

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد گرانی سنجی

مقایسه روش دکانولوشن اویلر و روش طیف توان در تخمین عمق آنومالی های گرانی سنجی کرومیت ناحیه دولت آباد، هرمزگان

نگارنده : مریم باغیان

اساتید راهنما:

دکتر علی نجاتی کلاته

دکتر سوسن ابراهیمی

بهمن ۱۳۹۹

تقدیم بہ :

محترم مہربانم

,

فرزند ان عزیزم

شکر و قدردانی:

یگانه آفریدگار، هستی را پاس که توفیق نگارش این پایان نامه را به من عطا فرمود و مراد این راه‌گام و یاری فرمود.

هم‌چنین بر خود واجب می‌دانم که مراتب شکر و قدردانی خود را به استادان کرامت‌دوستانه دکتر علی نجابتی و دکتر سوسن ابراهیمی به خاطر تمام راهنمایی‌ها و حمایت‌های بی‌دریغ خود اعلام دارم؛ و نیز از داوران محترم این پایان نامه دکتر حمید آقا جانی و دکتر محمد رداد که با نظرات سازنده‌ی خود موجب اعتلای هرچه بیش‌تر این پایان نامه شدند کمال شکر را دارم. در ادامه از مشاوره و دانشجوی دکتر آقای سینا شیرانی به دلیل کمک‌ها و تجربیات ارزشمندی که در اختیارم نهادند شکر می‌کنم. در پایان از زحمات خانواده عزیزم که در تمامی مراحل زندگی ام پشتوانه روحی محکمی برای من بوده‌اند قدردانی می‌کنم.

تعهدنامه

اینجانب مریم باغیان دانشجوی دوره کارشناسی ارشد گرانی سنجی دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه مقایسه روش دکانولوشن اوپلر و روش طیف توان در تخمین عمق آنومالی های گرانی سنجی کرومیت ناحیه دولت آباد، هرمزگان تحت راهنمایی دکتر علی نجاتی کلاته و دکتر سوسن ابراهیمی متعهد می شوم.

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .

استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده:

روش‌های ژئوفیزیکی ابزارهایی هستند که با استفاده از اندازه‌گیری‌های کمیت‌های فیزیکی در روی سطح یا بالای سطح زمین اطلاعات ارزشمندی را حاصل می‌نمایند. از آن‌جا که کانی کرومیت دارای اختلاف چگالی قابل ملاحظه‌ای با سنگ‌های میزبان است، می‌توان از روش گرانی‌سنجی جهت اکتشاف این کانسارها بهره گرفت. از اهداف اصلی در تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی تعیین عمق و محدوده توده بی‌هنجار می‌باشد؛ به همین دلیل، روش‌های بسیاری برای برآورد عمق آنومالی‌های میدان پتانسیل ارائه شده است.

در این تحقیق از دو روش واهمامیخت اوپلر و طیف توان، به تفسیر و تخمین عمق داده‌های گرانی‌سنجی پرداخته شده است. روش واهمامیخت اوپلر استاندارد برای تفسیر حجم وسیع داده‌ها مفید است که نیازی به اطلاعات اولیه درمورد بردار مغناطیسی و چگالی چشمه‌های مولد بی‌هنجاری هم ندارد و در حالت دو و سه بعدی قابل انجام است. روش دیگر تخمین عمق بی‌هنجاری به روش طیف توان است که تفسیر داده‌های گرانی و مغناطیس درحوزه فرکانس انجام می‌شود. اگر لگاریتم طیف توان به‌دست آمده از تبدیل فوریه داده‌های میدان پتانسیل درمقابل مقادیر عدد موج تصویر شود، فاکتورهای زیادی مانند گسترش سطحی منشأ بی‌هنجاری، عمق منشأ بی‌هنجاری، ضخامت آن، چگالی و مغناطیدگی را نیز پاسخ می‌دهد.

برای بررسی و مقایسه کارایی هر روش، اعمال روش‌ها ابتدا روی داده‌های مصنوعی اعمال شد و سپس روی داده‌های واقعی در منطقه دولت‌آباد هرمزگان انجام گرفت. تخمین عمق و تفسیر داده‌های کرومیت در منطقه با استفاده از فیلتر روند سطحی، مشتق‌قائم و سیگنال تحلیلی و گرادیان افقی و مقایسه روش اوپلر و طیف توان در تخمین عمق منشأ آنومالی می‌باشد. نتایج حاصل از این روش‌ها در روش واهمامیخت اوپلر و روش طیف توان با اطلاعات زمین‌شناسی هم‌خوانی دارد؛ که نتایج حاصل از واهمامیخت اوپلر برای بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر و با روش طیف توان برای بی‌هنجاری‌های سطحی‌تر نتیجه مطلوبی داشت.

کلمات کلیدی: تخمین عمق، گرانی‌سنجی، روش طیف توان، منطقه دولت‌آباد هرمزگان.

فهرست مطالب

فصل اول کلیات.....	۱
۱-۱ مقدمه.....	۲
۲-۱ هدف از تحقیق.....	۴
۳-۱ سابقه تحقیق:.....	۵
۴-۱ ضرورت انجام تحقیق:.....	۸
۵-۱ روش تحقیق.....	۹
۶-۱ ساختار پایاننامه.....	۱۰
فصل دوم تصحیحات گرانی سنجی و مبانی واهمامیختاویلر استاندارد و طیف توان.....	۱۱
۱-۲ مقدمه.....	۱۲
۲-۲ روش واهمامیخت اوایلر.....	۱۴
۲-۲-۱ معادله همگن اوایلر.....	۱۵
۲-۲-۲ انتخاب ابعاد پنجره.....	۲۰
۳-۲-۲ انتخاب شاخص ساختاری.....	۲۱
۴-۲-۲ ملاک قبول نتایج واهمامیخت اوایلر.....	۲۲
۳-۲ روش تخمین عمق به روش تحلیل طیف توان.....	۲۸
۱-۳-۲ تئوری روش تخمین عمق با استفاده از طیف توان.....	۲۹
۳-۳-۲ فرضیه اسپکتور وگرنیت برای پردازش نقشه های مغناطیسی.....	۳۲
۴-۳-۲ تأثیر عمق بر روی طیف توان از دیدگاه اسپکتور وگرنیت.....	۳۴
۵-۳-۲ تأثیر گسترش عمقی (ضخامت) بر روی طیف توان از دیدگاه اسپکتور وگرنیت.....	۳۴
۶-۳-۲ تأثیر گسترش سطحی روی طیف توان از نظر اسپکتور وگرنیت.....	۳۶
فصل سوم اعمال واهمامیخت اوایلر و طیف توان روی داده های مصنوعی.....	۴۱
۱-۳ مقدمه.....	۴۲
۲-۳ اعمال فیلترهای گرانی سنجی روی مدل های مصنوعی.....	۴۳
۱-۲-۳ اعمال فیلترهای گرانی سنجی روی مدل دو مکعبی.....	۴۳
۲-۲-۳ اعمال فیلترهای گرانی سنجی روی مدل پنج مکعبی.....	۵۰
۳-۳ روش اوایلر استاندارد.....	۵۸
۱-۳-۳ اعمال روش اوایلر استاندارد روی داده های مصنوعی دو مکعب.....	۵۸
۲-۳-۳ اعمال روش اوایلر استاندارد روی داده های مصنوعی پنج مکعب.....	۶۰
۴-۳ اعمال روش طیف توان.....	۶۲
۱-۴-۳ اعمال روش طیف توان روی مدل مصنوعی دومکعبی.....	۶۲
۲-۴-۳ اعمال روش طیف توان روی مدل مصنوعی پنج مکعبی.....	۶۳

۵-۳	جمع بندی	۶۵
فصل چهارم	تخمین عمق توده در منطقه دولت آباد هرمزگان	۶۷
۱-۴	مقدمه	۶۸
۲-۴	زمین شناسی ذخایر کرومیت	۶۸
۱-۲-۴	کرومیت نوع لایه ای (بوشولد)	۶۹
۲-۲-۴	کرومیت نوع آلپی (افیولیتی)	۶۹
۳-۲-۴	ذخایر کرومیت در ایران	۶۹
۳-۴	جغرافیای منطقه و بررسی منطقه مورد مطالعه	۷۰
۱-۳-۴	زمین شناسی منطقه مورد مطالعه	۷۴
۴-۴	پیش پردازش یا تصحیح داده های گرانی سنجی	۷۸
۱-۴-۴	فیلتر روند سطحی	۸۱
۲-۴-۴	فیلتر مشتق قائم	۸۶
۳-۴-۴	سیگنال تحلیلی	۸۸
۴-۴-۴	گسترش به سمت پایین ادامه فروسو و گسترش به سمت بالا ادامه فراسو	۸۹
۵-۴	تخمین عمق به روش اویلر	۹۷
۱-۵-۴	ملاک قبول نتایج واهمامیخت اویلر در منطقه	۱۰۱
۶-۴	تخمین عمق به روش طیف توان	۱۰۳
۷-۴	مدلسازی داده های ژئوفیزیکی	۱۰۴
فصل ۵	نتیجه گیری و پیشنهاد	۱۰۹
۱-۵	نتیجه گیری	۱۱۰
۲-۵	پیشنهادهات	۱۱۱
منابع		۱۱۲

فهرست اشکال

- شکل (۱-۲): الف) نحوه حرکت پنجره روی داده‌های شبکه ب) محدوده جواب‌های قابل قبول در معادله اویلر .. ۱۸
- شکل (۲-۲): مدل بلوک باوجوه موازی وقائم (یک مدل تفسیری)(اسپکتور وگرنٲ، ۱۹۷۰)؛ با اندکی تغییر ۳۲
- شکل (۳-۲): فاکتور طیفی $T(\rho, t)$ درمقابل عدد موج..... ۳۵
- شکل (۴-۲): منحنی تغییرات طیف توان درمقابل مقادیر عدد موج و تأثیر ضخامت بر روی آن. افزایش ضخامت بلوک باعث انتقال پیک منحنی به سمت فرکانس‌های پایین تر میشود (اسپکتور وگرنٲ، ۱۹۷۰)؛ با اندکی تغییر..... ۳۶
- شکل (۵-۲): اثر مربوط به گسترش سطحی(سایز) روی طیف توان برای مقادیر مختلف a از دید اسپکتور وگرنٲ (۱۹۷۰)..... ۳۷
- شکل (۶-۲): نمودار شماتیک لگاریتم طیف توان در مقابل مقادیر عدد موج وخطوط برازش شده بر قسمت‌های دارای شیب خطی ثابت آن..... ۳۹
- شکل (۱-۳): طریقه قرار گرفتن دو مکعب در عمق ۴ و ۷ متری. تباین چگالی مکعب با محیط اطراف $1gcm^3$ میباشد ۴۳
- شکل (۲-۳): مشخصات قرار گرفتن دو مکعب در عمق ۴ و ۷ متری. تباین چگالی مکعب با محیط اطراف $1gcm^3$ میباشد ۴۳
- شکل (۳-۳): نقشه آنومالی بوگه روی داده‌های مصنوعی ۴۴
- شکل (۴-۳): نقشه سیگنال تحلیلی روی داده‌های مصنوعی دو مکعب ۴۵
- شکل (۵-۳): نقشه مشتق قائم اول روی داده‌های مصنوعی دو مکعب ۴۶
- شکل (۶-۳): نقشه ادامه فراسو داده‌های مصنوعی دو مکعب در ارتفاع ۲ متری ۴۷
- شکل (۷-۳): نقشه ادامه فراسو داده‌های مصنوعی دو مکعب در ارتفاع ۱۰ متری ۴۸
- شکل (۸-۳): نقشه ادامه فراسو داده‌های مصنوعی دو مکعب در ارتفاع ۲۰ متری ۴۹
- شکل (۹-۳): طریقه قرار گرفتن پنج مکعب در عمق‌های مختلف از سطح زمین که تباین چگالی با محیط $1gm^3$ است. ۵۰
- شکل (۱۰-۳): مشخصات قرار گرفتن پنج مکعب در عمق‌های مختلف..... ۵۱
- شکل (۱۱-۳): نقشه حاصل از بی‌هنجاری گرانی مدل پنج مکعب ۵۲
- شکل (۱۲-۳): نقشه‌های حاصل از سیگنال تحلیلی مدل پنج مکعب ۵۳
- شکل (۱۳-۳): نقشه‌های حاصل از مشتق قائم اول مدل پنج مکعب ۵۴
- شکل (۱۴-۳): نقشه‌های حاصل از ادامه فراسو مدل پنج مکعب در ارتفاع ۲ متری ۵۵
- شکل (۱۵-۳): نقشه حاصل از ادامه فراسو مدل پنج مکعب در ارتفاع ۱۰ متر ۵۶
- شکل (۱۶-۳): نقشه حاصل از ادامه فراسو مدل پنج مکعب در ارتفاع ۲۰ متری ۵۷
- شکل (۱۷-۳): اعمال روش اویلر استاندارد روی دو مکعب در عمق ۴ و ۷ متری ۵۹
- شکل (۱۸-۳): نتایج حاصل از روش اویلر استاندارد روی پنج مکعب ۶۰

- شکل (۳-۱۹): نمودار لگاریتم طیف توان معمولی در مقابل مقادیر عدد موج و عمق تخمینی حاصله از آن برای مدل مصنوعی دومکعبی زیرسطحی شکل (۳-۱) ۶۳
- شکل (۳-۲۰): نمودار لگاریتم طیف توان معمولی در مقابل مقادیر عدد موج و عمق تخمینی حاصله از آن برای مدل مصنوعی پنج مکعبی زیرسطحی شکل (۳-۹) ۶۴
- شکل (۴-۱): نقشه راه محدوده مورد مطالعه. محدوده مورد مطالعه با ستاره مشخص شده ۷۲
- شکل (۴-۲): الف) موقعیت محدوده مورد مطالعه با توجه به تصویر ماهواره‌های گوگل‌ارث ب) نقاط برداشت روی منطقه ۷۳
- شکل (۴-۳): الف) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دولت آباد با تعیین موقعیت محدوده مورد مطالعه ۷۵
- ب) نقشه محدوده مورد مطالعه ۷۵
- شکل (۴-۴): راهنمای نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۷۶
- شکل (۴-۵): راهنمای نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۷۷
- شکل (۴-۶): نقشه موقعیت نقاط اندازه‌گیری ۷۸
- شکل (۴-۷): نقشه آنومالی بوگه کامل داده‌های گرانی منطقه کرومیتزایی دولت آباد (مقدار گرانی برحسب میلیگال) ۷۹
- شکل (۴-۸): نمایی از داده‌ها و تصحیحات در نرم‌افزار ژئوسافت برای روش اویلر ۸۰
- شکل (۴-۹): نقشه آنومالی باقیمانده حاصل از فیلتر روند سطح درجه ۱ ۸۳
- شکل (۴-۱۰): نقشه آنومالی باقیمانده حاصل از فیلتر روند سطح درجه ۲ ۸۴
- شکل (۴-۱۱): نقشه آنومالی باقیمانده حاصل از اعمال روند سطح درجه ۳ ۸۵
- شکل (۴-۱۲): نقشه آنومالی اعمال مشتق قائم اول در جهت Z ۸۷
- شکل (۴-۱۳): نقشه آنومالی اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی ۸۹
- شکل (۴-۱۴): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۵ متر ۹۱
- شکل (۴-۱۵): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۱۰ متری ۹۲
- شکل (۴-۱۶): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۱۵ متری ۹۳
- شکل (۴-۱۷): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۳۰ متری ۹۴
- شکل (۴-۱۸): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۴۰ متری ۹۵
- شکل (۴-۱۹): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۵۰ متری ۹۶
- شکل (۴-۲۰): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۶۰ متری ۹۷
- شکل (۴-۲۱): نتایج اویلر دیکانولوشن روی داده‌های منطقه روی ادامه فراسو ۵ متر ۱۰۰
- شکل (۴-۲۲): نقشه نتایج اویلر دیکانولوشن روی داده‌های منطقه روی ادامه فراسو ۳۰ متر ۱۰۱
- شکل (۴-۲۳): تخمین عمق به روش طیف توان ۱۰۳
- شکل (۴-۲۴): مدلسازی روی منطقه امیدبخش ۱۰۵
- شکل (۴-۲۵): نمایشی از نرم افزار potent برای مدلسازی آنومالی ۱۰۶
- شکل (۴-۲۶): نمایشی از نرم افزار potent برای مدلسازی آنومالی ۱۰۷

- شکل (۴-۲۷): نتایج مدل‌سازی سه بعدی معکوس در ۵ مقطع عمقی با استفاده از داده‌های گرانی برگرفته از مقاله
روشندل و نجاتی، ۹۳..... ۱۰۸
- شکل (۴-۲۸): نتایج مدل‌سازی سه بعدی معکوس در ۵ مقطع عمقی با استفاده از داده‌های گرانی برگرفته از مقاله
روشندل و نجاتی، ۹۳. استفاده از میان‌یابی سه بعدی به منظور ارائه درک بهتر از بی‌هنجاری ۱۰۸

فهرست جداول

جدول (۱-۲): مقادیر شاخص ساختاری گرانی و مغناطیسی برای شکل‌های مختلف زمین‌شناسی (علمدار، انصاری
۱۳۹۰، ۱۷

فصل اول

کلیات

ژئوفیزیک علمی است که به مطالعه ویژگی‌های فیزیکی زمین می‌پردازد و اهمیت قابل توجهی در شناخت ساختارهای زیرسطحی زمین دارد. اکتشافات ژئوفیزیکی، در آشکارسازی منابع زیرزمینی مانند منابع هیدروکربوری، کانسارهای فلزی و غیرفلزی و آب‌های زیرزمینی به کار گرفته می‌شوند و شامل روش‌های گرانی‌سنجی، مغناطیس‌سنجی، ژئوالکتریکی، لرزه‌نگاری و الکترومغناطیس می‌باشد. هر یک از این روش‌ها بر اساس ویژگی فیزیکی زمین نظیر چگالی، خاصیت الکتریکی یا رسانایی و مغناطیس شوندگی در ساختار مورد مطالعه و محیط اطراف آن بنا شده است. تفاوت در یک یا چند پارامتر در این روش‌ها می‌تواند اطلاعات مفیدی از ساختارهای زمین‌شناسی ارائه دهد؛ که با استفاده از آن می‌توان اکتشاف مواد معدنی را به طور مستقیم یا غیرمستقیم انجام داد. همچنین با کاربرد برخی از این روش‌ها می‌توان به مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای و پوسته‌ای و مطالعات زیست محیطی پرداخت.

ذخایر کرومیت شناخته شده در ایران از نوع انبانی (آلپی) با سنگ میزبان افیولیتی است و بر اساس شواهد زمین‌شناسی ذخایر نوع لایه‌ای (بوشفلد) غیرمحمول است. روش گرانی‌سنجی در صورتی کاربرد مفید و مؤثرتری خواهد داشت که توده کرومیتی به صورت یکپارچه وجود داشته باشد، با این وجود روشی مناسب در اکتشاف ذخایر کرومیت است. روش‌های پی‌جویی و اکتشاف تفصیلی کانسنگ کرومیت به ترتیب شامل تعیین نواحی افیولیتی، استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی و بررسی‌های دقیق زمین‌شناسی است. اکتشاف کرومیت در افیولیت ملانژها به دلیل عملکرد شدید تکتونیکی بسیار دشوار می‌باشد؛ با این حال وجود نشانه‌های متعددی مانند گسل‌ها، وجود رگه‌های منیزیت و توجه به پارائز کانی‌های ثانویه اطراف گسل‌ها جهت اکتشاف ذخایر کرومیت وجود دارد. با توجه به منحنی طیفی کرومیت، در حالی که در مقیاس ناحیه‌ای، مناطق افیولیتی که خاستگاه ذخایر کرومیت است را می‌توان با استفاده از تصاویر رنگی کاذب و نسبت‌های باندی مختلف در تصاویر ماهواره‌ای تشخیص داد؛ اما به دلیل نداشتن جذب و انعکاس واضح از کرومیت حتی در صورت رخنمون داشتن رگه‌های کرومیت در

زمین، این کانی توسط تصاویر ماهواره‌ای قابل تشخیص نیست. با توجه به گسترش توالی‌های افیولیتی و افیولیت ملانژها و مشخص بودن موقعیت جغرافیایی آنها مناطق دارای رخنمون نوارهای افیولیتی را می‌توان به‌عنوان مناطق پتانسیل‌دار کرومیت معرفی کرد، البته در نواحی آذربایجان آثاری از توده‌های نفوذی مافیک - اولترامافیک مشاهده شده است که با درجه اهمیت کم‌تر پس از افیولیت‌ها مطرح خواهند بود. مطالعات تکتونیک منطقه در اکتشاف تفصیلی نقش بسیار مهمی را داراست، زیرا فرایندهای تکنونیکي نظیر گسل‌ها می‌توانند توده‌های کرومیتی را در مکان‌های غیر قابل پیش‌بینی قرار داده باشند. وجود گسل‌ها، پدیده سرپانتینیزاسیون در منطقه، وجود رگه‌های منیزیت، شناخت پاراژنز کانیه‌های ثانویه اطراف گسل‌ها می‌توانند در ردیابی رگه‌های کرومیت مؤثر باشند. از نظر اکتشافی توجه به ژنز کانسار کرومیت و ارتباط آن با سنگ‌های درون‌گیر اهمیت به‌سزایی دارد، چرا که ارتباط ژنتیکی کروم با سنگ‌های اولترابازیک یکی از راه‌های مناسب برای پی‌جویی این ماده معدنی می‌باشد. گسل‌های ترانسفورم قدیمی نیز مکان مناسبی برای اکتشاف کرومیت محسوب شده و لازم است که اکتشاف در زون‌های مجاور یا تبدیل سری‌های ماگمایی اولترابازیک به گابرو مورد بررسی قرار گیرد.

شهرستان حاجی‌آباد در شمال استان هرمزگان واقع شده است و معادن بزرگ کرومیت این منطقه در اطراف دهستان کوه شاه واقع در بخش احمدی در ۱۳۰ کیلومتری شرق این شهرستان قرار دارند که ذخیره‌ای بالغ بر ۲۰۲۰۰۰ تن کرومیت خالص را دارا هستند و از این جهت از جایگاه ممتازی در سطح کشور برخوردار هستند. علاوه بر معادن کرومیت، ۵۸ معدن منگنز، مس، آهن، سنگ چینی و سیلیس در این شهرستان به ثبت رسیده است که ۱۸ معدن دارای پروانه بهره‌برداری و ۱۱ معدن مجوز برداشت دارند و مابقی در مرحله اکتشاف می‌باشند. در حال حاضر بیش از ۴ معدن کرومیت فعال و قابل بهره‌برداری در حاجی‌آباد در حال تولید و استخراج هستند که سالانه بیش از ۱۸۶۰۰ تن کروم شامل سنگ، خاک و غیره از این شهر به صورت خام استخراج می‌شود. شناخت و اکتشاف ذخایر کرومیت در حاجی‌آباد می‌تواند به عنوان سرمایه‌ای گرانبها برای توسعه اشتغال و بهبود اوضاع اقتصادی منطقه مد نظر قرار گیرد.

مجموعه اولترامافیک حاجی آباد در شمال استان هرمزگان، جزئی از نوار آمیزه رنگین ارزویییه- دولت آباد است و در لبه شمالی راندگی زاگرس جای دارد. این مجموعه شامل هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت و کرومیت می باشد که هارزبورژیت بیشترین حجم سنگها را به خود اختصاص داده است. شواهدی چون مرزهای منحنی، کشیدگی کروم اسپینلها و پیروکسنها، شواهد ذوب نامتجانس ارتوپيروكسن و وجود تیغه های جدایشی کلینوپيروكسن نشان می دهد؛ که سنگ های این مجموعه، ابتدا دگرشکلی های دمای بالای گشته بالایی را تحمل کرده و سپس در پوسته جایگزین شده اند. در همه واحدهای سنگی مجموعه می توان کانی کرومیت را به مقادیر و اشکال مختلف دید. در هارزبورژیتها و لرزولیتها، بلورهای قهوه ای و پراکنده کرومیت، یا به شکل منفرد و شکل دار دیده می شوند و یا به صورت بی شکل و میان دانه ای در میان کانی های دیگر هستند (مجتبی سلطانی نژاد، حمید احمدی پور، عباس مرادیان، بهنام زابلی سروتمین ۱۳۹۷).

۱-۲ هدف از تحقیق

برخی از سنگها حاوی کانی هایی هستند که دارای خواص مغناطیسی می باشند، از طرفی سنگ های چگال نیز ایجاد بی هنجاری های گرانی می نمایند. بنابراین می توان با استفاده از روش های مغناطیس سنجی و گرانی سنجی، با اندازه گیری و تفسیر میادین پتانسیل، به توزیع توده های معدنی با ارزش و ساختار درونی زمین دست یافت. از آن جا که استفاده از روش های دستی برای تفسیر این داده ها بسیار وقت گیر و همراه با خطا بوده، هم چنین نیاز به اطلاعات زمین شناسی منطقه دارد؛ لذا تلاش برای دست یافتن به روش های تفسیر کم خطا و سریع بدون نیاز به دانستن خصوصیات فیزیکی چشمه های بی هنجاری، روز به روز زیادتیر می شود. از جمله این

روش‌ها می‌توان به روش ورنر واهمامیخت^۱، روش واهمامیخت اوایلر^۲، تصویرسازی پارامترهای توده (SPI)، عدد موج محلی، مشتق تیلر و نقشه‌ی تتا اشاره کرد (بنی عامریان، اسکویی، فدی موریتزیو).

