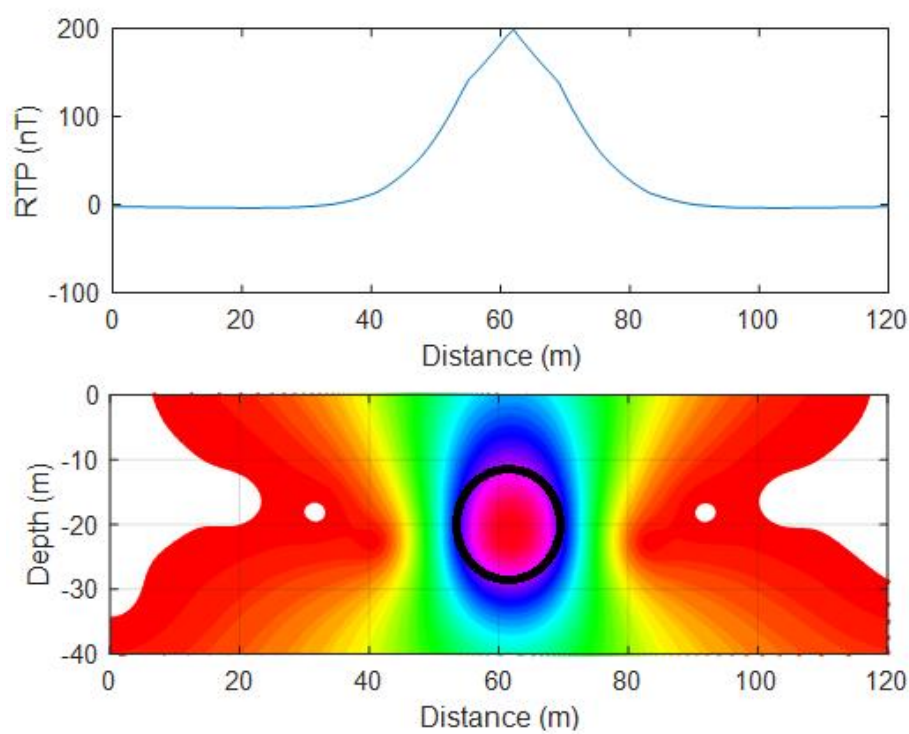
شکل ۳-۱: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای دایک بدون نوفه ($N=12$)



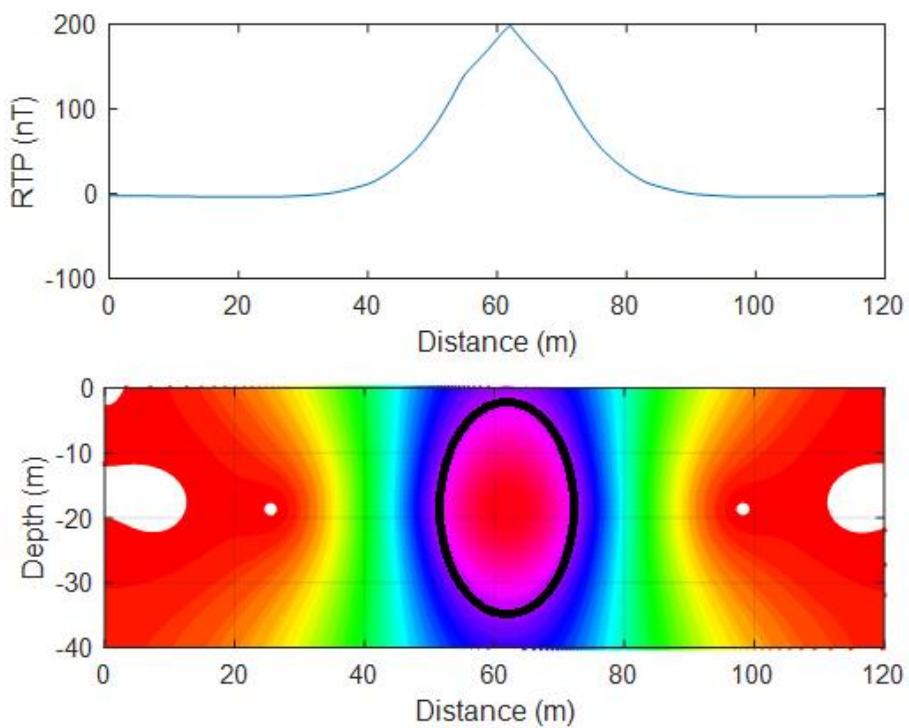
شکل ۳-۲: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای دایک نوفه‌دار ($N=14$)



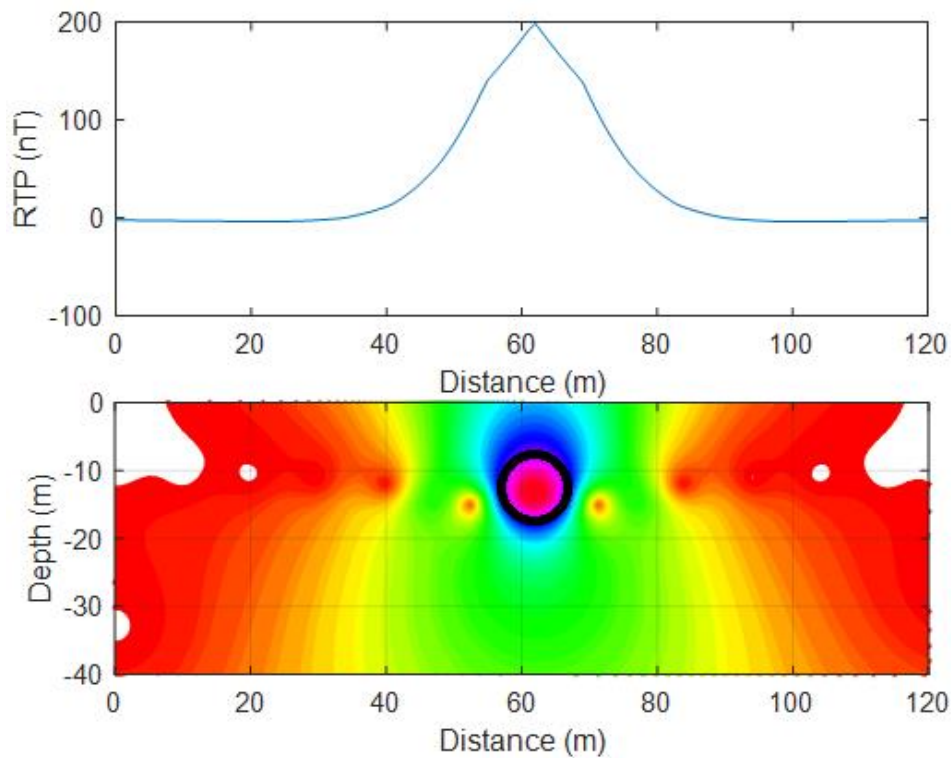
شکل ۳-۱۳: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای کره بدون نوفه ($N=24$)



شکل ۳-۱۴: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای کره نوفه‌دار ($N=24$)



شکل ۳-۱۵: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای کره نوفه‌دار ($N=14$)



شکل ۳-۱۶: مقطع دو بعدی مقادیر گرادیان کل نرمال برای کره نوفه‌دار (N=34)

به دلیل این که عمق مرکز مدل مصنوعی دایکی شکل ایجاد شده و طول پروفیل در حدود هم بوده، با توجه به شکل‌های (۳-۱۱) و (۳-۱۲) تخمین عمق برای دو مدل دایکی شکل بدون نوفه و نوفه‌دار صورت گرفت؛ که برای مدل بدون نوفه با عدد هارمونیک بهینه ۱۴، عمق ۱۵ تا ۷۰ متر تخمین زده شد و برای مدل نوفه‌دار با عدد هارمونیک ۱۲، عمق ۵ تا ۴۵ متر تخمین زده شد؛ که نتیجه قابل قبولی برای مدل دایکی گرفته نشد. چون در روش NFG طول پروفیل با عمق مرکز جسم بی‌هنگار رابطه دارد و طول پروفیل باید ۱۰ تا ۱۳ برابر عمق مرکز توده باشد.

برای مدل مصنوعی کره بدون نوفه با توجه به شکل (۳-۱۳) تخمین عمق با عدد هارمونیک بهینه ۲۴ انجام گرفت و عمق ۱۰ تا ۳۰ متری برآورد شد. همچنین با توجه به بررسی‌های انجام گرفته همان‌گونه در شکل‌های (۳-۱۴)، (۳-۱۵) و (۳-۱۶) مشاهده می‌شود تخمین عمق با عدد هارمونیک بهینه ۲۴

و دو هارمونیک دیگر ۱۴ و ۳۴ انجام گرفت که برای عدد هارمونیک بهینه عمق مرکز ۲۰ متر برآورد شد و با افزایش یا کاهش تعداد جملات هارمونیک در مدل کروی شکل توده‌ها به هم ریخته و نمی‌توان به خوبی عمق بالا، مرکز و پایین توده را شناسایی کرد. زیرا مقدار گرادیان کل نرمال به تعداد جملات هارمونیک وابسته است و سبب تغییر و جابه‌جایی موقعیت جسم بی‌هنجار می‌شود.

فصل چهارم

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و

اعمال روش باروی داده‌های واقعی

۴-۱- مقدمه

روش‌های ژئوفیزیکی بر مبنای خواص فیزیکی کانی‌ها و شرایط زمین‌شناسی آن‌ها متفاوت می‌باشد. در مورد اکتشاف ذخایر آهن‌دار با توجه به وجود کانی مگنتیت یا هماتیت که دارای خواص مغناطیسی می‌باشند، روش مغناطیس‌سنجی بهترین، مناسب‌ترین و ارزان‌ترین روشی است که می‌توان از آن استفاده کرد. در محدوده مورد مطالعه با توجه به رخنمون مگنتیت در سطح زمین و ارتباط آن با سیستم‌های گسله موجود، برای پیگیری زون آهن‌دار در عمق و همچنین وضعیت گسترش آن‌ها در جهات مختلف، مقرر شد که عملیات مغناطیس‌سنجی در منطقه انجام شود. علاوه بر دلایل بیان شده، روش مغناطیس‌سنجی به عنوان یکی از روش‌های ژئوفیزیکی با بازدهی برداشت بالا و ارزان در بیشتر پتانسیل‌های معدنی به ویژه مناطق آهن‌دار (مگنتیت) به کار می‌رود و از این لحاظ مقدم بر سایر روش‌های ژئوفیزیکی است.

۴-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

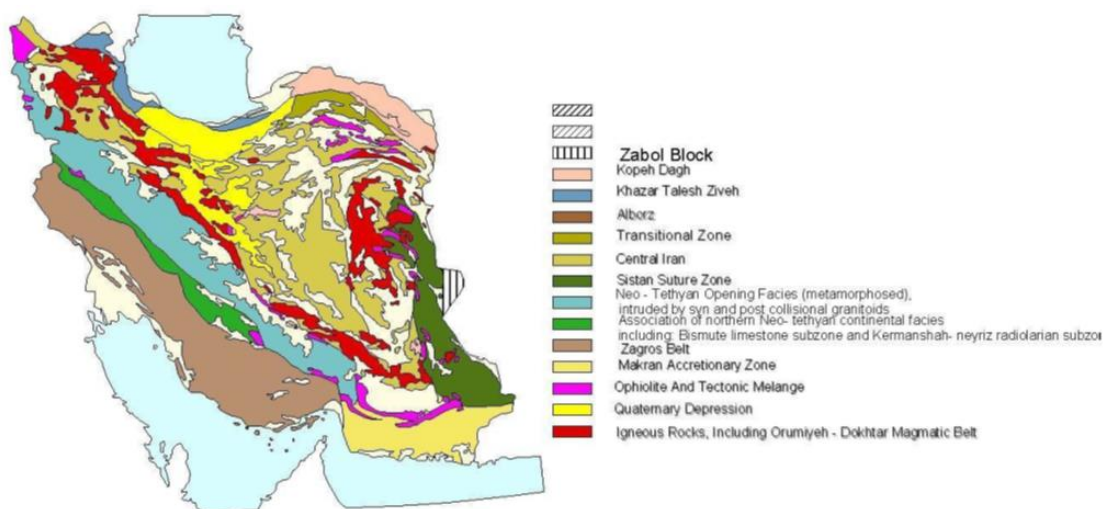
محدوده مورد مطالعه تنگ حنار در استان خراسان جنوبی در ۲۴۰ کیلومتری جنوب بیرجند و در فاصله ۳۵ کیلومتری جنوب معدن قلعه‌زری واقع است. دسترسی به محدوده از طریق جاده آسفalte بیرجند به خوسف و خوسف به قلعه زری و از قلعه زری تا محدوده مورد نظر از جاده خاکی به طول حدود ۲۵ کیلومتر میسر است. شکل (۴-۱) موقعیت محدوده را روی نقشه راه‌های ارتباطی استان خراسان جنوبی نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱: موقعیت محدوده روی نقشه راه‌های استان خراسان جنوبی

۴-۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

از نظر زمین‌شناسی محدوده اکتشافی مورد نظر بخشی از پهنه ساختاری - رسوبی ایران مرکزی است که خود شامل بخش‌هایی از بلوک لوت و حوزه فلیشی شرق ایران محسوب می‌شود، واقع است. (شکل ۴-۲). این دو زون به اختصار در ادامه معرفی شده‌اند:



شکل ۴-۲: نقشه زون‌های ساختاری کشور و موقعیت منطقه اکتشافی (آقائباتی، ۱۳۷۶)

- **بلوک لوت:** بلوک لوت با درازایی حدود ۹۰۰ کیلومتر، شرقی‌ترین بخش خرد قاره ایران مرکزی است. تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت بسیار نزدیک با دیگر نواحی خرد قاره‌ای ایران مرکزی است. بلوک لوت، میان دو گسل بزرگ شمالی - جنوبی نای‌بند و نه‌بندان جای گرفته است. نیروهای فشاری وارد بر ناحیه، سبب شده‌اند تا در امتداد این گسل‌ها، جابه‌جایی‌ها از نوع امتداد لغز و برشی باشند و در نتیجه سازوکار تغییر شکل در کمترین شدت ولی بازشدگی شکستگی‌ها در بالاترین میزان است. از همین رو پدیده آتشفشانی شدید و پیوسته بوده و گدازه‌های جوان‌تر، به طور پی‌درپی سنگ‌های پیشین را پوشانده و سنگ‌های آتشفشانی را پدید آورده اند. سنگ‌های ماگمایی از نوع گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی و همچنین مقدار کمتری نفوذی‌های نیمه عمیق هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها می‌رساند که همه از نوع کلسیمی - قلیایی هستند و همه شکل‌های آتشفشانی کناره قاره، مرز صفحه‌های همگرا در آن‌ها دیده می‌شوند.

- **حوزه فلیشی شرق ایران:** در پایانه شرقی ایران میانی، در حد فاصل دو گسل نه‌بندان (در غرب) و گسل هریرود (در شرق)، در گستره‌ای به وسعت ۸۰۰ کیلومتر درازا و ۲۰۰ کیلومتر پهنا، انباشته‌هایی ضخیم از نهشته‌های فلیش‌گونه وجود دارد که پی‌سنگ افیولیتی وابسته به پوسته‌های اقیانوسی دارند. پهنه‌های مورد نظر مراحل تکوین از پوسته اقیانوسی تا قاره‌ای را پذیرا شده است. پیدایش این حوضه فلیشی را نتیجه یک کافت درون قاره‌ای میان دو بلوک لوت، در غرب و بلوک هیلمند در شرق می‌دانند که در کرتاسه پیشین شکل گرفته و محلی مناسب برای جایگیری گوشته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای بلوک لوت فرورانش کرده و آمیزه‌های افیولیتی - فلیشی شرق ایران به وجود آمده است. از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی در حوزه فلیشی شرق ایران کانی‌سازی از نوع چند سولفیدی از عناصر سرب و روی، مس، مولیبدن، طلا و آرسنیک، کانی‌سازی کروم، منگنز و طلا دیده می‌شود [گزارش زمین‌شناسی بی‌هنجاری تنگ حنار، ۱۳۹۳].

منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختار بلوک لوت واقع شده و رخدادهای زمین‌ساختی ادوار مختلف زمین‌شناسی بر آن تاثیرگذار بوده‌اند. از جمله قدیمی‌ترین این رخدادها می‌توان به رخداد تریاس بالایی

اشاره نمود که ردیف‌های رسوبی منتسب به سازندهای جمال، سرخ شیل و شتری را دگرگون و دگرشکل ساخته است. دومین رخداد فشاری زمین‌ساختی، مجموعه رسوبی نای‌بند و شمشک را دگرگون ساخته است. از ابتدای سنوزوئیک تا ائوسن در نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه گسترش وسیع سنگ‌های آتشفشانی را شاهد هستیم. رخداد زمین‌ساختی ائوسن پایانی - الیگوسن تحتانی نیز این منطقه را تحت تاثیر ساخته و سنگ‌های آتشفشانی دچار چین‌خوردگی شده، توده‌های گرانیتوئیدی در داخل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ نموده‌اند؛ که احتمالاً همین رویداد زمین‌ساختی واحدهای سنگی موجود را در راستای شمال غربی - جنوب شرقی گسل‌خورده کرده است [گزارش زمین‌شناسی بی‌هنجاری تنگ حنار، ۱۳۹۳].

