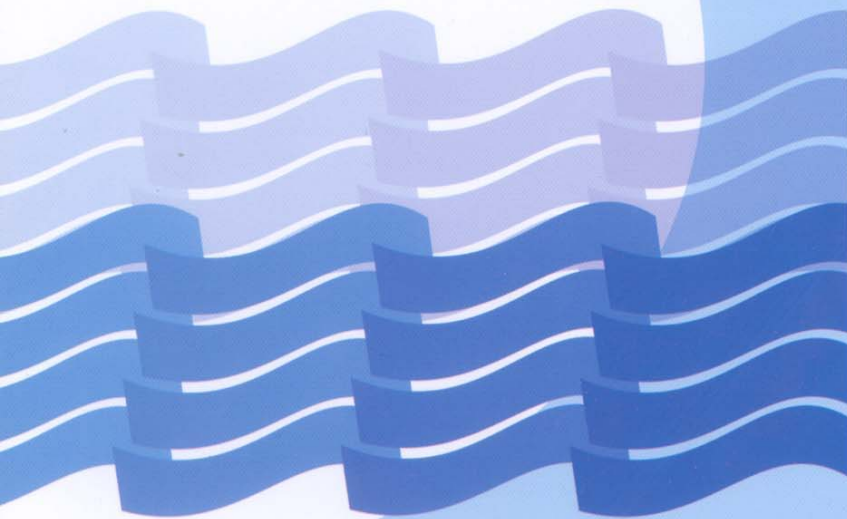




ژئوفیزیک و نقش آن در مهندسی آب (شناخت روش مغناطیسی)



ژئوفیزیک و نقش آن در مهندسی آب
"شناخت روش مغناطیسی"

به نام خدا

پیشگفتار

امروزه نقش و اهمیت ضوابط، معیارها و استانداردها و آثار اقتصادی اجتماعی و زیست محیطی ناشی از به کارگیری مناسب و مستمر آنها در پیشرفت جوامع، تهیه و کاربرد آنها را ضروری و اجتناب ناپذیر کرده است. نظر به گستردگی دامنه علوم و فنون در جهان امروز، تهیه ضوابط، معیارها و استانداردها در هر زمینه به مجامع فنی تخصصی واگذار شده است.

با در نظر گرفتن موارد بالا و با توجه به شرایط اقلیمی و محدودیت منابع آب در ایران، تهیه استاندارد در بخش آب از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است و از این رو، امور آب وزارت نیرو با همکاری سازمان برنامه و بودجه اقدام به تهیه استانداردهای مهندسی آب کرده است.

استانداردهای مهندسی آب با در نظر داشتن موارد زیر تهیه و تدوین شده است:

- استفاده از تخصص‌ها و تجربه‌های کارشناسان و صاحب نظران شاغل در بخش عمومی و خصوصی
- استفاده از منابع و مآخذ معتبر و استانداردهای بین‌المللی
- بهره‌گیری از تجارب دستگاههای اجرایی، سازمانها، نهادها، واحدهای صنعتی، واحدهای مطالعه، طراحی و ساخت
- ایجاد هماهنگی در مراحل تهیه، اجرا، بهره‌برداری و ارزشیابی طرحها
- پرهیز از دوباره کاریها و اتلاف منابع مالی و غیرمالی کشور
- توجه به اصول و موازین مورد عمل مؤسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران و سایر موسسات معتبر تهیه کننده استاندارد

پیش نویس این نشریه در سال ۱۳۷۳ تهیه شده و در سال ۱۳۷۶ مورد بازنگری قرار گرفته است.

ترکیب اعضای کمیته

این نشریه با مشارکت اعضای کمیته فنی شماره ۱۳-۲ (ژئوفیزیک) طرح تهیه استانداردهای مهندسی آب کشور تهیه و تنظیم شده که اسامی آنها به ترتیب الفبا به شرح زیر است:

فوق لیسانس ژئوفیزیک	آقای علی اکبر اسلامی
دکترای ژئوفیزیک	آقای منوچهر بهاور
دکترای فیزیک	آقای حسن حاجب حسینی
فوق لیسانس ژئوفیزیک	خانم وحیده زرگر صالح
لیسانس زمین شناسی-کارشناس ژئوفیزیک	آقای فرهنگ شیروانی
لیسانس زمین شناسی-کارشناس ژئوفیزیک و هیدروژئولوگ	آقای علی نصیریان
دکترای ژئوفیزیک	آقای غلامحسین نوروزی

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	۱- مقدمه
۱	۱-۱ کلیات
۱	۲- مبانی نظری
۱	۱-۲ قانون کولمب
۲	۲-۲ میدان و پتانسیل مغناطیسی
۲	۳-۲ دو قطبی مغناطیسی
۳	۴-۲ شدت مغناطش
۳	۵-۲ خودپذیری مغناطیسی
۳	۶-۲ میدان القایی مغناطیسی
۴	۳- مغناطیس زمین (ژئومغناطیس)
۴	۱-۳ میدان مغناطیسی اصلی زمین
۸	۲-۳ میدان مکمل
۸	۴- طبقه‌بندی کانیها و سنگها بر اساس خاصیت خودپذیری آنها
۸	۱-۴ گروه فرومغناطیس
۹	۲-۴ گروه پارامغناطیس
۹	۳-۴ گروه دیامغناطیس
۱۰	۵- کاوشهای مغناطیسی زمینی
۱۰	۱-۵ بی‌هنجاریهای مغناطیسی
۱۱	۲-۵ اندازه‌گیری بی‌هنجاری مغناطیسی
۱۲	۳-۵ دستگاههای اندازه‌گیری میدان مغناطیسی
۱۲	۵-۳-۱ مغناطیس سنج فلاکس گیت
۱۳	۵-۳-۲ مغناطیس سنج حرکت تقدیمی هسته‌ای (پروتونی)
۱۴	۵-۴ طراحی شبکه مبنا و ایستگاههای اندازه‌گیری زمینی
۱۵	۵-۵ ثبت تغییرات روزانه

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱۶	۶- خلاصه‌ای از برداشتهای هوابرد مغناطیسی
۱۷	۶-۱ انتخاب الگو و ارتفاع پرواز
۱۸	۷- گزارش و تفسیر نتایج
۱۸	۷-۱ تهیه نقشه‌ها و مقاطع مغناطیسی
۱۸	۷-۲ تفسیر نتایج
۲۰	۷-۲-۱ تفسیر کیفی داده‌های مغناطیسی
۲۳	۷-۲-۲ تفسیر کمی داده‌های مغناطیسی
۲۵	۸- منابع

۱-۱ کلیات

کاوشهای مغناطیسی، اندازه‌گیری تغییرات میدان مغناطیسی زمین می‌باشد که با استفاده از آن می‌توان سازندهای مختلف را براساس خاصیت خودپذیری^۱ آنها از هم تفکیک کرد. از این مطالعات می‌توان برای شناخت گسله‌های مدفون، چین خوردگیها و بطور کلی ساختارهای زمین شناسی نیز بهره برداری نمود. روش مذکور در مطالعات آب دارای کاربرد گسترده‌ای نبوده و بیشتر در مطالعات شناسایی برای ارزیابی گسترش و ضخامت طبقات رسوبی که روی سنگهای آذرین قرار دارد (در صورت اختلاف خود پذیری مغناطیسی) و نیز مطالعات تکتونیکی می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. بررسیهای مغناطیسی از طریق هوا (مغناطیس هوا برد^۲) و نیز اندازه گیریهای زمینی قابل اجراست.

۲- مبانی نظری

برای استدلال روابط مربوط به مغناطیس می‌توان از جرم مغناطیسی استفاده کرد، در اینصورت روابط شبیه به گرانی سنجی^۳ می‌باشد، که بطور مختصر به بیان آنها می‌پردازیم.

۱-۲ قانون کولمب^۴

دو جرم مغناطیسی m و m' وقتی به فاصله r از هم قرار می‌گیرند نیروی دافعه (در صورت داشتن علامت یکسان) و یا جاذبه (در صورت داشتن علامت مخالف) به یکدیگر وارد می‌کنند که از رابطه کولمب $f = C \frac{mm'}{r^2}$ بدست می‌آید (شکل ۱)



1- Susceptibility

2- magnetic airborne

3 - Gravimetry

4- Coulomb

C، ضریب ثابتی است که در دستگاه C.G.S برابر یک می‌باشد. مطابق تعریف جرم مغناطیسی مثبت جرمی است که در یک آهن ربا بطرف شمال قرار گیرد، که در اینصورت انتهای دیگر آهن ربا دارای جرمی معادل قطب شمال و علامت منفی است.

۲-۲ میدان و پتانسیل مغناطیسی

کمیت عملی‌تر از نیروی مغناطیسی شدت میدان مغناطیسی (H) است، که برابر نیروی حاصل از واحد جرم مغناطیسی بر روی جرم مغناطیسی m در فاصله r می‌باشد.

$$\vec{H} = \frac{F}{m'} = C \frac{m\vec{r}}{r^3} \quad \text{یعنی:}$$

در دستگاه واحدهای emu، میدان H بر حسب اورستد^۱، یعنی دین بر واحد جرم مغناطیسی بیان می‌شود. در این مطالعات به علت کوچک بودن میدانهای مغناطیسی موجود از واحدهای کوچکتری به نام گاما (γ) یا نانوتسلا (nT) استفاده می‌شود که عبارتست از ۱۰^{-۵} اورستد یا ۱۰^{-۹} تسلا (تسلا واحد میدان مغناطیسی در دستگاه M.K.S است).

شدت میدان مغناطیسی زمین بطور متوسط در تهران حدود ۰/۴۷۱۸۲ اورستد یا ۴۷۱۸۲ نانوتسلا می‌باشد. مانند مطالعات گرانی سنجی هر میدان مغناطیسی H از پتانسیلی مانند V مشتق می‌شود، یعنی

$$\vec{H} = - \text{grad } V$$

۳-۲ دو قطبی مغناطیسی

از آنجای که تقسیم یک آهنربا تا بینهایت یعنی در حد ملکول و اتم می‌تواند همیشه بصورت مجموع دو قطب (منفی و مثبت) در نظر گرفته شود می‌توان به جای جرم مغناطیسی از یک آهنربای اولیه که به آن دو قطبی می‌گویند، استفاده کرد. یک دو قطبی مغناطیسی اولیه عبارتست از دو جرم مغناطیسی -m و +m که در فاصله ای از هم قرار گرفته‌اند. کمیت قابل اندازه گیری در این دو قطبی "گشتاور مغناطیسی"^۲ آنست که توسط برداری در جهت قطب منفی به قطب مثبت می‌باشد. مقدار این گشتاور وقتی فاصله بین دو قطب dl در نظر گرفته شود برابر است با:

$$dm = m dl$$

1- Oersted

2- magnetic moment

۴-۲ شدت مغناطش^۱

بنا به تعریف قطبهای ایجاد شده در واحد سطح یا گشتاور مغناطیسی در واحد حجم برای یک ماده را، شدت مغناطش نامیده و آنرا با J نشان می دهند.