یکی از پرکاربردترین روش‌های تخمین عمق روش اوایلر برای داده‌های پتانسیل است. در روش واهمامیخت اوایلر نیازی به دانستن خصوصیات فیزیکی منطقه نیست، بنابراین می‌توان از آن در مکان‌هایی که از نظر زمین‌شناسی ناشناخته هستند استفاده کرد. روش دیگر تخمین عمق بی‌هنجاری، روش تحلیل طیف توان برای داده‌های پتانسیل است. با توجه به نتایج به‌دست آمده روش طیف توان شعاعی برای سطحی‌ترین قسمت از ساختار معدنی پاسخ دقیق‌تری نسبت به روش اوایلر دیکانولوشن پیش‌بینی می‌کند. اما روش اوایلر دیکانولوشن تغییرات عمقی ساختار معدنی با شیب مربوطه را نزدیک‌تر به ساختار زمین‌شناسی منطقه پیش‌بینی می‌کند (اکو علیپور، محمد حسن محمدیان سرون‌دانی، حمید آقاجانی، ۱۳۹۳). از این تحقیق، تخمین عمق بی‌هنجاری از دو روش واهمامیخت اوایلر و طیف توان؛ و مقایسه این دو روش می‌باشد.

۱-۳ سابقه تحقیق:

هود^۳ (۱۹۶۳) نخستین کسی بود که از روش اوایلر برای تخمین عمق استفاده کرد. تامپسون^۴ (۱۹۸۲) از این روش در حالت‌های دوبعدی و راید^۵ (۱۹۹۰) در حالت سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی استفاده کردند. راید با استفاده از روابط فیزیکی میدان مغناطیسی و گرانی توانست شاخص ساختاری چند توده‌ی واقعی را محاسبه کند.

¹ WernerDeconvolution

²EulerDeconvolution

3 Hood

⁴ Thompson

⁵ Rrid

مارسن و همکاران (۱۹۹۳) این روش را بر روی داده‌های گرانی و گرادیان‌های قائم گرانی به‌جای داده‌های خام بررسی کردند و مزیت استفاده از گرادیان‌های قائم را نشان دادند.

فیتز جرال^۱ و همکاران (۱۹۹۴) و باربوسا^۲ و همکاران (۱۹۹۹، ۲۰۰۰) ضمن ارائه تحلیل‌های آماری برای تخمین‌زنده‌های موقعیت چشمه و میدان ناحیه‌ای، تحلیلی برای انتخاب شاخص ساختاری و ملاک صحت نتایج، پیشنهاد کردند.

ماشایاندبو^۳ و همکاران (۲۰۰۱)، شاخص ساختاری را از معادله‌ی اوایلر حذف کرده، و روش اوایلر را به دوبعدی بسط داده و آن را اوایلر (واهمامیخت) دیکانولوشن تعمیم یافته نامیدند.

نبیقیان^۴ و هانسن^۵ (۲۰۰۱) با استفاده از تبدیل هیلبرت، بر دقت این روش افزودند. هانسن (۲۰۰۲) برای تعداد چشمه‌های بیش‌تر، این روش را آزمایش کرد. فیتز جرال و همکاران به کمک تبدیل هیلبرت، این روش را با دقتی بالاتر به‌کار بردند.

از مهم‌ترین روش‌های تخمین شاخص ساختاری، روش تبدیل مشابه دیفرانسیلی است که گرووسکا^۶ و همکاران (۲۰۰۳) از آن در برنامه‌های اتوماتیک تخمین شاخص ساختاری استفاده کردند؛ و هم‌زمان موقعیت چشمه و پارامترهای میدان زمینه را می‌توان تعیین کرد.

¹ FitzGerald

² Barboosa

³ Mushayandebvu

⁴ Nabighian

⁵ Hansen

⁶ Grooska

کوپر^۱ (۲۰۰۸) برای تخمین شاخص ساختاری در حالت دوبعدی روش جدیدی ارائه داد. همچنین در سال ۲۰۰۹، روش خود را برای داده‌های شبکه تعمیم داد.

نجاتی و همکاران (۱۳۸۴) برای بررسی وضعیت ماده معدنی کرومیت در هرمزگان از داده‌های گرانی‌سنجی به روش وارون‌سازی فشرده استفاده کردند. از آن‌جا که توده‌های کرومیتی معمولاً به لحاظ زمین‌شناسی به صورت عدسی دیده می‌شوند؛ نتایج وارون‌سازی به روش فشرده‌سازی در این تحقیق، این شکل را برای توده‌های کرومیتی تأیید کرد که با استفاده از فیلتر ادامه فراسو تخمین عمق نیز صورت گرفت.

علمدار و همکاران (۱۳۸۸) با استفاده از تلفیق دو روش سیگنال تحلیلی و واهمامیخت اولیر، به تخمین بهتری از شاخص ساختاری رسیدند. با استفاده از این روش، مناطق معدنی کرومیت در بسیاری از کشورها مانند ترکیه، آلبانی و صربستان تعیین و بهره‌برداری شد (کاسپری، ۱۹۹۹) (هامر و همکاران (۱۹۴۵)، ارگین (۱۹۵۲) و یونگل (۱۹۵۶) در ترکیه، دیویس و همکاران (۱۹۷۵) در کوبا، نجاتی (۱۳۸۳)، کامکار روحانی و بیگی (۱۳۸۸)، آقاجانی (۱۳۹۱) و آزاد و همکاران (۱۳۹۲) در ایران، با استفاده از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی، توانستند بی‌هنجاری‌های کرومیتی مختلفی را شناسایی کنند.

آنالیز طیفی داده‌های گرانی و مغناطیس در طول سال‌های گذشته اولین بار برای تخمین عمق ساختارهای زمین‌شناسی معین مانند پی‌سنگ مغناطیسی توسط (اسپکتور و گرنت^۲) (۱۹۷۰)؛ هاهن^۳ و همکاران، ۱۹۷۶؛ کنارد^۴ و همکاران ۱۹۸۳؛ پدرسون^۵، ۱۹۹۱؛ گارسیا^۶ و نس، ۱۹۹۴؛ نقطه‌ای همدمای کوری اکیوبو^۷ و

¹Cooper

² Spector and Grant

³Hahn

⁴Connard

⁵ Pedersen

⁶ Garcia-Abdeslem and Ness

⁷ Okubo Pawlowski

همکاران، ۱۹۸۵؛ باتاچاریا^۱ و لئو، ۱۹۹۷؛ بلیکلی^۲، ۱۹۹۸) استفاده شده است. یکی دیگر از روش‌های مهم تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی به‌ویژه داده‌های میدان پتانسیل پردازش آن‌ها در حوزه فرکانس است. تحلیل طیف توان یکی از روش‌های اتوماتیک تخمین عمق می‌باشد؛ که با در نظر گرفتن یک توزیع آماری برای منشأهای ایجاد آنومالی به تخمین عمق می‌پردازد و یک روش تعبیر و تفسیر مستقیم در تخمین عمق توده بی‌هنجاری می‌باشد.

اسپکتور وگرن (۱۹۷۰) نشان دادند که در محاسبه‌ی طیف توان، عمق منشأ بی‌هنجاری، شکل طیف توان میدان پتانسیل را تعیین می‌کند. در این روش منشأهای آنومالی به‌صورت مجموعه‌ای از بلوک‌های قائم و راست‌گوشه فرض می‌شوند تا از پیچیدگی‌های ریاضی، پیش‌گیری شود و محدود بودن اطلاعات را جبران نماید. مطالعات انجام شده روی پروژه حفاری قاره‌ای آلمانی‌ها (KTB) نشان داد که پارامترهای فیزیکی مربوط به منشأ بی‌هنجاری، مانند توزیع چگالی و مغناطیس‌پذیری خواص تعمیم‌یافته دارند (پیلکینگتون^۳ و تودوسچاک، ۱۹۹۰، ۱۹۹۳، ۱۹۹۵؛ مائوس و دیمری^۴، ۱۹۹۵، ۱۹۹۶).

۱-۴ ضرورت انجام تحقیق:

عنصر کروم به دلیل ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاص، در صنایع مختلف کاربردهای مهم و اساسی دارد؛ لذا اکتشاف ذخایر معدنی مهم و باارزش کرومیت، یکی از عوامل مؤثر در توسعه هر کشور محسوب می‌شود. ذخایر کرومیت امروزه در نقش معادن و فعالیت‌های معدنی در توسعه اقتصادی بسیاری از کشورها از اهمیت بسیاری برخوردار است و نقش اساسی در استقلال اقتصادی یک کشور ایفا می‌کند. حال اگر بهره‌برداری از این ذخایر با استفاده از شیوه‌ها و روش‌های متنوع و یک روش علمی انجام شود، می‌تواند در شناسایی این ماده

¹ Bhattacharyya and Leu

² Blakly

³ Pilkington and Todoeschuck

⁴ Maus and Dimri

معدنی و کاهش هزینه عملیاتی و استخراج آن نقش شایانی داشته باشد. و موجبات بهره‌وری، اشتغال، افزایش تولید و... و نیز افزایش درآمد سرانه را نیز فراهم کرده و از طرفی با توجه به کاربرد و مصرف آن در صنایع باعث توسعه صنعتی می‌شود. اکتشاف این نوع ذخایر، با، از آن‌جا که این کانی دارای چگالی بالایی بوده و اختلاف چگالی نسبتاً مناسبی با سنگ میزبان کانی‌سازی دارد؛ روش گرانی‌سنجی می‌تواند در اکتشاف این نوع ذخایر نقش مهم و اساسی ایفا نماید. مهم‌ترین هدف در تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی تعیین عمق و محدوده توده آنومال می‌باشد، که تفسیر صحیح این داده‌ها می‌تواند در کاهش هزینه‌های اکتشاف مانند تعیین نقاط حفاری نقش به‌سزایی داشته باشد. امروزه در بسیاری از کشورهای جهان نظیر آمریکا، آفریقای جنوبی، ترکیه، ایران، قبرس، کوبا، کانادا، فیلیپین، شوروی سابق، زیمبابوه، برزیل، هند، آلبانی و چین معادن کرومیت فعال وجود دارد. استفاده زیاد کرومیت در صنایع مختلف به علت دارا بودن ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاص سبب شده این کانی جزء کانی‌های استراتژیک در جهان مطرح باشد؛ لذا استفاده از شیوه‌ها و روش‌های مناسب برای شناسایی این ماده معدنی سبب شناخت بهتر آن شده و هزینه عملیاتی و اجرایی استخراج را کاهش خواهد داد.

۱-۵ روش تحقیق

عامل فیزیکی تأثیرگذار در روش گرانی‌سنجی، چگالی توده‌های زیرسطحی و وجه تمایز بین توده‌ها در روش مغناطیس‌سنجی، اختلاف خودپذیری توده‌ها با جوانب می‌باشد. اگر کانسار یا ساختار زمین‌شناسی دارای اختلاف چگالی و خودپذیری مغناطیسی با محیط دربرگیرنده خود باشد، با استفاده از این روش‌ها می‌توان توزیع مشخص و قابل قبولی از آنومالی‌ها را در سطح زمین به‌دست آورد.

۱- با استفاده از grav 3D داده‌های مصنوعی برای مکعب، تولید می‌گردد و با استفاده از نرم‌افزار ژئوسافت، فیلترهای داده‌های گرانی اعمال خواهد شد. سپس با اعمال روش اویلر روی داده‌های گرانی در عمق‌های مختلف و حرکت پنجره و حداقل درصد تخمین عمق، اندیس ساختاری و پنجره مناسب انتخاب می‌گردد.

۲- بعد از تصحیح داده‌های واقعی گرانی، نقشه آنومالی بوگه و گذراندن فیلترهای روند سطح، هم‌چنین ادامه فراسو و ادامه فروسو سیگنال تحلیلی و مشتق قائم، با استفاده از روش اویلر و طیف توان، عمق توده کرومیت تخمین زده می‌شود.

۳- نتایج به‌دست آمده از واهمامیخت اویلر با نتایج روش تحلیل طیف انرژی مقایسه شده و با نتایج حفاری اعتبارسنجی می‌شود تا روش بهینه بین این دو روش به‌دست آید.

۱-۶ ساختار پایان‌نامه

پایان‌نامه در قالب پنج فصل تهیه و تنظیم گردیده است. فصل اول شامل کلیاتی در مورد هدف، ضرورت و روش تحقیق می‌باشد. فصل دوم به معرفی تصحیحات و جداسازی بی‌هنجاری محلی و ناحیه‌ای به روش گرانی‌سنجی، روش‌های مورد استفاده در تحقیق و روش واهمامیخت اویلر و طیف توان اختصاص یافته است. در فصل سوم خروجی‌های روش‌های گرانی‌سنجی و واهمامیخت اویلر و طیف توان بر روی داده‌های مصنوعی ارائه می‌گردد. فصل چهارم به معرفی منطقه مورد مطالعه، برداشت‌های سطحی، پردازش‌ها به روش‌های گرانی‌سنجی و واهمامیخت اویلر و طیف توان و تخمین عمق، اختصاص یافته است. هم‌چنین انجام روش‌های واهمامیخت اویلر و طیف توان بر روی داده‌های گرانی‌سنجی ارائه خواهد شد. فصل پنجم به مقایسه روش‌های به‌کار رفته در این تحقیق، نتیجه‌گیری و پیشنهادات پرداخته می‌شود.

فصل دوم

تصحیحات گرانی سنجی و

مبانی واهمامیخت او یلراستاندارد

و طیف توان

اساسی‌ترین ویژگی در کارهای مهندسی اکتشافی، تخمین عمق بی‌هنجاری‌هاست؛ لذا روش‌های متعددی برای محاسبه عمق بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل ابداع شده است. در هر تفسیر ژئوفیزیکی یک ابهام اساسی وجود دارد که تابع حاصل‌ضرب یک خاصیت فیزیکی و یک حجم است. چشمه‌های کوچک با خصوصیات فیزیکی شدت بالا و چشمه‌های بزرگ با خصوصیات فیزیکی کم‌شدت، پاسخ ژئوفیزیکی تقریباً یکسانی ایجاد می‌کنند. مواردی از این ابهام در گرانی‌سنجی سه‌بعدی در حاصل‌ضرب چگالی و حجم مشاهده می‌شود. از اهداف مهم تفسیر داده‌های ژئوفیزیک، تعیین خصوصیات بی‌هنجاری، مانند محل، عمق، شیب و جهت گسترش بی‌هنجاری گرانی یا مغناطیس می‌باشد؛ که مهم‌ترین آن تعیین عمق بی‌هنجاری‌هاست. تا جایی که در بعضی کاوش‌ها، عمق بی‌هنجاری، تنها پارامتری است که در تفسیر مورد توجه قرار می‌گیرد. بدین منظور از روش‌های متفاوتی جهت تخمین عمق می‌توان استفاده کرد که روش‌های آماری اسپکتروگرانت^۱ (۱۹۷۰)، روش واهمامیخت ورنر^۲ (هارتمن^۳ و همکاران ۱۹۷۱)، سیگنال تحلیلی (نبیقیان^۴ ۱۹۷۲)، روش واهمامیخت اوایلر^۵ (تامپسون^۶، ۱۹۸۲)، روش پیترز (Peters method)، روش عمق ماکزیمم (Maximum depth)، روش کم‌ترین مربعات (Least-squares) و طیف توان در این حوزه کارآمد بوده اند. از آن‌جا که روش واهمامیخت اوایلر، برای همه میادین پتانسیل قابل استفاده است، لذا در این تحقیق از روش اوایلر استفاده شده است و در نهایت با بررسی و مقایسه با نتایج حاصل از طیف توان، عمق بی‌هنجاری، تخمین زده می‌شود. در روش واهمامیخت اوایلر، تفسیر تعداد زیاد داده به روش اتوماتیک و سریع انجام می‌شود؛ همچنین به اطلاعات اولیه درباره بردار مغناطیسی شدن چشمه‌های مغناطیسی

¹Spector and grant

²WernnerDeconvolution

³ Hartmann

⁴ Nabighian

⁵ Euler Deconvolution

و چگالی چشمه‌های گرانی، نیازی ندارد و مخصوص مدل‌های ویژه‌ی چشمه هم نیست؛ بنابراین در تفسیر داده‌های مغناطیسی و گرانی به کار می‌رود.

استفاده از معادله اوایلر برای تخمین عمق، ابتدا توسط هود^۱ (۱۹۶۳) معرفی شد، سپس تامپسون (۱۹۸۲) این روش را برای داده‌های اندازه‌گیری شده روی یک نیم‌رخ به کار برد.

اگر مقدار صحیحی از اندیس ساختاری مربوط به هندسه توده‌ی مسبب بی‌هنجاری انتخاب و در معادله اوایلر استفاده شود، روش اوایلر روشی سریع برای تفسیر داده‌های میدان پتانسیل است. این روش در زمره تکنیک‌های تخمین عمق اتوماتیک طبقه‌بندی می‌شود؛ لذا می‌توان از کامپیوتر به ویژه زمانی که حجم وسیعی از داده‌های دیجیتالی در دسترس باشد برای انجام این روش بهره برد (تامپسون، ۱۹۸۲). از مزایای این روش استفاده از آن در هر موقعیت جغرافیایی است؛ علاوه بر این از هیچ مدل خاص زمین‌شناسی استفاده نمی‌شود (تامپسون، ۱۹۸۲). این روش توسط رید^۲ و همکاران (۱۹۹۰) توسعه یافت و در حوزه داده‌های اندازه‌گیری شده روی یک شبکه و تفسیر سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی از آن استفاده کردند. اصلاحات بعدی در این روش برای برآورد ضریب هندسی صورت گرفت. مارسن^۳ و همکاران (۱۹۹۳) نخستین بار این روش را برای داده‌های گرانی به کار بردند و مزیت استفاده از گرادیان‌های قائم به جای داده‌های خام را نشان دادند.

باربوسا^۴ و همکاران (۱۹۹۹) تلاش‌هایی در جهت بهبود اندیس ساختاری انجام دادند. ماشایانده‌ب‌و^۵ (۲۰۰۱) این روش را با معرفی یک ضریب ساختاری دوبعدی تعمیم دادند. هانسون^۶ و سوسیو (۲۰۰۲) نیز

1 Hood

2 Reid

3 Marson

4 Barbosa

5 Mushayandebvu

6 Hansen

واهمامیخت اوایلر را برای منابع چندگانه تعداد چشمه‌های بیش‌تر در آن واحد تعمیم دادند و فیتز جرال^۱ و همکاران (۲۰۰۴) به کمک تبدیل هیلبرت، این روش را با دقتی بالاتر به کار بردند.

در این فصل ابتدا به صورت تئوری روش واهمامیخت اوایلر و محاسبه طیف توان داده‌های میدان پتانسیل توضیح داده می‌شود و پس از آن روش واهمامیخت اوایلر و روش اسپکتور و گرن^۲ (۱۹۷۰) به عنوان روش‌های تخمین عمق برای داده‌های گرانی‌سنجی با استفاده از واهمامیخت اوایلر و طیف توان معرفی می‌گردد.

۲-۲ روش واهمامیخت اوایلر

افراد زیادی معادله اوایلر را برای تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی به کار برده‌اند؛ مانند (تامپسون، ۱۹۸۲)، (بارونگو، ۱۹۸۴)، (ریدوهمکاران، ۱۹۹۰) و سپس (مارسون و کلینگل، ۱۹۹۳) برای داده‌های گرانی استفاده کردند. تفسیر داده‌های میدان پتانسیل به طور معمول با برآورد عمق یا محل منبع بی‌هنجاری، در حوزه مکان یا عدد موج صورت می‌گیرد. تاکنون الگوریتم‌های متعددی به این منظور عرضه شده است؛ که معمولاً در ابتدا برای تفسیر داده‌های مغناطیسی معرفی شدند و در ادامه در مورد داده‌های گرانی نیز تعمیم یافتند. روش واهمامیخت اوایلر روشی خودکار برای برآورد عمق منبع بی‌هنجاری از حجم وسیعی از داده‌های میدان پتانسیل در حوزه مکان است؛ و به اطلاعات اولیه مانند خودپذیری مغناطیسی و چگالی چشمه نیاز ندارد و مخصوص مدل خاصی هم نیست؛ بنابراین در تفسیر داده‌های مغناطیسی و گرانی به کار می‌رود. این روش متعلق به دسته‌ای از روش‌هاست که روش‌های اتوماتیک تخمین عمق خوانده می‌شوند. این روش توده وابسته است؛ یعنی به طبیعت و هندسه‌ی چشمه‌ی سبب شونده وابسته می‌باشد. اساس این روش بر مبنای معادلات دیفرانسیل جزئی اوایلر بنا شده است؛ که با معرفی کمیتی به نام شاخص ساختاری که با آگاهی از شکل توده زیر سطحی انتخاب می‌شود، می‌توان موقعیت توده‌ها را به کمک اندازه‌گیری میدان پتانسیل در روی یک پروفیل یا نقشه و با تقسیم آن‌ها به پنجره‌های

¹ FitzGrald

اندازه‌گیری متوالی به‌دست آورد. هر پنجره تخمینی از عمق و موقعیت افقی توده ارائه می‌دهد. در اکتشاف معادن فلزی یا معادنی با تباین چگالی زیاد با سنگ‌های در برگیرنده نیز معمولاً یکی از اساسی‌ترین پارامترها، عمق ماده معدنی است.

۲-۲-۱ معادله همگن اوایلر

معادله اوایلر، رابطه بین میدان پتانسیل و مؤلفه‌های گرادیان آن را با مکان منبع بی‌هنجاری با درجه همگنی که با یک ضریب هندسی (structural index) تعریف می‌شود، بیان می‌کند.

$f(v)$ تابعی از متغیرهای $v = (v_1, v_2, v_3, \dots)$ و تابع همگن از درجه n است هرگاه داشته باشیم:

$$f(tv) = t^n f(v) \quad (1-2)$$

t یک عدد حقیقی است. اگر تابع $f(v)$ نسبت به متغیر v مشتق پذیر باشد رابطه زیر را معادله اوایلر می‌نامند.

$$u \nabla v f(v) = n f(v) \quad (2-2)$$

حال اگر f را تابعی از (x, y, z) در نظر بگیریم روابط بالا بر حسب متغیرهای (x, y, z) را می‌توان به شکل زیر

باز نویسی کرد (تامپسون، ۱۹۸۲).

$$f(t_x, t_y, t_z) = t^n f(x, y, z) \quad (3-2)$$

$$x \frac{\delta f}{\delta x} + y \frac{\delta f}{\delta y} + z \frac{\delta f}{\delta z} = n f \quad (4-2)$$

اثر مغناطیسی یا گرانی اشکال مختلف هندسی را بطور کلی این‌گونه نمایش می‌دهیم:

$$f = \frac{a}{r^N} \quad (5-2)$$

که در آن a مقدار ثابت، r فاصله توده تا نقطه اندازه‌گیری، N اندیس ساختاری و f میدان گرانی یا

مغناطیسی می‌باشد.

طبق رابطه اخیر میدان‌های پتانسیل و مغناطیسی تابعی همگن از درجه N هستند که در مورد توده‌های با هندسه مختلف می‌توان متغیر N را تغییر داد. تامپسون (۱۹۸۲) معادله اوپلر در مورد داده‌های میدان پتانسیل را به شکل زیر نوشت:

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = N(B - f) \quad (۶-۲)$$

(x_0, y_0, z_0) : موقعیت توده سبب‌شونده یا بی‌هنجاری

(x, y, z) : موقعیت نقطه اندازه‌گیری یعنی نقطه‌ای که چشمه پتانسیل در آن باعث ایجاد بی‌هنجاری میدان کل f شده است.

B : مقدار میدان ناحیه‌ای منطقه که به جمله متعادل‌کننده معروف است

N : اندیس ساختاری^۱ است که به هندسه توده، شکل، اندازه و موقعیت آن بستگی دارد (رید، ۱۹۹۰) و بیانگر نرخ میرایی میدان پتانسیل نسبت به افزایش فاصله از چشمه است. تامپسون (۱۹۸۲) نرخ میرایی را متناسب با $\frac{1}{r^N}$ می‌داند.

r : فاصله بین نقطه مرزی چشمه و نقطه‌ی مشاهده است؛

موقعیت چشمه (x_0, y_0, z_0) و مقدار میدان ناحیه‌ای B مجهول می‌باشد.

رابطه زیر نشان می‌دهد که هرگاه در معادلات جمله‌ی میدان ناحیه‌ای وجود داشته باشد f مربوط به میدان کل است. در صورتی که وقتی میدان ناحیه‌ای صفر باشد f مربوط به میدان تولید شده توسط چشمه است.

$$f(x) = A(x) + B(x)$$

¹ Structural index

گرادیان‌ها در سه بعد در جهت محورهای مختصات، با استفاده از تئوری‌های استاندارد پتانسیل در حیطه مکان یا عدد موج می‌تواند محاسبه شود. در برخی از موارد گرادیان قائم اندازه‌گیری می‌شود که مستقیماً می‌توان آن را در معادله (۶-۲) قرار داد. اگر از روش اویلر در اندازه‌گیری‌های خطی یا پروفیلی استفاده شود، پروفیل را در راستای x در نظر گرفته و مختصات y برابر صفر قرار داده می‌شود. در این صورت اگر گرادیان افقی $\frac{\delta f}{\delta y}$ در معادله (۶-۲) صفر فرض شود، آن‌گاه معادله (۶-۲) در فضای دو بعدی به صورت زیر درخواهد آمد:

$$x_0 \frac{\delta f}{\delta x} + z_0 \frac{\delta f}{\delta z} + NB = x \frac{\delta f}{\delta x} + z \frac{\delta f}{\delta z} + NF \quad (7-2)$$

مشتقات موجود در رابطه (۷-۲) می‌توانند بطور مستقیم یعنی برداشت داده یا به صورت معمول از طریق محاسبه در حوزه مکان یا عدد موج به دست آیند. تنها مجهولات در معادله (۷-۲) x_0, z_0, N هستند.