۴-۳-۱- زمین‌شناسی محدوده اکتشافی

از نظر زمین‌شناسی محدوده اکتشافی مورد نظر بخشی از بلوک لوت در شرق ایران می‌باشد که با پیشروی دریا در کرتاسه زیرین، نهشته‌های آواری با کنگلومرای پیشرونده قاعده‌ای شروع شده و به تدریج این محیط رسوبی آواری به کربناته و رسوبات نواحی عمیق‌تر تبدیل شده و حرکات زمین‌ساختی بعدی موجب پسروری دریا و چین‌خوردگی آن‌ها شده است. پس از این مرحله، اغلب نقاط ایران به ویژه کویر لوت با فعالیت‌های سریع آتشفشانی همراه بوده به طوری که در منطقه مورد مطالعه این فعالیت‌ها همراه با شرایط دریایی کم عمق و خروج مواد مذاب در محیط آب، ماهیت توفی و گدازه‌ای می‌گیرد و در زمان‌های کوتاه با توقف خروج گدازه، لایه‌های نازک از رسوبات آهکی نهشته می‌شده که به صورت متناوب با توف‌ها دیده می‌شوند [گزارش زمین‌شناسی تنگ حنار، ۱۳۹۳].

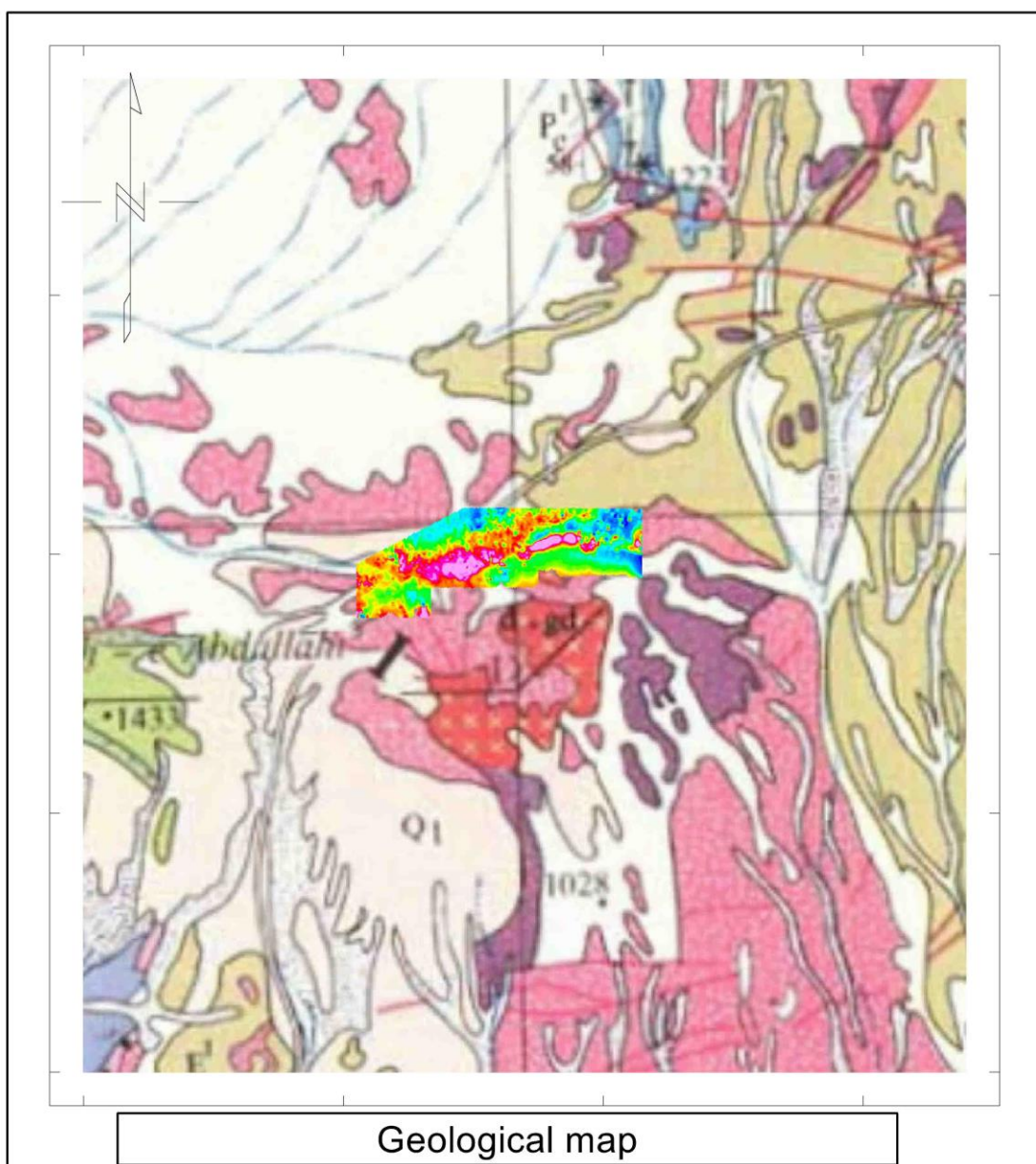
محدوده اکتشافی مورد نظر در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چاهوک (دهسلم) واقع است و واحدهای سنگ‌شناسی زیر در آن قابل تشخیص می‌باشند.

نهشته‌های آبرفتی جوان (Q_2^t): این واحد از نهشته‌ها و پادگانه‌های جوان به حالت مسطح

تشکیل شده است. بخش‌های گسترده از دشت گلوگاه نیز به صورت پراکنده غرب ورقه را پوشانیده است.

آندزیت (E^a): این واحد گسترده‌ترین برونزد سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه را شامل می‌شود. که از جنوب غربی تا شمال شرقی، با توپوگرافی ملایم و تنوع رنگ از سبز تیره، سیاه تا خاکستری گسترش یافته است.

گرانیت گرانودیوریت (gd): در غرب و جنوب غربی روستای ده‌سلم و نیز در شمال غربی ورقه توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیب گرانیت گرانودیوریت برونزد دارند. سنگ‌های میزبان این توده‌ها را سنگ‌آهک کرتاسه زیرین و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تشکیل می‌دهند؛ که تأثیر توده نفوذی به ترتیب به صورت اسکارن شدن سنگ آهک و دگرسانی شدید سنگ‌های آتشفشانی بوده است. از ویژگی‌های میکروسکوپی این سنگ‌های گرانیتوئیدی می‌توان به بافت هیپیدیومورف دانه‌ای و حضور کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپات پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیک به همراه کانی‌های فرعی همچون هورنبلند، بیوتیت، اسفن و کانی‌های تیره اشاره نمود؛ که کانی‌های ثانویه کلریت، کربنات، سربیسیت و کانی‌های رسی از فرآورده‌های دگرسانی آن‌ها می‌باشند. این توده‌های نفوذی تحت تأثیر حرکت‌های زمین‌ساختی دچار خردشدگی شده به طوری که گاه سیمای تپه ماهوری به خود گرفته‌اند. کفاره انجماد سریع آنها دانه‌ریز و در بیشتر جاها کوارتز دیوریتی است. با توجه به شواهد کانی‌شناختی همچون حضور هورنبلند و بیوتیت و نبود مسکویت و کانی‌های آلومینوسیلیکاته و طیف سنگ‌شناسی موجود، این توده‌های گرانیتوئیدی به احتمال، نوع I می‌باشند. جوان‌ترین سنگ‌های میزبان متعلق به ائوسن هستند، بنابراین به احتمال زیاد این ماگماتیسم همزمان با فاز کوهزایی ائوسن پایانی – اولیگوسن تحتانی (پیرینه) به وقوع پیوسته است [گزارش زمین‌شناسی بی‌هنجاری تنگ حنار، ۱۳۹۳].

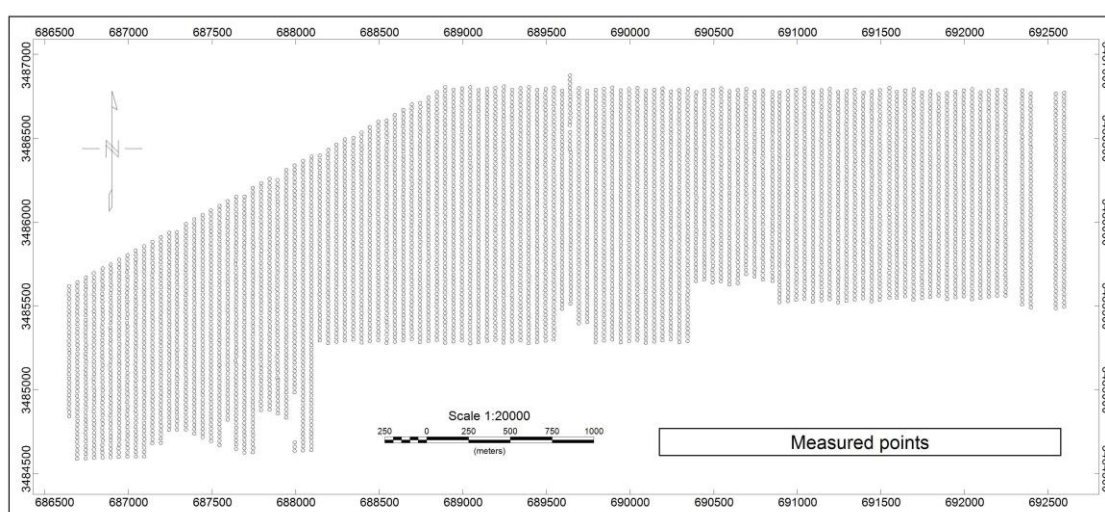


شکل ۴-۳: موقعیت محدوده اکتشافی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ده‌سلم

با توجه به ساختار زمین‌شناسی منطقه، جنس تشکیلات و شرایط زمین‌ساخت منطقه احتمالاً نفوذ سیالات کانه‌ساز در زمان نفوذ توده‌های آذرین به درون توف و یا شیل‌های منطقه، محیط مناسبی را جهت تشکیل کانه‌های ارزشمند فلزی مثل مس، آهن و طلا را ایجاد کرده است.

۴-۴- عملیات برداشت

طراحی پروفیل‌ها و نقاط برداشت، به صورت شبکه نیمه منظم با پروفیل‌های شمالی - جنوبی به فواصل ۵۰ متر در سال ۱۳۹۳ توسط شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران با روش مغناطیس زمینی و با دستگاه مگنتومتر پروتون برداشت شده است. فواصل نقاط برداشت بر روی هریک از پروفیل‌ها ۲۰ متر در نظر گرفته شده است. در پاره‌ای از محل‌ها به دلیل عوارض سطحی، فاصله برخی از پروفیل‌ها و نقاط، اندکی تغییر داده شده است. موقعیت پروفیل‌ها و نقاط برداشت در شکل (۴-۴) ارائه شده است.



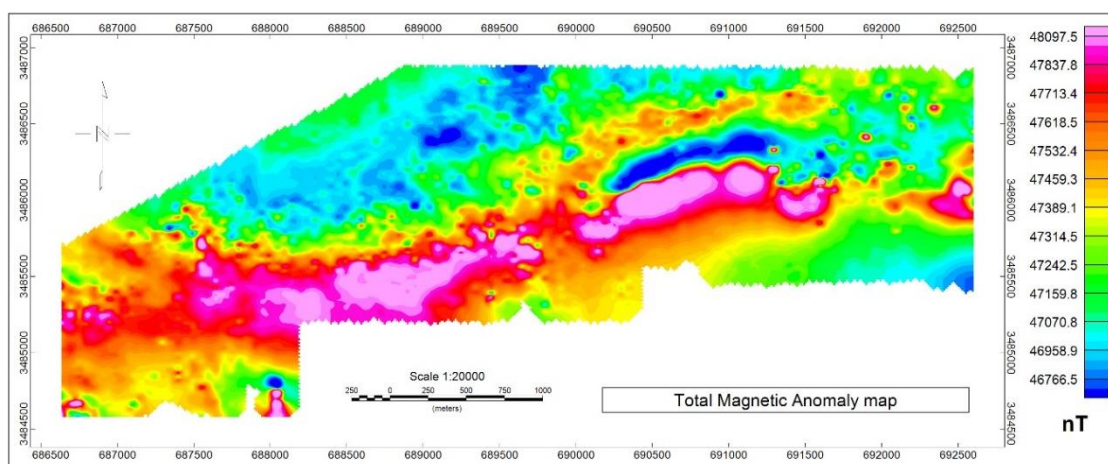
شکل ۴-۴: موقعیت پروفیل‌ها و نقاط برداشت

۴-۵- پردازش و تفسیر داده‌ها

بعد از انجام تصحیحات روزانه و IGRF روی داده‌های برداشت شده، به بررسی کیفی بی‌هنجاری‌های منطقه مورد نظر با استفاده از فیلترهای میدان پتانسیل پرداخته شد. در طی هر مرحله، یک نقشه میدان مغناطیسی تهیه می‌شود؛ که حاوی اطلاعاتی از وضعیت بی‌هنجاری‌های زیرسطحی است. در این پروژه از نرم افزار Oasis Montaj 6.4.2 برای پردازش داده‌ها و تهیه نقشه‌ها استفاده شده است. پس از پردازش داده‌ها و تهیه نقشه‌های مختلف می‌توان به تفسیر داده‌ها پرداخت. در ادامه به مهم‌ترین پردازش‌های انجام شده اشاره شده است.

۴-۵-۱- نقشه شدت میدان مغناطیسی کل

این نقشه نشان دهنده تغییرات میدان کل مغناطیسی (برآیند میدان مغناطیسی اصلی زمین و میدان های حاصل از بی‌هنجاری‌های محلی) منطقه است و به طور کلی بی‌هنجاری‌های منطقه را مشخص می‌کند؛ و یک دید کلی نسبت به منطقه به ما می‌دهد. این نقشه بعد از اعمال تصحیح روزانه به دست آمده است. در نقشه شدت میدان کل که در شکل (۴-۵) نشان داده شده است؛ یک بی‌هنجاری درخور توجه در قسمت شرق محدوده آشکار شده است که دوقطبی حاصل از آن به طور واضح مشخص است و در این نقشه دارای گستردگی حدود ۸۰۰ متر در جهت طولی و ۳۰۰ متر در جهت عرضی است. اختلاف بین قطب مثبت و منفی آن حدود ۲۵۰۰ نانوتسلا است؛ که این اختلاف می‌تواند ناشی از یک توده فرومغناطیسی درخور توجه باشد.

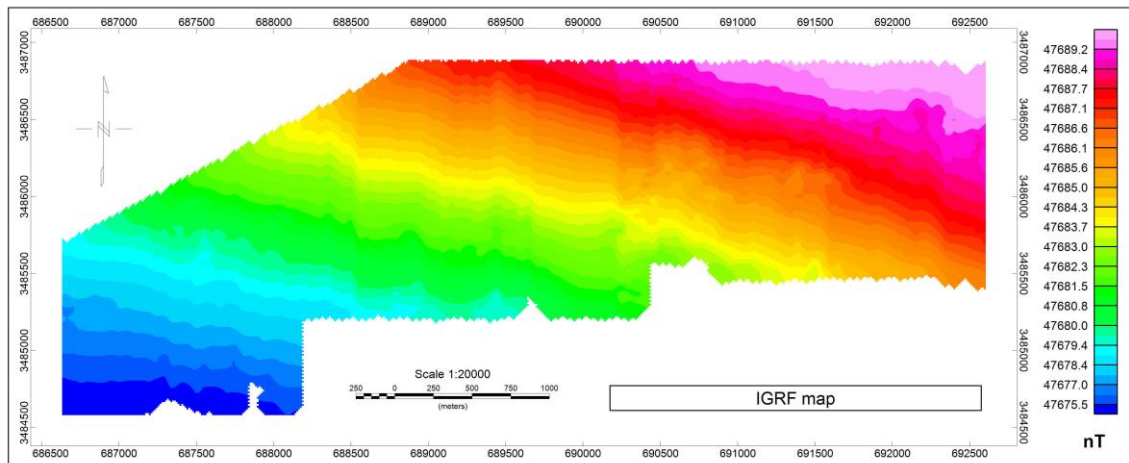


شکل ۴-۵: نقشه میدان مغناطیسی کل در محدوده مورد مطالعه

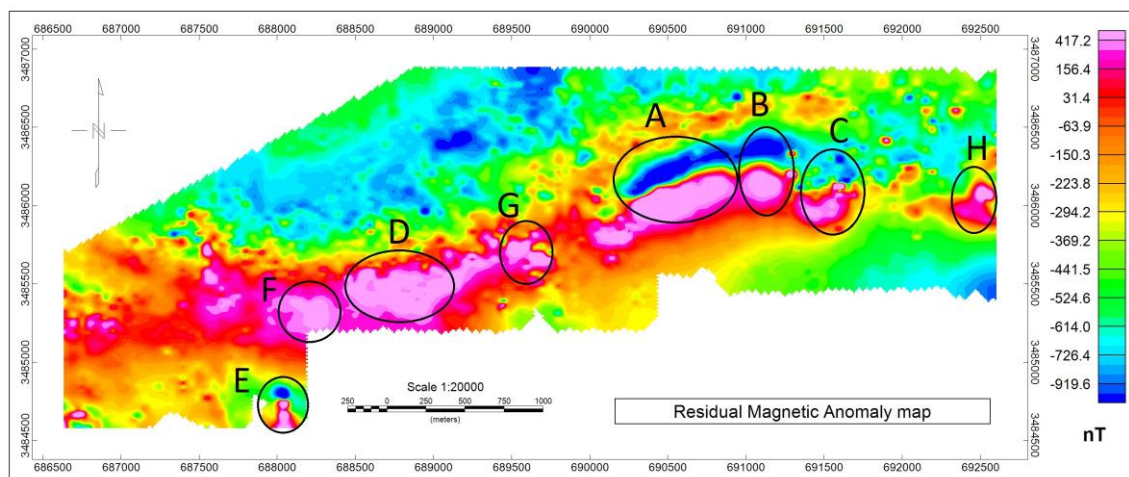
۴-۵-۲- نقشه میدان مغناطیسی بی‌هنجاری

یکی از مهم‌ترین مراحل آشکارسازی بی‌هنجاری‌های محلی، حذف اثر زمینه و تهیه نقشه بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده است. از این رو لازم است که میزان زمینه در هر نقشه مشخص و اثر آن از روی اندازه‌گیری‌ها حذف شود. در محدوده مورد مطالعه برای تهیه نقشه بی‌هنجاری باقی‌مانده از نقشه

مرجع میدان مغناطیسی IGRF محلی برای تعیین ویژگی های میدان اصلی زمین در محدوده مورد مطالعه استفاده شد. نقشه میدان IGRF و نقشه میدان مغناطیسی بی‌هنجاری (TMA) با نرم افزار oasis montaj تهیه شد و در شکل (۴-۶) و (۴-۷) ارائه شده است.