۵-۲ خودپذیری مغناطیسی

درجه مغناطیس شدن یک ماده با ضریب خودپذیری آن (K) مشخص می شود. پارامتر مذکور که نقشی اساسی در کاوشهای مغناطیسی دارد عبارتست از:

$$K = \frac{J}{H} \quad \text{یا} \quad \vec{J} = KH$$

خود پذیری K ، دارای تغییرات زیادی برای کانیها و سنگهای مختلف بوده و مقدار آن برای مواد مغناطیسی مانند آهن خیلی بیشتر از سنگها و کانیهای موجود در طبیعت است.

۶-۲ میدان القایی مغناطیسی

زمانیکه یک جسم مغناطیسی در یک میدان خارجی H قرار می گیرد، قطبهای داخلی آن در اثر میدان مذکور به خط شده و میدانی اضافه بر میدان عمل کننده به وجود می آید. بنا به تعریف میدان القایی B بصورت زیر تعریف می شود.

$$\vec{B} = \vec{H} + 4\pi \vec{J} \quad \text{یا} \quad \vec{B} = (1+4\pi K) \vec{H}$$

طبق تعریف نسبت B به H را با μ نشان داده و آنرا تراوایی^۲ مغناطیسی می نامند:

$$\frac{B}{H} = \mu = 1+4\pi K$$

1- Intensity Magnetization

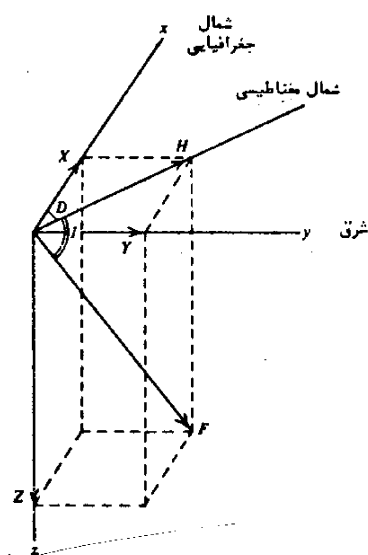
2- Permeability

۳- مغناطیس زمین (ژئومغناطیس)^۱

۱-۳ میدان مغناطیسی اصلی زمین

زمین را می‌توان همچون آهنربای عظیمی در نظر گرفت که باعث پیدایش یک میدان مغناطیسی دائم در داخل، در سطح و کیلومترها فضای بالای آن می‌شود. بنابراین در هر نقطه اندازه‌گیری، می‌توان میدان مغناطیسی زمین را توسط شدت و راستای آن مشخص کرد. برای تعیین میدان مغناطیسی متوسط زمین در یک نقطه مشخص از دستگاه مختصاتی مطابق شکل ۲ استفاده می‌کنند.

بر اساس یک تقسیم‌بندی ساده می‌توان میدان مغناطیسی کلی زمین را به دو قسمت تقسیم کرد. یکی میدان مغناطیسی اصلی زمین که حدود ۹۸ درصد میدان کلی را تشکیل داده و تغییرات آن نسبت به زمان به کندی صورت می‌گیرد (تغییرات قری)، دیگری میدان مکمل که مقدار آن نسبت به میدان مغناطیسی اصلی کوچک بوده تغییرات آن بر حسب زمان سریع می‌باشد.



شکل ۲- میدان مغناطیسی زمین و مؤلفه‌های آن

برای مشخص کردن میدان مغناطیسی زمین در نقطه‌ای مانند O می‌توان از اجزای آن استفاده کرد که عبارتند از:

- F : میدان مغناطیسی کلی
- H : مؤلفه افقی میدان مغناطیسی
- Z : مؤلفه قائم میدان مغناطیسی
- I : زاویه ای که F با H می‌سازد و به آن "زاویه میل" می‌گویند.

D: زاویه‌ای که H (امتداد نصف‌النهار مغناطیسی) با محور X (نصف‌النهار جغرافیایی) می‌سازد و به آن "زاویه انحراف" ^۱ می‌گویند.

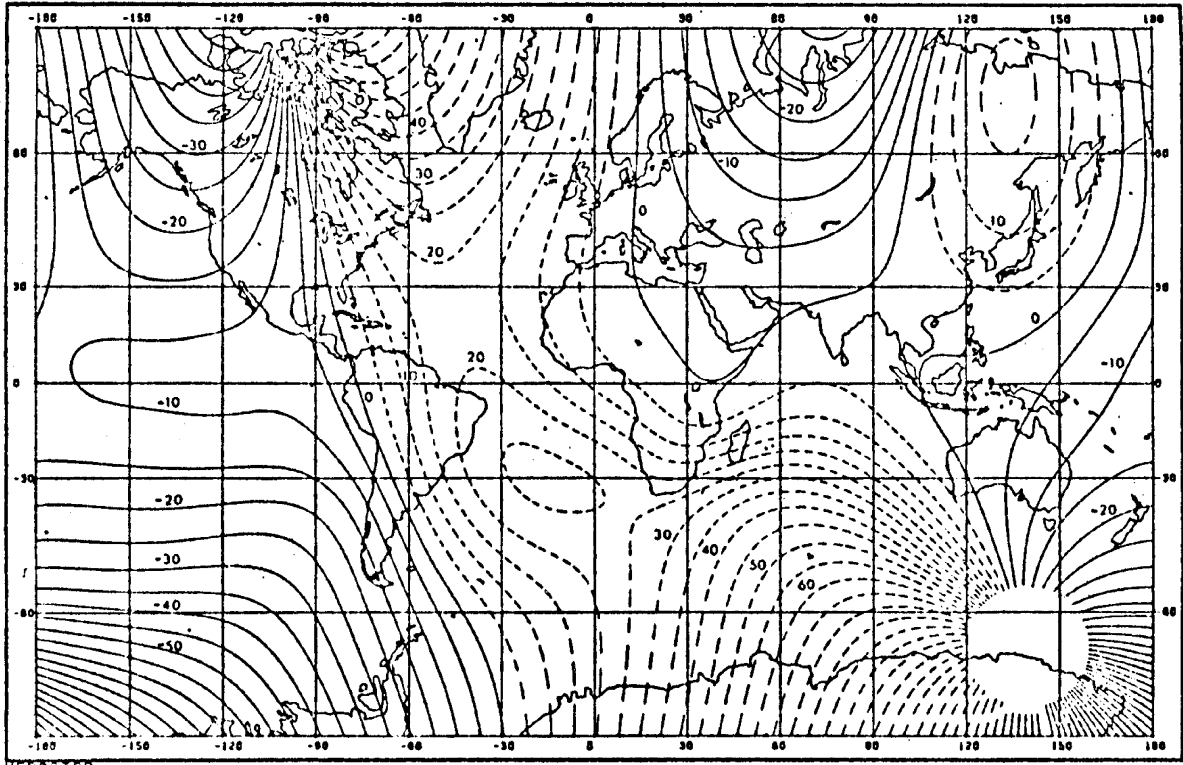
X: مؤلفه H در امتداد شمال جغرافیایی

y: مؤلفه H در امتداد شرقی - غربی

بین پارامترهای مذکور روابط ساده‌ای وجود دارد که بعضی از آنها عبارتند از (نگاه. شکل ۲):

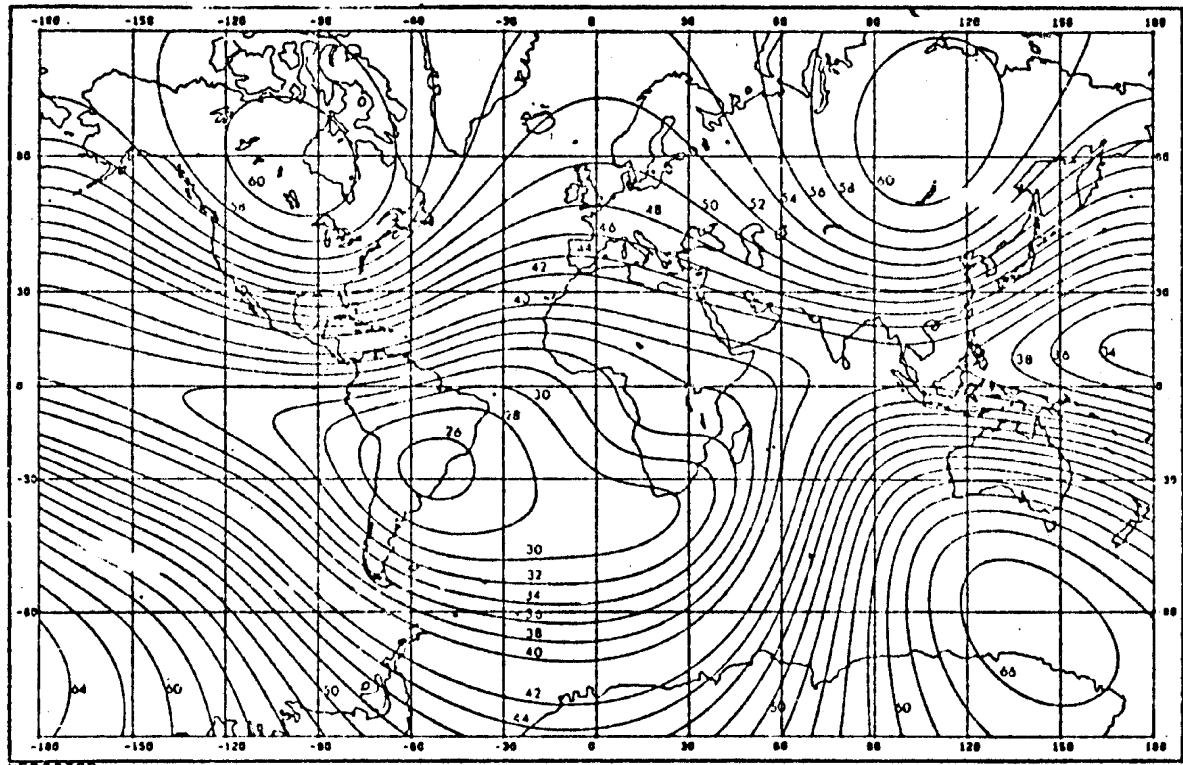
$$F^2 = X^2 + Y^2 + Z^2, \quad H = \sqrt{X^2 + Y^2}$$
$$\text{tg } I = Z/H, \quad \text{tg } D = Y/X$$

برای تعیین مقدار متوسط میدان مغناطیسی با استفاده از داده‌های هوا برد (هواپیما یا ماهواره) میتوان ضرایب مورد لزوم در حل معادله لاپلاس پتانسیل مغناطیسی را بدست آورد. به این ترتیب می‌توان براساس یک مبنای مقایسه بین‌المللی (IGRF) ^۲ هریک از اجزای مشروح در فوق را برای تمام سطح زمین بصورت نقشه ارائه کرد. شکل‌های ۳ و ۴ نمونه‌ای از این نقشه‌ها می‌باشند.



