

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

جداسازی بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل با استفاده از تجزیه

مد تجربی (EMD)

دانشجو:

احمد مرادی

استاد راهنما:

علی نجاتی کلاته

استاد مشاور:

امین روشندل کاهو

پایان‌نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

۱۳۹۲

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده: مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه: اکتشاف معدن

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای احمد مرادی

تحت عنوان:

جداسازی بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل با استفاده از تجزیه مد تجربی (EMD)

در تاریخ..... توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی
و با درجهمورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	استاد مشاور	امضاء	استاد راهنما
	دکتر امین روشندل کاهو		دکتر علی نجاتی کلاته

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
			دکتر
			دکتر

تقدیم به

پدر، مادر و همسر مهربانم

و تمام معلمان و استادان دلسوزم

که با گذشت و دل‌سوزی‌هایشان روی دیگر هستی را برایم ملموس نمودند

و تقدیم به

همه کسانی که دوستشان دارم.....

تشکر و قدردانی

خداوند عزیز و بزرگوار را سپاس که توفیق نگارش این پایان نامه را به من عطا فرمود. همچنین بر خود واجب می دانم که مراتب تشکر و قدردانی فراوان را به اساتید گرامی جناب آقای دکتر علی نجاتی و دکتر امین روشندل به خاطر تمام راهنمایی ها و حمایت های بی دریغ خود چه از منظر علمی و چه از منظر اخلاقی اعلام نمایم. از تمامی اساتید دوره کارشناسی ارشد خود کمال تشکر و قدردانی را دارم. و نیز از داوران محترم این پایان نامه جناب دکتر حمید آقاجانی و دکتر علیرضا عرب امیری که با نظرات سازنده ی خود موجب اعتلای هرچه بیشتر این پایان نامه شدند. در پایان از آقای محمد رضایی دانشجوی دکتری تخصصی معدن دانشگاه شاهرود به خاطر در اختیار قرار دادن داده های صحرائی نهایت تقدیر و تشکر را دارم.

تعهد نامه

اینجانب **احمد مرادی** دانشجوی دوره‌ی کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک گرایش گرانی-سنجی از دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان: **جداسازی بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل با استفاده از تجزیه مد تجربی (EMD)** تحت راهنمایی آقای دکتر علی نجاتی کلاته متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

تجزیه مد تجربی یکی از ابزارهای جدید برای تجزیه و تحلیل سیگنال‌ها می‌باشد. از این روش جدید در روش‌های میدان پتانسیل به منظور جداسازی بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای از محلی استفاده می‌شود. از روش‌های متداول جداسازی می‌توان به روش پنجره میانگین متحرک و آنالیز روند اشاره کرد، که روش‌هایی نیمه‌خودکار می‌باشند. به عبارت دیگر نظر مفسر به طور مستقیم در نتایج تاثیرگذار است. اساس روش EMD (تجزیه مد تجربی) فیلتر کردن مکانی یا زمانی سیگنال بر حسب مشخصات نقاط اکستrema می‌باشد. مولفه‌های تجزیه به ترتیب شامل باندهای فرکانسی بالا تا پایین می‌باشد. بدین منظور از آنجایی که آنومالی‌های میدان پتانسیل به دو صورت فرکانس بالا و پایین که مربوط به ساختارهای عمیق و بزرگ مقیاس و بی‌هنجاری‌های مربوط به ساختارهای سطحی و کوچک مقیاس می‌باشد روش تجزیه مد تجربی می‌تواند روشی کارآمد در جداسازی این دو طیف فرکانسی باشد. در این پایان‌نامه از این تئوری برای جداسازی بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل استفاده خواهد شد. همچنین این روش با روش‌های متداول جداسازی مقایسه می‌شود. در این روش توابع مد ذاتی از داده‌ها استخراج شده و آخرین مد حاصله تحت عنوان باقیمانده، نشان‌دهنده بی‌هنجاری ناحیه‌ای می‌باشد. این روش خودکار بر روی داده‌های مصنوعی اعمال شد و نتایج قابل قبولی بدست آمد. پس از آن روش EMD بر روی داده‌های واقعی به منظور بررسی زمین‌شناسی زیرسطحی مناطق معدنی اعمال گردید. نتایج جداسازی با استفاده از این روش نسبت به روش متداول برازش چندجمله‌ای از دقت بالاتری برخوردار بوده و سازگاری زیادی با زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه دارد.

کلیدواژه: جداسازی، میدان پتانسیل، بی‌هنجاری ناحیه‌ای، بی‌هنجاری باقیمانده، برازش

چند جمله‌ای، تجزیه مد تجربی.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه:

مقالات پذیرفته شده کنفرانسی:

مرادی، ا.، نجاتی کلاته، ع.، روشندل کاهو، ا.، ۱۳۹۲، مقایسه نتایج حاصل از جداسازی بی-هنجاری میدان گرانی توسط روش EMD با نتایج حاصل از وارون سازی: پنجمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران.

مرادی، ا.، نجاتی کلاته، ع.، روشندل کاهو، ا.، ۱۳۹۲، جداسازی بی-هنجاری های میدان پتانسیل با استفاده از روش های نوین: سی و دومین گردهمایی علوم زمین.

مقالات علمی-پژوهشی در حال بررسی:

مرادی، ا.، نجاتی کلاته، ع.، روشندل کاهو، ا.، ۱۳۹۲، جداسازی بی-هنجاری های میدان مغناطیسی با استفاده از روش های آنالیز طیفی : مجله ژئوفیزیک ایران.

فهرست مطالب

۱	کلیات.....	۲
۱-۱	روش گرانی سنجی.....	۲
۲-۱	تعریف گرانی.....	۶
۱-۲-۱	گرانی زمین و عبارات ریاضی آن.....	۸
۱-۱-۲-۱	نیروی جاذبه زمین.....	۸
۲-۱-۲-۱	نیروی گریز از مرکز.....	۸
۳-۱	جاذبه گرانی و پتانسیل.....	۹
۴-۱	گرانی نرمال.....	۱۰
۵-۱	تاریخچه‌ی مغناطیس‌سنجی.....	۱۱
۶-۱	مگنتوسفر، خطوط میدان مغناطیسی زمین و منشاء آن.....	۱۲
۷-۱	اجزاء میدان مغناطیسی زمین.....	۱۴
۸-۱	بی‌هنجاری میدان کل.....	۱۵
۹-۱	مغناطیس‌شوندگی و خودپذیری مغناطیسی.....	۱۷
۱۰-۱	مغناطیس‌شوندگی مواد مختلف.....	۱۸
۱۱-۱	ضرورت انجام تحقیق.....	۱۹
۱۲-۱	هدف از انجام پایان نامه.....	۱۹
۲	تصحیح داده‌های میدان پتانسیل.....	۲۲

۱-۲	مقدمه	۲۲
۲-۲	بی‌هنجاری گرانی	۲۲
۳-۲	تصحیح هوای آزاد	۲۵
۴-۲	تصحیح جزر و مد	۲۷
۵-۲	تصحیح اتوووش	۲۷
۶-۲	تصحیح بوگه	۲۸
۳	معرفی روش‌های متداول در جداسازی بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای از محلی	۳۲
۱-۳	مقدمه	۳۲
۲-۳	تفکیک بی‌هنجاری	۳۲
۳-۳	روش‌های کیفی	۳۳
۱-۳-۳	روش متوسط‌گیری ریاضی	۳۳
۲-۳-۳	روش مشتق‌گیری‌های اول و دوم	۳۶
۳-۳-۳	روش گسترش بی‌هنجاری‌ها به سمت پایین	۳۸
۴-۳-۳	روش گسترش بی‌هنجاری به سمت بالا	۳۹
۴-۳	روش‌های کمی	۳۹
۱-۴-۳	روش تقریب کمترین مربعات	۳۹
۴	معرفی روش EMD	۴۴
۱-۴	مقدمه	۴۴
۲-۴	توابع مد ذاتی یا IMF	۴۴

۴-۲-۱	روش تجزیه‌ی مد تجربی، فرآیند الک کردن:.....	۴۷
۵	اعمال روش جدید بر روی داده‌های مصنوعی و واقعی میدان پتانسیل	۵۸
۱-۵	مقدمه	۵۸
۲-۵	اعمال الگوریتم معرفی شده بر روی مثال‌های مصنوعی	۵۸
۳-۵	اعمال الگوریتم بر روی مثال‌های واقعی	۶۶
۱-۳-۵	مقدمه	۶۶
۲-۳-۵	شبکه‌بندی داده‌ها و موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی بی‌هنجاری‌های گرانی.....	۶۶
۳-۳-۵	موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه‌ی بی‌هنجاری‌های مغناطیس.....	۷۲
۶	نتیجه‌گیری و پیشنهادات	۸۰
۱-۶	نتیجه‌گیری	۸۰
۲-۶	پیشنهادهای	۸۱

فهرست اشکال

شکل ۱-۱:	نیروهای وارد شده بر روی نقطه‌ای واقع در روی کره‌ی زمین (اردستانی، ۱۳۸۹).....	۶
۲-۱:	جرم‌های m و m_0 تحت اثر نیروی جاذبه متقابلی قرار می‌گیرند که با جرم‌های m و m_0 و r^{-2} متناسب است. به طور قراردادی جهت بردار واحد $\hat{r}$ از منشاء جاذبه به طرف نقطه مشاهده کشیده می‌شود، که در این حالت در نقطه جرم آزمایشی m_0 قرار دارد (بلیکلی، ۱۹۹۵).....	۹
شکل ۳-۱:	مگنتوسفر، فشرده‌شدگی سمت رو به خورشید و قسمت‌های مختلف آن (رشوند، ۱۳۸۵).....	۱۴
شکل ۴-۱:	اجزاء میدان مغناطیسی زمین (رشوند، ۱۳۸۵).....	۱۵
شکل ۵-۱:	بی‌هنجاری میدان کل (بلیکلی، ۱۹۹۵).....	۱۶

- شکل ۱-۲: گرانی مشاهده‌ای خام حاصل از یک مدل ساده بدون انجام هیچ گونه تصحیح گرانی (اردستانی، ۱۳۸۹). ۲۴
- شکل ۲-۲: مقطع پوسته‌ای شکل ۱-۲ بعد از کم کردن گرانی تئوری (اردستانی، ۱۳۸۹). ۲۵
- شکل ۳-۲: سطح مقطع پوسته‌ای از شکل ۱-۲ بعد از تصحیح هوای آزاد (اردستانی، ۸۹). ۲۶
- شکل ۴-۲: تصحیح‌های ساده بوگه کامل و منطقه‌ای برای گرانی اندازه‌گیری شده (بلیکلی، ۱۹۹۵). ۲۹
- شکل ۵-۲: بی‌هنجاری بوگه‌ی ساده و بوگه‌ی کامل در روی سطح مقطع پوسته‌ای شکل ۲- ۳۰
۱. (بلیکلی، ۱۹۹۵). ۳۰
- شکل ۱-۳: جداسازی بی‌هنجاری‌ها به روش گریفین (نوروزی، ۱۳۸۸). ۳۴
- شکل ۲-۳: جداسازی بی‌هنجاری با استفاده از مشتقات و کامپیوتر ۳۷
- شکل ۱-۴: نمودار گردش تجزیه‌ی یک سیگنال به مدهای تجربی (تعمیم‌یافته از هوانگ و همکاران، ۱۹۸۸). ۴۶
- شکل ۲-۴: تشریح فرآیند الک کردن: (a) داده اصلی (b) داده اصلی (آبی) به همراه پوش بالایی و پایینی آن که با رنگ سبز و میانگین دو پوش با رنگ قرمز نشان داده شده است. (c) تفاوت بین داده اصلی (مشکی) و h_1 (قرمز). به دلیل وجود ماکزیمم‌های محلی منفی و مینیمم‌های محلی مثبت این سیگنال هنوز یک IMF نیست. ۵۰
- شکل ۳-۴: تشریح تکرار شدن فرآیند الک کردن. (a) یک بار دیگر الک کردن h_1 و m_2 ، نتیجه همچنان نامتقارن است و IMF نمی‌باشد. (b) بعد از سه بار الک کردن h_2 و m_3 نتیجه بهتر شده ولی هنوز نامتقارن است، نشان داده شده است. ۵۲
- شکل ۴-۴: یک تابع مد ذاتی IMF (C1)، حاصل ۱۲ بار تکرار فرآیند الک کردن ۵۳
- ۵-۴: داده‌ی اصلی (آبی) و باقیمانده (قرمز). ۵۴
- شکل ۶-۴: IMF_s استخراج شده از $X(t)$ با استفاده از EMD. ۵۶
- شکل ۱-۵: مدل مصنوعی و داده‌های حاصل از مدل بدون روند ناحیه‌ای (رنگ آبی نشان‌دهنده تباین

- چگالی منفی و رنگ قهوه‌ای نشان‌دهنده تباین چگالی مثبت می‌باشد). ۵۹
- شکل ۲-۵: (الف) داده‌های مصنوعی با روند غیر خطی، (ب)، (د) و (و) بترتیب بی‌هنجاری‌های باقیمانده‌ی بدست آمده با روش EMD و آنالیز برازش غیرخطی درجه ۲ و ۳ (آبی توپر) و داده‌های حاصل از مدل بدون روند ناحیه‌ای (خط‌چین قرمز) و (ج)، (ه) و (ز) روندهای ناحیه‌ای بدست آمده با روش EMD و آنالیز برازش غیرخطی درجه ۲ و ۳ (آبی توپر) روند اضافه شده (خط‌چین قرمز) ۶۰
- شکل ۳-۵: مدل مصنوعی مغناطیسی و داده‌های حاصل از مدل بدون روند ناحیه‌ای. ۶۱
- شکل ۴-۵: (الف) روند اضافه شده به داده (ب) داده به همراه روند اضافه شده و (ج) داده به همراه دسیبل نوفه اضافه شده. ۶۲
- شکل ۵-۵: داده به همراه روند اضافه شده و نوفه. ۶۳
- شکل ۶-۵: (الف)، (ب)، (ج)، (د)، (و) بترتیب روندهای جدا شده به روش آنالیز برازش چندجمله‌ای برای درجات یک تا پنج (خطوط خط‌چین قرمز)، خط آبی توپر روند اضافه شده اولیه می‌باشد. و (ه)، روند جدا شده به روش EMD. ۶۴
- ۷-۵: نمایش شکل ۵-۵ بعد از حذف نوفه به روش EMD. ۶۵
- شکل ۸-۵: بی‌هنجاری باقیمانده در ناحیه‌ی مورد مطالعه در استان هرمزگان، شبکه‌ی برداشت نقاط با فواصل ۱۰ متر در ۸ نیمرخ و شبکه‌ی نقاط با فواصل برداشت ۵ متر به همراه نقاط برداشت نشان داده شده‌اند. ناحیه‌ی نشان داده شده در شکل (مربع) برای جداسازی استفاده شده است. ۶۷
- شکل ۹-۵: موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه واقع در استان هرمزگان ۶۸
- ۱۰-۵: موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه واقع در استان هرمزگان ۶۸
- شکل ۱۱-۵: بی‌هنجاری برداشت شده در پروفیل شماره ۱ و نتایج وارون‌سازی (نجاتی، ۱۳۸۴). ۶۹
- شکل ۱۲-۵: نتیجه‌ی جداسازی با روش EMD (بی‌هنجاری محلی) ۶۹
- شکل ۱۳-۵: : نتیجه‌ی جداسازی با روش EMD (بی‌هنجاری منطقه‌ای) ۷۰
- شکل ۱۴-۵: بی‌هنجاری برداشت شده در پروفیل ۲ و نتایج وارون‌سازی داده‌ها بعد از ۱۳ بار تکرار

- ۷۰ (نجاتی، ۱۳۸۴).
- شکل ۵-۱۵: نتیجه‌ی جداسازی بر روی پروفیل دوم با روش EMD (بی‌هنجاری باقی‌مانده) ۷۱
- شکل ۵-۱۶: نتیجه‌ی جداسازی بر روی پروفیل دوم با روش EMD (بی‌هنجاری منطقه‌ای) ۷۱
- شکل ۵-۱۷: نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه (شمال محلات) ۷۲
- شکل ۵-۱۸: نقشه همپوشانی زمین‌شناسی و کنتورهای مغناطیسی ناحیه محلات ۷۴
- شکل ۵-۱۹: داده‌های مغناطیس‌سنجی مربوط به ناحیه محلات. ۷۵
- شکل ۵-۲۰: داده‌های مغناطیس‌سنجی پروفیل A-B. (ب)، (ج) و (د) به ترتیب آنومالی باقیمانده بدست آمده از روش آنالیز برازش چند جمله‌ای درجه ۲، ۳ و ۴. (و) و (ه) آنومالی باقیمانده‌ی بدست آمده از فیلتر ادامه فراسو و EMD. ۷۵
- ۵-۲۱: بی‌هنجاری ناحیه‌های بدست آمده از روش EMD (منحنی قرمز، ۱) و روش برازش چندجمله‌ای با درجه ۲، ۳ و ۴ (منحنی سبز، ۳، زرد، ۴ و قهوه‌ای، ۵) و آنومالی ناحیه‌ای بدست آمده با استفاده از روش ادامه‌ی فراسو (منحنی آبی ۲). ۷۶
- ۵-۲۲: اعمال فیلتر ادامه فراسو با ارتفاع‌های مختلف بر روی داده‌های مغناطیسی منطقه و پروفیل AB بر روی فیلتر ادامه فراسو با ارتفاع ۷۰۰۰ متر. ۷۷

فصل اول

کلیات

۱ کلیات

۱-۱ روش گرانی سنجی

هر جسم زمینی تحت تاثیر نیروی جاذبه گرانشی زمین قرار دارد و این نیرو شتاب گرانی را ایجاد می‌کند. مقدار شتاب گرانی با زمان و مکان تغییر می‌کند و به طور کلی وابسته به شکل و توزیع جرم داخل زمین و همچنین جاذبه اجرام سماوی دیگر به ویژه ماه و خورشید است.

گرانی سنجی به عنوان شاخه‌ای قدیمی از علوم کلاسیک، برای مطالعه نظری و تجربی میدان جاذبه اطراف زمین است، که شامل ابداع روش‌های اندازه‌گیری تغییرات شتاب گرانی به طور دقیق در زمان و مکان است. گالیله که در اوایل سده شانزدهم میلادی (۱۶۴۲-۱۵۶۴) قانون سقوط آزاد اجسام را کشف کرد، برای اولین بار شتاب گرانی را اندازه گرفت (اردستانی، ۱۳۸۹).

گرانی‌سنجی در زمین‌شناسی نخستین بار توسط اتووش^۱ در سال ۱۸۹۶ به کار برده شد. در او سال ۱۹۰۸ به امکان استفاده از داده‌ی اندازه‌گیری شده توسط ترازوی کششی^۲ برای مطالعه زمین‌شناسی پوسته بالایی اشاره کرد. تجهیزات قدیمی برای اندازه‌گیری شتاب گرانی نظیر پاندول‌ها و یا ترازوی کششی امروزه از نظر دقت و سرعت قابل استفاده نیستند. با پیشرفت فناوری، گرانی‌سنج‌های سبکتر و دقیق‌تری در دهه‌های ۱۹۲۰ و ۱۹۳۰ برای اکتشاف‌های معدنی و زمین‌شناسی ساخته شد. اهداف زمین‌شناسی و معدنی و یا در واقع بی‌هنجاری‌های چگالی مورد مطالعه در روش گرانی‌سنجی، با استفاده از این ابزار دقیق حتی می‌توانند در ابعاد بسیار کوچک و در اعماق زیاد هم مطالعه شوند.

بنابراین حوزه عمل گرانی‌سنجی از ابعاد بزرگ بی‌هنجاری (چند صد متر تا چند کیلومتر) که بیشتر بررسی‌های زمین‌شناسی و نفتی است، تا ابعاد کوچک (چند ده متر) در مطالعات معدنی و ابعاد بسیار کوچک (چند متر) در کاربردهای زمین‌شناسی سطحی و مهندسی عمران است.

^۱ Roldand Von Eotvos

^۲ Tension Balance

البته باید این نکته را در نظر داشت که بررسی بی‌هنجاری‌های خرد و کوچک نظیر گسل-های سطحی و یا حفره‌های کم عمق با ساخته شدن گراویمترهای جدید با دقت بالاتر از ۰,۰۱ میلی گال، از دهه ۱۹۷۰ به بعد رواج یافت (نوروزی، ۱۳۸۸).

از این سال به بعد، با گرانی‌سنج‌های جدید نظیر لاکوست^۳-رومبرگ و سینترکس^۴ بسیاری از مسائل نظیر درز و شکاف‌ها، حفره‌های موجود در سنگ‌ها و فونداسیون‌های سازه‌های سنگین نظیر آسمان خراش‌ها، نیرگاه‌ها و سدها از طریق بررسی داده‌های میکروگرانی‌سنجی قابل اکتشاف هستند. همچنین مطالعه‌ی حفره‌های کارستی در مسیر تونل‌های زیرزمینی، مناطق با پتانسیل زمین لغزش، غارها یا تونل‌های ساخت دست بشر و لوله‌های زیرزمینی نیز با استفاده از این روش قابل اکتشاف هستند. گرانی‌سنجی همچنین در اکتشاف‌های گاز و نفت نیز به طور گسترده‌ای کاربرد دارد. علاوه بر موارد ذکر شده در مورد آبخوان‌های موجود در کارست‌های سنگ‌های آهکی نیز می‌توان از این روش استفاده کرد (اردستانی، ۱۳۸۸).

تغییرات گرانی با زمان نیز پایه‌ی مهم دیگری برای نشان دادن مهاجرت جرم‌های زیرزمینی و یا تغییرات توپوگرافی قبل از زمین لرزه است که با اندازه‌گیری‌های پیوسته زمانی گرانی در ایستگاه‌های ثابت میسر می‌شود. همچنین از تغییرات زمانی گرانی می‌توان برای تعیین تغییرات محلی زمین که در اثر ذخیره شدن و خالی شدن از آب ایجاد شده و یا برآورد خطر ترکیدن و تغییر سنگ در تونل‌های معدنی استفاده کرد. علاوه بر این مبنای محاسبات ژئودزی نیز گرمی-سنجی می‌باشد (گرکنز، ۱۹۸۹).

در جدول صفحه بعد روش و کاربردهای گرانی‌سنجی و دقت مورد نظر در هر مورد آمده است.

^۳ Lacoste-Romberg

^۴ Sintrex(CG3,CG5)

جدول ۱-۱: کاربردهای گرانی سنجی و دقت آن (اردستانی، ۱۳۸۹)

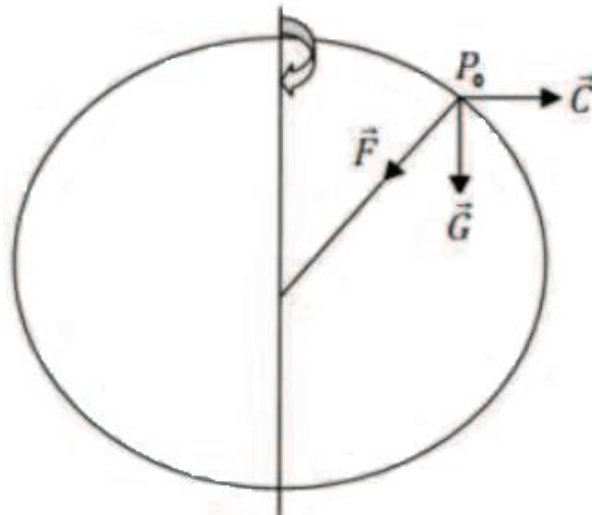
اکتشافات معدنی				
کاربرد	نوع دستگاه‌های مورد استفاده	دقت	طراحی	نتایج
-کرومیت -باریت -سنگ آهن -گنبد نمکی -کانسارهای سولفوری	-گرانی سنجی -لاکوسترومبرگ -نقشه برداری -توتال استیشن	۵ میکروگال ۱ تا ۵ سانتیمتر	نیمرخ یا شبکه	-محل کانسارها -عمق حداقل -عمق حداکثر -شکل سه بعدی -برآورد ذخیره احتمالی
زمین شناسی تحت الارضی				
کاربرد	نوع دستگاه‌های مورد استفاده	دقت	طراحی	نتایج
- محل و عمق گسل‌ها -بررسی تاق‌دیس‌ها و ناودیس‌های زیر سطحی -توپوگرافی سنگ کف	-گرانی سنجی -لاکوسترومبرگ -نقشه برداری -توتال استیشن	۵ میکروگال ۱ تا ۵ سانتیمتر	نیمرخ یا شبکه	-محل و عمق گسل‌ها -ضخامت آبرفت -محل و عمق -تعیین ساختار لایه‌های چین خورده

جدول ۲-۱: کاربردهای میکروگرانی سنجی و دقت آن (اردستانی، ۱۳۸۹)

زمین شناسی مهندسی				
کاربرد	نوع دستگاه های مورد استفاده	دقت	طراحی	نتایج
-حفرات کارستی -تونل های قدیمی مربوط به معادن -چاه های قدیمی -فروچاله ها -زمین لغزش	-گرانی سنجی لاکوست رومبرگ CG3,CG5 -نقشه برداری توتال استیشن GPS دوفرکانسه	۱ تا ۵ میکروگال ۱ تا ۲ سانتیمتر	نیمرخ و یا شبکه -برداشت زمانی داده های میکروگرانی سنجی	-تعیین محل و عمق حفره های کارستی -تعیین محل و عمق فروچاله ها -تعیین مقدار نشست
باستان شناسی				
کاربرد	نوع دستگاه های مورد استفاده	دقت	طراحی	نتایج
-شهرهای باستانی مدفون شده -کوره های ذوب قدیمی -تونل های زیر سطحی	-گرانی سنجی لاکوست رومبرگ CG3,CG5 -نقشه برداری توتال استیشن GPS دوفرکانسه	۱ - ۵ میکروگال ۱ - ۲ سانتیمتر	پروفیل و یا شبکه -برداشت زمانی داده های میکروگرانی سنجی	تعیین محل و عمق مقبره ها، تونل ها، دیوارها و پدیده های مشابه مدفون

۲-۱ تعریف گرانی

آشکار است که تمام مواد روی سطح زمین و یا فضای مجاور آن توسط نیروی گرانشی جذب شده و دارای وزن می‌شوند. ذره‌ای به جرم m_0 را در نقطه‌ی p_0 روی سطح زمین در نظر بگیرید.



شکل ۱-۱: نیروهای وارد شده بر روی نقطه‌ای واقع در روی کره‌ی زمین (اردستانی، ۱۳۸۹)

نیروی گرانشی حاصل از جرم M زمین روی این ذره $\vec{F}$ است که با مقدار نیروی گریز از مرکز حاصل از حرکت چرخشی زمین $\vec{C}$ در مجموع نیروی گرانی $\vec{G}$ را ایجاد می‌کنند (کیانشن و همکاران^۵، ۱۹۹۵)،

$$\vec{G}(M, m_0) = \vec{F}(M, m_0) + \vec{C}(m_0) \quad ۱-۱$$

جهت نیروی گرانی $\vec{G}$ از مکانی به مکان دیگر متفاوت است.

از آنجایی که $|\vec{F}(M, m_0)| \gg \vec{C}(m_0)$ است، بنابراین جهت بردار $\vec{G}(M, m_0)$ به تقریب به سمت مرکز کره‌ی زمین است. همچنین هر جسم واقع در روی سطح زمین نه تنها توسط جرم زمین، بلکه توسط اجرام سماوی دیگر به ویژه ماه و خورشید جذب می‌شود. بنابراین اثر جاذبه این اجرام سماوی به طور جزئی با زمان هم تغییر می‌کند.

^۵ Qianshen et all.