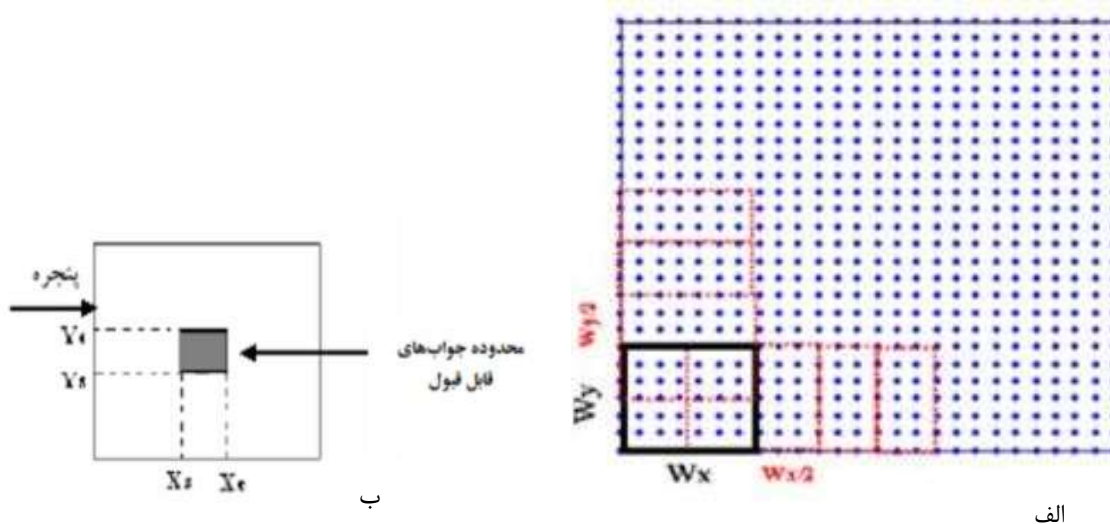
مختصات (x_0, z_0) بیانگر عمق و جایگاه افقی نقطه ای معادل از چشمه می‌باشند و N نمایانگر نوع چشمه است که به نوع آنومالی و خصوصیات هندسی چشمه بستگی دارد. مقدار N برای منابع مختلف در جدول (۱-۲) آمده است.

جدول (۱-۲): مقادیر شاخص ساختاری گرانی و مغناطیسی برای شکل‌های مختلف زمین‌شناسی (علمدار، انصاری، ۱۳۹۰)

N	میدان مغناطیسی	میدان گرانی
۰	Contact	پله-دایک-سیل
۰/۵	پله ضخیم	Ribbon
۱	سیل-دایک	استوانه افقی
۲	استوانه	کره
۳	کره	

معادله (۷-۲) برای به دست آوردن سه مجهول x_0, y_0, N با محاسبه مقادیر مشتقات و میدان کلی میدان مغناطیسی در سه نقطه متفاوت از محور x ها در طول پروفیل می تواند حل شود. در این صورت سه معادله سه مجهول خواهیم داشت که مقادیر مجهولات را در صورتی می توان به دست آورد که دترمینان ضرایب صفر نباشد. در این روش با انتخاب یک پنجره با پهنای مناسب و حرکت این پنجره روی شبکه داده ها جواب های معادله اوایلر بر روی هر پنجره به دست می آید. هر بار پنجره به اندازه نصف طول در جهت x و به اندازه نصف عرض در جهت y جابجا می شود (شکل ۱-۲). با فرض این که در هر پنجره n داده وجود دارد می توان رابطه اوایلر را برای هر پنجره به شکل ماتریسی زیر نوشت که در هر پنجره به روش کمترین مربعات حل می شود. یعنی یک معادله واهمامیخت اوایلر به صورت یک معکوس سازی خطی اجرا می شود.

$$\begin{bmatrix} \frac{\delta f}{\delta x_1} & \frac{\delta f}{\delta y_1} & \frac{\delta f}{\delta z_1} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\delta f}{\delta x_n} & \frac{\delta f}{\delta y_n} & \frac{\delta f}{\delta z_n} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\delta f}{\delta x_1} + y_1 \frac{\delta f}{\delta y_1} + z_1 \frac{\delta f}{\delta z_1} + N f_1 \\ \vdots \\ x_n \frac{\delta f}{\delta x_n} + y_n \frac{\delta f}{\delta y_n} + z_n \frac{\delta f}{\delta z_n} + N f_n \end{bmatrix} \quad (۸-۲)$$



شکل (۱-۲) : الف) نحوه حرکت پنجره روی داده های شبکه ب) محدوده جواب های قابل قبول در معادله اوایلر (سلاجقه

ابراهیم زاده، ۱۳۸۵)

برای اعمال روش اویلر روی داده‌ها، به دلیل حجم زیاد داده‌های مورد استفاده در روش‌های مغناطیسی یا گرانی و عدم دستیابی به دقت و کیفیت لازم در پردازش یکباره و کلی داده‌ها در کل شبکه، پنجره مربعی اویلر که روی شبکه جابه‌جا شده و عملیات پردازشی درون پنجره صورت می‌گیرد این گونه تعریف می‌شود. این پنجره باید دو مشخصه‌ی زیر را داشته باشد (رید و همکاران، ۱۹۹۰).

بر روی ابعاد پنجره باید ۲ عامل اصلی را در نظر گرفت: (علمدار، انصاری ۱۳۹۰)

۱- ابعاد به قدری کوچک نباشد که مقدار داده‌های محاط در پنجره و گرادیان‌های آنها در حدود هم بوده، تغییرات محسوسی نداشته باشد.

۲- ابعاد پنجره به اندازه‌ای بزرگ نباشد که داده‌های محاط در آن مربوط به توده‌های مختلف مجاور هم باشد و شکل هم‌پوشانی ایجاد شود.

تنها عیب استفاده از روش اویلر، نیاز آن به اطلاعات قبلی در مورد شاخص ساختاری توده سبب‌شونده بی‌هنجاری است. بنابراین انتخاب صحیح اندیس ساختاری، مشکل اصلی برای حل با معادله اویلر در تخمین عمق توده‌هاست.

در قسمت‌های مرزی بی‌هنجاری، مقدار میدان و مشتق‌های آن کم و مقدار نویز زمینه، زیاد است. بنابراین وقتی پنجره‌ی اویلر روی مرز بی‌هنجاری قرار می‌گیرد، پراکندگی نتایج اویلر، بیش‌تر می‌شود؛ چون نویزها طبیعت غیر لاپلاسی میادین پتانسیل را افزایش می‌دهند (فیتز جرال و همکاران، ۲۰۰۴). برای کاهش نتایج پراکنده‌ی اثر حضور نویز در داده‌ها، چند عمل قابل انجام است. مثلاً می‌توان نتایج حاصل از پنجره‌هایی را مد نظر قرار داد که در آن‌ها میدان کل بی‌هنجاری و مشتق‌های آن مقدار قابل ملاحظه‌ای دارد که بخش‌های اصلی بی‌هنجاری را شامل می‌شود. در قسمت‌های مرزی بی‌هنجاری باید پنجره‌های اویلر متمرکزتر باشند تا نتایج پراکنده به دست نیاید. حذف نویز داده‌ها با استفاده از انواع فیلتر مانند گسترش به سمت بالا، امکان‌پذیر است. مناطقی که دامنه بی‌هنجاری بزرگ نیست، از محاسبات خارج نمی‌شوند؛ چرا که با استفاده از داده‌های این نواحی هم می‌توان به

نتایج مناسبی دست یافت. این امر باعث می‌شود از تعداد نتایج مناسب کم نشود. بنابراین با وجود تعداد زیادی نتیجه‌ی قابل توجه، دقت تخمین عمق افزایش می‌یابد. پیشنهاد می‌شود در حالت سه‌بعدی، به‌جای این که B صفر در نظر گرفته‌شود، تخمین زده‌شود. چون شاخص ساختاری و B به هم وابسته‌اند؛ و صفر در نظر گرفتن بدون دلیل B ، نمی‌تواند منجر به تخمین شاخص ساختاری صحیح و حذف پراکندگی نتایج شود.

۲-۲-۲ انتخاب ابعاد پنجره

معادله اوایلر با داشتن داده‌ها و گرادیان‌های میدان کل در سه نقطه، قابل حل است. اما به دلیل وجود نویز در داده‌های واقعی و امکان به وجود آمدن خطای زیاد در نتایج، این معادله را با استفاده از نقاط بیش‌تری حل می‌کنند (دوره‌ایم و کوپر، ۱۹۹۸).

ابعاد پنجره‌ی مورد استفاده تأثیر مهمی در نتایج حاصل از اوایلر واهمامیخت دارد. ابعاد پنجره تابع عمق چشمه است. پیشنهاد می‌شود، ابعاد پنجره کمتر از نصف بیش‌ترین عمق چشمه یا کمتر از نصف گسترش بی‌هنجاری نباشد (فیتز جرال و همکاران ۲۰۰۴ و کوپر ۲۰۰۶). اگر از شبکه استفاده می‌شود، حداقل عمق، به وسیله پنجره‌ای معادل با فاصله‌ی شبکه‌بندی و حداکثر عمق، توسط ابعاد پنجره‌ای برابر با دو برابر فاصله‌ی شبکه‌بندی به دست می‌آید (رید و همکاران، ۱۹۹۰). معمولاً با استفاده از ابعاد پنجره بزرگ، امکان ورود نویز تصادفی به درون نتایج کاهش می‌یابد و خطای برآورد مشخصات چشمه کم می‌شود. هم‌چنین پنجره‌ی بزرگ، احتمال کشف چشمه‌های عمیق را بیش‌تر می‌کند؛ چون توده‌های بزرگ و عمیق، بی‌هنجاری وسیع‌تری را ایجاد می‌کنند. به دلیل این‌که بی‌هنجاری تولید شده توسط چشمه‌های گرانی، وسیع‌تر از بی‌هنجاری ایجاد شده به وسیله چشمه‌های مغناطیسی است، ابعاد پنجره‌ی مناسب برای کشف چشمه‌های گرانی عمیق، بزرگ‌تر از ابعاد پنجره‌ی مناسب برای چشمه‌های مغناطیسی عمیق می‌باشد. برای داده‌های قدرت تفکیک بالا، نتایج بهتر با پنجره‌های کوچک‌تر به دست می‌آیند. اوایلر واهمامیخت بر این فرض استوار است که در هر پنجره، تنها داده‌های مربوط به یک بی‌هنجاری وجود دارد. بنابراین برای استفاده از پنجره‌های بزرگ باید توجه داشت که داده‌های

بی‌هنجاری‌های هم‌جوار در یک پنجره قرار نگیرد. استاورف^۱ (۱۹۹۷) بیان کرد که اندازه پنجره، باید بیشتر از عمق مورد بررسی باشد. هم چنین باید تعداد کافی نقاط مشاهده‌ای را در بر بگیرد. معمولاً اندازه‌ی پنجره به صورت تجربی و با کیفیت نتایج، انتخاب می‌شود. هنگام بررسی چشمه‌های کم‌عمق نیز باید دقت کرد که ابعاد پنجره، به حدی کم نباشد که مقدار داده‌ها و گرادیان میدان کل محاط در پنجره، تغییرات محسوس نداشته باشد.

۲-۲-۳ انتخاب شاخص ساختاری

شاخص ساختاری به طبیعت و هندسه‌ی چشمه‌ی تولید کننده‌ی بی‌هنجاری بستگی دارد. اشکالات موجود در تعیین شاخص ساختاری این است که به اطلاعات قبلی درباره طبیعت و شکل توده وابسته است و هم‌چنین مقدار ناحیه‌ای موجود در هر پنجره نیز باید مشخص باشد. در کاربردهای اولیه اوپلر برای تعیین عمق مدل‌های ساده مغناطیسی، اثر میدان ناحیه‌ای نادیده گرفته می‌شد. یعنی فرض بر این قرار می‌گرفت که میدان ناحیه‌ای روی داده‌ها اثر نمی‌گذارد و می‌توان مختصات چشمه و شاخص ساختاری را با استفاده از روش کمترین مربعات به‌دست آورد. ولی نتایج با پراکندگی و انحراف معیار بالاست. چون همیشه اثرات ناحیه‌ای وجود دارد تامپسون (۱۹۸۲). تامپسون برای غلبه بر مشکل پراکندگی به‌دست آمده‌ی فوق، میدان ناحیه‌ای موجود در هر پنجره را با استفاده از یک مقدار ثابت تقریب زد. این مقدار ثابت تقریبی از سری تیلور مرتبه‌ی صفر است که با تابع میدان ناحیه‌ای متناسب است. این روش بین میدان ناحیه‌ای ثابت و نامعلوم و شاخص ساختاری، ارتباط غیرخطی به وجود می‌آورد که دیگر نمی‌توان از روش کم‌ترین مربعات استفاده کرد. بنابراین تامپسون (۱۹۸۲) در ادامه در حالت دوبعدی به‌وسیله‌ی تعیین یک شاخص ساختار تجربی معادله‌ی اوپلر را خطی کرد. رید (۱۹۹۰) در حالت سه‌بعدی به‌کار برد و از شاخص ساختاری تجربی استفاده کرد؛ و البته استفاده از شاخص ساختاری تجربی، روش از حالت کاملاً اتوماتیک خارج می‌شود؛ چون مفسر باید برای هر پنجره میدان ناحیه‌ای و شاخص ساختاری مناسب را در نظر بگیرد تا نتایج قابل قبولی برای مشخصات چشمه‌ی بی‌هنجاری به‌دست آورد. این کار زمانی که

¹Staverv

چند توده مختلف هم‌جوار داشته باشیم سخت‌تر می‌شود؛ چون نیاز به یک شاخص ساختاری برای هر پنجره داریم. باتوجه به معادله اوایلر متداول، رابطه‌ی بین چشمه‌ی بی‌هنجاری و شاخص ساختاری، خطی است. در غیر این صورت نتایج معادله اوایلر و تخمین عمق نادرست خواهد بود. (باربوسا و همکاران، ۱۹۹۹؛ گروسکا و همکاران، ۲۰۰۳). بنابراین، انتخاب شاخص ساختاری، در روش اوایلر واهمامیخت متداول، مسأله‌ی بسیار مهمی است. روش حل بدین‌گونه است که در پنجره‌های مختلف، با استفاده از شاخص‌های گوناگون، نتایج را به‌دست می‌آورند و درنهایت آن شاخص ساختاری را در نظر می‌گیرند که نتایج با پراکندگی کم‌تر را داشته باشد (تامپسون، ۱۹۸۲).

۲-۲-۴ ملاک قبول نتایج واهمامیخت اوایلر

با انجام روش واهمامیخت اوایلر نتایج زیادی به‌دست می‌آید که بعضی نتایج صحیح و بعضی ناصحیح هستند. برای حذف نتایج ناصحیح این روش، باید ملاکی در نظر گرفت. نویسندگان زیادی معیارهای قبول یا رد نتایج را پیشنهاد کردند. ازجمله: معیار فیتز جرال (۲۰۰۸)، معیار کوپر (۲۰۰۸)، معیار تامپسون (۱۹۸۲)، ملاک باربوسا (۱۹۹۹-۲۰۰۰).

روش‌های متداول در تفکیک نتایج درست یا نادرست عبارتند از:

(الف) در صورتی که نسبت خطا به عمق، از حد آستانه‌ای بیشتر باشد، تخمین عمق رد می‌شود.

(ب) تخمین‌هایی که خارج از پهنای پنجره‌ی متحرک باشند، حذف می‌شوند.

(ج) تخمین‌هایی که خارج از محدوده‌ی عملیاتی برداشت داده‌ها باشند، رد می‌شوند.

(د) تخمین‌هایی که در آن‌ها از شدت سیگنالی استفاده شده که کمتر از یک حد آستانه بوده‌اند، حذف

می‌شوند.

(ه) از فیلتر پایین‌گذر استفاده می‌شود.

روش‌های جدید پیشنهاد شده به قرار زیر است:

الف) توده‌هایی که شاخص ساختاری غیر قابل قبول دارند، رد می‌شوند.

ب) اگر کوواریانس روابط X و Y در یک پنجره‌ی متحرک، خیلی بزرگ باشد، تخمین به‌دست آمده حذف می‌شود.

ج) توده‌هایی که خطای شاخص ساختاری آن‌ها خیلی زیاد باشد رد می‌شود. حد آستانه‌ای، توسط مفسر و با توجه به شرایط موجود در محل اندازه‌گیری، انتخاب می‌شود. تخمین خطا بر پایه‌ی فرضیه‌های گاوسی بنا شده‌اند. به‌وسیله‌ی آن‌ها امکان تخمین خطای شاخص ساختاری و مؤلفه‌های دیگر وجود دارد. چون در واقعیت هر پدیده روی پدیده‌ی مجاور خویش، تأثیر می‌گذارد؛ تخمین خطا و به‌ویژه خطای عمق با خطایی که در مطالعات واقعی به‌دست می‌آید، انطباق ندارد. بنابراین همه مشاهدات، به هم وابسته‌اند؛ ولی درآمار مقدماتی مشاهدات را مستقل از هم فرض می‌شود.

د) نتیجه، توسط نمودار هیستوگرام پارامترهای مختلف، قبول یا رد می‌شود.

ه) نتایج خوشه‌بندی می‌شوند. دراین فرایند تعداد زیادی از نتایج مشابه و تکراری که مربوط به یک توده هستند، در یک خوشه قرار می‌گیرند.

و) وقتی بردار رسم شده از نقطه‌ی مشاهده‌ای به توده‌ی سبب شونده‌ی بی‌هنجاری، میل یا شیب کمی دارند، نتیجه حاصل حذف می‌شود. پس از اجرای واهمامیخت اوایلر تخمین‌هایی برای موقعیت چشمه‌ی سبب‌شونده به‌دست می‌آید؛ که شامل سه مولفه‌ی X و Y و Z هستند. از موقعیت محاسبه شده چشمه‌ی سبب‌شونده به موقعیت نقطه‌ی مشاهده‌ای، برداری رسم می‌کنیم. اگر زاویه‌ی میل یا شیب این بردار کم باشد، نتیجه‌ی به‌دست آمده برای موقعیت چشمه، مورد تردید قرار گرفته حذف می‌گردد.

ز) از فیلتر ادامه فراسو برای دست‌یابی به اطلاعات اعماق زیاد، استفاده می‌شود.

کوپر (۲۰۰۸) با استفاده از یک شاخص ساختاری و یک نقطه‌ی مشاهده‌ای، نتیجه حاصل از واهمامیخت اوایلر را در حالت دوبعدی روی خطی قرار داد. وقتی معادله‌ی اوایلر دوبعدی با مشاهدات درون پنجره‌ی متحرک حل شود، نتایج نزدیک به این خط قرار می‌گیرد. منبع اصلی خطا در تعیین موقعیت چشمه، این است که نتیجه‌ی واهمامیخت اوایلر در هر پنجره، در نزدیک‌ترین مکان نسبت به مرکز پنجره قرار می‌گیرد.

با حرکت این پنجره راه حل‌هایی به دست می‌آید که از اتصال آن‌ها به همدیگر، یک منحنی ایجاد می‌شود که این منحنی نمی‌تواند محل چشمه را به صورت دقیق مشخص کند. بنابراین در هر پنجره به جای رسم خود نتایج، خطوطی که توضیح داده شد، رسم می‌شود. در این صورت در هر پنجره، تعدادی خط متقاطع به دست می‌آید. محل تقاطع خطوط را مشخص کرده، بنابراین تعدادی نقاط متقاطع به دست می‌آید. با محاسبه‌ی میانه‌ی این نقاط، موقعیت چشمه در پنجره‌ی مورد نظر به دست می‌آید؛ که البته استفاده از میانه به جای میانگین در جلوگیری از ورود نتایج نادرست بهتر است. خطوط موازی نتایج صحیح نمی‌دهد. در این روش، صحت محاسبه‌ی مشتق قائم میدان بی‌هنجاری، بسیار مهم است. در این روش، امکان محاسبه‌ی انحراف استاندارد نتایج نیز وجود دارد.

نظر تامپسون (۱۹۸۲) بر این است که بهترین شاخص ساختاری، آن است که کم‌ترین پراکندگی در نتایج واهمامیخت اوایلر متداول ایجاد کند. اما اشکال معیار مورد نظر این است که برای اعمال آن لازم است تعداد زیادی نتیجه از اجرای واهمامیخت اوایلر به دست آمده باشد؛ که این امر باعث محدودیت اجرای این معیار است. فیرهد^۱ (۱۹۹۴) تنها نتایج پنجره‌هایی را مورد قبول دانست که بیش‌ترین گرادیان افقی را داشته باشند. در این صورت نتایج حاصل، بهبود نسبی یافتند. باریوسا و همکاران (۱۹۹۹)، ضمن ارائه تحلیل‌های آماری برای تخمین‌زننده‌های موقعیت چشمه و میدان ناحیه‌ای، برای انتخاب شاخص ساختاری مناسب تحلیلی ارائه دادند که ابهام معیار تامپسون (۱۹۸۲) را ندارد. هم‌چنین ملاکی برای تعیین نتایج قابل قبول حاصل از واهمامیخت اوایلر ارائه کردند.

¹ Fairhead

کوپر در سال ۲۰۰۸ روشی را برای تعیین شاخص ساختاری ارائه داد. وی پیشنهاد داد برای محاسبه‌ی موقعیت چشمه‌ی سبب شونده‌ی بی‌هنجاری، به‌جای در نظر گرفتن یک شاخص ساختاری و حل معادله‌ی اوپلر، یک شبکه از موقعیت‌های مختلف چشمه که از شکل بی‌هنجاری به‌دست آمده در نظر گرفته شود. سپس با استفاده از داده‌های درون پنجره‌ی متحرک، معادله‌ی اوپلر حل شده و شاخص ساختاری به‌دست می‌آید.

استفاده از روش واهمامیخت اوپلر متداول ضعف‌هایی دارد:

اگر داده‌های مشاهده‌ای نويز داشته باشند، نتایج حاصل از این روش به شدت پراکنده می‌شود. در هنگام محاسبه مشتقات افقی و عمودی مورد استفاده، امکان ورود نويز به محاسبات، زیاد است.

هم‌چنین این روش، قابلیت تعیین شیب و خصوصیات فیزیکی چشمه‌های سبب‌شونده‌ی بی‌هنجاری را ندارد.

در صورت بروز خطا در تعیین شاخص ساختاری، نتایج اجرای واهمامیخت اوپلر متداول بسیار اریب می‌شود.

بنابراین بسیاری از محققان، سعی در اصلاح روش واهمامیخت اوپلر متداول نمودند. از آن‌جا که رابطه‌ی واهمامیخت اوپلر با استفاده از یک متغیر و یک میدان همگن به‌وجود می‌آید؛ و میداین پتانسیل، ضمن دوران، ثابت و بدون تغییر می‌مانند؛ ماشایاندبو و همکاران (۲۰۰۱) توانستند با اعمال یک قید چرخشی روی میداین پتانسیل، به رابطه‌ی جدیدی برای واهمامیخت اوپلر دست یابند. این روش جدید اوپلر دکانوولوشن تعمیم‌یافته نام گرفت؛ که البته در حال حاضر از این روش برای شرایط دوبعدی و تفسیر داده‌های مغناطیسی و دایک، استفاده می‌گردد.

نبیقیان و هانسن (۲۰۰۱) معادلات واهمامیخت اوپلر تعمیم‌یافته را با معادلات به‌دست آمده برای ورنر دیکانولوشن (هانسن و سیمون، ۱۹۹۳) مقایسه کردند؛ و به این نتیجه رسیدند که واهمامیخت تعمیم‌یافته، هم بسط واهمامیخت اوپلر متداول است، هم ورنر دکانولوشن را بسط می‌دهد؛ بدین ترتیب بین دو برنامه‌ی تخمین عمق، اتحاد ایجاد می‌کند.

در این‌جا نتایج مهمی که از بررسی روش واهمامیخت اوپلر به‌دست می‌آید، می‌توان جمع‌بندی کرد:

- ❖ واهمامیخت اوایلر، یک روش تفسیر اتوماتیک است.
- ❖ این روش برای بررسی تعداد زیاد داده‌ها در زمان اندک، مناسب است.
- ❖ واهمامیخت اوایلر به دانش اولیه درباره‌ی بردار مغناطیس شدگی چشمه‌های مغناطیسی و چگالی چشمه‌های گرانی نیاز ندارد؛ به همین خاطر نیازی به فیلتر تبدیل به قطب نیست.
- ❖ اطلاعات مربوط به شکل و هندسه چشمه‌ی مولد بی‌هنجاری، به‌وسیله شاخص ساختاری، در معادلات واهمامیخت اوایلر وارد می‌گردد.
- ❖ یکی از مهم‌ترین موضوع‌ها در واهمامیخت اوایلر، تخمین شاخص ساختاری است. انتخاب شاخص ساختاری نامناسب باعث تولید نتایج نادرست می‌شود. عمق چشمه و شاخص ساختاری، با هم رابطه‌ی خطی دارند. بنابراین نتایج نادرست روی تخمین عمق چشمه اثر می‌گذارد.
- ❖ وقتی در معادله‌ی واهمامیخت اوایلر از شاخص ساختاری کوچک استفاده می‌شود، به تبع آن گرادیان‌های به‌کار رفته در معادله نیز کوچک به‌دست می‌آیند؛ و از دقت خوبی برخوردار نیستند.
- ❖ اعماق کم با استفاده از شاخص ساختاری کوچک و اعماق زیاد با شاخص ساختاری بزرگ به‌دست می‌آیند.
- ❖ برای تخمین شاخص ساختاری صحیح و در نتیجه جلوگیری از ایجاد نتایج نادرست و پراکنده، می‌توان از ملاک باربوسا (۱۹۹۰) استفاده کرد.
- ❖ روش دیگری که برای تخمین شاخص ساختاری وجود دارد، این است که واهمامیخت اوایلر با استفاده از شاخص‌های ساختاری گوناگون حل گردد. سپس نتایج به‌دست آمده با هر شاخص خوشه‌بندی شود.
- ❖ در واهمامیخت اوایلر لازم است میدان کل بی‌هنجاری و گرادیان‌های آن معلوم باشند.
- ❖ گرادیان‌های میدان کل بی‌هنجاری را می‌توان اندازه‌گیری یا محاسبه کرد.
- ❖ محاسبه گرادیان‌های میدان بی‌هنجاری به‌خصوص گرادیان قائم، نویز داده‌ها را افزایش می‌دهد. افزایش نویز باعث ایجاد نتایج غیر قابل اعتماد می‌شود. برای اجتناب از این امر، بهتر است گرادیان‌ها را اندازه‌گیری

کرد؛ نه محاسبه. سپس در واهمامیخت اوایلر از پنجره‌هایی که دامنه و مشتق‌های میدان کل بی‌هنجاری در آن‌ها بزرگتر از سایر پنجره‌هاست استفاده شود. البته چون گرادیان‌ها نیز اندازه‌گیری نمی‌شود؛ با استفاده از روش‌های عددی مختلف، گرادیان‌های میدان کل بی‌هنجاری محاسبه می‌شود.