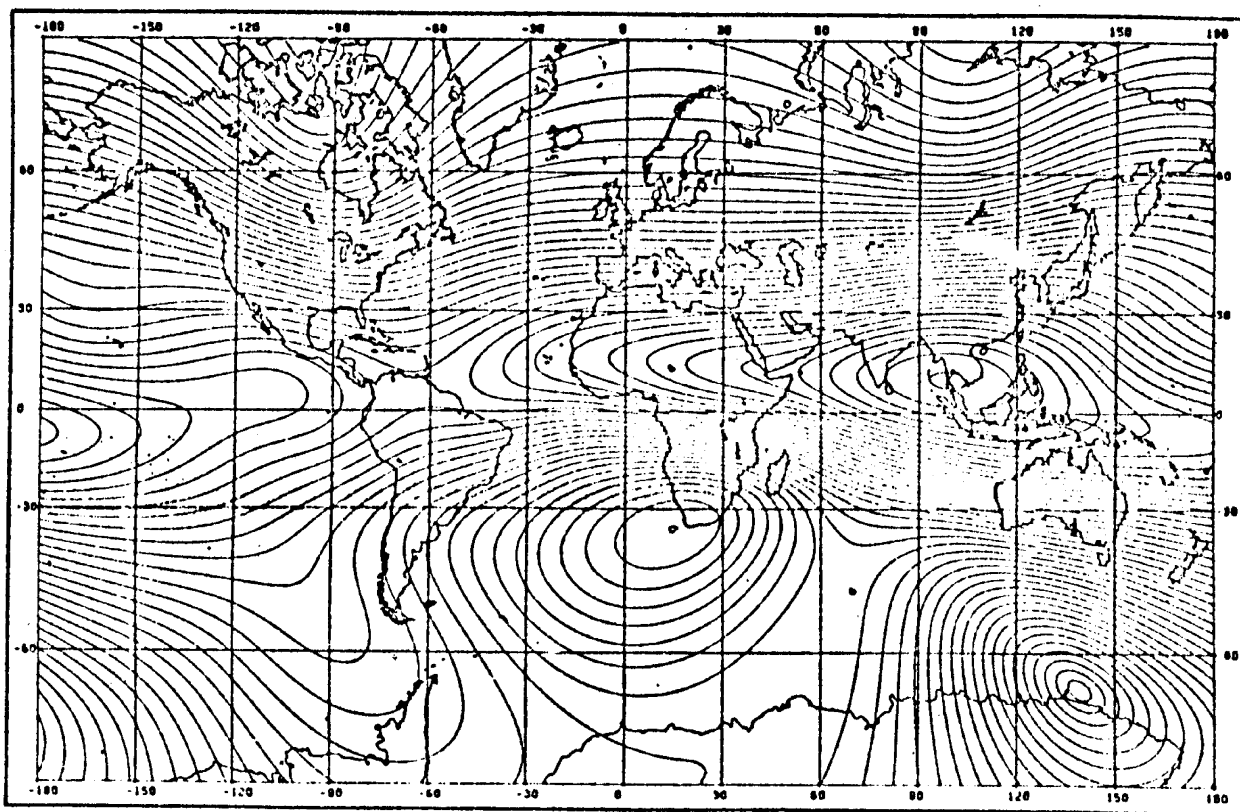
MEACHTON
SCALE = 1 : 160300656

شکل ۳- الف - نقشه تغییرات زاویه میل

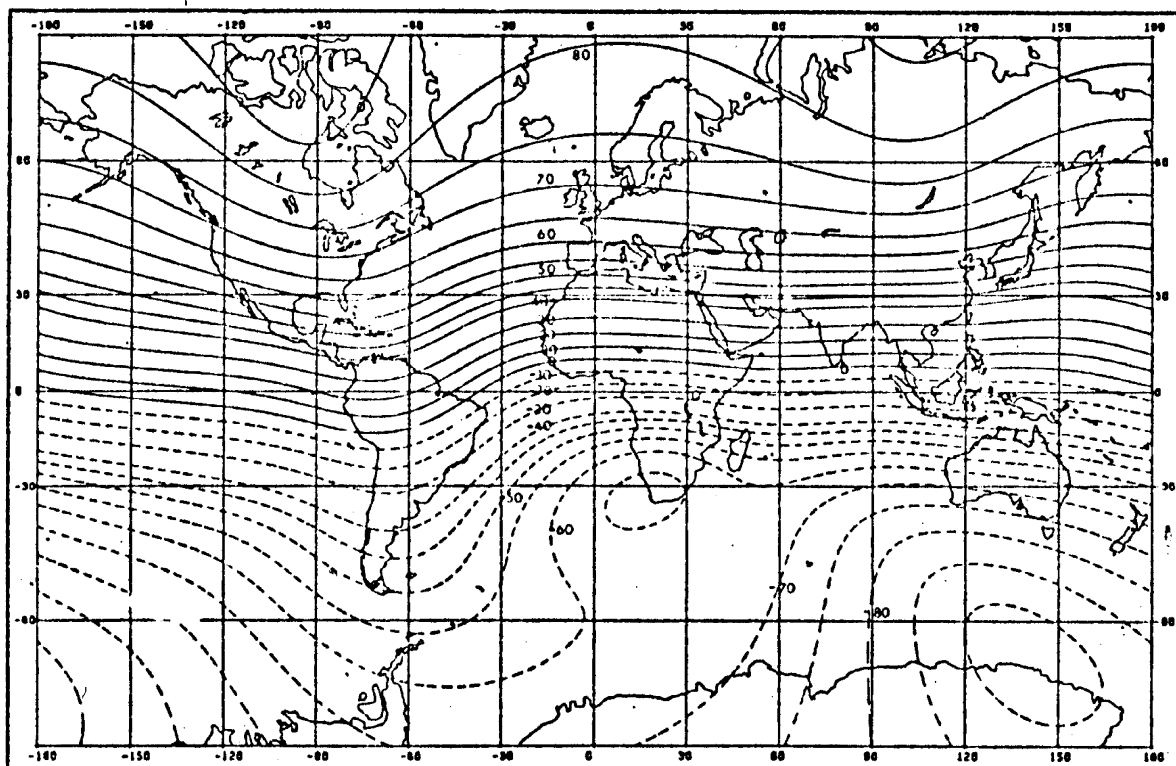


MEACHTON
SCALE = 1 : 160300656

شکل ۳- ب - نقشه تغییرات میدان کلی مغناطیسی



شكل ٤- الف - تغييرات مؤلفه افقى ميدان زمين ($20000 \text{ nT} = 0.2$)



MERCATOR
SCALE = 1 : 160300656

شكل ٤- ب - نقشه تغييرات زاويه انحراف

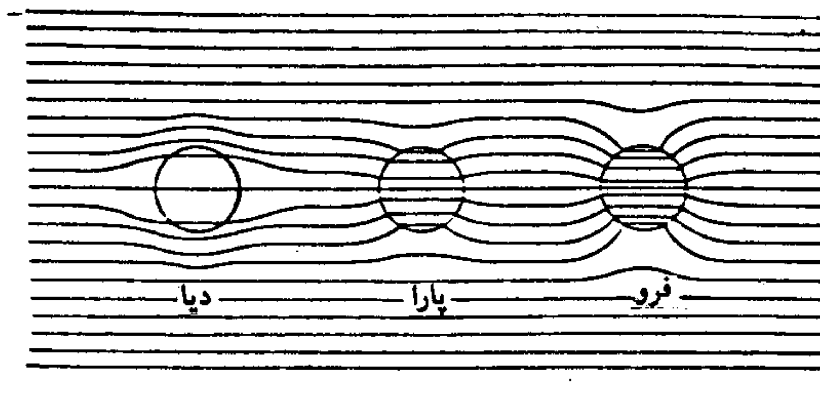
علاوه بر میدان مغناطیسی اصلی که منبع ایجاد آن خود زمین می‌باشد (منابع داخلی)، در اثر وجود ذرات یونیزه که عمدتاً از طرف خورشید به زمین در حرکت هستند، میدانی متغیر و با شدتی کمتر از میدان اصلی، روی اندازه‌گیری در هر نقطه اثر می‌گذارد که بدان میدان مغناطیسی مکمل گویند. میدان مذکور که بر حسب زمان متغیر است (در پریودهای مختلف) از نظر عملیات اکتشافی که در زمانهای کوتاه اعمال می‌شود قابل اهمیت نبوده مگر مواقعی که تغییرات در زمانهای کوتاه شدید باشد (طوفانهای مغناطیسی). معمولاً در زمان وزش طوفانهای مغناطیسی که بدون ارتباط با کولاکها و رعدوبرق می‌باشد، اندازه‌گیریهای مغناطیسی از درجه اعتبار ساقط است.

۴- طبقه بندی کانیها و سنگها براساس خاصیت خودپذیری آنها

براساس ضریب خودپذیری مغناطیسی (K) می‌توان کانیهای موجود در طبیعت را در سه گروه به شرح زیر تقسیم بندی کرد:

۴-۱ گروه فرو مغناطیس

این گروه از نظر شدت مغناطیس شدن و ضریب K مهمترین دسته کانیها می‌باشد. کانیهای وابسته به آن محدود بوده و عمدتاً شامل مگنتیت، ایلمنیت و پیروتین می‌باشد. در حضور یک میدان خارجی H، کانیهای مذکور خاصیت مغناطیسی کم و بیش شدیدی به خود گرفته و به عبارت دیگر خطوط میدان در آن متمرکز می‌شود (شکل ۵) با حذف میدان H، مواد مذکور، مقداری از خاصیت مغناطیسی را بطور دائم حفظ می‌کند.



شکل ۵ - عمل سه دسته مواد مختلف روی میدان مغناطیسی

۲-۴ گروه پارامغناطیس

کانیهای این دسته دارای خود پذیری مغناطیسی ضعیف ($K > 0$) بوده و با شدت کمتری نسبت به گروه قبل مغناطیس می‌شوند (شکل ۵). در این گروه با حذف میدان مغناطیسی خارجی، خاصیت مغناطیسی کانیها نیز از بین می‌رود. بسیاری از کانیهای موجود در این دسته جای می‌گیرند و بنابراین سنگهای زیادی می‌توانند دارای خاصیت پارامغناطیسی باشند.