فضایی را که نیروهای گرانی در آن عمل می‌کنند، میدان گرانی گویند. دامنه این نیروها نیز به جرم ذره در نقطه P_0 بستگی دارد و گرانی واحد جرم در میدان به عنوان شدت میدان در $\vec{C}(P_0)p_0$ خوانده می‌شود. به طور مشابه شدت میدان گریز از مرکز زمین در نقطه‌ی $\vec{C}(P_0)p_0$ است،

$$\frac{\vec{F}(M, m_0)}{m_0} = \vec{f}(P_0) \quad \frac{\vec{C}(m_0)}{m_0} = \vec{C}(P_0) \quad 2-1$$

و بالاخره شدت میدان گرانی در P_0 برآیند این دو شدت است.

$$\vec{g}(P_0) = \vec{f}(P_0) + \vec{c}(P_0) \quad 3-1$$

اگر یک ذره با جرم m به طور آزاد و تنها در اثر نیروی گرانی سقوط کند، شتاب حاصله، شتاب گرانی نامیده می‌شود و عبارت است از :

$$\vec{G} = m\vec{g} \quad 4-1$$

که در اینجا g شتاب، m جرم ذره و $\vec{G}$ نیروی گرانی (وزن) است.

واحد شتاب گرانی در سیستم SI، متر بر مجذور ثانیه (m/sec^2) است. از آنجایی که این واحد در اکتشافات گرانی‌سنجی خیلی بزرگ است از واحد کوچکتر سانتیمتر بر مجذور ثانیه (cm/sec^2) یا گال استفاده می‌شود. البته در بیشتر متن‌های ژئوفیزیکی از واحد میلی گال که برابر 10^{-3} گال است استفاده می‌شود (بلیکلی، ۱۹۹۵).

همچنین باید به این نکته توجه داشت که گرانی مشاهده شده در هر نقطه در واقع برآیند شتاب‌های جاذبه‌ای تمام فضای اطراف آن نقطه و شتاب گریز از مرکز است. این شتاب در زمان و مکان متغیر بوده و علت تغییر آن می‌تواند به عوامل زیر مربوط باشد.

الف: زمین همگن یا کروی نیست،

ب: زمین به دور خود و به دور خورشید در حرکت است و همچنین ماه به دور زمین می‌-

چرخد،

ج: ناپیوستگی‌های زمین‌شناسی مربوط به قسمت داخلی زمین هستند.

۱-۲-۱ گرانی زمین و عبارات ریاضی آن

۱-۱-۲-۱ نیروی جاذبه زمین

ایستگاه مختصات فضایی کارتزینی در نظر گرفته می‌شود، که مرکزش بر مرکز زمین و محور Z آن منطبق بر محور چرخش زمین و محورهای X و Y در سطح استوا قرار دارند. نیروی وارد بر جرم dm ، $\vec{F}$ واقع در نقطه‌ی $P(x, y, z)$ در خارج از زمین (با حذف اثر ممان چرخشی زمین) یک حالت خاص از قانون جاذبه‌ی عمومی نیوتن است:

$$\vec{F} = G \int_M \frac{dm \vec{r}}{r^2} \quad ۵-۱$$

که در آن G ثابت جهانی جاذبه با مقدار تقریبی $6.673 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 / \text{gr} \cdot \text{s}^2$ و dm المان جرم داخل زمین است، $dm = \delta(\xi, \eta, \zeta) d\xi d\eta d\zeta$ که $\delta(\xi, \eta, \zeta)$ چگالی داخل زمین، r فاصله از dm تا P و $\vec{r}/r$ بردار واحد رد جهت P به dm است. همچنین حدود انتگرال فرمول (۵-۱) کل کره‌ی زمین است (اردستانی، ۱۳۸۹).

۲-۱-۲-۱ نیروی گریز از مرکز

چون زمین به دور خود می‌چرخد، نیروی دیگری به هر ذره‌ی کره‌ی زمین به نام نیروی گریز از مرکز وارد می‌شود. نیروی گریز از مرکز برابر حاصلضرب مربع سرعت زاویه‌ای چرخش زمین (ω) در فاصله r (فاصله‌ی عمودی نقطه‌ی P تا محور چرخش زمین) است، یعنی،

$$\vec{C} = \omega^2 \vec{r} \quad ۶-۱$$

و جهت آن به سمت خارج کره‌ی زمین خواهد بود.

۳-۱ جاذبه گرانی و پتانسیل

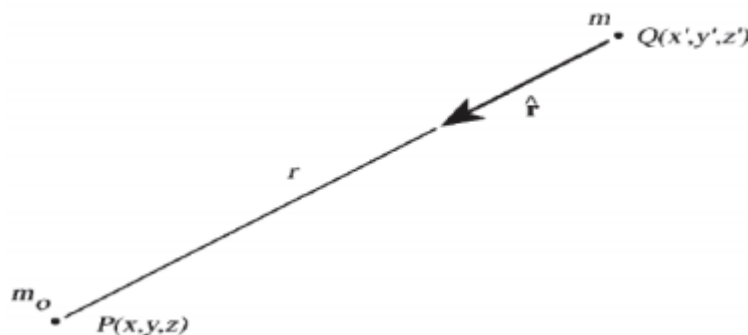
در سال ۱۶۷۸ نیوتن مقاله‌ای با عنوان "فلسفه طبیعی ریاضیات"^۶ چاپ کرد، که در میان سایر مطالب مهم، قانون جاذبه نیوتن آمده بود. اندازه نیروی جاذبه بین دو جرم متناسب است با هر یک از جرم‌ها و عکس مجذور فاصله‌ی بین آنها در سیستم مختصات کارتزین

شکل (۲-۱) نیروی متقابل بین یک ذره با جرم m واقع در نقطه $Q = (x', y', z')$ و ذره-ای به جرم m_0 در نقطه $P(x, y, z)$ با رابطه زیر مشخص می‌شود.

$$F = \gamma \frac{mm_0}{r^2} \quad ۷-۱$$

$$r = \sqrt{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + z - z'^2]} \quad ۸-۱$$

γ ثابت جاذبه نیوتن بوده که در زیر بحث خواهد شد.



شکل ۲-۱: جرم‌های m و m_0 تحت اثر نیروی جاذبه متقابلی قرار می‌گیرند که با جرم‌های m و m_0 و r^{-2} متناسب است. به طور قراردادی جهت بردار واحد $\hat{r}$ از منشأ جاذبه به طرف نقطه مشاهده کشیده می‌شود، که در این حالت در نقطه جرم آزمایشی m_0 قرار دارد (بلیکلی، ۱۹۹۵)

اگر m_0 را یک ذره‌ی آزمایشی با اندازه‌ی واحد فرض شود، با تقسیم نیروی جاذبه بر m_0 نیروی جاذبه ایجاد شده توسط m در محل ذره آزمایشی حاصل می‌شود.

$$\vec{g}(p) = -\gamma \frac{m}{r^2} \hat{r} \quad ۹-۱$$

که $\hat{r}$ بردار واحد از جرم m به طرف نقطه مشاهده‌ی P است، یعنی در سیستم مختصات

^۶ Philosophia Naturalis Mathematica

$$\hat{r} = \frac{1}{r} [(x - x')\hat{i} + (y - y')\hat{j} + (z - z')\hat{k}]$$

علامت منفی در تساوی (۹-۱) لازم است، زیرا بر اساس قراردادی که در اینجا رعایت می‌شود، جهت $\hat{r}$ از منشاء به طرف نقطه مشاهده قرار دارد (بر خلاف جهت نیروی جاذبه). چون $\vec{g}$ نیروی تقسیم بر جرم تعریف شده، واحد شتاب را دارد و بعضی مواقع شتاب جاذبه نامیده می‌شود. در مراجعه به $\vec{g}$ عبارت جاذبه و شتاب را به طور متناوب به کار خواهیم برد.

نیروی جاذبه طوری که در تساوی (۹-۱) نشان داده شد، یک میدان غیر چرخشی (پایستار)

است، زیرا:

$$\nabla \times \vec{g} = 0$$

۱۰-۱

۴-۱ گرانی نرمال

هدف در اکتشاف‌های گرانی‌سنجی، تعیین ویژگی‌های زمین‌شناسی زیر سطحی و یا اکتشاف کانسارهای معدنی و یا حفرات زیر سطحی و مانند آن است، بنابراین علت تغییرات گرانی باید مشخص شود. در واقع گرانی نرمال شکل ریاضی سطح زمین بر حسب مقدار گرانی است.

زمین به شکل اسفروئید (بیضوی) و با توپوگرافی سطحی بوده و به دور محور خود می‌چرخد. همچنین توزیع مواد با چگالی‌های مختلف در لیتوسفر و در همسایگی آن پوسته زمین به صورت ناهمگن بوده و ناپیوستگی‌های طبیعی و مصنوعی چگالی در عمق کم از سطح زمین نیز وجود دارند. حال اگر فرض شود که کره زمین به صورت یک بیضوی ایده‌آل همگن با سطح صاف بوده و از لایه‌های همگن تشکیل شده، پس پتانسیل گرانی (می‌تواند) از راه داشتن مقادیر مربوط

به این بیضوی یعنی شعاع، جرم، خروج از مرکز بیضوی و سرعت دوران آن محاسبه شود. شتاب گرانی در هر نقطه روی این بیضوی از رابطه زیر بدست می‌آید (بلیکلی، ۱۹۹۵)،

$$g_P = g_e(1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 \varphi) \quad ۱۱-۱$$

که در آن g_e گرانی در استوا و φ عرض جغرافیایی نقطه P و β و β_1 مقادیر ثابت وابسته به شکل و گرانی در استوا و قطب هستند و داریم:

$$\beta = \frac{g_P - g_e}{g_e} \quad \beta_1 = \frac{1}{8} \xi^2 + \frac{1}{4} \xi \beta \quad ۱۲-۱$$

که در آن g_e گرانی در قطب و $\xi = \frac{(a-c)}{a}$ مقدار برآمدگی استوایی، a و c شعاع‌های استوایی و قطبی زمین هستند. مقدار گرانی نرمال در هر عرض جغرافیایی با داشتن مقادیر g_e و به کمک رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$C = \omega^2 r = \omega^2 r_e \cos \varphi \quad ۱۳-۱$$

ولی به هر حال تعیین شاخص‌هایی نظیر ξ g_φ و g_e به کمک تحقیقات پژوهشگران مختلف بوده است.

۱- فرمول هلمرت (اردستانی، ۱۳۸۹):

$$g_\varphi = 9780300(1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi) \quad ۱۴-۱$$

که g_φ گرانی نرمال در عرض جغرافیایی φ است.

۲- فرمول جهانی گرانی نرمال منتشر شده در سال ۱۹۷۱ (نوروزی، ۱۳۸۸):

$$g_\varphi = 9780319(1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi) \quad ۱۵-۱$$

که با استفاده از مقادیر گرانی نرمال، می‌توان بی‌هنجاری را تعریف کرد.

۵-۱ تاریخچه‌ی مغناطیس‌سنجی

مغناطیس‌سنجی قدیمی‌ترین شاخه ژئوفیزیک و عملاً سرآغازی بر ژئوفیزیک کاربردی است.

در مقایسه با اغلب روش‌های ژئوفیزیکی اندازه‌گیری‌های صحرایی این روش راحت و ارزان بوده و

در مقیاس اکتشافی نیاز به اعمال تصحیح در داده‌ها نیست. در اکتشاف نفت و گاز در مناطقی که کارهای اکتشافی قبلی در آن صورت نگرفته بوسیله روش مغناطیس‌سنجی می‌توان عمق سنگ بستر و وسعت حوضه رسوبی را تعیین کرد. به عبارت دیگر یک برنامه اکتشاف هیدروکربوری بدون کاربرد روش مغناطیسی در آن، حداقل در مرحله شناسایی، به سختی قابل قبول است.

۶-۱ مگنتوسفر، خطوط میدان مغناطیسی زمین و منشاء آن

طبق نظریه مگنتوهیدرودینامیک^۷، بزرگترین منشاء تولید کننده‌ی میدان مغناطیسی زمین (بیش از ۸۰٪ آن) ناشی از جریان همرفتی آهن سیال موجود در هسته خارجی کره‌ی زمین می‌باشد (کمپبل، ۱۹۹۷). با تقریب مرتبه‌ی اول، این میدان ناشی از یک دوقطبی است که شدت تقریبی آن در حدود ۵۰۰۰۰ نانوتسلا می‌باشد، ولی مولفه‌های هارمونیک کروی غیر دوقطبی قابل توجهی تا مرتبه‌ی سیزدهم وجود دارند که به این میدان افزوده می‌شود و در بعضی نقاط دارای دامنه‌ای بیش از ۲۰۰۰۰ هزار نانوتسلا باشد. بعلاوه، این میدان به آرامی تغییر می‌کند و به نظر می‌رسد با دوره‌های صد هزار ساله دچار تغییرات عمده و همچنین سبب جابجایی قطب‌ها می‌گردد. به این تغییرات با دوره‌های طولانی که دارای منشاء تحولاتی درون هسته‌ی کره‌ی زمین می‌باشد، تغییرات سده‌ای^۸ گفته می‌شود (نوروزی، ۱۳۸۸).

با اینکه در اکتشافات مغناطیسی، میدان مغناطیسی ناشی از پوسته‌ی زمین مورد توجه می‌باشد، میدان‌های مغناطیسی با منشاءهای خارج از کره‌ی زمین نیز تاثیر زیادی بر میدان اندازه‌گیری شده در سطح زمین دارند و باید در هنگام پردازش داده‌ها حذف شوند. این تاثیرات ناشی از تداخل بین میدان مغناطیسی زمین و میدان‌های مغناطیسی ناشی از بادهای خورشیدی می‌باشند (کمپبل، ۱۹۹۷). میدان مغناطیسی کره‌ی زمین (مگنتوسفر) در سمت رو به خورشید فشرده شده

^۷ Magnetohydrodynamic

^۸ Secular Variations

و موجب تغییرات روزانه^۹ می‌گردد (شکل ۱-۳)، همچنین تداخل مزبور موجب تولید ذرات بارداری می‌شود که یک جریان حلقه‌ای شکل ماندگار را در طول استوای زمین برقرار می‌سازد، که به آن الکتروجت استوایی^{۱۰} گفته می‌شود. ناپایداری‌های موجود در این جریان حلقه‌ای شکل، موجب بروز نوسانات غیر قابل پیش‌بینی تا چند ده نانوتسلا در نزدیکی سطح زمین می‌گردد. علاوه بر این‌ها، در زمان طوفان‌های مغناطیسی، در نزدیکی قطبین کروی زمین حرکت ذرات باردار در طول خطوط میدان مغناطیسی اختلالاتی به بزرگی ۲۰۰ نانوتسلا ایجاد می‌نماید که چند ساعت به طول می‌انجامد. در مجموع به این تغییرات میدان مغناطیسی که دوره‌ای کوتاه و حداکثر چند روزه دارند و منشاء آنها در خارج از کره زمین قرار دارد تغییرات کوتاه مدت یا گذرا^{۱۱} گفته می‌شود.

بخشی از میدان مغناطیسی سطحی که از پوسته‌ی زمین ناشی می‌شود، مربوط به سنگ-های آهن‌دار نزدیک سطح زمین می‌باشد. در این ناحیه دما باید به اندازه‌ی کافی پایین یعنی کمتر از دمای کوری^{۱۲} مگنتیت^{۱۳} و تیتانومگنتیت^{۱۴} (۵۸۰ درجه سانتی‌گراد) باشد، که این شرایط دمایی در حدود ۲۰-۳۰ کیلومتری بالای پوسته وجود دارد. میدان مغناطیسی پوسته، ارتباط آن با توزیع کانی‌های مغناطیسی درون پوسته و اطلاعاتی که در این ارتباط در راستای اهداف اکتشافی به ما می‌دهد، موضوعات اصلی روش اکتشافات ژئومغناطیسی می‌باشند.

^۹ Diurnal Variations

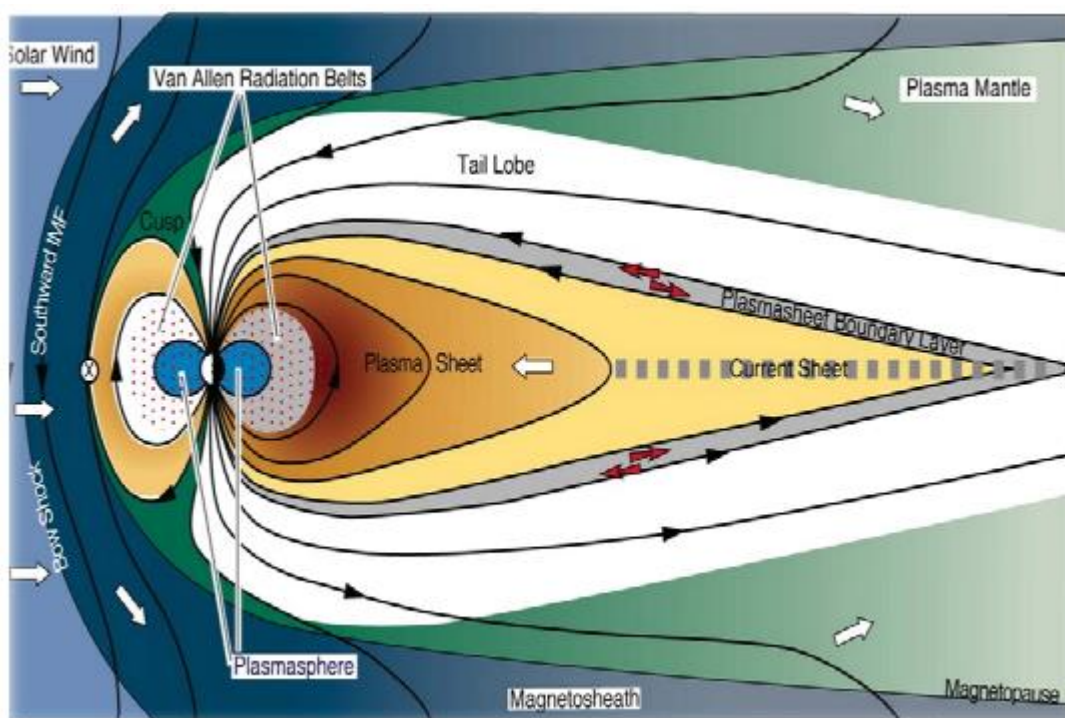
^{۱۰} Equatorial electrojet

^{۱۱} Transient Variations

^{۱۲} Curie temperature

^{۱۳} Magnetit

^{۱۴} Titanomagnetit



شکل ۳-۱: مگنتوسفر، فشرده‌شدگی سمت رو به خورشید و قسمت‌های مختلف آن (رشوند، ۱۳۸۵)

۷-۱ اجزاء میدان مغناطیسی زمین

میدان مغناطیسی کره‌ی زمین یک کمیت برداری است. بردار شدت میدان کل^{۱۵} متشکل از سه مؤلفه عمود بر هم 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 (۴-۱) می‌توان مؤلفه‌های میدان را با روابط زیر توصیف کرد:

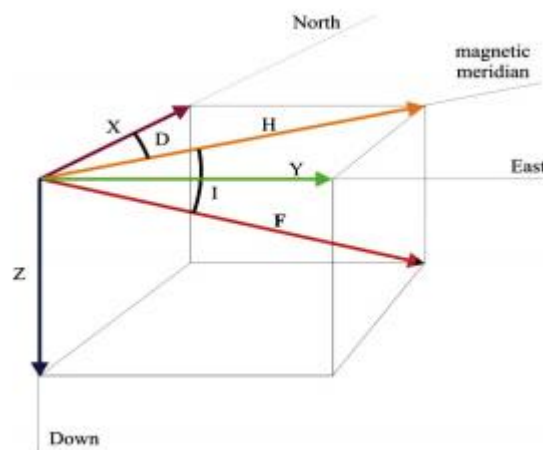
$$\begin{aligned} F_x &= F \cos I \cos D & F_y &= F \cos I \sin D \\ F_z &= F \sin I & F &= \sqrt{F_x^2 + F_y^2 + F_z^2} \end{aligned} \quad ۱۶-۱$$

^{۱۵} Total field intensity

$$I = \tan^{-1} \frac{F_z}{\sqrt{F_x^2 + F_y^2}} \quad ۱۷-۱$$

$$D = \sin^{-1} \frac{F_y}{\sqrt{F_x^2 + F_y^2}} \quad ۱۸-۱$$

که F بردار شدت میدان کل، I زاویه‌ی 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، زاویه میل مثبت و اگر جهت F به سمت بالا باشد، زاویه میل منفی خواهد بود). و D زاویه انحراف (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) می‌باشند (نوروزی، ۱۳۸۸).



شکل ۱-۴: اجزاء میدان مغناطیسی زمین (رشنود، ۱۳۸۵)

۸-۱ بی‌هنجاری میدان کل^{۱۶}

بی‌هنجاری میدان کل در هر نقطه با اندازه‌گیری میدان با استفاده از یک مغناطیس‌سنج و کم

کردن میدان منطقه‌ای از میدان اندازه‌گیری شده به دست می‌آید. بی‌هنجاری میدان کل از رابطه

^{۱۶} Total Field Anomaly

(۱۹-۱) به دست می‌آید، که T شدت میدان کل اندازه‌گیری شده و F میدان منطقه‌ای می‌باشد.

$$\Delta T = |T| - |F| \quad ۱۹-۱$$

فرض کنید ΔF میدان ناشی از چشمه‌ی مغناطیسی باشد، که باعث آشفتگی میدان مغناطیسی زمینه شده است. بنابراین میدان کل عبارت است از:

$$\vec{T} = \vec{F} + \Delta \vec{F} \quad ۲۰-۱$$

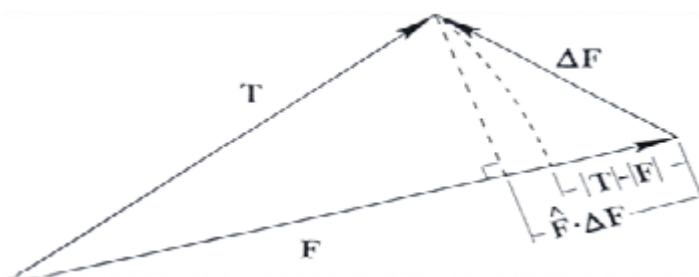
با استفاده از رابطه (۱۹-۱) می‌توان بی‌هنجاری میدان کل را به صورت رابطه (۲۱-۱) بیان کرد:

$$\Delta T = |F + \Delta F| - |F| \quad ۲۱-۱$$

با فرض $|F| \gg |\Delta F|$ ، که معمولاً چنین نیز می‌باشد، می‌توان بی‌هنجاری میدان کل را با رابطه‌ی (۲۲-۱) تعریف کرد:

$$\Delta T \approx \hat{F} \cdot \Delta F \quad ۲۲-۱$$

$\hat{F}$ بردار یکه در جهت میدان مغناطیسی زمین می‌باشد. بنابراین اگر میدان منطقه‌ای خیلی بزرگتر از میدان ناشی از چشمه‌ی مغناطیسی باشد بی‌هنجاری کل می‌تواند بیانگر یکی از مؤلفه‌های ΔF باشد. اگر $|F| \gg |\Delta F|$ ، باشد، آنگاه ΔT هارمونیک است و در معادله‌ی لاپلاس صدق می‌کند. بنابراین، بی‌هنجاری میدان کل در هر نقطه تقریباً برابر است با تصویر میدان ناشی از چشمه در جهت میدان منطقه‌ای، به شرطی که میدان منطقه‌ای خیلی بزرگتر از میدان ناشی از چشمه باشد.



شکل ۵-۱: بی‌هنجاری میدان کل (بلیکلی، ۱۹۹۵)

۹-۱ مغناطیس‌شوندگی و خودپذیری مغناطیسی

یک دو قطبی مغناطیسی به صورت دو تک قطبی مغناطیسی مثبت و منفی با شدت‌های مساوی که به فاصله‌ی بسیار کمی (r) از هم قرار گرفته‌اند، تعریف می‌شود. M گشتاور دو قطبی مغناطیسی به صورت معادله‌ی (۲۳-۱) تعریف می‌شود و واحد آن آمپر بر مترمربع است.

$$\vec{M} = m\vec{L} \quad 23-1$$

L فاصله‌ی قطب‌ها از یکدیگر و m شدت قطب مغناطیسی می‌باشد.

مغناطیس‌شوندگی یک جسم از جمع برداری تمام گشتاورهای دو قطبی مغناطیسی تقسیم بر حجم کل جسم به دست می‌آید. واحد مغناطیس‌شوندگی در SI آمپر بر متر و در سیستم emu، گاوس می‌باشد. نسبت مغناطیس‌شوندگی به شدت میدان خارجی، خودپذیری مغناطیسی نامیده می‌شود:

$$\vec{J} = \chi \vec{F} \Rightarrow \chi = \frac{J}{F} \quad 24-1$$

که F شدت میدان مغناطیسی خارجی و χ خودپذیری مغناطیسی و کمیتی بدون بعد می‌باشد.

در سیستم SI ارتباط بین کمیت‌های مغناطیس‌شوندگی، شدت میدان خارجی، بردار القای مغناطیسی به صورت معادله‌ی (۲۵-۱) بیان می‌شود:

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{F} + \vec{J} = \mu_0 (\vec{F} + \vec{J}) = \mu_0 (F + \chi F) = \mu_0 (1 + \chi) \vec{F} = \mu \vec{F} \quad 25-1$$

$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$$

B بردار القای مغناطیسی^{۱۷} و μ تراوایی مغناطیسی محیط. μ_0 تراوایی مغناطیسی در خلاء^{۱۸} می‌باشد و کمیت‌های F و B و J دارای بعد یکسانی هستند (بلیکلی، ۱۹۹۵).

^{۱۷} Magnetic induction

^{۱۸} Magnetic Permeability in free space

۱-۱۰ مغناطیس‌شوندگی مواد مختلف

مواد از نظر بزرگی ضریب خودپذیری مغناطیسی به سه دسته‌ی فرومغناطیس^{۱۹} و پارامغناطیس^{۲۰} و دیامغناطیس^{۲۱} تقسیم می‌شوند.

مواد فرومغناطیس دارای مدارهای الکترونی نیمه‌پر هستند. گشتاور مغناطیسی دو قطبی‌های این مواد دارای خاصیت جفت‌شدگی^{۲۲} می‌باشند و با حذف میدان خارجی مغناطیس‌شوندگی بازماند در این مواد، از بین نمی‌رود. این مواد دارای ضریب خودپذیری مغناطیسی بزرگی می‌باشند. هماتیت^{۲۳} یکی از معروفترین مواد فرومغناطیس می‌باشد.

مواد پارامغناطیس، موادی هستند که برخی از مدارهای الکترونی اتم‌های آنها خالی و فاقد الکترون‌های جفت شده می‌باشد. در این مواد در اثر اعمال میدان خارجی، یک میدان ضعیف در جهت میدان خارجی در آنها القاء می‌شود و با حذف میدان خارجی، مغناطیس القاء شده نیز حذف می‌شود. به عنوان مثال فایالیت^{۲۴} یک ماده پارامغناطیس است.

مواد دیامغناطیس، موادی هستند که تمام مدارهای الکترونی اتم‌های آنها پر می‌باشد. در این مواد در اثر اعمال یک میدان خارجی، یک میدان مغناطیسی بسیار ضعیف در خلاف جهت میدان خارجی اعمالی، القاء می‌شود و با حذف میدان خارجی، مغناطیس القاء شده از بین می‌رود. برای مثال کوارتز^{۲۵} یک ماده‌ی دیامغناطیس است (باتلر^{۲۶}، ۱۹۹۸).

^{۱۹} Ferromagnetism

^{۲۰} Paramagnetism

^{۲۱} Diamagnetism

^{۲۲} Coupling

^{۲۳} Hematite

^{۲۴} Fayalite

^{۲۵} Quartz

^{۲۶} Butler

۱۱-۱ ضرورت انجام تحقیق

از آنجایی که اساسی‌ترین مرحله در پردازش و تفسیر داده‌های میدان پتانسیل جداسازی بی-هنجاری‌های محلی از منطقه‌ای می‌باشد، به طوری که پس از این مرحله بتوان تصویری کلی از بی-هنجاری‌های مختلف ارائه داد. همچنین از نتایج کمی حاصل شده در تفاسیر کمی و مدلسازی استفاده کرد. جداسازی بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل به معنی جداسازی بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای و محلی یا همان جداسازی بی‌هنجاری‌های سطحی از بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر می‌باشد. به طور کلی بی‌هنجاری منطقه‌ای دارای دامنه و فرکانس بالا و بی‌هنجاری ناحیه‌ای دارای دامنه و فرکانس پایین می‌باشند (نبی‌قیان و همکاران، ۲۰۰۵). بنابراین تفکیک این دو دسته بی‌هنجاری اساسی‌ترین مرحله در پردازش و تفسیر داده‌های میدان پتانسیل می‌باشد. از روش‌های متداول در این زمینه که گسترش زیادی نیز پیدا کرده‌اند می‌توان به روش‌هایی چون پنجره میانگین متحرک (گریفین، ۱۹۴۹) و آنالیز روند اشاره کرد. در جداسازی با استفاده از این روش‌ها پارامترهایی مانند طول پنجره و یا درجه برازش بایستی از قبل تعیین شوند که این پارامترها به طور مستقیم در نتایج حاصله تاثیر گذار است. بنابراین محققان همیشه به دنبال ابداع روش‌هایی بودند که در آنها دخالت مفسر به حداقل ممکن رسیده تا نتایج بدست آمده تا حدود زیادی ناشی از پارامترهای تاثیر گذار فیزیکی باشند. در این راستا روش‌هایی چون استفاده از تبدیل فوریه و تجزیه مد تجربی معرفی شد.

