



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه نفت و ژئوفیزیک

گرایش مغناطیس‌سنجی

پایان نامه کارشناسی ارشد

تفسیر و مدل‌سازی مستقیم داده‌های مغناطیس به منظور تعیین سطح فرسایش
مناطق کانی‌زایی مس پورفیری با مطالعه موردی کانسار قاهان استان مرکزی

عبدالکریم محمدلو

استاد راهنما

دکتر حمید آقاجانی

شهریورماه ۱۳۹۶

شماره: ۲۶۹۶۳۰۷
تاریخ:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

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

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد عبدالکریم محمدلو با شماره دانشجویی ۹۳۱۵۲۹۴ رشته ژئوفیزیک گرایش ژئومغناطیس تحت عنوان تفسیر و مدل سازی مستقیم داده های مغناطیس به منظور تعیین سطح فرسایش مناطق کانی زایی مس پورفیری با مطالعه موردی کانسار قاهان استان مرکزی که در تاریخ ۱۳۹۶/۰۶/۱۵ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با امتیاز ۱۷.۴ درجه خوب) مردود
نوع تحقیق: نظری عملی

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر حمید آقاجانی	استاد	
۲- استاد راهنمای دوم	—	استاد	—
۳- استاد مشاور	—	دانشیار	—
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مهرداد سلیمانی منفرد	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر علیرضا عرب امیری	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر علی نجاتی کلاته	دانشیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر علیرضا عرب امیری

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: ۱۳۹۶/۰۷/۲۷

تصوه: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیلی) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).



تقدیم به آخان که وجودم جز هدیه

وجودشان نیست

پدر و مادر عزیزم

تقدیم به همسر مهربانم

که با صبرش در تمامی لحظات رفیق

راه بود

و تقدیم به دختر عزیزم

تقدیر و تشکر

سپاس خدای را که هر چه داریم از اوست

به امید آنکه توفیق یابم جز خدمت به خلق او نکوشم.

تشکر و سپاس از استاد دانشمند و پر مایه‌ام جناب آقای دکتر حمید آقاچانی که از محضر پر فیض تدریستان، بهره‌ها برده‌ام و در تمامی مراحل پایان نامه مرا حمایت نمودند. با تقدیر و درود فراوان خدمت پدر و مادر بسیار عزیز، دلسوز و فداکارم که پیوسته جرعه نوش جام تعلیم و تربیت، فضیلت و انسانیت آن‌ها بوده‌ام و همواره چراغ وجودشان روشنگر راه من در سختی‌ها و مشکلات بوده است. با تشکر فراوان به همسر مهربانم که در تمام طول تحصیل همراه و همگام من بوده است و دوری من را در این سال‌ها تحمل کرده است. با سپاس بی دریغ خدمت دوستان گران مایه‌ام که مرا صمیمانه و مشفقانه یاری داده‌اند با تشکر خالصانه خدمت همه کسانی که به نوعی مرا در به انجام رساندن این مهم یاری نموده‌اند.

تعهدنامه

اینجانب عبدالکریم محمدلو دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک گرایش مغناطیس‌سنجی دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود، نویسنده پایان نامه " تفسیر و

مدل‌سازی مستقیم داده‌های مغناطیس به‌منظور تعیین سطح فرسایش مناطق کانی‌زایی مس پورفیری با مطالعه موردی کانسار قاهان استان مرکزی " تحت راهنمایی جناب آقای دکتر حمید آقاجانی متعهد می‌شوم:

- تحقیقات این پایان نامه توسط اینجانب صورت گرفته و از صحت و اصالت برخوردار می‌باشد.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر، به مرجع مورد استفاده استناد شده‌است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تا کنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی، در هیچ جا ارائه نشده‌است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام دانشگاه صنعتی شاهرود به چاپ خواهد رسید.
- 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 ۱۳۹۶/۰۶/۱۵

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم-افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطالب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه، ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه، بدون ذکر مرجع، مجاز نمی‌باشد.

* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه‌های تکثیر شده پایان نامه وجود داشته باشد.

چکیده:

روش مغناطیس‌سنجی از جمله مهم‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی است که به‌طور گسترده در اکتشاف کانسارها استفاده می‌شود. لذا برداشت، تفسیر و مدل‌سازی این داده‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است و از جمله مهم‌ترین مراحل در اکتشافات تفصیلی و قبل حفاری‌های اکتشافی محسوب می‌شود. نظریه مدل‌های اثرات مغناطیسی بر محیط‌های زمین‌شناسی محلی، که می‌تواند به‌صورت کیفی راهنمای اکتشاف و پیش‌بینی الگوهای نوسان آنومالی‌ها باشد، اختصاص پیدا می‌کند. با پیش‌بینی این مدل‌ها اجازه داده می‌شود که اثرات نهشته‌ها ارزیابی شود. دگرسانی زون‌های مس پورفیری معمولاً از مرکز به بیرون به ترتیب شامل زون‌های پتاسیک، فلیک، آرژلیک و پروپیلیتیک است که تغییرات کانی‌های آهن‌دار از جمله مگنتیت در این زون‌ها متفاوت می‌باشد، واضح است که آشکار شدن سیستم کانی‌زایی پنهان به‌وسیله فرسایش به‌طور چشم‌گیری می‌تواند اثر مغناطیسی کانسار را تغییر دهد. با استفاده از همین ویژگی‌های کانسار می‌توان با روش مغناطیس‌سنجی نوع زون، مرحله دگرسانی و سطح فرسایش کانسار را به‌منظور ردیابی زون پتاسیک که بیشترین ذخیره کانسار در آن می‌باشد، مشخص کرد. در این تحقیق نخست مدل‌های مصنوعی با ساختاری کروی و مخروط در سطح فرسایش‌های مختلف ایجاد شده است، سپس با استفاده از مدل زمین‌شناسی کانسارهای مس پورفیری، اثر میدان مغناطیس در سطح فرسایش‌های مختلف مدل‌سازی و با یکدیگر مقایسه شده است. سپس این موضوع روی داده‌های واقعی دو کانسار مس پورفیری مسجد داغی و قاهان مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور، ابتدا تصحیح‌های لازم بر روی داده‌های مغناطیسی صورت گرفته و سپس جهت بررسی بهتر از فیلترهای متفاوتی مثل برگردان به قطب، روند سطح، گسترش فراسو و مشتق‌ها استفاده شده است. ناهنجاری‌های موجود در منطقه شناسایی و سپس با مقایسه آن با مدل‌های مس پورفیری سطح فرسایش منطقه تشخیص داده شد. نتایج این تحقیقات نشان می‌دهد که کانسار مس پورفیری مسجد داغی نسبت به کانسار قاهان تحت

فرسایش بیش‌تری قرار گرفته است و زون پتاسیک در کانسار مسجد داغی قابل تشخیص است.

واژه‌های کلیدی: مغناطیس‌سنجی، مس پورفیری، مدل‌سازی، سطح فرسایش، مسجد داغی، قاهان

مقالات استخراج شده از پایان نامه

محمدلو، عبدالکریم؛ آقاجانی، حمید؛ تعیین سطح فرسایش کنسارهای مس پورفیری - طلای اپی
ترمال با استفاده از داده‌های مغناطیس سنجی، سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین،
ایران-تهران، ۱۳۹۵.

فهرست مطالب

عنوان

فصل اول:	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- سابقه مطالعاتی	۳
۱-۳- ضرورت انجام تحقیق	۵
۱-۴- اهداف	۶
۱-۵- ساختار پایان نامه	۷
فصل دوم:	۹
اصول و روش کار	۹
۲-۱- مقدمه	۱۰
۲-۲- روش مغناطیس سنجی	۱۱
۲-۲-۱- میدان مغناطیسی زمین	۱۲
الف) میدان اصلی دوقطبی	۱۴
ب) اجزاء میدان مغناطیسی زمین	۱۵
۲-۲-۲- مغناطیس شوندگی (خودپذیری) مواد مختلف	۱۹
۲-۳- برداشت داده‌های مغناطیسی	۲۱
الف) ایستگاه‌های مبنا	۲۱
ب) ایستگاه‌های اندازه‌گیری	۲۲
۲-۴- تغییرات زمانی میدان مغناطیسی زمین	۲۲
۲-۴-۱- تغییرات مؤلفه‌های مغناطیسی زمین با فواصل زمانی منطبق با زمان‌های زمین‌شناسی	۲۲
۲-۵- تصحیحات داده‌های مغناطیسی	۲۶
۲-۵-۱- تصحیحات روزانه	۲۶
۲-۵-۲- تصحیح عرض جغرافیایی	۲۷
۲-۵-۳- تصحیح ارتفاع	۲۷
۲-۵-۴- تصحیحات توپوگرافی	۲۷
۲-۶- پردازش داده‌های میدان مغناطیسی	۲۸
۲-۶-۱- برگردان به قطب	۳۰

۳۳	۲-۶-۲- روشهای کیفی پردازش دادههای مغناطیس سنجی.....
۳۳	۲-۶-۲-۱- تبدیل گسترش ادامه میدان
۳۵	۲-۶-۲-۲- فیلتر روند سطحی
۳۶	۲-۶-۲-۳- تبدیل های مشتق
۳۷	الف: فیلتر مشتق قائم
۳۸	ب: مشتقات جهتی
۳۸	ج: فیلترهای مشتق افقی کل
۴۰	۲-۶-۲-۴- سیگنال تحلیلی
۴۴	۳-۱-مقدمه
۴۷	۳-۲-تهیه مدل مصنوعی
۴۷	۳-۳-محاسبه اثر مغناطیسی
۵۰	۳-۴-مدلسازی مصنوعی
۵۱	۳-۵-مدل مس پورفیری
۵۷	فصل چهارم:
۵۷	پردازش و تفسیر دادههای مغناطیس و بررسی سطح فرسایش در کانسارهای مس پورفیری قاهان و مسجد داغی
۵۸	۴-۱-مقدمه
۶۰	۴-۲-کانسار پورفیری - اپی ترمال قاهان
۶۱	۴-۲-۱- پیشینه مطالعه محدوده
۶۱	۴-۲-۲- زمین شناسی منطقه
۶۲	۴-۲-۳- بررسی عنصر مس منطقه
۶۳	۴-۲-۴- پردازش دادههای مغناطیس منطقه قاهان
۶۵	۴-۲-۵- اعمال فیلتر برگردان به قطب
۶۶	۴-۲-۶- اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت بالا
۶۸	۴-۲-۷- مشتق قائم
۷۰	۴-۲-۸- روش روند سطح
۷۲	۴-۲-۹- سیگنال تحلیلی
۷۳	۴-۲-۱۰- شناسایی گسلها با استفاده از دادههای مغناطیس سنجی
۷۵	۴-۲-۱۱- تفسیر نقشه های کانسار پورفیری قاهان به منظور تعیین سطح فرسایش کانسار قاهان
۷۷	۴-۳-کانسار پورفیری مسجد داغی
۷۸	۴-۳-۱- زمین شناسی منطقه مسجد داغی
۷۹	۴-۳-۲- پردازش دادههای مغناطیس منطقه مسجد داغی

۸۱۳-۳-۴- اعمال فیلتر برگردان به قطب
۸۲۴-۳-۴- اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت بالا
۸۴۵-۳-۴- مشتق قائم
۸۶۶-۳-۴- تفسیر نقشه‌های کانسار پورفیری مسجداغی به منظور تعیین سطح فرسایش منطقه
۸۹ فصل پنجم:
۸۹ نتیجه گیری و پیشنهادات
۹۰ ۱-۵- جمع بندی و نتیجه گیری
۹۱ ۲-۵- پیشنهادات
۹۲ منابع

فهرست اشکال

- شکل ۲-۱: تصویر ساده و ایده‌آل از خطوط نیروی میدان مغناطیسی زمین..... ۲۲
- شکل ۲-۲: میدان برآیند حاصل از میدانهای مغناطیسی..... ۲۳
- شکل ۲-۳: نمایی از نظریه دینام برای کره‌ی مغناطیسی زمین..... ۲۴
- شکل ۲-۴: دوقطبی مغناطیسی واقع در زمین، همراه با قطبهای جغرافیایی، مغناطیسی و ژئومغناطیسی..... ۲۵
- شکل ۲-۵: مؤلفه‌های میدان مغناطیسی کره زمین..... ۲۶
- شکل ۲-۶: تقسیم بندی مواد مغناطیسی از نظر خودپذیری مغناطیسی..... ۲۰
- شکل ۲-۷: الف- نمایی از روش برداشت، ب- شکل ناهنجاری حاصل از اندازه‌گیری میدان..... ۲۲
- شکل ۲-۸: تغییرات قرنی میدان مغناطیسی زمین برای منطقه بریتانیا..... ۲۳
- شکل ۲-۹: تغییرات روزانه میدان مغناطیسی زمین..... ۲۵
- شکل ۲-۱۰: تغییرات مربوط به طوفانهای مغناطیسی..... ۲۶
- شکل ۲-۱۱: تفکیک مؤلفه‌های محلی و منطقهای ناهنجاریهای مغناطیسی..... ۳۰
- شکل (۲-۱۲) توده مدل دو بعدی برای تولید ناهنجاری مغناطیسی..... ۴۰
- شکل ۳-۱: الف) ساخت منطقه‌ای در دگرسانی‌های موجود در یک کانسار مس پورفیری..... ۴۶
- شکل ۳-۲: زمین گسسته شده با تعداد سلولهای سه‌بعدی..... ۴۸
- شکل ۳-۳: آنومالی مغناطیسی حاصل از مدل فرضی..... ۵۰
- شکل ۳-۴: مدل مس پورفیری در سطح فرسایشهای مختلف..... ۵۳
- شکل ۳-۵: تغییرات میدان مغناطیسی حاصل از مدل مس پورفیری در سطح فرسایشهای مختلف..... ۵۳
- شکل ۴-۱: نقشه پراکندگی محیطهای مناسب و پتانسیل دار مس پورفیری در خاورمیانه..... ۵۸
- شکل ۴-۲: محدوده کانسارهای مس پورفیری مسجد داغی و قاهان در کمربند فلز زایی ارومیه-دختر..... ۵۹
- شکل ۴-۳: موقعیت راههای دسترسی به محدوده مورد مطالعه..... ۶۰
- شکل ۴-۴: نقشه آنومالی عنصر مس در نمونه‌های خاک منطقه قاهان(گزارش شرکت پارسی کان کاو)..... ۶۳
- شکل ۴-۵: میدان مغناطیسی کل در محدوده مورد مطالعه..... ۶۴
- شکل ۴-۶: میدان مغناطیسی کل محدوده پس از حذف اثر..... ۶۵
- شکل ۴-۷: میدان باقی‌مانده مغناطیس منطقه پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب..... ۶۶
- شکل ۴-۸: فیلتر ادامه فراسو ۱۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۶۷

- شکل ۴-۹: فیلتر ادامه فراسو ۲۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۶۷
- شکل ۴-۱۰: فیلتر ادامه فراسو ۴۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۶۸
- شکل ۴-۱۱: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۰/۵ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۶۹
- شکل ۴-۱۲: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۱ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۶۹
- شکل ۴-۱۳: ناهنجاری باقی مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۱ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۷۰
- شکل ۴-۱۴: ناهنجاری باقی مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۲ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۷۱
- شکل ۴-۱۵: ناهنجاری باقی مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۳ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۷۱
- شکل ۴-۱۶: نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۷۲
- شکل ۴-۱۷: نقشه زاویه تمایل داده‌های برگردان به قطب محدوده مورد مطالعه با گسل‌های اصلی..... ۷۳
- شکل ۴-۱۸: نقشه مشتق زاویه تمایل داده‌های برگردان به قطب محدوده مورد مطالعه..... ۷۴
- شکل ۴-۱۹: نمودار تغییرات داده‌های مغناطیس در پروفیل..... ۷۶
- شکل ۴-۲۰: موقعیت جغرافیایی کانسار مس پورفیری مسجد داغی..... ۷۷
- شکل ۴-۲۱: نقشه زمینشناسی محدوده مسجد داغی و محل حفر گمانه‌ها..... ۷۸
- شکل ۴-۲۲: میدان کل مغناطیسی منطقه مورد مطالعه..... ۸۰
- شکل ۴-۲۳: میدان کل مغناطیسی منطقه پس از حذف اثر..... ۸۰
- شکل ۴-۲۴: میدان باقی‌مانده مغناطیس منطقه پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب..... ۸۱
- شکل ۴-۲۵: فیلتر ادامه فراسو ۵۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۸۳
- شکل ۴-۲۶: فیلتر ادامه فراسو ۱۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۸۳
- شکل ۴-۲۷: فیلتر ادامه فراسو ۲۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه..... ۸۴
- شکل ۴-۲۸: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۰/۵ بر روی داده‌های محدوده جلفا..... ۸۵
- شکل ۴-۲۹: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۱ بر روی داده‌های محدوده جلفا..... ۸۵
- شکل ۴-۳۰: نمودار تغییرات داده‌های مغناطیس در پروفیل..... ۸۷

فهرست جداول

- جدول ۱-۲: خودپذیری مغناطیسی برخی از مواد معدنی و سنگ‌ها..... ۱۹
- جدول ۱-۳: پارامترهای فیزیکی مورد استفاده مدل مس پورفیری..... ۵۲
- جدول ۱-۴: مختصات محدوده اکتشافی جهت عملیات مغناطیسی..... ۶۴

فصل اول:

کلیات

۱-۱- مقدمه

با استخراج مواد معدنی رخنمون‌دار، بهره‌برداری روز افزون از مواد معدنی و نیاز صنایع مختلف سبب شده تا مواد معدنی پنهان در اعماق بیشتر مورد توجه قرار گیرد. برای اکتشاف ذخایر معدنی پنهان و عمیق به کارگیری روش‌های غیر مستقیمی مثل روش‌های ژئوفیزیکی ضروری است. در دو مرحله از اکتشاف مواد معدنی می‌توان از روش‌های ژئوفیزیکی استفاده کرد. نخست مرحله پی‌جویی است، که در این مرحله می‌توان از اطلاعات ژئوفیزیکی هوایی که در مقیاس ناحیه‌ای در یک منطقه وسیع برداشت شده است، برای پیدا کردن ناهنجاری‌ها استفاده کرد. گاهی ناهنجاری‌های مغناطیسی و یا گرانی نشان‌دهنده وجود کانی‌سازی خاصی در منطقه است، که می‌توان بازدیدهای صحرایی بعدی، برداشت‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی دقیق‌تر زمینی را در مقیاس بزرگ برای آن برنامه‌ریزی و طراحی کرد. مرحله دوم استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی در مراحل مقدماتی، نیمه‌تفصیلی و تفصیلی اکتشاف است. در این مرحله پس از استفاده از مدل‌های تکتونیکی، پترولوژیکی، دگرسانی و انتخاب محل مناسب، برای پیدا کردن موقعیت دقیق ذخیره پنهان، شکل، گسترش و عمق آن می‌توان از روش‌های ژئوفیزیکی مناسب استفاده کرد. بر پایه اطلاعات ژئوفیزیکی توأم با اطلاعات زمین‌شناسی، کانی‌سازی، دگرسانی و ژئوشیمی می‌توان محل‌های مناسب را برای حفاری تعیین و در صورت موفقیت مقدار ذخیره کانسار را تخمین زد. روش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی بسیار مشابه هستند؛ اما روش مغناطیس‌سنجی پیچیده‌تر بوده و تغییرات میدان مغناطیسی نیز محلی و نابسامان می‌باشد. علت آن بخشی به دلیل اختلاف ذاتی بین میدان دوقطبی مغناطیسی و میدان تک‌قطبی گرانی، که بخشی به دلیل جهت متغیر میدان مغناطیسی (درحالی‌که میدان گرانی همیشه در جهت قائم به سمت مرکز زمین است) و بخشی نیز به دلیل وابستگی میدان مغناطیسی به زمان می‌باشد. هدف از برداشت‌های مغناطیسی، جست‌وجوی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در زیر سطح زمین است. اگرچه بیشتر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها به صورت مشخص غیرمغناطیس هستند، ولی انواع خاصی از سنگ‌ها دارای مقدار کافی از کانی‌های

مغناطیسی هستند؛ که توانمندی ایجاد بی‌هنجاری‌های مغناطیسی قابل توجهی دارند. روش مغناطیس‌سنجی به‌طور وسیع برای اکتشاف منابع نفت، ذخایر معدنی، منابع ژئوترمال مورد استفاده قرار می‌گیرد. در اکتشاف‌های مقدماتی در یک منطقه وسیع این روش، اطلاعاتی را در مورد عمق سطح سنگ‌بستر، وسعت حوضه‌های رسوبی و توده‌های رسوبی بزرگ در اختیار پژوهشگران قرار می‌دهد. معمولاً سنگ‌های رسوبی اثرات مغناطیسی بسیار جزئی دارند. از این‌رو تغییرات شدت میدان مغناطیسی در سطح زمین بیشتر مربوط به تغییرات سنگ‌شناختی سنگ‌های بستر و یا توده‌ای آذرین است. در اکتشافات ذخایر معدنی، اغلب اندازه‌گیری مغناطیسی برای پی‌جویی کانی‌های مغناطیسی مورد استفاده قرار می‌گیرد، اما این روش برای اکتشافات کانی‌هایی که خود غیر مغناطیسی هستند (کانسارهای پورفیری مس، کانسارهای کرومیت) اما با کانی‌های مغناطیسی همراه هستند، نیز به کار می‌رود. از این روش برای شناسایی تغییرات ساختاری (گسل‌ها) نیز استفاده می‌کنند.

۱-۲- سابقه مطالعاتی

کاربرد روش مغناطیس‌سنجی در اکتشاف منابع زیرزمینی توسط محققین زیادی گزارش شده است. در این کارهای تحقیقاتی، روش‌های مختلفی برای پردازش و تفسیر کمی و کیفی داده‌های میدان پتانسیل مورد استفاده قرار گرفته است. از آنجایی که در اکتشافات ذخایر معدنی، ناهنجاری‌های باقی‌مانده از اهمیت بیشتری برخوردارند، لذا حذف اثرات ناحیه‌ای از داده‌های میدان پتانسیل و مسئله مجزا نمودن ناهنجاری‌ها از مسائل مهم در تفسیر بوده و قبل از این‌که ناهنجاری‌های ژئوفیزیکی به ناهنجاری‌های زمین‌شناسی تفسیر گردند؛ باید ناهنجاری‌ها به‌درستی جداسازی شده باشند [۱].

باتاچاریا بی‌هنجاری مغناطیسی حاصل از توده‌های منشوری شکل را با مغناطیس‌شدگی اختیاری مطرح کرد [۱۱]. که راتو^۱ و بابو^۲ [۱۲] آن را توسعه دادند و یک روش سریع و عملی را برای محاسبه میدان

^۱ Rao

^۲ Babu

مغناطیسی حاصل از یک سلول در یک شبکه‌بندی بیان کردند. لی^۳ و اولدنبورگ^۴ [۱۳] روشی را برای مدل‌سازی داده‌های مغناطیس معرفی کردند که در آن یک تابع هدف که ترکیبی از تابع هدف مدل و تابع برازش است تعریف می‌شود. ویلیامز^۵ [۱۴] و للیور^۶ [۱۵] از داده‌های زمین‌شناسی و اطلاعات حاصل از گمانه‌ها در مدل‌سازی استفاده کردند و نتایج مدل‌سازی را بهبود دادند. در ارتباط با کانسارهای مس پورفیری لاول^۷ و گیلبرت^۸ [۳۴] بعد از مقایسه کانسار کالامازو در ایالت آریزونا، با ۲۷ کانسار مس پورفیری دیگر دنیا، یک مدل تیپیک برای کانی‌زایی کانسار مس پورفیری معرفی کردند. بر اساس نظر آن‌ها عموماً چهار منطقه دگرسانی (پتاسیک^۹، فلیک^{۱۰}، آرژیلیک^{۱۱}، پروپیلیتیک^{۱۲}) وجود دارد. این مناطق بیشتر در اطراف استوک پورفیری به‌صورت مناطق هم‌محوری که پوسته‌هایی هم‌مرکز و اغلب ناکامل را می‌سازند متمرکز می‌شود و غالباً در اکتشاف ذخایر مس پورفیری به‌عنوان یک راهنما مورد استفاده قرار می‌گیرد.

ناهنجاری‌های مغناطیسی قابلیت آشکارسازی آثار مرتبط با موقعیت کانسارهای مس پورفیری را دارند. نهشته‌ها و کانسارهای مس پورفیری از لحاظ ساختاری کنترل می‌شوند و تغییرات گرمایی کنترل‌های بنیادین را در مورد ساختار مس پورفیری انجام می‌دهند

کلارک^{۱۳} [۱۶] مدل مفهومی پیش‌بینی مغناطیس مس پورفیری و ولکانیک‌های میزبان اپی‌ترمال را با بررسی نحوه تشکیل و تغییرات مغناطیس کانی‌ها در چندین منطقه، به‌ویژه منطقه اسکاندیناوی توسعه

^۳ Li

^۴ Oldenburg

^۵ Williams

^۶ Lelievre

^۷ Lowell

^۸ Guilbert

^۹ potassic

^{۱۰} phyllic

^{۱۱} Argillic

^{۱۲} propylitic

^{۱۳} Clark

داد. پروکر^{۱۴} و کلارک (۲۰۱۱) مدل‌هایی مغناطیسی را بر اساس رفتارهای مغناطیسی سنگ و مدل‌های استاندارد زمین‌شناسی برای تعیین سطح فرسایش کانسار و مرحله دگرسانی ارائه دادند. این مدل‌ها برای پیش‌بینی اثرات مغناطیسی این نهشته‌ها در انواع مختلف جایگاه زمین‌شناسی با در نظر گرفتن عوامل زمین‌شناسی، که اثرات مغناطیسی را کنترل می‌کنند طراحی شده‌اند. این عوامل شامل جایگاه تکتونیکی و نوع ماگما، ترکیب و شرایط سنگ میزبان، عمق تدفین و سطح فرسایش می‌باشند [۱۶].

۱-۳- ضرورت انجام تحقیق

کانسارهای پورفیری مهم‌ترین منابع تولید مس و مولیبدنیم و همچنین جزء منابع بزرگی از طلا، نقره و قلع هستند. این کانسارها منابع تولید ۵۱ تا ۶۱ درصد مس دنیا و بیش از ۹۵ درصد تولید مولیبدنیم دنیا را می‌باشند. آن‌ها از دیگر کانسارهای وابسته به گرانیته‌ها مانند اسکارن‌ها و مانتوها به‌وسیله‌ی اندازه‌ی بزرگ و کنترل‌کننده‌های ساختاری (وجود استوک ورک رگه‌ها و مجموعه‌های شکستگی‌ها و برش‌ها) تشخیص داده می‌شوند

دگرسانی هیدروترمال یک فرآیند پیچیده است که تغییرات بافتی، شیمیایی و کانی‌شناسی را شامل می‌شود که تغییرات کانی‌شناسی باعث ایجاد زون‌هایی از جمله پتاسیک، آرژیلیتی^{۱۵} و سریسیتی در دگرسانی می‌شود. به علت تغییر محیط اکسایش در دگرسانی‌ها تغییراتی در وجود کانی‌های آهن‌دار مثل پیریت، کالکوپیریت، هماتیت و مگنتیت در زون‌های کانسار مس پورفیری ایجاد می‌شود و باعث تغییر در خاصیت مغناطیسی مناطق دگرسان شده می‌شود.

مراحل اکتشاف و شناسایی زون‌های دگرسان در کانسارهای مس پورفیری بیشتر با استفاده از روش‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرند و این روش‌ها به علت حساسیت بالا و عدم دسترسی به لایه‌های مدفون، هزینه بسیار بالایی دارند. لذا استفاده از روش مغناطیس‌سنجی به خاطر وجود هسته‌های آهن‌دار

^{۱۴} Purucker

^{۱۵} Argillite

در استوک‌های کانسار در مقایسه با سایر روش‌ها از اهمیت خاصی برخوردار می‌باشد. به علت اینکه کانسارهای پورفیری در مناطق تکتونیزه و به‌صورت رگه‌ی در نزدیک گسل‌ها و شکستگی‌ها تشکیل می‌شوند و در اکثر مواقع به علت وجود ساختارهای خاص و پیچیده زمین‌شناسی اعم از گسلش، ناپیوستگی، فرسایش و مناطق دگرسان شده، ویژگی‌های هندسی و ژئوفیزیکی منطقه را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند، در انجام تفسیر و مدل‌سازی با مشکلات جدی روبرو می‌شود و نمی‌توان تفسیر درست و مدل صحیحی از منطقه موردنظر ارائه داد [۱۶].

فرآیندهایی مثل ساختار تکتونیکی منطقه، جنس سنگ میزبان، مناطق دگرسان شده، عمق استقرار و سطح فرسایش باعث ایجاد تغییراتی در فاکتورهای مغناطیس منطقه می‌شوند که به‌سادگی ناهنجاری‌های ژئوفیزیکی منطقه را نمی‌توان مدل‌سازی و تفسیر کرد. از این‌رو با ادغام و تأثیر دادن مدل‌های زمین‌شناسی استاندارد کانسارهای مس پورفیری با مدل‌های اکتشافی ژئوفیزیکی، می‌توان تفسیر و مدل بهتری برای به نقشه درآوردن بی‌هنجاری‌های منطقه و موقعیت بهینه حفاری پیشنهاد داد.

۱-۴- اهداف

مراحل اکتشاف و شناسایی زون‌های دگرسان در کانسارهای مس پورفیری بیشتر با استفاده از روش‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرند و این روش‌ها به علت حساسیت بالا و عدم دسترسی به لایه‌های مدفون، هزینه بسیار بالایی دارند. لذا استفاده از روش مغناطیس‌سنجی به خاطر وجود هسته‌های آهن‌دار در زون پتاسیک در مقایسه با سایر روش‌ها از اهمیت خاصی برخوردار می‌باشد. هدف از انجام این مطالعه تفسیر و بررسی تغییرات مغناطیسی در کانسارهای مس پورفیری است، تا با مدل کردن این کانسارها در سطح فرسایش‌های مختلف به مدل‌سازی و تفسیری بهتر از آنومالی‌های مغناطیسی در مناطق مس پورفیری فراهم شود.

۱-۵- ساختار پایان نامه

این پایان نامه مشتمل بر پنج فصل تدوین شده است. در فصل اول مقدمه‌ای بر روش‌های ژئوفیزیک و سابقه‌ی روش مغناطیس‌سنجی و کارهای مطالعاتی انجام‌شده آورده شده است. فصل دوم به معرفی اصول روش مغناطیسی، تصحیحات لازم، تئوری روش‌های مغناطیس‌سنجی پرداخته می‌شود. فصل سوم به بررسی مدل‌های مصنوعی برای مقایسه تغییرات مغناطیسی در سطح فرسایش‌های مختلف و بررسی نتایج در مورد مدل‌های مس پورفیری می‌پردازد. در فصل چهارم زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، تصحیحات لازم بر روی داده‌های مغناطیسی و نتایج اعمال روش‌های موردنظر آورده شده است. در فصل پنجم نیز جمع‌بندی و نتایج حاصل از تفسیر و تعیین سطح فرسایش با استفاده از داده‌های مغناطیسی ارائه شده است.