۳-۴ گروه دیامغناطیس

این دسته برخلاف دو گروه قبلی باعث رانش خطوط میدان شده (شکل ۵) و به عبارت دیگر مقدار K برای آنها منفی است. البته باید متذکر شد که مقدار K در این دسته کم بوده و نزدیک به صفر است. محدوده وسیعی از کانیها و سنگهای موجود در طبیعت در این دسته جای می‌گیرند. بطور کلی عمده سنگهایی که با منشاءهای مختلف در طبیعت وجود دارند دارای خاصیت مغناطیسی زیادی نبوده و تنها با بالا رفتن مقدار کانیهای مغناطیسی، شدت مغناطیس آنها افزایش می‌یابد. البته عوامل دیگری مانند درجه حرارت و دانه بندی نیز در تغییرات مغناطیس شدن موثر می‌باشند. بر اساس مقدار خود پذیری مغناطیسی سنگها و کانیها می‌توان آنها را دسته بندی کرد، ولی باید توجه داشت که یک سنگ مشخص (از دید مطالعات سنگ شناسی) دارای یک مقدار ثابت K نبوده و معمولاً این مقدار برای هر سنگ در یک محدوده‌ای متغیر است. جدول زیر مقادیر K را در دستگاه C.G.S برای تعدادی از کانیها و سنگها نشان می‌دهد:

ضریب خود پذیری تعدادی از کانیها و سنگها (10^{-6} C.G.S) (X)

۱- کانیها

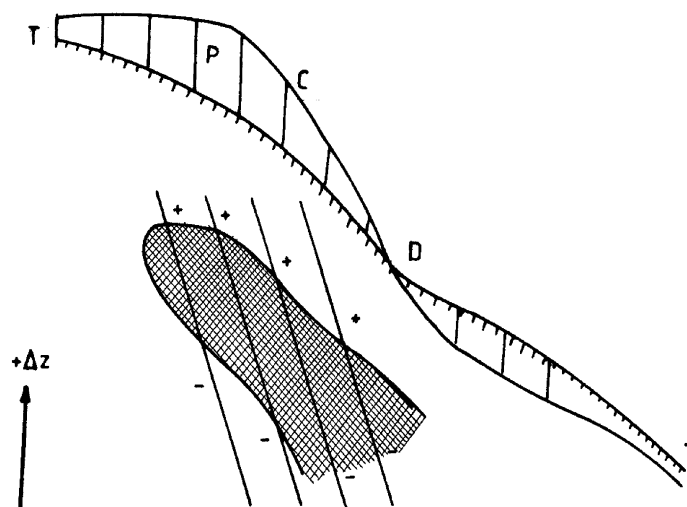
کانیهای که دارای مگنتز می‌باشند		الف: کانیهای که دارای آهن می‌باشند	
۳۸۰	دیالوژیت	۱۰۰۰۰۰	مگنتیت
۲۷۰	پسیلوملان	۳۰۰۰۰	ایلمنیت
۲۴۰	ولفرامیت	۷۰۰۰	پیرویتن
		۱۵۰	هماتیت قرمز
		۱۵۰	هماتیت متراکم قهوه‌ای
			تیره
		۱۳۰	اوژیت
		۱۲۰	هورنبلند
		۵۰ - ۲۰۰	پیریت

الف : سنگهای آذرین قلیایی		ب : سنگهای آذرین اسیدی		ج : سنگهای رسوبی	
دیوریت	۳۰۰۰	اورتوگنایس بامگنتیت آلترو	۱/۴۵	رس مخلوط با آهن	۲۰۰
دولریت -		اورتوگنایس کالکوآلکالن	۱/۳۵	ماسه سنگ	۰-۲۰۰
پریدوتیت و غیره	۸۰۰۰	توده‌ای			
		اورتوگنایس با لکه‌های اکسید آهن	۱۰۰۰	شیستها	۴۰-۵۰
		شیست‌های دگرگونی	۱۰۰	دولومیت	۱۰-۱۵
				انیدریت و گچ	۱-۱۰
				آهک معمولی	۰-۱۰

۵- کاوشهای مغناطیسی زمینی

۱-۵ بی‌هنجاریهای مغناطیسی

اگر تاثیرپذیری سنگهای زیر سطح زمین در یک محدوده اندازه‌گیری، نزدیک به صفر و یا ثابت باشد، میدان مغناطیسی زمین از یک نقطه به نقطه دیگر تغییرات کمی دارد. میدان مغناطیسی زمین برحسب تغییرات عرض جغرافیایی تغییر می‌کند، ولی برای یک برداشت محدود (از نظر سطح برداشت) یعنی به عنوان مثال برای یک سطح به ابعاد 10×10 کیلومتر، می‌توان میدان مغناطیسی اصلی زمین را عملاً ثابت فرض کرد. حال فرض کنید که در زیر ایستگاه اندازه‌گیری P، سنگهایی با خودپذیری مغناطیسی بیشتر نسبت به سنگهای میزبان وجود داشته باشد (شکل ۶).



شکل ۶- بی‌هنجاری حاصل از یک حجم از مواد مغناطیسی

بردار میدان مغناطیسی زمین در نفوذ به سنگهای مذکور باعث ایجاد یک میدان القایی می‌شود که شامل دو قسمت زیر است:

- در ورود ایجاد قطبهای مغناطیسی آزاد منفی می‌کند.

- در خروج ایجاد قطبهای مغناطیسی آزاد مثبت می‌کند.

به این ترتیب میدان مغناطیسی زمین تحت عکس العمل این توده‌های سنگ، یک میدان مغناطیسی اضافی ایجاد می‌کند که به آن بی‌هنجار می‌گوئیم. برای تمام نقاطی که بالای توده قرار دارند (مانند ایستگاه P) میدان بی‌هنجار از دو قسمت تشکیل شده است:

- میدان ایجاد شده توسط قطبهای مثبت که دارای امتداد و جهتی مشابه میدان مغناطیسی زمین هستند.

- میدان ایجاد شده توسط قطبهای منفی که امتدادی مشابه میدان مغناطیسی زمین و جهتی مخالف با آن دارند.

میدان منتهج روی سطح زمین در ایستگاه P، میدانی است که آنرا "بی‌هنجاری مغناطیسی" نقطه P (صرفنظر از میدان مغناطیسی زمین در آن نقطه) می‌نامیم و مقدار آن عبارتست از: (بخش ۲-۲)

$$\Sigma \frac{m\vec{r}}{r^3} - \Sigma \frac{m'\vec{r}'}{r'^3}$$

این میدان بی‌هنجار کاملاً محلی^۱ است، بعبارت دیگر این میدان در اطراف خط قائمی که از مرکز توده می‌گذرد و در محدوده آن قرار داشته و با دور شدن از این توده سرعت کاهش پیدا می‌کند (به نسبت $1/r^3$). در عمل یک چنین بی‌هنجاری بر حسب موقعیت، گسترش و عمق توده مغناطیسی، سطحی را شامل می‌شود که عموماً از چند کیلومتر مربع بیشتر نمی‌شود. البته باید توجه داشت حالتهای خاص نیز وجود دارد که ممکن است سطوح وسیعی را پوشاند که مطالعه آنها در مبحث فیزیک زمین می‌گنجد و به آنها بی‌هنجاریهای منطقه ای می‌گویند. به عنوان مثال در غرب ماداگاسکار یک آنومالی منطقه ای با مقدار ۱۰ گامابریکلو متر در امتداد شرقی - غربی وجود دارد که علت آنرا باید در یک سنگ پایه بازالیتی یا دولریتی با شدت مغناطیسی بالا جستجو کرد.

۲-۵ اندازه گیری بی‌هنجاری مغناطیسی

در یک نقطه مشخص روی سطح زمین یک میدان اصلی مغناطیسی زمین \vec{F} وجود دارد (فرض بر اینست که اثر میدان مکمل تصحیح شده است). اگر بخواهیم میدان بی‌هنجار $\vec{\Delta F}$ را که حاصل حضور مواد پارامغناطیسی (یا فرو مغناطیسی) است، مشخص کنیم، از نظر تئوری می‌توان مقدار $\vec{F} + \vec{\Delta F}$ را اندازه گیری کرد. \vec{F} چنانکه گفته شد، یک بردار فضایی است که برای مشخص کردن آن می‌توان از اندازه گیری مستقیم آن و یا از اندازه گیریهای مولفه‌های آن (مانند I, H, Z) استفاده کرد. به این ترتیب با در دست داشتن \vec{F} می‌توان $\vec{\Delta F}$ (در مطالعات هوابرد) و یا عملاً مقادیر

1- local

ΔZ و ΔH را با توجه به یک نقطه مقایسه P که آنرا مبنا می‌نامیم برای مطالعات اکتشافی اندازه‌گیری کرد. در برداشتهای زمینی بیشتر از بی هنجاری ΔZ استفاده می‌شود.

اگر یک نقطه P با بی هنجاری ΔZ_p داشته باشیم و نقطه دیگری مانند P' با بی هنجاری $\Delta Z'_p$ ، اندازه‌گیری در نقاط P و P' امکان شناخت $\Delta Z_p - \Delta Z'_p$ را فراهم می‌سازد. صفر بی هنجاری نقطه ای مانند Q است که در آن $\Delta Z_Q = 0$. این نقطه می‌تواند به دنبال اندازه‌گیریها در مبناهای یک منطقه در زونی انتخاب شود که در آن میدان مغناطیسی زمین دچار اغتشاش (در اثر وجود مواد مغناطیسی) نشده باشد.

باید توجه داشت که برداشتهای زمینی معمولاً نسبی است، نقطه صفر می‌تواند به طور اختیاری در شروع اندازه‌گیریها، انتخاب شود. در پایان برداشتهای زمینی بر حسب موقعیت نقطه صفر، بی هنجاریها قابل شناسایی و تعبیر و تفسیر خواهند بود.

۳-۵ دستگاههای اندازه‌گیری میدان مغناطیسی

به‌طور کلی میدان مغناطیسی که روی زمین اندازه‌گیری می‌شود به ندرت از 50000 گاما فراتر می‌رود. حساسیت دستگاههای مغناطیسی خیلی کمتر از حساسیت گرانی سنجها است.

دستگاههایی که تغییرات میدان مغناطیسی (بیشتر مؤلفه قائم و افقی) را اندازه‌گیری می‌کنند واریومتر^۱ نامیده می‌شود که تا حدود ده سال قبل عمده‌تاً در این دستگاهها از سوزنهای شیب دار با حساسیت زیاد استفاده می‌شد (ترازوی قائم اشمیت، ترازوی پیچشی و غیره).

دستگاههای جدیدتر شامل مغناطیس سنجهای فلاکس گیت^۲، حرکت تقدیمی هسته‌ای^۳ و پمپاژنوری^۴ می‌باشند که در اینجا به طور مختصر به شرح آنها پرداخته می‌شود:

۱-۳-۵ مغناطیس سنج فلاکس گیت

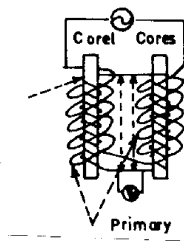
این دستگاه در شروع برای شناخت زیر دریایی ها در اثنای جنگ جهانی دوم روی هواپیما مورد استفاده قرار گرفت. در حال حاضر از این دستگاه در برداشتهای هوابرد و همچنین اندازه‌گیریهای زمینی استفاده می‌شود. در مغناطیس سنج فلاکس گیت بطور معمول از دو مغزه مغناطیسی با تراوایی زیاد به عنوان عنصر آشکار ساز استفاده می‌شود. روی مغزه‌های مذکور سیم پیچهای اولیه و ثانویه پیچیده شده است که در حدامکان مشابه و به موازات هم طوری قرار گرفته اند که سیم پیچها در خلاف جهت یکدیگر می‌باشند (شکل ۷).