۱۲-۱ هدف از انجام پایان نامه

هدف از این تحقیق، تولید چند برنامه‌ی رایانه‌ای در محیط نرم‌افزار مطلب جهت جداسازی بی‌هنجاری‌های سطحی و عمیق داده‌های میدان پتانسیل از هم می‌باشد، تا بتواند مطالب ذکر شده در ضرورت انجام تحقیق را برآورده کند. همچنین ارائه راهکاری جدید در راستای کاوش‌های معدنی و نفتی جهت تعیین و تفکیک این بی‌هنجاری‌ها از هم است.

در برنامه‌های جداسازی انجام شده محدوده‌ی مورد مطالعه، با توجه به نوع جداسازی، به

پروفیل‌های منظم و مشخص تقسیم شده و با استفاده از یک مدل اولیه، مکان تقریبی هر کدام از بی‌هنجاری‌ها بر روی پروفیل‌ها مشخص می‌شود. برای نشان دادن کارایی این الگوریتم و برنامه‌های رایانه‌ای ارائه شده، از این روش برای جداسازی داده‌های مصنوعی همراه با نوفه استفاده شده است.

فصل دوم

تصحیحات میدان

پتانسیل

۲ تصحیح داده-های میدان پتانسیل

۱-۲ مقدمه

از آنجایی که اهداف مورد نظر در اکتشافات میدان پتانسیل دارای چگالی و پذیرفتاری مختلفی با زمینه هستند بنابراین تعیین این تغییرات در پوسته هدف اصلی ما است. به عبارت دیگر سهم هر اثری به غیر از تغییر گالی یا پذیرفتاری باید از داده‌ها حذف شود. بنابراین هدف اصلی در این فصل آماده سازی داده‌ها به منظور جداسازی می‌باشد. که این آماده سازی تحت عناوین تصحیحات گوناگون می‌باشد.

۲-۲ بی‌هنجاری گرانی

مجزا کردن بی‌هنجاری‌های ایجاد شده توسط تغییرات چگالی محلی، از سایر میدان‌ها، شامل یک سری تصحیحات در گرانی اندازه‌گیری شده است. آنها می‌توانند برای دانشجویان به روشی که بعضی مواقع توصیف می‌شوند، گمراه کننده باشند. برای مثال تصحیح هوای آزاد که در ادامه بحث خواهد شد، در بعضی مواقع به اشتباه به عنوان حرکت نقطه اندازه‌گیری به سطح دریا در نظر گرفته می‌شود. به هر حال اشتباه است که نقطه‌ی اندازه‌گیری در سطح دریا در محاسبات بعدی یا نقشه-های گرافیکی در نظر گرفته شود.

گرانی اندازه‌گیری شده = جاذبه‌ی بیضوی مرجع + اثر ارتفاع بالای سطح دریا

(هوای آزاد) + اثر جرم نرمال در بالای سطح دریا (بوگه و زمین) + تغییرات تابع زمان (جذر و مد) + اثر سکوی متحرک (اتووش) + اثر جرم‌هایی که بارها را تحمل می‌کنند (ایزوستازی) + اثر پوسته و تغییرات چگالی گوشته‌ی بالایی (زمین‌شناسی).

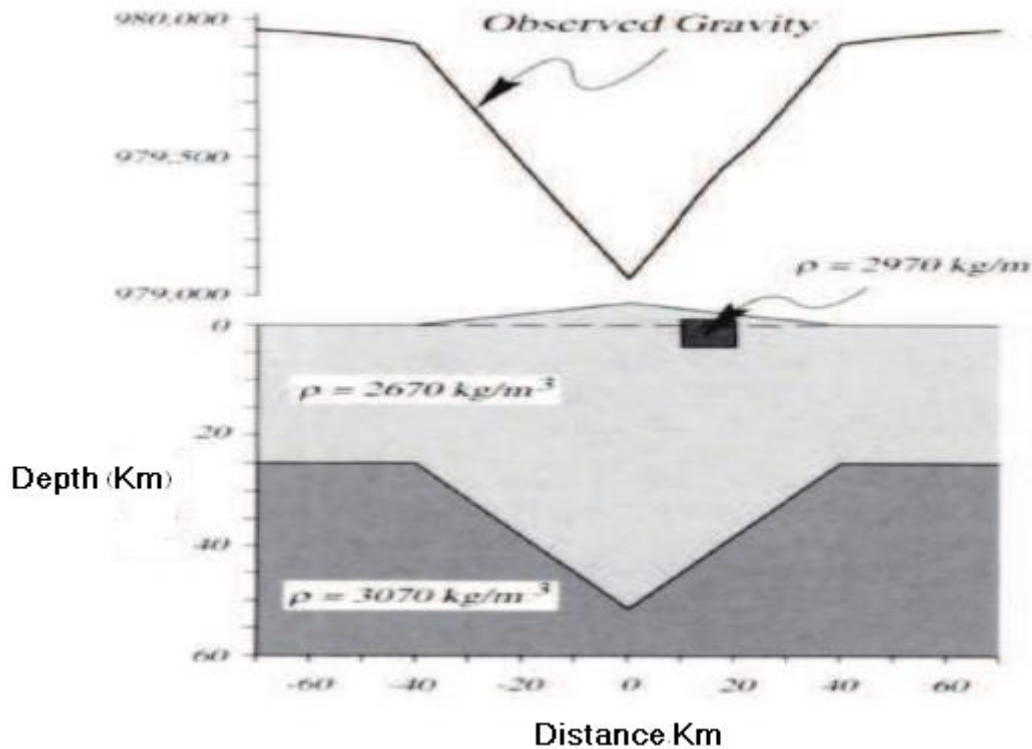
هدف ما مجزا کردن آخرین کمیت در این مجموعه، یعنی اثر پوسته و تغییرات چگالی گوشته-

ی بالایی از سایر جملات است. متأسفانه این آخرین کمیت یک قسمت به نسبت کوچک از گرانی اندازه‌گیری شده است. شتاب جاذبه در سطح زمین، مربوط به تمام کره‌ی زمین به تقریب ۹/۸ متر بر مجذور ثانیه (۹۸۰ میلی گال است)، در حالی که بی‌هنجاری‌های ایجاد شده با تغییرات چگالی پوسته اغلب کمتر از 10^{-3} متر بر مجذور ثانیه (۱۰۰ میلی گال) و کمتر از ۰/۰۱ درصد گرانی اندازه‌گیری شده است. هدف این است که از مدل ساده‌ی پوسته‌ی نشان داده شده در شکل (۲-۱) استفاده کرده و قسمت‌های مختلف گرانی اندازه‌گیری شده نشان داده شود. این مقطع شامل مثال‌های مختلفی از تغییرات افقی در چگالی مانند پستی و بلندی زیاد، ریشه با چگالی کم (که پستی و بلندی را بر اساس اصول ایزوستازی نگهداری می‌کند) و یک توده‌ی سنگین در پوسته‌ی بالایی که در بالا و پایین سطح دریا گسترش دارد، است.

گرانی در یک سطح ناهموار در امتداد یک پروفیل غربی-شرقی اندازه‌گیری شده و هدف ما مجزا کردن بی‌هنجاری ایجاد شده توسط توده سنگین در پوسته‌ی فوقانی است. تساوی

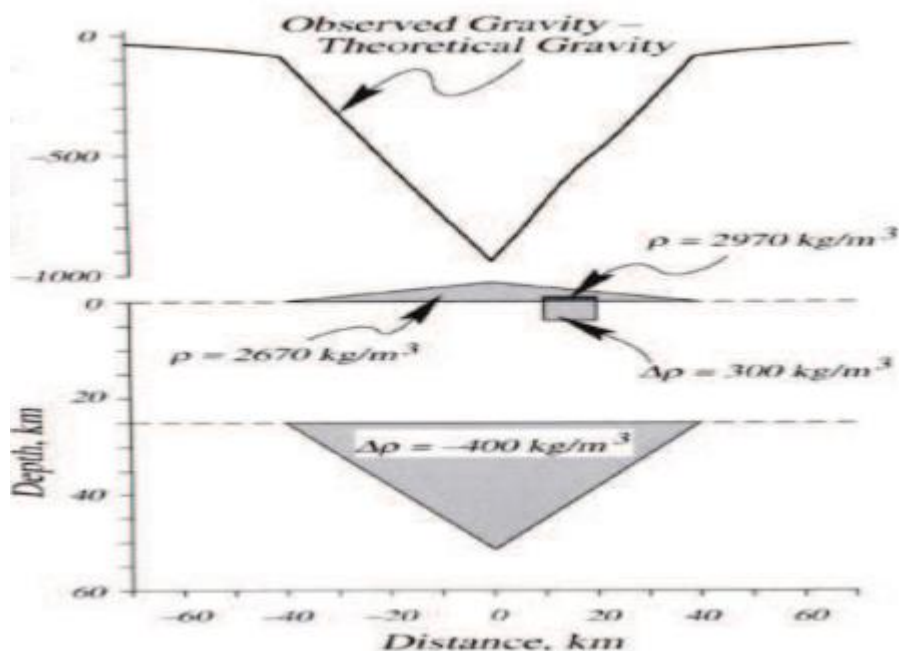
$$g_0 = 9.7803267714 \frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \sin^2 \lambda}} \quad 1-2$$

گرانی تئوری، یعنی جاذبه‌ی گرانش نرمال یک زمین فرضی را بدون ناهمگنی واقعی در چگالی، محاسبه می‌کند. هنگامی که این تساوی محاسبه و از اندازه‌گیری‌های گرانی کم می‌شود، باقیمانده اختلاف چگالی زمین از بیضوی همگن به ویژه تغییرات افقی چگالی در پوسته و گوشته را منعکس می‌کند. باقیمانده همچنین اثر ارتفاع، جزر و مد و عامل‌های گوناگون دیگری را شامل می‌شود و این عوامل پس از این بحث خواهند شد.



شکل ۱-۲: گرانی مشاهده‌ای خام حاصل از یک مدل ساده بدون انجام هیچ گونه تصحیح گرانی (اردستانی، ۱۳۸۹).

در شکل بالا مقطع پوسته برای توصیف تصحیحات گوناگون در گرانی اندازه‌گیری شده فرض شده که پوسته و گوشته به ترتیب دارای چگالی ۲۶۷۰ و ۳۰۷۰ کیلوگرم بر متر مکعب باشند. سلسله جبال به روش ایزوستازی با ریشه‌ی پوسته، خنثی شده است. توده با سطح مقطع مربعی شکل و چگالی ۲۹۷۰ کیلوگرم بر متر مکعب، تغییرات چگالی مربوط به زمین‌شناسی پوسته‌ی بالایی را نشان می‌دهد (بلیکلی، ۱۹۹۵).



شکل ۲-۲: مقطع پوسته‌ای شکل ۱-۲ بعد از کم کردن گرانی تئوری (اردستانی، ۱۳۸۹).

بی‌هنجاری منفی بزرگ با ازدیاد فاصله بین دستگاه گراویمتر و بیضوی مرجع، در موقع عبور پروفیل از روی آثار توپوگرافی ایجاد شده است (بلیکلی، ۱۹۹۵).

شکل (۲-۲) نشان می‌دهد که چگونه مقطع پوسته‌ای شکل (۱-۲)، با کم کردن گرانی تئوری به طور موثری تغییر می‌کند. پروفیل گرانی حاصله تحت اثر بی‌هنجاری منفی بزرگی قرار می‌گیرد، که اغلب با ازدیاد ارتفاع گراویمتر در هنگام عبور پروفیل از روی آثار توپوگرافی، ایجاد می‌شود.

۳-۲ تصحیح هوای آزاد

اندازه‌گیری‌های گرانی دریایی را می‌توان به صورت مستقیم با میدان مرجع g_0 مقایسه کرد، اگر $g(r)$ جاذبه‌ی گرانی در روی ژئوئید را نشان دهد، مقدار گرانی در یک فاصله‌ی کم h در بالای ژئوئید با بسط سری تیلور قابل محاسبه است،

که با استفاده از مقادیر g و r در سطح دریا حاصل می‌شود:

$$g_{fa} = -0.3086 \times 10^{-5} h \quad 2-2$$

h ارتفاع از سطح دریا است. تساوی ۲-۲ در هر دو سیستم SI (واحد g_{fa} متر بر مجذور ثانیه

و واحد h سانتیمتر است) و در CGS (واحد g_{fa} گال و h سانتیمتر است)، مساوی خواهد بود. زیرا

$\frac{g_{fa}}{h}$ دارای واحد Sec^{-2} است. کاربرد تصحیح هوای آزاد، بی‌هنجاری هوای آزاد را با رابطه‌ی زیر می-

دهد:

$$\Delta g_{fa} = g_{obs} + g_{fa} - g_o \quad 3-2$$

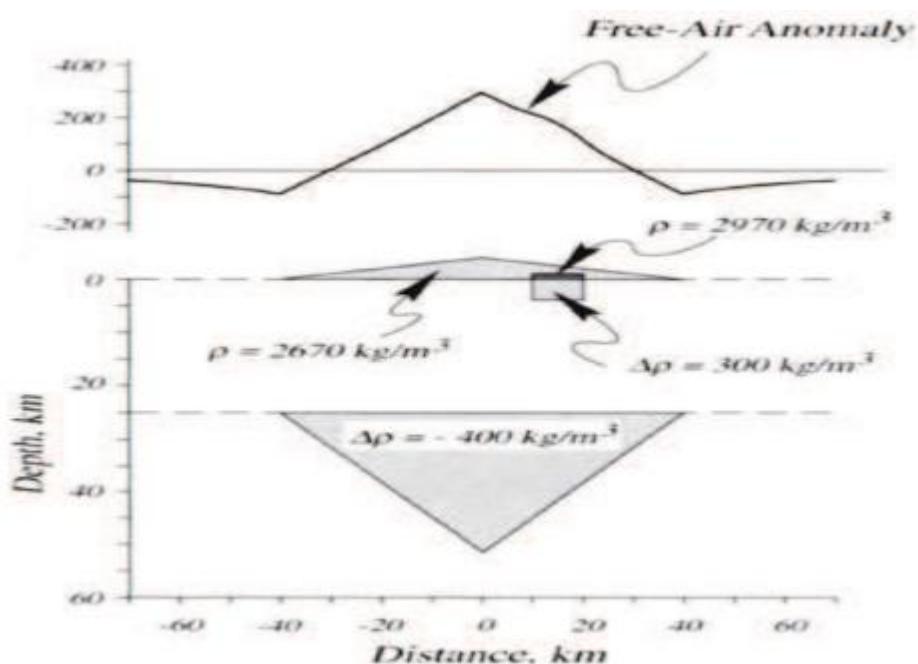
که g_{obs} گرانی اندازه‌گیری شده است. واضح است که اندازه‌گیری‌های دریایی گرانی منهای g_o ، بی-

هنجاری هوای آزاد است. شکل ۳-۲ اثر تصحیح هوای آزاد در روی سطح مقطع فرضی شکل ۱-۲ را

نشان می‌دهد. از بی‌هنجاری‌های هوای آزاد اغلب برای مطالعات کروی و ژئوئید در ژئودزی استفاده

می‌شود، زیرا آنها به طور خیلی نزدیکی معادل با آنچه اندازه‌گیری می‌شود، هستند (اگر تمام جرم-

های پستی و بلندی در ژئوئید متمرکز باشند).



شکل ۳-۲: سطح مقطع پوسته‌ای از شکل ۱-۲ بعد از تصحیح هوای آزاد (اردستانی، ۸۹)

همانطور که در شکل (۲-۳) دیده می‌شود، نقاط اندازه‌گیری به سطح دریا منتقل نشده‌اند و بی‌هنجاری هوای آزاد به مقدار زیادی تحت اثر زمینگان قرار دارد (بلیکلی، ۱۹۹۵).

بعضی مواقع تصحیح هوای آزاد، حرکت دادن نقطه‌ی اندازه‌گیری به سطح دریا تصور می‌شود، اما این توصیف همراه‌کننده است. به طور دقیق‌تر، تصحیح هوای آزاد، اندازه‌گیری‌های گرانی را برای عاملی تنظیم می‌کند که با بیضوی مقایسه در نظر گرفته نشده است. یعنی در بالای بیضوی مقایسه، اگرچه تصحیح هوای آزاد به ارتفاع نقاط اندازه‌گیری مربوط می‌شود، ولی نقطه‌ی اندازه‌گیری در فضا نسبت به تمام توده‌های عامل بی‌هنجاری ثابت می‌ماند (شکل ۲-۳).

۴-۲ تصحیح جزر و مد

جزر و مدهای کره‌ی زمین ایجاد شده توسط خورشید و ماه دارای دامنه‌ی کافی هستند و به عنوان تغییرات زمانی گرانی (کشف شده توسط گراویمتر) در نظر گرفته می‌شوند. این اثر هم تابع زمان و هم تابع عرض جغرافیایی است. در عرض‌های جغرافیایی پایین، دارای بزرگترین مقدار و دارای یک مؤلفه‌ی با زمان متناوب قوی در حدود ۱۲ ساعت است. اثر جزر و مد هرگز بزرگتر از 3×10^{-6} متر بر مجذور ثانیه (۰/۳ میلی‌گال) نمی‌شود. یعنی یک کمیت کوچک در مقایسه‌ی با سایر تصحیحات در اندازه‌گیری‌های گرانی. با این وجود آثار جزر و مد در هر زمان و مکان، در روی سطح زمین وجود دارد (لانگمن^{۲۷}).

۵-۲ تصحیح اتووش

به طوری که بحث شد، جاذبه‌ی کره‌ی زمین در نقطه‌ای که نسبت به زمین ثابت باشد، توسط نیروی گریز از مرکز مربوط به چرخش کره‌ی زمین کم می‌شود. علت آن است که سرعت زاویه‌ای شخص اندازه‌گیری‌کننده که به طرف مشرق حرکت می‌کند، بزرگتر از سرعت زاویه‌ای شخصی است که نسبت به سطح زمین ساکن است، و در نتیجه جاذبه‌ی گرانش برای شخص در

^{۲۷} Longman

حال حرکت به مقدار کمی کاهش پیدا می‌کند. این اثر مربوط به حرکت را اتوووش می‌نامند و در اندازه‌گیری‌های سکوها‌ی در حال حرکت، (مانند کشتی و هواپیما) باید در نظر گرفته شود. تصحیح اتوووشی با رابطه‌ی زیر قابل انجام است:

$$g_E = 7.503 v \cos \varphi \sin \alpha + 0.00415 v^2 \quad ۲۴-$$

V سرعت گره (واحد سرعت دریایی)، α زاویه نسبت به شمال واقعی، φ عرض جغرافیایی و واحد g_E میلی گال است.

۲-۶ تصحیح بوگه

تصحیح هوای آزاد و گرانی تثوری از جرم‌هایی که بین سطح اندازه‌گیری و سطح دریا موجود باشند، صرف‌نظر می‌کند. تصحیح بوگه این جرم‌های اضافی را به حساب می‌آورد. تصحیح ساده‌ی بوگه تمام جرم‌های بالاتر از سطح دریا را با یک لایه‌ی همگن طولانی با ضخامتی مساوی با ارتفاع نقطه‌ی اندازه‌گیری در بالای سطح دریا برآورد می‌کند (شکل ۲-۴).

$$g_{sb} = 2\pi\gamma\rho h \quad ۵-۲$$

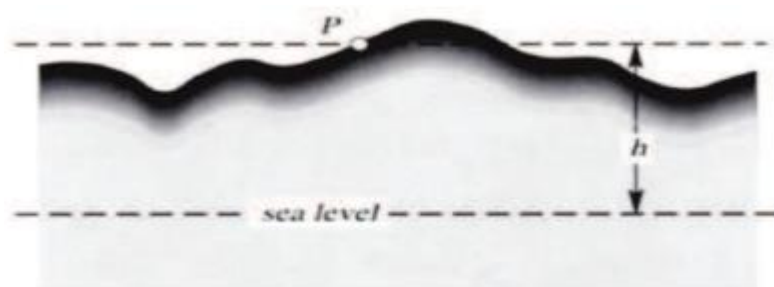
که h ضخامت لایه است. با در نظر گرفتن یک چگالی پوسته‌ی نمونه‌ای ۲۶۷۰ کیلوگرم در متر مکعب، تصحیح بوگه چنین می‌شود:

$$g_{sb} = 0.1119 \times 10^{-5} h \quad ۶-۲$$

بنابراین، اگر از تصحیح‌های جزر و مد و اتوووش صرف‌نظر شود، بی‌هنجاری ساده‌ی بوگه با رابطه آتی ارائه می‌شود:

$$\Delta g_{sb} = g_{obs} + g_{fa} - g_{sb} - g_o \quad ۷-۲$$

بی‌هنجاری بوگه، توده‌ی بی‌هنجار جرم‌هایی با چگالی بیشتر یا کمتر از ۲۶۷۰ کیلوگرم در متر مکعب را منعکس می‌کند. انتخاب ۲۶۷۰ کیلوگرم در متر مکعب به صورت یک میانگین چگالی پوسته برای اکثر حالت‌های زمین‌شناسی مناسب است. در مطالعات ویژه‌ای، مانند مناطق آتش-فشان‌های خیلی جوان، در زیر لایه‌های رسوبی، چگالی دیگری ممکن است عادی‌تر باشد. شکل (۲-۴) اثر تصحیح ساده‌ی بوگه در روی مقطع پوسته‌ای شکل (۲-۳) را نشان می‌دهد.



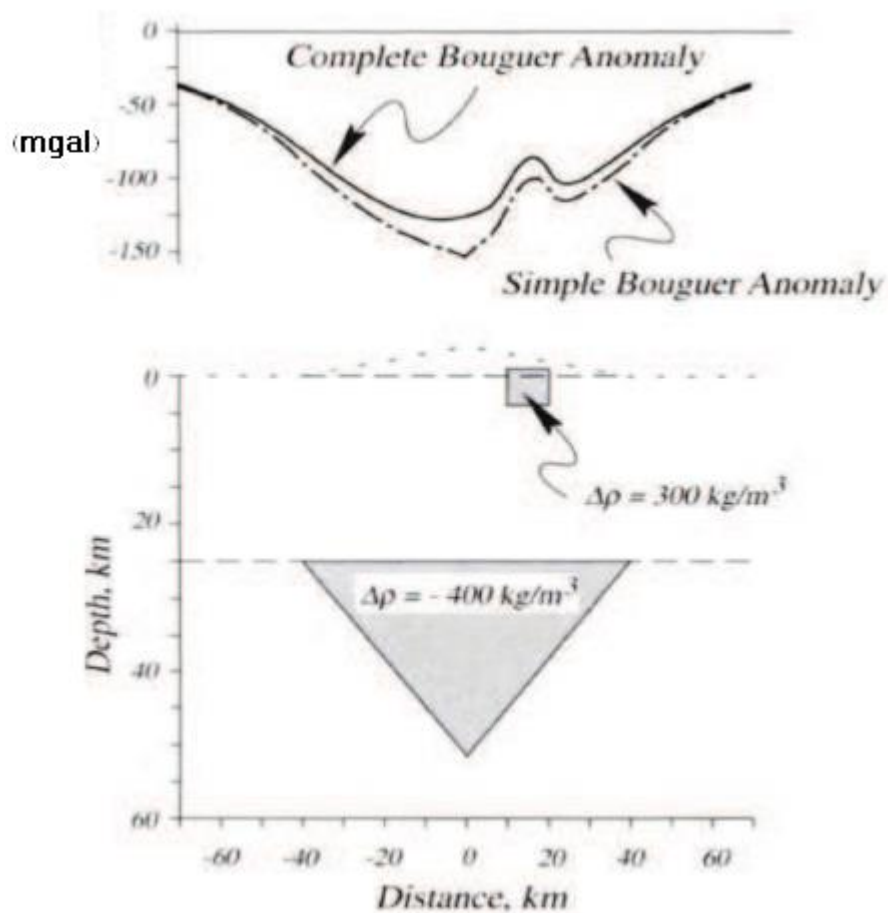
شکل ۲-۴: تصحیح‌های ساده بوگه کامل و منطقه‌ای برای گرانی اندازه‌گیری شده (بلیکلی، ۱۹۹۵)

بی‌هنجاری ساده‌ی بوگه از شکل پستی و بلندی صرف‌نظر می‌کند (شکل، ۲-۴). کوه‌ها که بالاتر از سطح اندازه‌گیری قرار دارند، افزایش در قرائت‌های گرانی ایجاد می‌کنند، اما در محاسبات لایه‌ی افقی به حساب نمی‌آیند. دره‌ها که پایین‌تر از سطح اندازه‌گیری قرار دارند، در برآورد لایه‌ی افقی، حفره‌هایی را تشکیل می‌دهند. در هر دو حالت، یک تصحیح ساده‌ی بوگه اندازه‌گیری‌های نزدیک پستی و بلندی را بیش از اندازه خنثی می‌کند. تصحیح منطقه‌ای g_t این خنثی کردن را تنظیم و یک قدم لازم در کاهش اندازه‌گیری‌های انجام شده در مکان‌های دارای پستی و بلندی کم تا خیلی زیاد است. نتیجه‌ی این عملیات، بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل است.

$$\Delta g_{cb} = g_{obs} + g_{fa} - g_{sb} + g_t - g_o \quad ۸-۲$$

علامت g_t همیشه مثبت است. تصحیح منطقه‌ای که باید جمله‌ای را برای انحنای زمین نیز شامل باشد، (برای مثال لافهر^{۲۸}) اغلب با حدس پستی و بلندی یک مدل دیجیتالی و محاسبه‌ی جاذبه‌ی گرانش مدل انجام می‌شود.

^{۲۸} Lafehr



شکل ۲-۵: بی‌هنجاری بوگه‌ی ساده و بوگه‌ی کامل در روی سطح مقطع پوسته‌ای شکل ۲-۱ (بلیکلی، ۱۹۹۵).

خطچین کمرنگ محل اندازه‌گیری‌ها را نسبت به توده‌های مولد نشان می‌دهد. دقت شود که بی‌هنجاری بوگه‌ی یک طول موج بلند، مؤلفه منفی ایجاد شده توسط توده‌های کم چگالی (ریشه) را نیز شامل می‌شود.

فصل سوم

معرفی روش‌های متداول

در جداسازی بی‌هنجاری-

های منطقه‌ای از محلی

۳ معرفی روش‌های متداول در جداسازی

۱-۳ مقدمه

در این فصل هدف اصلی بیان مبسوط تفکیک بی‌هنجاری و اشاره‌ای به روش‌های متداول در این زمینه می‌باشد. علاوه بر این به معایب و مزایای برخی از این روش‌ها نیز به طور کلی اشاره خواهد شد تا ضرورت‌های اصلی این پایان‌نامه مشخص‌تر گردد.