فصل دوم:

اصول و روش کار

۲-۱- مقدمه

روش‌های ژئوفیزیکی در کاربردهایی نظیر اکتشاف مواد معدنی، نفت، بررسی‌های باستان‌شناسی، بررسی‌های مهندسی و مانند آن مورد استفاده قرار می‌گیرند. روش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی به‌عنوان روش‌های میدان پتانسیل، از پرکاربردترین روش‌های ژئوفیزیکی هستند که سازمان زمین‌شناسی کشورها و همچنین شرکت‌های اکتشاف مواد معدنی در جهت بررسی اهدافی مانند بررسی عوارض زمین‌شناسی و اکتشاف معادن به کار گرفته می‌شوند. کاربرد این دو روش در شناسایی حوزه‌های نفتی، مطالعات باستان‌شناسی و مطالعه جنبی روش‌های ژئوفیزیکی دیگر مانند یافتن محل اشیای فولادی مانند لوله‌های نیز نتایج مطلوب و موثقی را به دست می‌دهد. [۱].

در این دو روش آثار میدان مغناطیسی و گرانی زمین بر توده‌ها و ساختارهای زمین‌شناسی مختلف بررسی و با یکدیگر مقایسه می‌شود. عامل فیزیکی تأثیرگذار در روش گرانی‌سنجی، چگالی توده‌های زیرسطحی و در روش مغناطیس‌سنجی اختلاف خودپذیری توده‌ها با جوانب وجه تمایز بین توده‌ها است. یکی از روش‌های ارائه داده‌های حاصله در این روش‌ها نقشه‌های هم‌مقدار گرانی و مغناطیسی است که معمولاً در تعبیر و تفسیر کیفی جهت تشخیص ناهنجاری‌ها، حدود و گسترش آن‌ها و تعیین روندهای ساختمانی کاربرد بسیار زیادی دارد.

در صورتی که کانسار یا ساختاری با نظم خاصی در زیر زمین قرار گرفته باشد و اختلاف وزن مخصوص و خودپذیری مغناطیسی با محیط دربرگیرنده خود داشته باشد، می‌تواند توزیع مشخصی از ناهنجاری‌ها را روی سطح زمین بوجود آورد. روش‌های گرانی و مغناطیسی از خیلی جهات شبیه هم هستند. در هر دو سعی بر این است که اختلاف‌های اندک میدان پتانسیل اندازه‌گیری شود و میدان‌های اصلی نسبت به مکان و تا حدودی نسبت به زمان متغیر هستند. از جمله تفاوت‌های آن‌ها این است که تغییرات چگالی در مقایسه با تغییرات خودپذیری مغناطیسی نسبتاً کوچک است و نقشه‌های مغناطیسی پیچیده‌تر و

تغییرات میدان نابسامان تر و محلی تر از نقشه‌های گرانی است. این امر تا اندازه‌ای مربوط به اختلاف میان میدان دو قطبی مغناطیسی و میدان تک‌قطبی گرانی است؛ که اولی دارای بزرگی و جهت متغیر است و دومی دارای مقدار و جهت قائم است. درحالی‌که نقشه‌های گرانی عمدتاً نشان دهنده اثرهای منطقه‌ای و عمیق هستند، اما نقشه‌های مغناطیسی مجموعه‌ای از ناهنجاری‌های باقیمانده سطحی است؛ که نتیجه تغییرات بزرگ در مقدار کانی‌های مغناطیسی در سنگ‌هایی است که نزدیک به سطح قرار دارند. بنابراین تفسیر داده‌های مغناطیسی مشکل‌تر از میدان گرانی ولی در عوض اندازه‌گیری صحرائی این روش ارزان‌تر و ساده‌تر از روش گرانی است [۱۷].

ماهیت دو قطبی ناهنجاری‌های مغناطیسی و تغییرات شدید میدان مغناطیسی زمین از عوامل اصلی دشواری تفسیر آن‌ها است. دخیل بودن پارامترهای برداری چون زاویه میل و انحراف بردار مغناطیسی زمین، طول و عرض جغرافیایی محل برداشت و امتداد خطوط برداشت (در مقایسه با امتداد توده) بر شکل ناهنجاری‌های مغناطیسی از عوامل دیگری هستند که باعث دشواری تفسیر داده‌ها می‌شوند. تأثیر عوامل فوق بر ناهنجاری مغناطیسی ثبت شده، به صورت جابجایی ناهنجاری نسبت به توده، عدم تقارن ناهنجاری مغناطیسی و گرادیان‌های مغناطیسی قابل مشاهده است.

۲-۲- روش مغناطیس‌سنجی

از چند قرن پیش مشخص شده که زمین به صورت یک مغناطیس بزرگ و متغییر رفتار می‌کند. اصول و روش مغناطیس‌سنجی بر مبنای تغییر در تغییرات و ناهماهنگی‌های مغناطیس زمین قرار دارد و تغییراتی که نیروی مغناطیسی در نواحی مختلف با مناطق اطراف خود به وجود می‌آورد؛ مورد اندازه‌گیری و تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. در اکتشاف مواد معدنی روش مغناطیس‌سنجی برای اکتشاف کانی‌های غیرفلزی که با کانی‌های مغناطیسی مرتبط هستند، نیز کاربرد دارد. اساس این روش اندازه‌گیری تغییرات شدت میدان مغناطیسی می‌باشد

۲-۲-۱- میدان مغناطیسی زمین

کره زمین توسط میدان مغناطیسی احاطه شده است (شکل ۲-۱). هسته زمین منشأ قسمت اعظم میدان ژئومغناطیسی در سطح زمین است. علاوه بر آن، جریان‌های یونسفر و مگنتوسفر، جریان‌هایی که در نتیجه تغییرات میدان‌های خارجی در زمین القا می‌شوند، مغناطیدگی‌های بازماند و القایی سنگ‌های پوسته نیز بر میدان مغناطیسی کل تأثیر می‌گذارند.

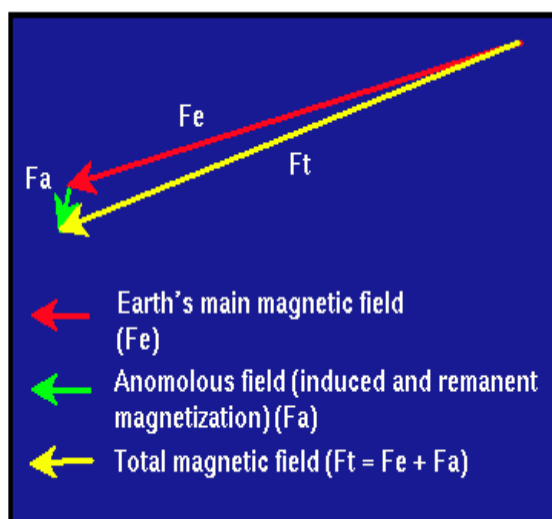


شکل ۲-۱: تصویر ساده و ایده‌آل از خطوط نیروی میدان مغناطیسی زمین [۳۷].

بنابراین، برای تهیه نقشه‌های ناهنجاری مغناطیسی باید داده‌های مغناطیسی برداشت شده را پردازش نمود. توصیف کیفی میدان مغناطیسی پوسته (که همان میدان آنومال است) در نقطه‌ای مانند P به صورت زیر می‌شود ارائه داد:

$$F_A(P) = F(P,t) - F_m(P,t) - F_e(P,t) \quad (۲-۱)$$

که در آن، F_A میدان آنومال، 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 زمان t می‌باشند. در شکل (۲-۲) نمایی از میدان برآیند نشان داده شده است؛ که در آن میدان برآیند حاصل از جمع میدان مغناطیس اصلی زمین و میدان آنومال (القایی و بازماند) است.



شکل ۲-۲: میدان برآیند حاصل از میدان‌های مغناطیسی [۳۷].

به‌طور کلی می‌توان بخش‌های مختلف سهیم در میدان مغناطیسی زمین را به صورت زیر در نظر گرفت:
 - میدان اصلی^{۱۶} که در هسته مایع زمین و با مکانیزم دینام تولید می‌شود؛ که در شکل (۲-۳) نشان داده شده است.

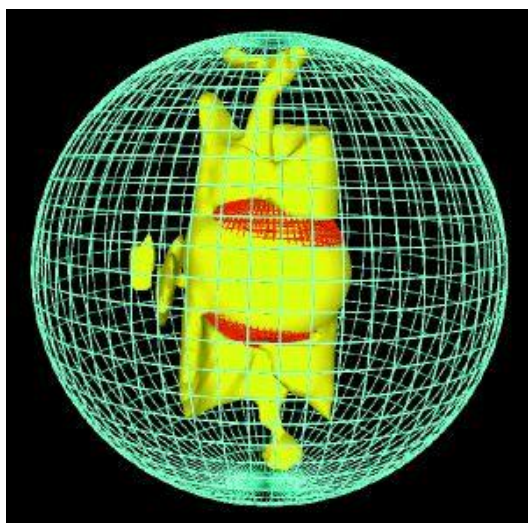
- میدان پوسته که از سنگ‌های مغناطیسی موجود در پوسته زمین ایجاد می‌کنند؛ که همان ناهنجاری مغناطیسی می‌باشد.

- میدان خارجی^{۱۷} که توسط جریان‌های الکتریکی موجود در یونسفر و مگنتوسفر (ناشی از تداخل تشعشعات الکترومغناطیسی خورشیدی و هم‌چنین طوفان‌های خورشیدی با میدان مغناطیسی زمین) تولید می‌شود.

میدان مغناطیسی حاصل از فرایند القای الکترومغناطیسی که با جریان‌های الکتریکی القا شده در پوسته و گوشته فوقانی (ناشی از تغییرات زمانی میدان مغناطیسی خارجی) تولید می‌شود.

^{۱۶} Main Field

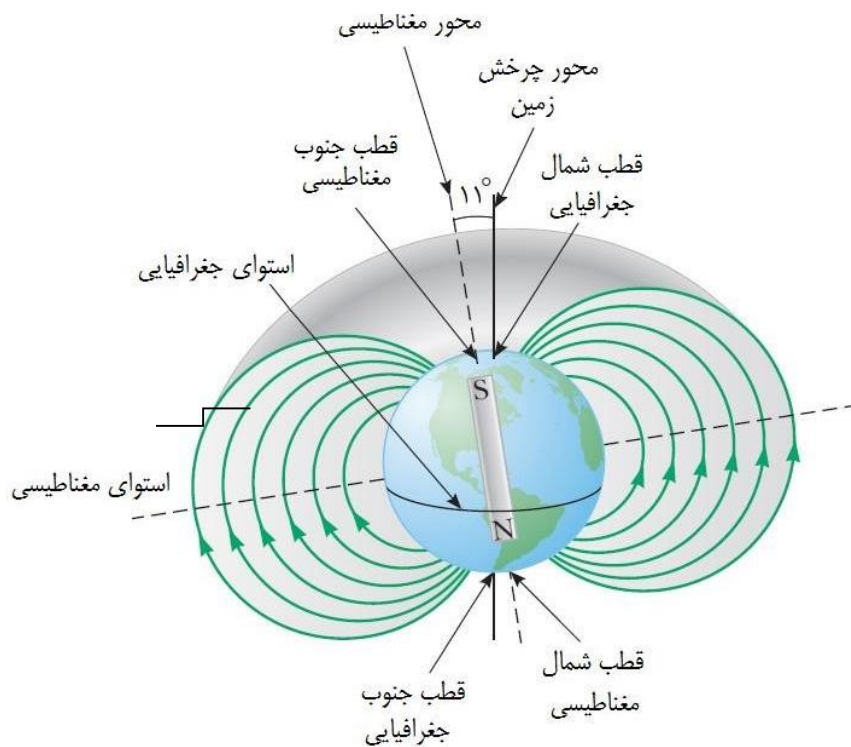
^{۱۷} External Field



شکل ۲-۳: نمایی از مدل شبیه سازی شده نظریه دینام برای کره‌ی مغناطیسی زمین. مش زرد رنگ: منطقه که در آن جریان سیال بزرگترین است، مش قرمز رنگ: نشان دهنده مرز هسته داخلی و خارجی [۱۸].

الف) میدان اصلی دوقطبی

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 ۲-۴). قطب‌های ژئومغناطیسی (نقاط واقع در سطح زمین که محور بهترین تطبیق برای دوقطبی از آن‌ها می‌گذرد) بر قطب‌های مغناطیسی منطبق نیستند. قطب‌های مغناطیسی نقاطی هستند که جهت میدان مغناطیسی در آن‌ها قائم می‌باشد.



شکل ۲-۴: دو قطبی مغناطیسی واقع در زمین، همراه با قطب‌های جغرافیایی، مغناطیسی و ژئومغناطیسی [۱۱].

ب) اجزاء میدان مغناطیسی زمین

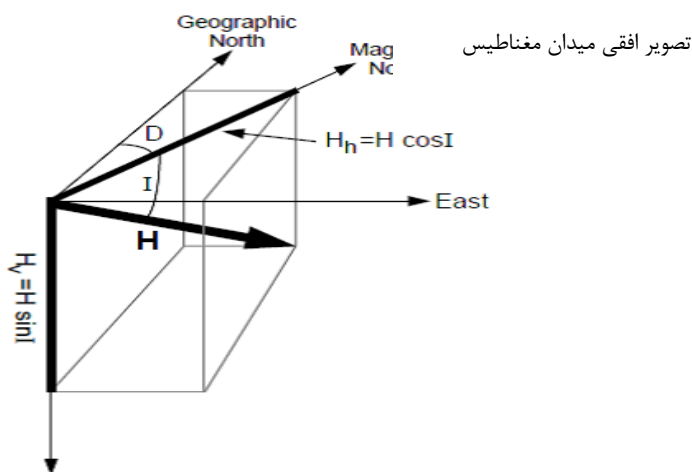
میدان مغناطیسی کره‌ی زمین یک کمیت برداری است. بردار شدت میدان کل متشکل از سه مؤلفه عمود برهم می‌باشد. جهت محور X به سمت شمال، جهت محور Y به سمت شرق و جهت محور Z به سمت پایین مثبت فرض می‌شوند. با استفاده از شکل (۲-۵) می‌توان مؤلفه‌های میدان را با روابط زیر توصیف کرد:

$$\begin{aligned}
 F_x &= F \cos I \cos D & F_y &= F \cos I \sin D \\
 F_z &= F \sin I & F &= \sqrt{F_x^2 + F_y^2 + F_z^2}
 \end{aligned}
 \tag{۲-۲}$$

$$I = \tan^{-1} \left(\frac{F_z}{\sqrt{F_x^2 + F_y^2}} \right)$$

$$D = \sin^{-1} \left(\frac{F_y}{\sqrt{F_x^2 + F_y^2}} \right)$$

که در آن، F بردار شدت میدان کل، I زاویه میل (زاویه میل عبارت است از زاویه‌ای که بردار میدان با سطح افق می‌سازد و بنا به قرارداد اگر جهت F به سمت پایین باشد، زاویه‌ی میل^{۱۸} مثبت و اگر جهت F به سمت بالا باشد، زاویه‌ی میل منفی خواهد بود.) و زاویه‌ی انحراف^{۱۹} (زاویه انحراف عبارت است از زاویه‌ای که مؤلفه‌ی افقی میدان، با جهت شمال جغرافیایی (محور X) می‌سازد و به سمت شرق، مثبت و به سمت غرب، منفی است [۵].



شکل ۲-۵: مؤلفه‌های میدان مغناطیسی کره زمین [۲۰].

اگر یک آهن‌ربای میله‌ای از گرانیگاه آویزان شود، آهن‌ر با بعد از تعادل در جهت خاصی قرار می‌گیرد. در این حالت یک قطب آهن‌ر با که به سمت قطب شمال قرار می‌گیرد، قطب شمال یا قطب مثبت و طرف دیگر آن را قطب جنوب یا قطب منفی است. قطب‌های مغناطیسی همیشه به صورت جفت هستند، اما در صورتی که طول آهن‌ر با بینهایت فرض شود، هر کدام از قطب‌ها را می‌توان به صورت یک قطب مجزا در عمل کند.

^{۱۸} Inclination

^{۱۹} Declination

$$F = \frac{PP_0}{R^2\mu} \quad (۳-۲)$$

که در آن ثابت μ قابلیت نفوذپذیری مغناطیسی است و مقدار آن به خواص مغناطیسی محلی بستگی دارد؛ که قطبها در آن واقع شده‌اند. اگر قطبها هم‌نام باشند؛ نیروی بین آنها دافعه و اگر غیر هم نام باشند؛ نیروی بین آنها جاذبه است [۱۷].

شدت مغناطیسی در هر نقطه مقدار نیروی مغناطیسی در آن نقطه است؛ که بر واحد قطب مغناطیسی وارد می‌شود:

$$H = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu R^2} \quad (۴-۲)$$

شدت میدان مغناطیسی با واحد اورستد اندازه‌گیری می‌شود، که واحد بزرگی است. در نتیجه در عمل از واحد نانو تسلا استفاده می‌شود ($1 \text{ nT} = 10^{-5}$). میدان مغناطیسی را می‌توان برحسب چگالی خطوط نیز تعریف کرد. یعنی تعداد خطوط نیرویی که از واحد سطح می‌گذرد [۱۷]. قطب مغناطیسی منفرد عملاً وجود ندارد. اگر در یک دوقطبی مغناطیسی اندازه قطبها مساوی و برابر P و فاصله آنها از هم L باشد حاصلضرب PL به عنوان گشتاور مغناطیسی در دوقطبی مفروض تعریف می‌شود؛ که در راستای خطی است که دو قطب را به یکدیگر وصل می‌کند و جهت آن در جهت قطب مثبت می‌باشد.

اگر یک جسم پارامغناطیس در یک میدان خارجی قرار گیرد، در دو سطح مقابل آن دو قطب مغناطیس بوجود خواهد آمد. این نوع مغناطیس شدن همسو با میدان اعمال شده است و شدت آن متناسب با شدت میدان مذکور می‌باشد. طبق تعریف، شدت مغناطیسی شدن (I) برابر است با نسبت شدت قطب القایی بر واحد سطح ($I = \frac{PP}{A}$) و یا نسبت گشتاور القایی بر واحد حجم ($I = \frac{MP}{V}$) در واقع I برابر با تعداد گشتاورهایی است که در واحد حجم در یک جسم پارامغناطیس در راستای یک میدان خارجی قرار گرفته است. هنگامی که میدان خارجی H همگن باشد و گشتاور آن نسبت به خط عمود بر سطح جسم پارامغناطیس زاویه θ بسازد، شدت مغناطیسی شدن جسم مزبور برابر است با:

$$I = KH. \cos \theta \quad (۵-۲)$$

در اینجا k ثابت تناسب جسم پارامغناطیسی و در واقع همان خودپذیری مغناطیسی یا ضریب مغناطیسی پذیر می باشد. مقدار k برای خلأ و تمامی اجسام غیرمغناطیس صفر است. اجسام پارامغناطیس دارای k مثبت و اجسام دیامغناطیس دارای k منفی و اجسام فرومغناطیس دارای k مثبت بالا است.

بردار کل مغناطیس زمین را می توان به دو مؤلفه به صورت زیر تجزیه کرد:

الف: مؤلفه افقی H که مقدارش همواره مثبت است و می توان آن را به دو مؤلفه شمالی X و شرقی Y تجزیه کرد.

ب: مؤلفه قائم Z که اگر به سمت پایین باشد مثبت و در غیر این صورت با علامت منفی در نظر گرفته شود. هفت پارامتر F, H, Z, Y, X, I, D را اجزای میدان مغناطیسی زمین گویند و روابط آن به صورت زیر قابل بیان است:

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

$$F = \frac{H}{\cos I} = \frac{Z}{\sin I} \quad (۷-۲)$$

هر ترکیب سه تایی اجزای میدان مغناطیسی برای مشخص کردن بردار میدان مغناطیسی زمین کافی است. صفحه قائمی که بردارهای F, H, Z را در بر می گیرد اصطلاحاً نصف النهار مغناطیسی محلی زمین تعریف می شود. شکل ناهنجاری های مغناطیسی و تغییرات میدان مغناطیسی به ضریب خودپذیری مغناطیسی K و عمل مؤلفه های بردار میدان مغناطیسی زمین، زاویه میل مغناطیسی و زاویه انحراف مغناطیسی بستگی دارد. برای نمایش تغییرات میدان مغناطیسی زمین نقشه های مختلفی تهیه می شود؛ که هر یک از آنها چگونگی تغییرات یکی از عوامل مغناطیسی را نقاط مختلف کره زمین نشان می دهند [۱۷].

۲-۲-۲ مغناطیس شونذگی (خودپذیری) مواد مختلف

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. مواد از نظر بزرگی ضریب خودپذیری مغناطیسی به سه دسته‌ی فرومغناطیس و دیامغناطیس و پارامغناطیس تقسیم می‌شوند، که در شکل (۲-۶) دسته‌بندی آن‌ها نشان داده شده است.

جدول ۱-۲: خودپذیری مغناطیسی برخی از مواد معدنی و سنگ‌ها [۲۱].

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	۱-۲۰
کوارتز	-۰/۰۱	شیل	۰/۰۱-۱۵
سنگ نمک	-۰/۰۱	شیست	۰/۳-۳
کلسیت	-۰/۰۰۱ - ۰/۰۱	گنیس	۰/۱-۲۵
اسفالریت	۰/۴	اسلیت	۰-۳۵
پیریت	۰/۰۵-۵	گرانیت	۰-۵۰
هماتیت	۰/۵-۳۵	گابرو	۱-۹۰
ایلمنیت	۳۰۰-۳۵۰۰	بازالت	۰/۲-۱۷۵
مگنتیت	۱۲۰۰-۱۹۲۰۰	پریدوتیت	۹۰-۲۰۰

القا می‌شود و با حذف میدان خارجی، مغناطیس القا شده از بین می‌رود. برای مثال کوارتز یک ماده‌ی دیامغناطیس است [۲۰].

۲-۳- برداشت داده‌های مغناطیسی

برداشت‌های مغناطیسی برحسب وسعت برداشتی که صورت می‌گیرد می‌تواند در مقیاس‌های مختلف به اجرا درآید که برای برداشت‌های با وسعت زیاد از هواپیما برای این منظور استفاده می‌شود. اطلاعات حاصل در این مقیاس مربوط به ساختارهای بزرگ زمین‌شناسی، سنگ‌های پایه‌آذرین (به ویژه سنگ‌های بازی و فوق بازی) حوزه‌های رسوبی (اکتشاف نفت و گاز) و ساختمان‌های زمین‌شناسی مانند گسل‌های اصلی منطقه است. کاوش‌های صحرایی شامل مطالعات زمین‌شناسی محلی، اکتشاف معدنی و نفتی و نیز در بزرگ مقیاس بررسی‌های زیست محیطی است [۵].

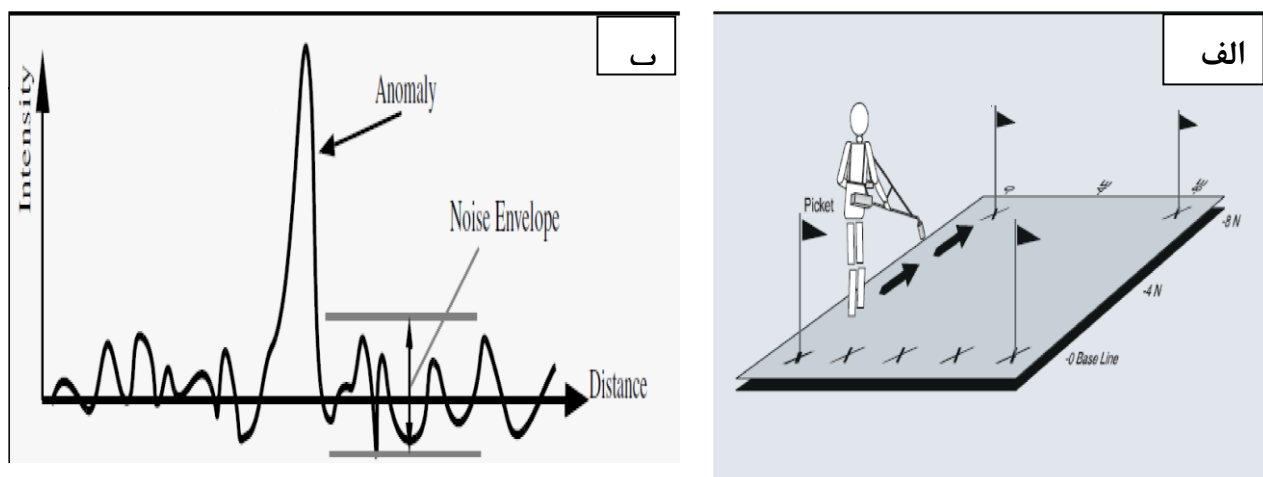
الف) ایستگاه‌های مبنا

در مطالعاتی که وسعت زمین‌های مورد مطالعه زیاد باشد (ابعاد بیس از ۱۵ کیلومتر) قبل از اجرای اندازه‌گیری روی نقاط مورد نظر، باید تعدادی از ایستگاه‌های مبنا مشخص شوند. محل هر ایستگاه مبنا باید تا حد امکان در نقطه‌ای انتخاب شود که دور از اثر ناهنجاری مغناطیسی احتمالی و از نظر گرادیان میدان مغناطیسی ضعیف باشد. شروع و خاتمه اندازه‌گیری‌ها در هر روز روی این ایستگاه مبنا انجام می‌پذیرد. به دلیل رفت و آمد زیاد به این ایستگاه‌ها باید دسترسی به آن‌ها آسان باشد و حتی‌الامکان در نزدیکی جاده دسترسی به محدوده اکتشافی قرار گرفته باشند. تکرار اندازه‌گیری در هر ایستگاه مبنا به‌طور معمول هر ۳۰ یا ۴۵ دقیقه با زمان اندازه‌گیری یادداشت می‌شود [۵]. البته بهتر است از یک دستگاه مجزا برای اندازه‌گیری در ایستگاه‌های مبنا استفاده شود و بدین ترتیب دقت کار نیز افزایش می‌یابد.

ب) ایستگاه‌های اندازه‌گیری

برداشت‌ها باید از طریق پروفیل‌هایی که عمود بر ساختارهای مورد مطالعه انتخاب می‌شوند، به اجرا درآید. فاصله پروفیل‌ها از یکدیگر و نیز ایستگاه‌های اندازه‌گیری روی پروفیل‌ها بر اساس گسترش، شیب و عمق احتمالی هدف مورد مطالعه انتخاب می‌شود. [۵].

تصویری از روش برداشت در یک شبکه و تغییرات نمودار حاصل از اندازه‌گیری میدان مغناطیسی در شکل (۷-۲) به صورت شماتیک نشان داده شده است؛ که در آن ناهنجاری و اثر نوفه به قابل مشاهده است.



شکل ۷-۲: الف- نمایی از روش برداشت، ب- شکل ناهنجاری حاصل از اندازه‌گیری میدان مغناطیسی [۳۸].

۲-۴- تغییرات زمانی میدان مغناطیسی زمین

مؤلفه‌های میدان مغناطیسی زمین نسبت به زمان متغیر است؛ که به لحاظ طول دوره تأثیرگذاری به موارد آتی قابل تقسیم می‌باشند.

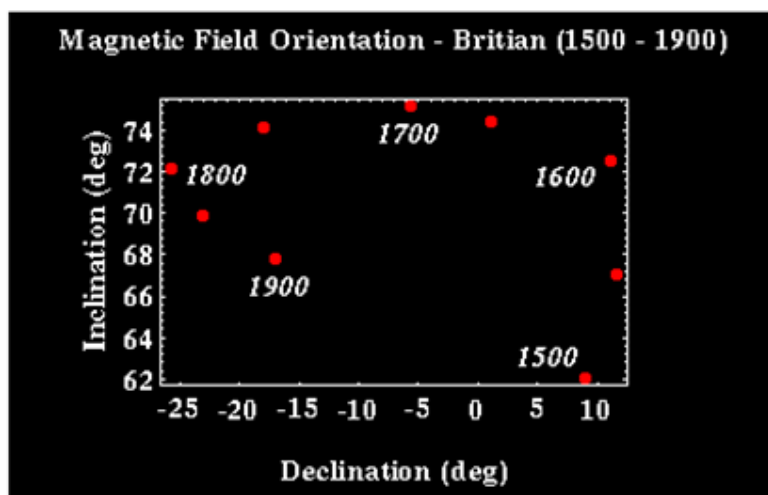
۲-۴-۱- تغییرات مؤلفه‌های مغناطیسی زمین با فواصل زمانی منطبق با زمان‌های

زمین‌شناسی

دوره‌ی تناوب این تغییرات در مقیاس میلیون سال بوده و علاوه بر تغییر مکان قطبین، معکوس شدن آن‌ها را نیز شامل می‌شود. این نوع تغییرات به وسیله مطالعات پالئومغناطیسی قابل تشخیص است.

۲-۴-۲- تغییرات قرنی

تغییرات کند و تدریجی در میدان مغناطیسی زمین را که دائماً در طول ده‌ها و یا صدها سال صورت می‌گیرد، تغییرات قرنی گویند. این تغییرات تمام عناصر مغناطیسی زمین را در بر می‌گیرد. دامنه تغییرات نیز نسبت به زمان متغیر است. در شکل (۲-۸) تغییرات میدان مغناطیسی برای بریتانیا را در طول چهارصد سال در بازه سال‌های ۱۹۰۰-۱۵۰۰ نشان می‌دهد.



شکل ۲-۸: تغییرات قرنی میدان مغناطیسی زمین برای منطقه بریتانیا [۳۷].