1- Variometer

2- Fluxgate

3- nuclear Precession

4- optical pumping



شکل ۷- آشکار ساز مغناطیس سنج فلاکس گیت

سیم پیچهای اولیه بطور سری و معکوس نصب شده اند و توسط جریان ماکزیممی با قطبیت مخالف مشابه یکدیگر تا حد اشباع مغناطیده می شوند. سیم پیچهای ثانویه که از دورهای زیادی از سیم ظریف تشکیل شده اند به یک تقویت کننده تفاضلی متصل می باشند. در غیاب یک میدان خارجی، اشباع مغزه ها متقارن و خلاف جهت هم می باشند که در اینصورت خروجیهای دو سیم پیچ ثانویه خنثی می شوند. وجود میدان مغناطیسی زمین یا هر یک از مؤلفه های آن به موازات مغزه ها باعث می شود که میدان در یکی از مغزه ها تقویت و در دیگری بصورت مخالف میدان مغزه عمل کند. به این ترتیب اختلاف میدان حاصل شده در دو مغزه توسط میدان مغناطیسی زمین از طریق تقویت کننده تفاضلی آشکار سازی می شود.

مغناطیس سنجهای فلاکس گیت زمینی طوری طراحی می شوند که قابلیت کاربرد و جابجایی آسان را روی زمین داشته باشند. اغلب آنها برای اندازه گیری مؤلفه قائم طراحی شده اند و دارای دقتی در حدود $5nT$ می باشند. این مغناطیس سنجهای (مدلهای مختلف) دارای حدود تغییراتی بین صفر تا هزار نانوتسلا در اندازه گیریهای پایین، و صفر تا صد هزار در اندازه گیریهای بالایی می باشند.

۵-۳-۲ مغناطیس سنج حرکت تقدیمی هسته ای (پروتونی)

این مغناطیس سنجهای برای اندازه گیریهای میدان کلی زمین و بیشتر در رابطه با کاوشهای هوا برد ابداع شده اند. اصول این مغناطیس سنجهای بر استفاده از خواص مغناطیسی آنها استوار است. هسته بعضی از آنها را می توان مانند یک میکروامان در نظر گرفت که حول یک میدان مغناطیسی محوری حرکت تقدیمی پیدا می کنند. حرکت تقدیمی آزاد پروتونها در میدان مغناطیسی زمین در سال ۱۹۵۰ کشف و بعد به عنوان اساس مغناطیس سنجهای پروتونی بکار رفت. مغناطیس سنج پروتونی مبتنی بر اندازه گیری فرکانس حرکت تقدیمی آزاد پروتونها (هسته های هیدروژن) می باشد که در راستایی تقریباً عمود بر میدان مغناطیسی زمین قطبیده شده اند. وقتی میدان قطبیده که توسط با طریهای معمولی حاصل می شود، ناگهان حذف شود، پروتونها در اثر نیروی مغناطیسی زمین نظیر یک فرفره حرکت

تقدیمی انجام می دهند که فرکانس حرکت مذکور (f) تابعی از میدان مغناطیسی کلی زمین (F) و ضریب ثابتی به نام ژيرو مغناطیسی (g) می باشد $(f = \frac{g}{2\pi} F)$.

۴-۵ طراحی شبکه مبنا و ایستگاههای اندازه گیری زمینی

کاوشهای مغناطیسی بر حسب وسعت زمینهای مورد تجسس، به سه صورت انجام می گیرند. یکی آنچه که آنرا "شناسایی" می نامند و در مقیاسهای ۱/۱۰۰،۰۰۰ و ۱/۵۰،۰۰۰ انجام می پذیرد و طبعاً مناطق وسیعی را در بر می گیرد. امروزه اینگونه برداشتهای بیشتر توسط هواپیما انجام می گیرد که در بخش کاوشهای هوابرد در خصوص آن صحبت خواهد شد. بطور کلی نتایج حاصل از اینگونه برداشتها منعکس کننده توده های آذرین پنهان در زیر رسوبات بوده و اطلاعاتی در خصوص ساختارهای زمین شناسی مناطق وسیع را شامل می شود. از طرف دیگر از این مطالعات در اکتشافات آب برای شناسایی مناطق مناسب برای کارهای تفصیلی بعدی نیز می توان استفاده کرد. عموماً برداشتهای مغناطیسی روی سطح زمین به دو صورت دیگر یعنی در مقیاس نیمه تفصیلی (مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ و تفصیلی (مقیاس ۱/۲۰۰۰ تا ۱/۵۰۰) نیز انجام می پذیرد.

کاوشها در این مقیاسها، مطالعه پدیده های زمین شناختی و اکتشافی موضعی را شامل می شود. در اینحال توده ها یا ساختارهای مورد تجسس دارای ابعاد متوسط یا کم می باشند.

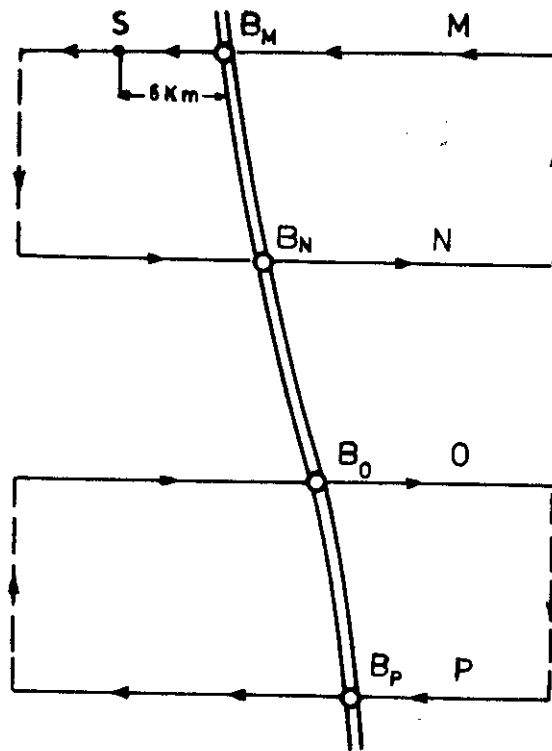
در مطالعات شناسایی یا نیمه تفصیلی که وسعت زمینهای مورد برداشت زیاد است، قبل از اندازه گیری در ایستگاههای مورد نظر باید شبکه ای از ایستگاههای مبنا را مشخص نمود. یک ایستگاه مبنا باید حتی الامکان در نقاطی انتخاب شود که بی هنجاری در آنجا صفر و یا ضعیف باشد. شروع و خاتمه اندازه گیریها در هر روز، در این ایستگاههای مبنا انجام می پذیرد. از تکرار اندازه گیریها در ایستگاههای مبنا برای کنترل رانه^۱ دستگاه و نیز تغییرات روزانه میدان مغناطیسی زمین استفاده می شود.

به عنوان مثال، شکل ۸ یکی از طرق برداشتهای مغناطیسی روی پروفیلهای طویل را نشان می دهد. چهار پروفیل تقریباً موازی P, O, N, M در نظر گرفته می شود. روی هر یک از این پروفیلها، یک ایستگاه مبنا (B) طوری انتخاب می کنیم که هر ایستگاه به مرکز پروفیل نزدیک بوده و خطی که این مبناها را بهم متصل می کند، نزدیک به مسیری باشد که تردد در آن براحتی انجام پذیرد (نزدیک به جاده های مناطق اکتشافی).

برداشتهای مبنا می تواند همزمان توسط دو گروه انجام پذیرد. گروه اول در مسیر (B_P - B_O - B_N - B_M) به صورت رفت و برگشت که اندازه گیریها را سه بار در هر ایستگاه مبنا تکرار می کند. مثلاً ابتدا از B_M حرکت می کند و اندازه گیریها را روی مبناها تا B_P انجام می دهد. پس از آن بایک رفت و برگشت ضمن تکرار اندازه گیریها روی ایستگاههای مبنا به

1- Drift

BP می‌رسد. در اینجالی گروه دوم، اندازه گیریها را در ایستگاههای واقع در روی پروفیل M مثلاً در جهت پیکان انجام می‌دهد. اگر آخرین ایستگاه اندازه گیری در طی یک روز S باشد (پنج کیلومتر در روز) در اینصورت روز بعد، قبل از ادامه اندازه گیریها، اندازه گیری روی ایستگاه S تکرار می‌شود. به این ترتیب آخرین اندازه گیری در هر روز، روز بعد به عنوان اولین اندازه گیری تکرار می‌شود.



شکل ۸- چگونگی اجرای اندازه گیری روی پروفیل‌های بزرگ

اگر در مدت حدود پنج روز، شخصی که اندازه گیری را از BM شروع کرده باشد (در جهت پیکان) به ایستگاه مبنای BN برسد، قبل از اندازه گیری در ایستگاههای دیگر، در ایستگاه مبنای BN اندازه گیری را تکرار می‌کند. تجربه نشان می‌دهد که خطای بسته شدن روی ایستگاه مبنای مذکور پس از تصحیح‌های مورد لزوم از هفت یا هشت گاما بیشتر نمی‌شود. این خطا عموماً وابسته به تغییرات مربوط به دستگاه اندازه گیری است. در طی این مدت گروه دوم می‌تواند اندازه گیری در ایستگاهها را از نقطه BP در جهت پیکان انجام دهد (پس از اندازه گیری روی میناها).

۵-۵ ثابت تغییرات روزانه

از آنجائیکه تغییرات میدان در طی زمانهای کوتاه گاهی شدید می‌باشد (طوفانهای مغناطیسی)، بنابراین برای شناخت

این روزها و نیز تصحیح روزانه میدان مغناطیسی زمین احتیاج به ثبت پیوسته تغییرات میدان مغناطیسی در یک ایستگاه ثابت داریم. به این منظور عموماً یک ایستگاه ثابت که تا حد ممکن از محدوده‌های میدانهای مزاحم مغناطیسی و الکترو مغناطیسی مانند شبکه خطوط برق فشارقوی وجاده‌های اتومبیل رو دور بوده و تغییرات دما روی آن زیاد نباشد، در منطقه مطالعاتی در نظر گرفته می‌شود.

تکرار اندازه گیریها روی ایستگاه مذکور می‌تواند بطور پیوسته توسط یک مغناطیس سنج مخصوص (مغناطیس سنج مبنای^۱) که در آن مستقیماً منحنی تغییرات میدان بر حسب زمان رسم می‌شود، انجام پذیرد. در صورت در اختیار نداشتن دستگاه مذکور و خصوصاً در محدوده‌های وسیع زمینهای مورد برداشت زیاد نیست (مطالعات تفصیلی) می‌توان در فاصله زمانهای کمتر از دو ساعت به ایستگاه مذکور مراجعه و اندازه گیریها را تکرار کرد. به این ترتیب در پایان هر روز کاری می‌توان با استفاده از منحنی تغییرات بدست آمده در این ایستگاه تصحیحات روزانه میدان را در صورت لزوم انجام داد. در صورتی که این تغییرات شدید و نامنظم باشد، معمول براینست که اندازه گیری ایستگاههای مورد مطالعه متوقف و تا آرام شدن تغییرات میدان به تعویق می‌افتد.