شکل ۴-۶: نقشه میدان مغناطیسی مرجع (IGRF)



شکل ۴-۷: میدان مغناطیسی کل پس از حذف اثر IGRF

همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود چند بی‌هنجاری به صورت دوقطبی‌های مغناطیسی آشکار شده‌اند که بی‌هنجاری اصلی منطقه در بخش شرقی محدوده مورد مطالعه می‌باشد؛ که یک بی‌هنجاری بزرگ وجود دارد که دارای روند شرقی - غربی است. به نظر می‌رسد این بی‌هنجاری ناشی از وجود چند

توده فرومغناطیسی در کنار هم باشد. در نقشه باقی مانده چند بی‌هنجاری به صورت دوقطبی‌های مغناطیسی آشکار شده است که در زیر به بررسی هر کدام از آن‌ها پرداخته می‌شود.

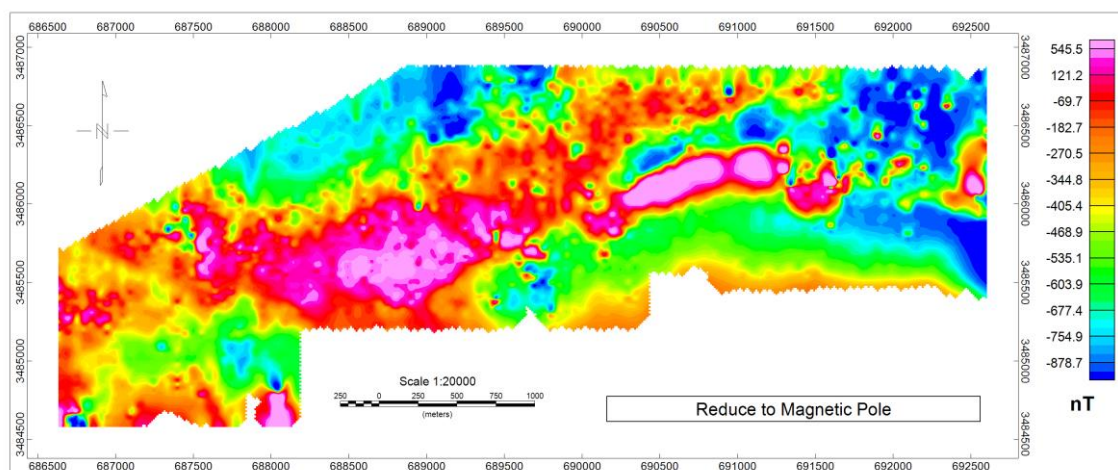
- بی‌هنجاری A، مهم‌ترین بی‌هنجاری منطقه مورد مطالعه می‌باشد؛ که دارای روند تقریباً شرقی – غربی است و به احتمال زیاد مربوط به چند توده فرومغناطیسی که در یک راستا و در کنار هم قرار گرفته‌اند و برخی از آن‌ها به هم پیوند دارند و طول آن در حدود ۸۰۰ متر می‌باشد. اختلاف شدت میدان مغناطیسی در دو قطب این بی‌هنجاری به ۲۵۰۰ نانوتسلا می‌رسد.
- بی‌هنجاری درخور توجه دیگر، بی‌هنجاری B است که در سمت شرق بی‌هنجاری A قرار دارد که از نظر شدت و گسترش از بی‌هنجاری A ضعیف‌تر است.
- بی‌هنجاری C به صورت دو قطبی کامل آشکار شده است. شدت این بی‌هنجاری کمتر از دو بی‌هنجاری قبلی است ولی اختلاف بین دو قطب آن در حدود ۲۰۰۰ نانوتسلا است.
- بی‌هنجاری D به صورت قطب مثبت آشکار شده است ولی قطب منفی آن واضح نیست. این بی‌هنجاری در نقشه‌های ادامه فراسو تا عمق بالای ۶۰۰ متری گسترش دارد. این بی‌هنجاری ناشی از کنار هم قرار گرفتن چندین توده کوچک است و ممکن است مربوط به سنگ‌های حاوی کانی‌های آهن می‌باشد. ولی شدت این بی‌هنجاری در مقایسه با ابعاد آن زیاد نیست. با این وجود این بی‌هنجاری می‌تواند ناشی از توده‌هایی باشد که در آن‌ها میزان کانی‌های آهن‌دار از جمله هماتیت و لیمونیت از حد زمینه بیشتر است.
- بی‌هنجاری‌های کوچک دیگری از جمله بی‌هنجاری‌های E، F، G و H در منطقه مشاهده شده است که نیاز به بررسی‌های اکتشافی بیشتری دارد.

۴-۵-۳- نقشه برگردان به قطب

برای دستیابی به موقعیت دقیق بی‌هنجاری‌ها نیاز به نقشه‌های برگردان به قطب است. برای

اعمال این فیلتر، نیاز به زاویه میل و انحراف مغناطیسی منطقه است؛ که در منطقه تنگ حنار به ترتیب مقادیر ۴۹/۵ درجه و ۳/۲ درجه در نظر گرفته شده‌اند.

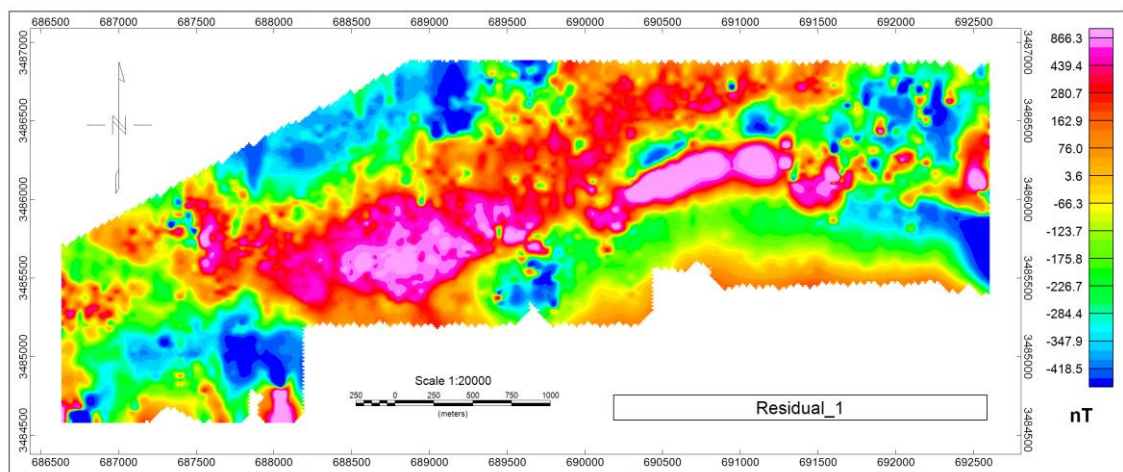
شکل (۴-۸) نقشه برگردان به قطب کل منطقه را نشان می‌دهد. بی‌هنجاری‌های موجود در نقشه شدت کل میدان مغناطیسی همچنان دیده می‌شوند؛ اما مکان بی‌هنجاری‌ها کمی تغییر کرده، به طوری که کمی به سمت شمال جابه‌جا شده‌اند و همچنین از گستردگی آن‌ها کاسته شده و متمرکزتر شده‌اند. همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود بی‌هنجاری‌هایی که به صورت دو قطبی کامل در نقشه‌های میدان کل و بی‌هنجاری پسماند آشکار شده بودند از جمله بی‌هنجاری‌های A و D در این نقشه به خوبی آشکار شده‌اند.



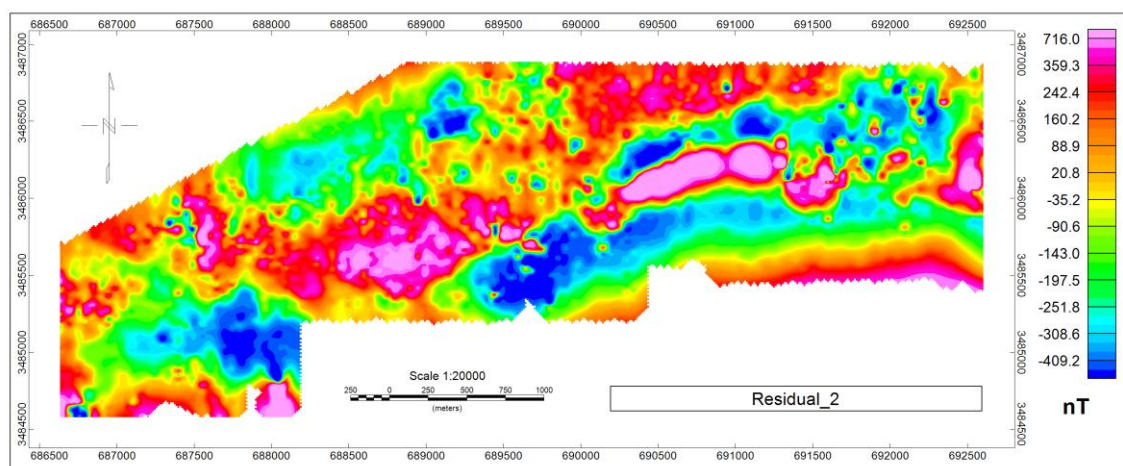
شکل ۴-۸: نقشه فیلتر برگردان به قطب بر روی داده‌های مغناطیسی منطقه مورد مطالعه

۴-۵-۴- نقشه روند سطحی

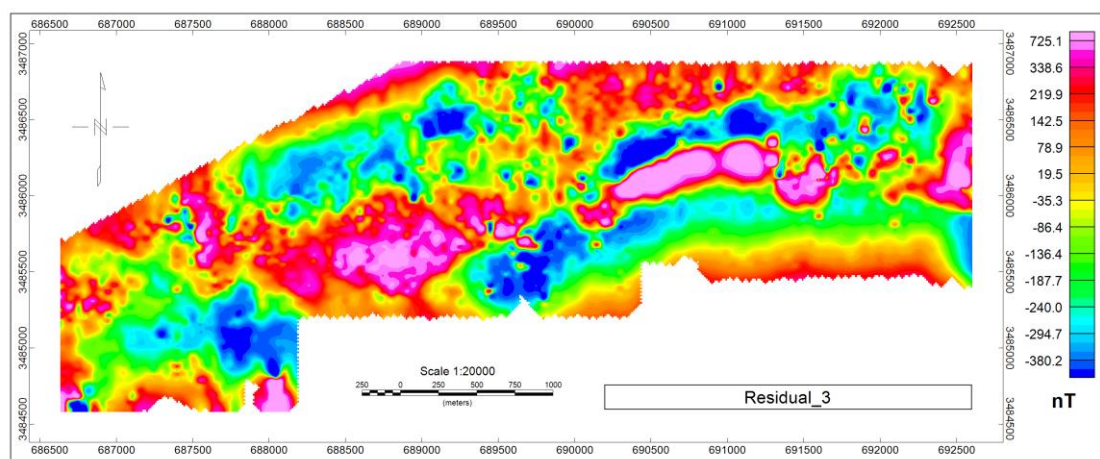
یکی از روش‌های برای تعیین اثرات ناحیه‌ای روش روند سطحی است. در این روش میدان ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده‌ای به وسیله روش کمترین مربعات تقریب زده می‌شود. روش روند سطحی با درجه ۱ و ۲ و ۳ روی داده‌های منطقه اعمال شد.



شکل ۴-۹: بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده حاصل از اعمال روند سطحی با درجه ۱ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۱۰: بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده حاصل از اعمال روند سطحی با درجه ۲ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

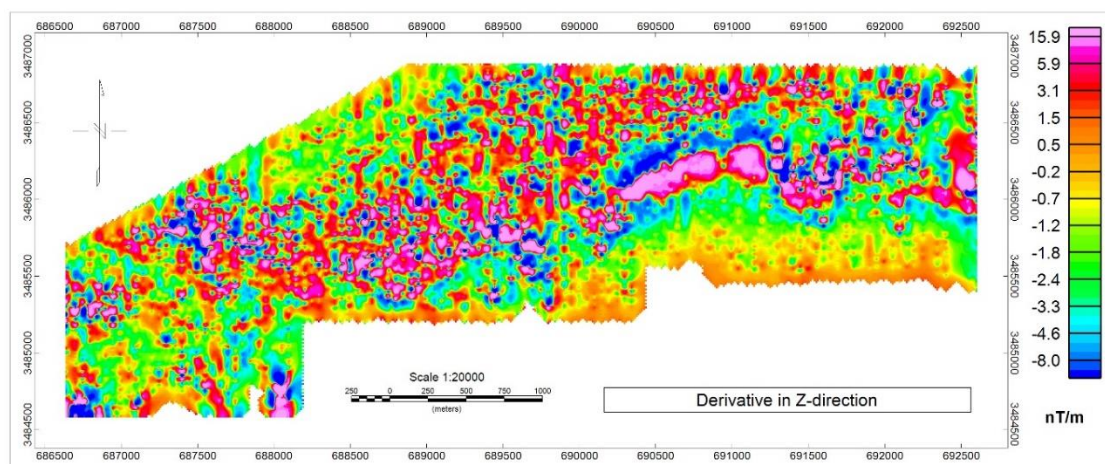


شکل ۴-۱۱: بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده حاصل از اعمال روند سطحی با درجه ۳ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۵-۵- نقشه مشتق قائم اول

فیلتر مشتق قائم عرض بی‌هنجاری‌ها را باریک‌تر و در نتیجه موقعیت توده‌ها را با دقت بیشتری مشخص می‌کند. در نقشه‌های حاصل از روش مشتقات قائم اثرات ناحیه‌ای به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش یافته و شدت مغناطیسی باقی‌مانده مربوط به بی‌هنجاری‌های سطحی بهتر نمایان می‌گردند. بی‌هنجاری‌های مشخص شده بر روی نقشه‌های مشتقات نسبت به بی‌هنجاری‌های مشخص شده بر روی نقشه بی‌هنجاری باقی‌مانده مقداری تغییر و جابه‌جایی داشته است که این به دلیل وجود نوفه در این فیلتر می‌باشد [Grant and West, 1965]. یکی از روش‌های حذف اثر ناحیه‌ای از داده‌های مغناطیس‌سنجی، استفاده از گرادیان‌های قائم است، این عمل با مشتق‌گیری از داده‌ها در جهت قائم امکان‌پذیر می‌باشد. این عمل باعث آشکارسازی بهتر اثر بی‌هنجاری‌های محلی در برابر بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای می‌شود.

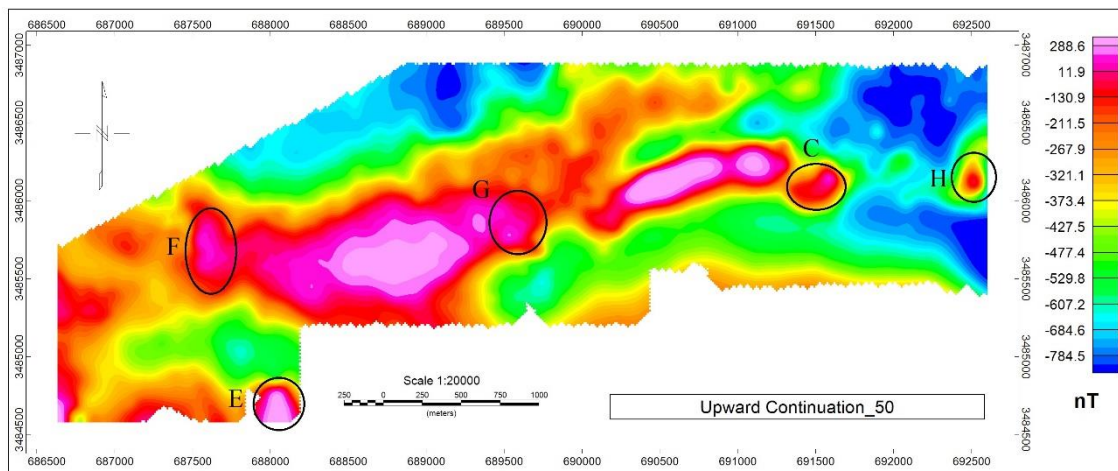
شکل (۴-۱۲) نقشه‌های مشتق اول در محدوده مورد مطالعه می‌باشد؛ که بیان‌گر بی‌هنجاری‌های سطحی مغناطیسی منطقه است که از روی نقشه برگردان به قطب تهیه شده است. بسیاری از بی‌هنجاری‌های دیده شده در نقشه‌های شدت کل و برگردان به قطب همچنان قابل مشاهده هستند، با این تفاوت که چون در نقشه اثر بی‌هنجاری‌های بزرگ بر روی بی‌هنجاری‌های کوچک‌تر از بین رفته است، بنابراین در این نقشه تفکیک توده‌ها دیده می‌شود.