۲-۴-۳- تغییرات سالیانه

تغییرات مؤلفه‌های مغناطیسی زمین را در طول یک سال، تغییرات سالیانه می‌نامند. نقشه‌هایی که تغییرات سالیانه زوایای انحراف و میل را به صورت خطوط هم‌تراز نشان می‌دهند، نقشه‌های ایزوپوریک^{۲۰}

^{۲۰} Isopic

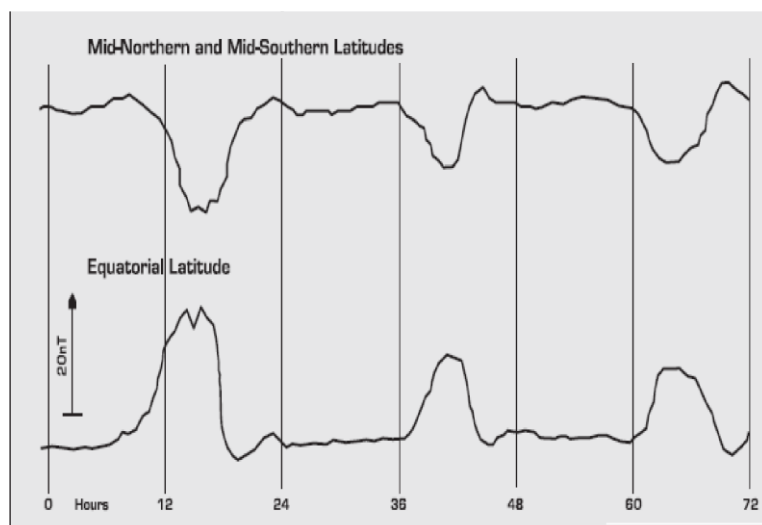
گفته می‌شوند. با مطالعه این نقشه‌ها به‌طور کلی معلوم می‌شود که در روی زمین مناطقی وجود دارند که تغییرات سالیانه آن‌ها به‌طور ناهنجاری‌وار بیشتر از سایر مناطق است.

۲-۴-۴- تغییرات روزانه

این نوع تغییرات، تأثیرات مستقیم در کارهای اکتشاف مغناطیسی خواهند داشت. هر چند مقدار این تغییرات کم است، ولی از نظر زمانی کوتاه مدت هستند. تغییرات روزانه در بیشتر رصدخانه‌های مغناطیسی هر روزه ثبت می‌شوند. شکل (۲-۹) تغییرات میدان را در طول یک روز نشان می‌دهد. این تغییرات کلاً به دو دسته تقسیم می‌شوند:

الف) تغییرات روزانه مربوط به روزهای آرام: این نوع تغییرات روزانه خیلی نرم، منظم و دارای دامنه کم می‌باشند و می‌توان آن‌ها را به دو دسته مجزا تقسیم نمود:

- تغییرات روزانه خورشیدی: دوره تناوب این تغییرات ۲۴ ساعت است، که برابر با یک چرخش زمین به دور محور خود می‌باشد. این تغییرات به وقت محلی و عرض جغرافیایی بستگی داشته و در رابطه مستقیم با تابش نور خورشید می‌باشند. دامنه این تغییرات حدود ۲۰ الی ۸۰ گاما (nT) می‌باشند. دامنه این تغییرات در هر نیم‌کره در فصل تابستان به حداکثر خود می‌رسد.



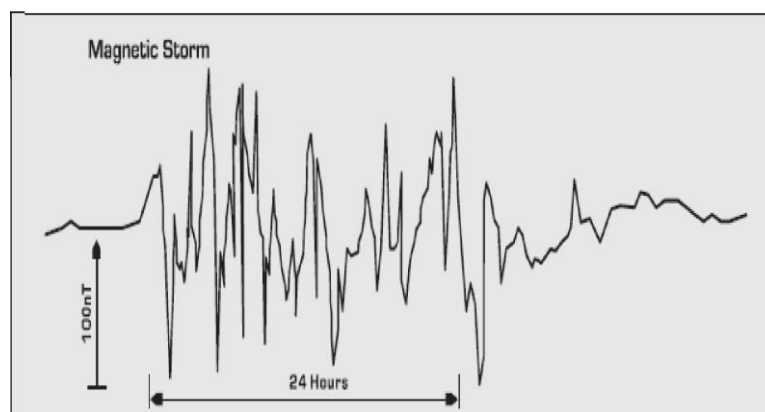
شکل ۲-۹: تغییرات روزانه میدان مغناطیسی زمینی [۳۸]

- تغییرات روزانه قمری: زمان تناوب این تغییرات ۲۵ ساعت و مطابق یک روز قمری است. میانگین این تغییرات حدود ۲ گاما (nT) می باشد. چون دامنه این تغییرات به طور کلی کم می باشد، اثر آن اهمیت چندانی در اغلب کارهای اکتشافی مغناطیسی ندارد. تغییرات مربوط به روزهای آرام را (به خاطر نظم و قابل پیش بینی بودنشان) می توان به سادگی قابل تصحیح می باشند. تغییرات مغناطیسی روزهای آرام، در اثر القای مغناطیسی حاصله از جریان ذرات باردار، در داخل یونسفر به وجود می آیند. این تغییرات به طور کلی در رابطه با اثرات جذر و مدی ماه و خورشید می باشند.

ب) تغییرات روزانه مربوط به روزهای آشفته: در میدان مغناطیسی زمین یک سری آشفتگی های زودگذر مغناطیسی وجود دارند، که به واسطه شباهت زیاد آن ها به تحولات جوی، طوفان های مغناطیسی می نامند. در هنگام بروز این طوفان ها نوسانات مغناطیسی آن قدر شدید، سریع و غیرقابل پیش بینی می شوند، که برخلاف تغییرات روزهای آرام، امکان تصحیح آن ها وجود ندارد. و باید هرگونه برداشت مغناطیسی را متوقف شود. در شکل (۲-۱۰) نمونه ای از تغییرات مربوط به روزهای ناآرام (طوفان های مغناطیسی) قابل مشاهده است.

همان گونه که در شکل (۲-۱۰) دیده می شود، تغییرات میدان مغناطیسی در طی ۲۴ ساعت (یک

شبانه روز) در حدود ۲۰۰ نانوتسلا می‌باشد؛ که می‌تواند ناهنجاری‌های مغناطیسی را تحت شعاع قرار دهد و جواب‌های بدست آمده با خطا همراه باشد.



شکل ۲-۱۰: تغییرات مربوط به طوفان‌های مغناطیسی [۳۷].

۲-۵- تصحیحات داده‌های مغناطیسی

این تصحیحات که روی داده‌های برداشتی سر زمین اعمال می‌شود شامل تصحیح عرض جغرافیایی، روزانه، ارتفاع و توپوگرافی می‌باشد. اهمیت این تصحیحات در مطالعات مغناطیسی به اندازه گرانی نیست. به علت اینکه مقدار این تصحیحات نسبت به ناهنجاری‌های مغناطیسی اغلب از مقدار کم و بسیار کمی برخوردار می‌باشد؛ در حالی که در مورد داده‌های گرانی این تصحیحات به علت تاثیر بیشتر از اهمیت زیادی برخوردارند.

۲-۵-۱- تصحیحات روزانه

میدان مغناطیسی زمین در طی روز دستخوش تغییراتی قرار می‌گیرد؛ که به‌طور معمول از چند ده نانو تسلا بیشتر نیست (روزهای آرام). تغییرات شدید و نامنظم میدان مغناطیسی زمین که در زمان‌های کوتاه رخ می‌دهد، طوفان‌های مغناطیسی نام دارد (روزهای مغشوش). در برداشت‌های صحرائی برای

تصحیحات میدان در روزهای آرام می‌توان از یک ایستگاه مبنا استفاده کرد؛ که در آن اندازه‌گیری میدان زمین در طول برداشت‌ها در زمان‌های مختلف تکرار می‌شود [۵].

۲-۵-۲- تصحیح عرض جغرافیایی

میدان مغناطیسی اصلی زمین برحسب طول و عرض تغییر می‌کند که در این بین تغییرات برحسب طول جغرافیایی بسیار کم است و در این مطالعات از آن صرف‌نظر می‌شود. میدان مغناطیسی زمین از ۲۵۰۰۰ نانو تسلا در استوا تا حدود ۶۹۰۰۰ نانو تسلا در قطب‌ها تغییر می‌کند، که بدین ترتیب تغییرات میدان زمین برحسب عرض جغرافیایی به ویژه زمانی که منطقه مورد مطالعه گسترش زیادی داشته باشد (مانند مطالعات هوابرد)، قابل توجه است.

تصحیح عرض جغرافیایی هر ایستگاه با تفریق میدان مغناطیس هسته زمین از مقدار اندازه‌گیری شده در صحرا بدست می‌آید. مقدار میدان زمین از طریق نرم افزار IGRF بر اساس طول و عرض جغرافیایی ایستگاه محاسبه می‌شود. تعیین میدان مغناطیسی اصلی زمین از طریق IGRF برای مناطقی که نزدیک به پایگاه‌های ژئومغناطیس ثابت هستند، از دقت زیادی برخوردار می‌باشد.

۲-۵-۳- تصحیح ارتفاع

تغییرات میدان مغناطیسی زمین برحسب ارتفاع (گرادیان قائم) در قطب‌ها برابر 0.3 - نانو تسلا بر متر و در استوا 0.15 - نانو تسلا بر متر است. بدین ترتیب یک تغییر ارتفاع 100 متری در قطب باعث تنها 3 - نانو تسلا تغییر میدان می‌شود؛ که در نقاط دیگر این مقدار کمتر است. بنابراین تصحیح ارتفاع در مطالعات مغناطیسی قابل توجه نیست و از آن می‌توان صرف‌نظر کرد [۵].

۲-۵-۴- تصحیحات توپوگرافی

در بسیاری موارد به دلیل خاصیت مغناطیسی کم سنگ‌های سطحی اثر آن‌ها روی مقدار میدان مغناطیسی ایستگاه‌های اندازه‌گیری قابل چشم‌پوشی می‌باشد. اما حالت‌های نیز وجود دارد که سنگ‌های سطحی از خاصیت مغناطیسی بالایی برخوردارند (به عنوان مثال سنگ‌های فوق بازیگ) که در این صورت وجود توپوگرافی از یک چنین سنگ‌هایی می‌تواند اندازه‌گیری‌ها را تحت تأثیر قرار دهد. به علاوه در ارتباط با سنگ‌های سطحی بدون خاصیت مغناطیسی نیز زمانی که ایستگاه‌های اندازه‌گیری در یک دره تنگ با دیواره‌های سنگی مرتفع در اطراف آن واقع می‌شود، امکان اثر توپوگرافی وجود دارد. در چنین حالت‌هایی ممکن است نوعی تصحیح توپوگرافی (زمینگان) مورد نیاز باشد. در مطالعات مغناطیسی برای این تصحیح می‌توان از نوعی هموارسازی داده‌ها که در واقع انتقال داده‌ها روی یک سطح افقی است، استفاده می‌شود [۵].

۲-۶- پردازش داده‌های میدان مغناطیسی

داده‌های برداشت شده در یک منطقه، طیفی از ناهنجاری‌های سطحی یا محلی تا ناهنجاری‌های عمیق یا ناحیه‌ای را شامل می‌گردد. ناهنجاری‌های ناحیه‌ای دارای فرکانس‌های فضایی پایین و طول موج بلند می‌باشند؛ در حالی که ناهنجاری‌های محلی که مربوط به اجسام نزدیک سطح زمین هستند، دارای فرکانس بالا و طول موج کوتاه می‌باشند. در کارهای اکتشافی برای تفکیک ناهنجاری‌های باقی‌مانده، ناهنجاری‌های ناحیه‌ای از ناهنجاری‌های مشاهده‌ای کم می‌شود. اغلب تفسیر و مدل‌سازی عددی برای داده‌های میدان باقی‌مانده انجام می‌شود و اعتبار تفسیر به درجه جداسازی ناهنجاری‌های باقی‌مانده بستگی دارد. بنابراین لازم است این دو دسته ناهنجاری به روشی از یکدیگر تفکیک شوند؛ تا بدین ترتیب ناهنجاری‌های مورد نظر قابل مشاهده شوند [۱].

این کار با روش‌های مختلفی از جمله روش گرافیکی، شبکه بندی یا عددی کردن داده‌ها، هموار

کردن به روش میانگین گیری^{۲۱}، میانگین گیری وزنی، تفکیک به روش طول موجی^{۲۲}، روش گریفین^{۲۳}، روش روند سطح، روش مشتق قائم، گسترش میدان گرانی و مغناطیس به سمت بالا و گسترش میدان گرانی و مغناطیس به سمت پایین انجام می پذیرد.

عملکرد ترسیمی تفکیک ناهنجاری‌ها، کاستی‌هایی دارد. یکی از این کاستی‌ها، عدم کاربرد آن برای ناهنجاری‌های محلی می باشد؛ که با روند عمومی منطقه موازی می باشد. بنابراین وقتی ناهنجاری‌های باقی مانده کاملاً واضح باشند، به طوری که روند عمومی آن‌ها از منحنی‌های منطقه‌ای کاملاً متمایز باشد، می توان از این روش استفاده کرد. در غیر این صورت باید از روش پروفیل زنی در چندین امتداد مختلف استفاده کرد. همچنین برای ناهنجاری‌هایی که ناهنجاری باقی مانده آن‌ها حاصل تداخل چندین منبع سطحی باشند، این روش غیرقابل استفاده خواهد بود. شکل (۲-۱۱) مفهوم تفکیک ناهنجاری‌های مغناطیسی به مؤلفه‌های باقی مانده و منطقه‌ای را نشان می دهد [۱۳].

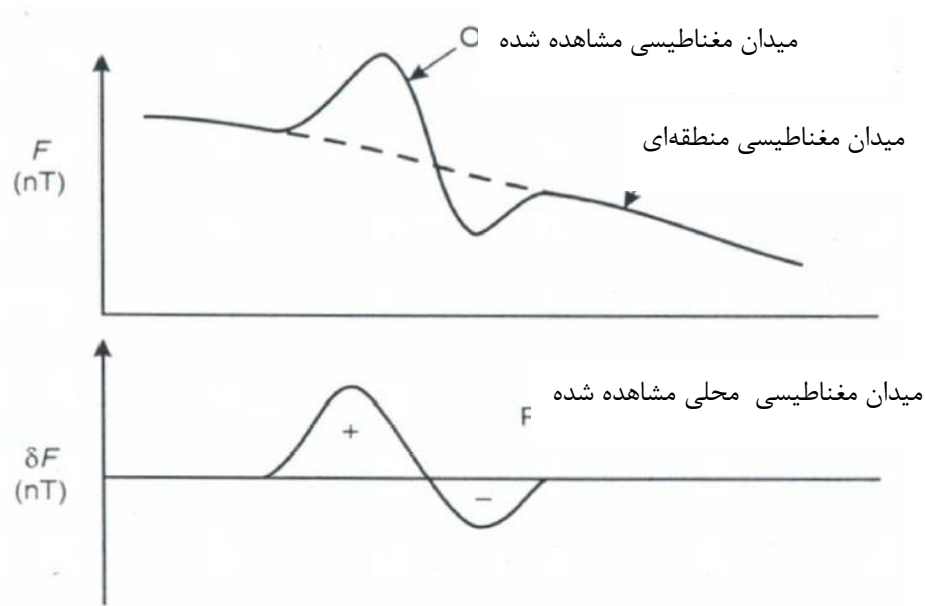
از میان روش‌های ذکر شده به منظور تفکیک ناهنجاری، چهار روش متداول برای تفکیک ناهنجاری، روش‌های مشتق قائم، گسترش به سمت بالا، گسترش به سمت پایین و روش روند سطحی می باشند.

مهم ترین کاربرد فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل شامل موارد آتی است [۶].

^{۲۱} Average

^{۲۲} Wavv length

^{۲۳} Griffin method



شکل ۲-۱۱: تفکیک مؤلفه‌های محلی و منطقه‌ای ناهنجاری‌های مغناطیسی [۱۳].

- جانمایی دقیق محل ناهنجاری‌ها بر روی منابع مولد ناهنجاری، مانند فیلتر برگردان به قطب
- جداسازی ناهنجاری ناحیه‌ای و باقی‌مانده، مانند فیلترهای ادامه فراسو و مشتق قائم
- تخمین مرز منابع مولد ناهنجاری بر روی نقشه‌های هم‌مقدار مغناطیسی، مانند فیلتر مشتق قائم مرتبه دوم، سیگنال تحلیلی و ...
- کاهش نوفه^{۲۴}‌های موجود در نقشه‌ها و تصاویر میدان پتانسیل.
- اکثر تبدیلات به خاطر ویژگی‌های خاص بردار مغناطیس زمین و به منظور ساده‌سازی تفسیر ناهنجاری‌های ناشی از آن کاربرد دارند. به عنوان مثال برگردان به قطب و برگردان به استوا برای حذف اثرات کجی زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین و تبدیل شبه گرانی برای حذف ماهیت دو قطبی ناهنجاری‌های مغناطیسی استفاده می‌شوند.

۲-۶-۱- برگردان به قطب

شکل ناهنجاری‌های مغناطیسی تنها به شکل و ضریب خودپذیری توده بستگی ندارد؛ بلکه به جهت مغناطیس‌شدگی و جهت میدان ناحیه‌ای هم بستگی دارد. یکی از عوامل مؤثر بر شکل ناهنجاری‌های مغناطیسی، زاویه میل بردار میدان مغناطیس زمین است. مقدار زاویه میل در قطبین مغناطیسی ۹۰ درجه، در استوا صفر درجه و سایر محل‌ها مقادیری بین صفر و ۹۰ درجه دارد. به غیر از مواردی که توده متقارن در قطب مغناطیسی واقع شده است، ناهنجاری‌های مغناطیسی در زوایای دیگر شکلی نامتقارن دارند. برگردان به قطب، شکل نامتقارن ناهنجاری مغناطیسی حاصل از توده متقارن را به شکلی متقارن و حرکت آن به بالای توده آنومال تبدیل می‌کند. به این ترتیب ناهنجاری مغناطیسی به ناهنجاری اندازه‌گیری شده در قطب مغناطیسی تبدیل شده و باعث می‌شود تصویر ناهنجاری دقیقاً بر روی توده قرار گیرد. برای برگردان به قطب الگوریتم حوزه مکان یا الگوریتم حوزه فوریه به کار برده می‌شود.

[14]

پردازش‌های مشابهی می‌تواند برای برگردان میدان مغناطیسی بین هر دو عرض مغناطیسی مورد استفاده قرار گیرند. برگردان به قطب تفسیر داده‌های مغناطیسی را آسان‌تر می‌کند. برای این که در عرض‌های مغناطیسی کمتر از ۵۰ درجه ارتباط شکل ناهنجاری با هندسه منبع غالباً آشکار نیست. همان‌طور که گفته شد در عرض‌های مغناطیسی کمتر از ۱۵ درجه پردازش می‌تواند دچار مشکلاتی شود. به این دلیل که در این حالت پردازش تبدیل فوریه به علت نیاز به تقسیم طیف، ناپایدار می‌شود. خیلی از افراد از این مشکل، با محدود کردن این پردازش به عرض‌های مغناطیسی بزرگ‌تر از ۱۵ درجه، دوری می‌کنند. برخی نیز این پردازش را برای عرض‌های مغناطیسی کوچک‌تر از ۱۵ درجه به صورت تقریبی با اعمال دو تبدیل، که مجموع زوایا در آن دو تبدیل، برابر با اختلاف بین عرض مغناطیسی و قطب باشد، به کار بردند [۱۵].

(۲-۸)

$$A^0(x, y) = \frac{A(u, v)}{[\sin(I) + i \cos(I) \cdot \sin(D + \alpha)]^2}$$

که در آن $A(u,v)$ شدت ناهنجاری در فرکانس‌های (u,v) ، I ، D به ترتیب زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین و $\alpha = \tan^{-1}\left(\frac{v}{u}\right)$ می‌باشد.

انجام برگردان به قطب در حوزه فرکانس و با استفاده از رابطه (۲-۸) سبب بروز مشکلاتی در نتایج خواهد شد. به عنوان مثال در مواردی که توده در عرض‌های جغرافیایی پایین مغناطیس شده و یا برای توده‌هایی که مغناطیس باقی‌مانده ناشناخته است، نتایج این روش قابل استناد نیست [16]. به علاوه چون این روش در حوزه فرکانس عمل می‌کند، زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین باید در چهار گوش مورد مطالعه ثابت باشد. تغییرات زاویه انحراف بردار ژئومغناطیس در ایران در حد ۴ تا ۵ درجه است؛ لذا تغییرات اندک آن تأثیر چندانی بر روی نتایج برگردان به قطب ندارد. اما تغییرات زاویه میل را نمی‌توان نادیده گرفت. در صورتی که تغییرات زاویه میل و انحراف بردار مغناطیسی زمین ناچیز باشد، برای برگردان به قطب می‌توان از میانگین مقادیر زاویه میل و انحراف استفاده کرد. در مواردی که این تغییرات زیاد باشند؛ می‌توان منطقه مورد مطالعه را به قسمت‌هایی که زاویه میل و انحراف تغییر چندانی ندارد، تقسیم و از میانگین آن‌ها در برگردان به قطب استفاده کرد [17]. آنچه مسلم است مهم‌ترین هدف در پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی، ساده‌سازی اطلاعات حاصل از پروفیل و نقشه‌های برداشت شده است. یکی از این ساده‌سازی‌ها، به دست آوردن نقشه‌ای است که دامنه تابع به کار گرفته شده به خصوصیات فیزیکی توده سبب شونده و نه به پارامترهای میدان مولد ناهنجاری بستگی داشته باشد. به عنوان مثال در یک برداشت مغناطیس‌سنجی پارامترهای فیزیکی توده، ضریب خودپذیری مغناطیسی و پارامتر هندسی توده، عمق توده و پارامترهای میدان مولد ناهنجاری زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین است [۶].

۲-۶-۲- روش‌های کیفی پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی

۲-۶-۲-۱- تبدیل گسترش ادامه میدان^{۲۵}

محاسبه میدان‌های پتانسیل در سطحی متفاوت از سطح برداشت (معمولاً زمین) را گسترش میدان پتانسیل گویند. این عملیات شامل اندازه‌گیری میدان در سطحی بالاتر از سطح برداشت و سطحی پایین‌تر از سطح برداشت است، که به ترتیب گسترش به سمت بالا^{۲۶} (ادامه فراسو) و گسترش به سمت پایین^{۲۷} (ادامه فراسو) نام دارد [۱۸]. یکی از روش‌های تفکیک ناهنجاری‌های میدان پتانسیل، روش گسترش به سمت بالا می‌باشد. با کاربرد این روش تأثیرات آنومالی‌های سطحی حذف شده و تأثیر آنومالی‌های عمیق به وضوح قابل تشخیص هستند. در این روش داده‌های میدان پتانسیل به وسیله معادلات ریاضی از یک سطح مبنا بر روی سطوح ترازوی در بالای آن تصویر می‌شوند. تغییر به یک سطح بالاتر، اثر ناهنجاری‌هایی را که دورتر هستند کاهش می‌دهد ولی اثرات آن روی ناهنجاری‌های سطحی و محلی بسیار بیشتر است؛ زیرا تغییر در مسافت برای این ناهنجاری‌های سطحی و محلی به طور نسبی بزرگ‌تر از منابع عمیق و وسیع منطقه‌ای است. بنابراین در یک سطح بالاتر، الگوی تغییرات ناحیه‌ای به طور واضح نمایان شده و ناهنجاری‌های باقی‌مانده (سطحی و محلی) از وضوح کمتری برخوردار می‌باشند [۱۸]. به طور کلی این تبدیل باعث می‌شود تا میدان اندازه‌گیری شده هموارتر شده و ناهنجاری‌های کوچکی که منشأشان از منابع سطحی کوچک است، حذف گردند. [۱].

تبدیل یا فیلتر گسترش رو به پایین، داده‌ها را به سطوح پایین‌تر، منقل می‌کند. با این حال، به دلیل حرکت منابع سطحی، اطلاعات مربوط به طول موج کوتاه‌تر (از جمله نوفه) تقویت می‌شود. این عملیات می‌تواند در حوزه مکان به اجرا درآید؛ که با استفاده از الگوریتم هم‌میخت (پیچش)^{۲۸} (تنها برای منابع

25. Field Continuation Transformation

26. Upward Continuation

27. Downward continuation

28. Convolution

دو بعدی) انجام شود [۱۹]. این عمل مشابه آن است که برداشت در فاصله نزدیک‌تر نسبت به سطح زمین انجام می‌شود. با اعمال گسترش رو به پایین اثر توده‌های عمیق‌تر نسبت به توده‌های سطحی‌تر کمتر می‌شود، و مستلزم وجود داده‌هایی با فاصله کم و شبکه‌ای متراکم است. به عبارت دیگر به دلیل ماهیت ناپایدار گسترش رو به پایین، نوفه زیادی به داده‌ها منتقل می‌شود؛ از این رو این روش کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. فیلتر گسترش به سمت بالا یا گسترش به سمت پایین دارای سه مرحله آتی است.

الف- تبدیل فوریه داده‌ها و انتقال آن‌ها به حوزه فرکانس.

ب- ضرب کردن نتیجه مرحله الف در عبارت $e^{\pm 2\pi h \sqrt{u^2 + v^2}}$ (در این رابطه h ارتفاع گسترش به متر و u و v متغیرهای حوزه فرکانس می‌باشند).

ج- برگرداندن نتایج مرحله ب به حوزه مکان توسط عکس تبدیل فوریه.

از میان تبدیل‌های گسترش میدان، گسترش رو به پایین به دلیل القاء نوفه زیاد کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. بیشترین کاربرد تبدیل گسترش رو به بالا جداسازی ناهنجاری‌های ناحیه‌ای از باقی‌مانده در برداشت‌های هوابرد است. با این حال برخی کاربردهای تبدیل گسترش رو به بالا عبارت است از:

- جداسازی ناهنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده.

- حذف کردن نوفه‌های سطحی از داده‌ها.

- تخمین عمق ناهنجاری (عمدتاً به صورت کیفی) به خصوص در برداشت‌های هوابرد.

معمولاً در هر برداشت ژئوفیزیکی علاوه بر سیگنال‌ها که مطلوب هستند، نوفه‌های مزاحم نیز برداشت می‌شوند. نوفه‌ها به دو دسته نوفه‌های مصنوعی و طبیعی تقسیم می‌شوند. نوفه‌های مصنوعی به دلیل عدم رعایت صحیح الگوهای برداشت، خطای سیستماتیک هستند. در مقابل منشأ نوفه‌های طبیعی اکثراً عوامل زمین‌شناسی مانند وجود توده‌های با زمینه مغناطیس بالا، تجمع کانی‌های سنگین مغناطیسی

در خاک و ضخامت زیاد دوباره بین کانسار و گیرنده دستگاه مغناطیس سنج است. وجود نوفه باعث کاهش نسبت سیگنال به نوفه شده و توجیه پذیری روش ژئوفیزیکی مورد استفاده را با مشکل روبرو می کند. علاوه بر این وجود این نوفه ها اعم از مصنوعی یا طبیعی نتایج تفسیر را تحت تاثی قرار می دهند. از این رو یکی از راه های حذف نوفه های سطحی استفاده از فیلتر گسترش رو به بالا است [۶].

۲-۶-۲-۲-۲ فیلتر روند سطحی

یکی از روش های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه ای، روش روند سطحی توسط برازش چند جمله ای است. در این روش، میدان ناحیه ای از مقادیر مشاهده ای به وسیله روش کتمرین مربعات یا روش اورتونر مال^{۲۹} محاسبه می شود. این روش بر اساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است Y که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده ای داشته باشد. در این روش بر داده های میدان پتانسیل برداشت شده، سطحی عبور داده می شود، که پیچیدگی ریاضی سطح مورد نظر به روند حاکم بر داده ها بستگی دارد. معادله سطح مذکور برای حالت دوبعدی به صورت زیر است [۲۰].

(۹-۲)

$R_g(x, y) = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{11}xy + A_{20}x^2 + A_{02}y^2 + A_{21}x^2y + \dots + A_{nn}x^m y^n$
 که در آن $R_g(x, y)$ مقدار ناهنجاری ناحیه ای، A_{nm} ضرایب سطح مذکور، x, y مختصات نقاط مشاهده ای برداشت داده ها می باشند. پس از عبور دادن سطح مزبور بر داده های میدان پتانسیل برداشت شده، مقدار ناهنجاری باقی مانده به صورت زیر محاسبه می شود [۲۰].

$$R_{s(i)} = T_i - R_{g(i)} \quad (۱۰-۲)$$

که در آن T_i داده های مشاهده ای، $R_{g(i)}$ اثر ناحیه ای و $R_{s(i)}$ ناهنجاری باقی مانده است. درجه روند سطحی به پیچیدگی های زمین شناسی منطقه بستگی دارد. از این درجه روند سطحی بیشتر برای

^{۲۹} Orthonormal

همپوشانی بین مقادیر سطح مزبور و مقادیر داده‌های مشاهده‌ای در شرایط پیچیده‌تر زمین‌شناسی استفاده می‌شود [19]. بهترین میزان برازش داده‌های محاسبه‌ای و مشاهده‌ای با کاربرد روش کمترین مربعات جهت تعیین ضرایب چند جمله‌ای بدست می‌آید؛ به طوری که باید مربع اطلاعات باقی‌مانده کمترین مقدار گردد:

$$S = \sum R_{s(i)}^2 = \text{حداقل} \quad (۲-۱۱)$$

۲-۶-۲-۳- تبدیل‌های مشتق

یکی از پر کاربردترین فیلترهای مورد استفاده در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل فیلترهای مشتق می‌باشد. نقش این فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل جداسازی ناهنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده و تخمین مرز و لبه می‌باشد. این فیلترها به سه دسته فیلترهای مشتق قائم^{۳۰}، مشتق افقی^{۳۱}، مشتق جهتی^{۳۲}، و مشتق افقی کل^{۳۳} تقسیم می‌شوند.

معمولاً در مرحله تفسیر بنا به نیاز از هر سه نوع فیلتر استفاده می‌شود. زیرا هر سه فیلتر اطلاعات مختلف و ویژه‌ای را در اختیار می‌گذارد. ترکیب کردن این فیلترها به طرق مختلف باعث ایجاد فیلترهای جدید با کارایی بیشتر می‌شود. علاوه بر کاربرد آن‌ها در تخمین مرز، اساس اکثر روش‌های تفسیر ناهنجاری‌های میدان پتانسیل به ویژه روش‌های تخمین عمق نیز کمیت مشتق است. اندازه مشتق قائم در محل لبه‌های توده‌های زیر سطحی صفر می‌باشد و از این خاصیت برای تخمین مرز استفاده می‌شود. اندازه مشتق افقی در بالای لبه‌های توده زیر سطحی بیشینه است؛ لذا این فیلتر نیز می‌تواند به عنوان وسیله‌ای جهت تخمین مرز به کار برده شود. مشتق‌های جهتی بیشتر برای برجسته کردن ناهنجاری‌ها از جهت و زاویه‌ای خاص به کار برده می‌شوند. در این فیلترها پدیده‌ها و عوارض خطی با امتداد عمود بر جهت

^{۳۰} Vertical Derivative

^{۳۱} Horizontal Derivative

^{۳۲} Directional Derivative

^{۳۳} Total Horizontal Derivative

محاسبه مشتق جهتی برجسته می‌شوند [۶].