۲-۳ تفکیک بی‌هنجاری

وقتی تمام نوفه‌های قابل پیش‌بینی در میدان‌های گرانی و مغناطیس از داده‌های مشاهده شده حذف شوند، میدان بی‌هنجاری واقعی که طیف وسیعی از منابع زمین‌شناسی را شامل می‌شود نمایان می‌گردد. این بی‌هنجاری‌ها که در اعماق مختلف زمین واقع شده‌اند دارای اختلاف چگالی و اختلاف تاثیرپذیری مغناطیسی متفاوتی می‌باشند. در ضمن بی‌هنجاری‌های محلی به دلیل مقدار کم آنها نسبت به بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای تحت تاثیر آنها قرار گرفته و در بسیاری از موارد نمی‌توانند خود را به خوبی روی نقشه یا پروفیل بی‌هنجاری نشان دهند. در واقع ادغام شدن دو بی‌هنجاری منطقه‌ای و محلی تداخل اثر منابعی است که یکی در زیر دیگری قرار دارد. اما حالت‌های پیچیده‌ی دیگری نیز وجود دارد که ممکن است اثر منابع محلی مجزای نزدیک به هم نیز در یکدیگر ادغام شوند. بنابراین باید این بی‌هنجاری‌ها تفکیک شده و بی‌هنجاری مربوط به منبع مورد مطالعه مشخص‌تر و بارزتر گردد. این کار را می‌توان با بکارگیری بسیاری از تکنیک‌ها با موفقیت انجام داد، که با شناسایی منبع بی‌هنجاری تا این مرحله و تعیین محل آن، تفسیر کیفی خاتمه می‌یابد.

در یک نگاه کلی روش‌های جداسازی بی‌هنجاری منطقه‌ای از محلی را می‌توان به دو صورت کمی و کیفی دسته‌بندی کرد. در اینجا روش‌های کمی به روش‌هایی اطلاق می‌شود که نتیجه‌ی

حاصل از آنها به عنوان بی‌هنجاری محلی، در مدل‌سازی میدان پتانسیل قابل استفاده باشد و روش - های کیفی تنها شاهدهی بر صحت و سقم روش‌های کمی است (اردستانی، ۱۳۸۹).

۳-۳ روش‌های کیفی

۱-۳-۳ روش متوسط‌گیری ریاضی

یکی از روش‌های ساده‌ی تحلیلی محاسبه‌ی مستقیم میدان بازماند با استفاده از شبکه‌های یکنواخت میدان گرانی و مغناطیس است که اولین بار توسط گریفین ارائه شده است. در این روش یک آباک دایره‌ای با شعاع مشخص که متناسب با مقیاس نقشه‌ی گرانی و مغناطیس باشد انتخاب کرده و مرکز آن دایره را روی استگاه‌های گرانی و مغناطیس قرار می‌دهند. اثر منطقه‌ای از میانگین اعداد واقع بر روی دایره حاصل می‌شود (نوروزی، ۱۳۸۸).

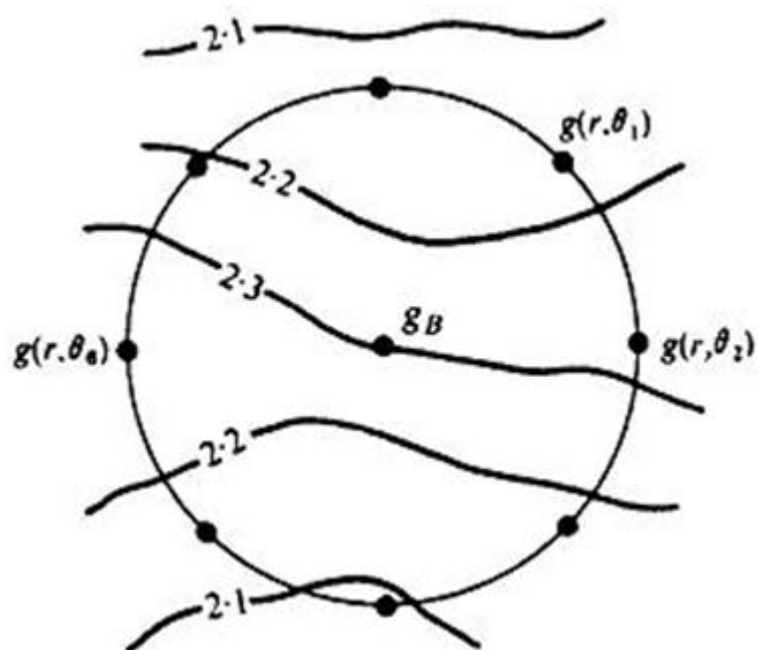
مقدار میانگین گرانی روی یک دایره به مرکز هر ایستگاه که اثر منطقه‌ای آن ایستگاه نامیده می‌شود، از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید.

$$g_{reg} = \bar{g}(r, \varphi) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(r, \varphi) d\varphi \quad \text{mgal} \quad 1-3$$

$$g_{reg} = \bar{g}(r, \varphi) \approx \frac{1}{n} [g(r, \varphi_1) + g(r, \varphi_2) + \dots + g(r, \varphi_n)] \quad \text{mgal}$$

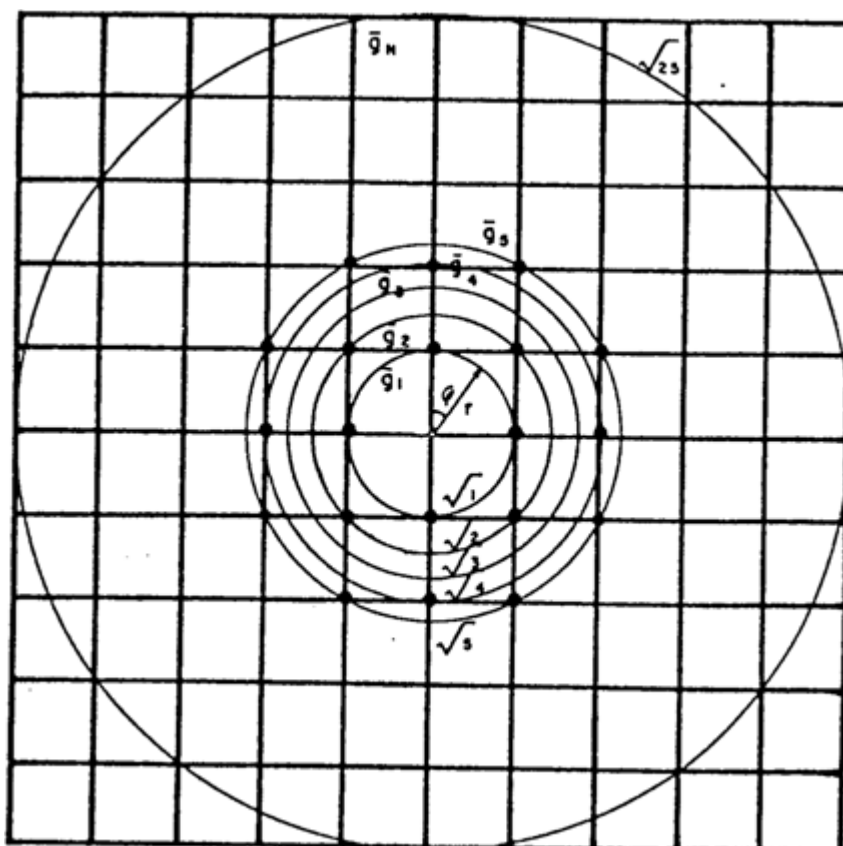
عبارت‌های $g(r, \varphi)$ با روش درونیابی از کانتورهای نقشه‌ی بی‌هنجاری بوگه به دست می‌آیند.

جهت سادگی می‌توان نقشه‌ی آنومالی بوگه را به شبکه‌های منظم تبدیل نمود. از برخورد هر دایره با شعاع مشخص با گره‌های شبکه، گره‌های توپر حاصل می‌گردد که مقادیر گرانی و مغناطیس آنها مشخص است و به عنوان $g(r, \varphi)$ در نظر گرفته می‌شوند (نوروزی، ۱۳۸۸).



شکل ۱-۳: جداسازی بی‌هنجاری‌ها به روش گریفین (نوروزی، ۱۳۸۸)

این روش را می‌توان با استفاده از کامپیوتر به راحتی انجام داد.



شکل ۲-۳: جداسازی بی‌هنجاری‌ها به روش گریفین و با استفاده از کامپیوتر (نوروزی، ۱۳۸۸)

برای دایره‌ای به شعاع ۱ کیلومتر بی‌هنجاری منطقه‌ای از باقیمانده به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$g_{reg} = \bar{g}(\sqrt{1}) \approx \frac{1}{4} \left[g(\sqrt{1}, 0) + g\left(\sqrt{1}, \frac{\pi}{2}\right) + g(\sqrt{1}, \pi) + g\left(\sqrt{1}, \frac{3\pi}{2}\right) \right] \text{ mgal}$$

$$g_{res} = g_b - \frac{1}{4} \left[g(\sqrt{1}, 0) + g\left(\sqrt{1}, \frac{\pi}{2}\right) + g(\sqrt{1}, \pi) + g\left(\sqrt{1}, \frac{3\pi}{2}\right) \right] \text{ mgal} \quad 2-3$$

نکته‌ی قابل توجه در این روش انتخاب شعاع دایره است، که اولاً باید به اندازه‌ی کافی بزرگ باشد، به طوری که محیط دایره (یا چند وجهی) در خارج از محدوده‌ی بی‌هنجاری محلی و تا حد امکان روی محدوده‌ی بی‌هنجاری منطقه‌ای قرار گیرد. دوماً شعاع آن نباید به اندازه‌ی بزرگ باشد که اثر بی‌هنجاری‌های محلی دیگر به عنوان بی‌هنجاری منطقه‌ای در این محاسبات وارد شود.

این روش دارای مزیت-ها و معایبی است که به طور خلاصه عبارتند از:

۱- اجرای سریع و محاسبات کم با توجه به تعداد نقاطی که در این روش از آنها استفاده می‌شود.

۲- امکان جابجایی و انتخاب نقاطی که مقادیر بی‌هنجاری آنها از اندازه‌گیری مستقیم ایستگاه‌ها به دست آمده است.

۳- بی‌هنجاری منطقه‌ای که از این روش به دست می‌آید، دارای خطا خواهد بود که بدین ترتیب عمل حذف آن از روی بی‌هنجاری بو گه به طور کامل انجام نمی‌شود.

۴- به دلیل باقیماندن مقداری از میدان بازماند، تفسیر کمی (مدلسازی) با خطا همراه خواهد بود.

۵- نتایج حاصل نسبت به شعاع دایره انتخابی بسیار حساس بوده و گاه نقشه‌های بی‌هنجاری بازماند تفاوت زیادی با یکدیگر دارند.

۶- این روش از دید نظری به خوبی توجیه نشده است (نوروزی، ۱۳۸۸).

۲-۳-۳ روش مشتق‌گیری‌های اول و دوم

این روش برای بزرگ نمودن بی‌هنجاری‌های کوچک در مقابل از دست دادن اثر بی‌هنجاری‌های بزرگ مقیاس به کار می‌رود (تلفورد^{۲۹}، جلدرات^{۳۰}).

مشتقات اول و دوم به صورت $\frac{\partial g}{\partial z}$ و $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$ از روش‌های معمول در جداسازی بی‌هنجاری‌های سطحی از بی‌هنجاری‌های عمیق می‌باشند. در نقشه‌های مشتق بی‌هنجاری‌های خیلی عمیق به علت خطی بودن این اثرات تضعیف شده و یا از بین می‌روند که در این صورت بی‌هنجاری‌های سطحی به صورت واضح‌تری نمایان می‌شوند (اردستانی، ۱۳۸۹).

برای بدست آوردن بی‌هنجاری‌های سطحی خیلی نزدیک سطح زمین از مشتق دوم و بی‌هنجاری‌های سطحی عمیق‌تر از مشتق اول استفاده می‌شود.

در روش تحلیلی محاسبه‌ی مشتق، به مرکز نقطه‌ای که مشتق‌گیری برای آن انجام می‌شود، چند دایره‌ی متحدالمرکز با شعاع‌های مختلف رسم می‌شوند. در این صورت مقدار مشتق دوم از رابطه‌ی زیر بدست می‌آید:

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = \frac{c}{s^2} (w_0 g_0 + w_1 \bar{g}_1 + w_2 \bar{g}_2 + \dots + w_n \bar{g}_n) \quad ۳-۳$$

$$\sum_{i=0}^n w_i = 0 \quad \text{که در آن}$$

g_0 = گرانی مرکز دواير $\bar{g}_i$ = مقادير میانگين گرانی در روی دایره‌های متوالی

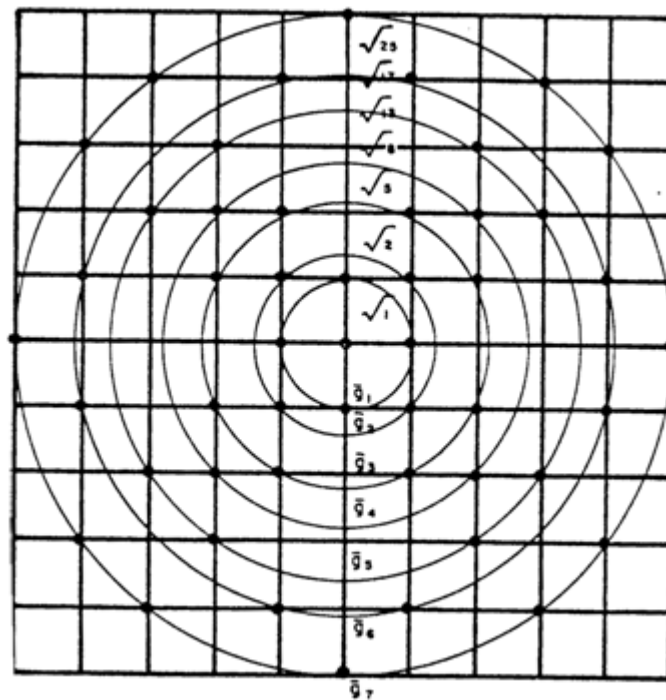
w_i = ضرائب وزنی c = مقداری ثابت

s = طول شبکه‌بندی

^{۲۹} Telford

^{۳۰} Geldrat

شعاع دواير به صورت $s\sqrt{5}$, $s\sqrt{2}$ و S انتخاب می شوند.



شکل ۳-۲: جداسازی بی هنجاری با استفاده از مشتقات و کامپیوتر

هر کدام از محققین برای محاسبه ی مشتق، ضرایب وزنی مختلفی را ارائه داده اند و شعاع دواير متوالی نیز ممکن است متفاوت باشد. به عنوان مثال پیترز^{۳۱} رابطه ی مشتق دوم را به صورت زیر بیان داشته است:

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 1.156\bar{g}(0) + 0.256\bar{g}(\sqrt{1}) - 0.445\bar{g}(\sqrt{2}) - 1.359\bar{g}(\sqrt{5}) + 0.392\bar{g}(\sqrt{9.23}) \quad ۴-۳$$

$$\bar{g}(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(r, \varphi) d\varphi \quad mgal$$

که با اعمال این انتگرال بر روی داده ها بی هنجاری های مختلف تفکیک می شوند.

اما این روش نیز دارای مزایا و معایبی می باشد (اردستانی، ۱۳۸۹):

۱- اجرای سریع و ساده ی روش

^{۳۱} Piterze

۲- گوشه-های نقشه‌ی بی-هنجاری به خوبی محاسبه نمی‌شوند.

۳- اعمال روش بر روی پروفیل امکان‌پذیر نیست.

۳-۳-۳ روش گسترش بی‌هنجاری‌ها به سمت پایین

در این روش داده‌های میدان پتانسیل از یک سطح مبنا به طریق ریاضی بر روی سطوح تراز در زیر سطح مبنای اصلی تصویر می‌شوند. در نقشه‌های گسترش به طرف پایین هم بی‌هنجاری‌های کوچک و هم بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر به طور بارزی نمایان می‌شوند. در نقشه‌های گسترش به طرف پایین بی‌هنجاری‌ها تیزتر می‌گردند. روش تحلیلی محاسبه‌ی مقادیر گسترش به طرف پایین همانند روش گسترش به طرف بالا است ولی ضرائب وزنی متفاوت خواهد بود (تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰).

اگر یکسری داده‌های گرانی به صورت $g(x', y')$ بر روی صفحه‌ی $S(x', y', 0)$ اندازه‌گیری شده باشند، مقدار هم‌ارز $g(x, y)$ در یک نقطه‌ی $P(x, y, z)$ بر روی صفحه‌ی $S_1(x, y, z)$ در پایین صفحه‌ی S که Z به طرف پایین مثبت است از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$g(x, y, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{zG\sigma(x', y') dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2]^{3/2}}$$

$$g(x', y') = 2\pi G\sigma(x', y')$$

$$g(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{zG(x', y') dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2]^{3/2}} \quad ۵-۳$$

با تبدیل مختصات کارتزین به قطبی $x' = r \cos \theta$ $y' = r \sin \theta$

با تغییر مبدا مختصات به طوری که $x=y=0$

$$g(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{+\infty} \int_0^{2\pi} \frac{g(r, \theta) z r dr d\theta}{(r^2 + z^2)^{3/2}}$$

$$\bar{g}(r) = \frac{1}{2\pi} \int g(r, \varphi) d\varphi$$

$$g(x, y, z) = \int_0^{\infty} \frac{\bar{g}(r) z r dr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad ۶-۳$$

مقادیر ادامه‌ی فروسو به شدت تابع نوع فیلتر کردن مقادیر بی‌هنجاری اولیه است و به طور

معمول بعد از ادامه‌ی داده‌ها در عمق‌های کم انتگرال مربوطه ناپایدار شده بنابراین استفاده چندانی از این داده‌ها نمی‌شود. در ضمن این روش در عمل دارای مشکلات زیادی است (گرکنز، ۱۹۸۹).

۴-۳-۳ روش گسترش بی‌هنجاری به سمت بالا

در این روش داده‌های میدان پتانسیل به روش ریاضی از یک سطح مبنا بر روی سطوح ترازوی در بالای سطح مبنای اصلی تصویر می‌شوند. در این روش بی‌هنجاری‌های سطحی با طول موج کوتاه از روی نقشه‌های بی‌هنجاری حذف شده و بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر بهتر نمایان می‌شوند.

روش تحلیلی محاسبه‌ی مقادیر گسترش یافته همانند روش مشتق می‌باشد که از رابطه‌ی زیر حاصل می‌گردد:

$$g_{uc} = K_0 g_0 + K_1 \bar{g}(r_1) + K_2 \bar{g}(r_2) + \dots K_n \bar{g}(r_n)$$

$$\sum_{i=0}^n K_i = 1 \quad \text{که در آن} \quad ۷-۳$$

در این مورد محدودیت-های عملی شدیدی وجود دارد که استفاده از این روش (ادامه فراسو با استفاده از دواير متحدالمركز و مشتق‌گیری) را از نظر اقتصادی بسیار محدود می‌سازد. روش جدیدتر و متداول‌تر، استفاده از تبدیل فوریه برای ادامه‌ی فراسو می‌باشد. اما مهمترین مساله که از معایب اصلی این روش به حساب می‌آید این است که در اعمال ادامه‌ی فراسو ارتفاع دقیق برای تفکیک بی‌هنجاری‌ها به طور دقیق حاصل نمی‌شود (گرکنز، ۱۹۸۹).

۴-۳ روش‌های کمی

در اینجا منظور از روش‌های کمی روش‌هایی می‌باشند که نتیجه‌ی حاصل از آنها به عنوان بی‌هنجاری باقیمانده در نظر گرفته شده و در مدلسازی‌های میدان پتانسیل قابل استفاده باشد.

۱-۴-۳ روش تقریب کمترین مربعات

در روش تقریب کمترین مربعات سعی در برازش یک سطح دوبعدی مانند $I(u,v)$ بر روی

داده‌های شبکه‌بندی شده‌ی بی‌هنجاری که آنرا $l(u,v)$ می‌نامیم می‌باشد (کوپر^{۳۲}، ۲۰۰۳). این روش از متداول‌ترین روش‌های مورد استفاده در تفکیک بی‌هنجاری‌ها می‌باشد.

بر اساس تعریف بی‌هنجاری محلی و منطقه‌ای می‌دانیم:

$$\varepsilon(u, v) = l(u, v) - r(u, v) \quad ۸-۳$$

که در آن:

$l(u, n)$ سطح دوبعدی مقادیر بی‌هنجاری میدان پتانسیل

$r(u, v)$ سطح دوبعدی برازش یافته بر مقادیر میدان پتانسیل

$\varepsilon(u, v)$ سطح دوبعدی منته به عنوان بی‌هنجاری محلی

در نظر گرفته شده‌اند.

در این روش سطح برازش یافته را به صورت یک تابع چند جمله‌ای از متغیرهای مستقل u و

v در نظر می‌گیریم که این سطح روند را می‌توان از نظر ریاضی به صورت زیر در نظر گرفت:

$$r(u_i, v_i) = \sum_{q=0}^t \sum_{p=0}^s X_{pq} U_i^p V_i^q \quad ۹-۳$$

که در آن:

$r(U_i, V_i)$ سطح روند تخمین در نقطه‌ی (U_i, V_i)

T و S رتبه‌های جملات چند جمله‌ای

X_{pq} ضرایب جملات چند جمله‌ای

$i = 1, 2, \dots, n$; n تعداد کل نقاط برداشت گرانی

^{۳۲} Cooper

واضح است که انتظار نمی‌رود که تابع برازش یافته‌ی $r(u,v)$ کاملاً بر بی‌هنجاری میدان تطابق
یابد که این تفاوت می‌تواند به دلایل زیر رخ دهد:

-وجود بی‌هنجاری محلی.

-روش ریاضی به کار گرفته شده.

به هر صورت تابع برازش یافته‌ی r_i در نقطه‌ی (U_i, V_i) به اندازه‌ی e_i از میدان مشاهده شده-
ی I_i تفاوت دارد که این تفاوت را، همانطور که اشاره شد، می‌توان به عنوان نمایه‌ای از جداسازی
اثرات محلی و برخی مؤلفه‌های خطای اتفاقی از اثرات بزرگ مقیاس در نظر گرفت که در عمل مقدار
 e_i را به عنوان بی‌هنجاری محلی می‌شناسند.

از دیدگاه ماتریسی تابع بی‌هنجاری منطقه‌ای در رابطه‌ی (۳-۹) را می‌توان به فرم زیر در نظر

$$R=AX \quad \text{گرفت:}$$

که در آن:

$$R = \sum_{i=1}^n r(U_i, V_i) \quad ۱۰-۳$$

A : ماتریس شامل عناصر $U^p V^q$ (مختصات نقاط برداشت و درجات اعمال شده) در معادله

(۳-۹) که از مرتبه‌ی $n \times m$ می‌باشد.

X : بردار ضرائب شامل عناصر X_{pq} که از مرتبه‌ی m می‌باشد.

m : مجموع تعداد جملات تابع R

بر اساس نگرش ماتریسی رابطه‌ی ۳-۸ رابطه‌ی $R=AX$ می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\varepsilon = L - R \quad ۱۱-۳$$

$$\varepsilon = L - AX \quad \text{یا}$$

که در آن:

L : بردار داده‌های بی‌هنجاری میدان با عناصر l_i

ε : بردار بی‌هنجاری محلی با عناصر e_i , از بعد n می‌باشند.

برای بدست آوردن ماتریس ε از رابطه‌ی دوم ۱۱-۳ باید سطح R را با درجه‌های بیشینه‌ی S

و t محاسبه کنیم یا به عبارتی باید ماتریس X را بدست آوریم.

برای این کار از روش تقریب کمترین مربعات استفاده می‌شود یعنی:

$$\frac{\partial \varepsilon^2}{\partial a_i} = 0 \quad ۱۲-۳$$

$$\frac{\partial}{\partial a_i} (L - AX)^2 = 0$$

$$\frac{\partial A}{\partial a_i} X = 0$$

که با حل معادله‌ی اخیر ضرائب سطح برازش یافته را بدست می‌آید.

نتایج این روش به طور مستقیم حاصل از نظرات مفسر می‌باشد، که این مقوله از معایب روش

می‌باشند.

روش‌های دیگری مانند تبدیل فوریه، هموارسازی و اجزاء محدود به منظور تفکیک بی-

هنجاری‌ها به صورت کمی معرفی شده‌اند که با توجه به هدف پایان‌نامه از مرور آنها صرف‌نظر شده

است.

فصل چہارم

معرفی روش EMD

۴ معرفی روش EMD

۴-۱ مقدمه

همانطوری که قبلاً نیز اشاره شده هدف اصلی در این پایان‌نامه معرفی روش EMD به منظور جداسازی بی‌هنجاری‌های محلی از منطقه‌ای می‌باشد. به طوری که سیگنال حاصل شده‌ی نهایی از این روش تا حدود زیادی نتیجه‌ی پارامترهای فیزیکی منشاء بوده و مفسر در آن دخالت کمتری نسبت به سایر روش‌ها دارد.

روش تجزیه به مدهای تجربی اولین بار توسط محققان ناسا (هوانگ و همکاران^{۳۳}، ۱۹۸۸، ۱۹۹۹، لین و همکارانش^{۳۴}، ۲۰۰۸) با یک هدف فضایی (استفاده برای سیگنال‌های ماهواره‌ای در ناسا) و برای آنالیز کردن داده‌های غیرخطی و ناپایا (متغیر با زمان) ابداع شد. (هوانگ و همکاران، ۱۹۸۸) تبدیل هیلبرت – هوانگ را برای آنالیز طیفی سیگنال‌های خطی و غیرخطی در دو حالت پایا و ناپایا معرفی نمود. نانز و همکاران^{۳۵} (۲۰۰۳) این تبدیل را در زمینه‌های دیگری از جمله پردازش تصویر بهبود دادند. زو و همکاران^{۳۶} (۲۰۱۰) روش EMD یک بعدی را برای جداسازی پروفیل گرانی و مغناطیس استفاده نمودند. هسته اصلی در این تبدیل، تجزیه مد تجربی (Empirical Mode Decomposition) بود. هدف اساسی در EMD، تجزیه یک سیگنال به مولفه‌های سازنده آن تحت عنوان توابع مد ذاتی (Intrinsic Mode Function) می‌باشد. مولفه‌های تجزیه بترتیب شامل باندهای فرکانسی بالا تا پایین می‌باشد.

۴-۲ توابع مد ذاتی یا IMF

به طور کلی این روش بر این پایه استوار است که هر سری از داده‌ها شامل تعداد محدودی از

^{۳۳} Huang et al

^{۳۴} Lin et al

^{۳۵} Nunes et al

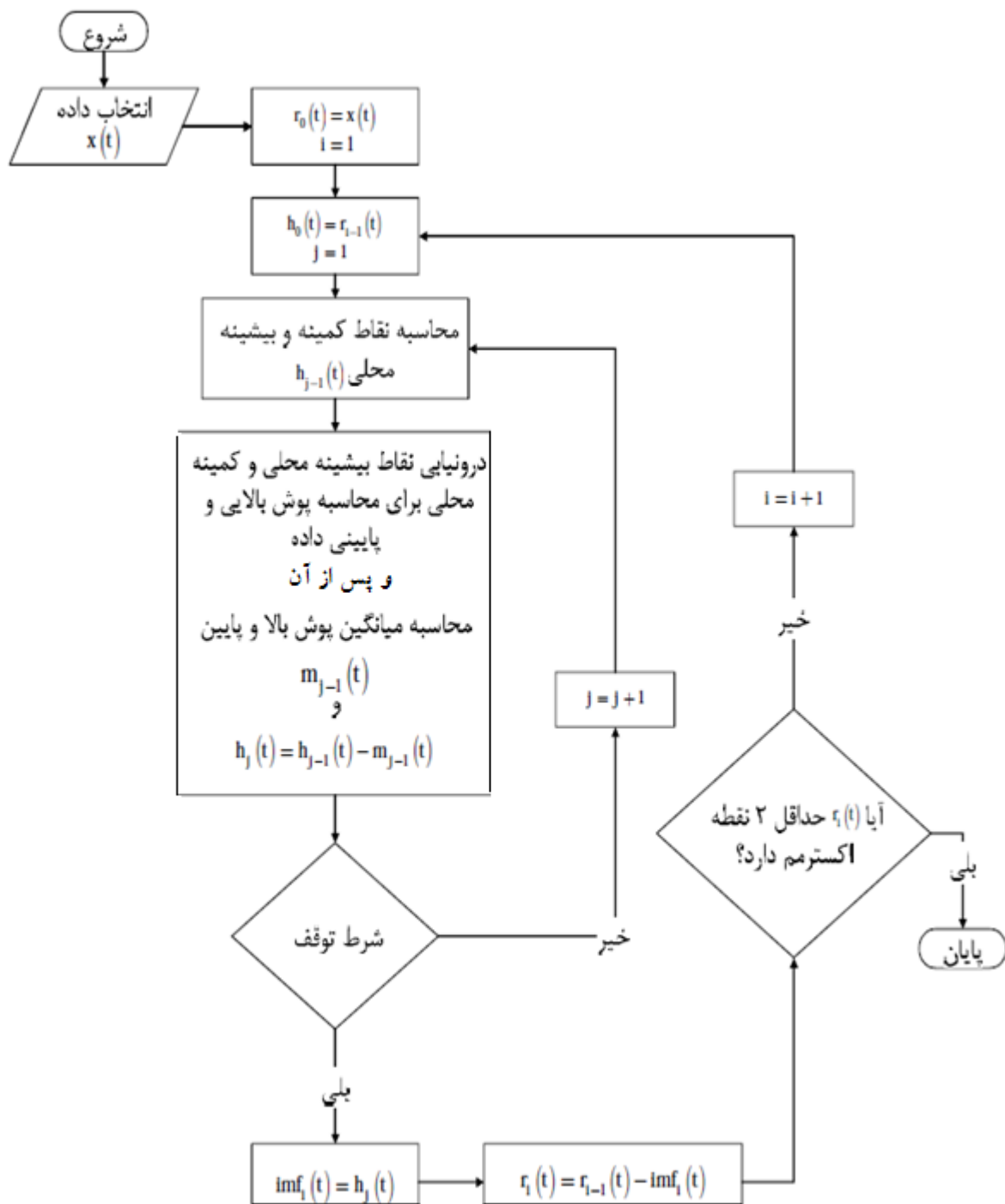
^{۳۶} Zhou et al

مدهای ذاتی و متفاوت با هم است. هر مد ذاتی، خواه خطی یا غیرخطی، بیانگر یک مد ارتعاشی ساده‌تر است که در آن تعداد اکسترمم‌ها و صفرها (محل تقاطع با محور مکان یا زمان) با هم برابر می‌باشد. علاوه بر این مدهای ارتعاشی بایستی نسبت به کمینه‌ی محلی نیز متقارن باشند. در هر مکان یا زمان دلخواه، سیگنال ممکن است شامل تعدادی مد باشد که اثرات غالبی بر سایر مدهایی که ممکن است در مکان یا زمان دیگری غالب باشند، داشته باشد. نتیجه‌ی ترکیب این مدها، سیگنال پیچیده‌ی اصلی می‌باشد. هر کدام از این مدهای ارتعاشی، یک تابع مد ذاتی نامیده می‌شود که دارای خصوصیات زیر است (هوانگ و همکاران، ۱۹۹۸).