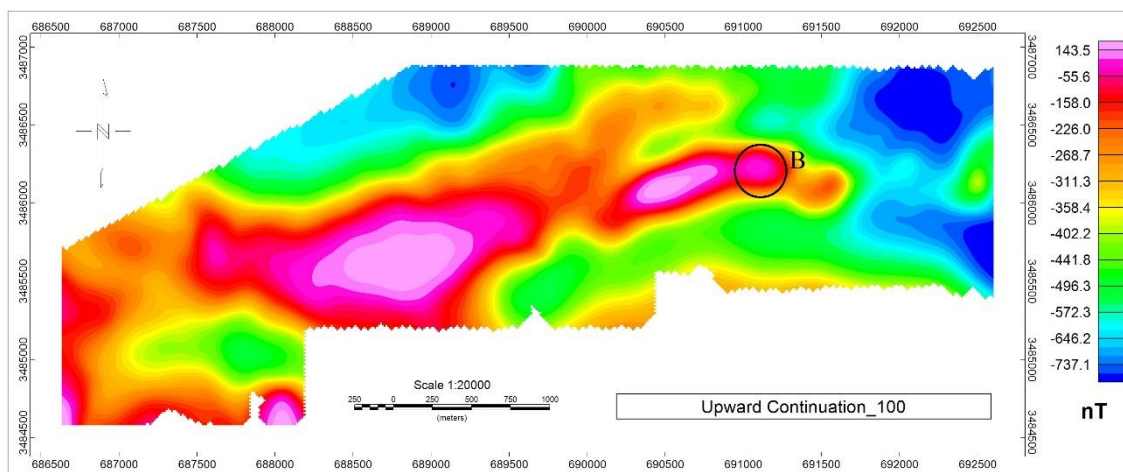
شکل ۴-۱۲: بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه یک روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۵-۶- نقشه‌های گسترش میدان مغناطیسی به سمت بالا (ادامه فراسو)

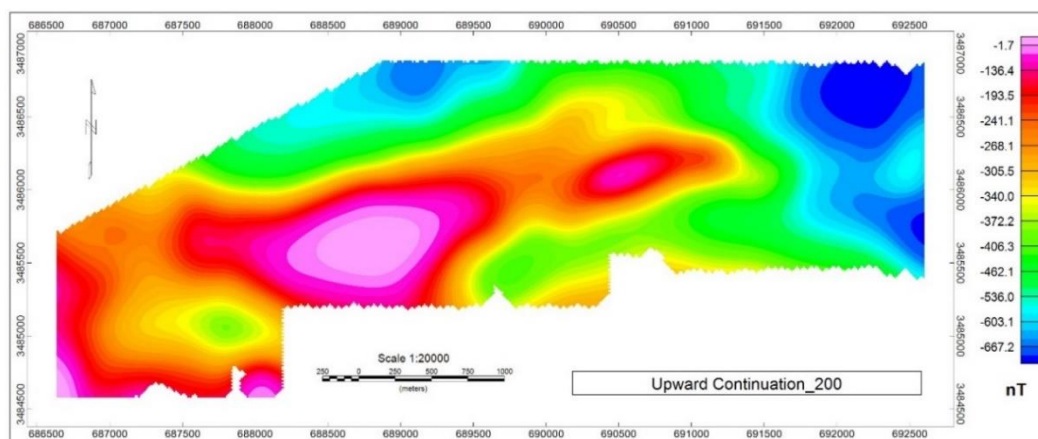
نقشه‌های ادامه فراسوی در مترهای ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰، ۶۰۰ و ۸۰۰ متر برای بی‌هنجاری منطقه مورد مطالعه تهیه شد. فیلتر ادامه فراسو یک فیلتر پایین‌گذر بوده و اثر بی‌هنجاری‌های سطحی را حذف و بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر را نگه می‌دارد. همان‌طور که در این نقشه‌ها دیده می‌شود به نظر می‌رسد اثر بی‌هنجاری‌های C، E، F، G و H در نقشه ادامه فراسوی ۵۰ متر کم شده و در نهایت از بین می‌رود؛ که نشان می‌دهد این بی‌هنجاری‌ها دارای عمق‌های کمی هستند. بی‌هنجاری B در نقشه فراسوی ۱۰۰ متری اثر آن کم شده و در ادامه فراسوی ۲۰۰ متر اثری از آن نیست. همچنین بی‌هنجاری A در ادامه فراسوی ۴۰۰ متر کاملاً محو می‌شود. در نقشه‌های ادامه فراسوی ۴۰۰ متر به بعد همه بی‌هنجاری‌ها به استثنا بی‌هنجاری D محو شده‌اند. این بی‌هنجاری نیز کم‌کم کوچک می‌شود. اما اثر آن تا نقشه فراسوی ۶۰۰ متری هم دیده می‌شود و در ۸۰۰ متری محو می‌شود که نشان از ژرف بودن این بی‌هنجاری دارد.



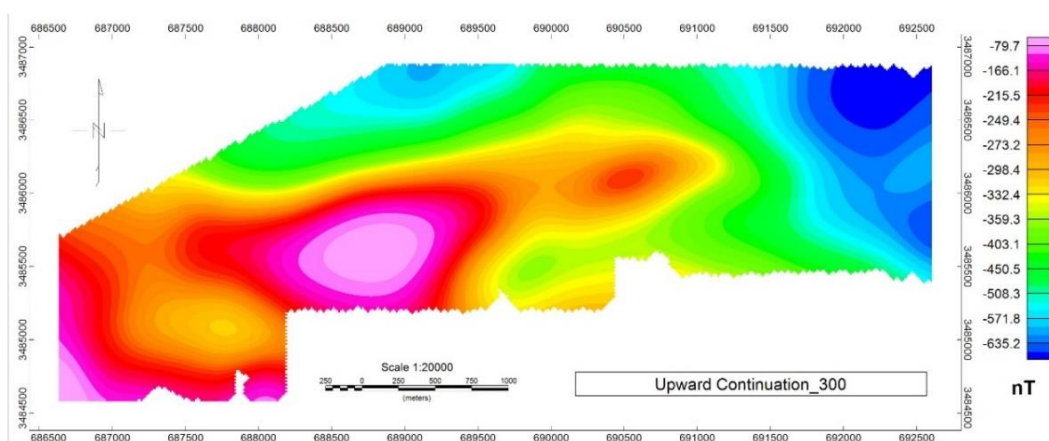
شکل ۴-۱۳: فیلتر ادامه فراسو ۵۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



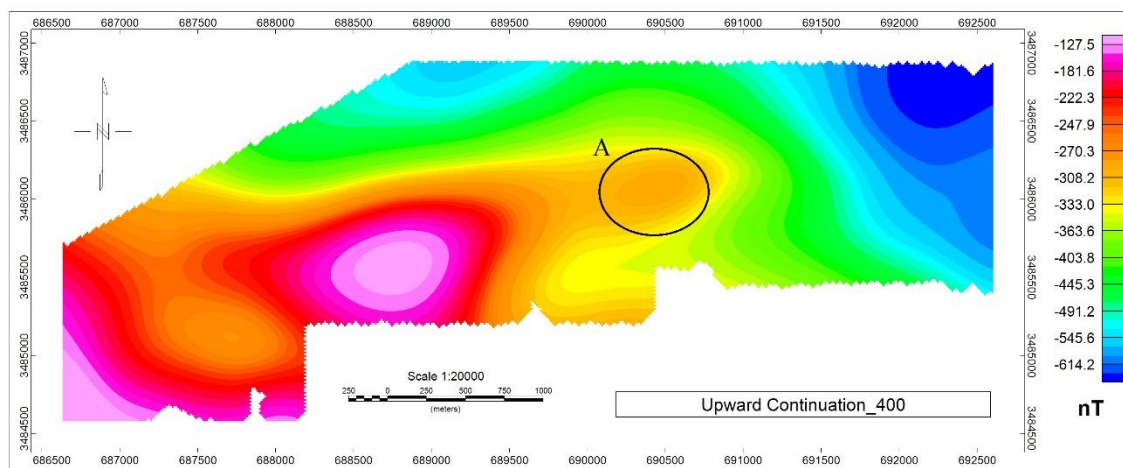
شکل ۴-۱۴: فیلتر ادامه فراسو ۱۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



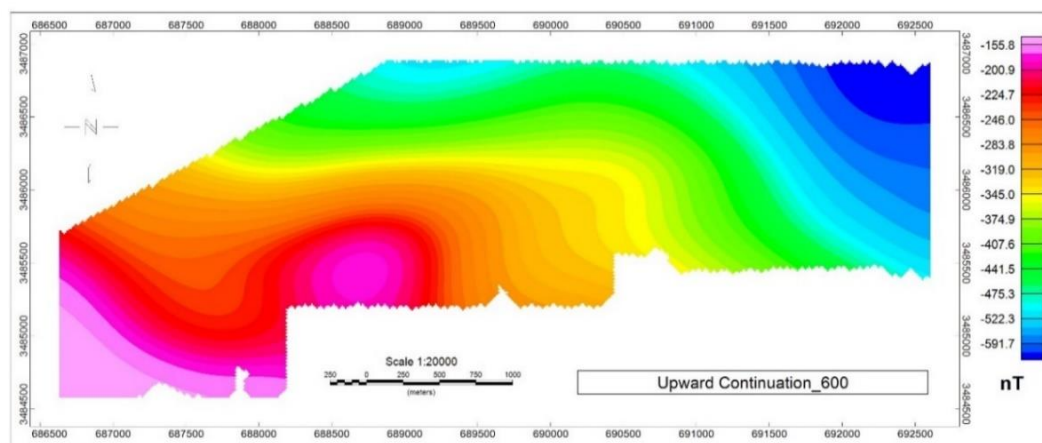
شکل ۴-۱۵: فیلتر ادامه فراسو ۲۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



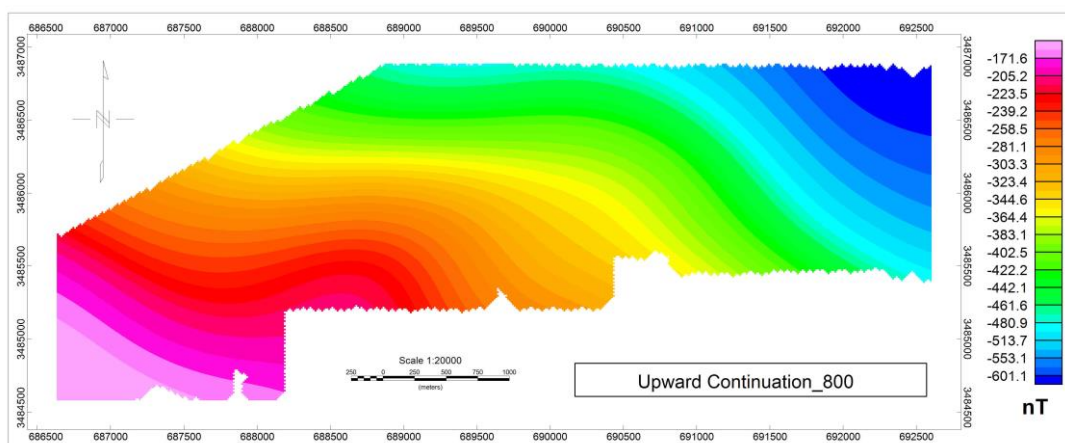
شکل ۴-۱۶: فیلتر ادامه فراسو ۳۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۱۷: فیلتر ادامه فراسو ۴۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۱۸: فیلتر ادامه فراسو ۶۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

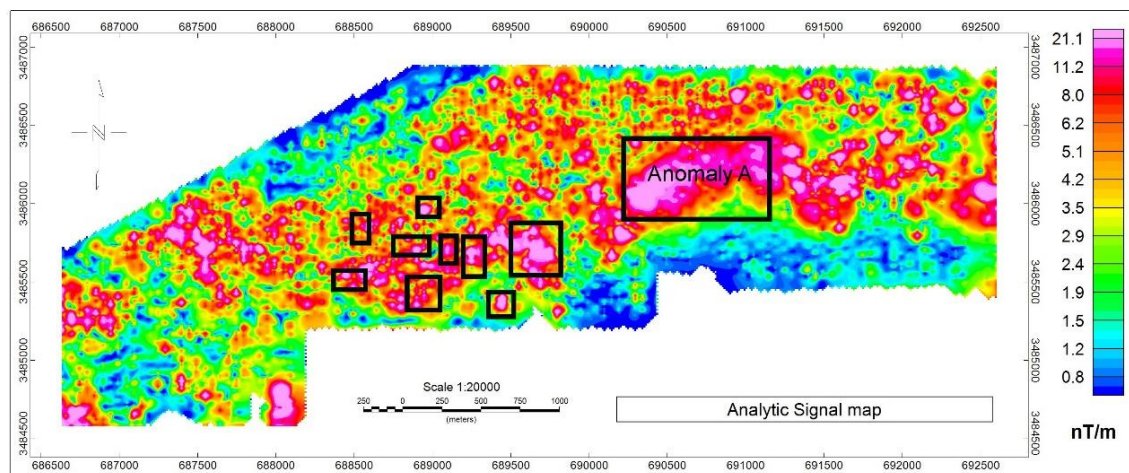


شکل ۴-۱۹: فیلتر ادامه فراسو ۸۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۵-۷- نقشه سیگنال تحلیلی

برای نمایش بهتر بدنه مغناطیسی و حذف اثر بی‌هنجاری‌های سطحی، از فیلتر سیگنال تحلیلی استفاده می‌شود. تئوری این روش براساس حذف نوفه با توجه به مشتق در جهات مختلف بیان می‌گردد. بدین صورت که با گرفتن مشتق در جهات مختلف اثر روند منطقه‌ای در سه جهت حذف می‌شود و اثر بی‌هنجاری‌های سطحی و غیر مرتبط با کانسار به طور بهتری حذف می‌شود. این نقشه، امکان تطابق بهتر لبه‌های بی‌هنجاری مغناطیسی را با محدوده محیطی کانسار به نمایش می‌گذارد؛ که بدین ترتیب گسترش طولی و عرضی کانسار را روی سطح زمین با دقت بیشتری نسبت به نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی نشان می‌دهد.

بی‌هنجاری‌های این نقشه با بی‌هنجاری‌های نقشه‌های برگردان به قطب و مشتق اول مطابقت دارد، ولی برخی از بی‌هنجاری‌های سطحی نقشه مشتق بر روی این نقشه شدت پایین‌تری دارند؛ که این امر می‌تواند به دلیل نوع عملکرد این فیلتر باشد.