❖ نویز باعث می‌شود اجرای واهمامیخت اوایلر نتایج نامعتبر بدهد. بنابراین باید از فیلتر برای حذف نویز استفاده کرد.

❖ ابعاد پنجره نیز پارامتر مهمی در واهمامیخت اوایلر است؛ که اگر به صورت نامناسب در نظر گرفته‌شود، پراکندگی را افزایش می‌دهد.

❖ برای اعماق کم از پنجره‌های کوچک و برای اعماق زیاد از پنجره‌های بزرگ استفاده می‌شود، تا بی‌هنجاری‌های سطحی وارد محاسبات نشوند.

❖ نتایجی که از پنجره‌های کوچک به دست می‌آیند نویز کمتری نسبت به نتایج حاصل از پنجره‌های بزرگ دارند.

❖ در بررسی‌های سه‌بعدی، از پنجره‌ای که ابعاد آن برابر با فاصله‌ی شبکه‌بندی است، برای به دست آوردن کمترین اعماق و پنجره‌ای که ابعاد آن دو برابر فاصله‌ی شبکه‌بندی است برای بیش‌ترین عمق استفاده می‌گردد.

❖ در واهمامیخت اوایلر باید پنجره‌ها را طوری در نظر گرفت که داده‌های چند بی‌هنجاری، در یک پنجره قرار نگیرد.

❖ برای بررسی اعماق زیاد، به جای استفاده از پنجره‌های بزرگ فاصله‌ی برداشت داده‌ها را کم کرد. حتی پس از اتمام برداشت، فاصله‌ی درون‌یابی داده‌ها را کم می‌کنیم.

❖ انتخاب ملاک صحت، که می‌تواند نتایج قابل اطمینان را از نتایج نادرست تفکیک کند. تامپسون (۱۹۸۲) بیان کرد که بهترین نتایج آن‌هایی هستند که کمترین انحراف استاندارد (پراکندگی) را دارد. ملاک باربوسا (۱۹۹۰) نیز از ملاک‌های خوب برای تفکیک نتایج درست از نادرست است.

- ❖ ملاک صحت، ملاک تجربی است؛ و می‌تواند نتایج درست را از نادرست تفکیک کند. باعث کاهش نتایج می‌شود؛ و به همین خاطر تفسیر و تحلیل آماری نتایج را ساده‌تر می‌کند. ولی می‌تواند باعث از دست رفتن بعضی ساختارها شود.
- ❖ معمولاً درون هر پنجره‌ی اوپلر، تخمین موقعیت افقی چشمه (x,y) ، به موقعیت افقی مرکز پنجره نزدیک است.
- ❖ اگر خصوصیات فیزیکی بی‌هنجاری با خصوصیات فیزیکی مناطق اطراف نزدیک به هم باشد باعث ایجاد نتایج پراکنده می‌گردد.
- ❖ هر روشی در واهمامیخت اوپلر ممکن است نتایج پراکنده‌ای داشته باشد.

۲-۳ روش تخمین عمق به روش تحلیل طیف توان

روش تخمین عمق با استفاده از طیف توان، داده‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی همانند توابع گسسته‌ای هستند که با قرائت مقادیر نقاط شبکه برداشت، برحسب توابع سینوس وکسینوس با دامنه و فرکانس‌های متفاوت بسط داده می‌شوند. بسط داده‌های پتانسیل به تعیین توزیع فرکانس و دامنه توابع سینوسی بستگی دارد؛ که می‌توان در تعیین طیف توان داده‌های پتانسیل در فرکانس‌های متفاوت استفاده کرد. تابع توان به مجذور اندازه تبدیل فوریه یک تابع گفته می‌شود. نمودار تغییرات پیوسته مقدار توان نسبت به فرکانس‌های متفاوت، طیف توان نام دارد. یکی از مزیت‌های تابع توان، قابلیت انتقال آن است؛ که این خصوصیت کمیت مفید دیگری به نام خودهمبستگی را تولید می‌کند. کمیت خودهمبستگی بین مقدار تابع در یک نقطه‌ی فرضی (x,y) و مقدار همان تابع در نقطه‌ی $(x+\tau, y+\lambda)$ ارتباط برقرار می‌نماید. τ و λ پارامترهای جابجایی هستند. خودهمبستگی یک تابع آماری است که نرخ تأثیر مقدار میدان پتانسیل در یک نقطه را نسبت به نقطه‌ی دیگر می‌سنجد. در اکثر موارد توزیع مقادیر میدان پتانسیل ماهیت غیر تصادفی دارد، بنابراین آگاهی از چگونگی تغییرات

میدان پتانسیل نقش مهمی در تفسیر بی‌هنجاری دارد. توابع طیف توان و خودهمبستگی یک سری داده به هم وابسته‌اند و یک تابع از روی تابع دیگر قابل محاسبه است.

۲-۳-۱ تئوری روش تخمین عمق با استفاده از طیف توان

طیف توان به صورت مجذور شدت طیف فوریه به دست آمده از آنومالی میدان پتانسیل تعریف می‌شود. از

لحاظ ریاضی تبدیل فوریه تابع پیوسته دومتغیره $f(x, y)$ از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$f(\mu, \nu) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy \quad (9-2)$$

و معکوس تبدیل فوریه از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \bar{f}(\mu, \nu) e^{i(\mu x + \nu y)} d\mu d\nu \quad (10-2)$$

در این رابطه μ و ν به ترتیب عدد موج در جهت محورهای x و y (برحسب متر) هستند که برحسب رادیان بر متر اندازه‌گیری می‌شوند. این مقادیر با فرکانس‌های f_x و f_y در ارتباطند که برحسب سیکل بر متر محاسبه می‌شوند. خروجی تبدیل فوریه به صورت عدد مختلط است که دارای قسمت حقیقی و مختلط می‌باشد. فاز و دامنه تبدیل فوریه از روابط زیر بدست می‌آیند (دیانی و ملکان، ۱۳۷۵).

$$\bar{f} | (\mu, \nu) | = (R^2 + I^2)^{1/2} \quad \varphi = \tan^{-1}(I/R) \quad (11-2)$$

در این روابط R و I به ترتیب قسمت حقیقی و موهومی تبدیل فوریه و φ زاویه فاز تبدیل فوریه است. داده‌های برداشت شده در یک شبکه منظم یک تابع گسسته است. در این موارد از تبدیل فوریه گسسته برای انتقال داده‌ها به حوزه فوریه (فرکانس) استفاده می‌شود. رابطه این تبدیل به صورت زیر است (دیانی و ملکان، ۱۳۷۵):

$$f_D(\rho) = \frac{1}{N} \sum_{\rho=1}^N a(\rho) \cos\left[\frac{2\pi(\rho-1)(n-1)}{N}\right] + b(\rho) \sin\left[\frac{2\pi(\rho-1)(n-1)}{N}\right] \quad 1 \leq n \leq N \quad (12-2)$$

که در این رابطه $f_D(\rho)$ تبدیل فوریه گسسته و N تعداد داده‌های برداشت شده است. داده‌های معادل در حوزه فوریه برحسب رادیان برمتر است و دارای قسمت حقیقی و موهومی و اندازه و فاز می‌باشند.

در حوزه مکان، داده‌های میدان پتانسیل، در نقاط گسسته شبکه برداشت نمونه‌برداری می‌شوند؛ ولی داده‌های تبدیل یافته این داده‌ها در نقاطی با اختلاف $\frac{1}{grid\ size}$ مطابق با عدد موج صفر تا عدد موج نایکویست $\frac{1}{2 \times grid\ size}$ نمونه‌برداری می‌شوند. هر تابع میدان پتانسیل در حوزه مکان یک تابع یکتا در حوزه فوریه دارد.

طیف توان تابع $f(x,y)$ به صورت مجذور شدت طیف فوریه به دست آمده، از این تابع تعریف شده و با این رابطه محاسبه می‌گردد:

$$E(\mu, v) = \bar{f}(\mu, v) \cdot \bar{f}^*(\mu, v) = |\bar{f}(\mu, v)|^2 = R^2 + I^2 \quad (2-13)$$

$f(\mu, v)$ تبدیل فوریه تابع است که عدد مختلط است و $f^*(\mu, v)$ مزدوج تبدیل فوریه، $|f(\mu, v)|^2$ مجذور اندازه تبدیل فوریه و $E(\mu, v)$ طیف توان تابع است.

تبدیل فوریه، عدد مختلطی تولید می‌کند، بنابراین طیف توان علاوه بر عدد موج به امتداد هم، بستگی دارد. در مواردی که از این کمیت در تخمین عمق استفاده می‌شود، طیف توان شعاعی به دست می‌آید که اثر مربوط به تغییرات امتداد از آن حذف شده است. البته با استفاده از روش میانگین‌گیری از مقادیر طیف توان با فرکانس یکسان و در همه جهات انجام می‌شود.

خودهمبستگی به صورت معکوس تبدیل فوریه طیف توان تعریف می‌شود. تابع خودهمبستگی دوبعدی از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$C(\tau, \lambda) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} E(\mu, v) e^{i(\mu\tau + v\lambda)} d\mu dv \quad (2-14)$$

در این رابطه $C(\tau, \lambda)$ را تابع خودهمبستگی دوبعدی و پارامترهای τ و λ را مقدار جابجایی (تأخیر) می‌نامند.

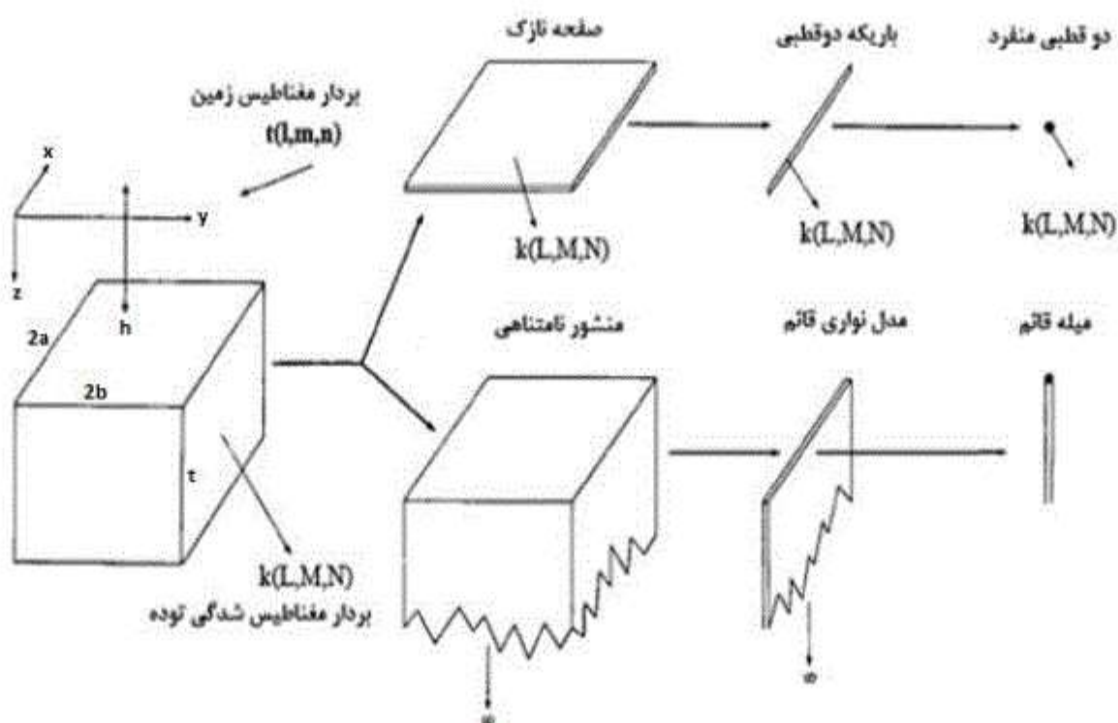
بعلاوه، از روش تئوری بسط یک بعدی نیز می توان استفاده کرد که از مفهوم فیزیکی خودهمبستگی یک تابع نتیجه می شود (دیانی و ملکان، ۱۳۷۵):

$$C(\tau, \lambda) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cdot f(x + \tau, y + \lambda) dx dy \quad (15-2)$$

با این رابطه، خودهمبستگی میزان ارتباط بین مقدار تابع در یک نقطه فرضی با مختصات معلوم و مقدار همین تابع هنگامی که نقطه به اندازه ی پارامتر تأخیر جابه جا شود، معین می گردد.

۲-۳-۲ تحلیل طیف توان با استفاده از روش اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰)

ژئوفیزیک دان ها برای شبیه سازی اثرات مغناطیسی واحدهای مختلف زمین شناسی مدلی به کار می برند که در شکل (۲-۲) نشان داده شده است. یک بلوک با وجوه موازی و قائم مدلی بود که سالها برای بی هنجاری هایی که اثر آنها قابل تفکیک از اثرات مجاور بود، برای تخمین عمق اجرام مغناطیسی منفرد به طور گسترده استفاده می شد.



شکل (۲-۲): مدل بلوک با وجوه موازی وقائم (یک مدل تفسیری) (اسپکتور وگرت، ۱۹۷۰)؛ با اندکی تغییر

مشاهده می‌شود که نقشه‌های مربوط به بی‌هنجاری‌های مغناطیسی تا حد زیادی تحت تأثیر عمق منشأها و حجم مربوط به آن‌ها شکل می‌گیرند که اغلب این بی‌هنجاری‌های مغناطیسی از منشأهای دارای شکل بلوکی که با واحدهای مختلف زمین‌شناسی متناظر هستند، به دست می‌آیند. اسپکتور وگرت (۱۹۷۰) به جای یک بلوک درمورد بی‌هنجاری‌های منفرد، یک گروه از بلوک‌ها را در نظر گرفت؛ به صورتی که پارامترها تغییرات گسترده‌ای را در بر بگیرند تا نقص‌های احتمالی با عملیات میانگین‌گیری به حداقل برسد.

۲-۳-۳ فرضیه اسپکتور وگرت برای پردازش نقشه‌های مغناطیسی

اسپکتور وگرت برای پردازش نقشه‌های مغناطیسی، بی‌هنجاری‌های زیر سطح زمین را به صورت چند گروه مستقل از بلوک‌ها با وجوه عمودی و موازی در نظر گرفتند که هر گروه به وسیله یک توزیع فرکانسی مشترک

برای عمق h ، عرض a ، طول b ، گسترش عمقی (ضخامت) t کسینوس‌های هادی بردار مغناطیس‌پذیری (L, M, N) (مشخص می‌شود. اگر مقادیر ابعاد a و b متغیر فرض شوند، مدل را می‌توان به صورت‌های میله عمودی، صفحه قائم، میله افقی، صفحه افقی و منشور بدون کف (نامتناهی) در نظر گرفت. این مدل‌ها برای توصیف ساختارهای زمین‌شناسی مختلف مانند رگه‌ها، گسل‌ها، دایک‌ها، توده‌ها و دودکش‌های آتشفشانی به کار می‌روند. اسپکتور وگرنیت با به کارگیری این فرض، ابتدا طیف توان مربوط به شدت میدان مغناطیسی کل روی یک منشور را که برای اولین بار توسط باتاچاریا (۱۹۹۶) در مختصات قطبی ارائه شده بود، در نظر گرفتند که به شکل زیر است:

$$\dot{E}(\rho, \theta) = \left(\frac{\mu_0}{2}\right)^2 k^2 e^{(-2hp)} (1 - e^{(-tp)})^2 s^2(\rho, \theta) R_T^2(\theta) R_K^2(\theta) \quad (16-2)$$

که در آن $\rho = (\mu^2 + v^2)^{\frac{1}{2}}$ عدد موج و t ضخامت بلوک، μ_0 تراوایی مغناطیسی مربوط به خلأ $(4\pi \times 10^{-7})$ و $j = \frac{k}{4ab}$ گشتاور مغناطیسی بر واحد حجم جسم است که آن را شدت مغناطیس‌پذیری می‌نامند (فدی و همکاران، ۱۹۹۷).

$$S(\rho, \theta) = \frac{\sin(ap \cos \theta)}{ap \cos \theta} \frac{\sin(bpsin\theta)}{bpsin\theta} \quad (17-2)$$

$$R_T^2(\theta) = n^2 + (l \cos \theta + m \sin \theta)^2 \quad (18-2)$$

$$R_K^2(\theta) = N^2 + (L \cos \theta + M \sin \theta)^2 \quad (19-2)$$

که در روابط مذکور $2a$ و $2b$ ابعاد سطح مقطع بلوک، (l, m, n) کسینوس‌های هادی مربوط به بردار میدان مغناطیسی زمین و همان‌طور که قبلاً اشاره شد (L, M, N) کسینوس‌های هادی بردار مغناطیس‌پذیری مربوط به منشأ می‌باشند. اسپکتور وگرنیت (۱۹۷۰) یک فرض اساسی مکانیک آماری را در نظر گرفتند که طبق آن مقدار چشمداشتی تابع چگالی توان، برای یک گروه با میانگین گروه برابر است و همه‌ی پارامترهای گروه به صورت یکنواخت و مستقل توزیع شده‌اند. طیف توان مربوط به یک گروه از بلوک‌های قائم و راست‌گوشه در

$$E(\rho) = \left(\frac{\mu_0}{2}\right)^2 \bar{k}^2 C(\rho, \bar{a}, \bar{b}) T(\rho, \bar{t}) H(\rho, \bar{h})$$

قطب مغناطیسی به شکل زیر است:

$$E(\rho) = \left(\frac{\mu_0}{2}\right)^2 \bar{k}^2 C(\rho, \bar{a}, \bar{b}) T(\rho, \bar{t}) H(\rho, \bar{h}) \quad (20-2)$$

که $\bar{h}$ ، $\bar{a}$ ، $\bar{b}$ ، $\bar{t}$ و $\bar{k}$ مقادیر میانگین پارامترهای مربوط به گروه هستند و داریم:

$$C(\rho, \bar{a}, \bar{b}) = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi < s^2(\rho, \theta, a, b) > d\theta \quad (21-2)$$

که در رابطه فوق $< s^2(\rho, \theta, a, b) >$ مقدار مورد انتظار (مقدار چشمداشتی) s^2 بر روی مقادیر مجاز طول و عرض است و $\bar{k}^2 = < k^2 >$ می باشد. حال به شرح تأثیر عوامل مختلف بر روی طیف از دیدگاه اسپکتور و گرنیت می پردازیم:

۲-۳-۴ تأثیر عمق بر روی طیف توان از دیدگاه اسپکتور و گرنیت

در رابطه‌ی (۲۰-۲) فاکتور مربوط به عمق عبارت $H(\rho, \bar{h})$ است که از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$H(\rho, \bar{h}) = < e^{-2\bar{h}\rho} > = e^{-2\bar{h}\rho} \left(\frac{\sinh(2\rho\Delta h)}{2\rho\Delta h} \right) \quad (22-2)$$

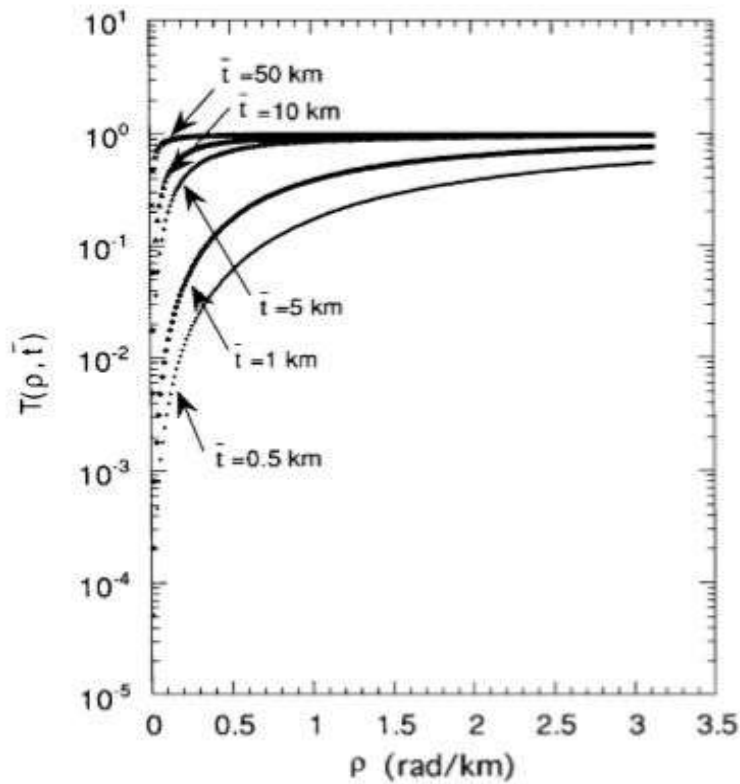
در این رابطه اگر تغییرات عمق Δh بزرگتر از $0.5\bar{h}$ نباشد ($\Delta h < 0.5\bar{h}$)، فاکتور عمق به شکل $e^{-2\bar{h}\rho}$ در خواهد آمد و لگاریتم آن با خط راستی که شیب آن برابر با $-\bar{h}$ است تخمین زده می شود. عبارت $e^{-2\bar{h}\rho}$ همیشه در تعیین شکل طیف توان فاکتور غالب است؛ بنابراین نقشه های طیفی معمولاً به صورت توابع نزولی از ρ هستند، که میزان این نرخ کاهشی تا حد زیادی توسط عمق متوسط اجسام تعیین می شود.

۲-۳-۵ تأثیر گسترش عمقی (ضخامت) بر روی طیف توان از دیدگاه اسپکتور و گرنیت

در رابطه (۲۳-۲) فاکتور مربوط به گسترش عمقی عبارت $T(\rho, \bar{t})$ می باشد که از طریق این رابطه محاسبه می شود:

$$T(\rho, \bar{t}) = < (1 - e^{-\rho t})^2 > = 1 - \frac{[(3 - e^{-2\rho\bar{t}})(1 - e^{-2\rho\bar{t}})]}{4\bar{t}\rho} \quad (23-2)$$

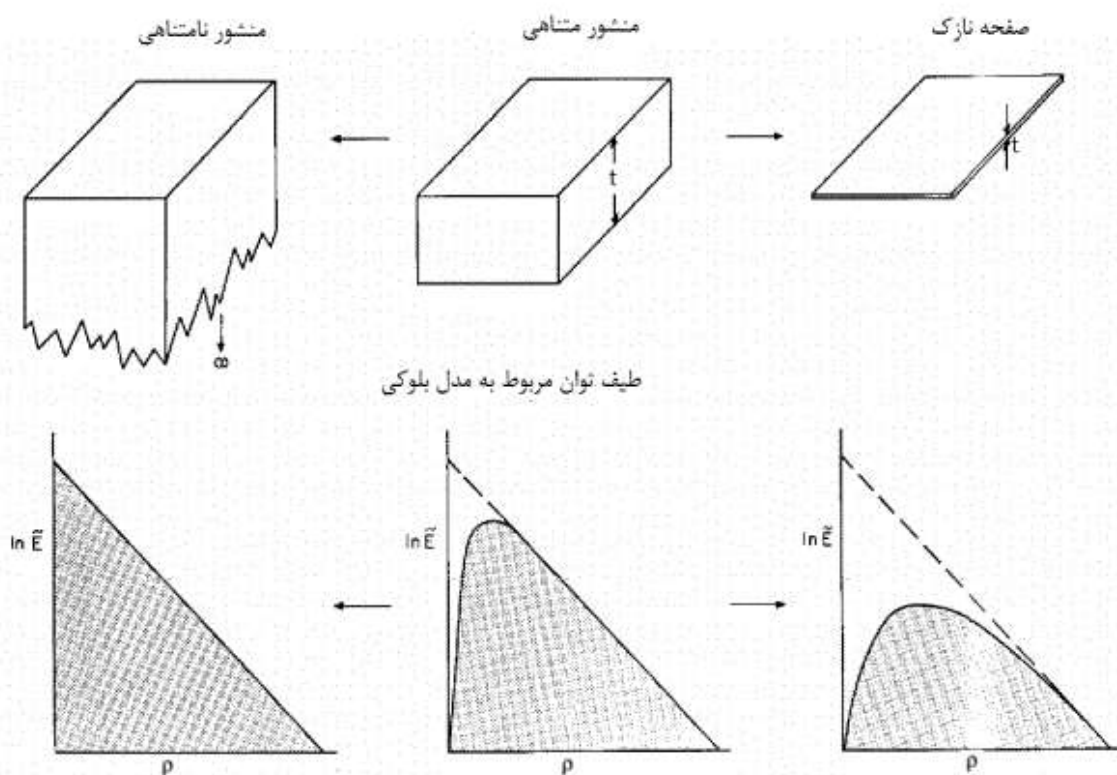
پارامتر $\bar{t}$ روی تعیین شکل توان نقش دارد. فاکتور طیفی T به جز فرکانس های پایین مقدار $\bar{t}$ که خیلی کوچک است، تأثیری روی طیف توان ندارد (فدی و همکاران، ۱۹۹۷).