۱- در طول کل داده، تعداد اکسترمم‌ها و تعداد صفر گذرها یا باید مساوی باشند یا یک واحد با هم اختلاف داشته باشند.

۲- در هر نقطه، مقدار میانگین پوش (منحنی برازش شده) تعریف شده توسط بیشینه‌های محلی و پوش تعریف شده توسط کمینه‌های محلی باید صفر باشد. به عبارت دیگر یک IMF باید تابعی متقارن حول صفر باشد.

یک IMF در واقع مشابه یک هارمونیک (هارمونیک‌های سری فوریه) می‌باشد، با این تفاوت که مانند یک هارمونیک دارای دامنه و طول موج یا فرکانس ثابت نیست و دارای طول موج‌ها و فرکانس‌های مختلف با دامنه‌های مختلف می‌باشد. شکل ۱ الگوریتم مورد نیاز برای بدست آوردن توابع مد ذاتی یک سیگنال مانند $x(n)$ را نشان می‌دهد که به صورت مراحل زیر اعمال می‌شود. (هوانگ و همکاران، ۱۹۹۸؛ هوانگ و شن، ۲۰۰۵).



شکل ۴-۱: نمودار گردش تجزیه‌ی یک سیگنال به مدهای تجربی (تعمیم‌یافته از هوانگ و همکاران، ۱۹۸۸)

همانطوری که در این شکل دیده می‌شود داده‌ی انتخابی به عنوان سیگنال اصلی وارد مراحل

پردازشی می‌شود. در ابتدا نقاط بیشینه‌ی محلی و کمینه‌ی محلی در سیگنال اصلی مشخص

می‌شوند. سپس پوش بالا و پایین این نقاط با استفاده از روش‌های درونیایی محاسبه می‌شود. در

ادامه میانگین پوش بالا و پایین و نیز اختلاف بین پوش بالا و پایین و سیگنال اصلی محاسبه شده و

به عنوان $h_1(t)$ در نظر گرفته می‌شود. چنانچه $h_1(t)$ شرایط مربوط به یک تابع مد ذاتی را داشته باشد، به منزله‌ی اولین تابع مد ذاتی $imf_1(t)$ در نظر گرفته و محاسبات به مرحله‌ی بعدی الگوریتم منتقل می‌شود. در غیر اینصورت مراحل ذکر شده دوباره تکرار می‌شوند، با این تفاوت که الگوریتم به جای سیگنال اصلی اولیه بر روی $h_1(t)$ اعمال می‌شود. سپس باقی‌مانده محاسبه می‌شود، چنانچه این مقدار دارای حداقل دو اکسترمم باشد، مراحل قبلی تکرار می‌شود و در غیر اینصورت الگوریتم متوقف می‌شود و آخرین باقی‌مانده در حکم باقی‌مانده‌ی سیگنال اولیه در نظر گرفته می‌شود.

۱-۲-۴ روش تجزیه‌ی مد تجربی، فرآیند الک کردن^{۳۷}:

در این بخش هدف اصلی گرفتن یک سیگنال و توضیح مرحله به مرحله‌ی روش EMD می‌باشد. متأسفانه بیشتر سیگنال‌های حاصل شده از سیگنال اصلی IMF نیستند. در هر زمان یا مکان، داده می‌تواند بیش از یک مد نوسانی در بر داشته باشد. به همین دلیل است که تبدیل هیلبرت ساده نمی‌تواند یک تصویر کامل از محتوای فرکانس داده را فراهم کند (در واقع این تبدیل فقط در داده‌ها اختلاف فاز ایجاد می‌کند). بنابراین باید داده را به مؤلفه‌های IMF_s آن تجزیه کنیم. ماهیت روش مشخص کردن مدهای نوسانی سیگنال اصلی بوسیله‌ی مشخصه‌ی مقیاس زمانی یا مکانیشان به طور تجربی و سپس تجزیه سیگنال با توجه به آن می‌باشد. یک راه سیستماتیک برای استخراج این مدها پروسه الک کردن می‌باشد که در ادامه توضیح داده می‌شود.

فرآیند الک کردن برای یافتن IMF‌های یک سیگنال در مراحل زیر آورده شده است (هوانگ و همکاران):

۱- تعیین تمام اکسترمم‌های محلی سیگنال $X(t)$ (شامل بیشینه‌ها و کمینه‌های محلی

^{۳۷} The Empirical Mode Decomposition, The sifting process

سیگنال)؛

۲- درونیابی کمینه‌های نسبی و بیشینه‌های نسبی با استفاده از روش کوبیک اسپیلاین برای

بدست آوردن پوش پایینی سیگنال، $X_L(t)$ و پوش بالایی سیگنال، $X_U(t)$ ؛

۳- محاسبه‌ی میانگین پوش‌های بالایی و پایینی سیگنال:

$$m(t) = \frac{X_L(t) + X_U(t)}{2} \quad 1-4$$

۴- کم کردن سیگنال میانگین پوش از سیگنال ورودی.

$$h_1(t) = X(t) - m(t) \quad 2-4$$

مراحل ۱ تا ۴ یک تکرار از فرآیند الگ کردن را نشان می‌دهد. چنانچه $h_1(t)$ دارای دو شرط (تساوی اکسترمم‌ها و صفرگذرها و تقارن) مربوط به توابع مد ذاتی باشد، به عنوان یک تابع مد ذاتی سیگنال در نظر گرفته می‌شود و فرآیند الگ کردن متوقف می‌شود. اما چنانچه $h_1(t)$ دارای دو شرط مذکور نباشد، بایستی مراحل ۱ تا ۴ بر روی $h_1(t)$ تکرار شود تا شرط‌های مذکور در آن حاصل شود.

۵- پس از محاسبه‌ی تابع مد ذاتی در ۴ مرحله‌ی قبل، جهت محاسبه‌ی سایر توابع مد ذاتی سیگنال، بایستی تابع مد ذاتی بدست آمده از سیگنال کسر شود و فرآیند الگ کردن بر روی سیگنال باقیمانده تکرار شود.

مراحل فوق تا زمانی ادامه پیدا می‌کند که سیگنال باقیمانده دو شرط مربوط به توابع مد ذاتی را داشته باشد. در این حالت سیگنال باقیمانده را به عنوان باقیمانده r_n در فرآیند تجزیه‌ی مد تجربی در نظر می‌گیرند. بنابراین یک سیگنال مانند $X(t)$ را می‌توان پس از تجزیه به مدهای تجربی به صورت رابطه‌ی زیر نوشت:

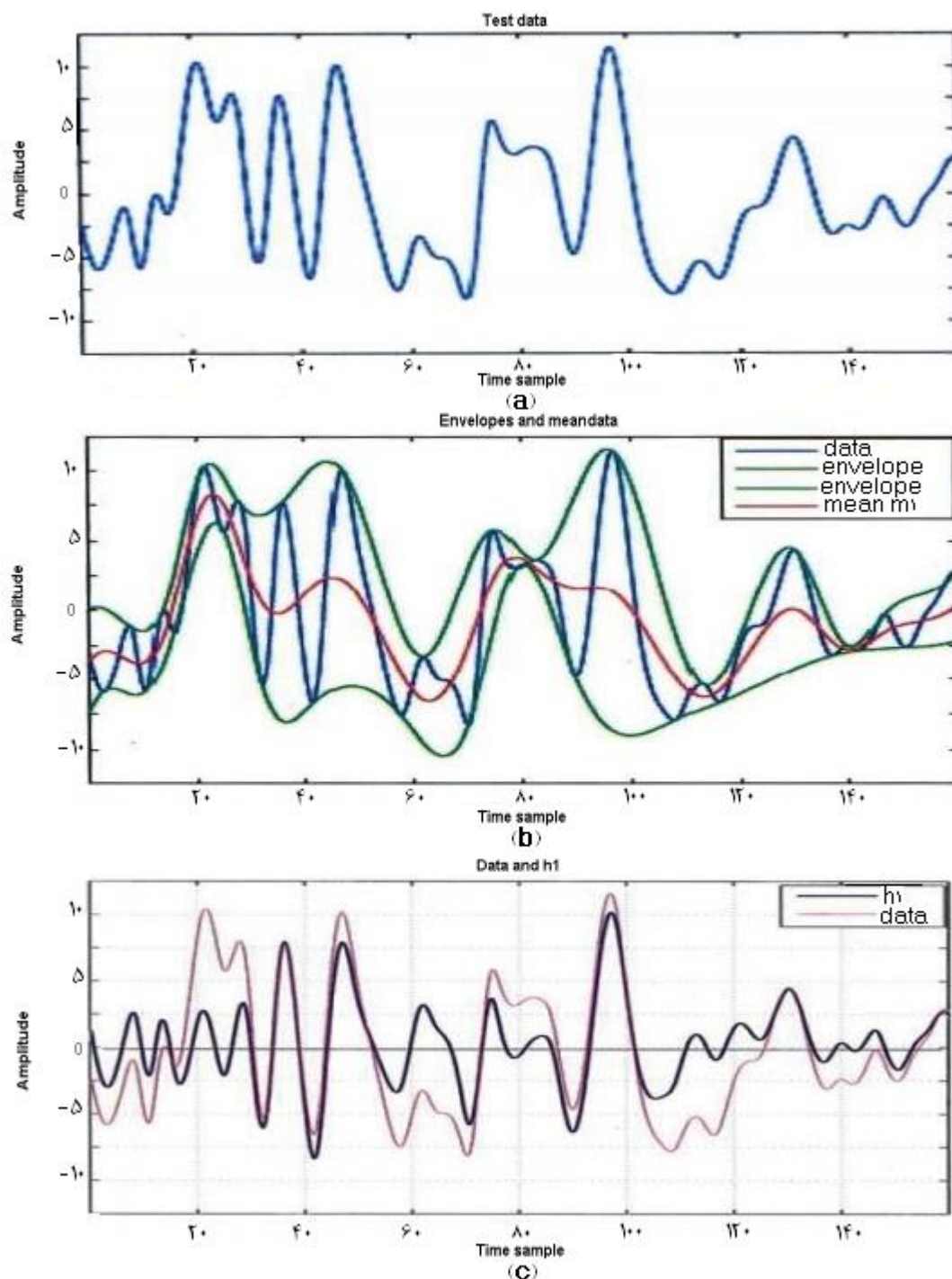
$$X(t) = \sum_{i=1}^n IMF_i(t) + r_n(t) \quad 3-4$$

در ادامه مراحل بالا با شکل توضیح داده می‌شوند. ابتدا تمامی اکستریم‌های محلی شناسایی می‌شوند، سپس تمامی بیشینه‌های محلی توسط یک منحنی پوش با استفاده از روش درون‌یابی اسپلاین مکعبی^{۳۸} به هم وصل می‌گردند. این عمل برای کمینه‌های محلی نیز تکرار می‌گردد تا بدین ترتیب منحنی پوش پایینی نیز تشکیل شود. منحنی‌های پوش بالا و پایین همانطوری که در اشکال در ادامه توضیح داده خواهند شد، باید تمامی داده‌ها را در بین خود پوشش دهند. میانگینشان با m_1 مشخص می‌شود و اختلاف بین داده و m_1 اولین مؤلفه، h_1 می‌باشد:

$$X(t) - m_1 = h_1 \quad 4-4$$

این کار در شکل ۴-۲ نشان داده شده است. در این شکل در قسمت (a) داده‌ی اصلی نشان داده شده است. در قسمت (b) پوش‌های بالا و پایین با رنگ سبز، داده‌ی اصلی با رنگ آبی و میانگین پوش‌های با رنگ سبز با رنگ قرمز نشان داده شده است. در قسمت (c) داده‌ی اصلی با رنگ سیاه و اختلاف میانگین داده با میانگین پوش‌ها با رنگ قرمز نشان داده شده است.

^{۳۸} Cubic spline



شکل ۴-۲: تشریح فرآیند الگ کردن: (a) داده اصلی (b) داده اصلی (آبی) به همراه پوش بالایی و پایینی آن که با رنگ سبز و میانگین دو پوش با رنگ قرمز نشان داده شده است. (c) تفاوت بین داده اصلی (مشکی) و h_1 (قرمز). به دلیل وجود ماکزیمم‌های محلی منفی و مینیمم‌های محلی مثبت این سیگنال هنوز یک imf نیست.

فرآیند الگ کردن دو هدف دارد: اولین هدف حذف امواج سواری یا متحرک بوده و دیگری متقارن کردن مقاطع موج خواهد بود. تحقق هدف اول باعث می‌شود که تبدیل هیلبرت یک طول

موج یا فرکانس لحظه‌ای معنی‌دار بدست دهد و تحقق هدف دوم نیز در مواردی که دامنه‌ی امواج همجوار ناهمخوانی دارند ضروری بنظر می‌رسد. برای رسیدن به این هدف، فرآیند جداسازی بایستی تا زمانی که سیگنال به یک IMF تبدیل گردد، ادامه یابد. در مرحله‌ی بعد الگ کردن با h_1 به جا داده‌ی اصلی ادامه پیدا می‌کند:

$$h_1 - m_{11} = h_{11} \quad 5-4$$

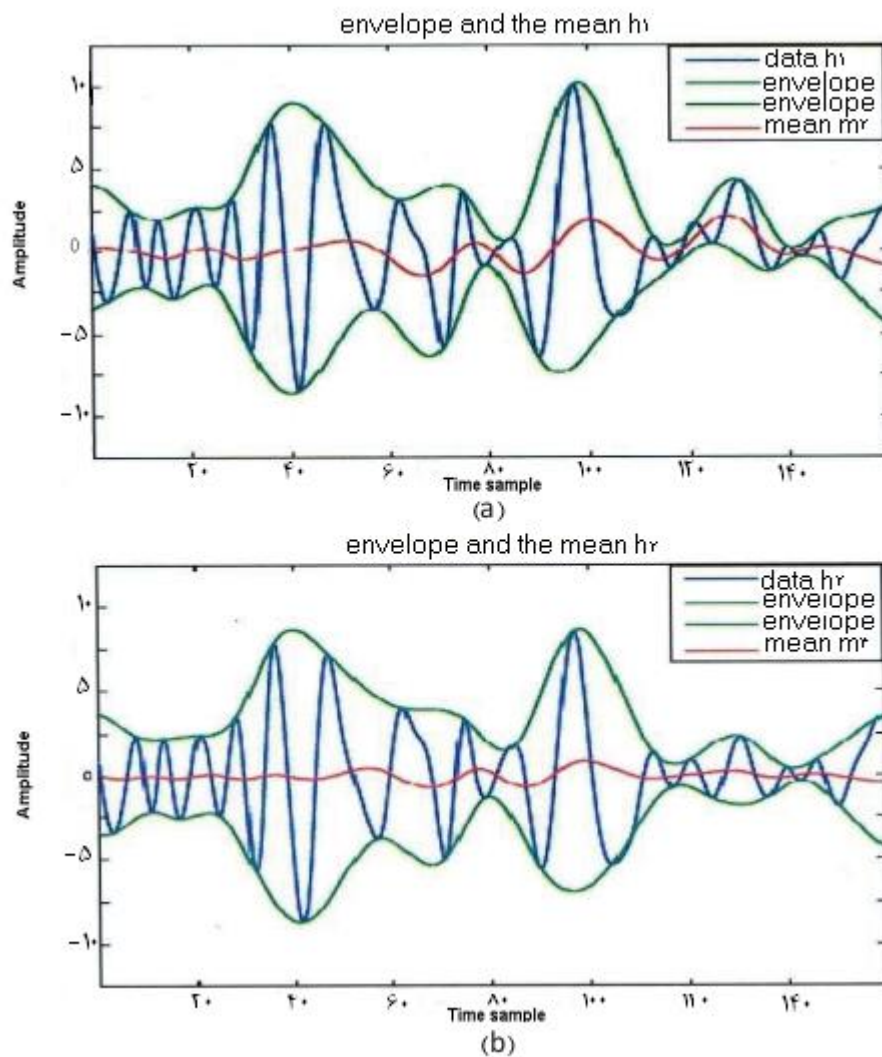
m_{11} و h_{11} میانگین و داده‌ی بدست آمده در دومین مرحله می‌باشد.

شکل (۴-۳-a) نتیجه را بعد از الگ کردن برای بار دوم نشان می‌دهد که تا حدود زیادی بهبود یافته (مقارن‌تر شده) است. ولی همچنان ماکزیمم‌های محلی که زیر خط صفر قرار دارند مشاهده می‌شوند. مرحله‌ی بعدی فرآیند الگ کردن در شکل (۴-۳-b) نشان داده شده است. حال تمام ماکزیمم‌های محلی مثبت هستند و تمام مینیمم‌های محلی نیز منفی می‌باشند. ولی همچنان خیلی از امواج غیر مقارنند. می‌توان فرآیند الگ کردن را k بار تکرار کرد تا h_{1k} یک IMF شود. یعنی:

$$h_{1(1-k)} - m_{1k} = h_{1k} \quad 6-4$$

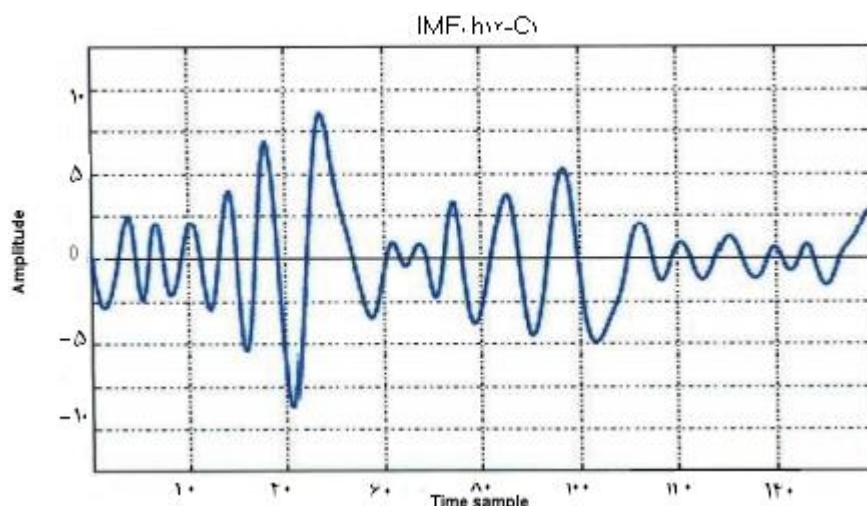
$$C_1 = h_{1k}$$

نتیجه بعد از چند بار الگ کردن در شکل ۴-۴ نشان داده شده است. که آن را به عنوان مؤلفه‌ی IMF اول داده معرفی می‌کنند.



شکل ۳-۴: تشریح تکرار شدن فرآیند الگ کردن. (a) یک بار دیگر الگ کردن h_1 و m_2 ، نتیجه همچنان نامتقارن است و IMF نمی‌باشد. (b) بعد از سه بار الگ کردن h_2 و m_3 ، نتیجه بهتر شده ولی هنوز نامتقارن است، نشان داده شده است.

همانوری که در این شکل‌ها دیده می‌شود تقارن بیشتری در سیگنال میانگین نسبت به اشکال قبل دیده می‌شود. در این اشکال هم پوش بالا و پایین با رنگ سبز و میانگین پوش‌ها و سیگنال اصلی بترتیب با رنگ‌های قرمز و آبی نشان داده شده‌اند.



شکل ۴-۴: یک تابع مد ذاتی IMF (C1)، حاصل ۱۲ بار تکرار فرآیند الک کردن

همانطوری که در بالا گفته شد، فرآیند شبیه الک کردن است، برای جدا کردن بهترین مد محلی (که بیانگر واقعیت‌های زمین‌شناسی باشد) از داده فقط بر اساس مشخصه مقیاس مکانی یا زمانی عمل می‌شود.

همانطوری که در بالا اشاره شد هدف از این فرآیند الک کردن حذف امواج متحرک و صاف کردن دامنه‌های نابرابر می‌باشد. اما متأسفانه، اثر دوم زمانی که بیش از حد زیاد شود می‌تواند نوسانات معنی‌دار دامنه‌ها را محو کند. بنابراین، فرآیند الک کردن باید با دقت اعمال شود. برای تضمین اینکه مؤلفه‌های IMF به اندازه‌ی کافی دارای معنی فیزیکی در هر دو حوضه‌ی طول موج و فرکانس باشند باید یک حد توقف برای فرآیند الک کردن تعیین کرد. که می‌تواند با محدود کردن مقدار انحراف معیار (Standard Deviation) یا SD، محاسبه شده و از دو نتیجه‌ی الک کردن پشت سر هم بدست آید:

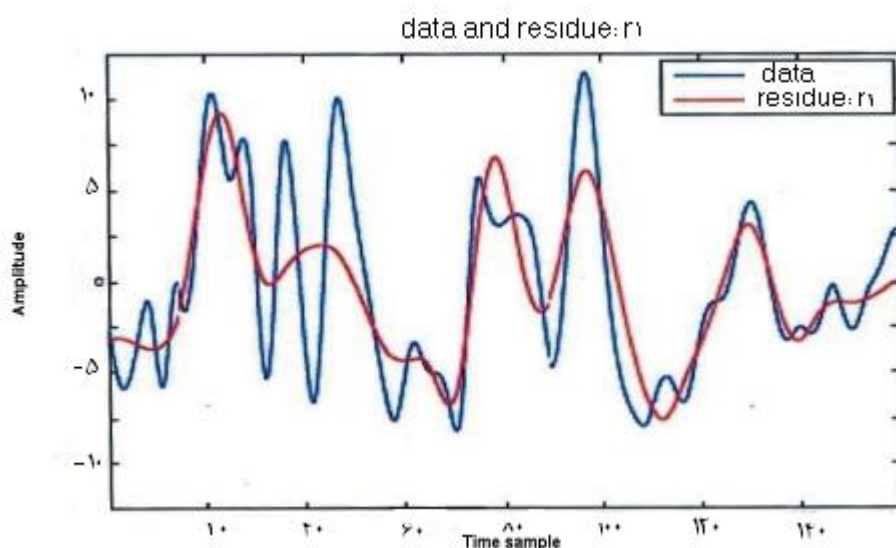
$$SD = \sum_{t=0}^T \left[\frac{|h_{1(k-1)}(t) - h_{1k}(t)|^2}{h_{1(k-1)}^2(t)} \right] \quad ۷-۴$$

یک مقدار پیشنهادی برای SD می‌تواند بین ۰,۲ تا ۰,۳ ثانیه در نظر گرفته شود C1 باید

شامل تیزترین مقیاس‌ها و یا کوتاه‌ترین پریود از سیگنال باشد. C_1 را می‌توان از بقیه‌ی داده به صورت زیر جدا کرد (نانز، ۲۰۰۳):

$$X(t) - C_1 = r_1$$

۸-۴



۵-۴: داده‌ی اصلی (آبی) و باقی‌مانده (قرمز).

از آنجا که باقیمانده r_1 دارای اطلاعاتی از مؤلفه‌های با پریود بالاتر می‌باشد، با آن به عنوان داده‌ی جدید برخورد می‌شود و دوباره همانطور که در بالا نشان داده شد الگ می‌شود. این روند روی تمام r_j ها تکرار شده به صورت زیر می‌شود:

$$r_1 - C_1 = r_{2,...,r_{n-1}} - C_n = r_1$$

۹-۴

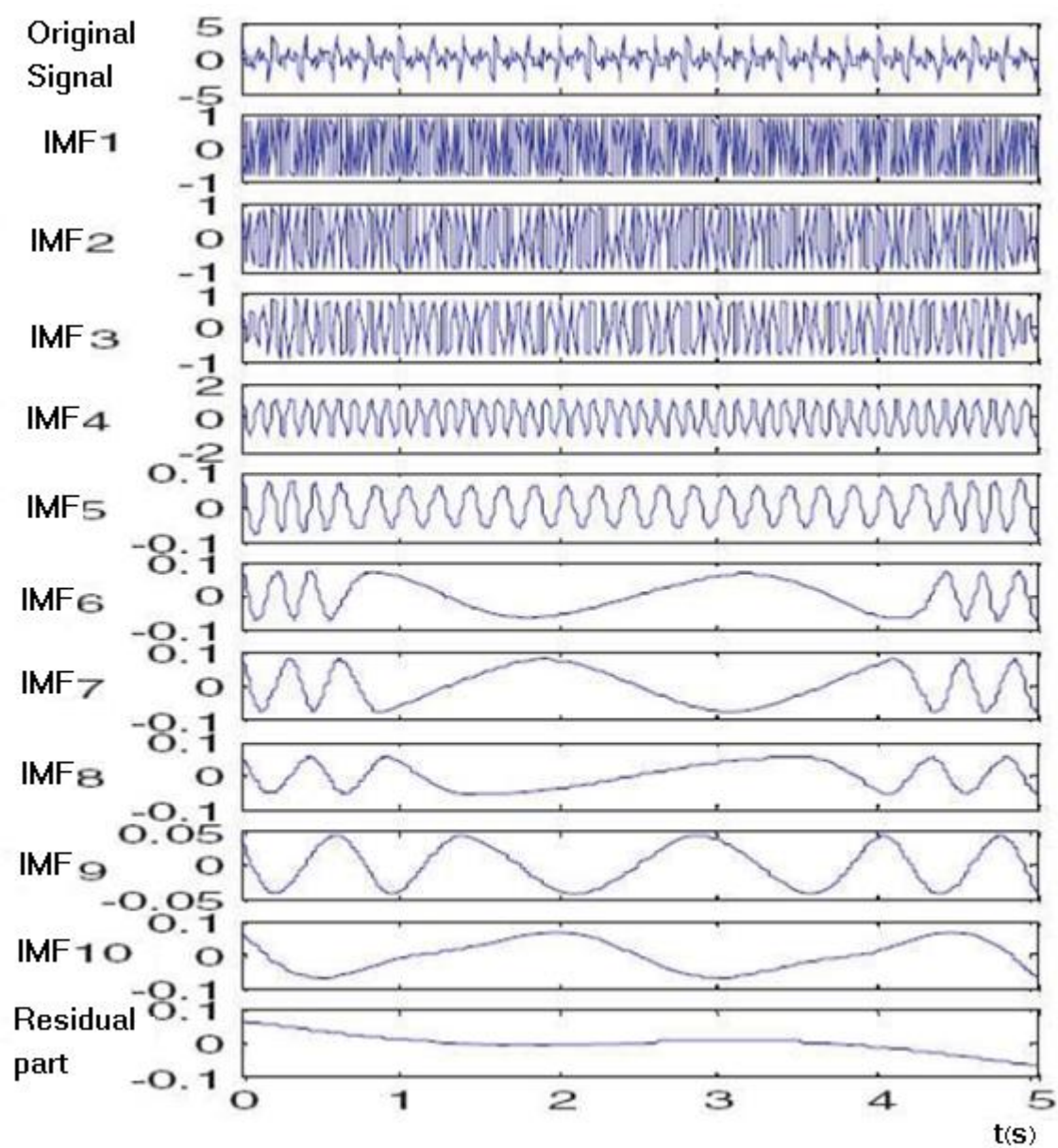
فرآیند الگ کردن توسط هر یک از راه‌های از قبل تعیین شده‌ی زیر می‌تواند متوقف شود: وقتی که مؤلفه‌ی C_n یا باقیمانده‌ی r_n آنقدر کوچک شوند که کمتر از مقدار از قبل تعیین شده شود. یا هنگامی که باقیمانده‌ی r_n یک تابع هماهنگ شود که از آن هیچ IMF دیگری قابل استخراج نباشد.