۶- خلاصه ای از برداشت‌های هوابرد مغناطیسی

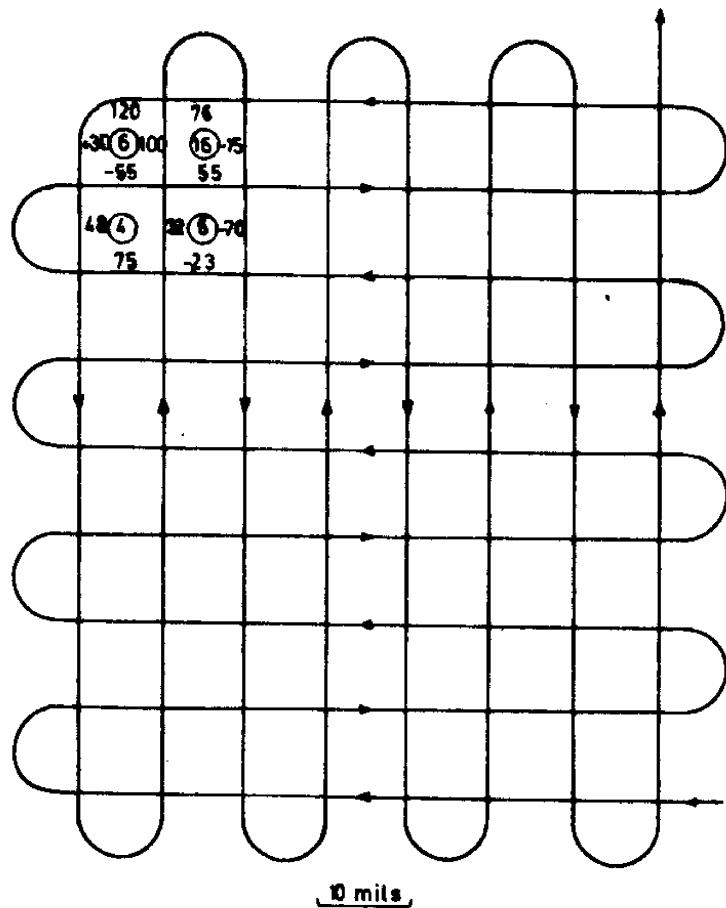
برداشت‌های مغناطیسی می‌تواند توسط هواپیما روی سطوح وسیع توسط مغناطیس سنج هوایی انجام پذیرد. مزیت اقتصادی و کیفیت برداشت‌های هوابرد باعث شده است که پیشرفتهای قابل توجهی در وسائل و دستگاههای اندازه گیری هوایی در بعد از جنگ جهانی دوم حاصل شود. در شروع، دستگاه فلاکس گیت برای این نوع مطالعات مورد استفاده قرار گرفت. سپس دستگاه مغناطیس سنج پروتونی و بالاخره از سال ۱۹۶۰ به بعد از مغناطیس سنج‌های با حساسیت بیشتر یعنی دستگاههای پمپاژ نوری استفاده شد.

بطور کلی برداشت‌های هوایی برای اندازه گیری میدان کلی طراحی می‌شوند و بهمین دلیل تفسیر داده‌های هوابرد از تفسیر مولفه‌های قائم یا افقی میدان که معمولاً روی زمین برداشت می‌شوند، مشکل تر است. این برداشتها امروزه برای سه هدف شناسایی، اکتشافات نفت و معدن و آب مورد استفاده قرار می‌گیرند. در اغلب کشورها بطور گسترده این مطالعات انجام پذیرفته است. در ایران نیز در سال ۱۹۷۷ توسط شرکت AERO این برداشتها برای تمام کشور انجام شده است. در طی سالهای ۷۹-۱۹۷۸ نیز در ارتباط با اکتشافات مواد رادیواکتیو برای مناطق وسیعی از کشور به سفارش سازمان انرژی اتمی ایران در ارتفاع پائینی (اکتشافات معدنی) برداشت شده است.

1- Base magnetometer

۱-۶ انتخاب الگو و ارتفاع پرواز

فاصله خطوط پرواز و ارتفاع آن از سطح زمین بر حسب اطلاعات مورد نظر انتخاب می شود. خطوط پرواز در اغلب حالتها، خطوط مستقیم می باشند. در پرواز با ارتفاع کم این خطوط طوری انتخاب می شود که حتی الامکان عمود بر امتداد ساختارهای مورد تجسس و یا عمود بر چینه بندی عمومی منطقه باشد. شکل ۹ یک الگوی پرواز را در حالت مطلوب نشان می دهد. برداشتهای هوا برد پس از تصحیحات مورد لزوم نسبت به یک مدل بین المللی میدان مغناطیسی زمین (IGRF) بصورت نقشه های باقیمانده^۲ یا شدت کلی رسم می شود.



شکل ۹- یک الگوی پرواز در حالت ایده آل

1- International Ground Reference Field

2- residual

۷- گزارش و تفسیر نتایج

۱-۷ تهیه نقشه ها و مقاطع مغناطیسی

چنانکه گفته شد برداشتهای مغناطیسی روی زمین و یا از طریق هوا توسط پروفیلهایی (خطوط پرواز) که عمود بر امتداد شناخته شده یا مفروض ساختههای مغناطیسی مورد تجسس قرار دارند، انجام می پذیرد. به نقشه در آوردن مقادیر برداشت شده با پیاده کردن مقدار هر نقطه اندازه گیری پس از تصحیحات لازم نسبت به یک نقطه مقایسه یا نسبت به IGRF برای داده های هوا برد انجام می پذیرد.

به این ترتیب برحسب مقیاس نقشه مورد نظر، منحنی های هم شدت (پربندها) را می توان ترسیم کرد که نتیجه آن نقشه های مغناطیسی باقیمانده است. یک منحنی هم شدت حاصل تقاطع یک سطح با مقادیر مغناطیسی یکسان با سطح توپوگرافی زمین می باشد.

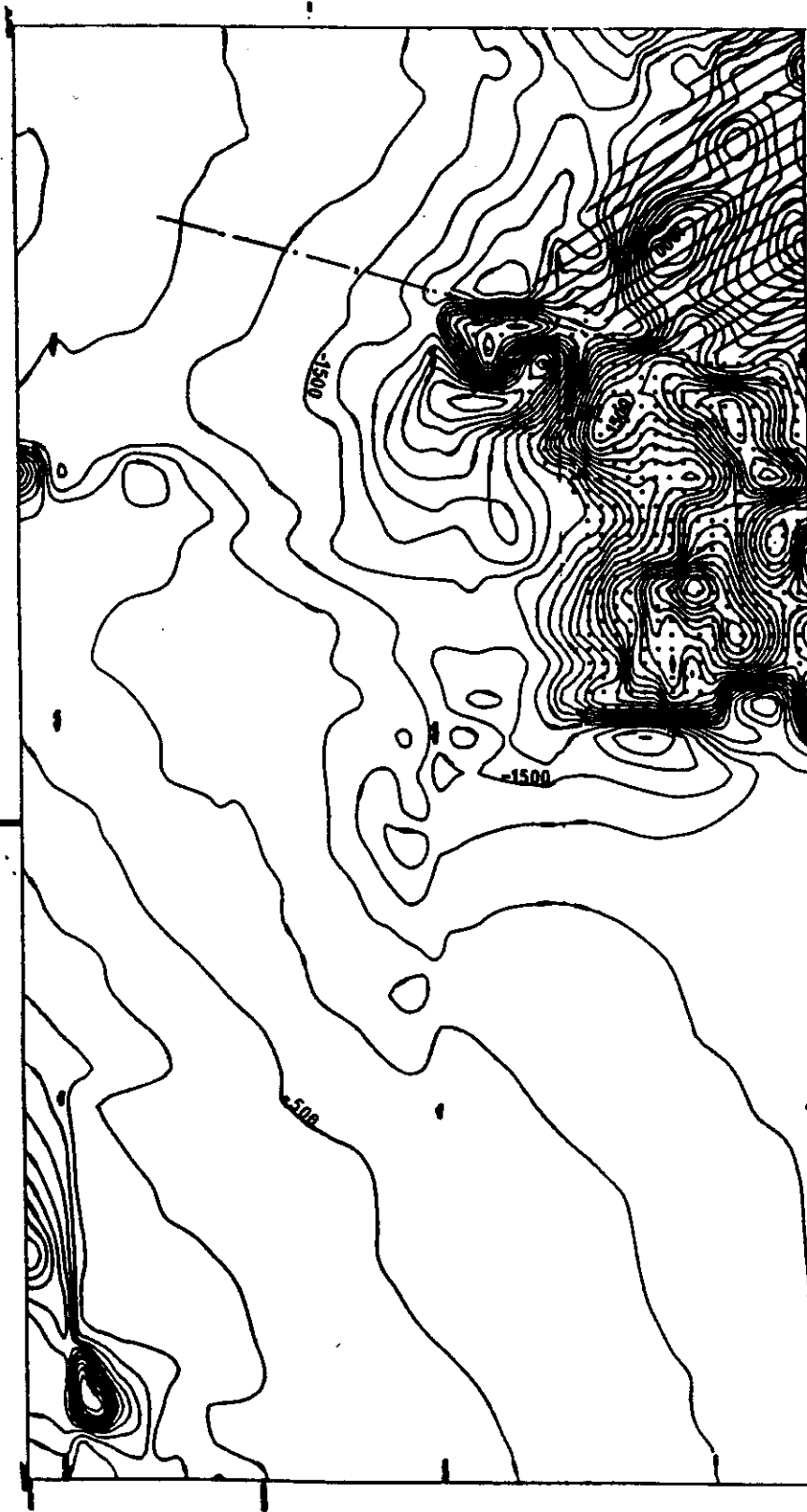
شکل ۱۰ نقشه بی هنجاری مغناطیس (ΔF) را که از برداشتهای صحرائی در منطقه ساغند (بافق) بدست آمده نشان میدهد.

در این شکل فاصله خطوط هم شدت ۲۵۰ نانوتسلا در نظر گرفته شده است. تفسیر نتایج با توجه به رفتار و شدت پربندها انجام می پذیرد. اغلب برای تفسیر بهتر با توجه به منحنی های هم شدت مقاطع مناسبی تهیه می شود. انتخاب مناسب این مقاطع به تفسیر درست بی هنجاریهای مغناطیسی کمک موثری خواهد کرد. معمولاً برای بی هنجاریهای مغناطیسی بصورت رگه، دایک یا گسل از مقاطع عمود بر خطوط هم شدت جائیکه تقریباً موازی هستند و برای بی هنجاریهای نوع کروی از مقاطعی که از نقاط ماکزیمم و می نیمم بی هنجاری می گذرند، استفاده می شود.