شکل (۲-۳): فاکتور طیفی $T(\rho, \bar{t})$ در مقابل عدد موج.

اما برای مقادیر کوچک ρ هنگامی که فاکتور ضخامت با فاکتور عمقی $e^{-2\bar{h}\rho}$ ترکیب شود، همان گونه که در شکل (۲-۴) اثر فاکتور ضخامت در طیف یک پیک به وجود می آورد که موقعیت آن با افزایش مقدار $\bar{t}$ به سمت عدد موج های کوچک تر منتقل می شوند. اگر طیف توان مربوط به منشورهای بدون کف (نامتناهی) به دست آورده شود، پیک آن در $\rho = 0$ مشخص است.

این فاکتور جز برای مقادیر کوچک $\bar{t}$ در فرکانس های پایین، اثری روی شیب طیف توان ندارد. (فدی و همکاران، ۱۹۹۷).

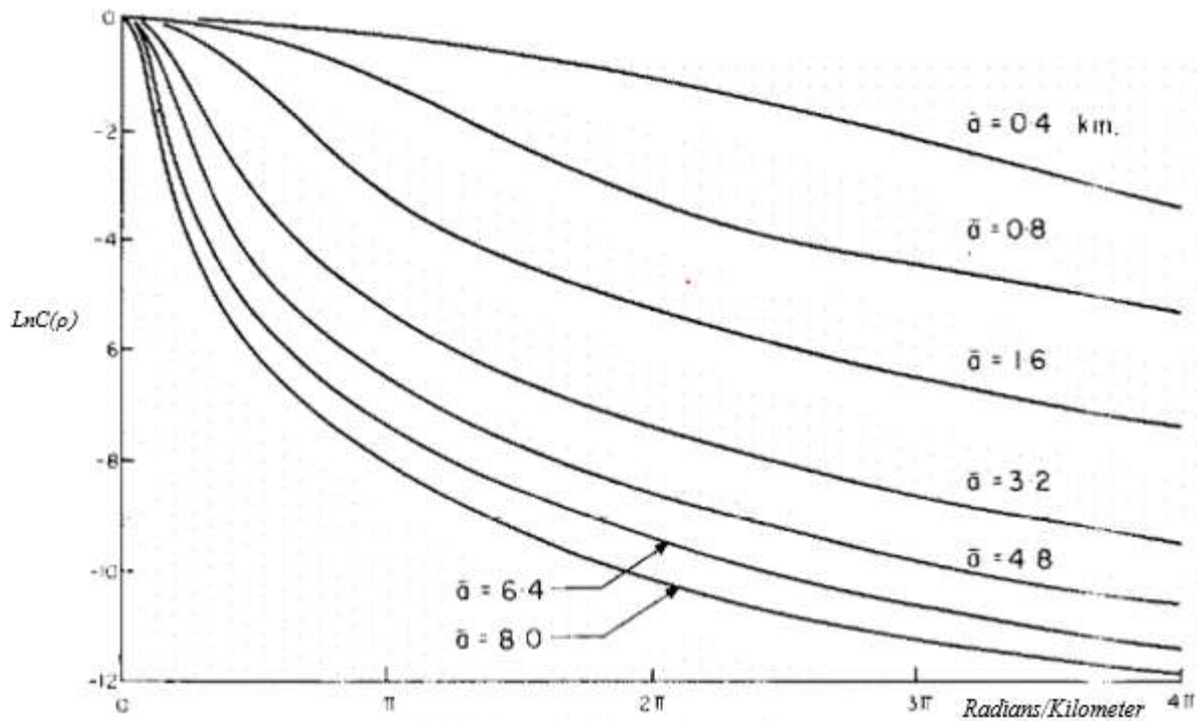


شکل (۲-۴): منحنی تغییرات طیف توان در مقابل مقادیر عدد موج و تأثیر ضخامت بر روی آن. افزایش ضخامت بلوک

باعث انتقال پیک منحنی به سمت فرکانس‌های پایین تر می‌شود (اسپکتور وگرت، ۱۹۷۰)؛ با اندکی تغییر

۲-۳-۶ تأثیر گسترش سطحی روی طیف توان از نظر اسپکتور و گرت

اسپکتور وگرت (۱۹۷۰) معتقد بودند طبق رابطه (۲-۲۰) فاکتور مربوط به سائز یا گسترش سطحی که عبارت $C(\rho, \bar{a}, \bar{b})$ می‌باشد، بر نرخ کاهش طیف به صورت نمایی تأثیر می‌گذارد که طبق رابطه (۲-۲۱) محاسبه می‌گردد. منحنی تغییرات $\ln C(\rho)$ در مقابل مقادیر عدد موج در شکل (۲-۵) مشاهده می‌گردد. اسپکتور وگرت (۱۹۷۰) بیان کردند که این عامل سرعت نزولی، طیف را به سمت عدد موج‌های بزرگ‌تر به شکل نمایی افزایش می‌دهد؛ اما اگر گسترش سطحی جسم ناچیز باشد می‌توان از تأثیر این فاکتور صرف نظر کرد.



شکل (۲-۵): اثر مربوط به گسترش سطحی (سایز) روی طیف توان برای مقادیر مختلف $\bar{a}$ از دید اسپکتور وگرن (۱۹۷۰)

با توجه به اثر عوامل مختلف و این که فاکتور عمق در تعیین شکل توان و نرخ کاهشی آن غالب است، می توان با به کارگیری فرض های مناسب با تقریب نسبتاً خوب از تساوی زیر استفاده کرد:

$$E(\rho) \cong A e^{-2\bar{h}\rho} \quad (2-24)$$

که A یک مقدار ثابت است. اگر از طرفین رابطه، لگاریتم گرفته شود:

$$\ln E(\rho) \cong -2\bar{h}\rho + \text{cte} \quad (2-25)$$

طبق رابطه (۲-۲۴)، اگر منحنی تغییرات لگاریتمی طیف توان بی هنجاری مغناطیسی، در مقابل مقادیر عدد موج تصویر شود و بر قسمت های دارای شیب خطی ثابت این نمودار خطی برازش داده شود، شیب این خط برابر با $-\bar{h}$ خواهد بود. بنابراین می توان مقدار عمق میانگین تا منشأ بی هنجاری مغناطیسی را با استفاده از

روش اسپکتور وگرن (۱۹۷۰) به دست آورد. البته می توان این تساوی را با یک ضریب ثابت متفاوت برای بی هنجاری گرانی به کار برد و مقدار عمق میانگین تا منشأ بی هنجاری گرانی که همان عمق میانگین تا سطوح تباین چگالی است را به دست آورد.

زمانی که دو مجموعه از منشأهای بی هنجاری در طیف توان قابل تشخیص باشند نیز می توان از این روش استفاده کرد. در این حالت منشأهای بی هنجاری توسط تغییرات ایجاد شده در نرخ کاهشی طیف توان قابل تشخیص هستند. عمق دفن متوسط $\bar{h}$ ، مؤثرترین پارامتر مجموعه منشأهای بی هنجاری است، لذا یک تغییر ذاتی در مقدار این پارامتر، در نرخ کاهشی طیف توان تغییر مشخصی ظاهر می شود. اسپکتور وگرن (۱۹۷۰) فرض کردند که اگر یک مجموعه ی دو گروهی از منشأهای بی هنجاری وجود داشته باشد به طوری که هر گروه بخشی از پارامترهای فضایی را اشغال کند، طیف توان مربوط به این مجموعه توسط رابطه ی زیر بیان می شود:

$$E(\rho) = E1(\rho) + E2(\rho) \quad (26-2)$$

فرض کنید ناحیه یک با پارامترهای $\bar{a}_1, \bar{b}_1, \bar{t}_1, \bar{h}_1$ و ناحیه ی دو با پارامترهای $\bar{a}_2, \bar{b}_2, \bar{t}_2, \bar{h}_2$ و $\bar{k}_2$ مشخص شوند. طیف توان مربوط به آن ها در قطب مغناطیسی به شکل زیر است:

$$E(\rho) = \left(\frac{\mu_0}{2}\right)^2 [\bar{k}_1^2 C_1(\rho, \bar{a}_1, \bar{b}_1) T_1(\rho, \bar{t}_1) H_1(\rho, \bar{h}_1) + C_2(\rho, \bar{a}_2, \bar{b}_2) T_2(\rho, \bar{t}_2) H_2(\rho, \bar{h}_2)] \quad (27-2)$$

پس منحنی تغییرات طیف توان یک مجموعه دو گروهی شامل دو بخش است:

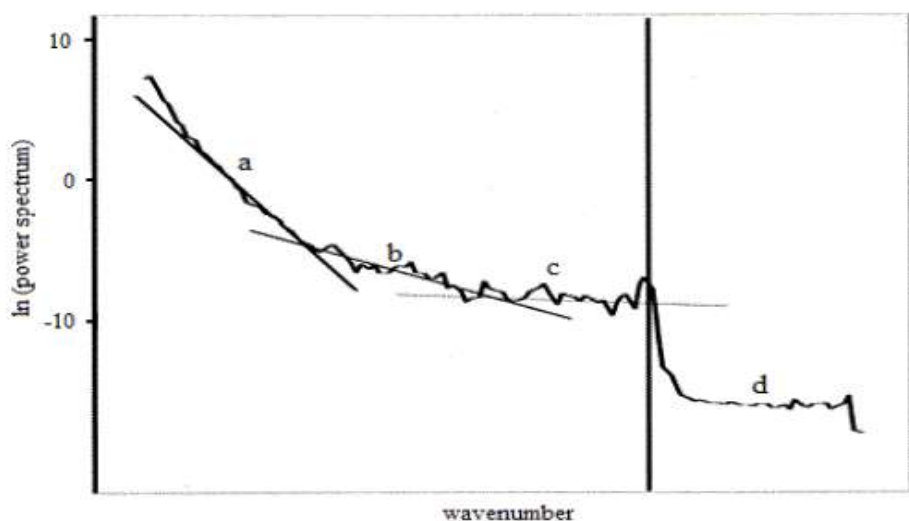
- بخش مربوط به منشأهای عمیق تر که در آن عدد موج های پایین تر و سرعت کاهش آن بیشتر می باشد.

- بخش مربوط به منشأهای سطحی تر با عدد موج های بالاتر به سمت انتهای منحنی طیف می رود.

اگر منحنی تغییرات لگاریتمی طیف توان نسبت به تغییرات مقادیر عدد موج رسم شود، فاکتور عمق میانگین، فاکتور غالب این نمودار خواهد بود؛ سپس با استفاده از برازش خطی، روی قسمت های دارای شیب ثابت، عمق منشأهای مغناطیسی یا گرانی به دست می آید. مقدار عمق، بنا به توضیحاتی که قبلاً گفته شد برابر با نصف اندازه ی

شیب خطوط برازش داده شده روی نمودار است. خطوط برازش شده بر قسمت ابتدایی نمودار، در عدد موج‌های پایین دارای بیش‌ترین شیب است؛ که مربوط به بی‌هنجاری‌های عمیق و عدد موج‌های بالاتر شیب خطوط برازش داده شده، کم شده و عمق منشأهای سطحی‌تر مشخص می‌شود.

در ادامه یک نمودار شماتیک از منحنی تغییرات لگاریتمی طیف توان در مقابل مقادیر عدد موج در شکل (۶-۲) نشان داده شده است که از چند قسمت مختلف تشکیل شده که با استفاده از شیب خطوط برازش داده شده بر هریک از بخش‌های a ، b و c می‌توان مقدار عمق تا منشأهای مختلف را به‌دست آورد. اما بخش d که در قسمت پایانی دیده می‌شود، نویز است و در تحلیل‌های عمقی کاربردی ندارد. همان‌طور که مشاهده می‌شود خط برازش داده شده در عدد موج‌های پایین دارای بیش‌ترین شیب است که نشان‌دهنده عمق مربوط به منشأ بی‌هنجاری عمیق‌تری باشد و با افزایش مقدار عدد موج (به سمت طول موج‌های پایین‌تر) شیب خطوط برازش شده کم‌تر می‌شود که با استفاده از آن‌ها می‌توان عمق مربوط به منشأهای سطحی‌تر را به‌دست آورد.



شکل (۶-۲): نمودار شماتیک لگاریتم طیف توان در مقابل مقادیر عدد موج و خطوط برازش شده بر قسمت‌های دارای شیب خطی ثابت آن

فصل سوم

اعمال واهمامیخت اویلر

و طیف توان

روی داده‌های مصنوعی

در این فصل به کاربرد روش اویلر و طیف توان برای تخمین عمق مدل‌های مصنوعی پرداخته شده است. اغلب نتایج حاصل از این تحقیق با خصوصیات متداول اویلر واهمامیخت و طیف توان مطابقت دارد. پارامترهای مهم مورد بررسی در روش اویلر شامل شاخص ساختاری، ابعاد پنجره و ملاک‌های قبول یا رد نتایج هستند. پارامترهای مهم مورد بررسی در روش طیف توان، اختلاف چگالی یا مغناطیس‌پذیری با محیط اطراف، عمق دفن، موقعیت قرارگیری آنومالی و زاویه انحراف می‌باشد.

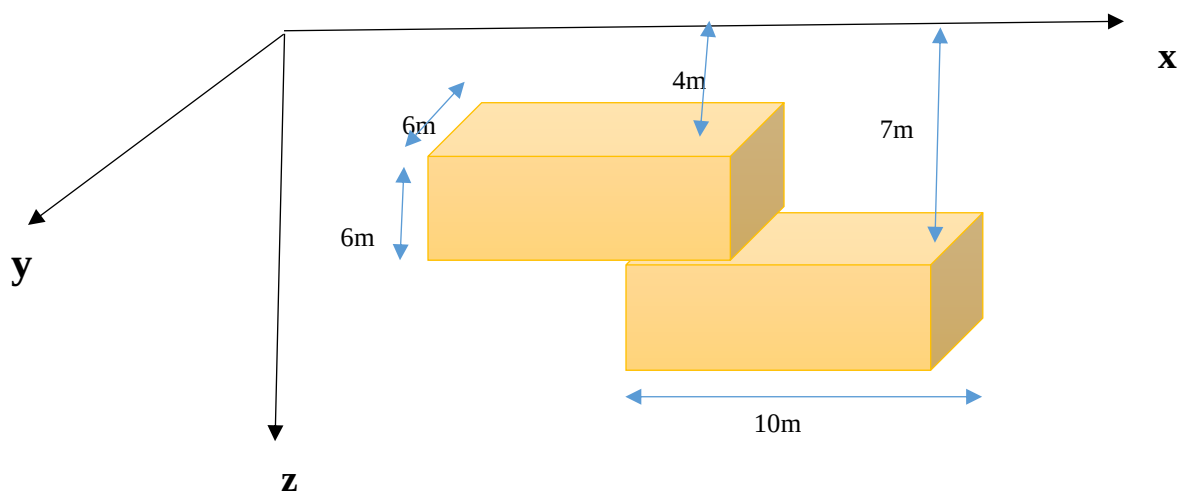
روش اویلر و سپس طیف توان را روی مدل دو مکعب و پنج مکعب در عمق‌های مختلف، اعمال می‌شود. برای این منظور ابتدا با گریدکردن داده‌های مصنوعی و انجام فیلترهای گرانی‌سنجی، روش اویلر استاندارد، به کمک پنجره‌های متفاوت انجام می‌شود. سپس از روی میانگین درصد خطای تخمین عمق، مناسب‌ترین پنجره را با توجه به حداقل درصد خطای تخمین عمق، انتخاب کرده و با در نظر گرفتن چند اندیس ساختاری، جواب‌های حاصل از اعمال روش اویلر به دست می‌آید. در مرحله بعد به اعمال فیلترینگ، روی جواب‌های حاصل پرداخته و عمق مدل مصنوعی تخمین زده می‌شود. در اعمال فیلترینگ، نکاتی که در نظر گرفته می‌شود عبارتند از: درصد خطای تخمین عمق، درصد خطای تعیین موقعیت افقی، مقادیر عمق که مقادیر آنها به گونه‌ای در نظر گرفته می‌شود که داخل پنجره اویلر قرار داشته باشند. به منظور تولید داده‌های مصنوعی، از نرم‌افزار grav3D استفاده شده است؛ و برای اعمال روش اویلر و طیف توان از نرم‌افزار (Geosoft Oasis montaj 7.0.1) استفاده شده است.

۲-۳ اعمال فیلترهای گرانی سنجی روی مدل‌های مصنوعی

۱-۲-۳ اعمال فیلترهای گرانی سنجی روی مدل دو مکعبی

دو مکعب به ابعاد $6 \times 10 \times 6$ متر را در عمق ۴ و ۷ متری از سطح زمین کنار هم قرار داده و این دو

مکعب در شبکه 6×6 متر است. شکل (۱-۳ و ۲)



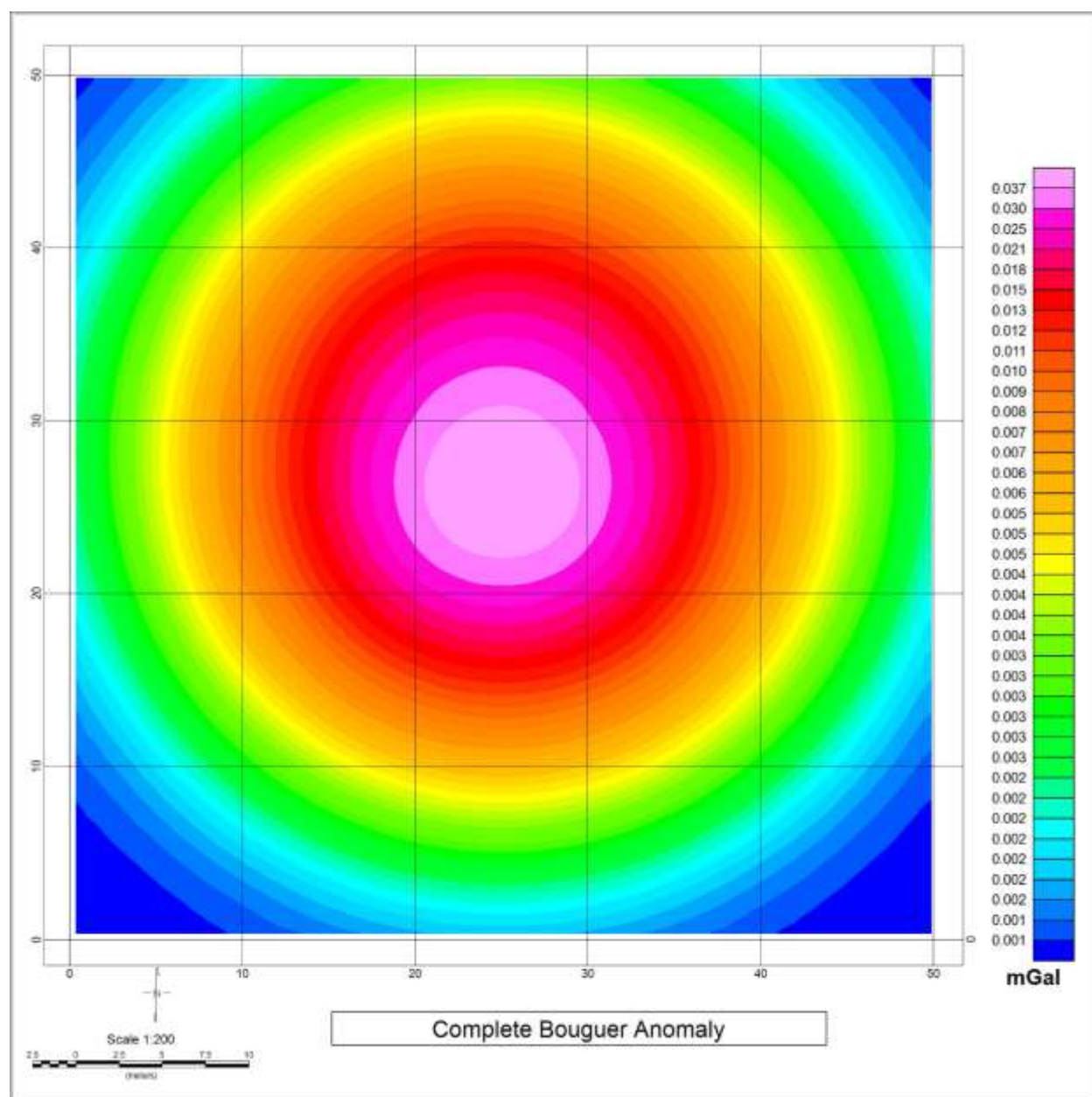
شکل (۱-۳): طریقه قرار گرفتن دو مکعب در عمق ۴ و ۷ متری. تباین چگالی مکعب با محیط اطراف $1 \frac{g}{cm^3}$ می‌باشد

coordinates		
X	20	30
Y	22	28
Z	-4	-10
set		

coordinates		
X	20	30
Y	28	34
Z	-7	-13
set		

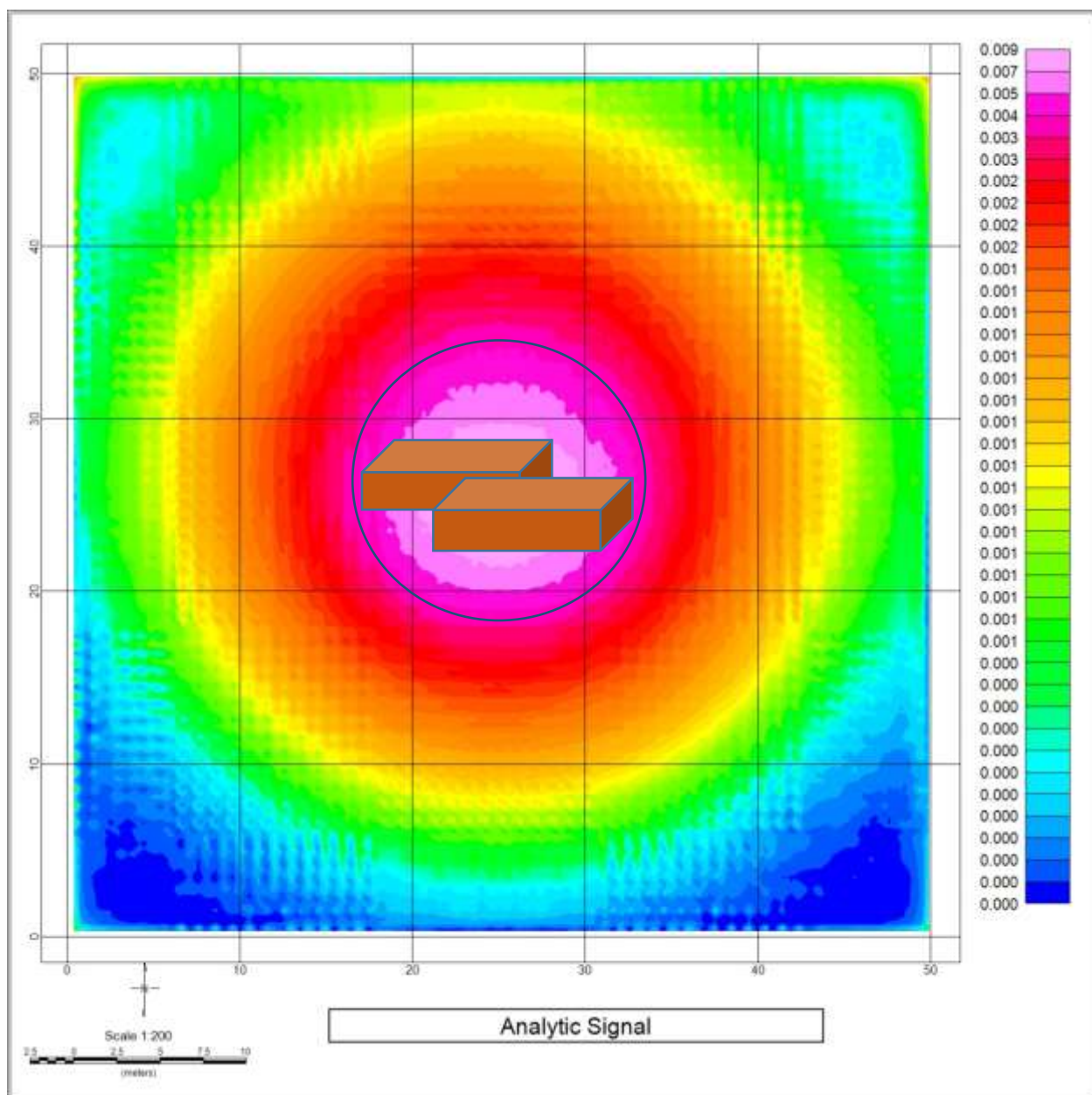
شکل (۲-۳): مشخصات قرار گرفتن دو مکعب در عمق ۴ و ۷ متری. تباین چگالی مکعب با محیط اطراف $1 \frac{g}{cm^3}$ می‌باشد

فیلترهای گرانی سنجی روی داده‌های مصنوعی دو مکعب به منظور تفکیک بی‌هنجاری محلی و ناحیه‌ای و شناسایی بی‌هنجاری و لبه آن و دستیابی به نقشه اویلر استاندارد اعمال شد. ابتدا با توجه به داده‌های گرانی، نقشه بوگه کامل رسم گردید. مقدار گرانی بوگه کامل 0.021 تا 0.037 میلی‌گال دیده می‌شود شکل (۳-۳).