الف: فیلتر مشتق قائم

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

(۱۲-۲)

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \rightarrow \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right]$$

به‌علاوه هنگامی که داده‌ها در یک سطح افقی برداشت شده باشند، می‌توان تابع لاپلاس را به حوزه فوریه منتقل و سپس مشتق قائم مرتبه n داده‌های میدان پتانسیل را نیز محاسبه کرد که n می‌تواند هر مقدار حقیقی را اختیار کند [1].

$$F \left[\left(\frac{\partial^n}{\partial x^n} \right) \right] = |K|^n F[T] \quad (۱۳-۲)$$

که در آن $K = 2\pi/\lambda$ که λ طول موج و نماد F بیانگر تبدیل فوریه می‌باشد.

فیلتر مشتق قائم عرض ناهنجاری‌ها را باریک‌تر و در نتیجه موقعیت توده‌ها را با دقت بیشتری مشخص می‌کند. با افزایش مرتبه مشتق قائم، ناهنجاری‌ها برجسته‌تر می‌شوند؛ اما از آنجایی که این فیلتر از نوع فیلتر بالا گذر^{۳۴} است؛ لذا به طور ناخواسته همزمان با سیگنال‌های موجود در تصویر، نوفه‌ها نیز برجسته می‌شوند. این امر به ویژه در مشتقات قائم مرتبه بالاتر ظاهر خواهد شد. به طور معمول استفاده از این فیلتر فقط به مرتبه های اول و دوم محدود می‌شود. البته استفاده از فیلتر مشتق قائم با مرتبه غیر صحیح و یا مشتق قائم وزن دار می‌تواند مشکل برجستگی نوفه را برطرف کند.

ب: مشتقات جهتی

منظور از مشتقات جهتی داده‌های میدان پتانسیل، مشتق آن‌ها نسبت به جهات x و y می‌باشد. این روش برای برجسته کردن ساختارهای خطی موجود در نقشه‌ها به کار می‌رود. در این تکنیک ناهنجاری‌های خطی با امتداد عمود بر امتداد محاسبه مشتق برجسته خواهند شد. به عنوان مثال هنگامی که مشتق جهتی در امتداد شرق-غربی محاسبه می‌شود، کلیه ساختارهای خطی (گسل، دایک) موجود یا امتداد شمالی-جنوبی برجسته و در مقابل ساختارهای با امتداد شرقی-غربی کم رنگ خواهد شد. برای محاسبه مشتقات جهتی از روابط (۲-۱۴) استفاده می‌شود [۱].

با این وجود، هنگامی که داده‌های میدان پتانسیل موجود به نقشه در می‌آیند، نقشه حاصل دارای ناهنجاری‌هایی با شدت‌های گوناگون است. در صورتی که اختلاف بین پیشینه و کمیته ناهنجاری موجود بالا باشد، مشتق جهتی محاسبه شده نیز چنین وضعیتی را خواهد داشت و این باعث از دست رفتن ناهنجاری‌های با شدت کم‌تر خواهد شد.

ج: فیلترهای مشتق افقی کل

اگر $T(x,y)$ معرف برداشت‌های گسسته میدان پتانسیل در یک صفحه افقی باشد، به عنوان مثال ماتریس $T_{i,j}$ که $i = 1,2, \dots$ و $j = 1,2, \dots$ ماتریس داده‌های میدان پتانسیل در یک شبکه برداشت افقی با محور افقی (x) در راستای شرق-غرب و محور شمالی (y) در راستای شمال-جنوب و فواصل برداشت به ترتیب Δx و Δy باشد؛ مشتق افقی $T_{x,y}$ نسبت به محورهای x و y در نقطه (i,j) با استفاده از

روش تفاضل محدود^{۳۵}، طبق روش زیر قابل محاسبه است.

$$(۲-۱۴)$$

$$\frac{dT(x, y)}{dx} = \frac{T_{i+1, j} - T_{i-1, j}}{2\Delta x}$$

$$\frac{dT(x, y)}{dy} = \frac{T_{i, j+1} - T_{i, j-1}}{2\Delta y}$$

علاوه بر روش اختلاف محدود، می توان مشتقات افقی را در حوزه فوریه نیز محاسبه کرد. بر طبق تئوری تبدیل فوریه مشتق، مشتقات افقی $T(x, y)$ طبق روابط زیر بدست می آید.

$$\nabla \left(\frac{d^n \varphi}{dx^n} \right) = (ik_x)^n \nabla(\varphi) \quad (۲-۱۵)$$

$$\nabla \left(\frac{d^n \varphi}{dy^n} \right) = (ik_y)^n \nabla(\varphi) \quad (۲-۱۶)$$

که در آن $K = 2\pi/\lambda$ بیانگر طول موج و k_x و k_y به ترتیب بیانگر طول موج در جهات x و y و n مرتبه مشتق است. در این روابط کمیت n می تواند هر مقداری اعم از صحیح یا اعشاری را پذیرا باشد. بیشینه مقدار گرادیان افقی کل در بالای لبه های توده قرار می گیرد. اندازه گرادیان افقی کل میدان مغناطیسی که به طور خلاصه گرادیان افقی نامیده می شود، از رابطه زیر به دست می آید [۱۲].

$$G(x, y) = \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (۲-۱۷)$$

که در آن T میدان مغناطیسی، $\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)$ و $\left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)$ به ترتیب مشتقات افقی میدان مغناطیس نسبت به جهات x و y است.

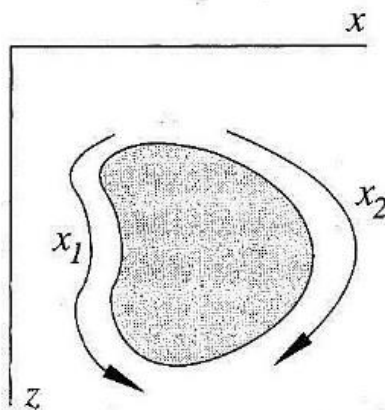
به دلیل ماهیت دو قطبی میدان های مغناطیسی، در عمل کمتر از این میدان ها برای محاسبه گرادیان افقی استفاده می شود. در مواردی که فقط برداشت مغناطیس سنجی انجام شده است. می توان ناهنجاری مغناطیسی را به ناهنجاری شبه گرانی تبدیل کرد و سپس با محاسبه گرادیان افقی آن به تخمین مرز

پرداخت. البته استفاده از ناهنجاری شبه گرانی در محاسبه گرادیان افقی، بیشتر در برداشت‌های کوچک مقیاس زمینی که نوفه‌های فرکانس بالا داده‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهند؛ استفاده می‌شود. در برداشت‌های بزرگ مقیاس و هوابرد می‌توان مستقیماً از ناهنجاری مغناطیسی برداشت شده به محاسبه گرادیان افقی پرداخت [۶].

۲-۶-۲-۴- سیگنال تحلیلی

تابع سیگنال تحلیلی دارای خصوصیات جالبی به شرح زیر است:

اندازه آن تابعی متقارن نسبت به محور x است؛ که به بردار مغناطیس‌شدگی توده و بردار مغناطیس زمین بستگی ندارد؛ و تنها تابعی از موقعیت توده زیر سطحی می‌باشد [۳۱].
با استفاده از این تابع می‌توان به تخمینی از عمق توده پرداخت.



شکل (۲-۱۲) مدل دو بعدی برای تولید ناهنجاری مغناطیسی [۱۰].

نبیقیان^{۳۶} برای حالت دو بعدی از تابع زنگوله‌ای زیر برای به دست آوردن مشتقات بالا با سیگنال تحلیلی (پیشرفته) از منابع کم عمق استفاده کرد:

$$\left(\frac{\partial^n G_h}{\partial h^n}\right)^2 + \left(\frac{\partial^n G_z}{\partial h^n}\right)^2 = \frac{(1^2 * 2^2 * 3^2 * \dots * n^2) * \alpha^2}{(d^2 + h^2)^{n+1}} \quad (26-2)$$

در این رابطه G_z , G_h به ترتیب گرادیان افقی و قائم داده‌های میدان پتانسیل می‌باشند. h فاصله‌ای در طول محور افقی، و عمود بر امتداد توده یا ساختار دو بعدی اندازه‌گیری می‌شود. n عددی مثبت و صحیح است که مرتبه مشتق را تعیین می‌کند. d عمق توده است (با فرض اینکه کف توده در بی‌نهایت است)، $a = 2KFc \sin \theta$ برای مدل پله‌ای^{۳۷} ناهنجاری مغناطیسی، K ضریب خودپذیری مغناطیس توده، F بردار مغناطیس زمین، θ زاویه شیب مدل پله‌ای، $\beta = 10 - \cos^2 i \sin^2 \beta$ که زاویه میل بردار مغناطیس زمین و β زاویه بین شمال مغناطیسی و محور h (مثبت) می‌باشد.

در حالت سه بعدی سیگنال تحلیلی ساده $(A(x, y))$ میدان پتانسیل G از رابطه (27-2) محاسبه می‌شود [۱].

$$A_0(x, y) = \frac{\partial G}{\partial x} \hat{x} + i \frac{\partial G}{\partial y} \hat{y} + \quad (27-2)$$

$$\frac{\partial G}{\partial z}$$

و اندازه سیگنال تحلیلی ساده نیز از رابطه (28-2) محاسبه می‌شود.

$$|A_0(x, y)| = \sqrt{\left[\frac{\partial G}{\partial x}\right]^2 + \left[\frac{\partial G}{\partial y}\right]^2 + \left[\frac{\partial G}{\partial z}\right]^2} \quad (28-2)$$

با تعمیم رابطه (28-2) برای حالت سه بعدی، محاسبه مشتق مرتبه n ام از سیگنال تحلیلی پیشرفته با استفاده از رابطه (29-2) به دست می‌آید:

$$A_0(x, y) = \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial^n G}{\partial z^n} \right] \hat{x} + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial^n G}{\partial z^n} \right] \hat{y} + i \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial^n G}{\partial z^n} \right] \hat{z} \quad (29-2)$$

هرچه فاصله بین سطح بالا و پایین بیشتر باشد، تشخیص لبه و یا مرزها با وضوح بهتر خواهد بود. به همین دلیل با سیگنال تحلیلی پیشرفته، وضوح و دقت تشخیص برای موقعیت مرزهای زمین‌شناسی افزایش یافته و در نتیجه کمتر تحت تأثیر تداخل قرار می‌گیرد. معادله (30-2) برای برآورد تخمین

عمق مرزها مورد استفاده قرار می‌گیرد.

سیگنال تحلیلی روشی پیشرفته با وضوح بالا برای به تصویر در آوردن مرزهای ساختاری زمین‌شناسی از قبیل کنتاکت‌ها و گسل‌ها است. طرح کلی مرزهای ساختاری می‌تواند با پیشینه دامنه نوسان سیگنال تحلیلی ترکیب شده از مشتق قائم مرتبه n ام دو گرادیان افقی و یک گرادیان عمودی محاسبه شود. موقعیت پیشینه دامنه‌های نوسان مستقل از محیط میدان پتانسیل است. این روش زمانی که اثرات تداخلی قابل توجه باشد و یا زمانی که مغناطیس باقی‌مانده و القا شونده قابل اغماض نیست، بسیار مناسب باشد [۲۱].

به کمک یک تبدیل ساده در حوزه فرکانس، یک تابع تحلیلی ارائه می‌شود که مؤلفه حقیقی آن مشتق افقی میدان و مؤلفه مجازی آن مشتق عمودی میدان است. مؤلفه مجازی را می‌توان تبدیل هیلبرت^{۳۸} مؤلفه حقیقی در نظر گرفت. این روش یک روش ساده و سریع برای محاسبه مشتق قائم از یک پروفیل را ارائه می‌کند [۲۲].

^{۳۸} Hilbert transform

فصل سوم:

روش کار و اثر مغناطیس روی مدل‌های مس پورفیری

۳-۱- مقدمه

مراحل اکتشاف و شناسایی مناطق دگرسان در کانسارهای مس پورفیری بیشتر با استفاده از روش‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرند و این روش‌ها به علت حساسیت در برداشت و عدم دسترسی به لایه‌های مدفون، هزینه بسیار بالایی دارند. لذا استفاده از روش مغناطیس‌سنجی به خاطر وجود هسته‌های آهن‌دار در استوک‌های^{۳۹} کانسار در مقایسه با سایر روش‌ها از اهمیت خاصی برخوردار می‌باشد و نسبت به سایر روش‌ها کم هزینه‌تر است. اثرات مغناطیسی سنگ‌ها، ناشی از ترکیب مغناطیس‌القایی و بازماند موجود در آن‌هاست که این اثرات موجب ایجاد آشفتگی در میدان مغناطیسی زمین در محل حضور آن سنگ‌ها می‌شوند. بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در اثر فرایندهای اولیه مانند آتش‌فشانی یا رسوبی و یا در اثر فرایندهای ثانویه مانند دگرسانی‌ها ایجاد می‌شوند که هر دوی این پدیده‌ها موجب تولید یا از بین رفتن کانی‌های مغناطیسی در محیط می‌شوند. در اکتشاف کانسارها، فرایندهای ثانویه تأثیرگذار بر سنگ‌ها که در آن سنگ میزبان یا ذخیره معدنی مرتبط با سامانه گرمایی (هیدروترمال^{۴۰}) باشند، از اهمیت خاصی برخوردارند [23].

مس دارای سه منبع اصلی به صورت پورفیری^{۴۱}، لایه‌ای و ماسیوسولفید^{۴۲} می‌باشد. مهم‌ترین کانسار از نوع نهشته‌های هیدروترمالی، کانسار پورفیری است. این نوع کانسارها با عیار پایین و تناژ بالا، اغلب برای استخراج مس، مولیبدن و قلع مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرند. این نهشته‌ها معمولاً ارتباط نزدیکی با توده‌های نفوذی متوسط و اسیدی دارند و همه‌ی آن‌ها با هاله‌های دگرسانی گرمایی وسیع سنگ میزبان همراه هستند. در سیستم‌های پورفیری معمولاً توده‌های نفوذی فلسیک مرتبط با کانی‌زایی مس، در سنگ‌های آتش‌فشانی قرار گرفته‌اند یا به وسیله سنگ‌های آتش‌فشانی وابسته به توده نفوذی

^{۳۹} stock

^{۴۰} Hydrothermal

^{۴۱} Porphyry

^{۴۲} Massive Sulphide

احاطه شده‌اند تخریب مگنتیت در این سنگ‌ها توسط دگرسانی‌های فیلیک و پروپیلیتیک می‌تواند عامل یک مغناطیس ضعیف و گسترده در پیرامون توده نفوذی باشد. از طرفی نواحی کانی زایی پورفیری (پتاسیک) معمولاً به دلیل تشکیل کانی مگنتیت ثانویه به صورت فرومغناطیس هستند. بنابراین یک بی‌هنجاری مغناطیسی شدت بالای محلی مشخص می‌تواند در مرکز بی‌هنجاری مغناطیسی شدت پایین حاصل از دگرسانی ایجاد شود.

تشکیل و جاگیری کانسارهای مس پورفیری نه تنها تحت تأثیر فرآیندهای ماگمایی و هیدروترمالی می‌باشد بلکه تکتونیک ناحیه‌ای، محلی و رژیم‌های تکتونیکی در زمان تشکیل این کانسارها نیز اهمیت به‌سزائی دارد [۲۴]. عملکرد دگرگونی هیدروترمال تأثیر عمده‌ای بر خواص مغناطیسی سنگ و الگوهای ناهنجاری مغناطیسی، وابسته به آن‌ها دارد.

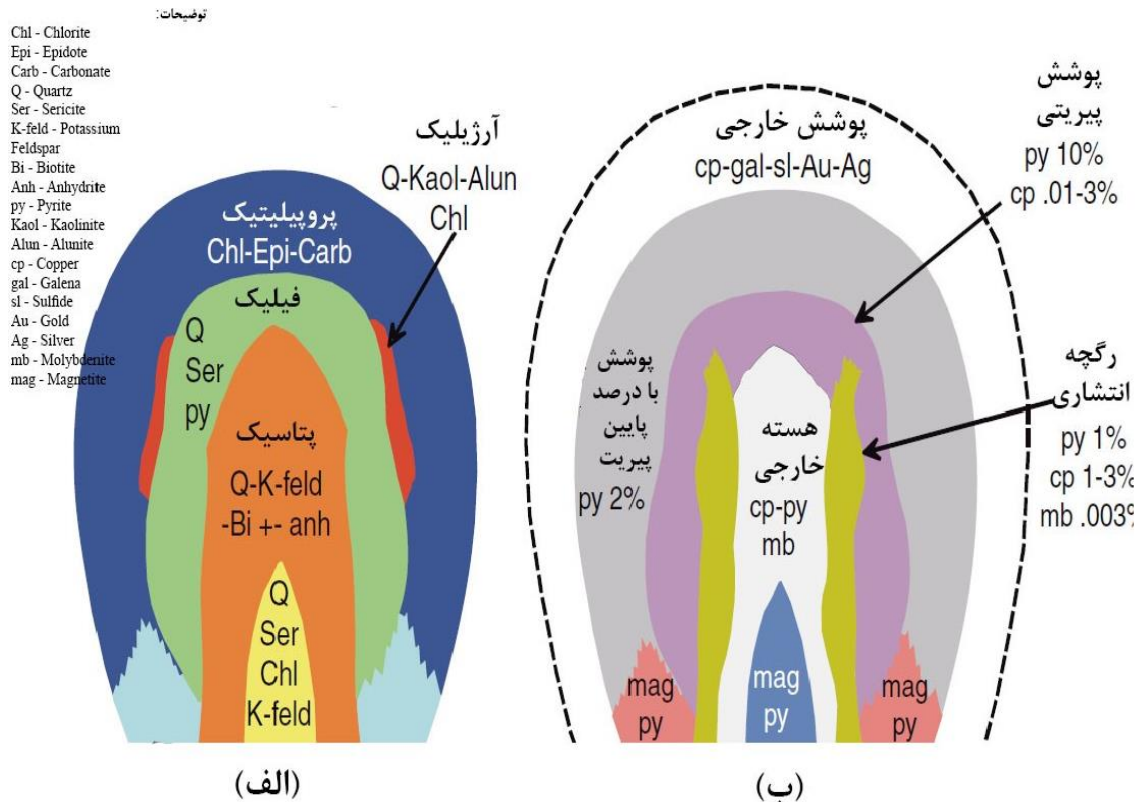
در ارتباط با کانسارهای مس پورفیری لاول و گیلبرت [۲۵] بعد از مقایسه کانسار کالامازو در ایالت آریزونا، با ۲۷ کانسار مس پورفیری دیگر دنیا، یک مدل شاخص برای کانی‌زایی کانسار مس پورفیری معرفی کردند (شکل ۳-۱)، بر اساس ادعای آن‌ها عموماً چهار منطقه دگرسانی پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک وجود دارد. این مناطق بیشتر در اطراف استوک پورفیری به صورت مناطق هم‌محوری که پوسته‌هایی هم‌مرکز و اغلب ناکامل را می‌سازند متمرکز می‌شود و غالباً در اکتشاف ذخایر مس پورفیری به‌عنوان یک راهنما مورد استفاده قرار می‌گیرد.

کلارک^{۴۳} [۷] مدل مفهومی پیش‌بینی مغناطیس مس پورفیری و ولکانیک‌های میزبان اپی‌ترمال را با بررسی نحوه تشکیل و تغییرات مغناطیس کانی‌ها در چندین منطقه، به‌ویژه منطقه اسکاندیناوی توسعه داد. پروکر^{۴۴} و کلارک [۲۶] مدل‌هایی مغناطیسی را بر اساس رفتارهای مغناطیسی سنگ و مدل‌های استاندارد زمین‌شناسی برای تعیین سطح فرسایش کانسار و مرحله دگرسانی ارائه دادند. این مدل‌ها

^{۴۳} Clark

^{۴۴} Purucker

برای پیش‌بینی اثرات مغناطیسی این نهشته‌ها در انواع مختلف جایگاه زمین‌شناسی با در نظر گرفتن عوامل زمین‌شناسی، که اثرات مغناطیسی را کنترل می‌کنند طراحی شده‌اند. این عوامل شامل جایگاه تکتونیکی و نوع ماگما، ترکیب و شرایط سنگ میزبان، عمق تدفین و سطح فرسایش می‌باشند [۷].



شکل ۳-۱: الف) ساخت منطقه‌ای در دگرسانی‌های موجود در یک کانسار مس پورفیری (ب) ساخت منطقه‌ای مربوط به کانی‌سازی موجود در یک کانسار مس پورفیری [۳۴]

تفسیر داده‌های مغناطیسی و بررسی آن‌ها به‌طور کلی مبهم می‌باشد، مگر اینکه به وسیله اطلاعات زمین‌شناسی، پتروفیزیکی و ژئوفیزیکی کامل شود. در بیشتر روش‌های مدل‌سازی، مدل‌هایی که در نظر گرفته می‌شوند، بیشتر اشکال ساده هندسی هستند و با واقعیت زمین‌شناسی منطقه هم‌خوانی کاملی ندارند. همچنین فرآیندهایی مثل ساختار تکتونیکی منطقه، جنس سنگ میزبان، مناطق دگرسان شده، عمق استقرار و سطح فرسایش باعث ایجاد تغییراتی در مغناطیس منطقه می‌شوند که به‌سادگی ناهنجاری‌های ژئوفیزیکی منطقه را نمی‌توان مدل‌سازی و تفسیر کرد. از این‌رو با ادغام و تأثیر دادن مدل‌های زمین‌شناسی کانسارهای مس پورفیری با مدل‌های اکتشافی ژئوفیزیکی، می‌توان تفسیر و مدل

بهتری برای به نقشه در آوردن بی‌هنجاری‌های منطقه و موقعیت بهینه حفاری پیشنهاد داد.

۲-۳- تهیه مدل مصنوعی

ساختن مدل‌های متعدد زمین‌شناسی و مقایسه داده‌های نظری به دست آمده از این مدل‌ها با داده‌های مشاهده شده، یکی از روش‌های مرسوم تحلیل داده‌های مغناطیسی است به این مدل‌سازی عددی داده‌ها که برای پارامترهای مدل داده شده است، مدل‌سازی پیشرو می‌گویند. در این نوع مدل‌سازی هدف محاسبه بی‌هنجاری مغناطیسی ناشی از یک منشا با پارامترهای هندسی و فیزیکی معلوم است. برای هر مدل‌سازی چه پیشرو و چه وارون تهیه یک مدل مصنوعی اولیه لازم است تا بر اساس ساده‌سازی مدل زمین‌شناسی به یک مدل ساده بتوان روش‌های مختلف پردازش روی آن اعمال کرد. برای تهیه مدل مصنوعی و محاسبه اثر آن افراد مختلفی کار کرده‌اند که در ادامه به روش باتارچایا اشاره می‌شود.

۳-۳- محاسبه اثر مغناطیسی

برای یک میدان مغناطیسی القایی \vec{B}_0 ، مغناطیس شدگی (مغناطیدگی) \vec{J} ، به تباین خودپذیری مغناطیس توده با سنگ‌های اطراف بستگی دارد. زمانی که تباین خودپذیری بسیار کوچک است، مغناطیس شدگی متناسب با تباین خودپذیری مغناطیسی و برابر با حاصل ضرب آن در میدان مغناطیسی القایی است.

$$\vec{J} = k \vec{H}_0 \quad (1-3)$$

که $\vec{H}_0 = \frac{\vec{B}_0}{\mu_0}$ ، نفوذپذیری مغناطیسی است. رابطه میدان مغناطیسی حاصل از این توزیع

مغناطیس شدگی با رابطه زیر بیان می‌شود.

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

که در آن r و r' به ترتیب موقعیت نقطه مشاهده‌ای و توده هستند، ∇ روی r عمل می‌کند و ΔV حجم توده مغناطیسی است [۲۷].

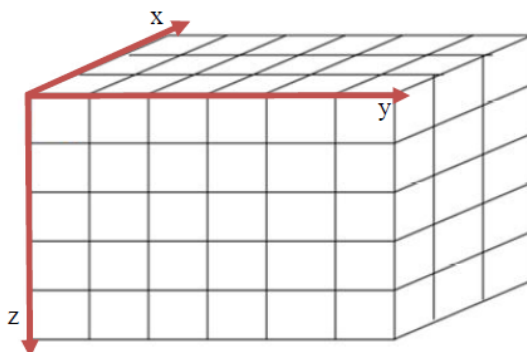
میدان مغناطیسی ناشی از حجمی از ماده مغناطیس طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$\vec{B} = -C_m \nabla_P \int_R \vec{M} \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dv \quad (3-3)$$

که در آن \vec{M} مغناطیدگی، و r فاصله از نقطه اندازه‌گیری P تا المان dv جسم است. مقدار ثابت C_m در سیستم SI برابر با 10^{-7} هنری بر متر می‌باشد. اما در بیشتر برداشت‌های مغناطیسی ناهنجاری کل میدان اندازه‌گیری می‌شود، که به صورت تقریبی از رابطه زیر محاسبه می‌شود. [۱].

$$\Delta T = -C_m \hat{F} \cdot \nabla_P \int_R \vec{M} \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dv \quad (4-3)$$

که در آن \hat{F} بردار واحد در جهت میدان زمین است. در عمل برای محاسبه اثر مغناطیس زیرسطحی، حجم زیر سطح زمین به منشوره‌های کوچک تقسیم و به هر سلول مقدار ثابتی از تباین خودپذیری مغناطیسی اطلاق و میدان مغناطیس حاصل از آن‌ها محاسبه می‌شود (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳: زمین گسسته شده با تعداد سلول‌های سه‌بعدی

رابطه (۵-۳) جهت محاسبه میدان مغناطیسی ناشی از یک منشور مستطیلی توسط باتاچاریا ارائه شده است.

$$\Delta T = C_m M \left[\frac{a_{23}}{2} \log \left(\frac{r-x'}{r+x'} \right) + \frac{a_{13}}{2} \log \left(\frac{r-y'}{r+y'} \right) - a_{12} \log(r+z_1) \right] \quad (۵-۳)$$

$$- \hat{M}_x \hat{F}_x \arctan \left(\frac{x'y'}{x'^2 + rz_1 + rz_1^2} \right) - M'_y F'_y \arctan \left(\frac{x'y'}{r^2 + rz_1 - x'^2} \right)$$

$$\hat{M}_2 \hat{F}_2 \arctan \left(\frac{x'y'}{rz_1} \right) \begin{matrix} x' = x_2 & y' = y_2 \\ x' = x_1 & y' = y_1 \end{matrix}$$

که در آن

$$a_{12} = \hat{M}_x \hat{F}_y + \hat{M}_y \hat{F}_x \quad (۶-۳)$$

$$a_{13} = \hat{M}_x \hat{F}_z + \hat{M}_z \hat{F}_x$$

$$a_{23} = \hat{M}_y \hat{F}_x + \hat{M}_x \hat{F}_y$$

$$r^2 = x^2 + y^2 + z^2$$

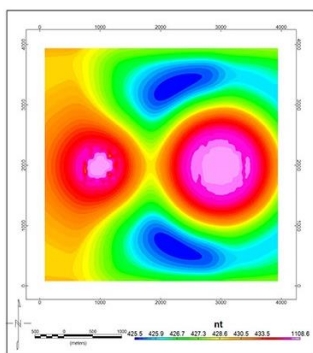
که در آن، F میدان مغناطیسی زمین است و هر منشور دارای مغناطیدگی M و ابعاد $x_1 \leq x \leq x_2$ ، $y_1 \leq y \leq y_2$ و $z_1 \leq z \leq \infty$ است. برای محاسبه ناهنجاری کل مشاهده‌ای در مبدأ مختصات و ناشی از یک منشور که از عمق Zt تا Zb امتداد یافته است، ابتدا باید رابطه (۵-۳) را برای منشوری با عمق Zt و مغناطیدگی M و سپس منشوری با عمق Zb و مغناطیدگی $-M$ محاسبه کرد.

اگر سلول‌ها به اندازه کافی کوچک باشند، هر یک از آن‌ها می‌تواند مغناطیدگی یکنواخت داشته باشد. در عمل سلول‌ها باید شامل اشکال ساده باشند، تا بتوان مجموعه‌ای از تمام سلول‌ها را به آسانی تجسم و تنظیم کرد. هریک از این بلوک‌ها می‌توانند اختلاف مغناطیسی دلخواهی با محیط اطراف داشته باشند؛ بنابراین طبق اصل جمع‌پذیری اثر داده‌های پتانسیل، بی‌هنجاری در هر نقطه را می‌توان به صورت تقریبی از مجموع اثر هر کدام از بلوک‌ها دانست [۱].

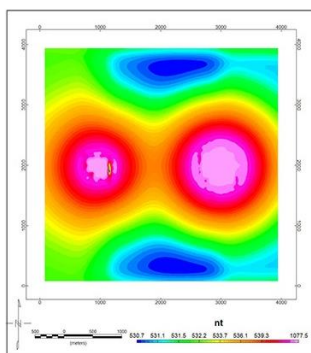
۳-۴- مدل سازی مصنوعی

معمولاً در روش‌های گوناگون ژئوفیزیکی برای بررسی کارایی و عملکرد یک روش، ابتدا روش موردنظر روی داده‌های مصنوعی امتحان می‌شود. برای این منظور اثر مغناطیسی حاصل از مدل مصنوعی ایجادشده در سه سطح فرسایش مختلف موردبررسی قرار گرفته می‌شود. در این روش دو مدل به شکل کره به شعاع ۴۰۰ متر در عمق بالایی ۵۰ متر با پذیرفتاری مغناطیسی $SI_0/0.3$ و مخروط با قاعده ۱ کیلومتر و ارتفاع ۲ کیلومتر با پذیرفتاری $SI_0/0.3$ در یک شبکه ۴ کیلومتر در ۴ کیلومتر با ارتفاع ۲ کیلومتر در نظر گرفته شده است. پذیرفتاری مغناطیسی محیط اطراف $SI_0/0.1$ ، شدت میدان مغناطیسی زمین ۴۸۰۰۰ نانو تسلا، زاویه میل ۹۰ درجه و بدون زاویه انحراف در نظر گرفته شده است. اثر مغناطیسی حاصل از مدل‌ها در سه عمق مختلف بدون سطح فرسایش، سطح فرسایش ۲۵۰ متر، سطح فرسایش ۵۰۰ متر محاسبه شده است (شکل ۳-۳).