داده ای که دارای روندی مشخص باشد باقیمانده‌اش همان روند می‌شود. با جمع کردن معادلات (۴) - (۸) و (۹-۴) در نهایت بدست می‌آوریم:

$$X(t) = \sum_{i=1}^n c_i + r_n \quad ۱۰-۴$$

بنابراین تجزیه‌ی داده‌ی اصلی به n مد تجربی انجام شد و یک مقدار باقیمانده r_n نیز که می‌تواند روند کلی داده یا یک تابع ثابت باشد، به دست آمد. برای اعمال روش EMD نیاز نیست که میانگین داده‌ها صفر باشد، بلکه با دانستن موقعیت اکسترمم‌ها می‌توان روش EMD را اعمال نمود. از مزایای این روش این است که خود روش، بطور خودکار مقدار میانگین را برای داده‌هایی با میانگین غیر صفر، صفر می‌کند (هوانگ و شن، ۲۰۰۵).

در شکل صفحه‌ی بعد تجزیه‌ی یک سیگنال توسط روش جدید نشان داده شده است. همانطوری که در این شکل مشاهده می‌شود در مجموع ۱۰ مؤلفه‌ی ذاتی بدست آمده است.



شکل ۴-۶: استخراج $IMF_{s:6}$ شده از $X(t)$ با استفاده از EMD.

فصل پنجم

اعمال روش EMD بر

داده‌های مصنوعی و واقعی

میدان پتانسیل

۵ اعمال روش جدید بر روی داده‌های مصنوعی و واقعی میدان پتانسیل

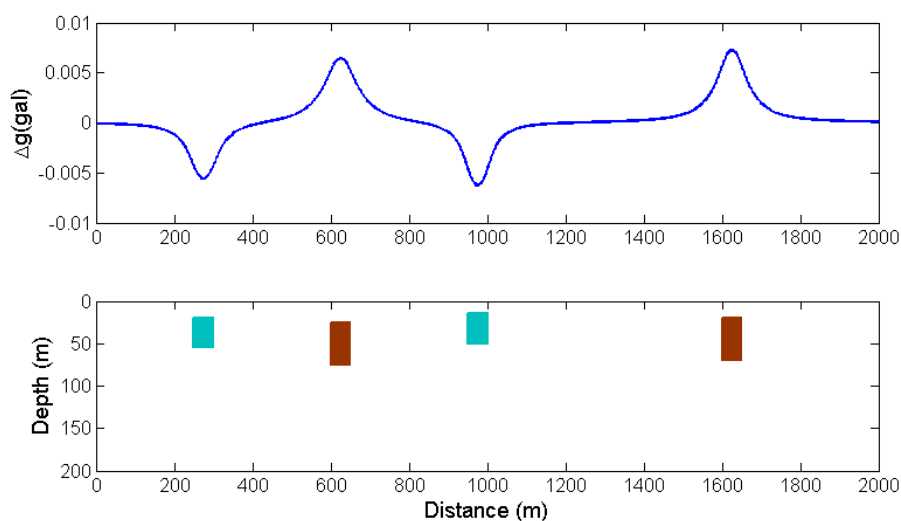
۵-۱ مقدمه

در این فصل هدف اساسی اعمال الگوریتم ارائه شده در فصل قبل بر روی داده‌های مصنوعی و واقعی است. در ابتدا روند تولید داده‌های مصنوعی توضیح داده می‌شود و پس از آن الگوریتم EMD بر روی این داده‌ها اعمال می‌شود و در نهایت نتایج این روش با روش‌های متداول در این زمینه مقایسه خواهند شد. در ادامه الگوریتم ارائه شده بر روی داده‌های واقعی گرانی و مغناطیس اعمال شده و نتایج بدست آمده با نتایج حاصل از روش‌های مختلف مدلسازی و جداسازی مقایسه خواهند شد.

۵-۲ اعمال الگوریتم معرفی شده بر روی مثال‌های مصنوعی

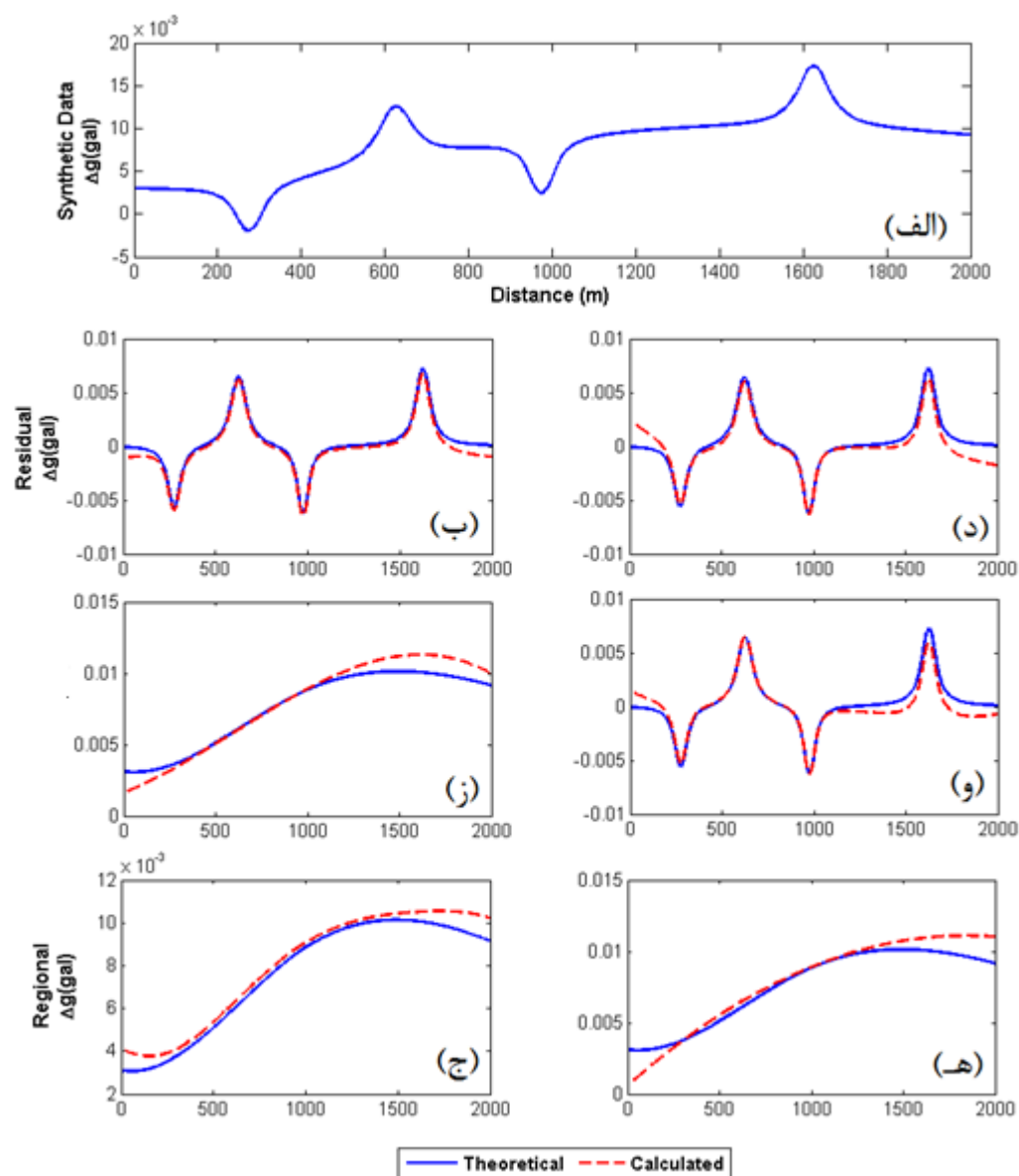
در این پایان‌نامه داده‌های مصنوعی گرانی و مغناطیس بترتیب با استفاده از روش پلوف (بلیکلی، ۱۹۹۵) برای بدست آوردن بی‌هنجاری‌های حاصل از منشورهای راست گوشه و نرم‌افزار Mag2dc برای توزیع آنومالی‌ها با تباین چگالی و پذیرفتاری مغناطیسی مثبت و منفی بصورت شکل‌هایی که در صفحه بعد دیده می‌شود تولید شده است. داده‌های گرانی مذکور ناشی از چهار بی-هنجاری می‌باشد که بی‌هنجاری‌های قهوه‌ای رنگ دارای تباین چگالی مثبت و بی‌هنجاری‌های آبی رنگ دارای تباین چگالی منفی می‌باشند. همچنین داده‌های مغناطیس مذکور ناشی از چهار بی-هنجاری با پذیرفتاری مغناطیسی متفاوت می‌باشند. داده‌های تولید شده فاقد روند ناحیه‌ای می‌باشند. و با توجه به پیچیدگی‌های زمین‌شناسی و همچنین برای نشان دادن قابلیت روش روندی غیر خطی به داده‌های مذکور اضافه گردید. جداسازی بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای و باقیمانده با دو روش برازش چندجمله‌ای و EMD بر روی داده‌های حاصل، انجام شده و نتایج با یکدیگر مقایسه شده است. در اینجا روش برازش چند جمله‌ای به دلیل متداول بودن این روش در جداسازی بی-

هنجاری‌ها برای مقایسه با روش EMD انتخاب شد.



شکل ۵-۱: مدل مصنوعی و داده‌های حاصل از مدل بدون روند ناحیه‌ای (رنگ آبی نشان‌دهنده تباین چگالی منفی و رنگ قهوه‌ای نشان‌دهنده تباین چگالی مثبت می‌باشد).

همانطوری که از واقعیت‌های زمین‌شناسی (پیچیدگی‌ها و تباین‌های مختلف) می‌دانیم در این شکل پیچیدگی‌های زیادی وجود ندارد و به همین دلیل در شکل صفحه‌ی بعد روندی غیر خطی به داده‌های بالا اضافه می‌شود.

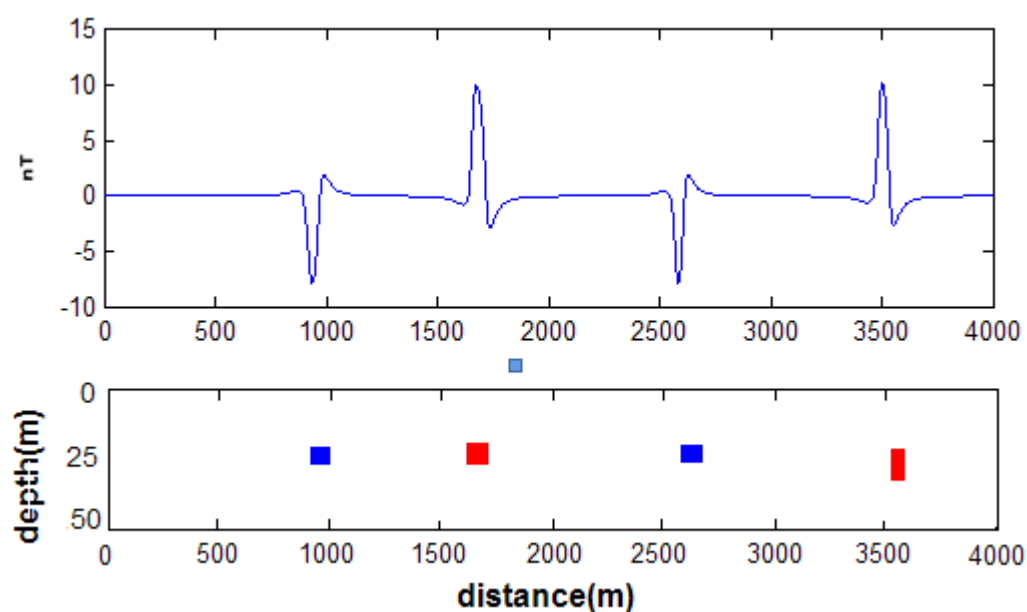


شکل ۵-۲: (الف) داده‌های مصنوعی با روند غیر خطی، (ب)، (د) و (و) بترتیب بی‌هنجاری‌های باقیمانده‌ی بدست آمده با روش EMD و آنالیز برازش غیرخطی درجه ۲ و ۳ (آبی توپر) و داده‌های حاصل از مدل بدون روند ناحیه‌ای (خط چین قرمز) و (ج)، (هـ) و (ز) روندهای ناحیه‌ای بدست آمده با روش EMD و آنالیز برازش غیرخطی درجه ۲ و ۳ (آبی توپر) روند اضافه شده (خط چین قرمز)

در این شکل در قسمت‌های (ب)، (د) و (و) آنومالی محلی یا داده‌های بدست آمده از سیگنال اصلی شکل (۵-۲ الف) با استفاده از روش‌های برازش و EMD با رنگ قرمز نشان داده شده است و در قسمت‌های (ز)، (هـ) و (ج) آنومالی منطقه‌ای یا همان روند اضافه شده به سیگنال اصلی تفکیک و نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود، نتایج بدست آمده از روش EMD در مقایسه با

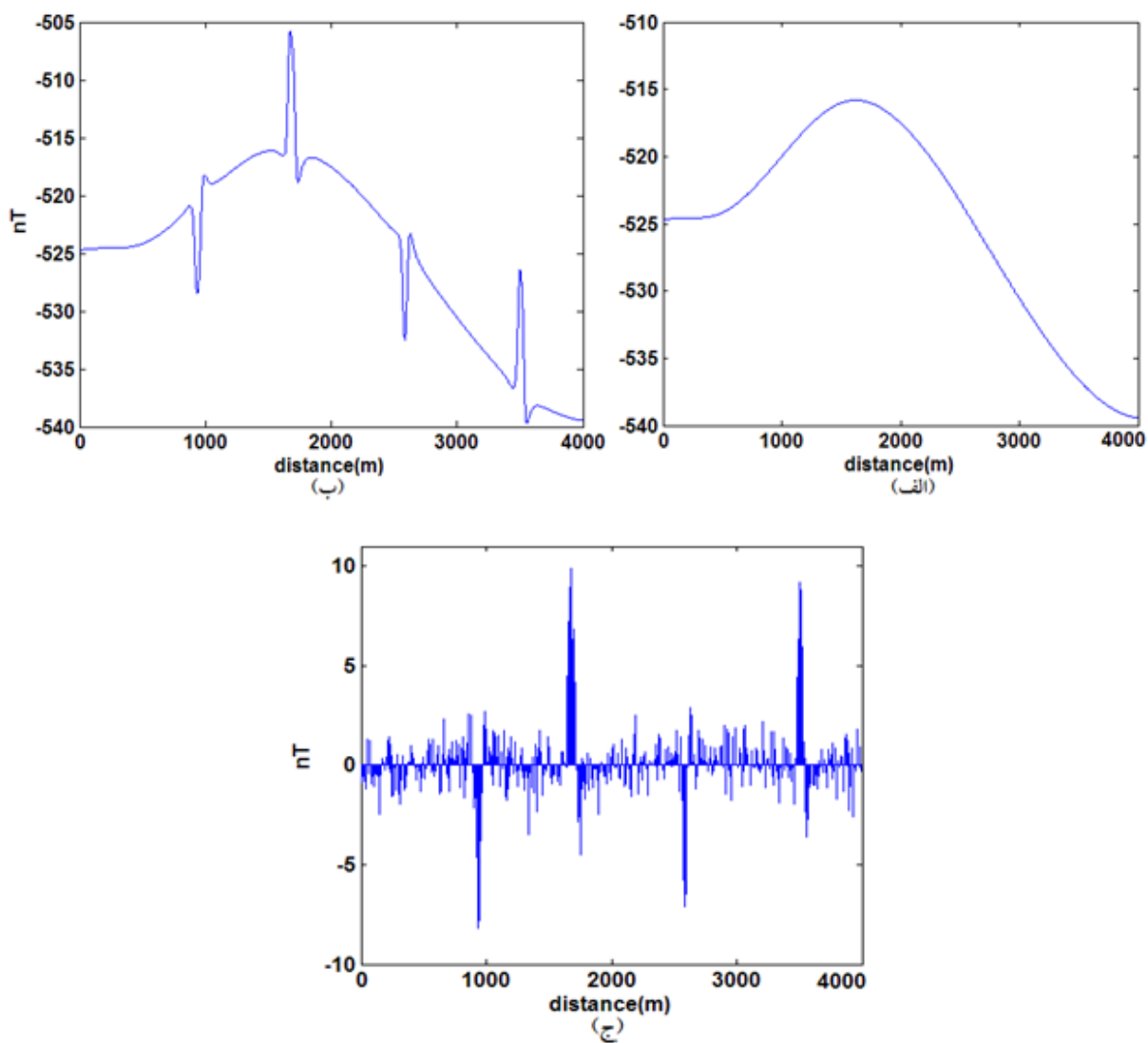
روش برازش چندجمله‌ای همخوانی بیشتری با داده بدون روند در حالت روند غیرخطی از خود نشان می‌دهد.

در ادامه به منظور نشان دادن قابلیت روش EMD و با توجه به اینکه محتوای نویز ذاتی داده-های مغناطیسی در برداشت‌ها بالاتر از داده‌های گرانی‌سنجی می‌باشد به داده‌های مغناطیسی یک سری نوفه اضافه شده است. شکل زیر مدل مصنوعی داده‌های مغناطیسی نشان داده شده است.



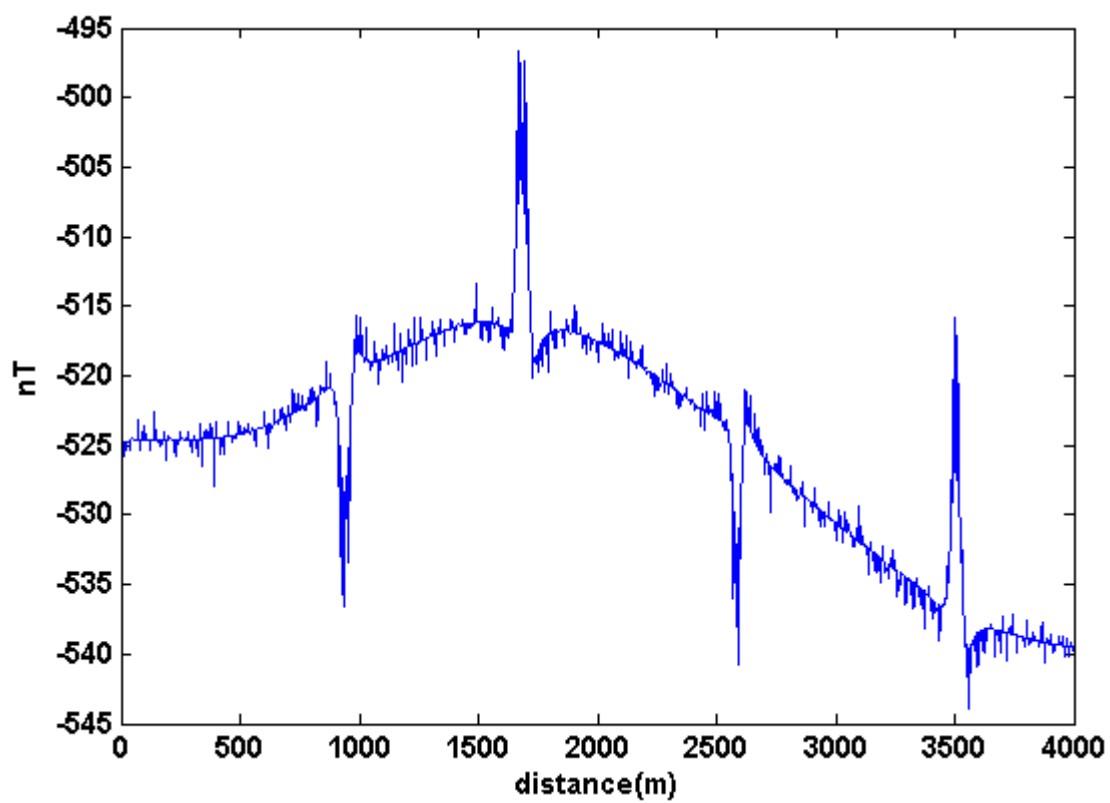
شکل ۳-۵: مدل مصنوعی مغناطیسی و داده‌های حاصل از مدل بدون روند ناحیه‌ای.

در شکل صفحه‌ی بعد به این داده‌ها روندی غیر خطی به همراه نوفه اضافه شده است.



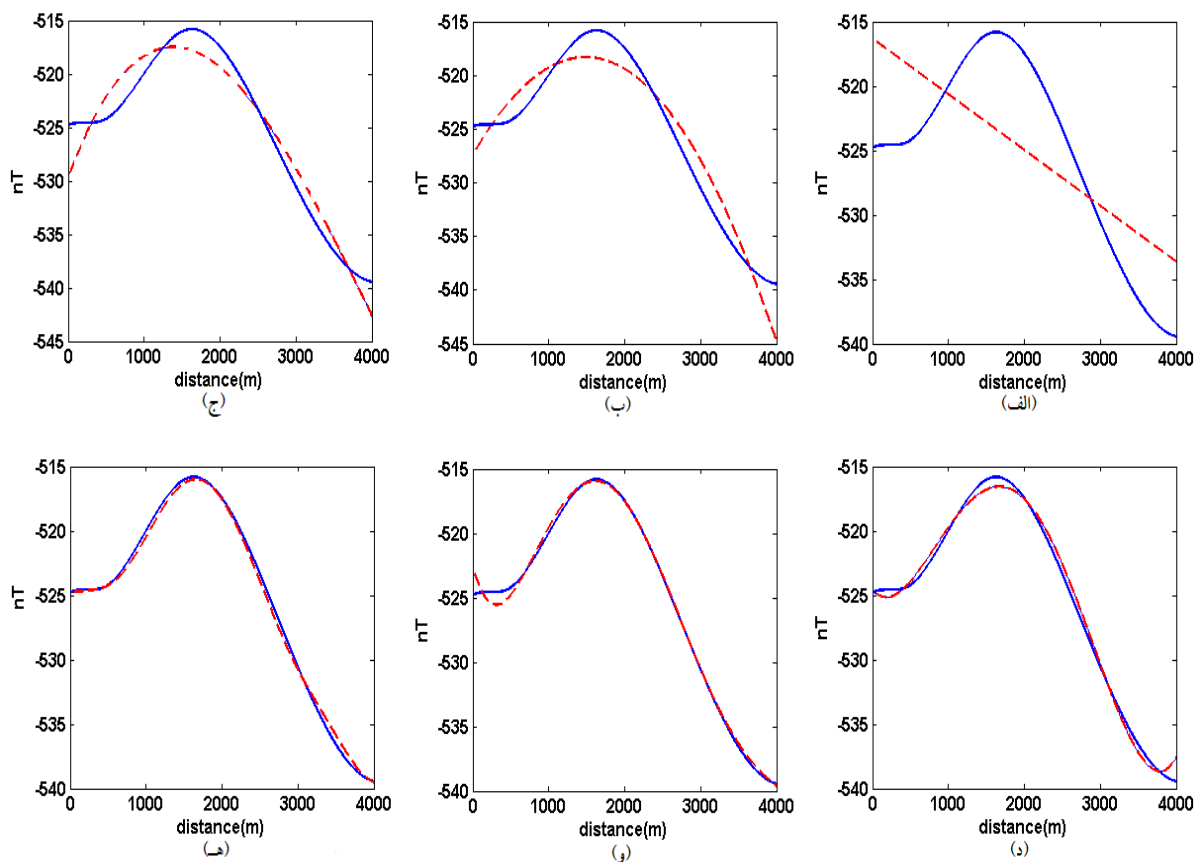
شکل ۴-۵: (الف) روند اضافه شده به داده (ب) داده به همراه روند اضافه شده و (ج) داده به همراه ۵ دسی بل نوفه اضافه شده.

در این شکل (۴-۵) نوفه‌های اضافه شده نمایش داده شده‌اند. همانطوری که ملاحظه می‌کنید دامنه‌ی این نوفه‌ها در مقایسه با خود داده‌ها قابل توجه می‌باشند. به منظور نمایش بهتر این موضوع داده‌ها به علاوه روند اضافه شده و نوفه به طور مجزا در شکل صفحه‌ی بعد آورده شده‌اند.



شکل ۵-۵: داده به همراه روند اضافه شده و نوفه.

در شکل (۵-۶) نتایج حاصل از اعمال روش‌های مختلف نشان داده شده است.



شکل ۵-۶: (الف)، (ب)، (ج)، (د)، (و) بترتیب روندهای جدا شده به روش آنالیز برازش چندجمله‌ای برای درجات یک تا پنج (خطوط خط چین قرمز)، خط آبی توپر روند اضافه شده اولیه می‌باشد. و (ه)، روند جدا شده به روش EMD.

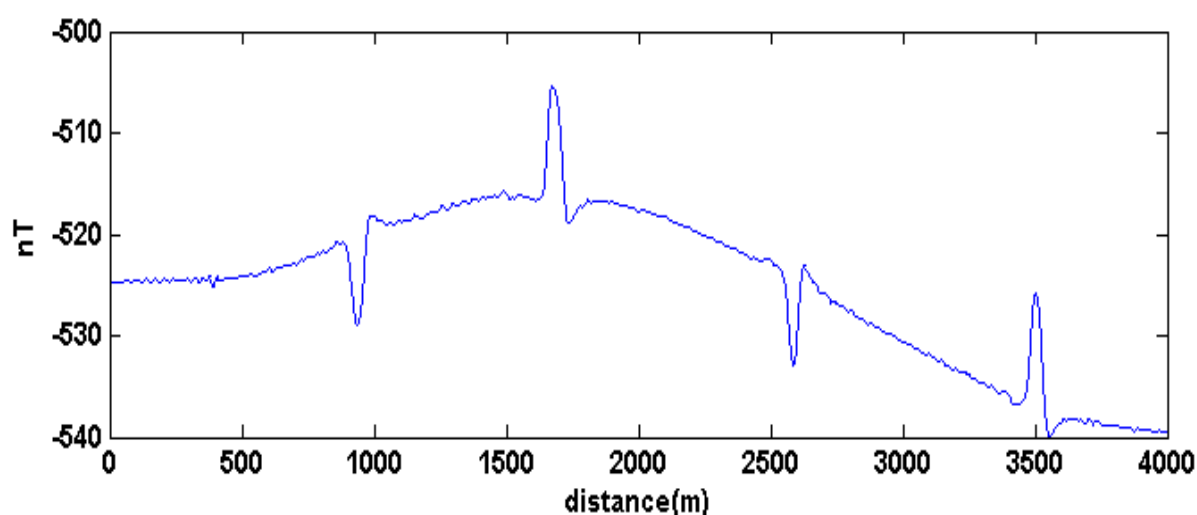
در این شکل فقط روند منطقه‌ای اضافه شده به داده اصلی و نتایج تفکیک بی‌هنجاری‌ها با روش‌های مختلف نشان داده شده‌اند.