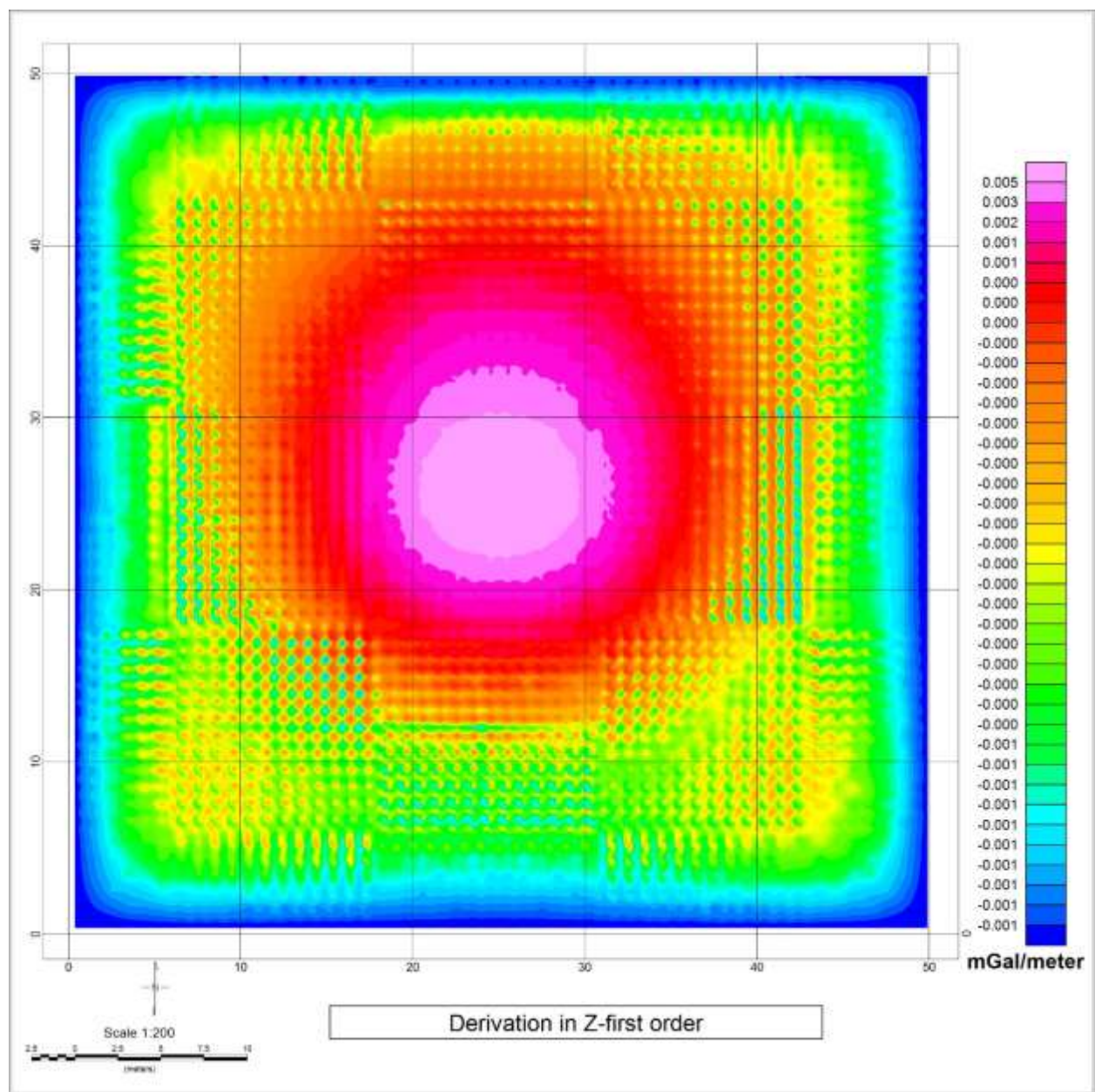


شکل (۳-۳): نقشه آنومالی بوگه روی داده‌های مصنوعی

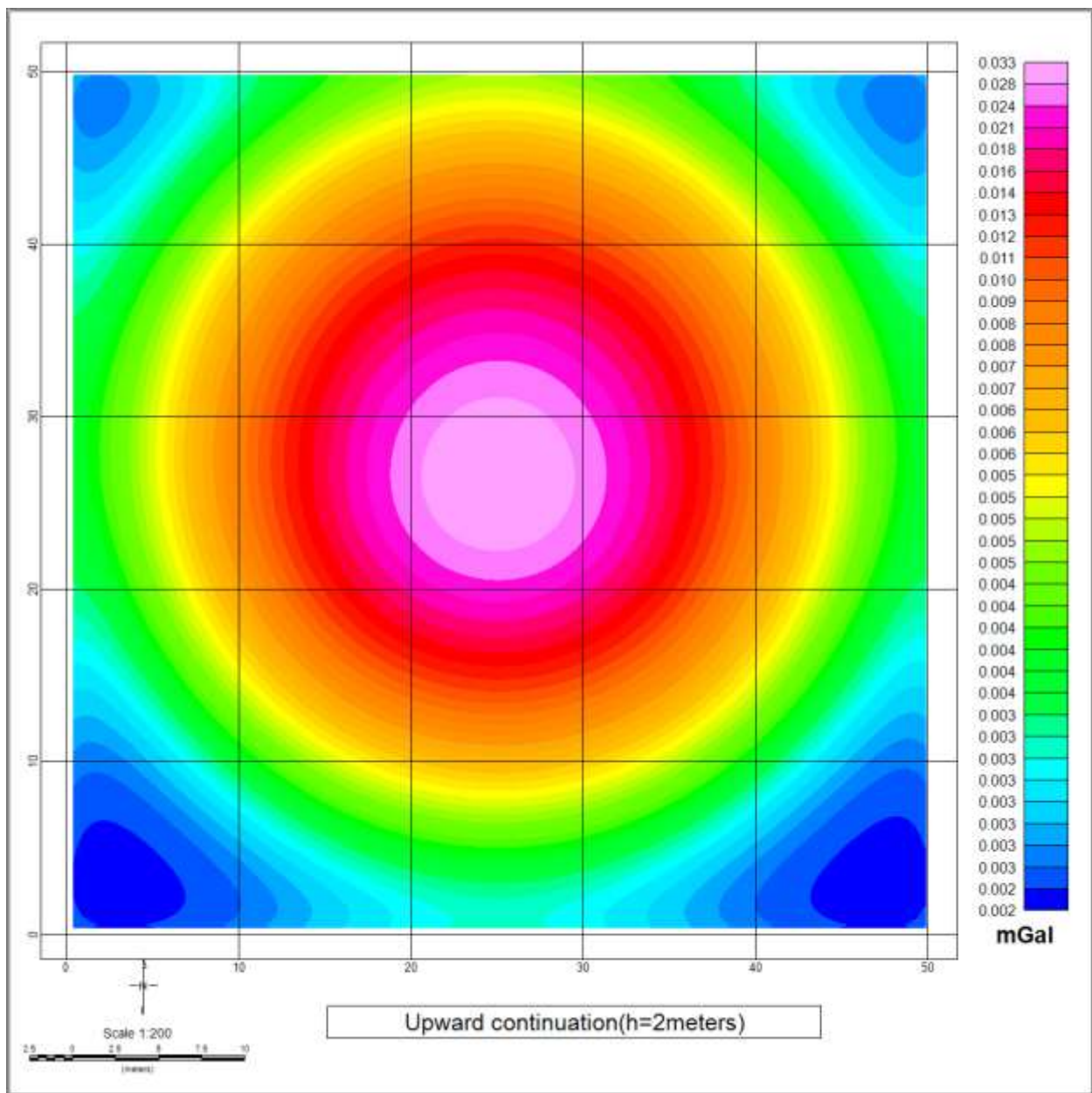
جهت به دست آوردن آنومالی باقی مانده، از فیلتر روند سطح روی داده‌ها استفاده می‌شود. اما در مدل مصنوعی به دلیل مشخص بودن آنومالی نیازی به انجام فیلتر روند سطحی نیست. پس فیلتر سیگنال تحلیلی و مشتق قائم و ادامه فراسو روی داده مصنوعی دو مکعب اعمال می‌شود شکل‌های (۳-۴ و ۵ و ۶ و ۷ و ۸).



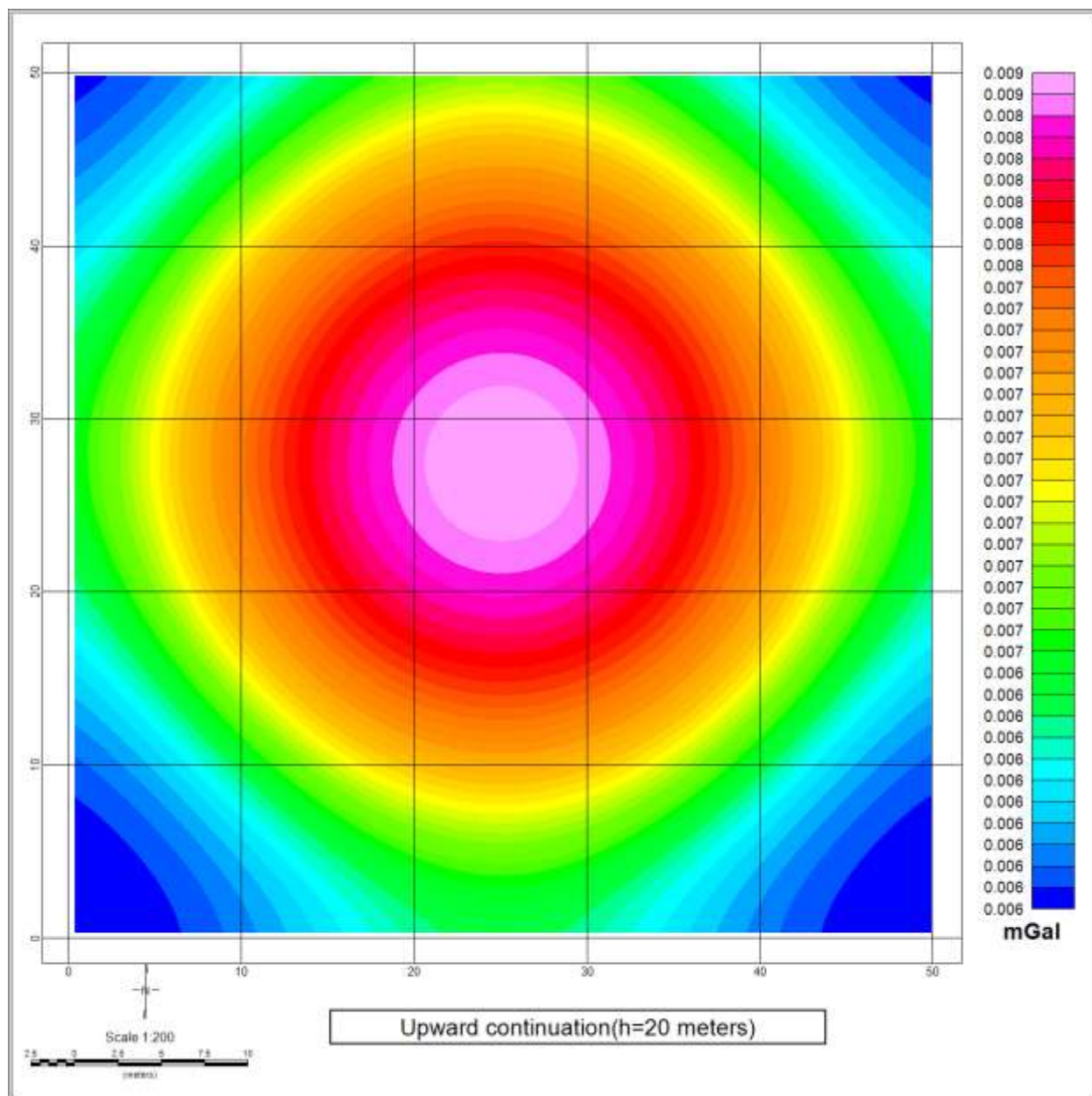
شکل (۳-۴): نقشه سیگنال تحلیلی روی داده‌های مصنوعی دو مکعب



شکل (۳-۵): نقشه مشتق قائم اول روی داده‌های مصنوعی دو مکعب



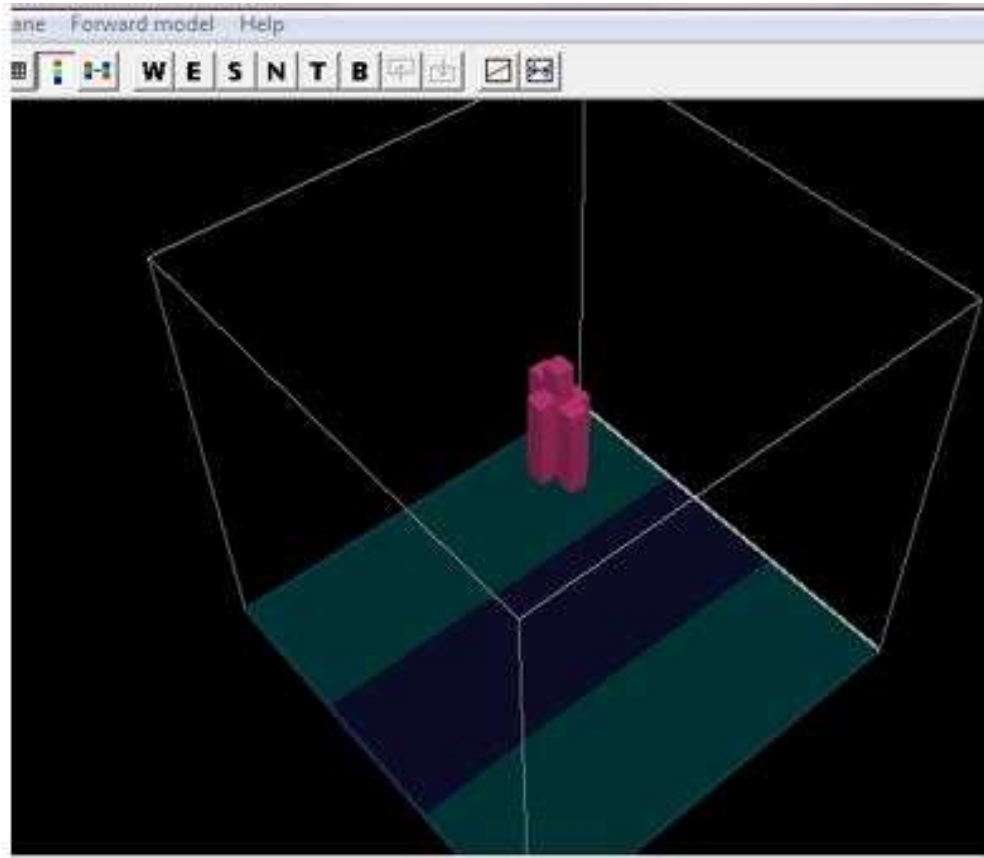
شکل (۳-۶): نقشه ادامه فراسو داده‌های مصنوعی دو مکعب در ارتفاع ۲ متری



شکل (۸-۳): نقشه ادامه فراسو داده‌های مصنوعی دو مکعب در ارتفاع ۲۰ متری

۳-۲-۲ اعمال فیلترهای گرانی سنجی روی مدل پنج مکعبی

پنج مکعب $10 \times 4 \times 2$ متر که به هم چسبیده‌اند در اعماق ۱۰، ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۱۵ متری از سطح زمین قرار داده شده است؛ و میانگین عمق آن‌ها ۱۳ متر است. این پنج مکعب، در grav3D شبیه سازی شده و در شکل‌های (۳-۹ الف، ب) مشخص می‌باشد.



شکل (۳-۹): طریقه قرار گرفتن پنج مکعب در عمق‌های مختلف از سطح زمین که تباین چگالی با محیط $1 \frac{g}{m^3}$ است.

coordinates			
X	24	26	
Y	24	26	
Z	-10	-20	set

coordinates			
X	26	28	
Y	24	26	
Z	-14	-24	set

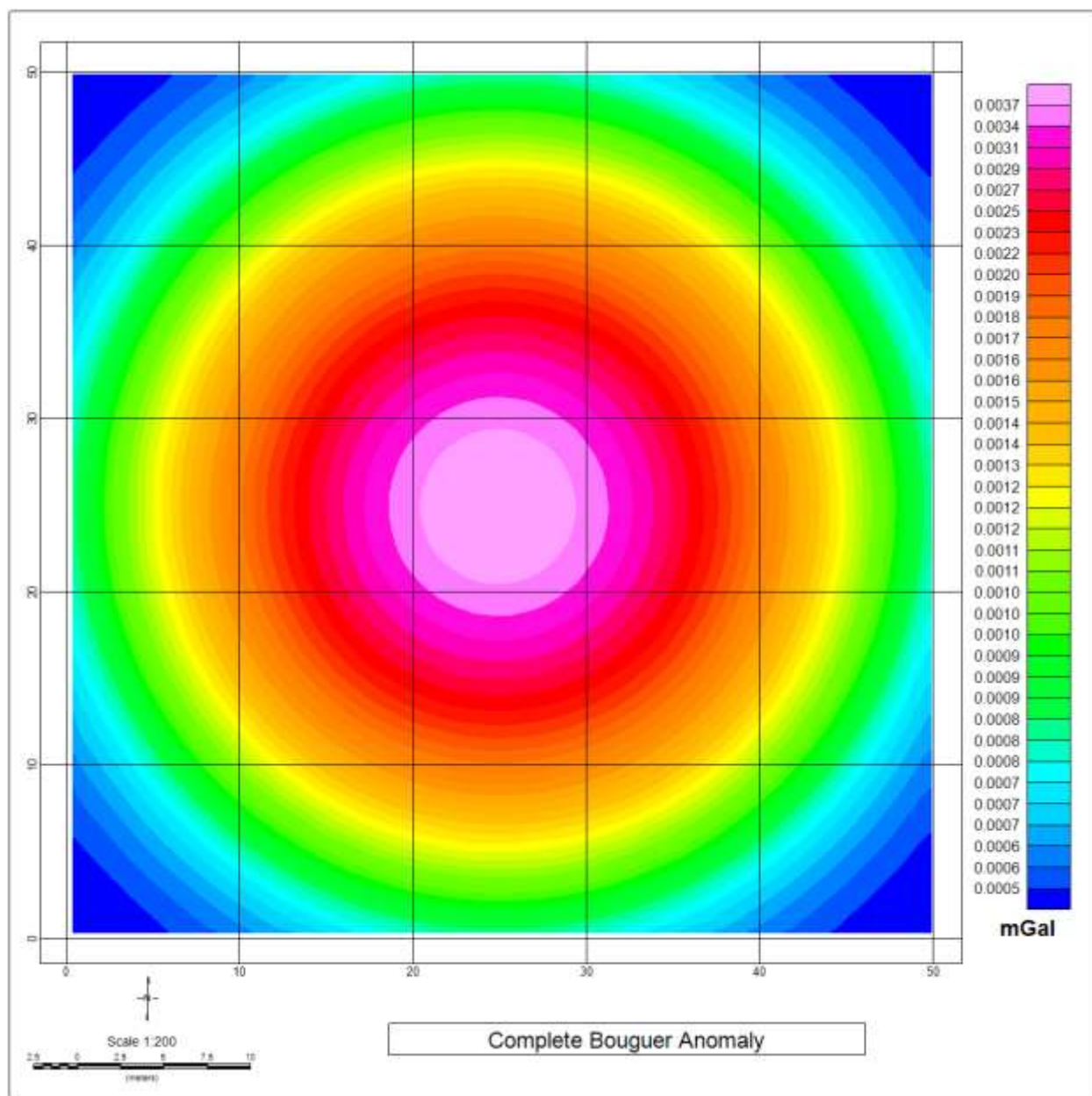
coordinates			
X	22	24	
Y	24	26	
Z	-12	-22	set

coordinates			
X	24	26	
Y	26	28	
Z	-15	-25	set

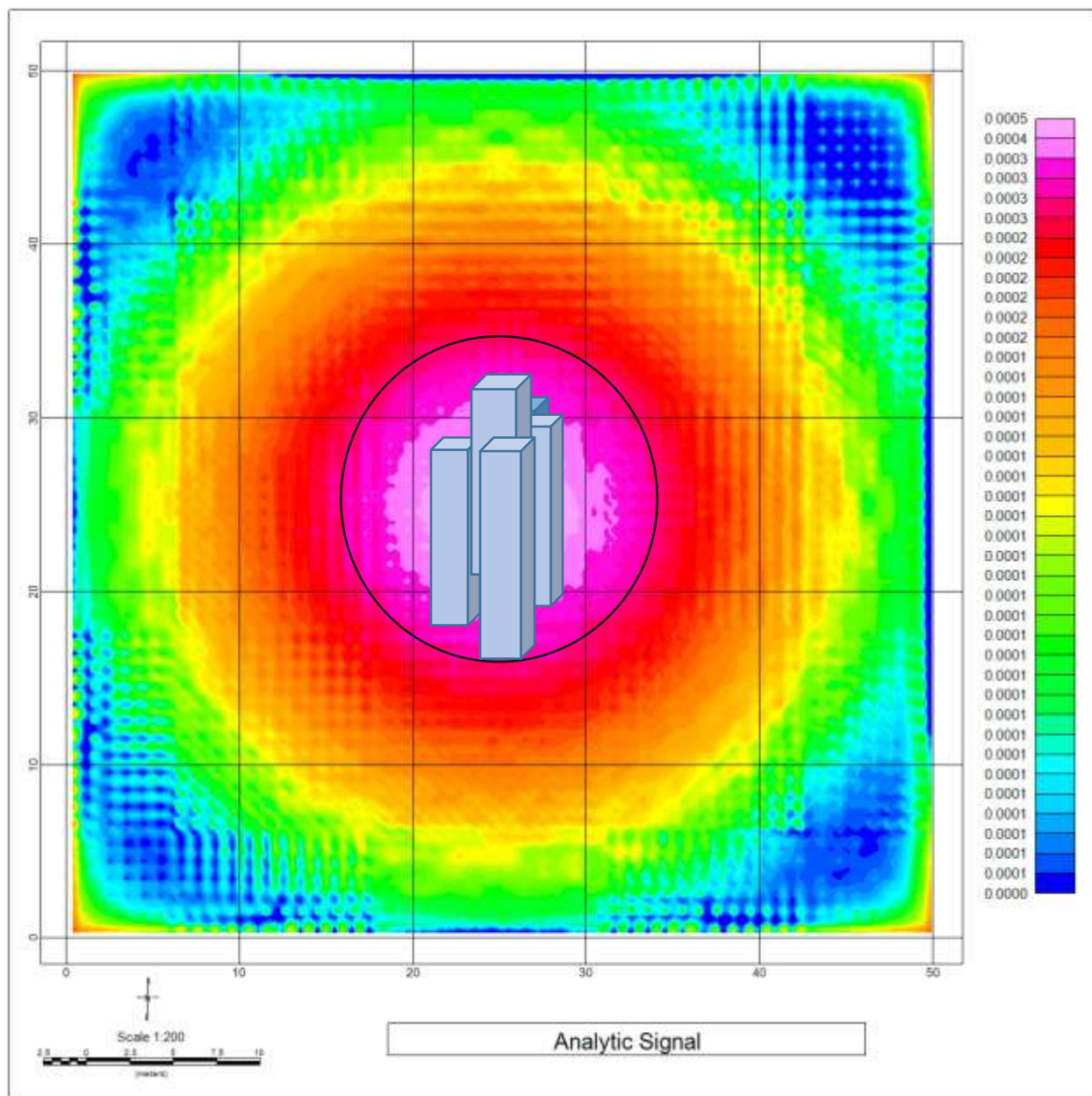
coordinates			
X	24	26	
Y	22	24	
Z	-13	-23	set

شکل (۳-۱۰): مشخصات قرار گرفتن پنج مکعب در عمق‌های مختلف

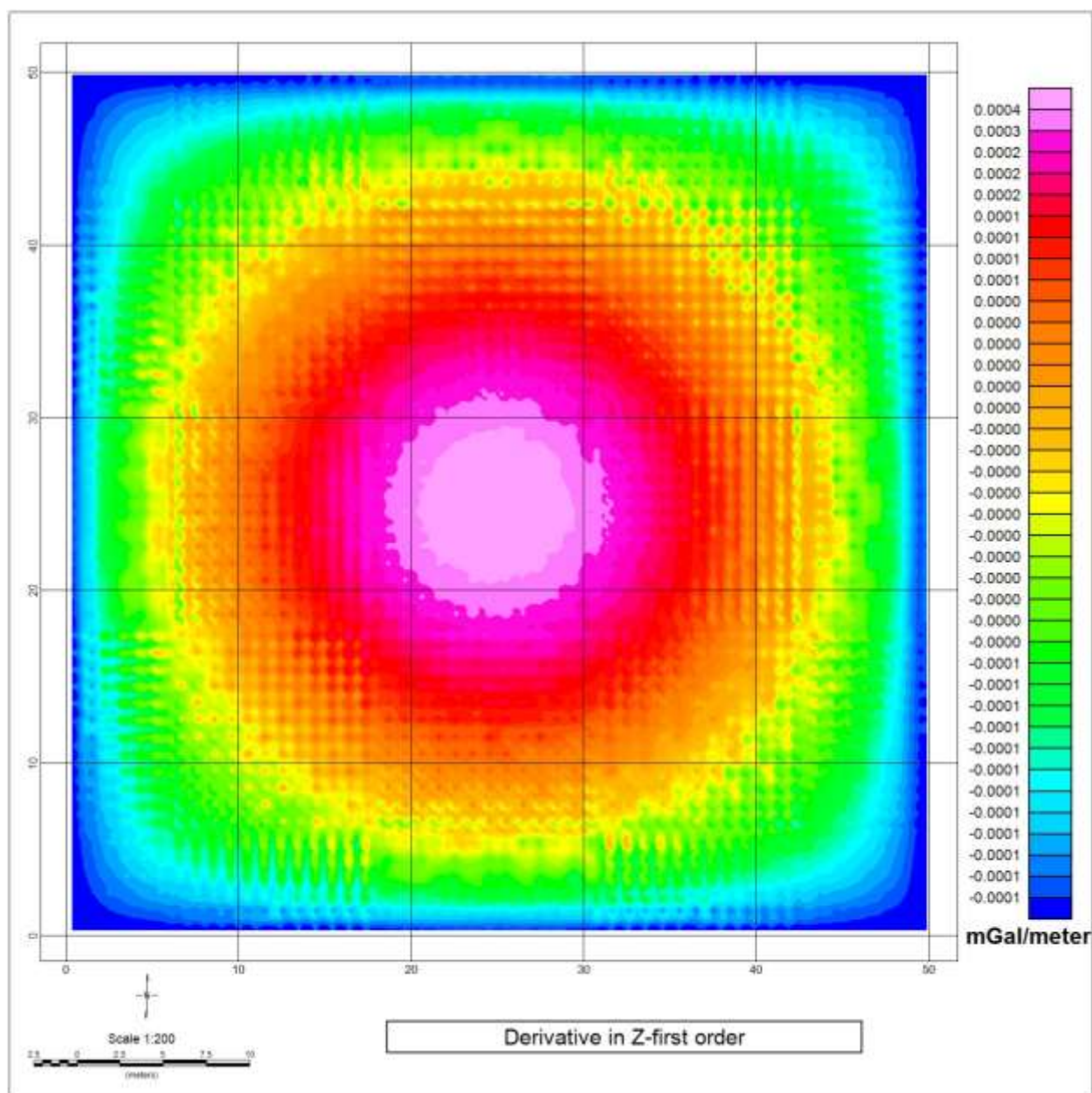
در این قسمت نیز تمام مراحل گفته شده در قسمت ۳-۲-۱، مرحله به مرحله اجرا می‌شود. ابتدا داده‌ها وارد نرم‌افزار شده سپس گرید داده‌ها تهیه و نقشه آنومالی بوگه و فیلترهای گرانی انجام می‌شود. گرانی بی‌هنجاری بین ۰/۰۰۲۷ تا ۰/۰۰۳۷ میلی‌گال است شکل‌های (۳-۱۱ و ۱۲ و ۱۳ و ۱۴ و ۱۵ و ۱۶ و ۱۷).