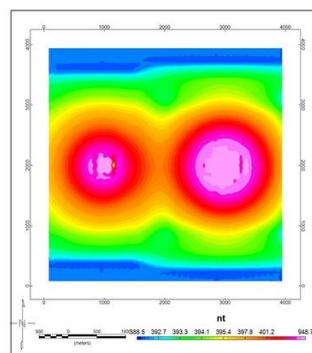
در شکل (د) به علت نبود فرسایش بیشترین آنومالی مغناطیسی حاصل از مخروط می‌باشد، اما به علت عمق کم مدل کره، آنومالی کره هم قابل مشاهده است و به آسانی قابل بررسی است. با افزایش فرسایش به میزان ۲۵۰ متر در شکل (ه) مدل کره قابل رویت می‌شود و آنومالی آن افزایش می‌یابد. هر چه به مرکز مدل نزدیک‌تر می‌شویم؛ اثر مغناطیسی به بیشترین میزان می‌رسد. با بالا بردن سطح فرسایش به ۵۰۰ متر اثر مغناطیسی حاصل از مخروط بیشتر شده؛ اما به دلیل کم شدن ضخامت کره اثر مغناطیسی آن به کمترین میزان خود می‌رسد (شکل و).



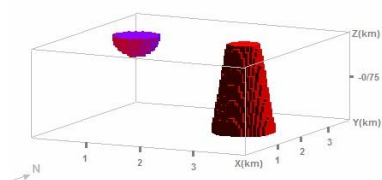
ج



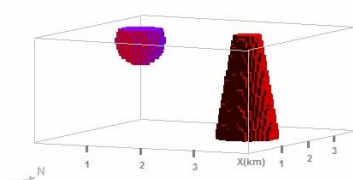
ب



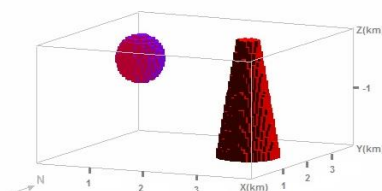
الف



و



ه



د

شکل ۳-۳: آنومالی مغناطیسی حاصل از مدل فرضی. (الف) نقشه مغناطیسی حاصل از مدل (د) بدون فرسایش. (ب) نقشه مغناطیسی حاصل از مدل (ه) در سطح فرسایش ۲۵۰ متر. (ج) نقشه مغناطیسی حاصل از مدل (و) در سطح فرسایش ۵۰۰ متر

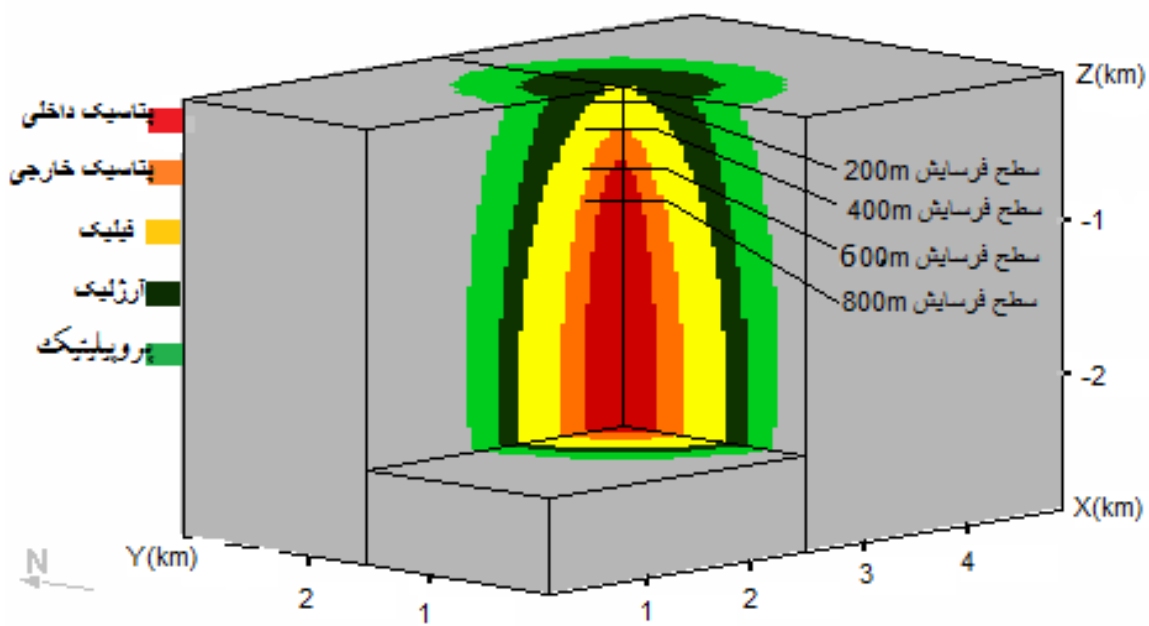
۳-۵- مدل مس پورفیری

مدل‌های زمین‌شناسی به علت رویدادهایی از قبیل گسلش، فشردگی، ناپیوستگی و ناهمگنی دارای پیچیدگی می‌باشند و الگوهای ناهنجاری مغناطیسی هم از فرآیندهای زمین‌شناسی منطقه سرچشمه می‌گیرند. به همین منظور باید تغییرات زمین‌شناسی منطقه را در مدل پیشنهادی ارائه داد (کلارک، ۲۰۱۳). با استفاده از مدل‌های زمین‌شناسی کانسارهای مس پورفیری می‌توان تغییرات میدان مغناطیسی را در سطح فرسایش‌های مختلف مورد بررسی قرار داد. در (شکل ۳-۴) مدل مس پورفیری با ویژگی‌های ارائه‌شده در (جدول ۳-۱) به میزبانی سنگ‌های آذرین در سطح فرسایش‌های مختلف (۲۰۰ متر، ۴۰۰ متر، ۶۰۰ متر و ۸۰۰ متر) مورد بررسی قرار گرفته است، و پروفیل تغییرات مغناطیسی حاصل از آن ثبت شده است (شکل ۳-۵).

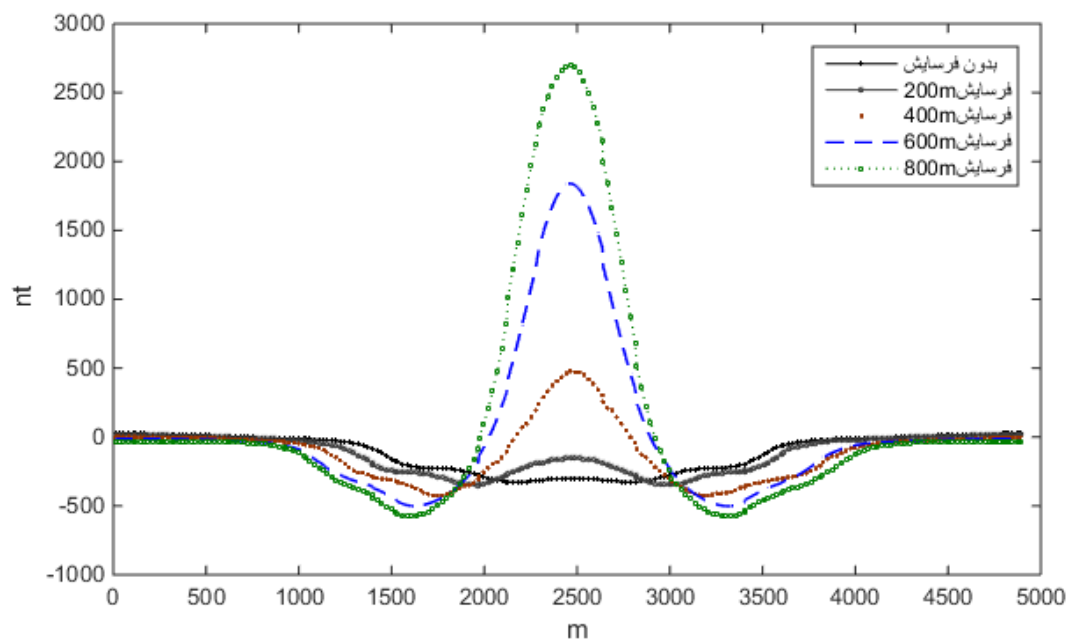
جدول ۳-۱: پارامترهای فیزیکی مورد استفاده در مدل مس پورفیری با زون پتاسیک سرشار از مگنتیت [۲۶].

زون	قطر (متر)	عرض (متر)	عمق بالایی مغناطیسی (SI) (متر)	پذیرفتاری مغناطیسی (SI)
پتاسیک داخلی	360	360	2400	۰/۳
پتاسیک خارجی	600	120	2500	۰/۱۵
فیلیک	1000	200	3000	۰/۰۰۳
آرژلیک	1200	100	3000	۰/۰۰۷
پروپیلیتیک	1500	150	3000	۰/۰۲۷
آندزیت	سنگ میزبان	سنگ میزبان	۳۰۰۰	۰/۰۵

در این مدل (شکل ۳-۴) منطقه پتاسیک داخلی به شدت غنی از مگنتیت است و به وسیله منطقه پتاسیک بیرونی که حاوی مقدار کمتری مگنتیت است پوشیده شده است، منطقه پتاسیک داخلی نشان دهنده توسعه شدید کانی‌های کوارتز، مگنتیت و پتاسیم فلدسپات است. در حالی که منطقه پتاسیک بیرونی دارای کانی‌های بیوتیت، فلدسپات پتاسیم، کوارتز و میزان کمتری مگنتیت می‌باشد. سایر مناطق بیرونی به علت کاهش کانی‌های مغناطیسی از مغناطیس کمتری برخوردار می‌باشند. نمودارهای (شکل ۳-۵) اثر تبدیل به قطب داده‌های مغناطیسی مدل کانسار را در پنج سطح فرسایش مختلف نشان می‌دهد. کانسار در حالت بدون سطح فرسایش به علت قرار گرفتن در سنگ میزبانی با اثر بالای مغناطیسی دارای آنومالی منفی نسبت به محیط اطراف می‌باشد، با افزایش فرسایش و نزدیک شدن به مناطق داخلی به علت تغییرات کانی‌زایی (افزایش کانی‌های مغناطیسی) اثر مغناطیسی به صورت فزاینده‌ای، در مرکز به علت نزدیکی به زون پتاسیک افزایش پیدا می‌کند و با رسیدن به زون پتاسیک سرشار از مگنتیت، سطح فرسایش ۸۰۰ متر، اثر مغناطیسی به بیشترین میزان می‌رسد (شکل ۳-۵). اگر سطح فرسایش تا عمق زون پتایک پایین برود آنومالی مغناطیسی متأثر از سنگ میزبان یا سنگ بستر خواهد بود.



شکل ۳-۴: مدل مس پورفیری در سطح فرسایش‌های مختلف



شکل ۳-۵: تغییرات میدان مغناطیسی حاصل از مدل مس پورفیری در سطح فرسایش‌های مختلف

مشکلی که در کانسارها به خصوص مس پورفیری که به صورت گرمایی تشکیل می‌شود وجود دارد میزبان‌های متنوع این کانسارها است، که بسته به نوع سنگ میزبان و ترکیب آن اثر مغناطیسی کانسار به وجود آورنده آنومالی متفاوت خواهد بود و تغییرات مغناطیسی سنگ میزبان می‌تواند بر روی مغناطیس حاصل از آنومالی تأثیر بگذارد.

داده‌های شدت کل میدان مغناطیسی هر یک از واحدهای سنگی دارای پاسخ مغناطیس خاص هستند. به‌طور کلی واحدهای سنگی آذرین متوسط تا اسید (فلسیک) دارای شدت میدان مغناطیسی متوسط تا کم هستند که این پاسخ به دلیل وجود مقدار کم کانی‌های مغناطیسی در این نوع واحدهای زمین‌شناسی است. به‌عنوان نمونه استوک‌ها و باتولیت‌ها با ترکیب گرانیته با توجه به کانی‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها که دارای خودپذیری کمی هستند، شدت میدان کمی را از خود نشان می‌دهند.

واحدهای سنگی آواری به علت داشتن منشأهای مختلف، پاسخ‌های مغناطیسی متمایزی از خود نشان می‌دهند، که بسته به نوع سنگ آن‌ها این پاسخ می‌تواند کم یا زیاد باشد که در تفسیر داده‌های مغناطیسی باید به این نکته توجه نمود. به‌عنوان مثال، ماسه‌سنگ‌ها با منشأ سنگ‌های آذرین اسیدی دارای شدت میدان مغناطیسی کم هستند؛ درحالی‌که ماسه‌سنگ‌ها با منشأ سنگ‌های مافیک، و اولترامافیک به علت وجود کانی‌های مغناطیسی، شدت میدان مغناطیسی بالاتری را نسبت به سنگ‌های رسوبی با منشأ اسیدی از خود نشان می‌دهند.

فرآیند دگرسانی در اثر عوامل مختلفی نظیر حرکت آب‌های داغ درون زمینی و نیز گرمایی ناشی از توده‌های نفوذی که سبب تحریک و تقویت فعالیت‌های شیمیایی در سنگ‌ها می‌شود. همانند فرآیند دگرگونی می‌تواند سبب ایجاد و یا تخریب کانی‌های مغناطیسی در سنگ‌های میزبان گردد. به‌این ترتیب که در منطقه آذرینی که سنگ‌هایی با مغناطیس بالا داشته باشند در اثر عوامل دگرسانی خصوصیت خودپذیری مغناطیسی کانی‌ها در اثر دگرسانی‌هایی مانند آرژیلیتی شدن و ... عموماً کانی

مگنتیت تجزیه شده و به کانی دگرسان تبدیل می گردد. بنابراین نواحی دارای دگرسانی اثر مغناطیسی با شدت کم از خود نشان می دهند. فرآیند ساختاری و تکتونیکی نیز قابلیت و توانایی تغییر در پاسخ مغناطیسی واحدهای زمین شناسی دارند به طور که مناطق گسل خورده و یا مناطقی که دارای خورد شدگی هستند، عموماً به دلیل عبور آب و یا سیالات گرمابی و هوازدگی کانی های مغناطیسی پاسخ مغناطیسی با شدت کم را از خود نشان می دهند که به دلیل ماهیتشان شکل آن ها عموماً به صورت ساختارهای خطی در نقشه های مغناطیسی قابل مشاهده است.

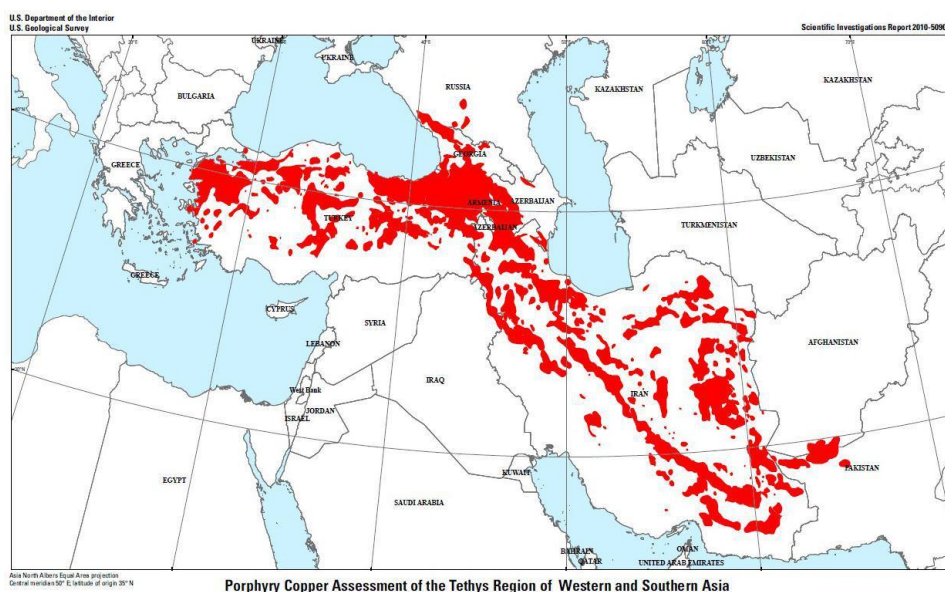
هر چه مغناطیس حاصل از سنگ میزبان بیشتر باشد مانند سنگ های آندزیتی و مافیک آنومالی حاصل از مدل پورفیری کم تر از محیط اطراف است و تشخیص آن در دگرسانی هایی که در بیرون رخنمون ندارند و بدون فرسایش می باشند دشوارتر است. اما در محیط هایی که کانی های پورفیری در داخل سنگ های فلسیک نفوذ می کنند، به علت مغناطیس کم سنگ میزبان تشخیص آنومالی بهتر صورت می گیرد

فصل چهارم:

پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس و بررسی سطح فرسایش در
کانسارهای مس پورفیری قاهان و مسجد داغی

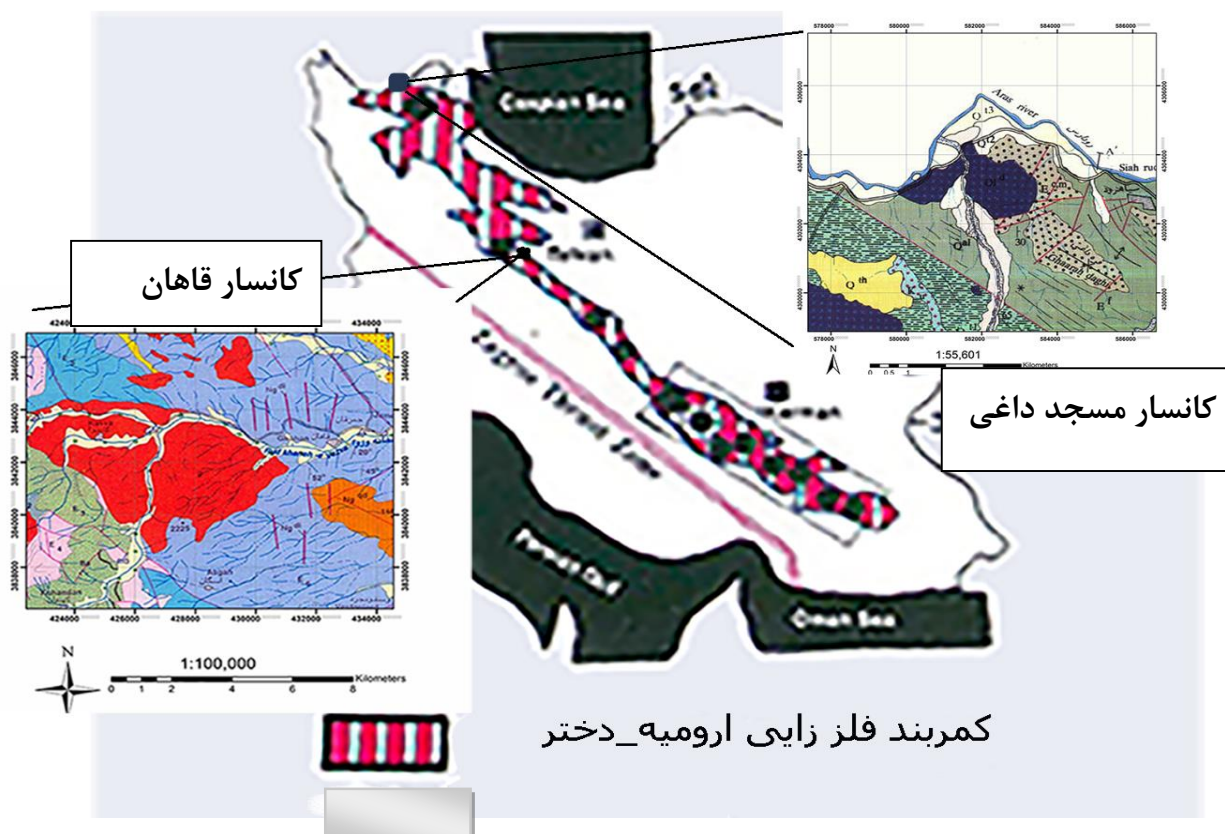
۴-۱- مقدمه

ایران از دیرباز به‌عنوان یکی از پتانسیل‌های مهم اقتصادی مس پورفیری در دنیا شناخته‌شده است و از نظر مس زایی در بهترین شرایط متالوژی قرار گرفته است. با توجه به قرارگیری ایران بر روی کمربند فلزایی مس، لذا در بین کشورهای دارای ذخایر مس از جایگاه مناسبی برخوردار است. این کمربند از جنوب شرقی ایران شروع و تا شمال غربی و نواحی آذربایجان ادامه دارد. کانسارهای مس پورفیری و معروف ایران عمدتاً روی این کمربند قرار گرفته‌اند. علاوه بر کانسارهای پورفیری مس در ایران، کانسارهایی از نوع رگه‌ای و مسیوسولفاید هم گزارش شده است. کمربند مس ایران عمدتاً منطبق با کمربند ولکانوپلوتونیک ارومیه - دختر است و با بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر طول و ۴۰ کیلومتر عرض از شمال غرب تا جنوب شرق ایران گسترش یافته است و شامل سنگ‌های آتشفشانی، آذرآوری و نفوذی با خصوصیات کالک آلکالن می‌باشد. این کمربند میزبان تعداد زیادی از ذخایر پورفیری مس - مولیبدنیم است که از آن جمله به دو ذخیره بزرگ سرچشمه (با ۱۲۰۰ میلیون تن) در جنوب شرق و سونگون (با بیش از ۵۰۰ میلیون تن) در شمال غرب ایران می‌توان اشاره کرد (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱: نقشه پراکندگی محیط‌های مناسب و پتانسیل‌دار مس پورفیری در خاورمیانه (www.usgs.gov)

بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در اثر فرآیندهای آتش‌فشانی یا رسوبی اولیه و یا در اثر فرایندهای ثانویه مانند دگرسانی‌ها ایجاد می‌شوند که هردوی این پدیده‌ها موجب تولید یا از بین رفتن کانی‌های مغناطیسی در محیط می‌شوند. در اکتشاف کانسارها، فرآیندهای ثانویه تأثیرگذار بر سنگ‌ها که در آن سنگ میزبان یا ذخیره معدنی مرتبط با سامانه گرمایی (هیدروترمال) باشند، از اهمیت خاصی برخوردارند. کاربرد روش‌های اکتشافی در این مورد به صورت پی‌جویی سیگنال مغناطیسی مرتبط با خود ماده معدنی، زون دربرگیرنده آن و یا مرتبط با سنگ‌های باطله همراه کانه‌زایی است؛ که می‌تواند به منزله یک روش غیرمستقیم برای اکتشاف کانسارهای مدنظر مورد استفاده قرار گیرد. مثال‌های متعددی برای استفاده از روش مغناطیس‌سنجی، برای اکتشاف کانسار مس وجود دارد که برای نمونه می‌توان از پروژه مس در منطقه کادیا در استرالیا نام برد [۳۳].



شکل ۴-۲: محدوده کانسارهای مس پورفیری مسجد داغی و قاهان در کمربند فلز زایی ارومیه-دختر

در ادامه به بررسی و مقایسه دو کانسار مس پورفیری، قاهان واقع در ۱۵۰ کیلومتری جنوب باختری شهر تهران و کانسار مسجد داغی جلغا واقع در شمال استان آذربایجان شرقی که روی کمربند مس ایران دارند، پرداخته می‌شود (شکل ۴-۲).

۴-۲- کانسار پورفیری - اپی ترمال قاهان

محدوده مورد مطالعه در استان مرکزی واقع شده است. برای دسترسی به محدوده مذکور از تهران می‌توان از طریق بزرگراه تهران-ساوه به ساوه و سپس به سمت جنوب وارد جاده ساوه سلفچگان شد. محدوده مورد مطالعه بعد از الج آباد به سمت راست و به سمت روستای قاهان می‌باشد. موقعیت این محدوده در نقشه راه‌ها در شکل (۴-۳) نشان داده شده است. از نظر موقعیت تکتونیکی این منطقه بر روی کمربند سنگ‌های ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد.



شکل ۴-۳: موقعیت راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه

۴-۲-۱- پیشینه مطالعه محدوده

اگرچه در محدوده مورد مطالعه چند کار قدیمی وجود دارد ولی می توان گفت به دلیل شرایط خاص و ویژه کانی سازی، این کانسار توسط روش های اکتشافی جدید اکتشاف شده است. این کانسار در سال ۱۳۸۱ در طی پی جویی اهداف اکتشافی حاصل از مطالعات دورسنجی تصاویر ماهواره ای لندست ۷ (سنجنده ETM) به عنوان هدف اکتشافی در طی عملیات صحرایی مورد بازدید قرار گرفت و با توجه به وجود ویژگی های دگرسانی، کانی سازی، ارتباط کانی سازی و دگرسانی با توده های پورفیری ساب ولکانیک و پوشش شسته شده (اکسیدهای آهن)، به عنوان کانسار پورفیری معرفی گردید.

در بخش هایی از کانسار فعالیت احتمالی معدنکاری قدیمی وجود دارد، که در جنوب خاوری توده پورفیری، به صورت کنده کاری در مجموعه ولکانیکی اسیدی و سیلیسی در امتداد ساختارها می باشد که کانی سازی سولفیدی نیز به وضوح قابل مشاهده است [۸]

۴-۲-۲- زمین شناسی منطقه

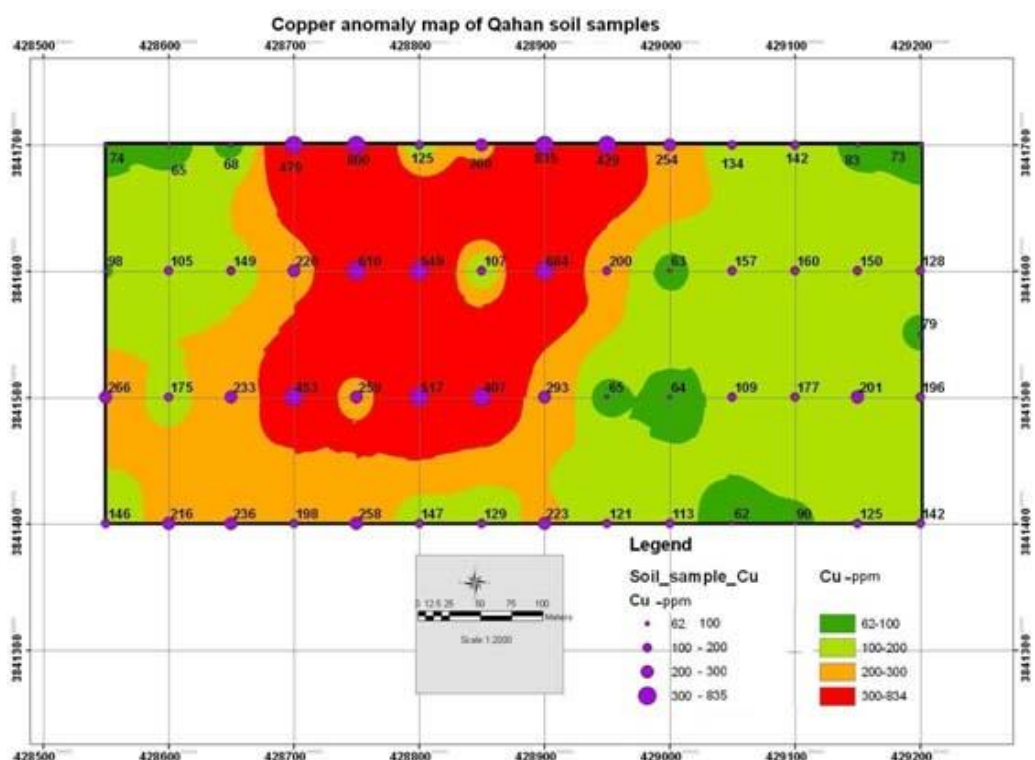
سنگ های ولکانیکی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن بخش عمده سنگ شناسی منطقه را تشکیل می دهند. این مجموعه در منطقه مورد مطالعه اغلب به صورت پیروکلاستیکی می باشند. این مجموعه توسط توده بزرگی از جنس دیوریت تا کوارتز دیوریت مورد نفوذ واقع شده است. پس از آن توده پورفیری با ترکیب تونالیت به منطقه نفوذ نموده و کانی سازی پورفیری را ایجاد نموده است. یک فاز داسیتی به صورت گنبد های نیمه عمیق پس از آن به منطقه نفوذ نموده است. میزبان کانی سازی اپی ترمال می باشد و در نهایت دایک های بعد از کانی سازی از جنس کوارتز دیوریت به منطقه نفوذ نموده اند.

مهم ترین دگرسانی های مرتبط با کانی سازی پورفیری در منطقه، دگرسانی فیلیک، دگرسانی آرژیلیک

و پروپلیتیک می‌باشند که دگرسانی فیلیک اغلب با استوک‌ورک‌های کوارتزی همراه می‌باشد. در بخش کانی‌سازی اپی‌ترمال، دگرسانی‌های سیلیسی و آلونیتی همراه با پیریتی شدن وسیع مشاهده می‌شود. کانی‌سازی در سطح، عمدتاً به صورت اکسیدهای آهنی مشاهده می‌شوند. اکسیدهای آهن از نوع گوتیت، جاروسیت و هماتیت به ترتیب مهم‌ترین اکسیدهای آهنی حاصل از اکسیداسیون سولفیدها می‌باشند، که به صورت پراکنده و پرکننده درز و شکاف‌ها مشاهده می‌شوند. کانی‌سازی اکسیدی مس تنها در دو نقطه قابل مشاهده می‌باشد. نتایج حاصل از چند نمونه در این منطقه نشان می‌دهد مولیبدنیم تا حد زیادی ناهنجاری نشان می‌دهد و همین‌طور طلا در بخش کانی‌سازی اپی‌ترمال بالا می‌باشد [۴].

۴-۲-۳- بررسی عنصر مس منطقه

بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده و نقشه‌های ژئوشیمیایی و نتایج آنالیز نمونه‌های بدست آمده، عنصر مس در محدوده مقادیر ۸۲ تا ۸۳۵ گرم در تن قرار دارد. میانگین این عنصر ۲۲۶ گرم در تن می‌باشد [۸]. نقشه این عنصر دارای منطقه‌بندی واضحی می‌باشد که به سمت شمال منطقه کاملاً باز می‌باشد. مقادیر این عنصر نشان دهنده شستشوی اسیدی مناسب این عنصر از سطح دارد. در این نقشه محدوده عنصر مس با مقادیر بالاتر از ۳۰۰ گرم در تن، منطقه به وسعت حداقل ۲۵۰×۲۰۰ متر است که به سمت شمال باز می‌باشد. با توجه به نقشه ارائه شده و مشاهدات صحرائی به نظر می‌رسد محدوده عنصر مس با مقادیر بالاتر از ۳۰۰ گرم در تن حداقل ۱۰۰ متر به سمت شمال نیز گسترش داشته باشد. (شکل ۴-۴)



شکل ۴-۴: نقشه آنومالی عنصر مس در نمونه‌های خاک منطقه قاهان [۸].