نتایج حاصل از روش EMD و روش‌های متداول در جداسازی در شکل ۵-۶ نشان داده شده، همانطور که مشاهده می‌شود نتایج حاصل از روش EMD در مقایسه با روش آنالیز برازش چند جمله‌ای درجات یک تا پنج همخوانی بیشتری با روند اضافه شده دارد.

با توجه به شکل شماره ۵-۷ همانطوری که مشاهده می‌شود روش جدید علاوه بر جداسازی بی‌هنجاری قادر به تفکیک نوفه از داده نیز می‌باشد، قابلیت‌های دیگر از آن کمتر برخوردار

می‌باشند. علاوه بر این با توجه به اینکه در کارهای اکتشافی مختلف استفاده از درجه روندی خاص دقیقاً مشخص نیست استفاده از روش آنالیز روند با مشکل مواجه خواهد بود. بدین معنی که نظر مفسر در نتایج حاصله تأثیرگذاری بیشتری خواهند داشت. در صورتی که در روش EMD جداسازی فقط بر مبنای خواص فیزیکی داده بوده و نیازی به پارامترهای از پیش تعیین شده نمی‌باشد. در ضمن دخالت مفسر هم کمتر خواهد بود.

در شکل زیر شکل شماره ۵-۷ مزیت دیگری از روش EMD که همان جداسازی نوفه در مراحل ابتدایی روش EMD می‌باشد نشان داده می‌شود.



۵-۷: نمایش شکل ۵-۵ بعد از حذف نوفه به روش EMD.

همانطوری که مشاهده می‌شود دامنه‌ی نوفه‌ها پس از تجزیه کاهش چشمگیری داشته است.

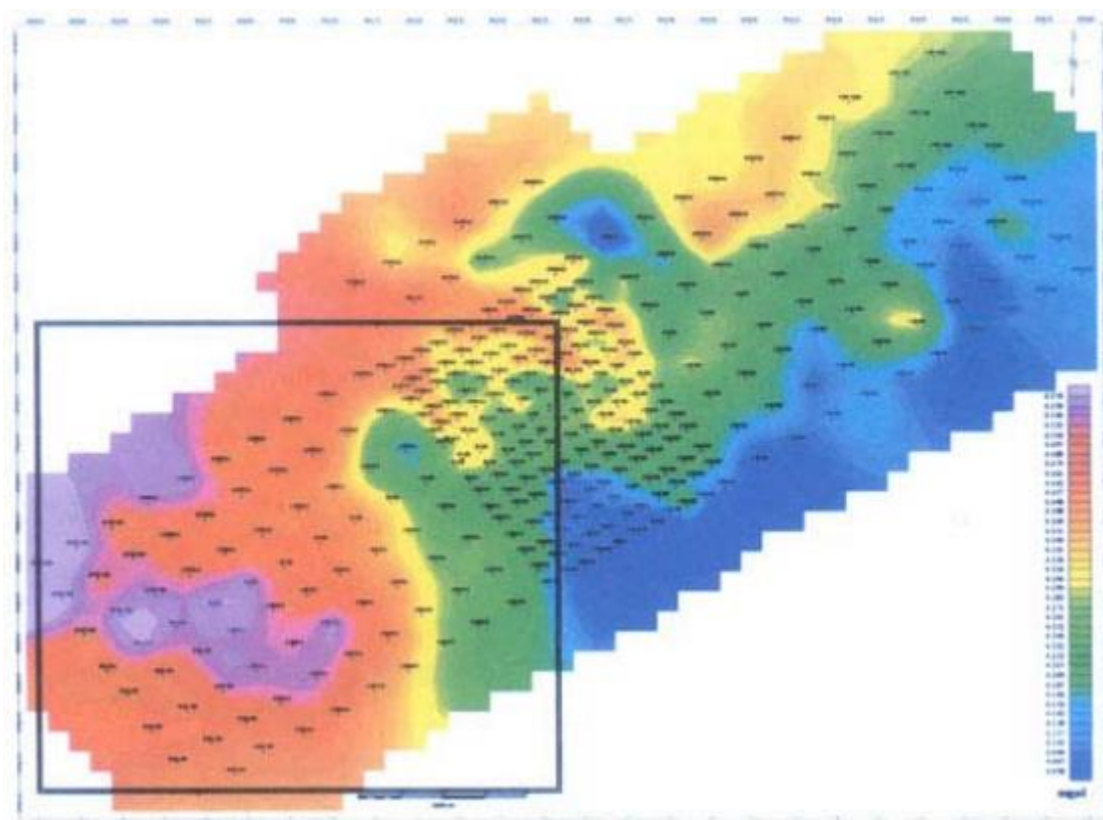
۵-۳ اعمال الگوریتم بر روی مثال‌های واقعی

۵-۳-۱ مقدمه

در این قسمت از فصل برنامه و الگوریتم تهیه شده را جهت داده‌های واقعی گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی به کار می‌بریم. بر همین اساس، بی‌هنجاری‌های گرانی و مغناطیس مربوط به نواحی رودان از استان هرمزگان و محلات از استان مرکزی انتخاب شده است.

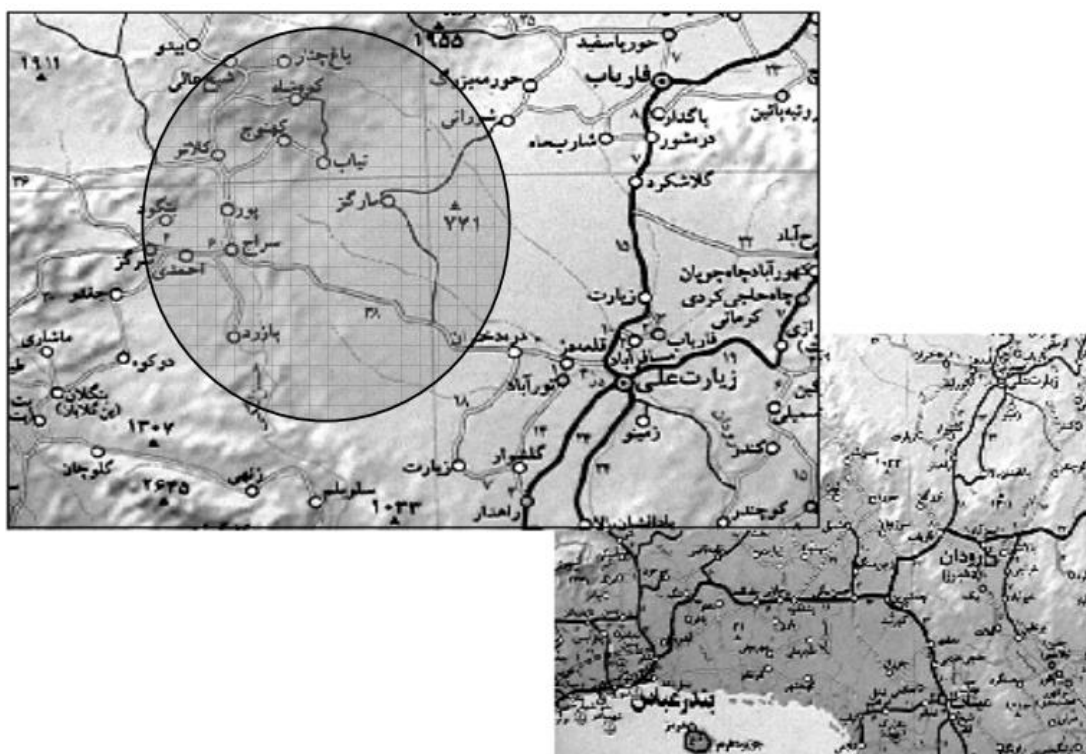
۵-۳-۲ شبکه‌بندی داده‌ها و موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی بی‌هنجاری‌های گرانی

داده‌های گرانی‌سنجی مربوط به ناحیه‌ی معدنی کرومیت رودان واقع در شمال استان هرمزگان و قسمت انتهایی زون سنندج سیرجان می‌باشد. این زون از زون‌های مهم کانه‌زایی در ایران است و از آنجایی که معمولاً نهشته‌های کرومیت مربوط به مناطق فرورانشی می‌باشد احتمالاً ناحیه مورد نظر باقیمانده‌ی پوسته‌ی اقیانوسی جنوب ایران است. در شکل زیر موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه نشان داده شده است. سنگ‌های سطحی منطقه‌ی مورد نظر بیشتر از نوع هارزبورژیت به همراه بلورهای نسبتاً متوسط اولیوین هستند.



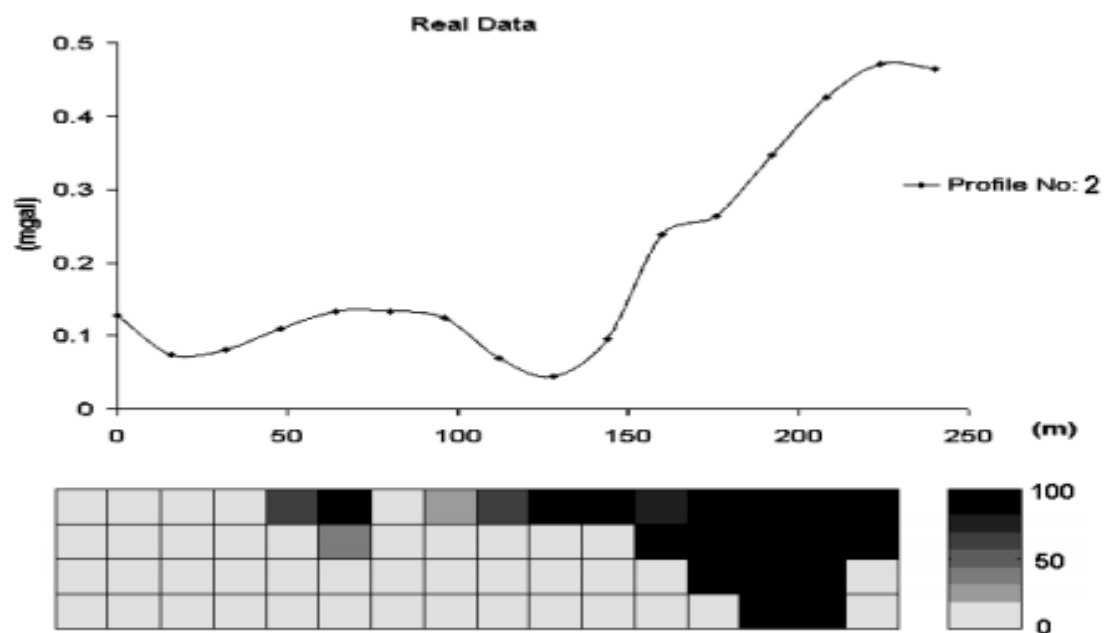
شکل ۵-۸: بی‌هنجاری باقیمانده در ناحیه‌ی مورد مطالعه در استان هرمزگان، شبکه‌ی برداشت نقاط با فواصل ۱۰ متر در ۸ نیمرخ و شبکه‌ی نقاط با فواصل برداشت ۵ متر به همراه نقاط برداشت نشان داده شده‌اند. ناحیه‌ی نشان داده شده در شکل (مربع) برای جداسازی استفاده شده است.

در این شکل (۵-۸) شبکه‌بندی محدوده‌ی مورد نظر به منظور عمل جداسازی نشان داده شده است.

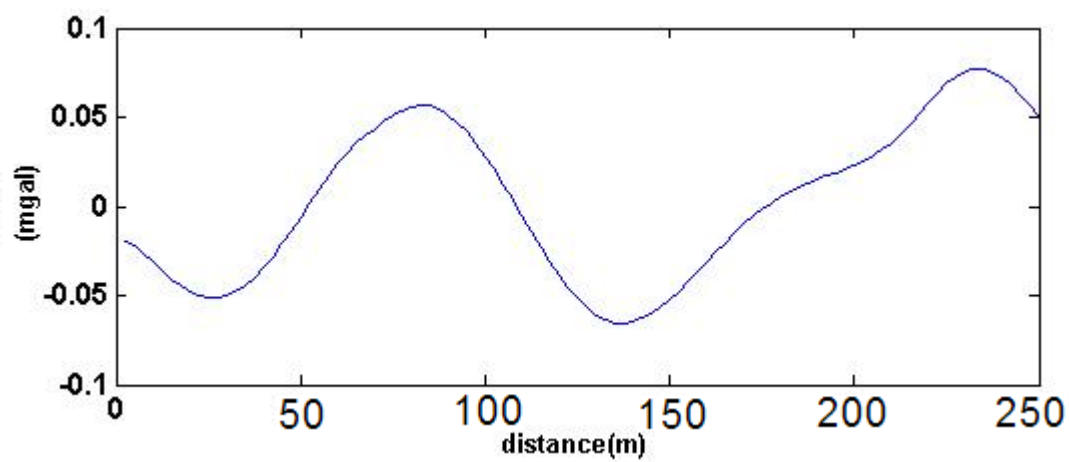


شکل ۵-۹: موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه واقع در استان هرمزگان

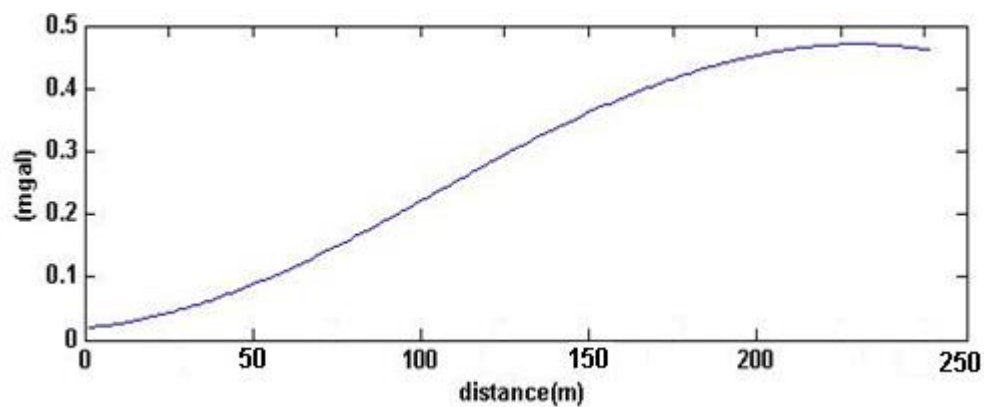
جداسازی بر روی دو پروفیل از نقشه شبکه‌بندی بالا انجام شد که در زیر بی‌هنجاری حاصل از پروفیل‌های برداشت شده نشان داده شده است. سپس در شکل ۵-۱۱ تا ۵-۱۵ نتیجه‌ی جداسازی با استفاده از روش EMD نشان داده شده است. در این اشکال ابتدا بی‌هنجاری محلی و پس از آن بی‌هنجاری منطقه‌ای آورده شده است.



شکل ۵-۱۱: بی‌هنجاری برداشت شده در پروفیل شماره ۱ و نتایج وارون‌سازی (نجاتی، ۱۳۸۴)

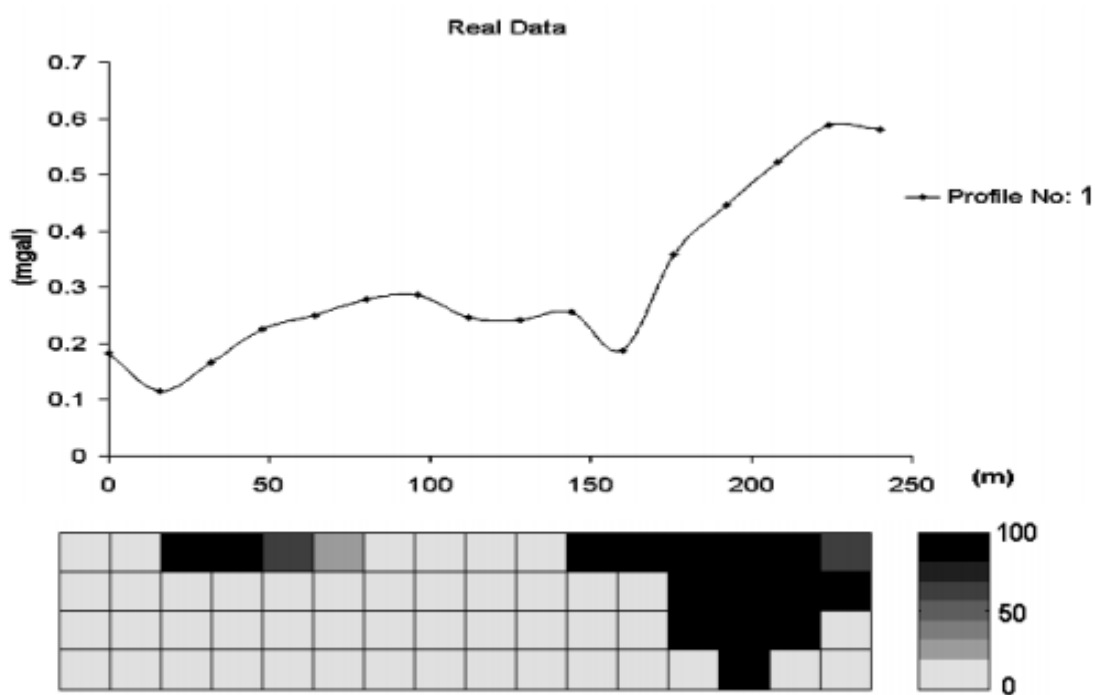


شکل ۵-۱۲: نتیجه‌ی جداسازی با روش EMD (بی‌هنجاری محلی)

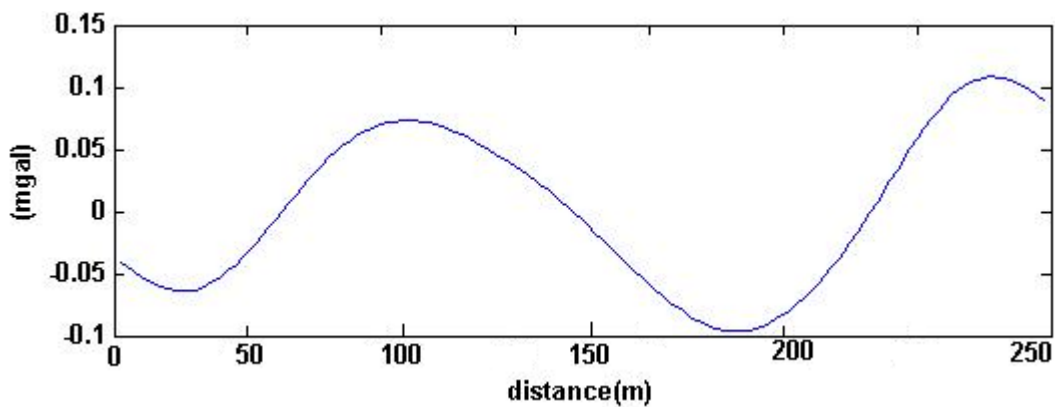


شکل ۵-۱۳: نتیجه‌ی جداسازی با روش EMD (بی‌هنجاری منطقه‌ای)

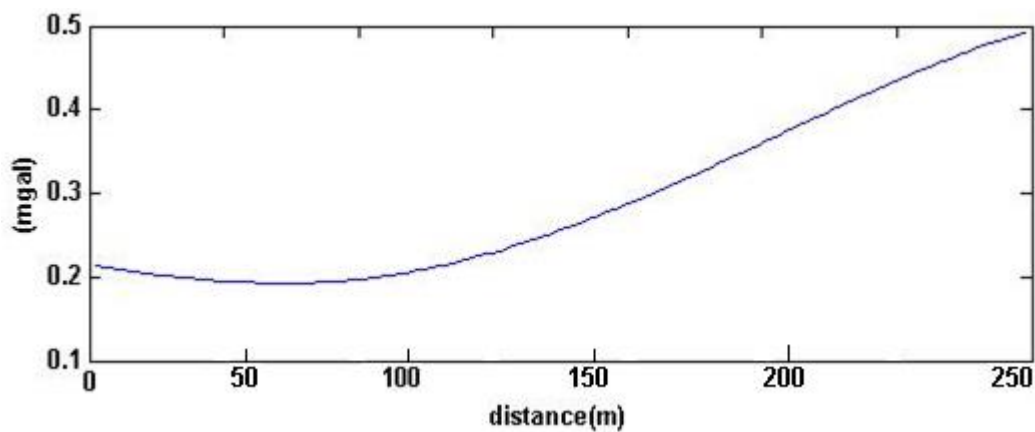
در اشکال بعد پروفیل دوم به همراه مدل‌سازی آن و نتایج جداسازی نشان داده شده‌اند.



شکل ۵-۱۴: بی‌هنجاری برداشت شده در پروفیل ۲ و نتایج وارون‌سازی داده‌ها بعد از ۱۳ بار تکرار (نجاتی، ۱۳۸۴).



شکل ۵-۱۶: نتیجه‌ی جداسازی بر روی پروفیل دوم با روش EMD (بی‌هنجاری باقی‌مانده)

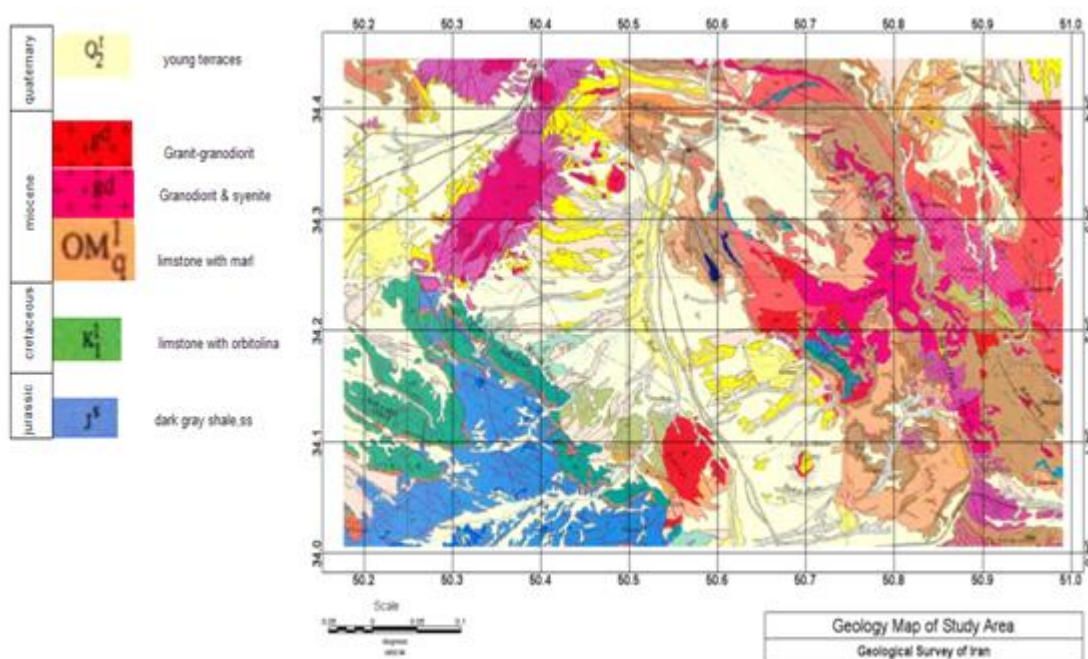


شکل ۵-۱۵: نتیجه‌ی جداسازی بر روی پروفیل دوم با روش EMD (بی‌هنجاری منطقه‌ای)

همانطوری که در این اشکال دیده می‌شود نتایج جداسازی با استفاده از روش EMD بی-هنجاری‌های محلی کوچک را به صورت تیز و بارز نشان می‌دهد. با دقت به نتایج جداسازی مشاهده می‌شود که در مکان‌هایی از پروفیل که نتایج مدلسازی بیانگر بی‌هنجاری سطحی می‌باشد نتایج جداسازی به طور بارزی بی‌هنجاری سطحی این مناطق را تایید کرده است و در بی‌هنجاری منطقه-ای که بیانگر بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر می‌باشند اثرات سطحی تقریباً حذف شده‌اند.

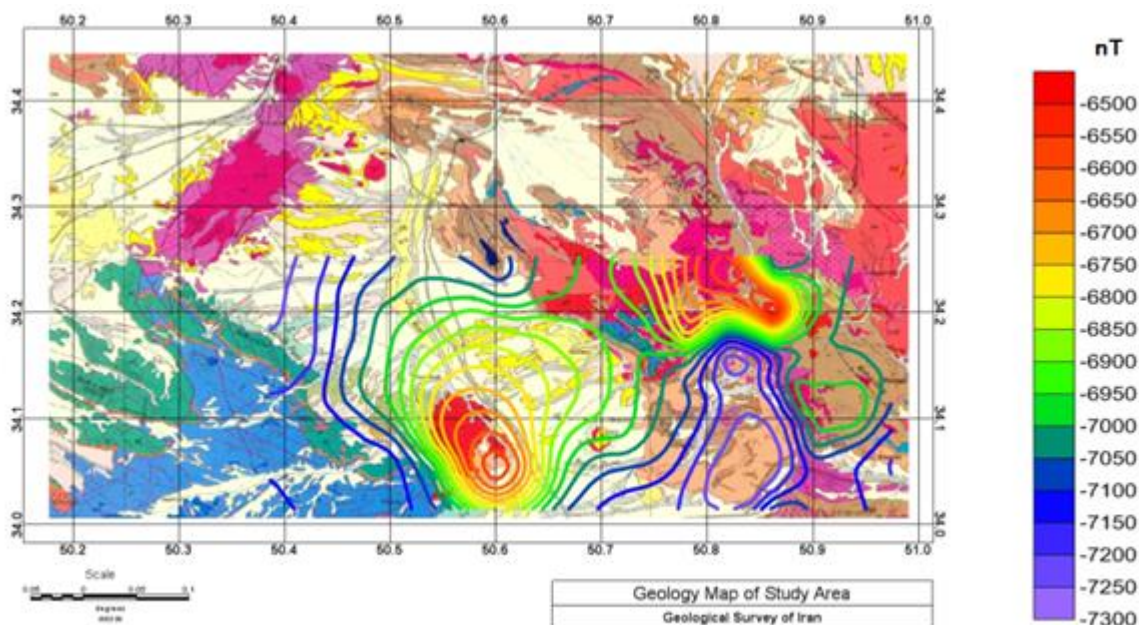
۳-۳-۵ موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه‌ی بی‌هنجاری‌های مغناطیس

داده‌های مغناطیس‌سنجی مربوط به شمال شهرستان محلات از توابع استان مرکزی می‌باشد. این ناحیه که بر روی نوار کوه‌زایی سنندج سیرجان قرار گرفته، این منطقه مهمترین منطقه فرورانش حاشیه قاره در ایران است. منطقه مطالعاتی اکثراً توسط سنگ‌های رسوبی مربوط به دوره‌های زمین‌شناسی ژوراسیک و کرتاسه، سنگ‌های آذرین مرتبط با فعالیت‌های ماگمایی دوره میوسن و رسوبات دوره کواترنر و آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده است. جنس سنگ‌های آذرین منطقه اکثراً گرانیت، گرانودیوریت و سینیت می‌باشد (رضایی، ۱۳۹۰). همانطور که در شکل شماره ۵-۱۷ دیده می‌شود سنگ‌های آذرین منطقه به‌طور کلی دارای راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب می‌باشند، همچنین در قسمت جنوب‌شرقی نقشه سنگ‌های آذرینی دیده می‌شوند که احتمالاً بر اثر عملکرد گسل بیدهند با راستایی تقریباً شمالی جنوبی از توده اصلی در شمال‌شرق نقشه حرکت کرده‌اند.