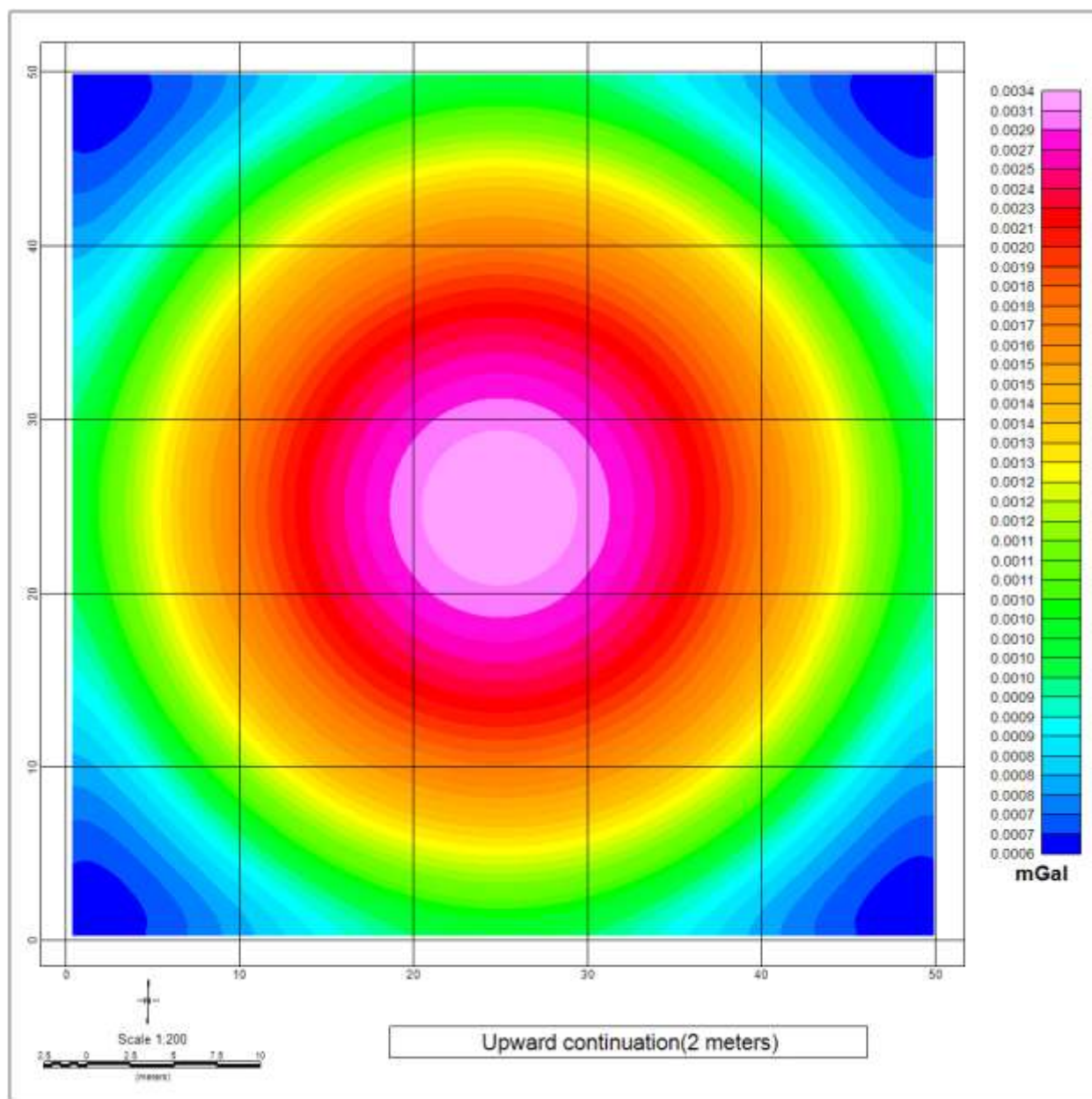
شکل (۳-۱۱): نقشه حاصل از بی‌هنجاری گرانی مدل پنج مکعب



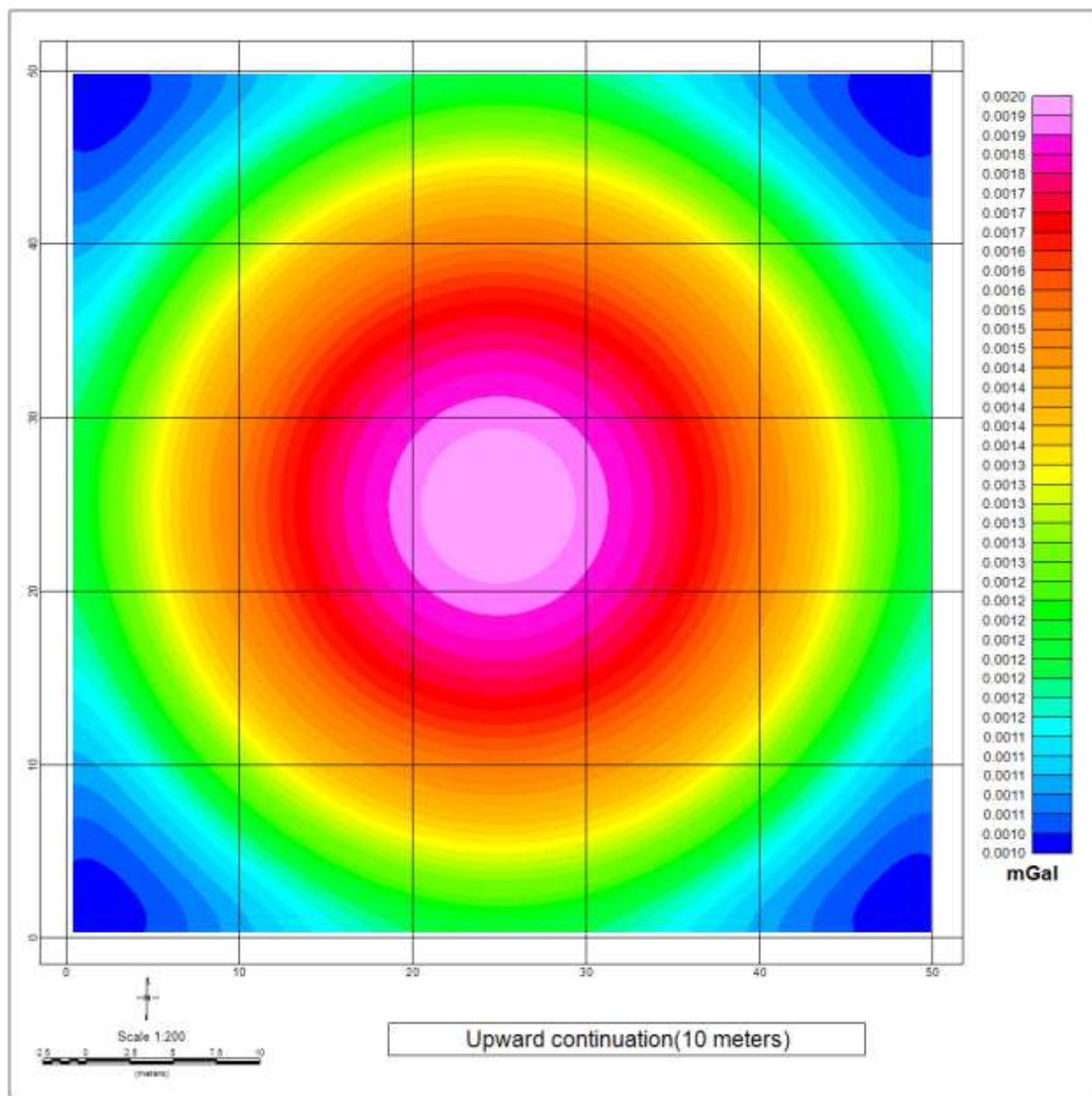
شکل (۳-۱۲): نقشه‌های حاصل از سیگنال تحلیلی مدل پنج مکعب



شکل (۳-۱۳): نقشه‌های حاصل از مشتق قائم اول مدل پنج مکعب



شکل (۳-۱۴): نقشه‌های حاصل از ادامه فراسو مدل پنج مکعب در ارتفاع ۲ متری

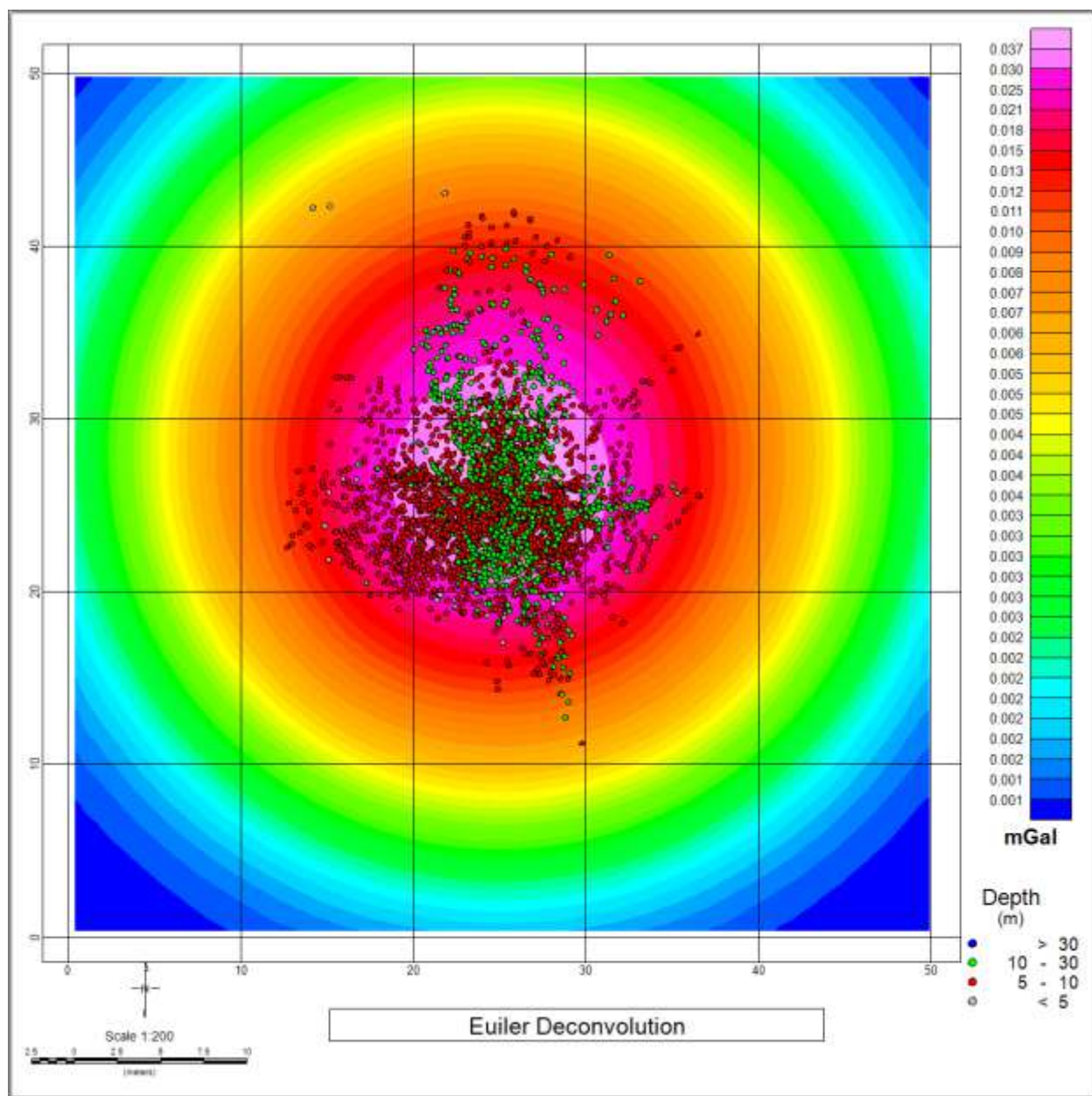


شکل (۳-۱۵): نقشه حاصل از ادامه فراسو مدل پنج مکعب در ارتفاع ۱۰ متر

۳-۳ روش اویلر استاندارد

۳-۳-۱ اعمال روش اویلر استاندارد روی داده‌های مصنوعی دو مکعب

روش اویلر به کمک نرم‌افزار ژئوسافت روی مدل مصنوعی دو مکعب، با فرض $N=0$ و اندازه پنجره 6×6 متر روی داده‌ها اعمال گردید. با ثابت در نظر گرفتن اندیس ساختاری ۲، از روی جواب‌های حاصل از اعمال روش اویلر برای هر پنجره، حداقل درصد خطای تخمین عمق، محاسبه شده و پنجره‌ای که دارای کم‌ترین درصد خطا باشد به عنوان پنجره مناسب انتخاب می‌شود. در ادامه با در نظر گرفتن پنجره‌ای که حداقل درصد خطای تخمین عمق ۹٪ را دارا می‌باشد، یعنی پنجره 6×6 متر برای اندیس ۲، روش اویلر اعمال شده و نقشه آن رسم می‌شود (شکل ۳-۱۷).

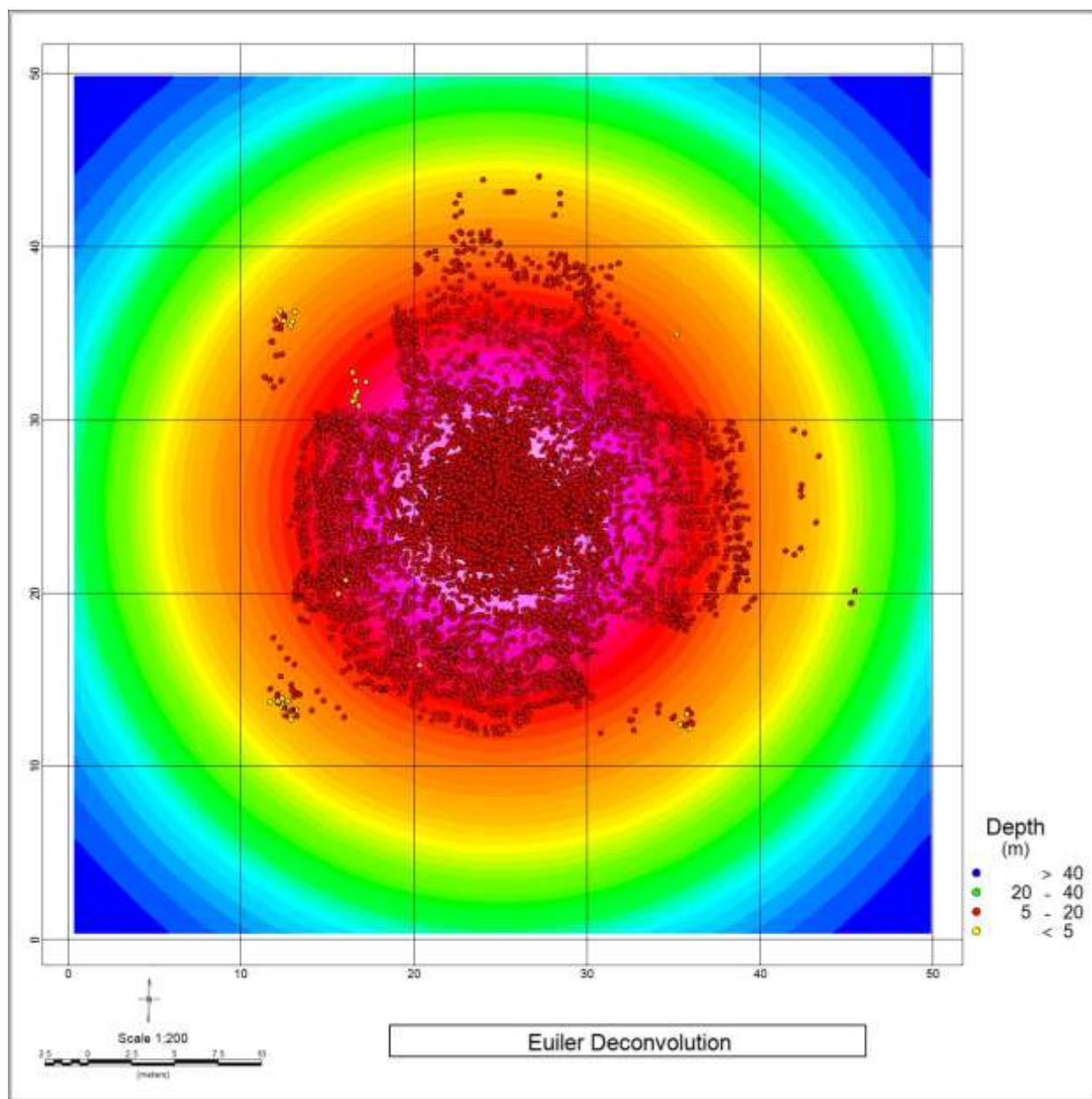


شکل (۳-۱۷): اعمال روش اویلر استاندارد روی دو مکعب در عمق ۴ و ۷ متری

با توجه به نقشه اعمال واهمامیخت اویلر روی مدل مصنوعی دومکعب(شکل ۳-۱۷)، نقاط قابل قبول در عمق ۵ تا ۱۰ متر قرارگرفته‌اند.

۳-۳-۲ اعمال روش اویلر استاندارد روی داده‌های مصنوعی پنج مکعب

با اعمال اویلر استاندارد روی داده‌ها و شبکه 10×10 متر، درصد خطای تخمین عمق برحسب ابعاد پنجره برای مدل پنج مکعب، ۸٪ تعیین شد؛ و پنجره مناسب برای تخمین عمق 5×5 متر و اندیس ساختاری ۲ مشخص شده و نتایج حاصل به صورت نقشه نشان داده می‌شود (شکل ۳-۱۸).



شکل (۳-۱۸): نتایج حاصل از روش اویلر استاندارد روی پنج مکعب

باید در نظر داشت که جواب‌های به‌دست آمده از اعمال روش اویلر، حاصل تمام نقاط شبکه می‌باشد؛ زیرا پنجره اویلر، در تمام نقاط شبکه، حرکت داده می‌شود. اما در حین حرکت پنجره در شبکه، جواب‌هایی برای ما قابل قبول است که حاصل از نقاط داخل پنجره باشند و باید جواب‌های حاصل از نقاط بیرون پنجره از مجموعه جواب‌ها حذف شوند.

در فیلتر کردن نتایج حاصل از اعمال روش اویلر، بیش‌ترین مقدار درصد خطای تخمین عمق در نظر گرفته می‌شود. در نتایج حاصل از اعمال روش اویلر برای هر نتیجه، درصد خطای تخمین عمق در نظر گرفته شده است و عددی بزرگ‌تر از صفر می‌باشد. حداکثر خطایی که برای مدل مکعب در نظر گرفته شده ۹٪ می‌باشد و به این معنی است که اگر جوابی، خطایی بیش‌تر از آن داشت از مجموعه نتایج حذف می‌شود.

پنجره اویلر روی تمام نقاط شبکه و هر مرحله به میزان نصف پهنای پنجره، حرکت داده می‌شود. با توجه به راهنمای نرم‌افزار، مقادیر تخمین عمق، باید کوچک‌تر از نصف پهنای پنجره اویلر باشد.

می‌توان نتیجه گرفت برای عمق‌های کم، پنجره با ابعاد کوچک قابل قبول می‌باشد و هرچه قدر عمق زیاد می‌شود، با پنجره‌های بزرگ، نتایج بهتری حاصل می‌شود. با در نظر گرفتن پنجره مناسب برای عمق‌های داده شده و با در نظر گرفتن چند اندیس، بهترین ساختاری برای مکعب، تعیین می‌شود.

با توجه به مقادیر به‌دست آمده از اعمال روش اویلر، می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که:

الف) اویلر دیکانولوشن در اغلب موارد، اطلاعات کاملاً صحیحی از شکل چشمه در اختیار مفسر قرار

می‌دهد.

ب) هرچه آنومالی کوچک‌تر باشد، شاخص ساختاری آن نیز کم‌تر است.

پ) شاخص ساختاری روی تخمین عمق، مؤثرتر از موقعیت افقی است.

ت) شاخص ساختاری کوچک‌تر باعث پراکندگی بسیار بیش‌تری در جواب اویلر می‌شود. بنابراین در

مواردی که شاخص ساختاری صحیح نیست، شاخص را بزرگ‌تر انتخاب می‌کنند.

ث) برای دستیابی به عمق بیش‌تر، می‌توان اندازه پنجره را بزرگ‌تر کرد که البته پراکندگی در نتایج نیز زیاد می‌شود.

ج) برای رسیدن به عمق مورد نظر، تغییر شاخص ساختاری مؤثرتر از تغییر ابعاد پنجره است. پراکندگی حاصل از شاخص ساختاری نادرست، کم‌تر از پراکندگی ایجاد شده در اثر ابعاد نامناسب پنجره می‌باشد.

چ) برای رسیدن به یک عمق خاص، بهتر است شاخص ساختاری و ابعاد پنجره به صورت معکوس تغییر داده شوند. در غیر این صورت پراکندگی نتایج، بسیار زیاد می‌شود.

ح) هرچه شاخص ساختاری به اعداد صحیح نزدیک‌تر باشد، نتایج به دست آمده، واقعی‌تر هستند.

نتایج صحیح حاصل از واهمامیخت اوپلر، آنهایی هستند که هم موقعیت افقی (مرز) و هم موقعیت قائم توده را به‌درستی نشان دهند. بنابراین درست بودن یکی بدون دیگری، بیان‌گر یک اجرای موفق نیست.

۳-۴ اعمال روش طیف توان

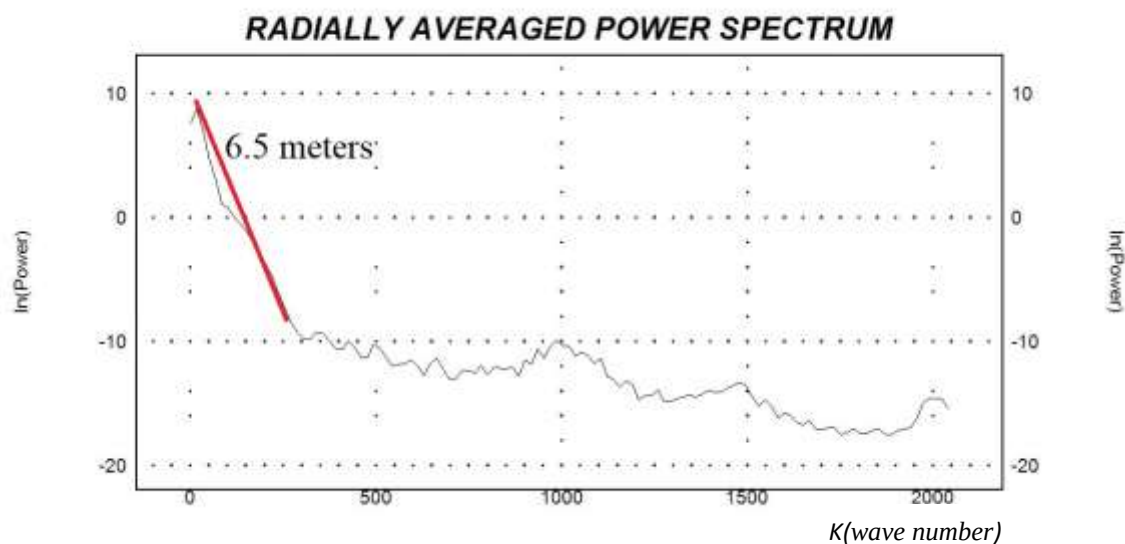
برنامه نمودار طیف توان معمولی، تعیین مقدار عمق حاصل از آن می‌باشد. این روش روی بی‌هنجاری حاصل از مدل‌های مصنوعی گرانی مختلف انجام می‌شود.