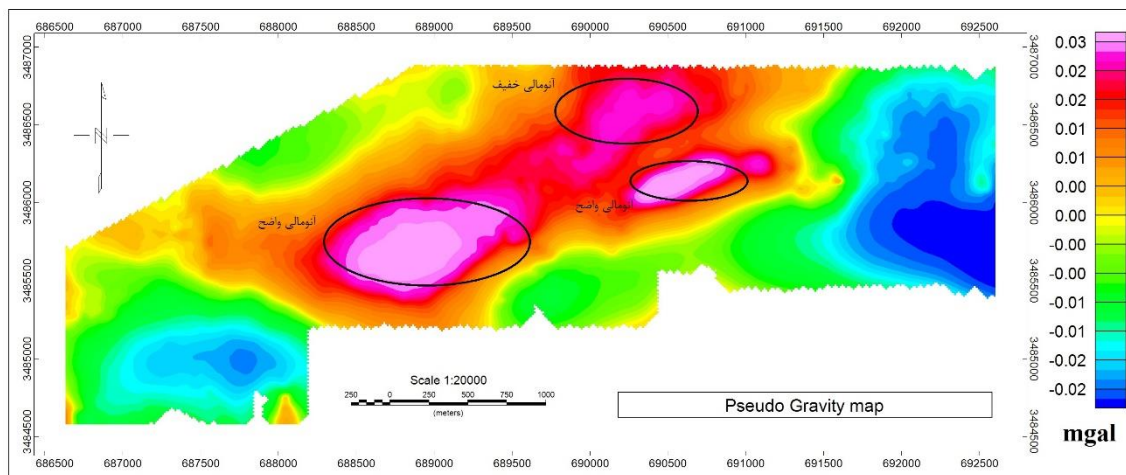


شکل ۴-۲۰: نقشه سیگنال تحلیلی محدوده مورد مطالعه

۴-۵-۸- نقشه شبه گرانی

نقشه شبه گرانی، بی‌هنجاری گرانی حاصل از توده مسبب بی‌هنجاری مغناطیسی را نشان می‌دهد؛ که دارای توزیع چگالی مشابهی با توزیع خودپذیری مغناطیسی می‌باشد. پس نقشه شبه گرانی معادل

با نقشه گرانی حاصل از پیکره مغناطیسی است. به عبارت دیگر مواد غیرمغناطیسی موجود در منطقه مورد مطالعه، هیچ تاثیری روی نقشه شبه گرانی ندارند. این نقشه در صورت تغییر نسبت خودپذیری مغناطیسی به چگالی مواد مغناطیسی معتبر نخواهد بود [Kearey et al., 2002]. تبدیل شبه گرانی در تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی یک عمل مفید می‌باشد؛ نه به این علت که باور داشته باشیم توزیع جرمی در واقع به توزیع مغناطیسی واقع در زیر اندازه‌گیری‌های مغناطیس مربوط می‌شود، بلکه چون بی‌هنجاری‌های گرانی برای تفسیر، آسان‌تر از بی‌هنجاری‌های مغناطیسی می‌باشد [Blakely, 1996]. همان‌طور که در شکل (۴-۲۱) دیده می‌شود دو بی‌هنجاری شاخص و یک بی‌هنجاری خفیف در نقشه شبه گرانی نمایان شده‌است؛ که دو بی‌هنجاری از این سه بی‌هنجاری در نقشه‌های باقی‌مانده برگردان به قطب و بقیه نقشه‌ها به خوبی مشخص شده است. بی‌هنجاری ضعیفی که در شمال این نقشه نشان داده شده است در نقشه‌های دیگر دیده نمی‌شود و ممکن است مربوط به سنگ‌هایی باشد که نسبت به محیط پیرامون خود خاصیت مغناطیسی و جرم مخصوص بیشتری داشته باشد. در نتیجه می‌توان گفت که این بی‌هنجاری اهمیت چندانی ندارد.



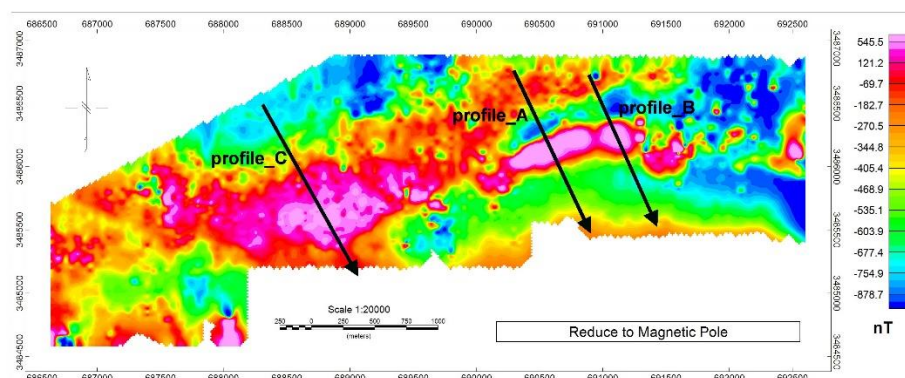
شکل ۴-۲۱: نقشه شبه گرانی محدوده مورد مطالعه

۴-۶- اعمال روش‌های Euler، ASA و NFG برای برآورد عمق بی‌هنجاری

برای بررسی داده‌های مغناطیسی منطقه تنگ حنار ابتدا داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار Oasis Montaj شبکه بندی شده سپس بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با استفاده از پروفیل‌هایی عمود بر امتداد بی‌هنجاری مورد بررسی قرار گرفته است. با مشخص کردن داده‌های مربوط به هر پروفیل داده‌ها را از میدان مغناطیسی منطقه‌ای که از IGRF بدست آمده‌اند، کم کرده و سپس گریدهای مورد نیاز بدست آمده است. در منطقه مورد بررسی میدان مغناطیسی منطقه‌ای ۴۷۰۰۰ نانوتسلا، زاویه میل مغناطیسی ۴۹/۵ درجه و زاویه انحراف ۳/۲ درجه است. با بررسی بی‌هنجاری‌های موجود در منطقه، سه پروفیل A، B و C با فاصله نمونه برداری ۵ متر انتخاب شد. مشخصات و شکل سه پروفیل مورد بررسی روی بی‌هنجاری در جدول (۴-۱) و شکل (۴-۲۲) مشخص شده است.

جدول ۴-۱: مشخصات طول و عرض جغرافیایی سه پروفیل A، B و C

نام پروفیل	نقطه شروع		نقطه پایان	
	طول	عرض	طول	عرض
A	۶۹۰۲۹۳	۶۹۰۸۱۹	۳۴۸۶۷۱۷	۳۴۸۵۵۵۶
B	۶۹۰۸۶۳	۶۹۱۳۹۰	۳۴۸۶۷۶۰	۳۴۸۵۶۲۷
C	۶۸۸۴۴۴	۶۸۸۹۹۹	۳۴۸۶۴۴۳	۳۴۸۵۲۱۸

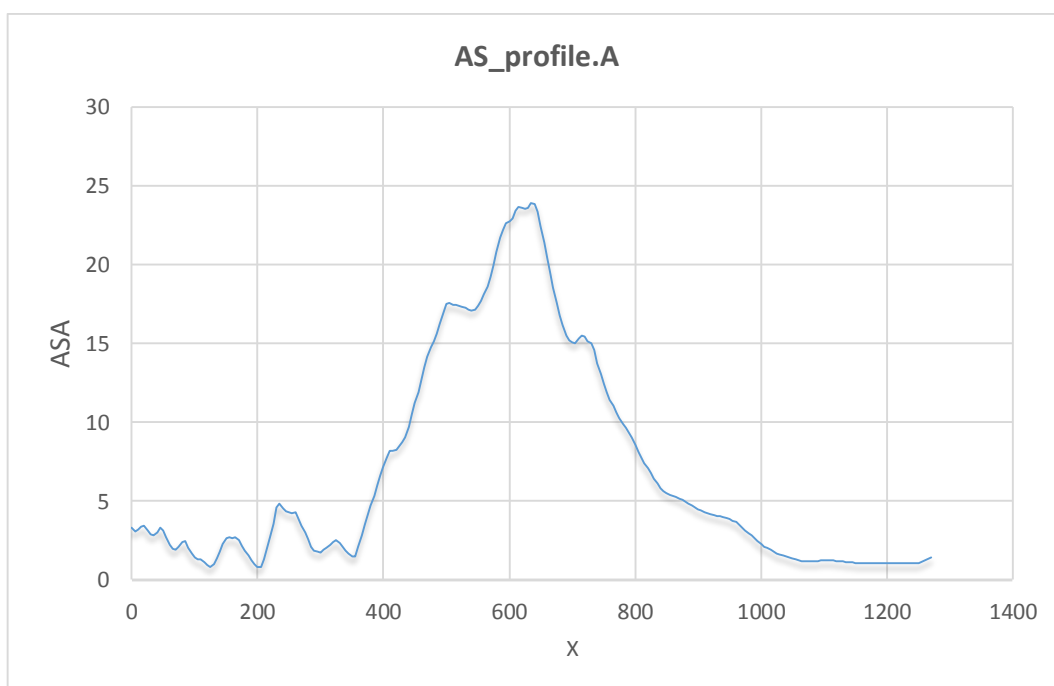


شکل ۴-۲۲: نمایش پروفیل‌های A، B و C روی نقشه برگردان به قطب

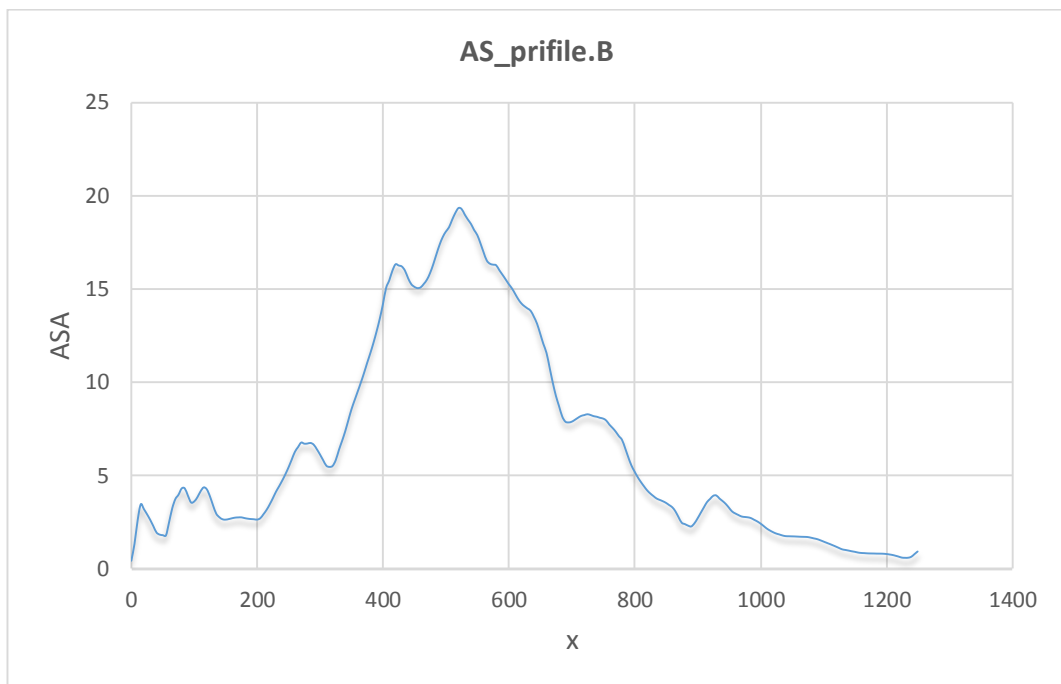
۴-۷- اعمال روش سیگنال تحلیلی روی داده‌های واقعی

از آنجا که درجه تفکیک‌پذیری و میزان دقت روش سیگنال تحلیلی به کیفیت داده‌های مغناطیسی بستگی دارد و داده‌های واقعی با نوفه همراه‌اند و با توجه به این که اساس روش سیگنال تحلیلی مشتق‌گیری است و فرآیند مشتق‌گیری دامنه نوفه‌ها را تقویت می‌کند، بنابراین برای کاهش اثر نوفه‌ها از فیلتر ادامه فراسوی ۲ تا ۵ متری استفاده شده است.

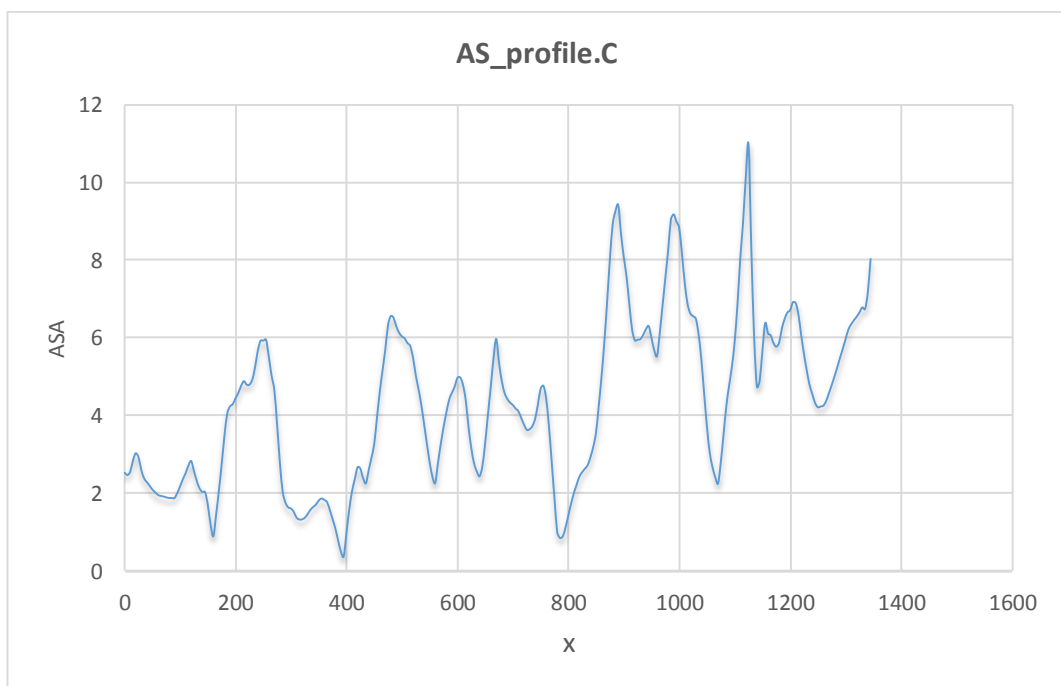
برآورد عمق با استفاده از روش سیگنال تحلیلی روی پروفیل‌هایی عمود بر امتداد بی‌هنجاری‌های منطقه صورت گرفته است. با فرضیات بیان شده در قسمت قبل، روی ۳ پروفیل برآورد عمق صورت گرفت؛ که نتایج آن در جدول (۴-۲) نشان داده شده است.



شکل ۴-۲: نمودار سیگنال تحلیلی پروفیل A



شکل ۴-۲۴: نمودار سیگنال تحلیلی پروفیل B



شکل ۴-۲۵: نمودار سیگنال تحلیلی پروفیل C

جدول ۴-۲: نتایج تخمین عمق به روش سیگنال تحلیلی بر روی سه پروفیل A، B و C

عمق تخمینی	پروفیل
۹۵	A
۱۱۴	B
۱۴۳	C

با توجه به تخمین عمق صورت گرفته با استفاده از روش سیگنال تحلیلی عمق بالای بی‌هنجاری مورد نظر در پروفیل A، ۹۵ متر و مکان افقی در نقطه (۵۸۳،۰) متر بدست آمد. همچنین برای دو پروفیل B و C عمق ۱۱۴ و ۱۴۳ متر بدست آمد و توده در مکان افقی (۵۲۰،۰) و (۷۷۳،۰) قرار دارد. همچنین روش گرادیان افقی سیگنال تحلیلی بر روی سه پروفیل A، B و C اعمال گردید که نتایج آن در جدول (۴-۳) نشان داده شده است.

جدول ۴-۳: نتایج تخمین عمق به روش گرادیان افقی سیگنال تحلیلی بر روی سه پروفیل A، B و C