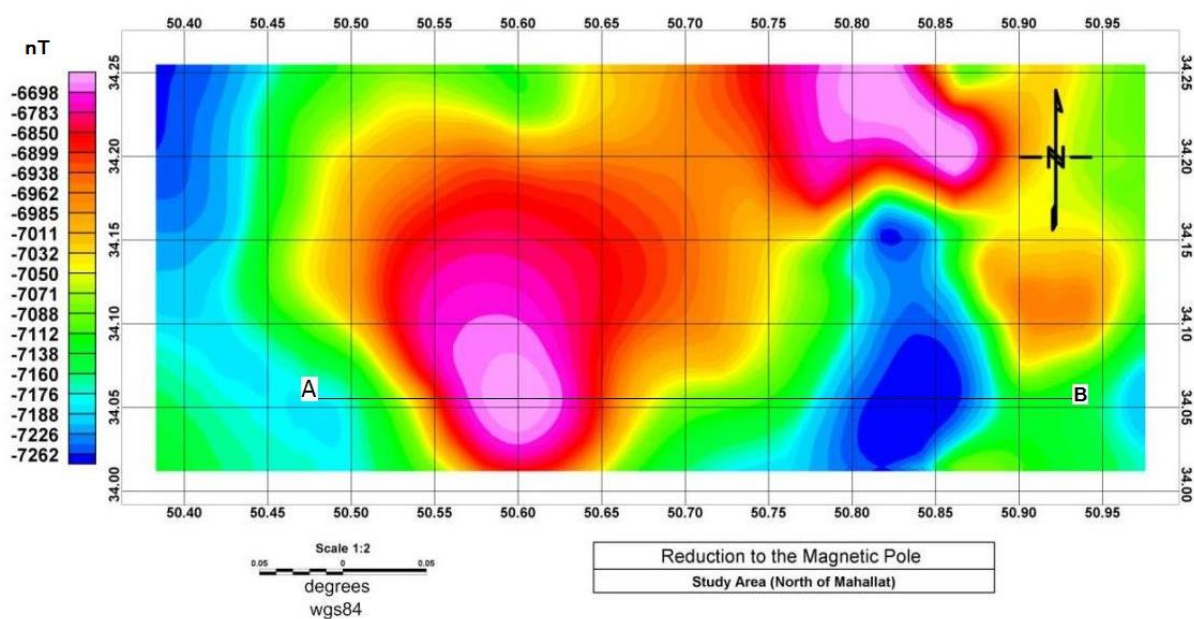
شکل ۵-۱۷: نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه (شمال محلات)

به طور کلی در اکتشافات زمین‌گرمایی، برداشت‌های مغناطیس‌سنجی بیشتر برای مشخص کردن توده‌های نفوذی پنهان و تخمین عمق احتمالی آنها و یا برای مشخص کردن دایک‌ها و گسل‌های پنهان انجام می‌شوند. همچنین پیمایش مغناطیس‌سنجی برای یافتن مناطقی که در آنها خاصیت مغناطیسی سنگ‌ها به دلیل فعالیت‌های گرمایی کم است، استفاده می‌شود. اندازه‌گیری‌ها برای ساختارهای محلی مثل گسل‌ها و دایک‌های مشخص روی زمین و بر روی پروفیل‌های موازی و یا یک شبکه انجام می‌شود. در اندازه‌گیری‌های مغناطیس‌سنجی که هدف آن آشکارسازی و تهیه نقشه ناهنجاری‌های بزرگ مثل توده‌های نفوذی عمیق و حوزه‌های رسوبی می‌باشد، از روش مغناطیس‌سنجی هوابرد استفاده می‌شود. داده‌های واقعی مورد مطالعه داده‌های مغناطیس‌هوایی مربوط به ناحیه شمال محلات واقع در استان مرکزی بوده که ارتفاع پرواز در این عملیات ۵۰۰ متر و فاصله‌ی خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر می‌باشد. در این منطقه توده‌های نفوذی منجر به پدیدار گشتن ذخایر زمین‌گرمایی شده‌اند. در شکل ۵-۱۸ نقشه زمین‌شناسی و خطوط هم‌تراز مغناطیسی به صورت همپوشانی نشان داده شده است. در این شکل همانطور که مشاهده می‌شود، نقشه هم‌تراز مغناطیسی دقیقاً با توده‌های نفوذی موجود در نقشه زمین‌شناسی مطابقت داشته و تقریباً دارای راستای شمال شرق-جنوب غرب می‌باشد. در ضمن نقشه‌های مربوط به فیلتر ادامه فراسو در صفحات انتهایی نشان‌دهنده پیوستگی بیشتر این توده در راستای مورد اشاره در اعماق بیشتر می‌باشد.

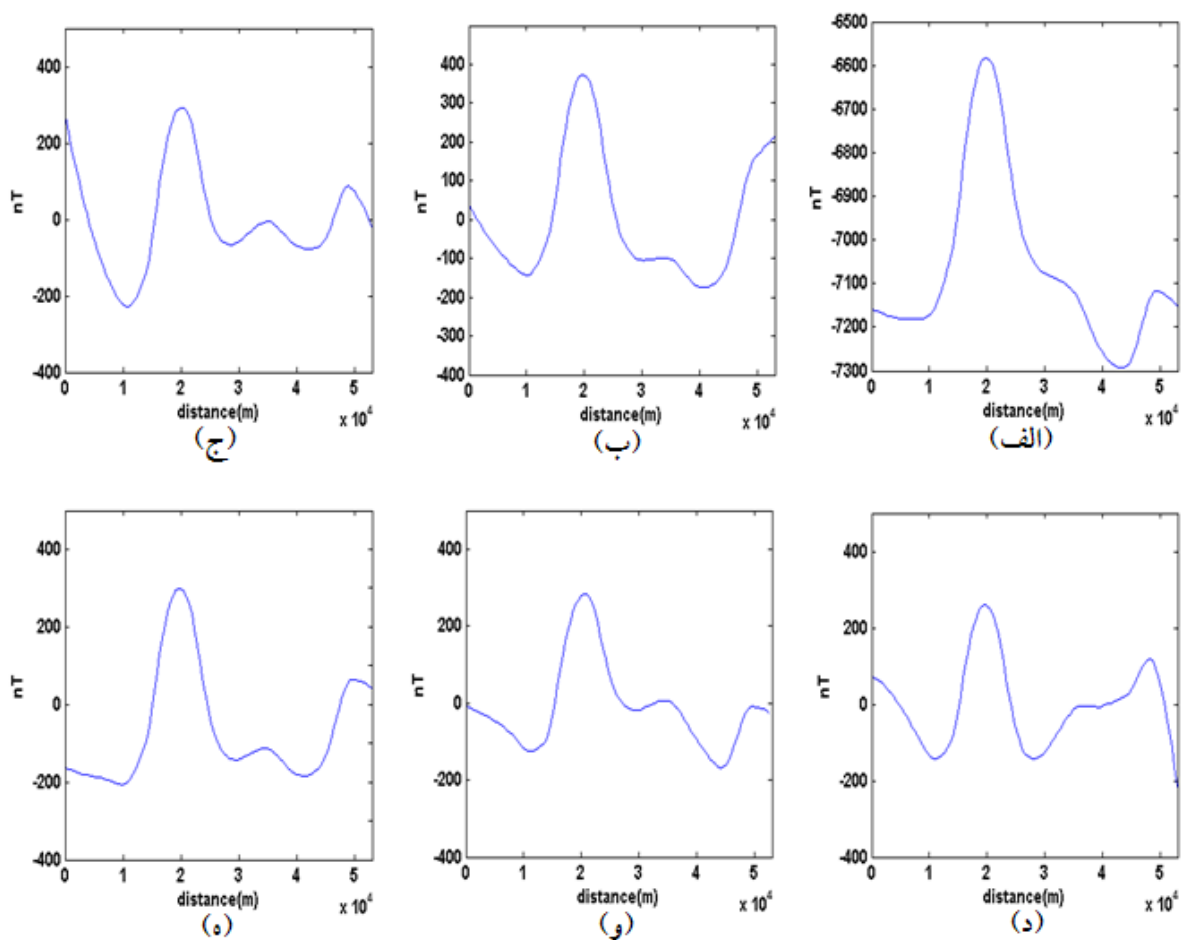


شکل ۵-۱۸: نقشه همپوشانی زمین‌شناسی و کنتورهای مغناطیسی ناحیه محلات

در شکل ۵-۱۹ داده‌های مغناطیس هوایی منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. بمنظور جداسازی بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای از باقیمانده، یک پروفیل مطابق شکل ۵-۱۹ (پروفیل A-B) انتخاب گردید که در شکل ۵-۲۰ (الف) نمایش داده شده است. بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای بدست آمده از روش EMD در شکل ۵-۲۱ منحنی قرمز رنگ و آنومالی‌های ناحیه‌ای بدست آمده از درجات مختلف روش برازش چندجمله‌ای نشان داده شده است.

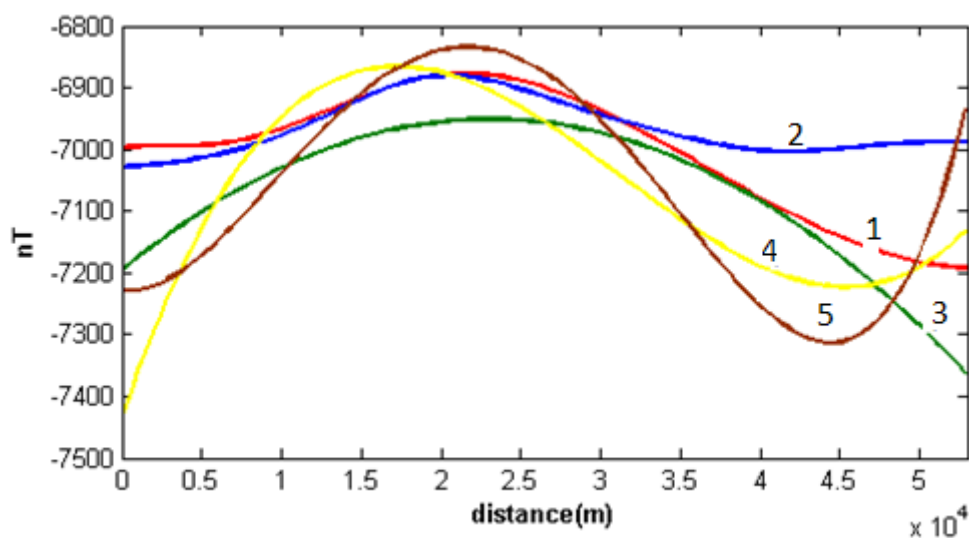


شکل ۵-۱۹: داده‌های مغناطیس‌سنجی مربوط به ناحیه محلات.

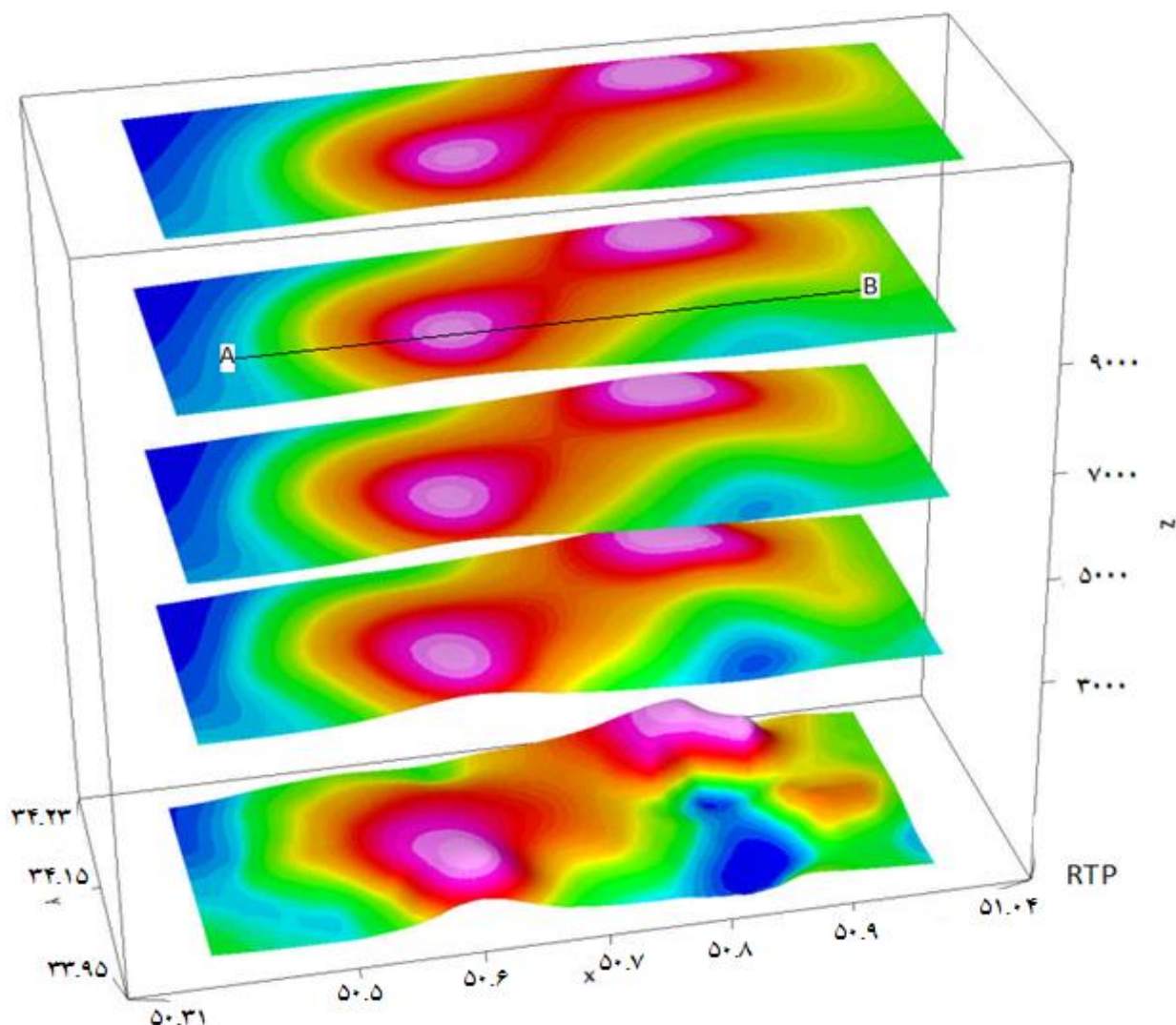


شکل ۵-۲۰: داده‌های مغناطیس‌سنجی پروفیل A-B. (ب)، (ج) و (د) به ترتیب آنومالی باقیمانده بدست آمده از روش آنالیز برازش چند جمله‌ای درجه ۲، ۳ و ۴. (و) و (ه) آنومالی باقیمانده‌ی بدست آمده از فیلتر ادامه فراسو و EMD.

همانطور که در ادامه نشان و توضیح داده خواهد شد به منظور صحت آزمایش و مقایسه‌ی روش EMD و آنالیز برازش چندجمله‌ای بر روی داده‌های واقعی مذکور فیلتر ادامه‌ی فراسو با ارتفاع ۳۰۰۰، ۵۰۰۰، ۷۰۰۰ و ۹۰۰۰ متر اعمال شده و از داده‌های حاصل از فیلتر ادامه فراسوی با ارتفاع ۷۰۰۰ متر پروفیلی تهیه شد که در شکل ۵-۲۰ (هـ) با رنگ آبی نشان داده شده است و بی‌هنجاری باقیمانده با استفاده از روش‌های برازش چندجمله‌ای، ادامه فراسو و EMD بدست آمد. همانطور که مشاهده می‌شود بی‌هنجاری باقیمانده بدست آمده با استفاده از دو روش ادامه فراسو و EMD تا حدود زیادی با یکدیگر مطابقت دارند. در شکل زیر شکل ۵-۲۱ نتایج حاصل از فیلتر ادامه‌ی فراسو با ارتفاع‌های مختلف نشان داده شده است.



۵-۲۱: بی‌هنجاری ناحیه‌ای بدست آمده از روش EMD (منحنی قرمز، ۱) و روش برازش چندجمله‌ای با درجه ۲، ۳ و ۴ (منحنی سبز، ۳، زرد، ۴ و قهوه‌ای، ۵) و آنومالی ناحیه‌ای بدست آمده با استفاده از روش ادامه‌ی فراسو (منحنی آبی ۲).



۵-۲۲: اعمال فیلتر ادامه فراسو با ارتفاع‌های مختلف بر روی داده‌های مغناطیسی منطقه و پروفیل AB بر روی فیلتر ادامه فراسو با ارتفاع ۷۰۰۰ متر .

سپس RMSهای حاصل از روش ادامه‌ی فراسو با روش EMD و آنالیز برازش چندجمله‌ای محاسبه شد، RMSهای بدست آمده نسبت به روش ادامه فراسو برای روش EMD و آنالیز برازش چندجمله‌ای درجه ۲، ۳ و ۴ در جدول شماره (۵-۱) نشان داده شده است. نتایج حاصل نشان‌دهنده مشابهت بیشتر بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای بدست آمده از روش EMD با روش فیلتر ادامه فراسو می‌باشد.

جدول ۵-۱: RMS بدست آمده از روش‌های مختلف نسبت به فیلتر ادامه فراسو.

روش	EMD	برازش درجه ۲	برازش درجه ۳	برازش درجه ۴
RMS نسبت به ادامه‌ی فراسو	۷/۶	۱۲/۲	۱۳/۶	۱۴/۶

همانطور که در شکل ۵-۲۰- (ب) تا (ه) نشان داده شده است با کم کردن مقادیر پروفیل AB از روند ناحیه‌ای بدست آمده با روش EMD و برازش چندجمله‌ای و ادامه فراسو مقادیر آنومالی محلی منطقه مورد مطالعه بدست می‌آید. با توجه به شکل‌های ۵-۲۰- (و) و ۵-۲۰- (ه) و نقشه زمین‌شناسی منطقه می‌توان این اشکال را اینگونه تفسیر کرد که مقادیر مغناطیسی کم در سمت چپ شکل‌های مذکور، مرتبط با سنگ‌های کربناته سمت چپ نقشه زمین‌شناسی، مقادیر مغناطیسی زیاد مشخص شده مرتبط با توده اصلی آذرین منطقه در ادامه شکل یک افت در دامنه مغناطیسی و پس از آن صعود این دامنه را مشاهده می‌کنیم که بترتیب نمایانگر رسوبات آبرفتی دوران کواترنر و عهدحاضر و در نهایت سنگ‌های آذرین سمت راست نقشه می‌باشد.

با توجه به نتایج حاصل از روند ناحیه‌ای بدست آمده با روش EMD و فیلتر ادامه فراسو مشاهده می‌شود که آنومالی مثبت کوچک موجود در سمت راست پروفیل شکل ۵-۲۰- (و) و ۵-۲۰- (ه) سطحی بوده و در اعماق بیشتر ادامه ندارد. بطوری که با افزایش ارتفاع فیلتر فراسو بی‌هنجاری- های سطحی جنوب شرقی منطقه از بین می‌رود که نشان‌دهنده سطحی بودن این بی‌هنجاری‌ها می‌باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آذرین قسمت جنوب شرقی بر اثر عملکرد گسل بیدهند به آنجا منتقل شده‌اند و در اعماق بیشتر وجود ندارند.

فصل ششم

نتیجه‌گیری و

پیشنهادهات

۶ نتیجه گیری و پیشنهادات

۱-۶ نتیجه گیری

مهم‌ترین مرحله در تعبیر و تفسیر بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل جداسازی بی‌هنجاری‌های عمیق و سطحی از یکدیگر است. در این پایان‌نامه بدین منظور از روشی کاربردی تحت عنوان تجزیه مد تجربی استفاده شد که تا پیش از این بیشتر در گرایش‌هایی چون لرزه و یا رشته‌هایی غیر از ژئوفیزیک استفاده می‌شد. در این روش داده‌ها به مؤلفه‌های با طول موج‌های به ترتیب پایین تا بالا تجزیه می‌گردد، که نتایج بدست آمده کاملاً بر اساس پارامترهای فیزیکی بوده و مفسر کمترین دخالت در روند جداسازی را خواهد داشت. روش‌های جداسازی مانند روش‌های مبتنی بر تبدیل فوریه قابل استفاده برای هر نوع سیگنالی نیستند. در روش‌هایی مانند روش آنالیز روند نیز پارامترهایی مانند درجه برازش چندجمله‌ای باید از قبل تعیین شود که انتخاب پارامترهای متفاوت تاثیر مستقیم در نتایج جداسازی خواهد داشت. اما روش EMD قابل استفاده در هر نوع سیگنالی می‌باشد. در ضمن چون جداسازی بر مبنای خصوصیات ذاتی و فیزیکی داده‌ها انجام می‌شود، هیچ نیازی به تعیین پارامتری از قبل نبوده و پردازش داده‌ها کاملاً بصورت خودکار و با دخالت کمتر مفسر انجام می‌شود. با توجه به نتایج بدست آمده، جداسازی آنومالی‌ها با استفاده از روش EMD در مقایسه با روش متداول برازش چندجمله‌ای به مقادیر تئوری نزدیکتر می‌باشد و عمل جداسازی با دقت بالاتر صورت گرفته علاوه بر این نوفه موجود در داده را نیز در اولین مؤلفه‌های imf تفکیک می‌کند، همچنین نتایج حاصل از روش EMD با نتایج بدست آمده از اعمال فیلتر فراسو با ارتفاع-های مختلف دارای بیشترین تشابه و کمترین RMS (خطا) می‌باشد.

۲-۶ پیشنهادات

با توجه به اینکه در روش تجزیه مد تجربی در برخی سیگنال‌ها امکان وجود مؤلفه‌های فرکانسی یا طول موجی یکسان در چند تابع مد ذاتی و یا مؤلفه‌های فرکانسی متفاوت در یک سیگنال وجود دارد، پیشنهاد می‌شود از روش‌های پیشرفته‌تری مانند تجزیه مد تجربی گروهی^{۳۹} (EEMD) در این روش به جای یکبار استفاده از روش EMD چندین بار این الگوریتم بر روی داده‌ها اعمال شده و سپس نتایج با هم جمع می‌گردند) به جای تجزیه مد تجربی استفاده شود. با توجه به ماهیت این روش (استفاده از جمع تجزیه‌ها سبب کم شدن دامنه‌ها می‌شود) انتظار می‌رود بتوان به نتایج قابل قبول‌تری دست یافت.

^{۳۹} Ensemble Empirical mode decomposition (EEMD)

منابع

اردستانی و، (۱۳۸۹)، **گرانی سنجی کاربردی**، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ص ۱۲.

نوروزی غ، (۱۳۸۸)، **ژئوفیزیک اکتشافی**، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ص ۶۵-۸۰-۱۵۶.

رضایی، م. شهریور ۹۰. پایان نامه کارشناسی ارشد. کاربرد فن آوری داده های ماهواره ای در اکتشاف مناطق انرژی زمین گرمایی در بخش مرکزی ایران (محلات) و اعتبارسنجی نتایج با استفاده از داده های مغناطیس هوایی و ژئوشیمیایی. دانشکده ی مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

روشندل کاهو، ا. و نجاتی کلاته، ع.، (۱۳۹۰)، تضعیف نوفه های اتفاقی در داده های لرزه ای با استفاده از تجزیه مد تجربی، **مجله ژئوفیزیک ایران**، ۵، ۶۱-۶۸.

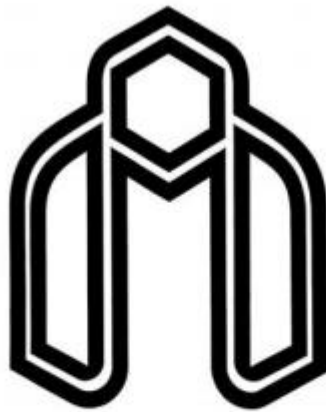
نجاتی کلاته، ع. و اردستانی، و.، (۱۳۸۴)، مدلسازی وارون دو بعدی داده های گرانی، **مجله فیزیک زمین و فضا**، ۱، ۲۷-۳۷.

- Telford, W. M., L. P. Geldrat, and R. E. Sheriff, (1988), " **Applied Geophysics, 2nd ed**" Cambridge University press.
- Blakely, R. J., 1995, Potential theory in gravity and Magnetic Applications: **Cambridge University Press**.
- Gerkens , j.c., 1989, Foundation Of Exploration Geophysics: **Oxford University Press**.
- Reynolds, J.M. 1998, An Introduction to Applied and Environment Geophysics, **John Willy and Sons Ltd**.
- Cooper, G. R. J., and Cowan, D. R., 2003, Sunshading geophysical data using fractional order horizontal gradients: **The Leading Edge**, **22**, 204-205.
- Griffin, W. R., 1949, Residual gravity in theory and practice: **Geophysics**, **14**, 39–56.
- Guspi, F., and B. Introcaso, 2000, A sparse spectrum technique for gridding and separating potential field anomalies: **Geophysics**, **65**, 1154–1161.
- Huang, N. E. and Shen, S. S. P., 2005, Hilbert-Huang transform and its applications: **World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd**.
- Huang, N. E., Shen, Z., Long, S. R., Wu, M. L., Shih, H. H., Zheng, Q. , Yen, N. C., Tung C. C. and Liu, H. H., 1998, The empirical mode decomposition and Hilbert spectrum for nonlinear and nonstationary time series analysis: *Proc. Roy. Soc. London A*, **454**, 903–995.
- Nunes, J.C., o. Niang and Y. Bouaoune, 2003. Bidimensional empirical mode decomposition modified for texture analysis. Proceedings of the 13th Scandinavian Conference on Image Analysis, **Heidelberg, PP: 171-177**.
- Qinqin, Z. Tianyou, L., 2010, potential field separation based on the empirical mode decomposition and its application. Institute of Geophysics and Geomatics China **University of Geosience Wuhan, china**.
- Skeels, D. C., 1947, Ambiguity in gravity interpretation: **Geophysics**, **12**, 43–56.
- Zhou, W.N., S.F. Zeng and X.J. Du, 2010. Gravity anomaly separation based on empirical mode decomposition. **Global Geol.**, **29**: 495-502.
- Qianshen, w., Chijun Z., Fuzhen j. and Wenhui Z., 1995. Microgravimetry, VSP, **Utrecht, The Netherlands**.

Abstract

The geophysical potential field separation refers to separate the regional and local anomalies from the superimposed anomaly. The Empirical mode decomposition (EMD) proposed by Norden E Huang is a kind of spatial and temporal filtering process in terms of the signal extremum characteristic scales. . it's a new data analysis method that suitable to process non-stationary and non-linear data. Its power to filter and decompose data has earned it a high reputation in signal processing. Empirical mode decomposition is a time_frequency analysis method which can adaptive decomposition of complex signals. The decomposed component contains diffrents bands of frequencies from high to low, and the residual value is the signal trend component representing the signal averaged trend, that is similar to the rigion anomalies in the geophysical field. The empirical mode decomposition (EMD) method is an algorithm for the analysis of multicomponent signals that breaks them down into a number of amplitude and frequency modulated zero-mean signals, termed intrinsic mode function (IMFs). An IMF must fulfill two requirement: (1) the number of extrema and the number of zero crossings are either equal or differ at most by one; (2) at any point, the mean value of the envelope defined by the local maxima and the envelope defined by the local minima is zero. Based on this theory, using the EMD to separate the geophysical potential field was proposed in this article. When EMD is used for separation anomaly, the problem is to identify properly which IMFs contain residual characteristics. Certain mode will consist mainly residual, whereas other modes will contain regional and noise characteristics. Magnetic field anomalies are usually superposed large-scale structures and small-scale structures anomalies. Separation of these two categories of anomalies is the most important step in the data interpretation. Different methods have been introduced for this work but, most of them are the semi-automatic methods, it means that interpretator's opinion directly can affect the results. In this paper, empirical mode decomposition method is used to separate regional and residual magnetic anomalies. EMD decomposition results in what is "Residual", which is similar to the regional anomaly of a potential field data. This residual does not require any preset parameters unlike contemporary field separation methods. This automatic method is based on extraction of the intrinsic oscillatory modes of data. Efficiency of this method is investigated on both synthetic and real data acquired on north mahalat and Rodan area of province markazi and province hormozgan for region subsurface geology with the purpose of geothermal reservers and mining exploration. Compared to the conventional method of trend analysis, the EMD method is with less

artificial influence, and we needn't set any parameters beforehand. Otherwise, it reflects the potential field intrinsic physical characteristics better. Separation results show that this technique have higher accuracy than conventional methods like as polynomial fitting and has a good consistency with regions geology. finally results of the new method is compared with results of the upward continuation filter and observed that these results is matched with the upward continuation filter .



Shahrood University of Technology
Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics

**Potential field anomaly separation using empirical mode
decomposition**

By:

Ahmad Moradi

Under Supervision of:

Dr. Ali Nejati Kalateh

Advisor:

Dr. Amin Roshandel Kaho

A thesis for the degree of M.Sc. in Geophysics (Gravity)

2013