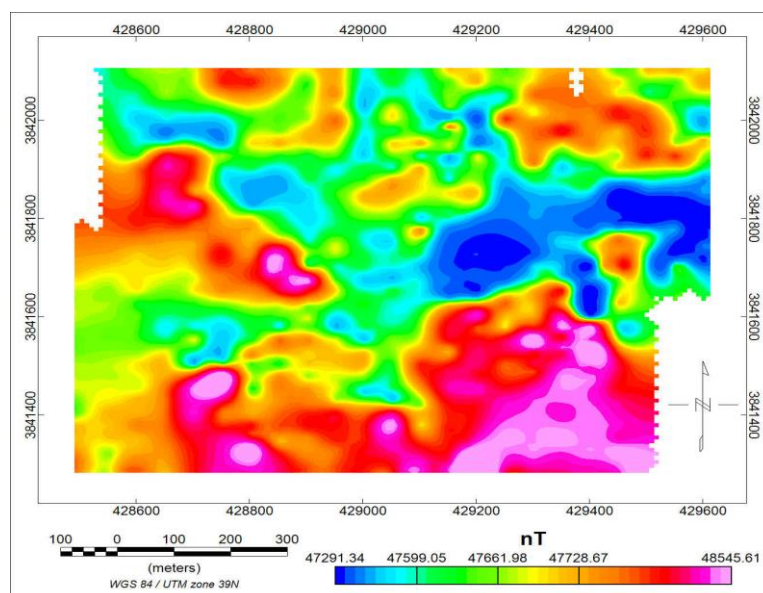
۴-۲-۴- پردازش داده‌های مغناطیس منطقه قاهان

محدوده مورد مطالعه ابعادی حدود یک کیلومتر در ۸۰۰ متر دارد. که در سال ۱۳۹۰ با استفاده از دستگاه مغناطیس سنج پروتون ساخت شرکت کانادائی GEM برداشت صورت گرفته است. شبکه برداشت با فواصل پروفیل‌ها ۵۰ متر و فواصل ایستگاه‌ها بر روی هر پروفیل ۲۵ متر می‌باشد و مجموع نقاط اندازه‌گیری بالغ بر ۱۸۰۰ ایستگاه می‌باشد. مختصات محدوده اکتشافی مورد نظر برای بررسی مغناطیس‌سنجی در جدول (۴-۱) ارائه شده است. بر روی داده‌های برداشت شده ابتدا تصحیحات لازم از قبیل تصحیحات روزانه و IGRF اعمال شد. سپس پردازش‌های لازم بر روی آن‌ها به وسیله نرم‌افزار Geosoft صورت گرفت.

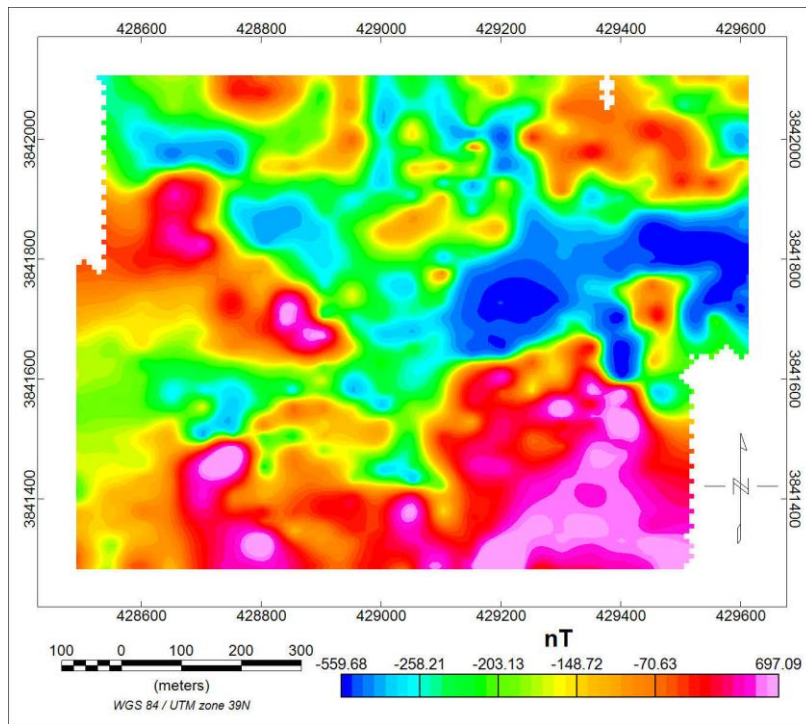
جدول ۴-۱: مختصات محدوده اکتشافی جهت عملیات مغناطیس‌سنجی

عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عرض	طول
۳۴° ۴۲' ۴۰"	۵۰° ۱۳' ۹"	۳۸۴۱۳۰۰	۴۲۸۵۰۰
۳۴° ۴۲' ۴۰"	۵۰° ۱۳' ۵۲"	۳۸۴۱۳۰۰	۴۲۸۶۰۰
۳۴° ۴۲' ۶"	۵۰° ۱۳' ۹"	۳۸۴۲۱۰۰	۴۲۸۵۰۰
۳۴° ۴۲' ۶"	۵۰° ۱۳' ۹"	۳۸۴۲۱۰۰	۴۲۸۶۰۰
سیستم Zone 39N- UTM			

در نقشه‌های شدت میدان مغناطیس در شکل (۴-۵) قبل از حذف اثر IGRF و شکل (۴-۶) بعد از حذف اثر IGRF میدان مغناطیسی با شدت بالا و پایین دیده می‌شود که به‌صورت ناهنجاری پیچیده‌ای است.



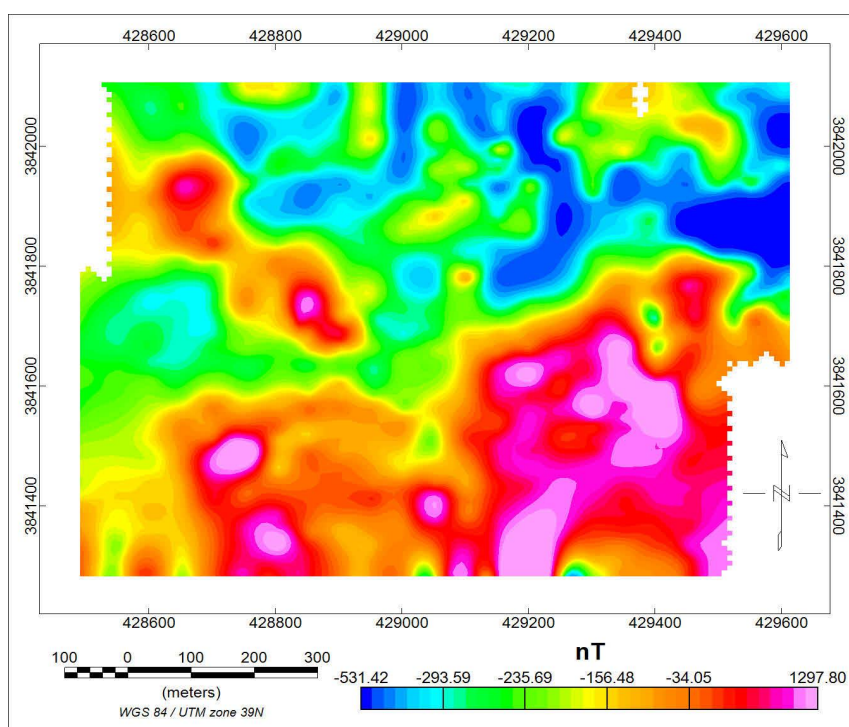
شکل ۴-۵: میدان مغناطیسی کل در محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۶ : میدان مغناطیسی کل محدوده پس از حذف اثر IGRF

۴-۲-۵- اعمال فیلتر برگردان به قطب

با استفاده از این فیلتر، میدان مغناطیسی از یک عرض مغناطیسی که در آن بردار میدان زمین شیب‌دار است، به قطب مغناطیسی یعنی جایی که میدان القایی قائم است، منتقل می‌شود. زیرا، اگر میدان زمین مایل باشد شکل ناهنجاری مغناطیسی که به صورت القایی به وجود آمده‌اند، نسبت به منابع به وجود آورنده نامتقارن خواهند بود. ولی در صورتی که میدان القایی قائم باشد، ناهنجاری به وجود آمده در اثر القای مغناطیسی بر روی منبع خودشان قرار می‌گیرند. یکی از مهم‌ترین کاربردهای فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل، جانمایی دقیق محل آنومالی‌ها بر روی منابع مولد آنومالی، مانند فیلتر برگردان به قطب و جداسازی آنومالی ناحیه‌ای و باقی مانده، مانند فیلترهای ادامه فراسو و مشتق قائم است. در شکل (۴-۷) نقشه حاصل از برگردان به قطب داده‌های مغناطیسی نشان داده شده است. پس از برگردان به قطب داده‌ها تغییرات اندکی در نقشه مغناطیسی قابل مشاهده است.

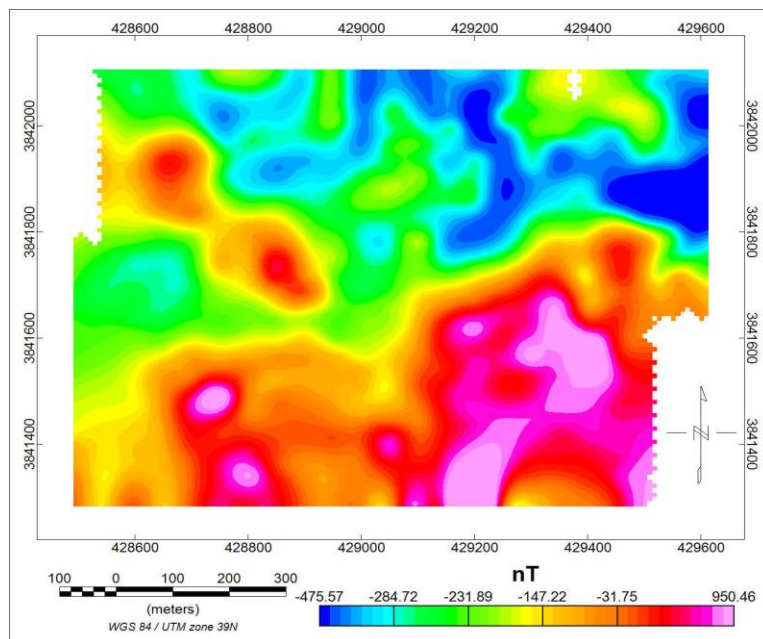


شکل ۴-۷: میدان باقی مانده مغناطیس منطقه پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب

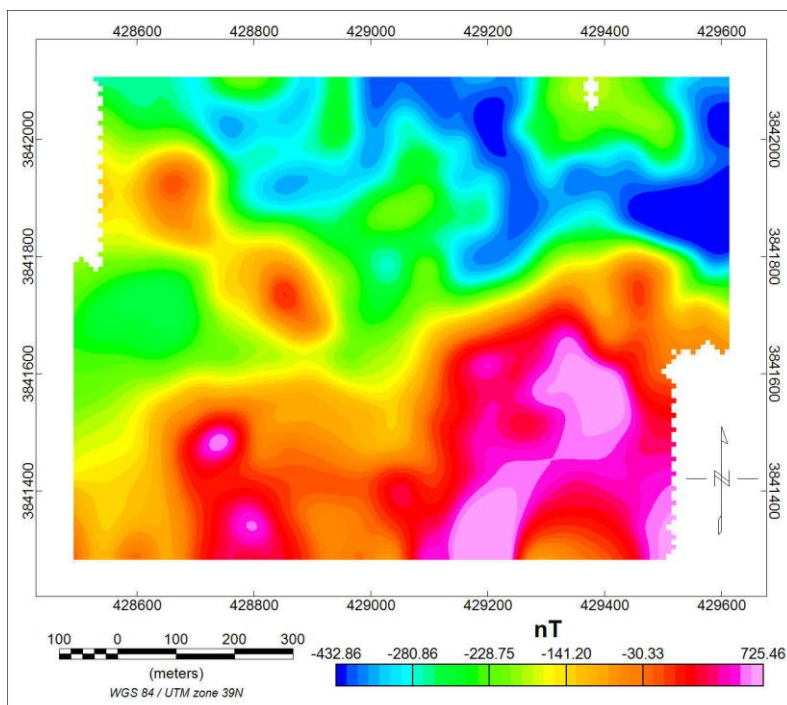
۴-۲-۶- اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت بالا

یکی از روش‌های تفکیک ناهنجاری‌های میدان پتانسیل، روش گسترش به سمت بالا می‌باشد. با کاربرد این روش تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمقی به وضوح مشخص می‌گردند. در این روش داده‌های میدان پتانسیل به وسیله معادلات ریاضی از یک سطح مبنا بر روی سطوح ترازوی در بالای آن تصویر می‌شوند. در نقشه‌های به دست آمده با استفاده از این روش، هر چه از سطح مبنا دور شویم، ناهنجاری‌های کوچک با طول موج کوتاه ضعیف شده و در نتیجه ناهنجاری‌های منطقه‌ای با طول موج بلند باقی می‌مانند. برای بررسی گسترش عمقی و جدا نمودن آثار ناهنجاری‌های سطحی از ناهنجاری‌های عمیق تر فیلتر ادامه فراسو ۱۰، ۲۰، ۴۰ متر بر روی نقشه برگردان به قطب شده انجام شده است. با این کار داده‌ها به سطح‌های بالاتری آورده شده است و ناهنجاری‌هایی که دارای ریشه بیشتری هستند، نمایان تر می‌شوند. با بررسی این نقشه‌ها به نظر می‌رسد، عمق تقریبی بخش‌های کم مغناطیس در حدود ۴۰ متر بوده و گسترش آن با افزایش عمق به گونه‌ای است که از جنوب به سمت

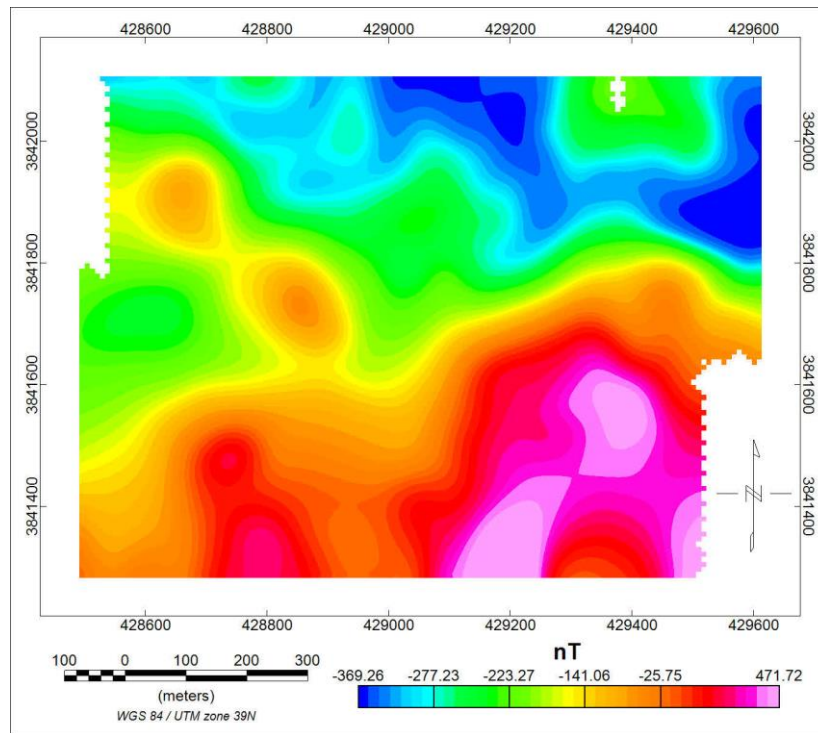
شمال از میزان آن کاسته می‌شود.



شکل ۴-۸: فیلتر ادامه فراسو ۱۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



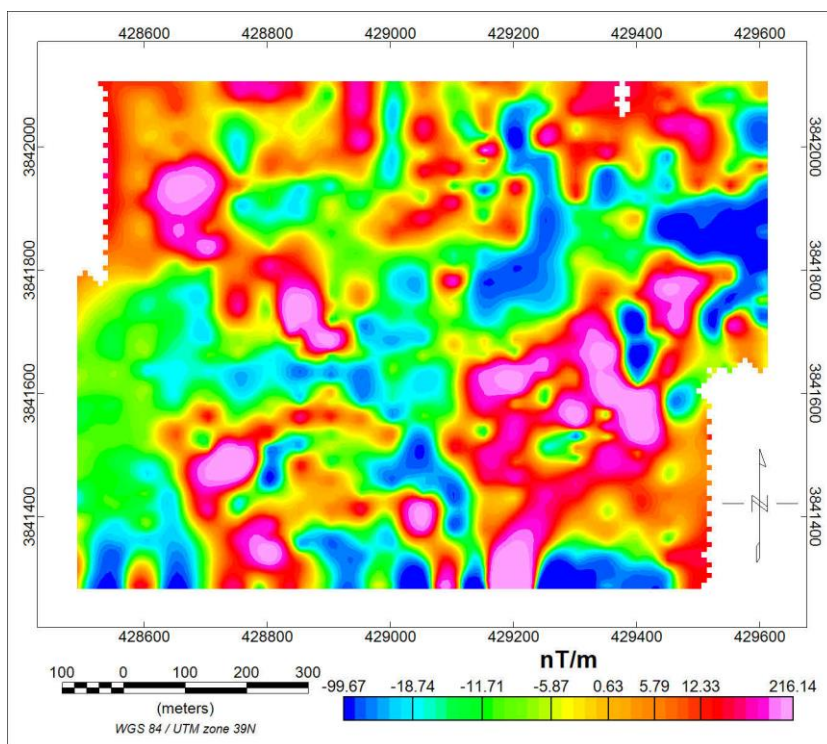
شکل ۴-۹: فیلتر ادامه فراسو ۲۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



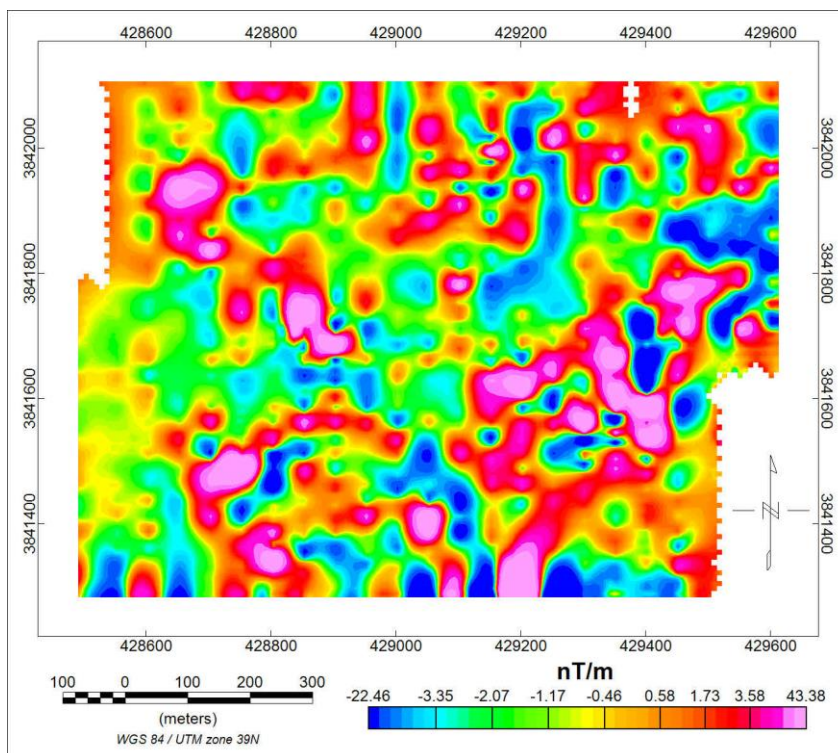
شکل ۴-۱۰: فیلتر ادامه فراسو ۴۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۲-۷- مشتق قائم

با توجه به این که بر روی مرز ناهنجاری، مشتق قائم صفر می‌باشد می‌توان از نتایج این فیلتر، برای تخمین مرز استفاده کرد. این روش به عنوان یک ابزار مناسب جهت آشکارسازی مؤلفه‌های میدان پتانسیل با طول موج کوتاه‌تر مربوط به ناهنجاری‌های کم عمق می‌باشد. با افزایش مرتبه مشتق قائم، ناهنجاری‌ها برجسته‌تر می‌شوند. مشتق قائم با درجه‌های ۰/۵ و ۱ اعمال شد که در شکل‌های (۴-۱۱) و (۴-۱۲) قابل مشاهده است. و همان‌گونه که مشاهده می‌شود آنومالی‌هایی در محدوده جنوب شرق و شمال غرب منطقه برجسته‌تر شده‌اند و مرز ناهنجاری‌های مغناطیسی بهتر قابل تفکیک است.



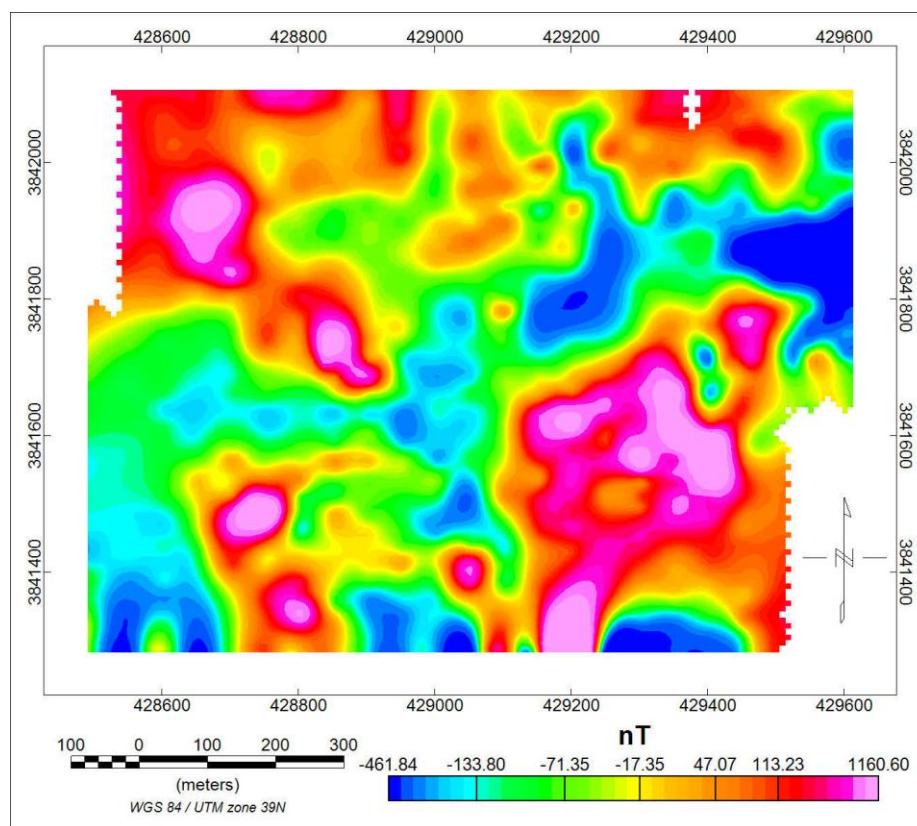
شکل ۴-۱۱: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۵/۰ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



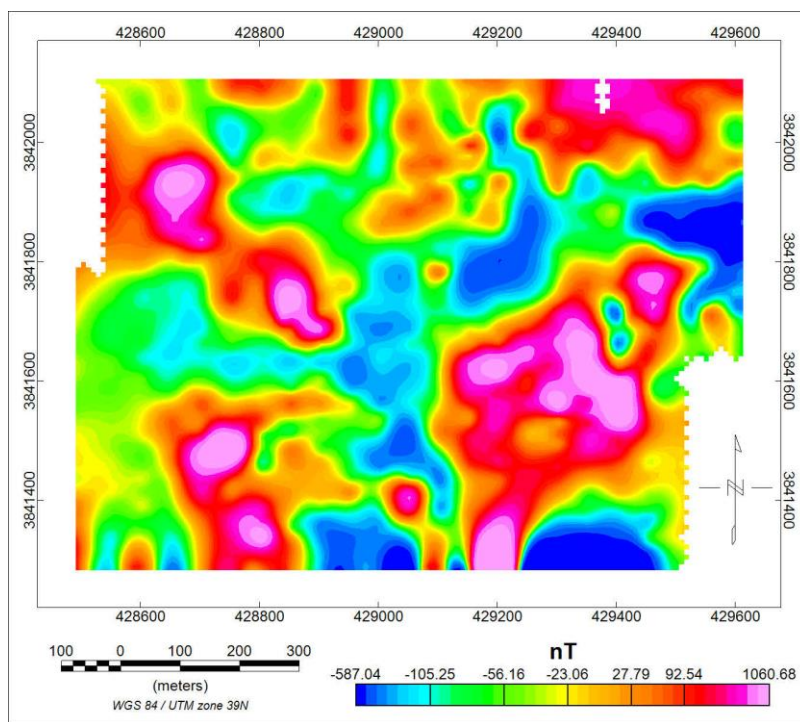
شکل ۴-۱۲: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۱ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۲-۸- روش روند سطح

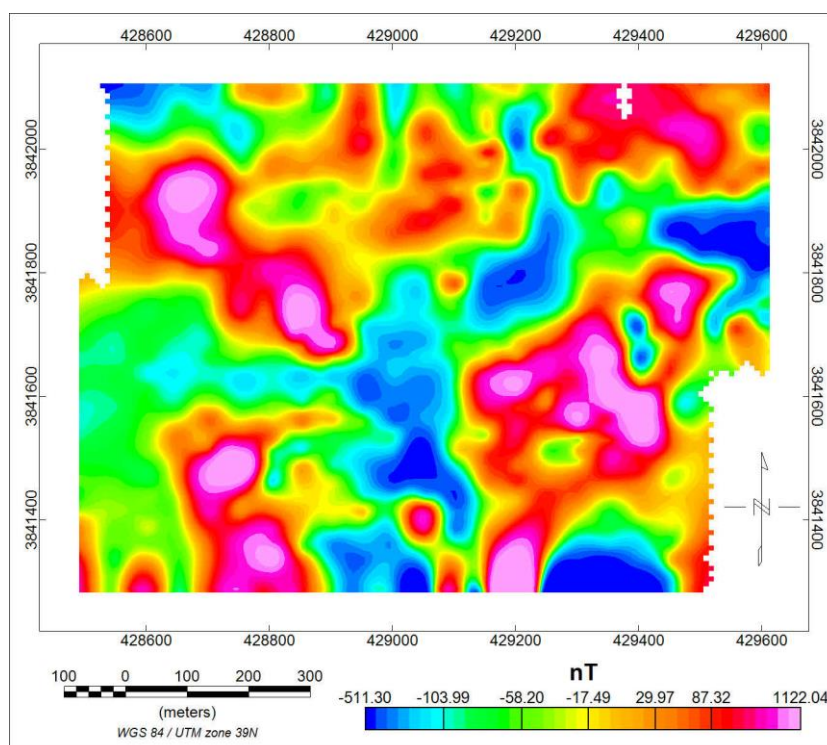
یکی از روش‌ها برای تعیین اثرات ناحیه‌ای روش روند سطح است. در این روش میدان ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده‌ای به وسیله روش کمترین مربعات تقریب زده می‌شود. این روش بر اساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است. که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده‌ای داشته باشد. در این روش با افزایش درجه روند سطح ناهنجاری‌های سطحی حذف و روند مغناطیس منطقه قابل مشاهده است روش حذف روند از درجه ۱ تا ۳ بر روی داده‌های منطقه اعمال شد؛ که به خاطر پیچیدگی تغییرات منطقه تغییرات روند منطقه به خوبی قابل آشکار شدن نیست، شکل‌های (۴-۱۳ تا ۴-۱۵).



شکل ۴-۱۳: ناهنجاری باقی مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۱ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



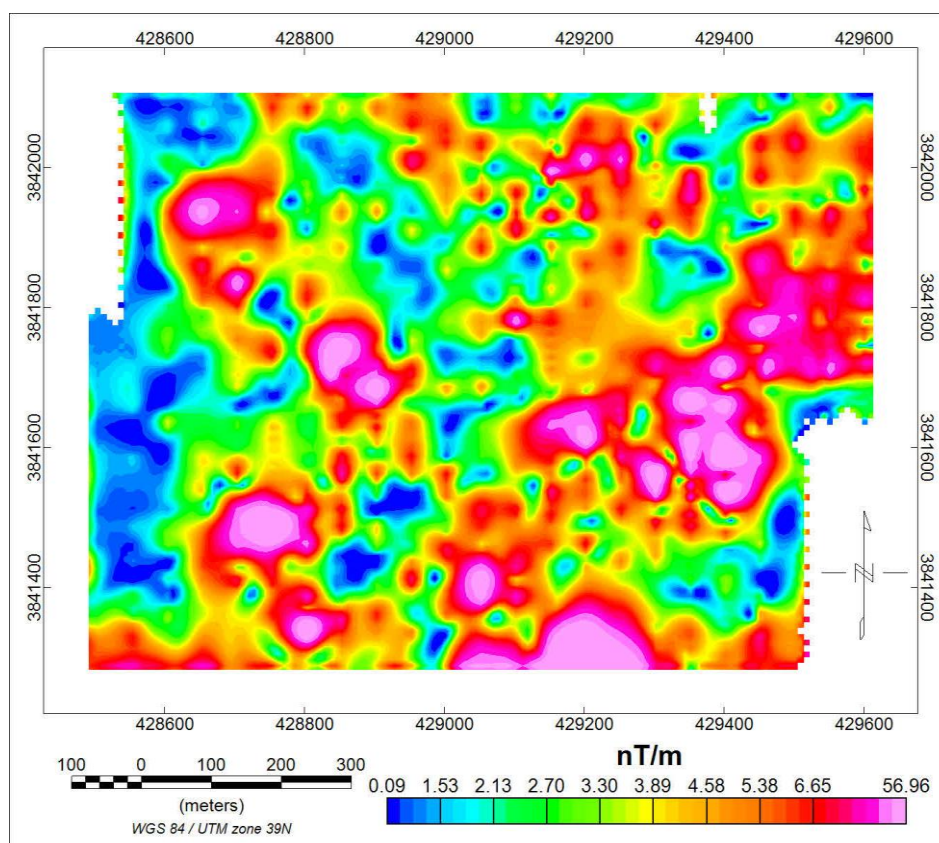
شکل ۴-۱۴: ناهنجاری باقی مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۲ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۱۵: ناهنجاری باقی مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۳ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۹-۲-۴- سیگنال تحلیلی

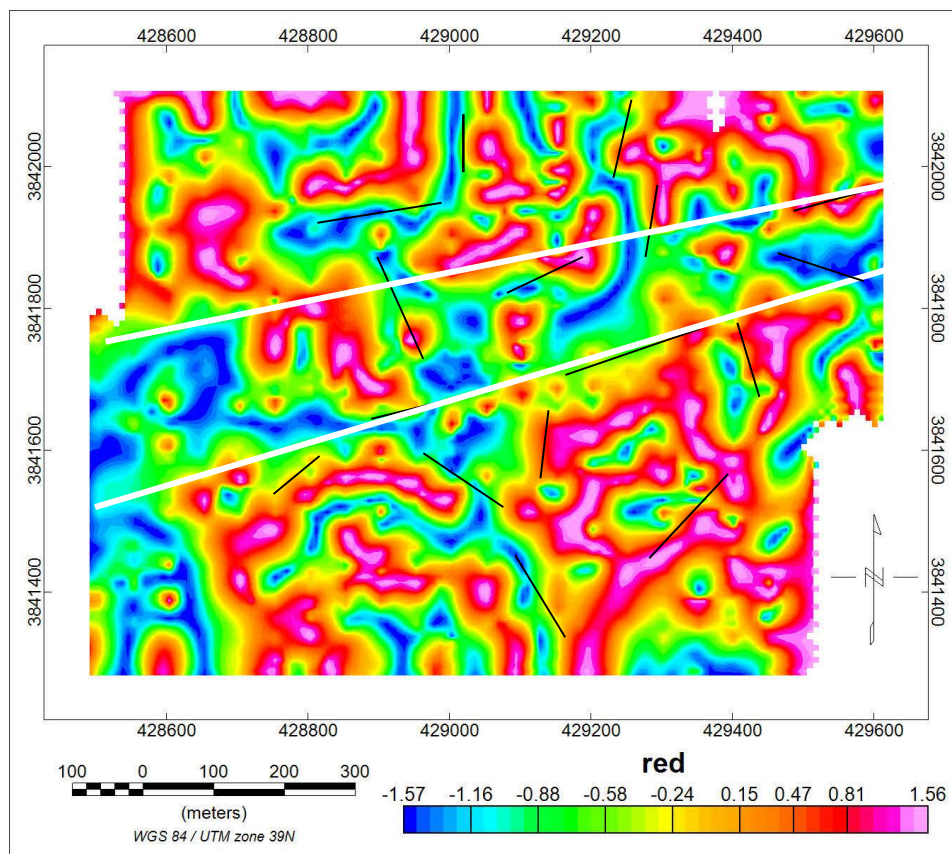
سیگنال تحلیلی در نتیجه ترکیب گرادیان قائم و افقی آنومالی میدان پتانسیل به وجود می‌آید. منحنی سیگنال تحلیلی بر روی منابع تولیدکننده آنومالی دارای شکل خاصی می‌باشد که به موقعیت توده بستگی دارد. از این فیلتر برای شناسایی مرز ناهنجاری‌های موجود در محدوده مورد مطالعه استفاده شد. به ویژه اینکه حاشیه و لبه‌های بی‌هنجاری در این پردازش تقویت می‌شوند. پس از اعمال این فیلتر موقعیت آنومالی‌های منطقه به ویژه ناهنجاری‌های سطحی با وضوح بیشتری قابل مشاهده می‌باشند، شکل (۴-۱۶).