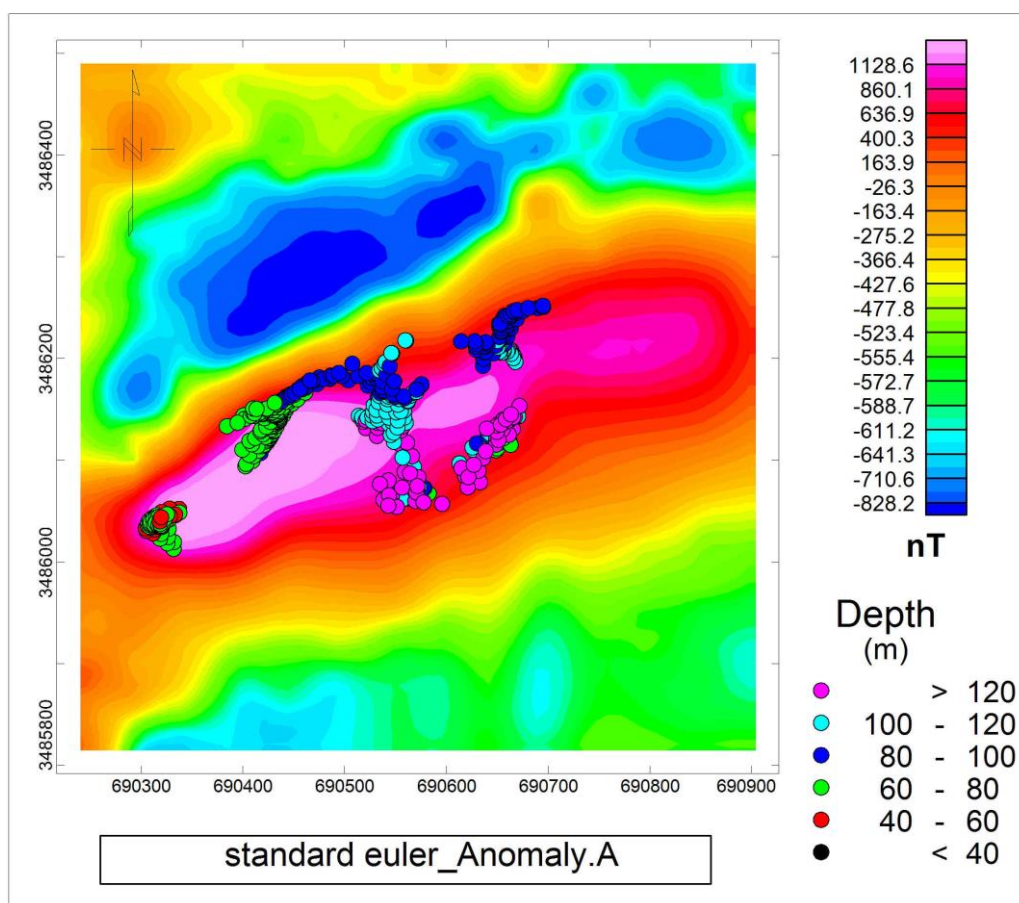
عمق تخمینی	پروفیل
۹۹	A
۱۲۰	B
۷۵	C

۴-۸- اعمال روش واهمامیخت اویلر روی داده‌های واقعی

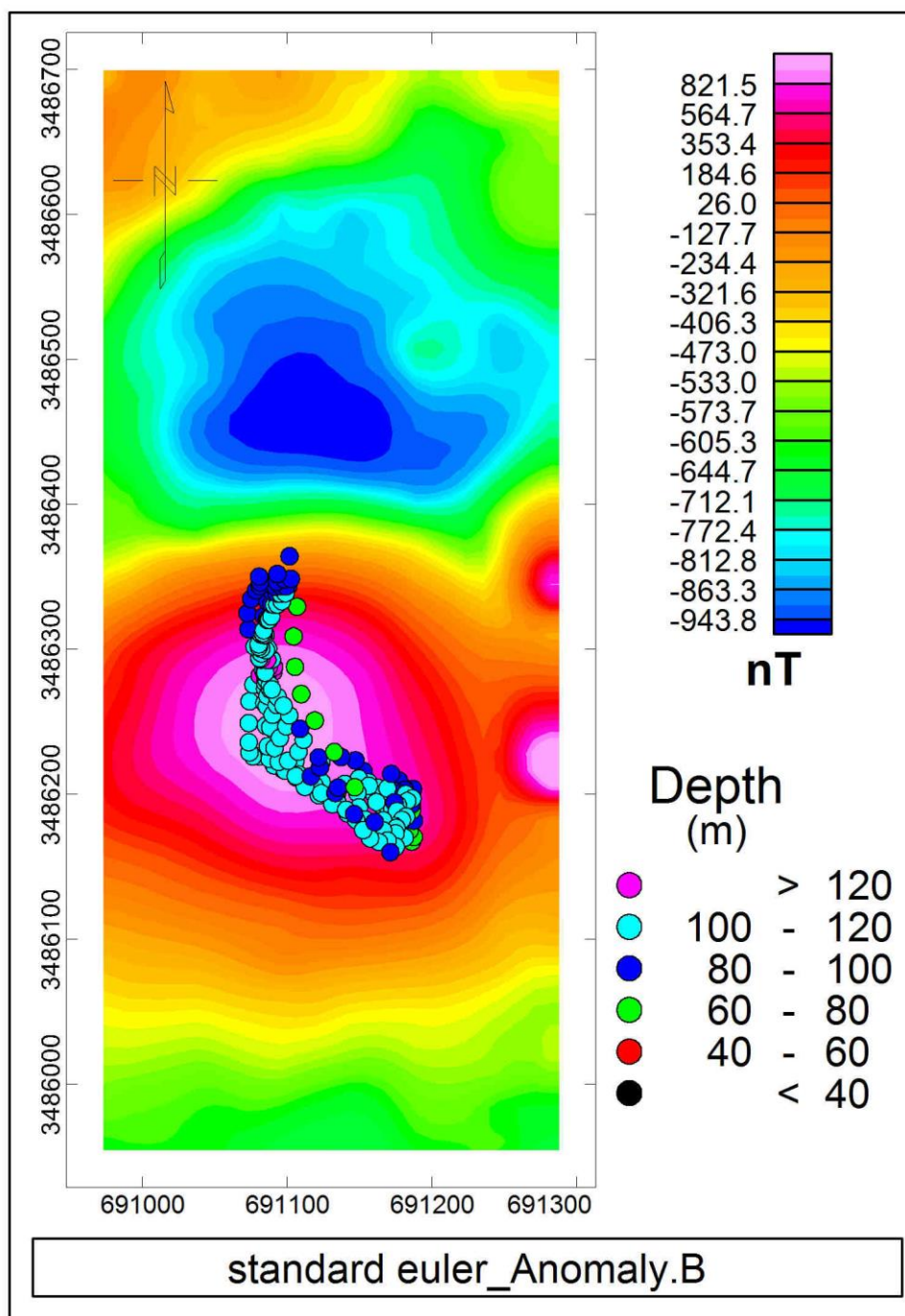
تخمین عمق بی‌هنجاری منطقه همانند روش سیگنال تحلیلی بر روی سه پروفیل موجود با دو روش اویلر استاندارد و مکانی بررسی شد.

۴-۸-۱- روش اویلر استاندارد

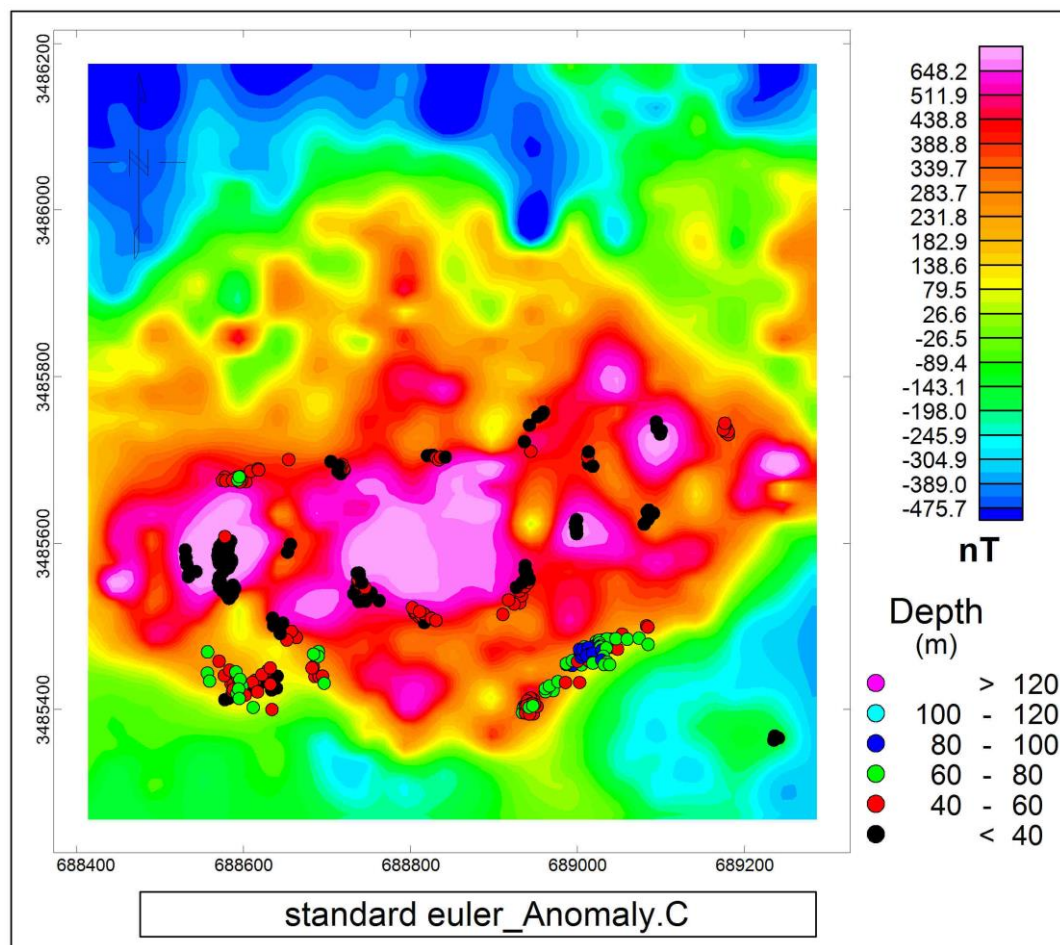
روش اویلر استاندارد با در نظر گرفتن اندازه پنجره بهینه و شاخص ساختاری مناسب بر روی سه بی‌هنجاری A، B و C اعمال شد که نتایج تخمین عمق در شکل‌های (۴-۲۶)، (۴-۲۷) و (۴-۲۸) نشان داده شده است. برای بی‌هنجاری A عمق ۶۰-۱۰۰ متر، برای پروفیل B عمق ۸۰-۱۲۰ و برای بی‌هنجاری C عمق ۳۰-۶۰ متر تخمین زده شد.



شکل ۴-۲۶: نتیجه تخمین عمق اویلر استاندارد بر روی بی‌هنجاری A



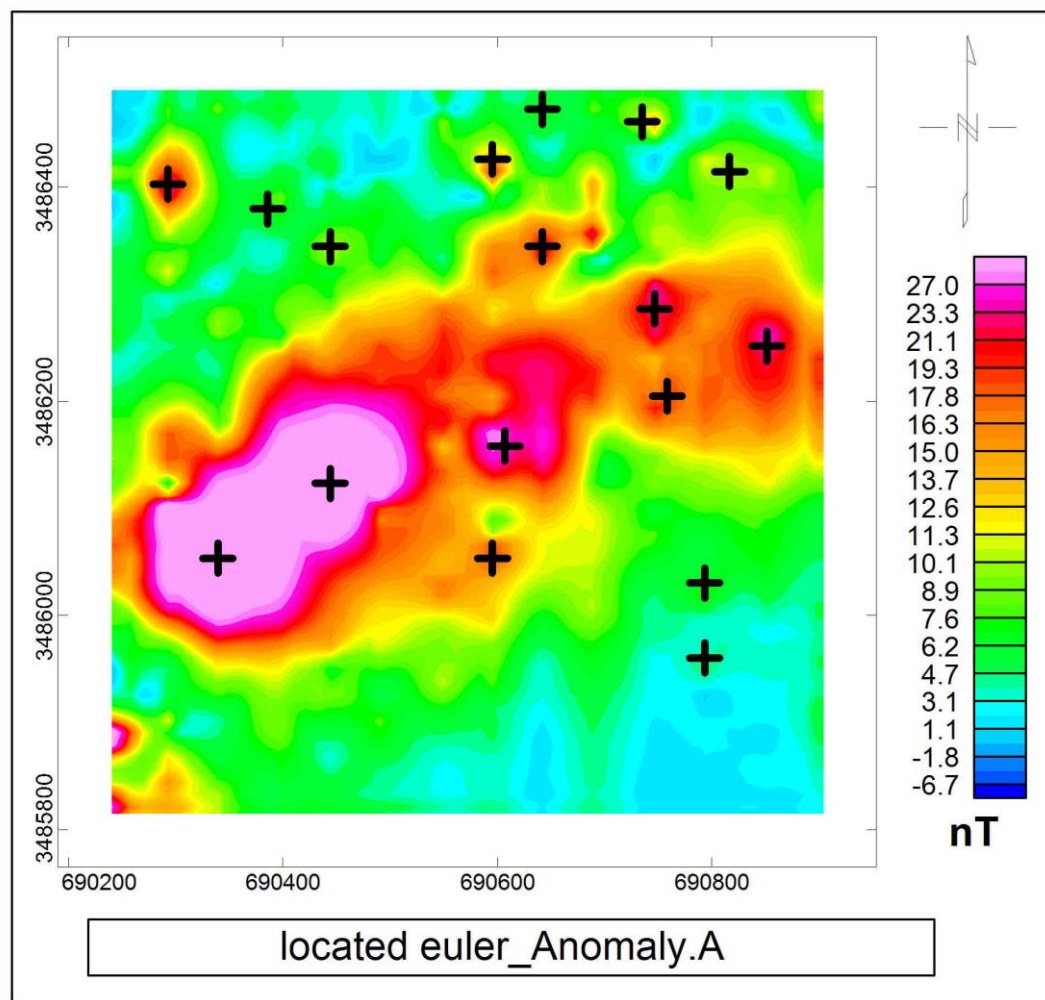
شکل ۴-۲۷: نتیجه تخمین عمق اویلر استاندارد بر روی بی‌هنجاری B



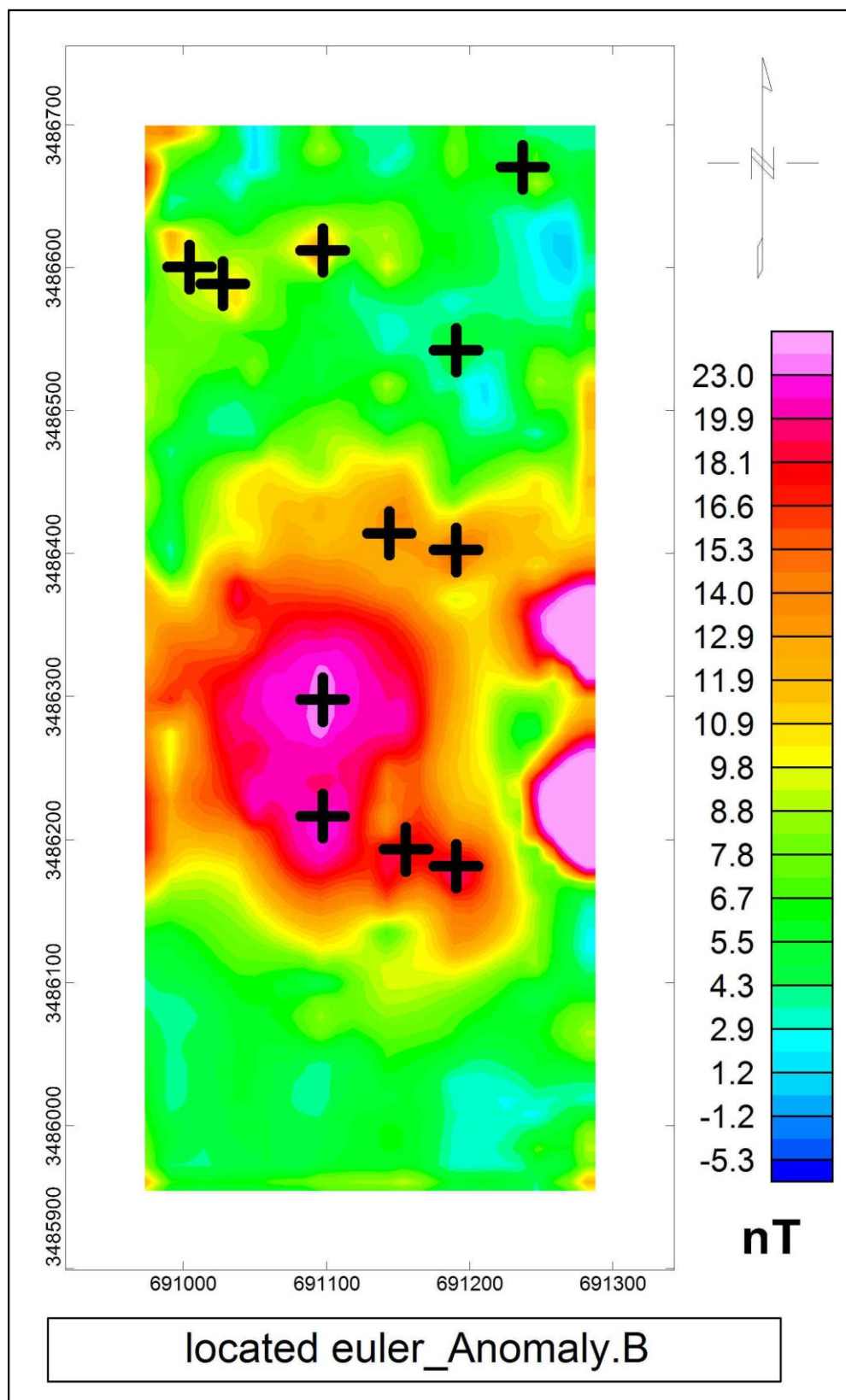
شکل ۴-۲۸: نتیجه تخمین عمق اویلر استاندارد بر روی بی‌هنجاری C

۴-۸-۲- روش اویلر محلی

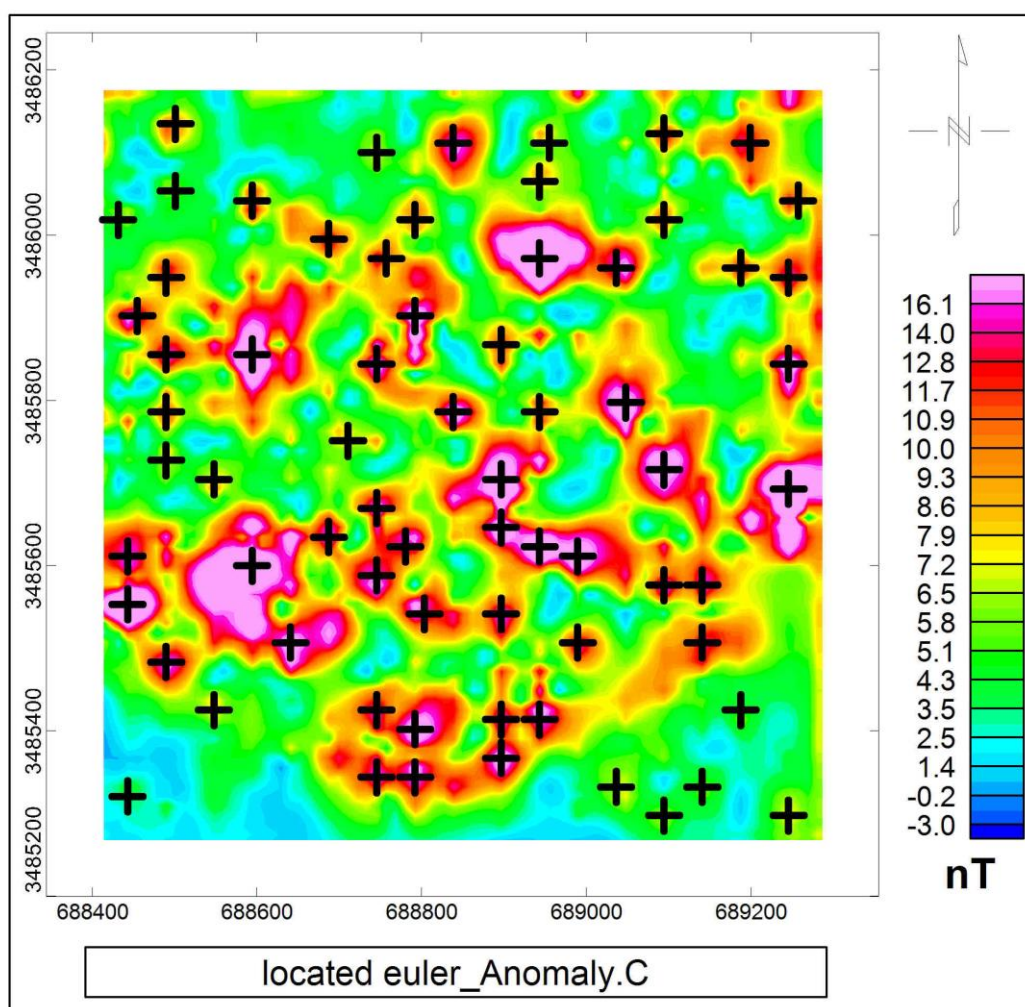
در روش اویلر محلی ابتدا بیشینه‌های سیگنال تحلیلی مشخص می‌شود و عملیات اویلر بر روی این بیشینه‌ها انجام می‌گیرد. سپس با داشتن ضریب ساختار، عمق تقریبی توده مورد نظر تخمین زده می‌شود. این روش بر روی سه پروفیل موجود A، B و C اعمال شد که نتایج مربوط به هر پروفیل در شکل‌های (۴-۲۹) تا (۴-۳۱) نشان داده شده است.