۲-۷ تفسیر نتایج

تفسیر می تواند بصورت کیفی و کمی انجام پذیرد. تفسیرها تشابه زیادی با تفسیر داده های گرانی دارد. این تشابه با توجه به اینکه قوانین پتانسیل در هر دو این روشها نقش اساسی را بعهده دارد، قابل توجیه است. این تشابه بخصوص زمانی که برداشتهای مغناطیسی زمینی که اغلب با اندازه گیری مؤلفه قائم میدان انجام می شود با داده های گرانی مورد مقایسه قرار گیرد، بیشتر به چشم می خورد.

به سبب پیچیدگی نقشه های مغناطیسی، تفسیر در اغلب موارد بصورت کیفی انجام می شود، این مطالعه اگر با توجه به اطلاعات دقیق زمین شناسی انجام پذیرد، اغلب نتایج خوبی را در برخواهد داشت. بطور کلی تفسیر کیفی بی هنجاریهای مؤلفه قائم، ساده تر از بی هنجاریهای میدان کلی می باشد، بهمین دلیل روی زمین ترجیح داده می شود که از اندازه گیریهای مؤلفه قائم استفاده شود. از طرف دیگر گستردگی برداشتهای هوا برد و کشتی برد و حتی



شکل ۱۰- نقشه مغناطیسی حاصل از برداشتهای صحرایی در منطقه کویری ساغند

برداشت‌های ساده تر میدان بی‌هنجاری کلی روی زمین باعث شده است که کوشش برای تفسیر این بی‌هنجاریها شتاب خاصی بگیرد و از سال ۱۹۶۰ به بعد حجم نوشته‌هایی که در ارتباط با تفسیر این بی‌هنجاریها منتشر شده به نحو چشم‌گیری افزایش یافته است.

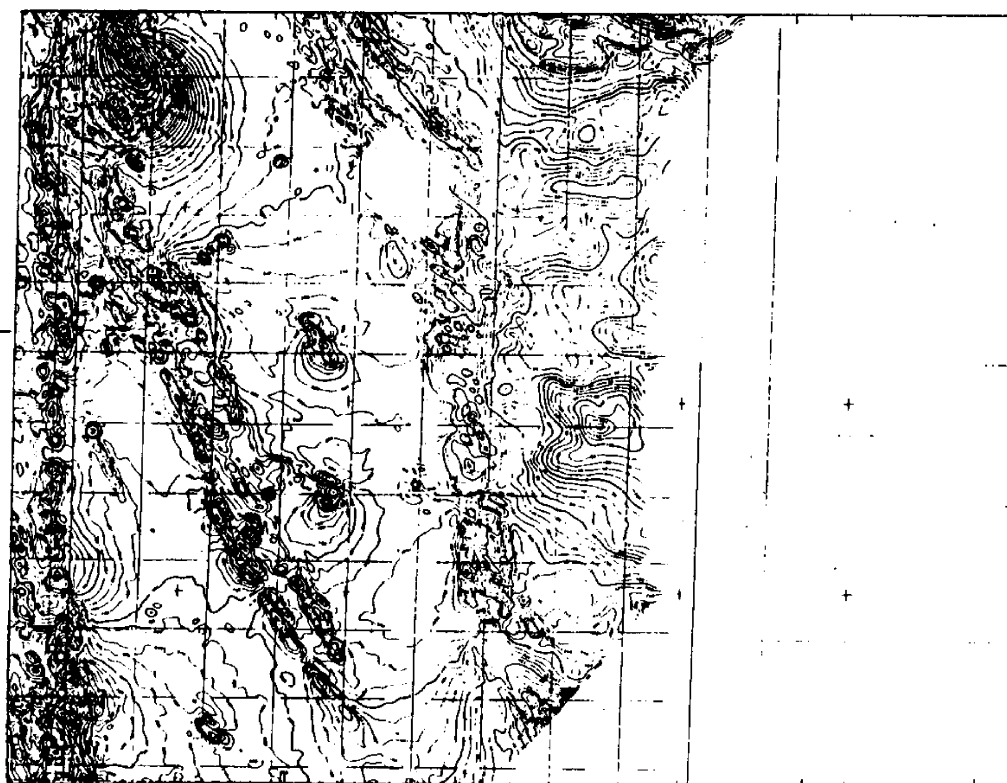
باید توجه داشت که تفسیر بی‌هنجاریهای مولفه قائم و میدان‌کلی در جائیکه زاویه میل مغناطیسی زیاد باشد اختلاف چندانی با یکدیگر ندارند، زیرا از نظر مقدار و امتداد بیکدیگر نزدیک می‌باشند.

در تفسیر کمی با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی سعی می‌شود که بی‌هنجاری با استفاده از شکل‌های ساده هندسی مشابه بامنیع بی‌هنجاری بطور نظری محاسبه شود. پس از آن مقادیر بدست آمده (نظری) با داده‌های تجربی مورد مقایسه قرار می‌گیرد و در صورت اختلاف روی پارامترهای وابسته تجدیدنظر شده و به این ترتیب با نزدیک شدن قدم به قدم به پارامترهای کمی که بیشترین برازش را بین محاسبات نظری و مقادیر تجربی برقرار کنند، می‌رسند.

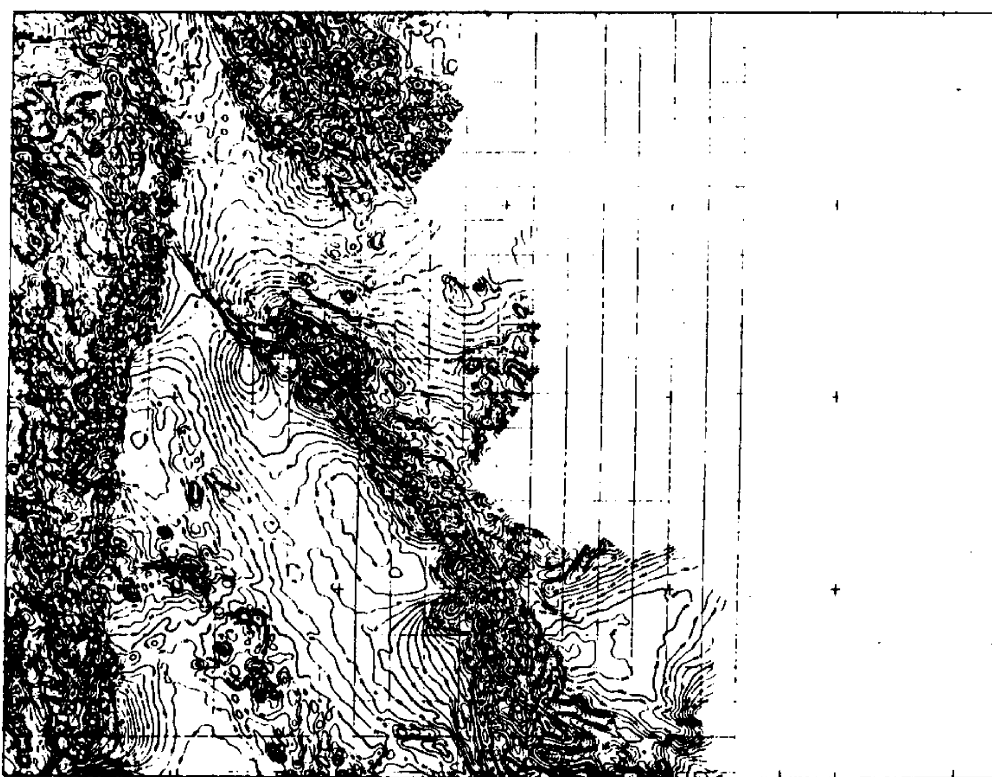
۷-۲-۱ تفسیر کیفی داده‌های مغناطیسی

همانطور که گفته شد به سبب پیچیدگی داده‌های مغناطیسی، تفسیر در اغلب موارد فقط بصورت کیفی انجام می‌پذیرد. در مناطق رسوبی به ویژه جایی که عمق پی سنگ در حدود ۳۰۰ تا ۱۵۰۰ متر می‌باشد، پربندهای مغناطیسی معمولاً هموار و دارای تغییرات کمی می‌باشند. در اینحالت بی‌هنجاریهای مغناطیسی بیشتر بازتابی از پی سنگ‌ها است تا از عوارض نزدیک به سطح.

وجود یا عدم وجود یک گسل یا یک توده نفوذی گاهی می‌تواند اهمیتش از شکل یا عمق یک توده نفوذی بیشتر باشد که شناخت اینها اغلب با استفاده از داده‌های مغناطیسی به راحتی امکان پذیر است. یک ناحیه رسوبی توسط پربندهای یکنواخت و مقادیر میدان مغناطیسی کم خود را نشان می‌دهد، در حالیکه سنگهای پایه با گرادیان شدید و مقادیر میدان بالا نسبت به تشکیلات قبلی روی نقشه مغناطیس‌نمودار می‌شوند (در صورتی که سنگهای پایه در عمق زیاد قرار نداشته باشند). اغلب با تفاوت مشخصی که بین ضریب خودپذیری سنگها در زونهای مجاور وجود دارد، می‌توان مرز آنها را تعیین و با استفاده از آن گسلهای بزرگ را در صورت موجود بودن، مشخص کرد. به این ترتیب روی نقشه‌های مغناطیسی هوایی مناطق دریاچه هامون و زابل (شکل‌های ۱۱ و ۱۲) بخوبی تغییرات گرادیان بی‌هنجاریهای مغناطیسی مشخص است که با تلفیق آنها با نقشه‌های زمین‌شناسی می‌توان این تغییرات را توجیه کرده و اطلاعات مفیدی از آنها بدست آورد.