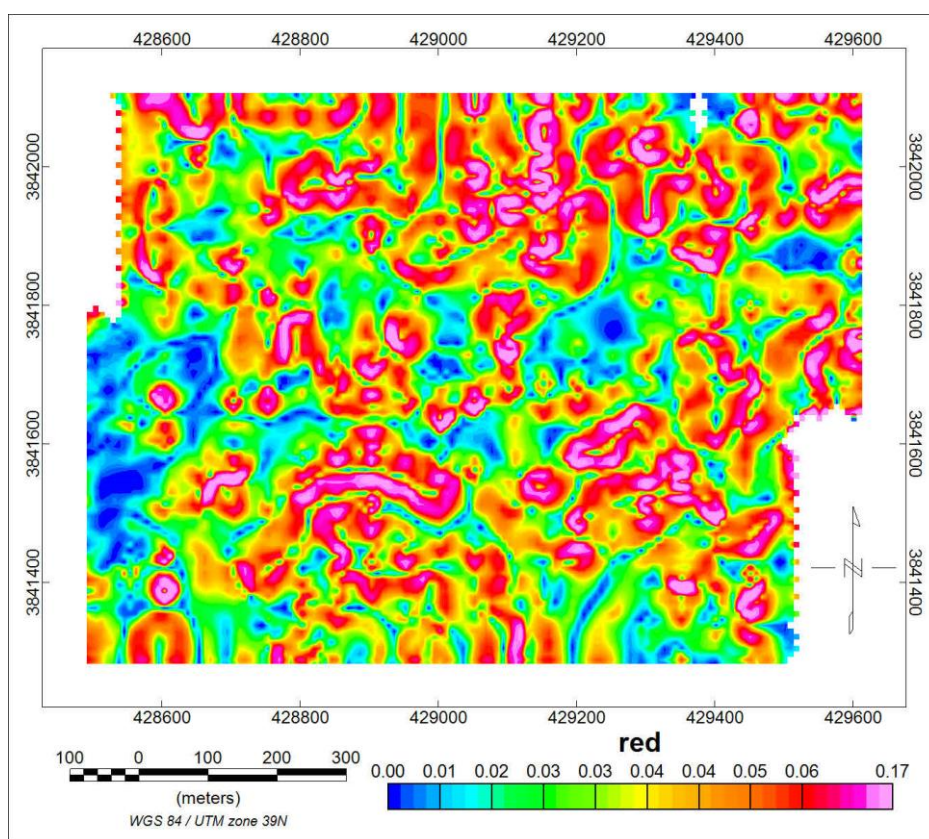
شکل ۴-۱۶: نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۲-۱۰- شناسایی گسل‌ها با استفاده از داده‌های مغناطیس‌سنجی

یکی از عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی، شکستگی‌ها و گسل خوردگی ناشی از توالی مختلف توده‌های نفوذی و تکتونیک منطقه است. بنابراین شناسایی این گونه پدیده‌ها با استفاده از فیلترهای مختلف کمک فراوانی در پی بردن به مناطق امید بخش معدنی می‌تواند باشد. تقویت لبه‌ها در داده‌های میدان پتانسیل نقش موثری در تفسیر زمین‌شناسی داده‌ها دارد. محاسبه فاز محلی میدان پتانسیل ابزار مفیدی برای تشخیص لبه‌ها می‌باشد. از فیلتر فاز محلی، زاویه تمایل و مشتق آن در این تحقیق استفاده شده است، شکل (۴-۱۷ و ۴-۱۸).



شکل ۴-۱۷: نقشه زاویه تمایل داده‌های برگردان به قطب محدوده مورد مطالعه با گسل‌های اصلی



شکل ۴- ۱۸: نقشه مشتق زاویه تمایل داده‌های برگردان به قطب محدوده مورد مطالعه

با اعمال این فیلتر بر روی داده‌های مغناطیس می‌توان گسل‌ها را شناسایی نمود، بدین صورت که مقدار زاویه تمایل در حالی که زاویه میل میدان ۹۰ درجه است، بر روی گسل صفر است. همچنین به کمک زاویه تمایل تا حد وادی می‌توان به جهت شیب گسل پی برد، چون از محل گسل در جهت شیب مقدار زاویه تمایل منفی است.

در شکل (۴-۱۷) دو نوع گسل قابل تشخیص است، یکی گسل‌هایی که روند آن‌ها شمالی جنوبی است و به صورت پراکنده وجود دارند. نوع دوم گسل‌های به هم پیوسته با جهت شرقی - غربی که عموماً درون نوار سفید رنگ واقع شده‌اند و نمایانگر گسل اصلی و بزرگی هستند که در این محدوده وجود دارد و از علت‌های بوجود آمدن دگرسانی در منطقه می‌باشد.

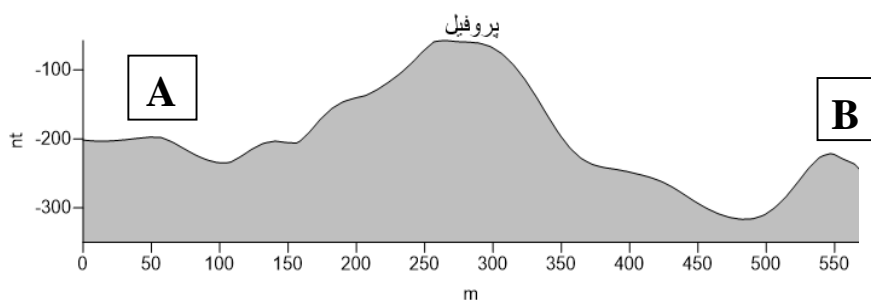
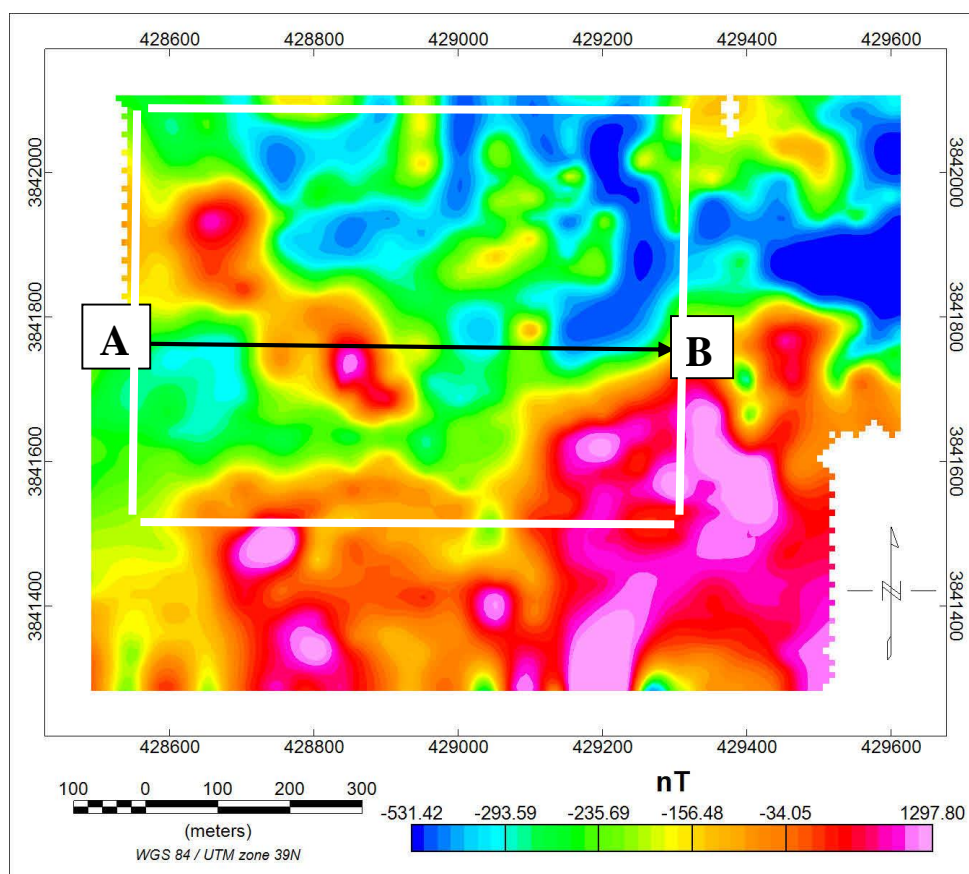
۴-۲-۱۱- تفسیر نقشه‌های کانسار پورفیری قاهان به منظور تعیین سطح فرسایش

کانسار قاهان

اگر هدف از مطالعات یافتن بخش‌های حاوی کانی مگنتیت بود، در این نقشه مناطقی دارای ارزش می‌باشند که ایجاد دوقطبی مغناطیسی نمایند و دارای بیشترین آنومالی بعد از انجام فیلتر برگردان به قطب باشند. اما باید به این نکته توجه داشت که دگرسانی‌های گرمایی موجود در این کانسارها دارای مغناطیس کمتری نسبت به سنگ میزبان می‌باشند.

به علت اینکه در منطقه مورد مطالعه سنگ میزبان اکثراً از سنگ‌های آذرین و دیوریتی تشکیل شده است، برای گویاتر شدن نقشه مغناطیسی با کمک نقشه ژئوشیمی و زمین‌شناسی منطقه، موقعیت برون‌زد دگرسانی‌ها را بر روی نقشه تبدیل به قطب انطباق داده شد (شکل ۴-۱۹). وجود کانی‌های مغناطیسی نظیر مگنتیت در رخساره‌های آذرین دربرگیرنده توده استوک ورک از یک سو و فقدان این نوع کانی‌ها در بخش‌های کانی‌زایی پورفیری می‌تواند عاملی باشد تا بتوان بخش‌های کانی‌زایی را از بخش‌های فاقد ماده معدنی جدا نمود. با ایجاد پروفیل (AB) بر روی محل دگرسانی در کانسار تغییرات مغناطیسی کمی مشاهده می‌گردد (شکل ۴-۱۹). که نشان از عدم وجود کانی‌های مغناطیسی در محدوده کانسار است. با مقایسه نقشه آنومالی‌های حاصل از روش‌های روند سطح، ادامه فراسو و مشتق قائم در محدوده مورد نظر و با مقایسه سیگنال پروفیل منطقه با مدل‌های مس پورفیری به نظر می‌رسد عمق تقریبی محدوده کم می‌باشد؛ و گسترش آن با افزایش عمق به گونه‌ای است که از جنوب به سمت شمال از میزان آن کاسته می‌شود. با این بررسی‌ها و مشاهدات می‌توان نتیجه گرفت که در منطقه فرسایش کمی رخ داده است و هیچ اثری از زون پتاسیک دیده نمی‌شود و آنومالی‌های ایجاد شده در محدوده کانسار که عموماً "به صورت کم مغناطیس مشاهده می‌شوند" مربوط به دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک می‌باشند.

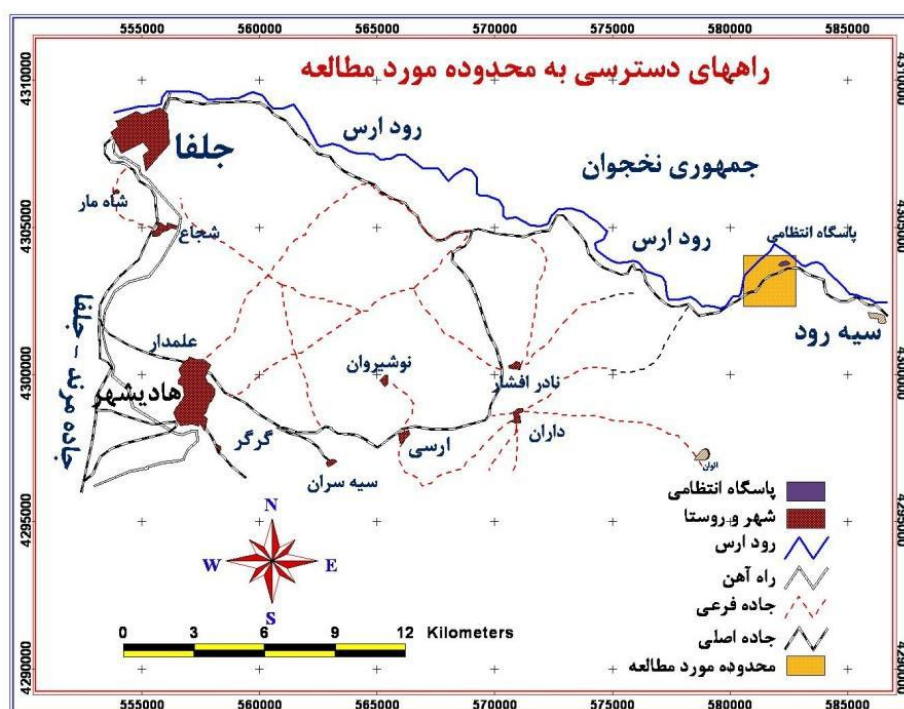
نتیجه دیگری که می‌تواند مورد بررسی قرار گرفته شود، این است که احتمالاً در اثر فرسایش رخ داده در منطقه دگرسانی پتاسیک فرسوده شده و از بین رفته است؛ اما با مشاهدات مقدار کم کانی مغناطیس در محدوده فرسایش و آبرفت‌های پایین‌دست این فرضیه از احتمال کمی برخوردار است.



شکل ۴-۱۹: نمودار تغییرات داده‌های مغناطیس در پروفیل AB

۴-۳- کانسار پورفیری مسجد داغی

منطقه کانه‌دار مسجد داغی مشتمل بر کانی‌سازی‌های مس پورفیری طلای اپی‌ترمال، در ۳۵ کیلومتری شرق جلفا، استان آذربایجان شرقی (واقع است (شکل ۴-۲۰). این محدوده در سال ۱۳۷۹ شناسایی گردید و از سال ۱۳۷۹ تا ۱۳۸۵ از سوی طرح اکتشاف سراسری وابسته به سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تحت پوشش عملیات اکتشافی قرار گرفت. عملیات اکتشافی گسترده‌ای در سال‌های اخیر توسط شرکت ملی صنایع مس ایران در این ناحیه برای اکتشاف مس پورفیری شروع شده است. محدوده اکتشافی مسجد داغی در مجاورت رود ارس واقع شده و در بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا با مختصات طول‌های جغرافیایی $45^{\circ}58'29''$ و $45^{\circ}56'05''$ و عرض‌های جغرافیایی $38^{\circ}53'22''$ و $38^{\circ}52'03''$ قرار دارد.



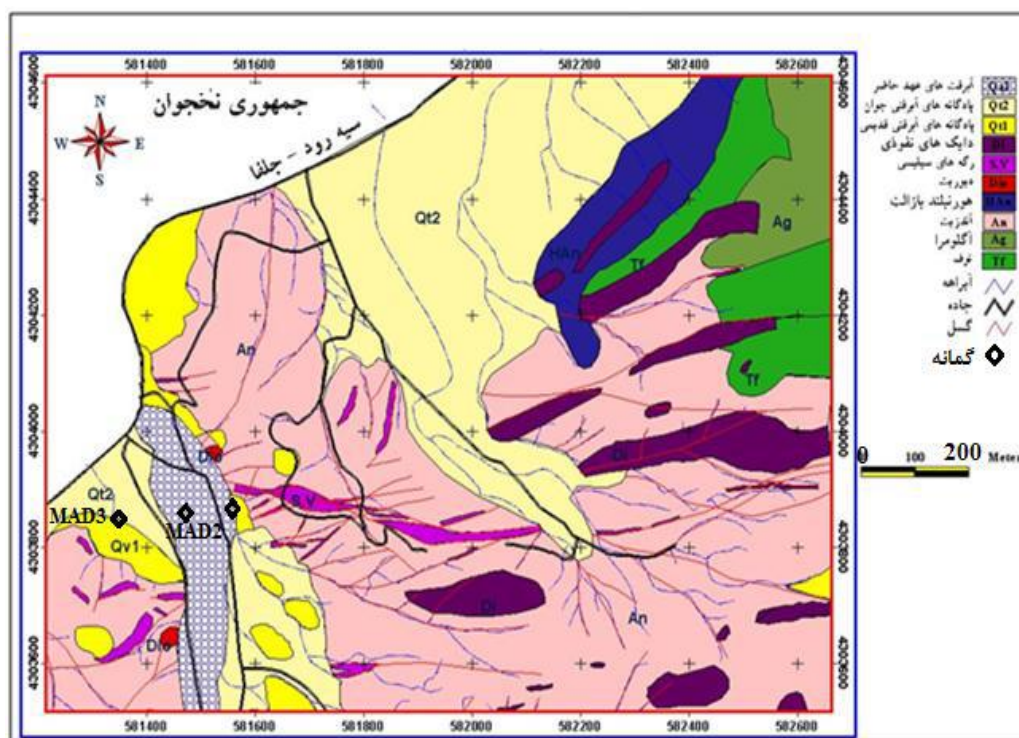
شکل ۴-۲۰: موقعیت جغرافیایی کانسار مس پورفیری مسجد داغی

جاده دسترسی منطقه‌ی مذکور جاده آسفالت‌ه جلفا به سیه‌رود می‌باشد. منطقه مسجد داغی در شمال

زون فلز زایی اهر قرار دارد. ادامه این زون به زون فلز زایی قفقاز کوچک در آن سوی مرزهای ایران می‌رسد [۴].

۴-۳-۱- زمین‌شناسی منطقه مسجد داغی

مهم‌ترین رویداد پلوتونیک ناحیه که غالب کانی‌سازی‌های فلزی مرتبط با آن می‌باشد، توده نفوذی قره‌داغ واقع در خاور منطقه کانه‌دار مسجد داغی است. روندهای عمده ساختمانی اعم از صفحه‌ی محوری چین‌ها یا امتداد گسل‌ها در این ناحیه در راستای شمال غرب- جنوب شرق هستند. واحدهای سنگی این ناحیه به‌طور عمده شامل توده نفوذی کم‌ژرفا با ترکیب سنگ‌شناسی دیوریت پورفیری است.



شکل ۴-۲۱: نقشه زمین‌شناسی محدوده مسجد داغی و محل حفر گمانه‌ها

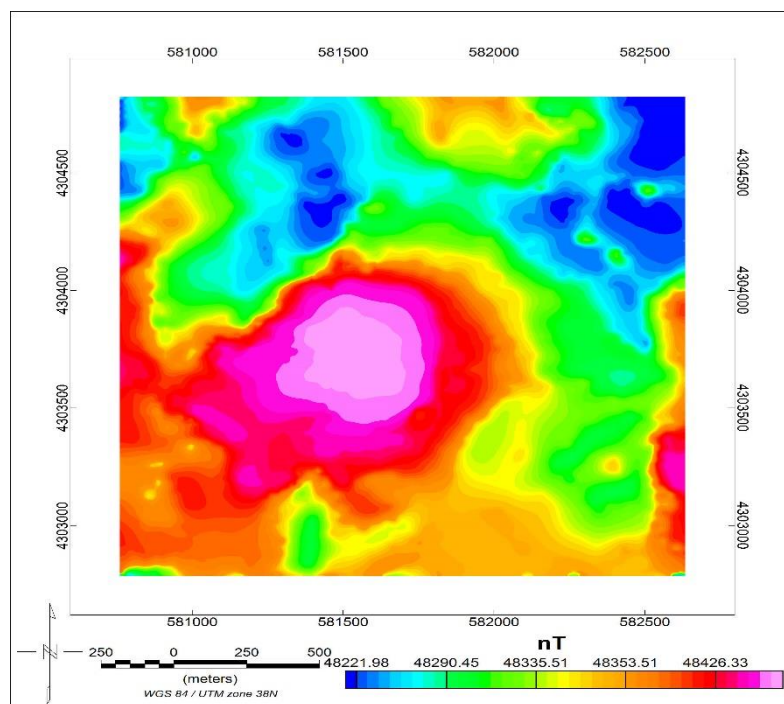
کانی‌سازی در سنگ درون‌گیر، آتشفشانی با ترکیب آندزیتی است کانی‌سازی و دگرسانی‌های همراه آن در دو سیستم پورفیری و طلای اپی‌ترمال در این سنگ‌ها روی داده است [۲]. انواع دگرسانی‌های

سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته، پروپیلیتیک، سریسیتیک و پتاسیک در گستره مسجد داغی قابل مشاهده است. به نظر می‌رسد که انواع سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته و آرژیلیک بیشترین ارتباط را با کانی‌سازی اپی‌ترمال داشته باشند [۳].

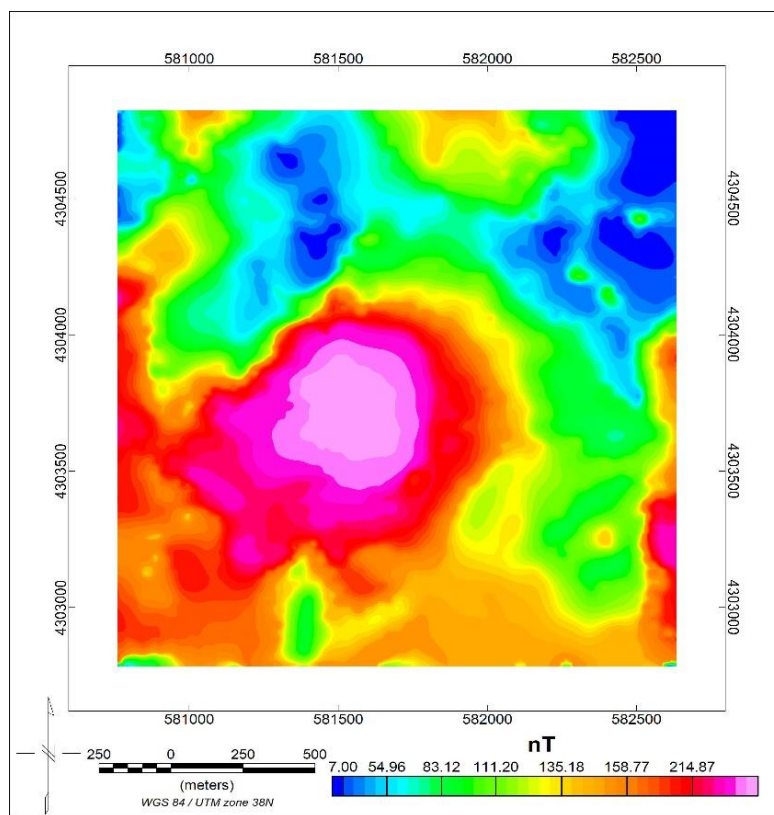
۴-۳-۲- پردازش داده‌های مغناطیس منطقه مسجد داغی

محدوده مورد مطالعه ابعادی حدود ۲ کیلومتر در ۲ کیلومتر دارد. که در سال ۱۳۸۵ برداشت داده صورت گرفته است. شبکه برداشت مغناطیس‌سنجی ۱۰۰ متر در ۲۰ متر در نظر گرفته شده است و مجموع نقاط برداشت شده بالغ بر ۲۰۰۰ ایستگاه می‌باشد [۷].

بر روی داده‌های برداشت شده ابتدا تصحیحات لازم از قبیل تصحیحات روزانه و IGRF جهت حذف اثر میدان زمین اعمال شد. سپس پردازش‌های لازم بر روی آن‌ها به وسیله نرم‌افزار Geosoft صورت گرفت. در نقشه‌های شدت میدان مغناطیس در شکل (۴-۲۲) قبل از حذف اثر IGRF و (۴-۲۳) بعد از حذف اثر IGRF میدان مغناطیسی با شدت بالا در مرکز نقشه و پایین در قسمت شمال نقشه دیده می‌شود. که این بی‌هنجاری مغناطیسی در قسمت مرکز محدوده می‌تواند مورد توجه واقع شود؛ که نشان از یک آنومالی مشخصی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.



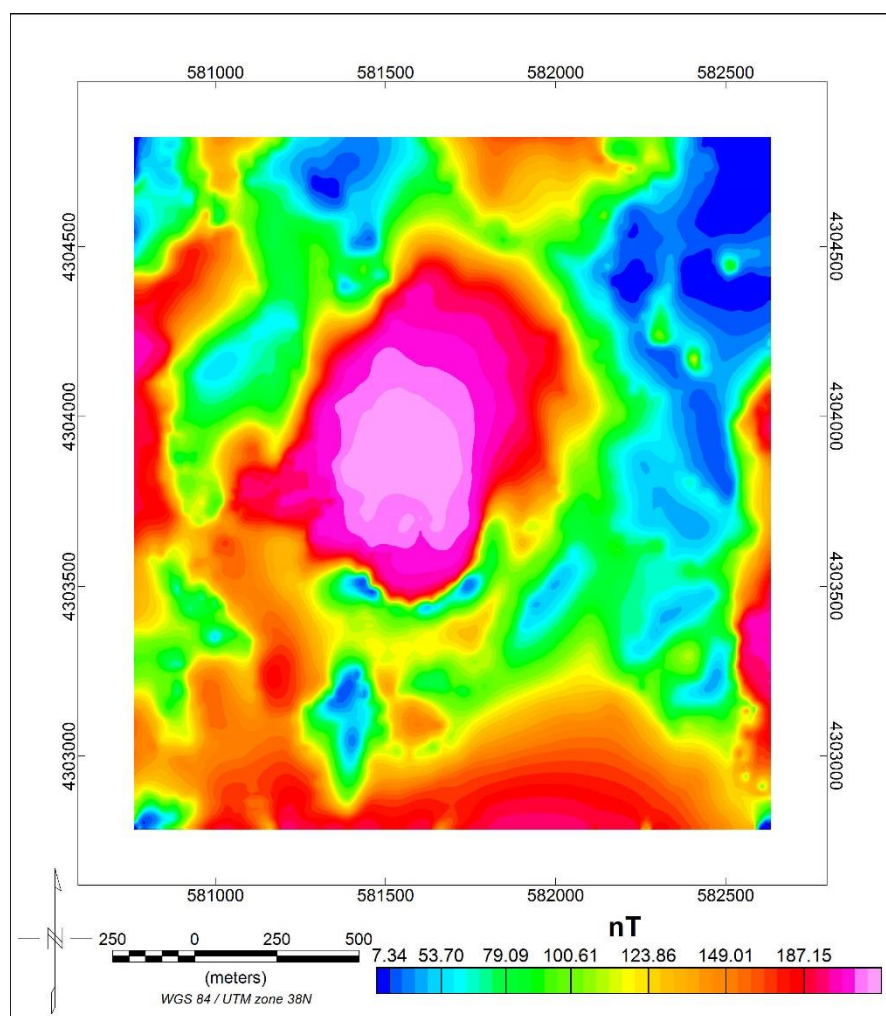
شکل ۴-۲۲: میدان کل مغناطیسی منطقه مورد مطالعه



شکل ۴-۲۳: میدان کل مغناطیسی منطقه پس از حذف اثر IGRF

۴-۳-۳- اعمال فیلتر برگردان به قطب

یکی از مهم‌ترین کاربردهای فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل، جانمایی دقیق محل آنومالی‌ها بر روی منابع مولد آنومالی، مانند فیلتر برگردان به قطب و جداسازی آنومالی ناحیه‌ای و باقی مانده، مانند فیلترهای ادامه فراسو و مشتق قائم است. در شکل (۴-۲۴) نقشه حاصل از برگردان به قطب داده‌های مغناطیسی نشان داده شده است.