شکل ۴-۲۹: تخمین عمق اویلر محلی بر روی بی‌هنجاری A



شکل ۴-۳۰: تخمین عمق اویلر محلی بر روی بی‌هنجاری B



شکل ۴-۳: تخمین عمق اویلر محلی بر روی بی‌هنجاری C

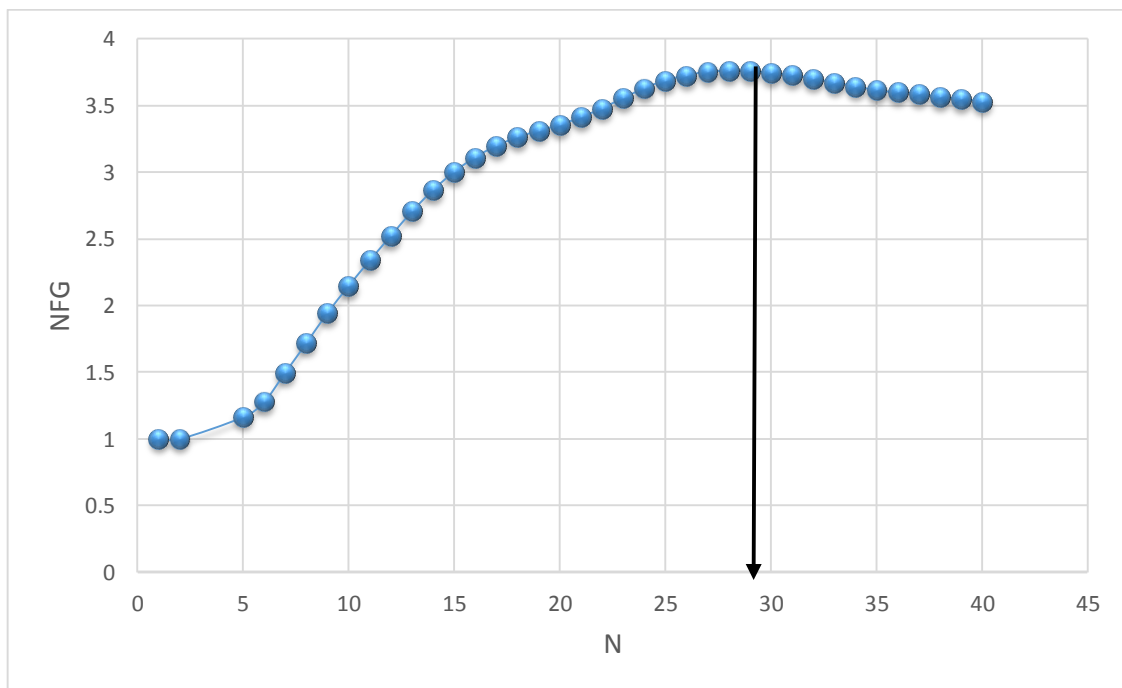
نتایج مربوط به تخمین عمق به روش اویلر مکانی بر روی سه بی‌هنجاری منطقه در جدول (۴-۴) نشان داد شده است.

جدول ۴-۴: نتایج عددی روش اویلر محلی بر روی سه بی‌هنجاری A، B و C

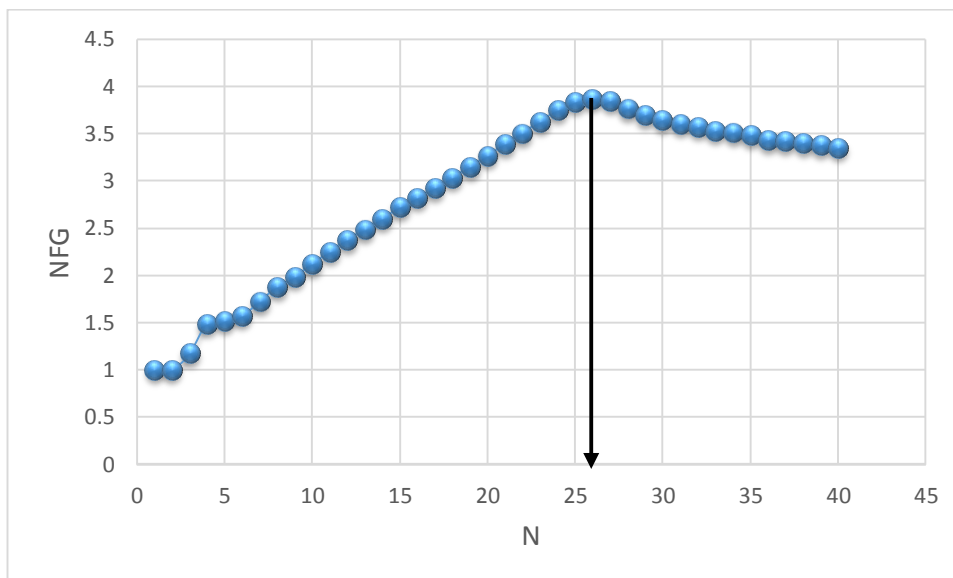
عمق تخمینی	پروفیل
۹۵	A
۱۰۰	B
۵۹	C

۹-۴- اعمال روش گرادیان کل نرمال روی داده‌های واقعی

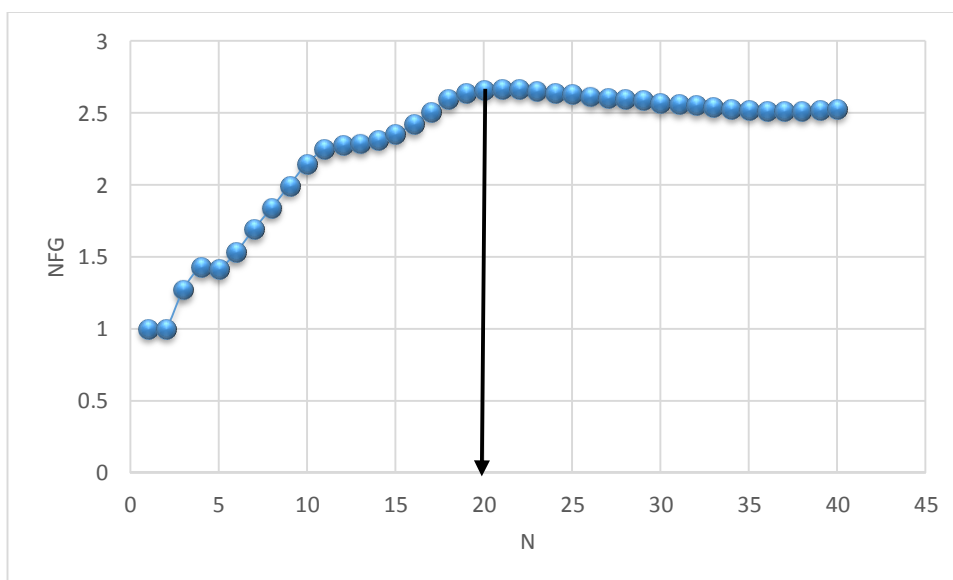
برای اعمال روش NFG بر روی داده‌های مغناطیسی مربوط به پروفیل‌های A، B و C، ابتدا داده‌ها منظم‌سازی شدند. سپس برای تعیین مقدار بهینه جملات هارمونیک، نمودار تغییرات مقادیر بیشینه گرادیان کل نرمال را نسبت به جملات هارمونیک رسم گردید و اولین بیشینه نسبی روی این نمودار متناظر با عدد هارمونیک بهینه می‌باشد. شکل‌های (۴-۳۲) و (۴-۳۳) و (۴-۳۴) نمودار تغییرات گرادیان کل نرمال بر حسب تعداد جملات هارمونیک N را برای پروفیل‌های A، B و C نشان می‌دهند؛ که مقدار N بهینه برای پروفیل‌های A، B و C به ترتیب ۲۹، ۲۶ و ۲۰ می‌باشد.



شکل ۴-۳۲: نمودار تغییرات مقدار گرادیان کل نرمال نسبت به تعداد مختلف جملات هارمونیک پروفیل A

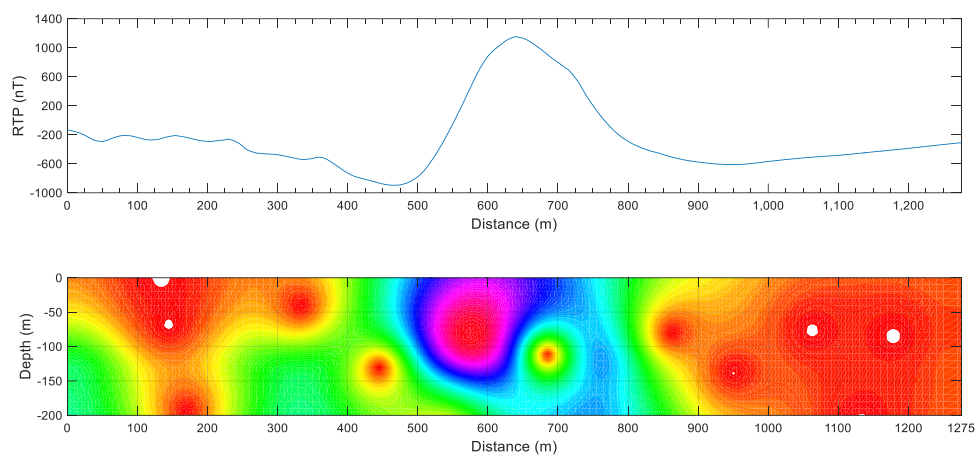


شکل ۴-۳۳: نمودار تغییرات مقدار گرادیان کل نرمال نسبت به تعداد مختلف جملات هارمونیک پروفیل B

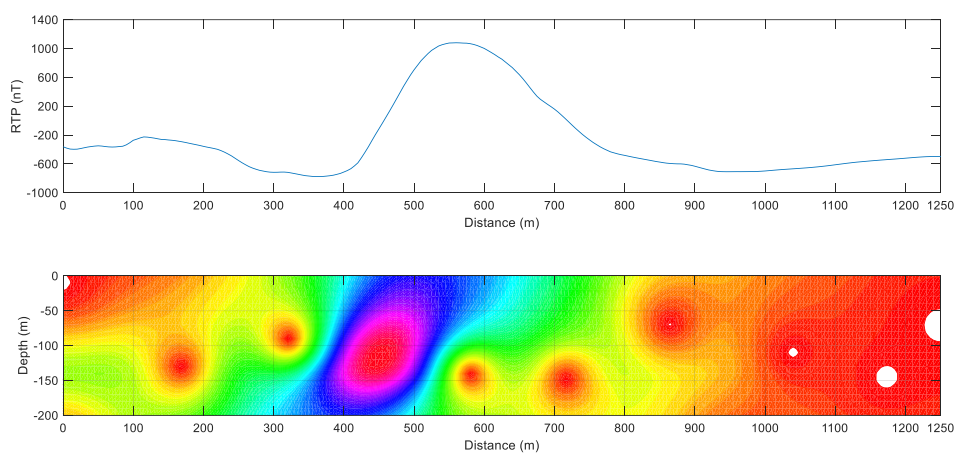


شکل ۴-۳۴: نمودار تغییرات مقدار گرادیان کل نرمال نسبت به تعداد مختلف جملات هارمونیک پروفیل C

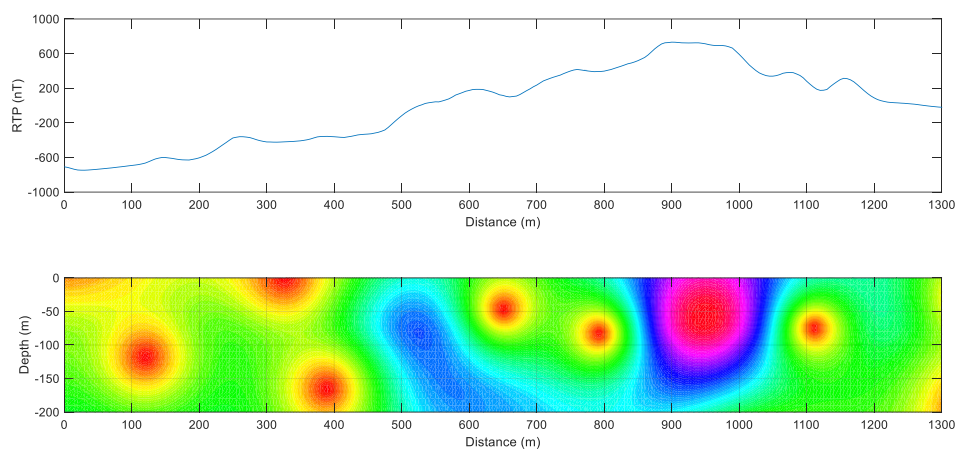
پس از پیدا کردن مقدار بهینه تعداد جملات هارمونیک به روش بیشینه نسبی برای سه پروفیل A، B و C، مقاطع حاصل از آن‌ها مطابق شکل‌های (۴-۳۵) و (۴-۳۶) و (۴-۳۷) رسم گردید.



شکل ۴-۳۵: مقطع دوبعدی مقادیر گرادیان کل نرمال داده‌های مغناطیس پروفیل A (N=29)



شکل ۴-۳۶: مقطع دوبعدی مقادیر گرادیان کل نرمال داده‌های مغناطیس پروفیل B (N=26)



شکل ۴-۳۷: مقطع دوبعدی مقادیر گرادیان کل نرمال داده‌های مغناطیس پروفیل C (N=20)

مطابق شکل‌های بالا مقادیر گرادیان کل نرمال برای هر پروفیل مشخص شده است. برای پروفیل A عمق مرکز ۸۰ متری و مکان افقی نیز در (۵۸۵,۰) قرار دارد. همچنین برای پروفیل‌های B و C عمق‌های تقریبی ۱۰۵ متر ۶۰ متر و مکان افقی (۴۷۵,۰) و (۹۴۰,۰) بدست آمد.

فصل پنجم

نتیجہ گیری و پیشہادات

۵-۱- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

روش مغناطیس‌سنجی مهم‌ترین روش اکتشاف سنگ آهن می‌باشد. در این تحقیق از روش‌های کیفی و کمی برای پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس‌زمینی برداشت شده در منطقه معدنی تنگ حنار در استان خراسان جنوبی استفاده شده است. نتایج بدست آمده از کاربرد روش‌های مختلف نشان می‌دهد که بیشتر فیلترهای استفاده شده برای جداسازی بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده در منطقه مورد نظر کارایی خوبی داشته‌اند. با توجه به نقشه‌های شدت میدان مغناطیسی منطقه و همچنین با استفاده از اعمال فیلترهای روندسطحی، برگردان به قطب، ادامه فراسو، شبه گرانی و سیگنال تحلیلی روی داده‌های مغناطیسی چندین بی‌هنجاری در منطقه مشخص شد. با بررسی این نقشه‌ها معلوم شد که بی‌هنجاری A بی‌هنجاری اصلی منطقه بوده و احتمال دارد تا عمق حدود ۳۰۰ متری گسترش داشته باشد.