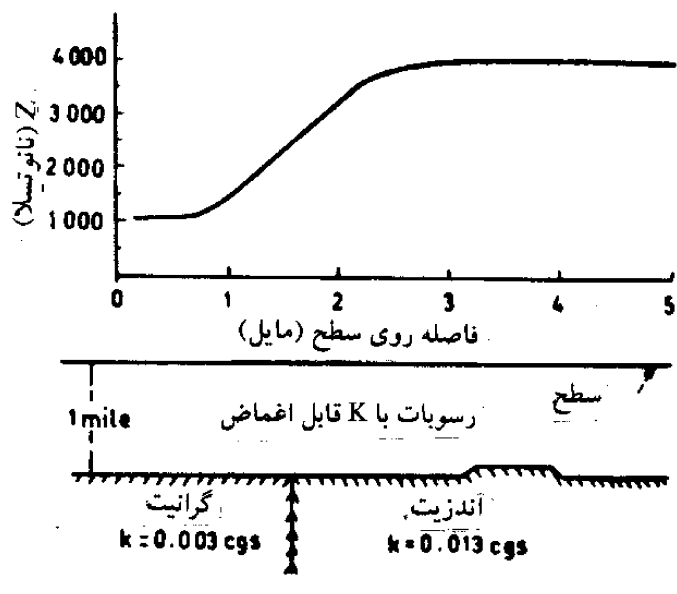
شکل ۱۱- نقشه مغناطیسی هوایی دریاچه هامون



شکل ۱۲- نقشه مغناطیسی هوایی زابل

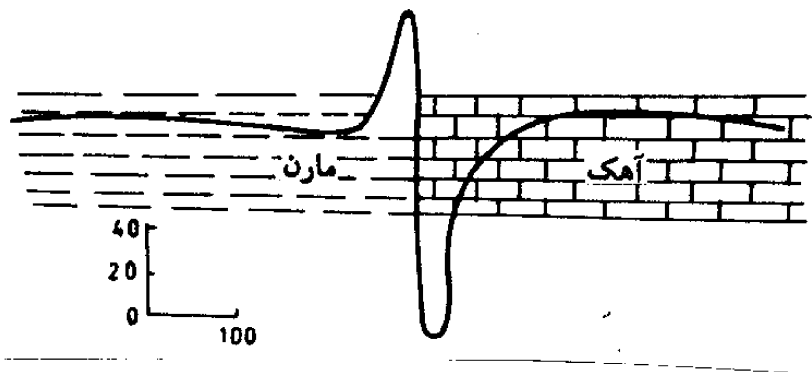
تغییرات مغناطیسی که در حوزه‌های رسوبی مشاهده می‌شود تقریباً همیشه توسط تغییرات لیتولوژی پی سنگ کنترل می‌شود تا توپوگرافی. تغییر در لیتولوژی سنگ که می‌تواند باعث تفاوت جانبی خود پذیری مغناطیسی شود، بطور واضح و آشکارتری خود را نسبت به تغییرات توپوگرافی روی نقشه مغناطیسی نشان می‌دهد. به عبارت دیگر تغییراتی که در پربندهای مغناطیسی روی یک سنگ پایه دیده می‌شود، بیشتر حاصل تغییرات خودپذیری در خود پی سنگ است تا تغییرات توپوگرافی روی سنگ مذکور.

شکل ۱۳ نشان می‌دهد که چگونه بی‌هنجاری حاصل از تغییرات ضریب خودپذیری (K) می‌تواند بیشتر از بی‌هنجاریهای حاصل از توپوگرافی شود. چنانکه دیده می‌شود برای تغییرات خودپذیری از گرانیت به آندزیت که برابر ۰/۰۱ واحد C.G.S می‌باشد، در یک میدان ۰/۵ اورستدی تغییرات مؤلفه قائم حدود ۳۰۰۰ نانوتسلا می‌باشد. از طرف دیگر یک برآمدگی به ارتفاع ۱۰۰۰ فوت و قطر ۵۰۰۰ فوت واقع در سطح سنگهای آندزیتی که توسط یک لایه رسوبی غیر مغناطیسی به ضخامت یک مایل پوشانده شده تنها یک بی‌هنجاری برابر با ۱۲۰ نانوتسلا ایجاد می‌کند.



شکل ۱۳ - مقایسه بی‌هنجاری حاصل از تغییر خودپذیری سنگها و تغییرات توپوگرافی

تغییرات میدان مغناطیسی اغلب در عبور از فصل مشترک سازندها بطور مشخصی قابل بررسی است. بعنوان مثال زمانی که توسط یک گسل دو سازند مارنی و آهکی مطابق شکل زیر در کنار هم قرار می‌گیرند، محل این گسل توسط تغییرات مشخص در میدان بی‌هنجاری مغناطیسی دیده می‌شود (شکل ۱۴).



شکل ۱۴- تغییرات میدان مغناطیسی در یک محدوده گسلی

زمانیکه در مناطق مطالعاتی طاقدیس و ناودیس وجود داشته باشد، محور ساختهای مذکور بر حسب تغییرات خودپذیری سنگهای موجود و زمینهای همبر بطور کم و بیش روشن قابل مشاهده است.

۲-۲-۷ تفسیر کمی داده‌های مغناطیسی

تفسیر کمی بر اساس مقایسه داده‌های تجربی و مقادیری که از محاسبه مستقیم بی‌هنجاریهای حاصل از شکل‌های منظم هندسی بدست می‌آید استوار است. در این محاسبات شناخت شکل تقریبی منبع بی‌هنجاری مورد لزوم می‌باشد تا از این طریق بتوان آن را با شکل‌های هندسی مشابه مطابقت داد. برای شناخت شکل تقریبی منبع ایجاد بی‌هنجاری از شکل و گسترش پربندها و نیز اطلاعات زمین‌شناسی می‌توان استفاده کرد. باید توجه داشت که این امکان وجود دارد که منابع با شکل‌های متفاوت بی‌هنجاریهای مشابه ایجاد کنند، بهمین دلیل اطلاعات زمین‌شناسی در انتخاب شکل منبع صحیح تر می‌تواند نقش موثری داشته باشد.

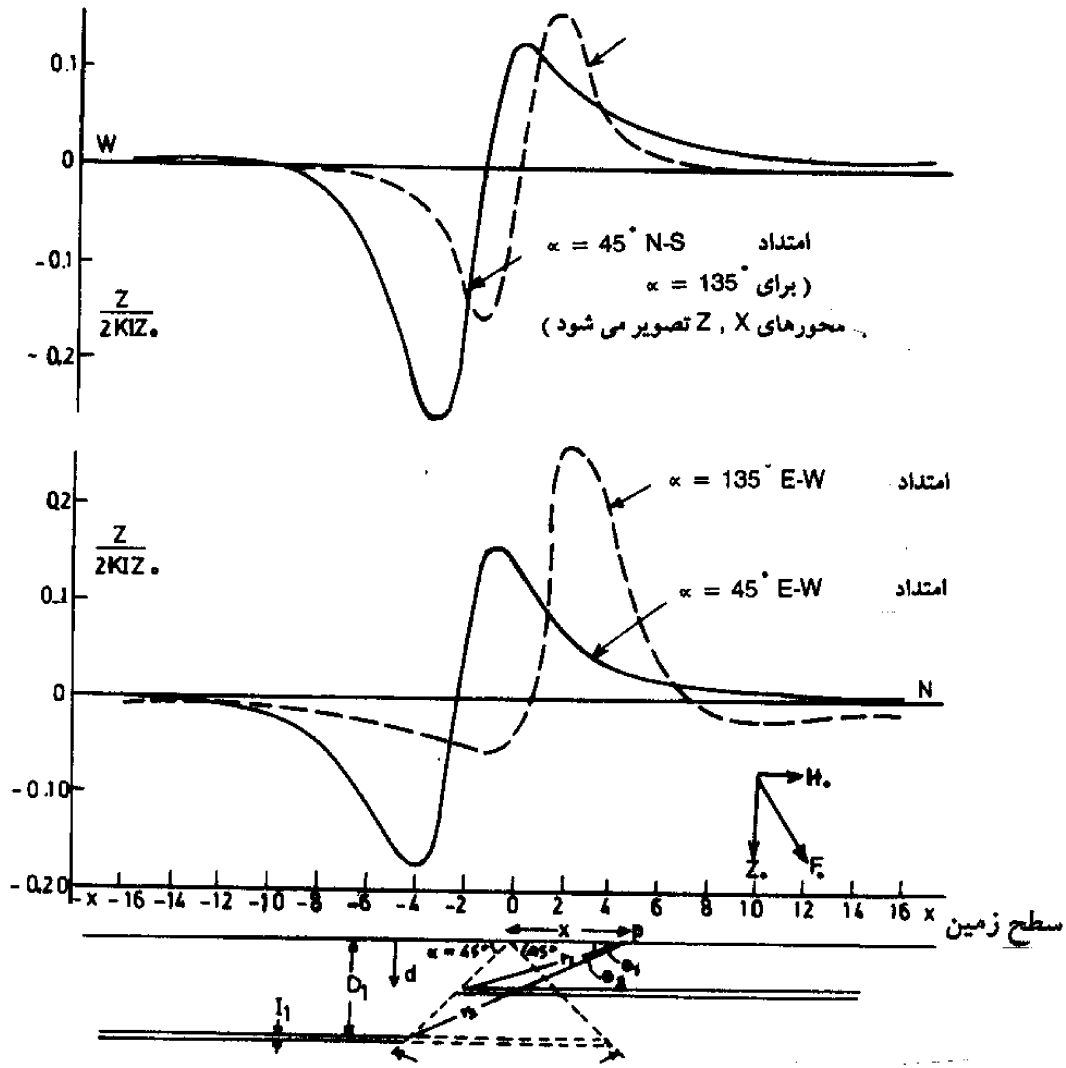
پس از در نظر گرفتن یک شکل خاص بعضی از پارامترهای موثر در میدان بی‌هنجاری شناخته شده (مانند مشخصات میدان مغناطیسی زمین و مؤلفه‌های آن و احتمالاً ضریب خود‌پذیری مغناطیسی K) و بعضی مجهول می‌باشند. برای تعیین پارامترهای مجهول به ازاء مقادیر مختلف و محتمل در منطقه مطالعاتی دسته جوابهای متفاوتی بدست می‌آید که از بین آنها جوابی قابل قبول تر است که بیشترین برازش را با داده‌های تجربی در منطقه داشته باشد.

امروزه با توجه به برنامه‌های کامپیوتری موجود این‌گونه مدل‌سازیه‌ها به راحتی امکان پذیر است.

به‌عنوان مثال میدان بی‌هنجاری حاصل از یک گسل در حالت کلی می‌تواند از رابطه زیر بدست آید.

$$Z = 2Kt \left[\frac{H^{\circ} d \sin\beta + Z^{\circ} (x + d \cot\alpha)}{r_1^2} - \frac{H^{\circ} D \sin\beta + Z^{\circ} (x + D \cot\alpha)}{r_2^2} \right] \quad (\text{مؤلفه قائم})$$

در رابطه فوق پارامترها مطابق شکل زیر می‌باشند و β زاویه‌ای است که امتداد زمین‌شناختی لایه‌ها با نصف النهار مغناطیسی (امتداد مؤلفه افقی میدان مغناطیسی زمین H^0) تشکیل می‌دهد. در این شکل منحنی تغییرات مؤلفه قائم بی‌هنجاری حاصل از گسل مذکور نیز بر حسب امتداد زمین‌شناختی و زاویه شیب گسل رسم شده است.



شکل ۱۵- محاسبه بی‌هنجاری از یک گسل با امتدادهای زمین‌شناختی متفاوت

- 1- Lasfargues, P., Le magnétisme en géologie, Masson et Cie, 1966, Paris.
- 2- Coulomb, J.et Jobert, G., Traité de Géophysique interne, Masson et Cie, 1973, Paris.
- 3- Mechler, P.Les méthodes de la géophysique, Dunod Université, 1984, Paris.
- 4- Dobrin, M.B., Introduction to Geophysical Prospecting, Mc Grow Hill, 1981, Japan.
- 5- NOROUZI, Gh. Etude géomagnétique appliquée d' une Partie de la région de Saghand (yasd), Thèse de doctorat, 1986, orsay (France)

۶- ژئوفیزیک کاربردی (جلد اول)، تألیف تلفورد و همکاران، ترجمه دکتر حسین زمردیان و دکتر حسن حاجب حسینی، مؤسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، ۱۳۶۸.