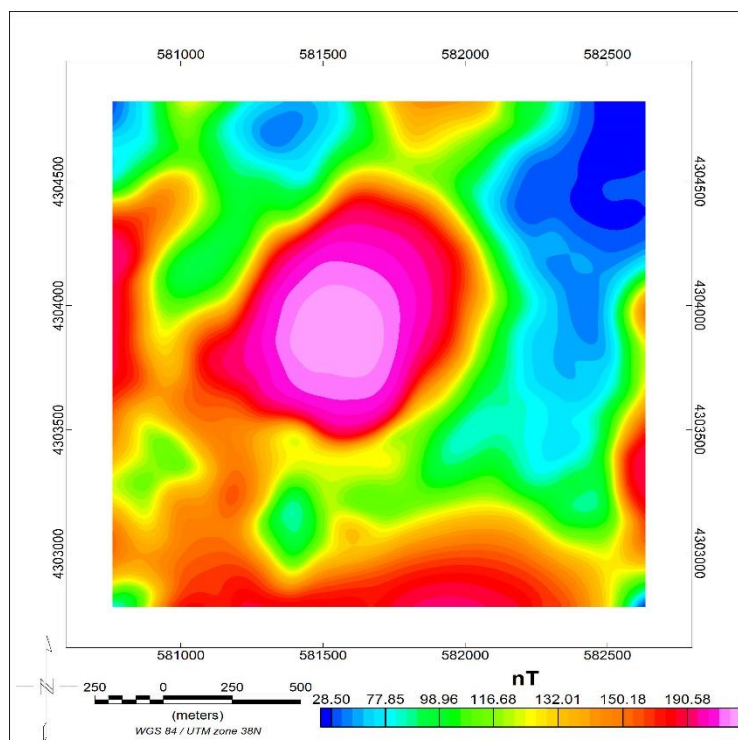
شکل ۴-۲۴: میدان باقی‌مانده مغناطیس منطقه پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب

پس از برگردان به قطب داده‌ها تغییرات اندکی به سمت بالای منطقه در نقشه مغناطیسی قابل مشاهده است. مقایسه نقشه برگردان به قطب و شدت کل میدان مغناطیسی نشان می‌دهد که

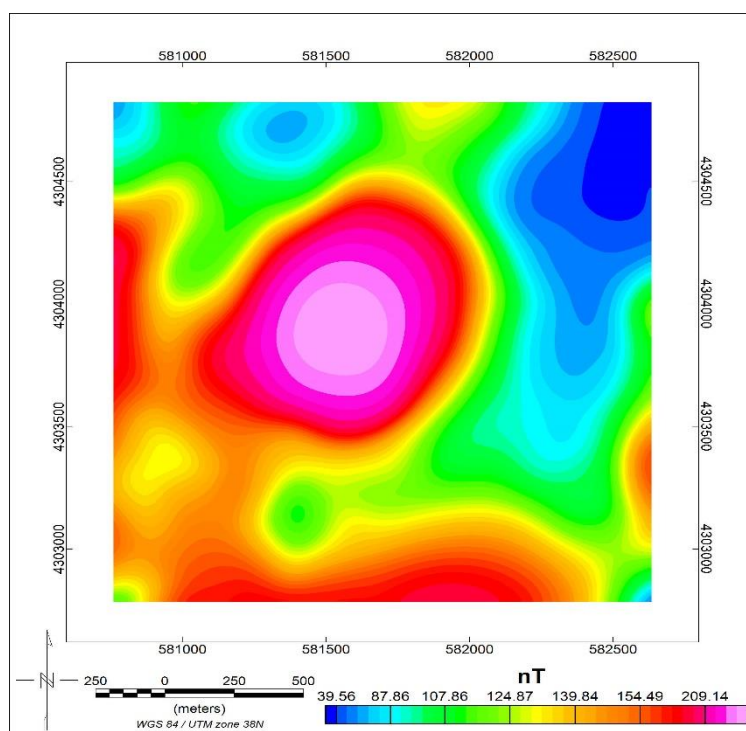
بی‌هنجاری‌ها در حالت انتقال به قطب با جابه‌جا شدن روند واقعی ساختار زیرسطحی را مشخص می‌کند. بی‌هنجاری‌های موجود در نقشه شدت کل میدان مغناطیسی، در نقشه برگردان به قطب نیز وجود دارند اما دوقطبی‌های مغناطیسی، در امتداد واقعی خود قرار گرفته‌اند این مسئله در تطابق بی‌هنجاری‌ها با منابع زیرسطحی حائز اهمیت می‌باشد.

۴-۳-۴- اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت بالا

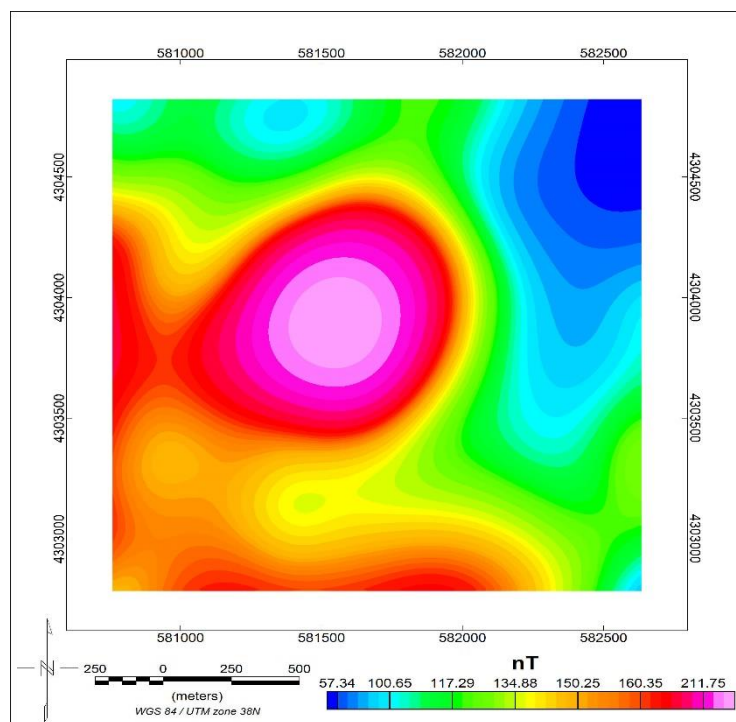
گسترش رو به بالای داده‌های مغناطیسی مسجد داغی در سه ارتفاع، ۵۰، ۱۰۰ و ۲۰۰ متری انجام شده است. در این روش اثر بی‌هنجاری‌های ناشی از پدیده‌های سطحی تضعیف‌شده و بی‌هنجاری عمیق‌تر (با طول موج بالا) به‌طور شاخص نشان داده می‌شوند. گسترش به سمت بالا در ارتفاع ۵۰ متری باعث هموارتر شدن خطوط میزان نسبت به نقشه شدت کل میدان مغناطیسی شده است (شکل ۴-۲۵) که این مطلب گویا ریشه‌دار بودن بی‌هنجاری‌ها می‌باشد. این پدیده در نقشه‌های در ارتفاع ۱۰۰ و ۲۰۰ متری نمایان‌تر می‌شود (شکل‌های ۴-۲۶ و ۴-۲۷) هموارتر شدن خطوط هم میزان در نقشه شکل (۴-۲۵) با وضوح بیشتری قابل‌رؤیت بوده و با بررسی این سه نقشه به‌خوبی می‌توان عوامل ایجاد کننده بی‌هنجاری‌های مغناطیسی عمیق را دنبال کرد.



شکل ۴-۲۵: فیلتر ادامه فراسو ۵۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



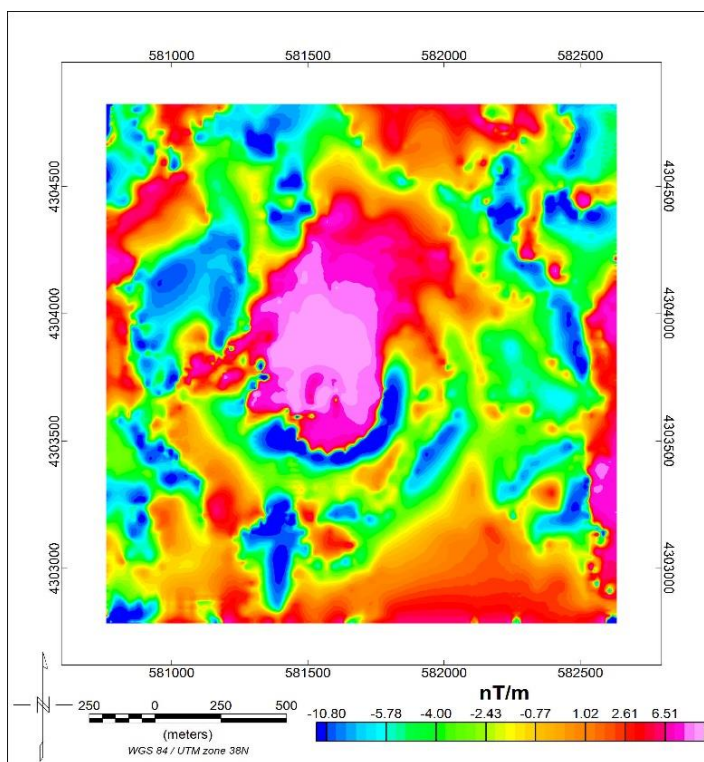
شکل ۴-۲۶: فیلتر ادامه فراسو ۱۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



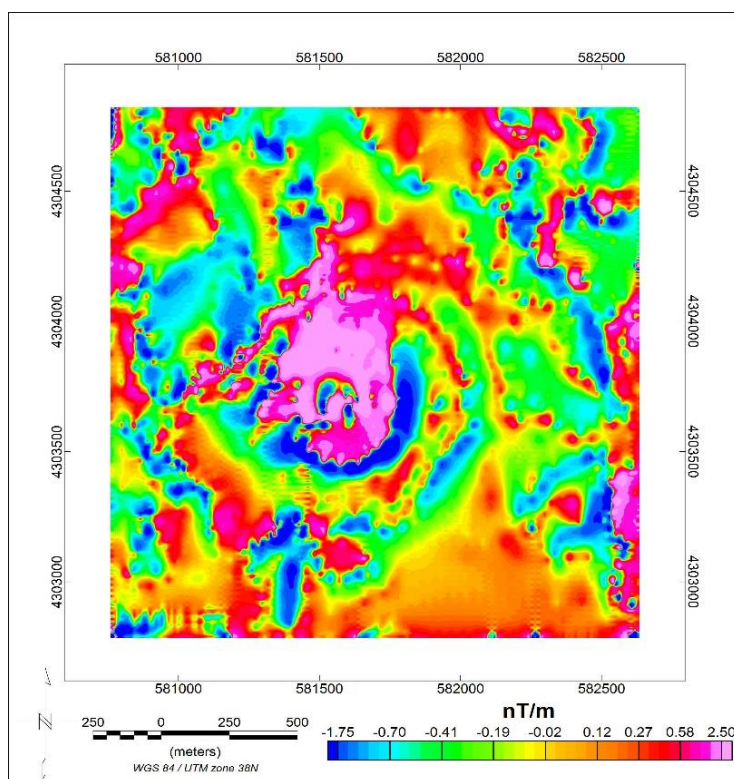
شکل ۴-۲۷: فیلتر ادامه فراسو ۲۰۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۳-۵- مشتق قائم

از مشتقات قائم میدان مغناطیسی به منظور حذف اثرات ناحیه‌ای و برجسته‌سازی عوامل کم‌عمق و سطحی استفاده می‌شود. طبق یکی از اصول حاکم بر میدان‌ها پتانسیل، آنومالی‌های سطحی، طول موج کوتاه و در مقابل عوامل ناحیه‌ای از خود آنومالی‌هایی با طول موج بلندتر نشان می‌دهند. از این رو با مشتق‌گیری از میدان آنومالی‌های مغناطیسی و به علت پایین بودن درجه آنومالی‌های عمیق، اثر آن‌ها تا حدودی از بین رفته و عوامل سطحی باقی مانده‌اند. بر روی داده‌های منطقه مشتق قائم درجه ۰/۵ و ۱ اعمال شد و آنومالی موجود در مرکز نقشه به طرف جنوب برجسته‌تر می‌شود (شکل ۴-۲۸ و ۴-۲۹).



شکل ۴-۲۸: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۵/۰ بر روی داده‌های محدوده جلفا



شکل ۴-۲۹: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۱ بر روی داده‌های محدوده جلفا

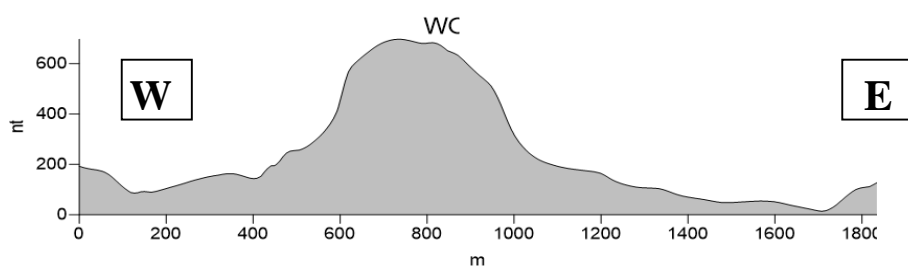
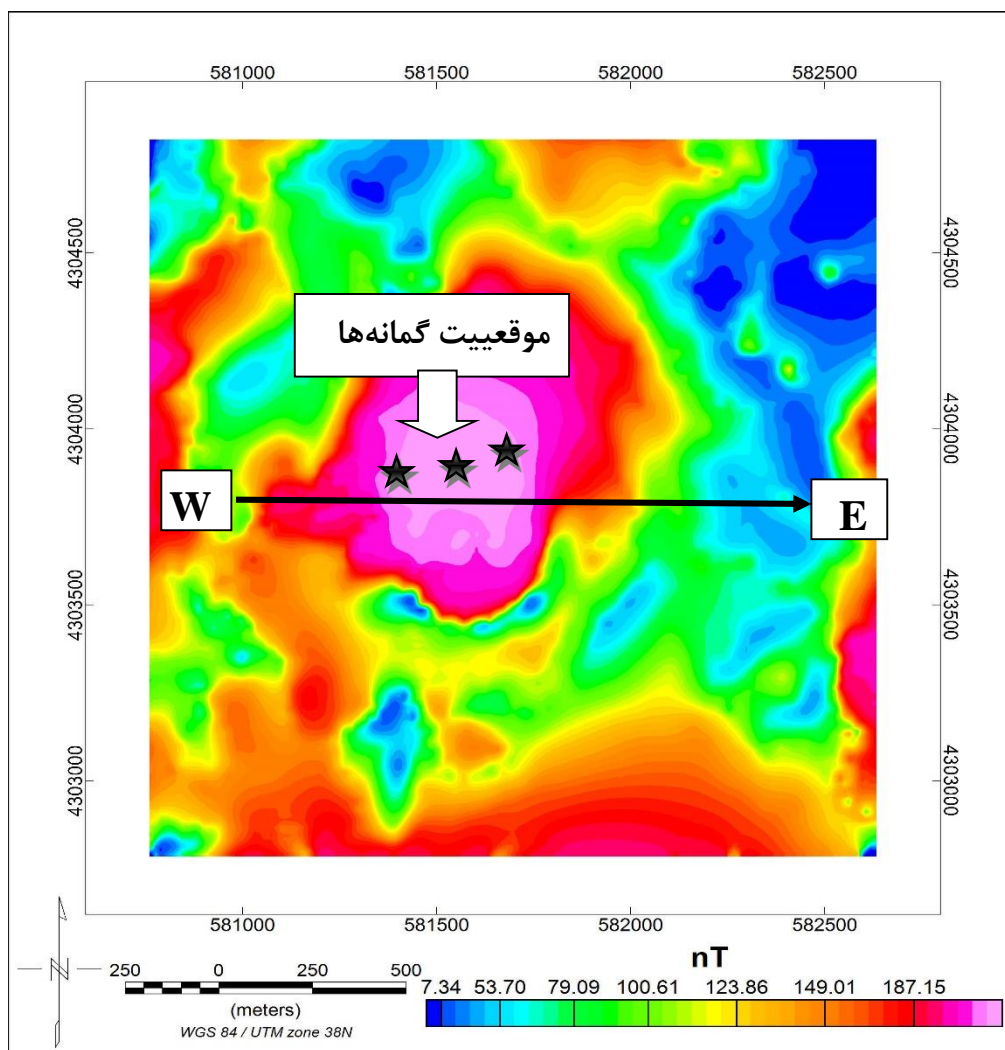
۴-۳-۶- تفسیر نقشه‌های کانسار پورفیری مسجداغی به منظور تعیین سطح

فرسایش منطقه

با بررسی نقشه‌های مغناطیسی منطقه و با اعمال فیلترهایی از قبیل گسترش رو به بالا، مشتق‌گیری، برگردان به قطب بر روی داده‌ها تا حدودی می‌توان به تغییرات میدان مغناطیسی محدوده کانسار و ماهیت واقعی آن پی برد. نقشه شدت میدان مغناطیسی نشان از یک بی‌هنجاری در قسمت مرکزی نقشه می‌دهد که این بخش حائز اهمیت می‌باشد و با کمک و بررسی شواهد زمین‌شناسی نشان آثار و شواهد دگرسانی پتاسیک در این بخش مشاهده شده است. به‌طور کلی محدوده‌های محدوده‌های دگرسانی پروپیلیتیک، فیلیک و آرژیلیک که در اطراف دگرسانی پتاسیک تشکیل شده‌اند؛ از شدت میدان مغناطیسی کمتری برخوردار بوده که بر روی نقشه شدت کل میدان با رنگ‌های زرد تا سبز مشخص شده است.

با بررسی تغییرات مغناطیسی پروفیل WE بر روی نقشه تبدیل به قطب میدان مغناطیسی (شکل ۴-۳۰)، تغییرات میدان مغناطیسی روی آنومالی به وضوح قابل مشاهده می‌باشد، و با مقایسه آن با مدل‌های مس پورفیری نشان از یک بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مثبت نسبت به محیط اطراف در منطقه است. و این ناهنجاری به‌طور چشمگیری بر زون پتاسیک سیستم کانی‌زایی انطباق دارد. با مقایسه و بررسی شواهد گفته شده به طور محتمل می‌توان نتیجه گرفت که کانسار در سطح فرسایش خوبی قرار گرفته است. و گمانه‌های موجود در نقاط مشخص شده بر روی نقشه (شکل ۴-۳۰) این موضوع را تأیید می‌کند. شواهد زمین‌شناسی و اثر مغناطیسی نشان می‌دهد که زون پورفیری به‌صورت هم‌مرکز، به مرکزیت زون پتاسیک تشکیل شده است.

گمانه اکتشافی MAD1 با دگرسانی پتاسیک شروع می‌شود، از این نوع دگرسانی پتاسیک در سطح زمین در برخی نقاط رخنمون‌های محدودی دارد.



شکل ۴-۳۰: نمودار تغییرات داده‌های مغناطیس در پروفیل

در گمانه MAD2 این دگرسانی از عمق ۵۲ متری شروع می‌شود. از سطح تا متر ۴۳ پوشش آبرفتی آبراهه و از ۴۳ تا ۵۲ متری دگرسانی از نوع آرژیلیک است. در گمانه MDA3 نیز دگرسانی از سطح تا عمق ۳۴ متری از نوع آرژیلیک بوده و نوع پتاسیک از ۳۴ متر شروع می‌شود [۷].

فصل پنجم:

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۵-۱- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

روش مغناطیس‌سنجی از جمله مهم‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی است که به‌طور گسترده در اکتشاف کانسارها استفاده می‌شود. لذا برداشت، تفسیر و مدل‌سازی این داده‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است و از جمله مهم‌ترین مراحل در اکتشافات تفصیلی و ماقبل حفاری‌های اکتشافی محسوب می‌شود. به علت تغییرات کانی‌های مغناطیسی و اکسیداسیون آن‌ها از جمله مگنتیت، در یک سیستم پورفیری و اپی‌ترمال می‌توان زون‌های دگرسان سیستم را ردیابی کرد. با ادغام و تأثیر دادن مدل‌های زمین‌شناسی استاندارد کانسارهای مس پورفیری با مدل‌های اکتشافی ژئوفیزیکی، می‌توان تفسیر و مدل بهتری برای به نقشه درآوردن بی‌هنجاری‌های منطقه و موقعیت بهینه حفاری پیشنهاد داد. در این تحقیق مشخص شد که با کمک مدل‌های زمین‌شناسی، سیستم پورفیری و ناهنجاری مغناطیسی حاصل از آن می‌توان هر سطح فرسایشی از کانسار را به‌منظور ردیابی زون معدنی تا حدودی مشخص کرد. با استفاده از مدل کردن سیستم پورفیری نشان داده شد که تغییرات ناهنجاری مغناطیسی از ۵۰۰- نانو تسلا در سطح بدون فرسایش تا ۳۰۰۰ نانو تسلا نزدیک مرکز منطقه پتاسیک پر مگنتیت نسبت به سنگ میزبان متغیر است و نوع سنگ میزبان بسته به ترکیب آن‌هم می‌تواند بر روی تغییرات مغناطیسی و شناسایی آنومالی مؤثر باشد. همین ویژگی سیستم پورفیری در کانسار پورفیری قاهان نشان از عدم رخنمون زون پتاسیک می‌دهد، که نشان از فرسایش کم منطقه می‌باشد. و بیشتر دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک و فلیک در منطقه قابل مشاهده است و نقشه‌های مغناطیس منطقه گویای این واقعیت می‌باشد. اما در کانسار پورفیری مسجد داغی نشان از فرسایش چشمگیری می‌باشد، در این کانسار تغییرات بی‌هنجاری مغناطیسی در حدود ۶۰۰ نانو تسلا مشاهده شد و با مقایسه موقعیت ناهنجاری مغناطیسی با شواهد زمین‌شناسی و مدل‌های مغناطیسی سیستم پورفیری احتمالاً کانسار معدنی پتاسیک در عمقی نزدیک سطح زمین تشکیل شده است و گمانه‌های موجود این دلیل را اثبات می‌کنند. در مجموع بررسی‌هایی که رود داده‌های مغناطیسی صورت گرفت

می‌توان نتیجه گرفت که تعیین سطح فرسایش با استفاده از داده‌های مغناطیس به‌تنهایی امکان‌پذیر نیست و باید این روش در کنار سایر روش‌ها از جمله ژئوشیمی و مشاهدات زمین‌شناسی به کار برده شود.

۵-۲- پیشنهادات

- با توجه به اینکه تعیین سطح فرسایش با استفاده از داده‌های ژئوشیمی نیز انجام می‌شود پیشنهاد می‌شود کارایی روش ژئومغناطیس در تعیین سطح فرسایش نسبت به روش ژئوشیمی بیشتر بررسی و مقایسه گردد.
- با توجه به این‌که معمولاً از روش ژئومغناطیس برای اکتشاف کانسارهای فلزی استفاده می‌شود، پیشنهاد می‌شود از این روش در پروژه‌های اکتشاف مس بهره گرفته شود، چون سبب شناخت بیشتر ماده معدنی می‌شود.
- همچنین پیشنهاد می‌شود این روش هم‌زمان با AMS (مغناطیس کانی‌ها) استفاده شود، تا از میزان پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌های تشکیل دهنده کانسار مطلع شود و در مدل سازی‌ها مورد استاده قرار گردد.
- می‌توان نتیجه این روش را در ردیابی دگرسانی‌های کانسار با اکتشاف کانسارهای پورفیری به روش IP/RS مقایسه کرد

منابع

- [۱] آقاجانی، ح. (۱۳۸۸)، رساله دکتری "بررسی قابلیت روش گرادیان کل نرمال داده‌های گرانی در تعیین پتانسیل هیدروکربوری تله‌های نفتی"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- [۲] اکبرپور، ا.، ۱۳۸۴، "زمین‌شناسی اقتصادی ناحیه کیامکی با نگرشی ویژه بر کانی‌سازی طلا و مس (مسجدداغی جلغا)", رساله دکتری دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران.
- [۳] امامعلی پور، ع.، عبدلی اسلاملو، ح.، سال ۱۳۸۹، "بررسی ژئوشیمی دگرسانی‌های گرمابی مرتبط با کانی‌سازی طلای اپی ترمالی در ناحیه مسجدداغی"، شرق جلغا، شمال باختر ایران، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، (شماره ۲-جلد ۳-صفحه ۱۹۹-۲۱۳)
- [۴] قربانی، م.، ۱۳۸۶، "زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و منابع طبیعی ایران"، جلد دوم، انتشارات آرین زمین، تهران
- [۵] نوروزی، غ.، (۱۳۸۸)، ژئوفیزیک اکتشافی، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، تهران
- [۶] علمدار، ک.، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "تجزیه و تحلیل داده‌های میدان پتانسیل در بعد فرکانس در تعیین ویژگی‌های توده معدنی"، دانشکده مهندسی معدن و متالوژی، دانشگاه یزد
- [۷] شرکت صمان کاو، گزارش مطالعات ژئوفیزیکی کانسار مس ارس، آذربایجان شرقی، ۱۳۸۷
- [۸] شرکت پارسی کان کاو، گزارش مطالعات زمین‌شناسی منطقه قاهان، ۱۳۹۰
- [۹] سایت پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور (www.ngdir.ir)

- [١٠] R. Blakely, "Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications Cambridge Univ: Press," ed: Cambridge, 1995.
- [١١] B. Bhattacharyya, "Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization," *Geophysics*, vol. 29, pp. 517-531, 1964.
- [١٢] D. B. Rao and N. R. Babu, "A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies," *Geophysics*, vol. 56, pp. 1729-1737, 1991.
- [١٣] Y. Li and D. W. Oldenburg, "3-D inversion of magnetic data," *Geophysics*, vol. 61, pp. 394-408, 1996.
- [١٤] N .C. Williams, "Geologically-constrained UBC–GIF gravity and magnetic inversions with examples from the Agnew-Wiluna greenstone belt, Western Australia," University of British Columbia, 2008.
- [١٥] P. G. Lelièvre, "Forward modelling and inversion of geophysical magnetic data," University of British Columbia, 2003.
- [١٦] D. A. Clark, "Magnetic effects of hydrothermal alteration in porphyry copper and iron-oxide copper–gold systems: a review," *Tectonophysics*, vol. 624, pp. 46-65, 2014.
- [١٧] K. P. a. B. M, "An introduction to geophysical exploration," *blackwell scientific publications*, p. 254, 2002.
- [١٨] G. A. Glatzmaier and P. H. Roberts, "An anelastic evolutionary geodynamo simulation driven by compositional and thermal convection," *Physica D: Nonlinear Phenomena* ,vol. 97, pp. 81-94, 1996.
- [١٩] J. M. Reynolds, *An introduction to applied and environmental geophysics*: John Wiley & Sons, 2011.
- [٢٠] R. F. Butler, "Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes," *Electronic edition*, p. 23, 1998.
- [٢١] W. M. Telford, W. Telford, L. Geldart, and R. E. Sheriff, *Applied geophysics* vol. 1: Cambridge university press, 1990.
- [٢٢] W. R. Griffin, "Residual gravity in theory and practice," *Geophysics*, vol. 14, pp. 39-56, 1949.
- [٢٣] P. Kearey, M. Brooks, and I. Hill, *An introduction to geophysical exploration*: John Wiley & Sons, 2013.
- [٢٤] A. Luyendyk, "Processing of airborne magnetic data," *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, vol. 17, pp. 31-38, 1997.
- [٢٥] J. C. B. Silva, "Reduction to the pole as an inverters problem and its application low latitude anomalies," *Geophysics*, vol. 51, pp. 369-382, 1986.
- [٢٦] J. Arkani-Hamed, S. Zhao, and D. Strangway, "Geophysical interpretation of the magnetic anomalies of China derived from

- Magsat data," *Geophysical Journal International*, vol. 95, pp. 347-359, 1988.
- [٢٧] C. Bergeron Jr, T. L. Morris, and J. W. Ioup, "Upward and downward continuation of airborne electromagnetic data," in *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1990*, ed: Society of Exploration Geophysicists ,1990 ,pp. 696-699.
- [٢٨] M. B. a. C. H. S. Dobrin, *Introduction to Geophysical Prospecting*. New York: 4th Edition McGraw Hill Book Co, 1988.
- [٢٩] E. S. Robinson and C. Coruh, "Basic Exploration Geophysics John Wiley & Sons," *New York Toronto/Brisbane/Singapore*, 1988.
- [٣٠] A. Salem and D. Ravat, "A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data," *Geophysics*, vol. 68, pp. 1952-1961, 2003.
- [٣١] M. N. Nabighian, "The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation," *Geophysics*, vol. 37, pp. 507-517, 1972.
- [٣٢] G. Behn, F. Camus, P. Carrasco, and H. Ware, "Aeromagnetic signature of porphyry copper systems in northern Chile and its geologic implications," *Economic Geology*, vol. 96, pp. 239-248, 2001.
- [٣٣] J. P. Richards, "Discussion on" Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism" by Oyarzun et al.(*Mineralium Deposita* 36: 794-798, 2001)," *Mineralium Deposita*, vol. 37, pp. 788-790, 2002.
- [٣٤] J. D. Lowell, Guilbert, J.M., "Lateral and vertical alteration–mineralization zoning porphyry copper deposits," *Econ. Geol.*, vol. 66, pp. 373–408, 1970.
- [٣٥] M. E. Purucker and D. A. Clark, "Mapping and interpretation of the lithospheric magnetic field," in *Geomagnetic observations and models*, ed: Springer, 2011, pp. 311-337.
- [٣٦] Y. Li and D. W. Oldenburg, "Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method," *Geophysical Journal International*, vol. 152, pp. 251-265, 2003.
- [٣٧] www.yumpu.com
- [٣٨] www.scintrexltd.com

Abstract

Magnetometry is one of the most important geophysical techniques widely used in exploration. Therefore, collecting, interpreting and modeling these data are of particular importance. Magnetometry is considered as one of the most important steps in detailed pre-drilling exploration. The theory of magnetic effects on local geological environments can be used as a qualitative guide for exploration and prediction of anomalies oscillation patterns. By predicting these models, one can evaluate magnetic effects of deposits. The alteration zones surrounding porphyry copper deposits (center to margin) are usually potassic, phyllic, argillic and propylitic, respectively, containing different amounts of iron minerals including magnetite. It is clear that revealing hidden mineralization system by erosion can significantly change magnetic effects of the ore deposit. According to these features of deposits, one can determine the type of alteration zones, alteration stage and erosion level using magnetometry in order to trace potassic zone which contains the largest ore concentrations. In the present study, first artificial models with a spherical structure were made at various erosion levels. Then, using the geological model of porphyry copper deposits, magnetic effects at different erosion levels were modeled and compared with each other. Then, the data collected from two porphyry copper deposits of Masjed Daghi and Ghahan were analyzed. To this aim, magnetic data were corrected and then different filters such as reduction to pole, upward continuation and derivatives were applied. The anomalies in the region were identified and compared with porphyry copper models to determine the erosion level.

Keyword: Magnetometry, Forward modeling, Porphyry copper, Erosion, Masjed daghi, Qahan



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

MSc Thesis in Geophysics Engineering

Interpretation and forward modeling of magnetic data to
determination of erosion surface in porphyry copper deposit Case
Study Qahan deposit in Markazy area

By: Abdolkarim Mohammadlou

Supervisor:

Dr.Hamid Aghajani

September 2017