از مهم‌ترین پارامترهایی که در تجزیه و تحلیل داده‌ای ژئوفیزیکی مورد بررسی قرار می‌گیرد، عمق بی‌هنجاری‌های موجود است. برای تفسیر کمی از روش‌های اوپلر، سیگنال تحلیلی و گرادیان کل نرمال در این تحقیق استفاده شد.

روش اوپلر روشی سریع برای یافتن عمق بی‌هنجاری است و انتخاب شاخص ساختاری و اندازه پنجره اوپلر بر روی نتایج تأثیر بسزایی دارد.

برای استفاده بهینه از روش اوپلر اطلاعات زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی بسیار تعیین کننده است. چون نتایج روش اوپلر به انتخاب دقیق شاخص ساختاری وابسته است.

روش اوپلر در همه نقاط منطقه مورد بررسی تخمین عمق انجام می‌دهد و دید خوبی از عمق بی‌هنجاری‌های موجود می‌دهد.

دو مشکل اساسی که در روش اوپلر وجود دارد یکی نیاز به شناخت توده زیر سطحی و دیگری نوفه‌های فرکانس بالا می‌باشد.

مزیت عمده استفاده از روش سیگنال تحلیلی برای تعیین پارامترهای منشأ مغناطیسی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، مستقل بودن شکل دامنه سیگنال تحلیلی از پارامترهای جهت دار مانند جهت مغناطیدگی و شیب منشأ است. استفاده از ضریب دامنه برای برآورد عمق می‌تواند تفسیر داده‌های مغناطیسی را آسان‌تر کند. با استفاده از روش سیگنال تحلیلی می‌توان مکان، عمق و گوشه‌های بی‌هنجاری را برآورد کرد.

کاربرد موفقیت آمیز روش سیگنال تحلیلی بر روی دو مدل با هندسه و شرایط مختلف، حاکی از کارایی و دقت بالای این روش تخمین عمق است. با این حال مشکل این روش وابسته بودن نتایج آن به نوع منبع مولد بی‌هنجاری است و در صورتی که همانند مثال‌های مصنوعی هندسه توده مشخص باشد، نتایج تخمین عمق قابل اعتماد است.

با استفاده از روش گرادیان کامل نرمال شده، مرز تقریبی با زمینه و عمق مرکز و بالای توده مشخص می‌شود. یکی از مهم‌ترین پارامترها در به کارگیری این روش، انتخاب صحیح عدد هارمونیک است که با استفاده از منحنی عدد هماهنگ بیشینه‌ی NFG مشخص می‌شود. برای رسیدن به جواب مناسب‌تر، لازم است که طول پروفیل نسبت به عمق بالای توده به اندازه کافی بزرگ (۱۰ تا ۱۳ برابر) انتخاب شود. این روش برای مدل‌های مصنوعی نوفه‌دار و بدون نوفه آزمایش شد و نتایج رضایت بخش و مناسب بوده است. این روش روی داده‌های سنگ آهن تنگ حنار نیز استفاده شد و خروجی حاصل از روش حاکی از این است که توده مورد نظر دارای عمقی در حدود ۶۰ تا ۱۰۰ متر می‌باشد.

نتایج حاصل از روش گرادیان کل نرمال نشان می‌دهد که روشی موثر برای آشکار نمودن بی‌هنجاری‌های مغناطیسی است. انجام این عمل بستگی به انتخاب بهینه پارامترهای لازم برای محاسبه NFG دارد. بهترین نتیجه زمانی حاصل می‌شود که شبکه اندازه‌گیری داده‌های مورد استفاده منظم و در سطح وسیع و با دقت بالا صورت پذیرد.

نتایج مربوط به تخمین عمق برای داده‌های مغناطیسی مربوط به محدوده تنگ حنار نشان می‌دهد که عمق جسم بی‌هنجار روی پروفیل A در حدود ۶۰ تا ۱۰۰ متری سطح زمین بوده و به طور متوسط عمقی حدود ۹۵ متر را می‌توان برآورد کرد. به همین صورت بی‌هنجاری B دارای عمقی حدود ۸۰ الی ۱۱۴ و بی‌هنجاری C از ۵۸ متری تا ۱۴۳ متر گزارش شده است.

۵-۲- پیشنهادات

با توجه به بررسی‌های انجام گرفته، در روش اویلر اگر مقدار شاخص ساختاری به خوبی تخمین زده شود بهترین روش برای تخمین عمق می‌باشد. پیشنهاد می‌شود برای انتخاب شاخص ساختاری مناسب قبل از استفاده از روش اویلر با استفاده از روش مشتق افقی سیگنال تحلیلی یا روش ترکیبی اویلر و سیگنال تحلیلی شاخص ساختاری محاسبه شود.

منابع و مآخذ

آقاجانی، ح. (۱۳۸۸)، رساله دکترا "بررسی قابلیت روش گرادیان کل نرمال داده‌های گرانی در تعیین پتانسیل هیدروکربوری تله‌های نفتی"، دانشکده‌ی مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رضایی م، (۱۳۸۰) "زمین‌شناسی نفت" انتشارات علوی"، ۴۷۳

علمدار، ک. و انصاری، ع.، (۱۳۹۰) "استفاده از معادله همگن اوایلر در تخمین عمق ناهنجاری‌های میدان پتانسیل" نشریه علمی-پژوهشی معدن، شماره ۱۳، دوره ششم، صفحه ۲۱-۳۳.

کامکار روحانی، ا. و بیکی، م.، (۱۳۸۸)، "پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس هوایی به‌منظور پی‌جویی ذخایر کرومیت در منطقه سبزوار" مجله ژئوفیزیک و فضا، دوره ۳۵، شماره ۳، ۱۳۸۸، صفحه ۱۳ تا ۳۴.

کلاگری، ع ا، (۱۳۷۱)، "اصول اکتشافات ژئوفیزیکی"، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تبریز، صفحه ۱۸۰.

گزارش زمین‌شناسی در آنومالی‌های سنگ آهن ایران مرکزی، محدوده آنومالی حنار جنوب بیرجند، ۱۳۹۳

مرادزاده، ع. و دولتی‌ارده‌جانی، ف.، (۱۳۸۵) "تفسیر داده‌های مغناطیسی ذخیره آهن اجت‌آباد، شمال شرق سمنان" مجله ژئوفیزیک ایران، بهار ۸۸، سال هجدهم، شماره ۷۱، صفحه ۶۳-۶۸.

نیک‌بخش، م. و مشین‌چی م.، (۱۳۹۰) "تعیین عمق و نیم‌پهنای صفحه شیب دار از پتانسیل خودزا با استفاده از روش میانگین متحرک ثانویه با کاربرد منحنی‌های پنجره ای" مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۵، شماره ۲، ۱۳۹۰، صفحه ۸۶-۹۶.

Aghajani H., Moradzadeh A. and Zeng H., (2009) "Normalizd full gradient of gravity anomaly method and its application to the mobrun sulfide body: Canada" **World Applied Science Journal**, 6(3), 392-400.

Ardestani V. E., (2004), "Detection of near-surface anomalies through 2-D normalized full gradient of gravity data" **J. Earth & Space Physics**, 30(2), 1-6.

Barbosa V. C. F., Silva J. B. C. and Medeiros W. E., (2008), "Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution" **Geophysics**, 64, p. 48–60, 1999.

Bastani M. and Pedersen L. B., (2001), "Automatic interpretation of magnetic dikes parameters using the analytic signal technique" **Geophysics**, 66, 551–561.

Berezkin V. M., (1988), "Full gradient method in geophysical prospecting" Nedra Publishing House, (in Russian).

Berezkin V.M. and Buketov A.P. (1965), "Application of the Harmonical Analysis for the Interpretation of Gravity Data" *Applied Geophys.*46, 161-166 (in Russian).

Berezkin W. M. (1967), "Application of the full vertical gravity gradient to determination to sources causing gravity anomalies (in Russian)" **Expl. Geopys**, 18, 69-76.

Berezkin W. M. (1973), "Application of gravity exploration to reconnaissance of oil and gas reservoir (in Russian)" Neda Publishing House Russia.

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

Blakely R. J., (1996), "**Potential Theory in Gravity and Magnetic Application**", Cambridge University Press, 441 pp.

Claerbout J. F., (1988), "Fundamentals of geophysical data processing with applications to petroleum prospecting, Blackwell Scientific Publications". United States: N. p., 1976.

Cooper G. R. and Cowan D. R. (2004), "**Filtering using variable order vertical derivative**", *Computers and Geoscience*,. Volume 30, Issue 5, June, Pages 455-459.

Cooper G. R. J. and Cowon D. R. (2006), "Enhancing potential field data using filters based on the local phase" **Computers & Geoscience**, 32(10), 1585-1591.

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

Dondurur D., (2005), "Depth estimates for slingram electromagnetic anomalies from dipping sheet-like bodies by the normalized full gradient method", **Pure and Applied**

Geophysics, 162, 2179-2195.

FitzGerald D., Reid A; and McInemey P. (2004), "New discrimination technique for Euler deconvolution" **Computers and Geosciences**, 30, 461-469.

Flis, M. Hawke, Ph and McMillan, A., (1988), "The application of multifrequency airborne electromagnetics to iron ore exploration" **Exploration Geophysics**, 29(6/2), 251-258.

Grant F.S. and West G.F.(1965), "**Interpretation Theory in Applied Geophysics**". New York, McGraw – Hill, Sually enhancing airborne geophysical data. **Exploration Geophysics** 28,220 – 224.

Hansen D. T. and Laura S. (2002), "Multiplesource Euler deconvolution" **Geophysics.**, 67, 525-535.

Hinze W. J. (1990), "The Role of Gravity and Magnetic Methods in Engineering and Environmental Studies" **Geotech. Environ. Geophys.** 1990, 75-126.

Hsu S. K. (2002), "Imaging magnetic sources using Euler's equation", **Geophysical Prospecting**, 50, p. 15-25, 2002.

Hsu S. K., Coppens D. and Shyu C. T. (1998), "Depth to magnetic source using the generalized analytic signal" **Geophysics**, 63, 1947-1957.

Hsu S. K., Sibunet J. C. and Shyu C. T. (1966) "Highresolution detection of geologic boundaries from potential field anomalies- An enhanced analytic signal technique" **Geophysics**, 61, 373- 386.

Kearey P. Brooks M. and Hill I. (2002), "**An Introduction to Geophysical Exploration**" 3rd Edition, Blackwell Science Ltd; (2002). 155- 180.

Klingele E. E., Marson I. and Kahke H. G. (1991), "Automatic interpretation of gravity gradiometric data in two dimensions: Vertical gradient" **Geophys. Prospect.**, 39, 407-434.

Li X. (2006), "Understanding 3D analytic signal amplitude" **Geophysics**, 71, L13

MacLeod I. N., Jones K. and Dai T. F. (1993), "3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes" **Exploration Geophysics**, 24, 679–688.

Milligan, P. R., & Gunn, P. J., (1997), "Enhancement and presentation of airborne geophysical data": J., AGSO Aust. Geol. **Geophy.**, 17, 63-75.

Mushayandebuv M. F. Lesur V. Reid A. B. and Fairhead J. D (2001), "Grid euler deconvolution with constraints for two dimensional structures" **Geophysics**, 30 (4), 765-775.

Nabighian M. N, Grauch V. J. S, Hansen R. O, LaFehr T. R, Li Y, Peirce J. W, Phillips J. D and Ruder M. E. (2005), "The historical development of the magnetic method in

exploration” **Geophysics**, 70, 33-61.

Nabighian M. N., (1972), “The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation” **Geophysics**, 37, 507–517.

Nabighian M. N., (1974), “Additional comments on the analytic signal of twodimensional magnetic bodies with polygonal cross-section” **Geophysics**, 39, 85–92.

Nabighian M. N., (1984), “Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms – Fundamental relations” **Geophysics**, 49, 780-786.

Oruç B. and Selim H. H. (2011), “Interpretation of Magnetic Data in the Sinop Area of Mid Black Sea, Turkey, Using Tilt Derivative, Euler Deconvolution, and Discrete Wavelet Transform”; **J. Appl. Geophys.** 2011, 74, 194-404.

Pasteka R. (2000). "2D semi-automated interpretation methods in gravimetry and magnetometry", Bratislava, No.55,PP.5-50.

Ravat D., (2002), “Analysis of the Euler method and its applicability in environmental magnetic investigations”, **Journal of Environmental and Engineering Geophysics**, 1, p. 229-238, 1996.

Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millet A. J. and Somerton I. W. (1990), “Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution” **Geophysics**, 55, 80-91.

Reynolds, J.M., (1997), “**An introduction to applied and environmental geophysics**”, John Wiley & Sons, pp. 796

Robert F. Butler, (1998), “**PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes**”, Department of Geosciences University of Arizona, 5pp.

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

Sabzehi M., (1974), “Les Mélanges Ophiolitiques de Region D’Esfandagheh (Iran Meridional)” Etude Petrologique et Structurale, Interpretation Dans le Cadre Iranian, Universite de Grenoble, 205p

Saleh S. and Pasteka R. (2012), “Applying the Regularized Derivatives Approach in Euler Deconvolution and Modeling Geophysical Data to Estimate the Deep Active Structures for the Northern Red Sea Rift Region, Egypt”; **Contributions to Geophysics and Geodesy** 2012, 42, 25-61.

Salem A. (2005), “Interpretation of magnetic data using analytic signal derivatives” **Geophysical Prospecting**, 53, 75-82.

Salem A. and Ravat D., (2003) “A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data” **Geophysics**, 68, 1952-1961.

Salem A., Ravat D., Gamey T. J. and Ushijima K. (2002), “Analytic signal approach and its applicability in environmental magnetic investigations” **Applied Geophysics**, 49(4), 231-244.

Salem A., Ravat D., Mushayandebvu M. and Ushijima K. (2004), “Linearized least-squares method for interpretation of potential-field data from sources of simple geometry” **GEOPHYSICS**, VOL. 69, NO. 3 (MAY-JUNE 2004); P. 783–788, 3 FIGS.

Silva J. B. C. and Barbosa, V .C. F. (2003), “3D Euler deconvolution: Theoretical basis for automatically selecting good solutions” **Geophysics**, 68,1962-1968.

Sindirgi P., Pamukc U. O. and Ozyalin S. (2008), “Application of normalized full gradient method to self potential (SP) data: **Pure Appl. Geophys.**, 165, 409-427.

Smith R. S., Salem A. and Lemieux J. (2005), “An enhanced method for source parameter imaging of magnetic data collected for mineral exploration” **Geophysical Prospecting**, 53, 655–665.

Telford W. M, Geldart L. P and Sheriff R. E. (1990), “Applied Geophysics-Second Edition”. Cambridge University Press, pp 558-559.

Thompson D. T. (1982) “EULDPH: A new technique for making computer- assisted depth estimates from magnetic data” **Geophysics**, 47, 31-37.

Thurston J. B. and Smith R. S., (2002). “A multimodel method for depth estimation from magnetic data” **GEOPHYSICS**, Volume 67, Issue 2 (March-April 2002)

Tracey L. Kerr, Anthony P. O'Sullivan, Darryl C. Podmore, Richard Turner, and –Peter Waters., (1994), “**Geophysics and iron ore exploration: examples from the Jimblebar and Shay Gap-Yarrie regions, Western Australia**”. *Exploration Geophysics*, 25(2), 619-170.

YingJun D., (2006), “Effects of applying gravity and magnetic method to exploration of iron deposits: Case study of Madao iron deposit in Jianchang County”, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037.

Abstract

Geophysical methods are one of the indirect exploration methods which are widely used for exploration of sub-surface resources. One of these methods is the magnetic method, which is much common in use because of the speed and cost of exploration of iron ore resources. Generally, processing and analysis of magnetic data will be carried out through different ways. In this research, three methods of the analytical signal, the Euler and the Normalized Full Gradient (NFG) are used to estimate the depth of magnetic anomalies. These methods have been applied to the synthetic datasets as well as actual magnetic data existed in the Tang-e-Hanar mineral region. Tang-e-Hanar iron ore deposit is located at a distance of 240 km far away from the south of Birjand city and also 35 km away regarding the south of Qaleh Zari mine. In this area, about 6300 magnetic stations are measured on 120 profiles in the north-south direction. After applying diurnal and IGRF modifications of the ground reference field on the data, the map of total magnetic field anomalies was prepared. After applying processing methods such as the Reduce to magnetic pole (RTP), Residual, Analytical signal, Pseudo gravity and Upward continuation the number of 8 anomalies, the area was distinguished.

In order to estimate the depth of placement of the determined anomalies, three profiles namely A, B and C were applied to the anomalies and the three mentioned methods in above were applied to this data. The results show that the main anomaly of the area, the anomaly A, extends to the depth of 300 meters and this can be verified in qualitative methods in interpreting magnetic data. According to the Euler's method, the analytical signal and the NFG as well as the semi-Automate qualitative methods in interpreting magnetic data, the depth of the upper surface on top of the three profiles A, B and C were measured as 80-100, 90-110 and 50-70 meters respectively.

Key words: Magnetic anomaly, Depth estimating, Analytical signal, Euler, Normalized Full Gradient, Tang-e-Hanar



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

MSc. Thesis in Geomagnetic

**Magnetic data processing and interpretation using Euler, analytical
signal and the NFG methods and comparison the results Case Study:
Tange-e-Hanar area, south of Birjand**

By

Seyed Meysam Ahmadi

Supervisor

Dr Hamid Aghajani

june 2018