۳-۴-۱ اعمال روش طیف توان روی مدل مصنوعی دو مکعبی

به‌منظور مشاهده کارایی این روش در تخمین عمق بی‌هنجاری گرانی، روش طیف توان روی مدل‌های مصنوعی ایجاد شده در ۳-۲-۱ و ۲ اعمال می‌شود. به عنوان اولین مدل مصنوعی زیرسطحی گرانی، مدل مصنوعی دو مکعب به ابعاد $6 \times 10 \times 6$ متر در عمق ۴ و ۷ متر در نظر گرفته شد شکل (۳-۱). اختلاف چگالی این توده با سنگ‌های اطراف در سیستم SI برابر با واحد لحاظ شده است. حال از بی‌هنجاری گرانی مربوط به این مدل یک پروفیل انتخاب شده و روش‌های تحلیل طیفی با هدف تخمین عمق به روش طیف توان بر روی داده‌های حاصل

از آن اعمال می‌گردد. نمودار لگاریتم طیف توان معمولی در مقابل مقادیر عدد موج و نتیجه تخمین عمق با استفاده از آن برای مدل مصنوعی دو مکعب در شکل (۳-۱۹) نشان داده شده است.

با توجه به این شکل مقدار عمق تخمینی برای مدل مصنوعی شکل (۳-۱ و ۲) که عمق مفروض برای آن ۴ و ۷ متر است، با استفاده از روش تحلیل طیف توان معمولی، ۶/۵ متر است. این عمق، موقعیتی را نشان می‌دهد که بسیار نزدیک به عمق فرضی این مدل است. در مقایسه با روش اوپلر که عمق بین ۵ تا ۱۰ متر به دست آمد؛ روش طیف توان جواب مناسب‌تری ارائه می‌دهد.



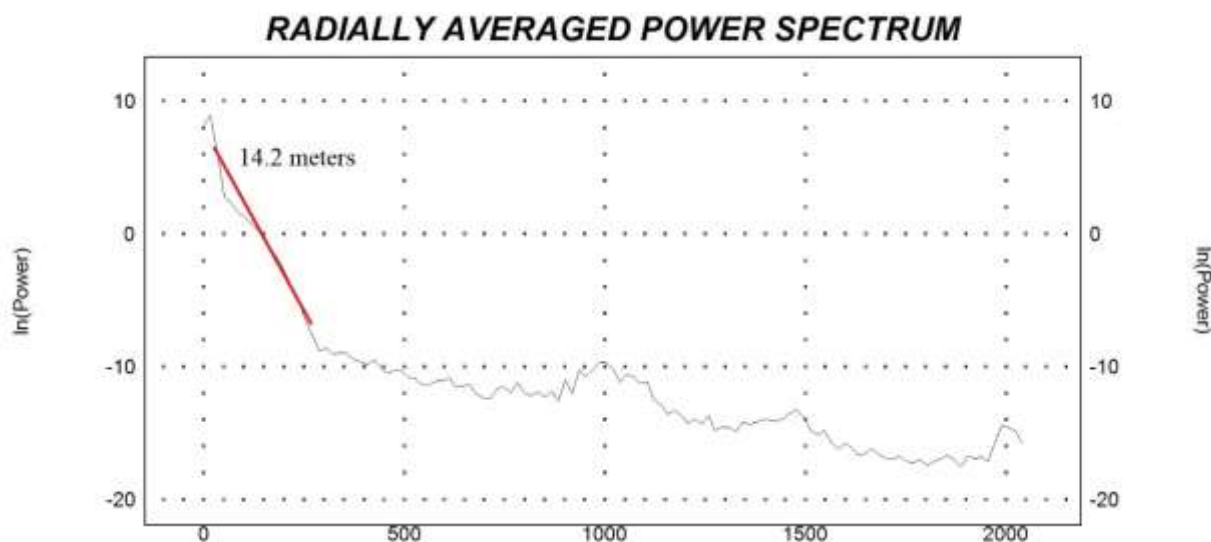
شکل (۳-۱۹): نمودار لگاریتم طیف توان معمولی در مقابل مقادیر عدد موج و عمق تخمینی حاصله از آن برای مدل مصنوعی

دومکعبی زیرسطحی شکل (۳-۱)

۳-۴-۲ اعمال روش طیف توان روی مدل مصنوعی پنج مکعبی

مدل مصنوعی زیرسطحی گرانی پنج مکعب (شکل ۳-۹ و ۱۰) به ابعاد $2 \times 4 \times 10$ متر که نسبت به مدل قبلی ساختار پیچیده‌تری دارد، در نظر گرفته می‌شود. این مکعب‌ها در اعماق ۱۰، ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۱۵ متری قرار

گرفته‌اند و اختلاف چگالی تمامی بلوک‌های مربوط به این مدل با سنگ‌های اطراف در سیستم SI برابر واحد در نظر گرفته شده است. تمامی مراحل انجام شده برای مدل دو مکعبی برای مدل پنج مکعبی هم انجام می‌شود. یک پروفیل انتخاب کرده و روش‌های تحلیل طیفی با هدف تخمین عمق بر روی داده‌های حاصل از آن اعمال می‌گردد. نمودار لگاریتم طیف توان معمولی در مقابل مقادیر عدد موج و نتیجه تخمین عمق با استفاده از آن برای پنج مکعب در شکل (۳-۲۰) نشان داده شده است. با توجه به شکل عمق تخمینی مدل مفروض طبق روش طیف توان معمولی، برابر با ۱۴/۲ متر است. این عمق با عمق فرض شده برای قسمت فوقانی مدل تطابق دارد و موقعیتی را نشان می‌دهد که در مقایسه با روش اوپلر که عمق را ۵ تا ۲۰ متر نشان می‌دهد، روش طیف توان جواب مناسب‌تری ارائه می‌دهد.



شکل (۳-۲۰): نمودار لگاریتم طیف توان معمولی در مقابل مقادیر عدد موج و عمق تخمینی حاصله از آن برای مدل مصنوعی پنج

مکعبی زیرسطحی شکل (۳-۹)

۳-۵ جمع بندی

روش اویلر استاندارد روی داده‌های دو مکعب اعمال شد. با تعیین پنجره مناسب و اعمال روش اویلر با چند اندیس ساختاری متفاوت، اندیس ساختاری ۲ به عنوان اندیس ساختاری مناسب، تعیین شد. در ادامه، روش اویلر روی پنج مکعب (شکل ۳-۹ و ۱۰) اعمال شد. به این ترتیب که با تعیین پنجره مناسب و اعمال روش اویلر با چند اندیس ساختاری، عدد ۲ به عنوان بهترین اندیس ساختاری تعیین شد. با توجه به اندیس ساختاری ۲ برای دو مکعب و پنج مکعب در عمق یکسان ۵ متر، می‌توان نتیجه گرفت که اندیس ساختاری مکعب با پیچیده شدن شکل تغییر چندانی نمی‌کند و در یک جمع بندی نهایی می‌توان گفت که اندیس ساختاری مکعب تابع عمق مکعب می‌باشد و تغییر تعداد مکعب تغییر چندانی نمی‌کند.

در روش طیف توان با توجه به تمامی مثال‌های فوق می‌توان به‌طور خلاصه چنین استنباط کرد که روش طیف توان معمولی درمورد بی‌هنجاری‌های گرانی روش کاربردی است و در مقایسه با روش اویلر کاملاً نتایج بهتری به دست می‌آید.

فصل چهارم

تخمین عمق توده در منطقه

دولت آباد هرمزگان

۴-۱ مقدمه

روش‌های ژئوفیزیکی به عنوان روش‌های کارآمد در اکتشافات و پی‌جویی ذخایر کرومیت به رسمیت شناخته شده‌اند. مطالعات نشان می‌دهد، تفاوت بین گراویتی کرومیت با وزن مخصوص ۴/۳-۴ گرم بر سانتی‌متر مکعب و سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی شده با وزن مخصوص ۲/۵-۲/۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب باعث شناسایی آنومالی‌های ماده معدنی کرومیت با استفاده از دستگاه‌های مدرن گرانی‌سنجی شده است. با استفاده از این روش، مناطق معدنی کرومیت در بسیاری از کشورها مانند ترکیه، آلبانی و صربستان تعیین و بهره‌برداری شد (کاسپری، ۱۹۹۹). هامر و همکاران (۱۹۴۵)، ارگین (۱۹۵۲) و یونگل (۱۹۵۶) در ترکیه، دیویس و همکاران (۱۹۷۵) در کوبا، نجاتی (۱۳۸۳)، کامکار روحانی و بیگی (۱۳۸۸)، آقاجانی (۱۳۹۱) و آزاد و همکاران (۱۳۹۲) در ایران، با استفاده از پردازش داده‌های گرانی‌سنجی، توانستند بی‌هنجاری‌های کرومیتی مختلفی را شناسایی کنند. در ادامه این فصل به تعبیر و تفسیر داده‌های گرانی و تخمین عمق در منطقه دولت‌آباد هرمزگان پرداخته خواهد شد.

۴-۲ زمین‌شناسی ذخایر کرومیت

کانسارهای کرومیت با وجود تنوع در شکل ماده معدنی، در سنگ‌های آذرین اولترامافیک-مافیک تشکیل می‌شوند. مقدار سیلیس سنگ‌های اولترامافیک کم‌تر از ۴۵ درصد و سنگ‌های مافیک بین ۴۵ تا ۵۲ درصد بوده و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها شامل اولیوین، ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها می‌باشد؛ که در مواردی آمفیبول و فلدسپات‌های قلیایی نیز در این سنگ‌ها حضور دارند. تنوع این سنگ‌ها زیاد بوده و شامل انواع پریدوتیت (هارزبورژیت، لرزولیت و ورلیت)، پیروکسینت‌ها، گابرو، دونیت و آنورتوزیت هستند. از دیدگاه زمین‌شناسی کانه کرومیت وابسته به توده‌های نفوذی اولترامافیک-مافیک مرتبط به پوسته اقیانوسی و شکافت‌های دریایی بوده که

در پی باز شدن گودال‌های ژرف و نفوذ توده‌ها در پوسته قاره‌ای، به سطح زمین می‌رسد. کانسارهای کرومیت که از نظر اقتصادی اهمیت دارند، به دو دسته لایه‌ای و آلپی تقسیم می‌شوند (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹).

۴-۲-۱ کرومیت نوع لایه‌ای (بوشولد)

از نمونه‌های بارز کانسارهای نوع لایه‌ای که از نظر اقتصادی ارزش زیادی دارند، می‌توان به کانسارهای کرومیت کمپلکس بوشولد (آفریقای جنوبی) و کمپلکس استیل‌واتر (آمریکا) اشاره کرد. کمپلکس بوشولد آفریقای جنوبی به عنوان معروف‌ترین نمونه توده آذرین لایه‌ای در دنیا شناخته شده است. این توده در ترانسوال مرکزی قرار گرفته و سن سنگ‌های آن پرکامپرین است. سنگ میزبان کانی‌سازی شامل نوریت، دونیت، پیروکسنیت و آنورتوزیت می‌باشند. کانی‌سازی لایه‌ای بوده که دارای ضخامت ۰/۶ تا ۱/۵ متر می‌باشد (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹). از دیگر کمپلکس‌های معروف دنیا که از نوع لایه‌ای است، کمپلکس دایک بزرگ در جنوب رودزیا است.

۴-۲-۲ کرومیت نوع آلپی (افیولیتی)

کرومیت‌های نوع آلپی به صورت لایه‌ای و عدسی شکل و به صورت هم‌شیب و گاه شیب‌دار نسبت به سنگ‌های مجاور خود یافت می‌شوند، اما همبری آن‌ها با سنگ‌های مجاور تقریباً غیرعادی و همراه با گسستگی است. ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها به دلیل دگرسانی سیالات داغ اغلب تغییر یافته و به سرپانتین، کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند و به رنگ سبز دیده می‌شوند، مجموعه این سنگ‌ها افیولیت نامیده می‌شوند. مجموعه افیولیتی معمولاً از دونیت، پریدوتیت، گابرو، گدازه‌های بازیک (معمولاً با ساخت بالشی)، چرت‌های رادیولاریتی و رسوبات فلیش تشکیل شده است (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹).

۴-۲-۳ ذخایر کرومیت در ایران

ذخایر کرومیت شناخته شده در ایران از نوع آلپی (عدسی شکل) بوده و بر اساس شواهد موجود زمین‌شناسی، وجود ذخایر تیپ لایه‌ای غیرمحمتمل است. با توجه به گسترش توالی‌های افیولیتی و افیولیت ملانژها و مشخص بودن موقعیت جغرافیایی آنها مناطق دارای رخنمون نوارهای افیولیتی را می‌توان به

عنوان مناطق پتانسیل دار معرفی کرد. با توجه به اطلاعات نسبتاً مناسب در مورد توالی‌های افیولیتی و افیولیت ملانژها و ناچیز بودن اطلاعات در مورد توده‌های نفوذی اولترامافیک-مافیک اولویت اصلی با بررسی نوارهای افیولیتی است (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۹).

سنگ‌های میزبان کرومیت در ایران از نوع سنگ‌های آذرین غنی از آهن و منیزیم یعنی سنگ‌های اولترابازیک مانند پریدوتیت، سرپانتینیت و پیروکسینیت بوده و ذخایر کرومیت در داخل توده اولترابازیک به شکل عدسی‌های بزرگ و کوچک دیده می‌شود. چنین شرایطی در جنوب شرق تا شرق و شمال شرق ایران (در امتداد زون فیلیش-افیولیت ملانژ بیرجند-ایران‌شهر، افیولیت‌های سبزوار، فریمان و تربت حیدریه)، ایران مرکزی (نائین)، زاگرس (شمال نیریز) و جنوب ایران (فاریاب و اسفندقه) مشاهده می‌شود. توده‌های کرومیت ایران مانند بسیاری از کانسارهای مشابه در دنیا از نوع کانسارهای نامنظم است. تقریباً تمام این کانسارها در ایران در مجموعه‌های افیولیتی و افیولیت ملانژها واقع شده‌اند و در بخش‌های زیرین سکانس افیولیتی قرار می‌گیرند و از نظر تیپ کانساری مشابه منطقه بالکان و ترکیه می‌باشند. وضع ظاهری نامنظم بوده و شکل لایه‌ای کانسارهای آفریقایی جنوبی در آنها دیده نمی‌شود. ولی در برخی از این کانسارها و معادن (جنوب ایران) نوعی نظم و پیوستگی در توده‌های کرومیت وجود دارد. بنابراین استفاده از روش‌های اکتشافی مرتبط با ویژگی‌ها و مشخصه‌های فیزیکی و محیطی کرومیت می‌تواند نقش مؤثری در پی‌جویی و شناسایی کانسارهای کرومیت داشته باشد.

۴-۳ جغرافیای منطقه و بررسی منطقه مورد مطالعه

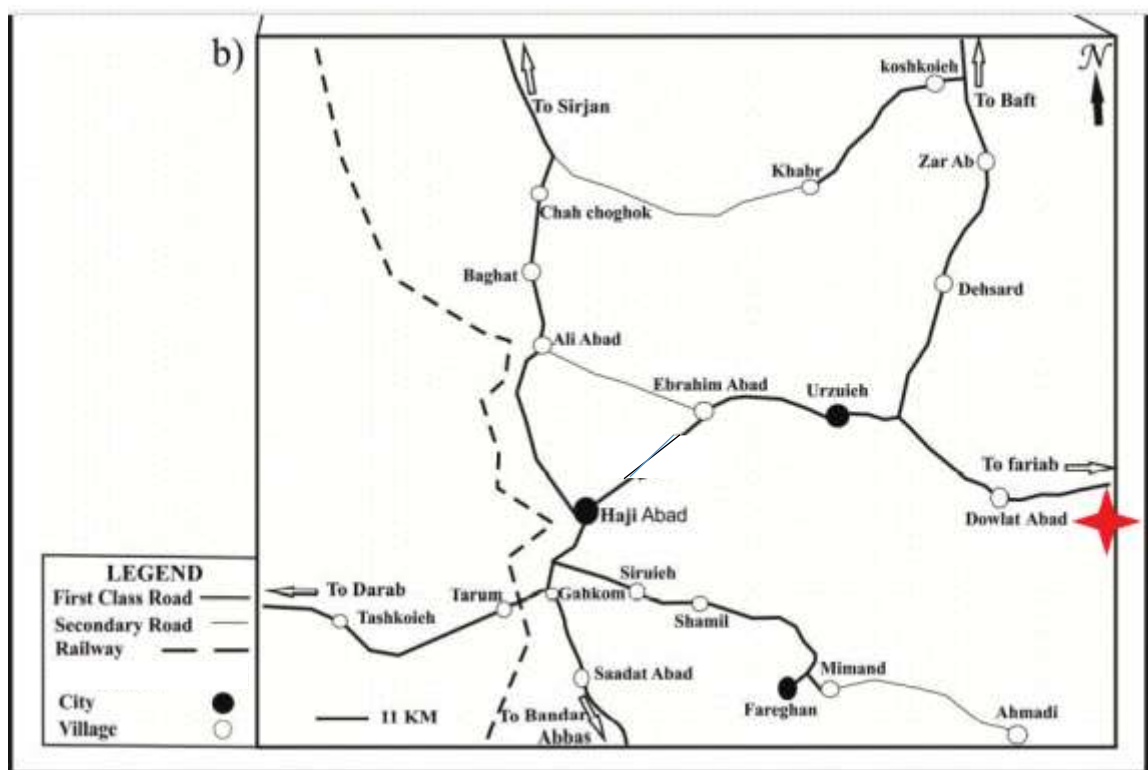
شهرستان حاجی‌آباد در شمال استان هرمزگان واقع شده است. موقعیت محدوده مورد مطالعه بر اساس تصویر ماهواره‌ای مشخص شده (شکل ۴-۲ الف) و روستاهای دولت‌آباد، سلطان‌آباد، حسین‌آباد، فردوس، آب‌شور و را شامل می‌شود. محدوده مورد مطالعه در جنوب روستاهای دولت‌آباد و سلطان‌آباد قرار دارد که در ورقه

۱:۱۰۰۰۰۰ دولت آباد و در جنوب شرقی ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ حاجی آباد واقع شده است. ورقه دولت آباد در ۵۶ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۵۷ درجه طول خاوری و ۲۸ درجه تا ۲۸ درجه و ۳۰ دقیقه عرض شمالی قرار دارد.

در منطقه برونزدهایی از رگه های کرومیت در میان سنگ میزبان سرپانتین وجود دارد. برای تعیین چگالی میانگین منطقه از روش آزمایشگاهی استفاده شده است؛ که سنگ های سطحی عمدتاً از نوع هارزبورژیت به همراه بلورهای نسبتاً متوسط اولیوین هستند. تباین چگالی ماده معدنی با سنگ های بستر g/m^3 ۱/۲۱ بخش عمده سنگ های بیرون زده در نقشه شامل سری هایی افیولیتی همراه با سنگ های وابسته و ملانژهای افیولیتی است، رسوبات و ولکانیک های کرتاسه نیز رخنمون های مناسبی در نقشه دارا هستند و بقیه را رسوبات آبرفتی کواترنر تشکیل می دهد.

قدیمی ترین سنگ های ورقه دولت آباد، کمپلکس سیخوران را تشکیل می دهد که پایین ترین بخش آن از دونیت دارای کرومیت تشکیل شده است. توده های گابرو در خاور نقشه توده پیروکسنیت جنوب آبدشت جوان ترین واحدهای کمپلکس سیخوران را تشکیل می دهد. سن این مجموعه پرکامبرین بالایی - پالئوزویک زیرین انگاشته شده است؛ که مجموعه آمفیبولیت شیست، میکا شیست، گرانیت گنیسی شده از قدیمی ترین سنگ های منطقه می باشد. مجموعه آمیزه رنگین افیولیتی که از سنگ های دگرگون شده شیست، سرپانتینیت شیست و گدازه های بازالتی با ساخت بالشی، داسیت، رادیولاریت، آهک های پلاژیک با خمیره ای از سرپانتینیت تشکیل شده و ملانژهای تکتونیکی که مخلوطی از سنگ های رسوبی و دگرگون می باشند که در جنوب و جنوب خاوری ورقه دیده شده اند. رسوبات کرتاسه را سنگ آهک های خاکستری اربیتولین دار و ولکانیک های کرتاسه را گدازه های آندزیتی زیردریایی همراه با سنگ آهک تشکیل می دهد. رسوبات نئوژن که در زون زمین شناسی زاگرس قرار گرفته و سنگ های جنوب و جنوب باختری ورقه را تشکیل می دهد؛ عبارتند از آهک های عضو کوری از سازند میشان، مارن های سازند میشان، ماسه سنگ و مارن صورتی - شکلاتی سازند آغا جاری و کنگلومرای سازند بختیاری که به دلیل قرار گرفتن در لبه زون زاگرس به شدت چین خورده و رورانده می باشند. راه ارتباطی اصلی به محدوده،

از مسیر جیرفت به دولت‌آباد اسفندقه به طول ۷۰ کیلومتر است؛ که ۲۰ کیلومتر آغازین و ۱۰ کیلومتر پایانی جاده آسفالتی و ۴۰ کیلومتر بقیه خاکی است شکل (۴-۱). (شکل ۴-۲) نقاط برداشت منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل (۴-۱): نقشه راه محدوده مورد مطالعه. محدوده مورد مطالعه با ستاره مشخص شده

الف



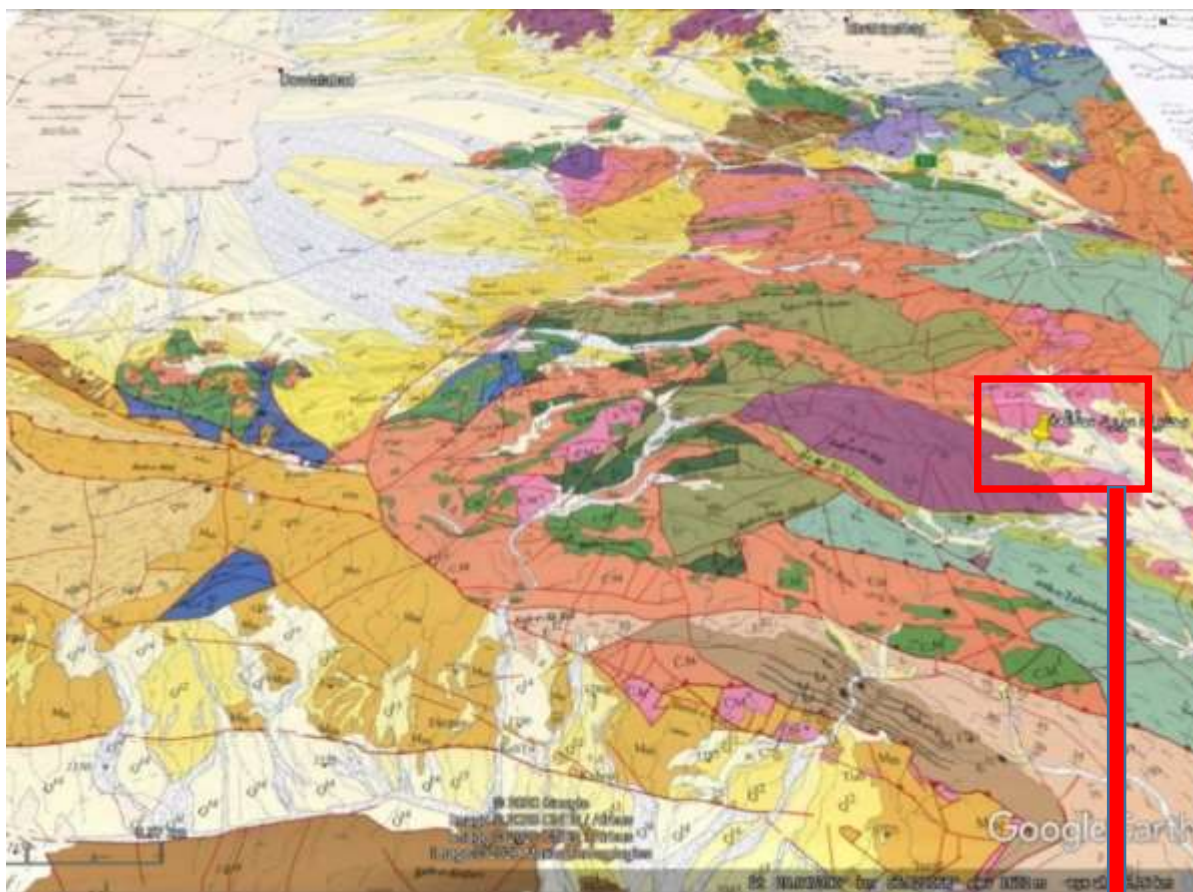
ب



شکل (۴-۲): الف) موقعیت محدوده مورد مطالعه با توجه به تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث ب) نقاط برداشت روی منطقه

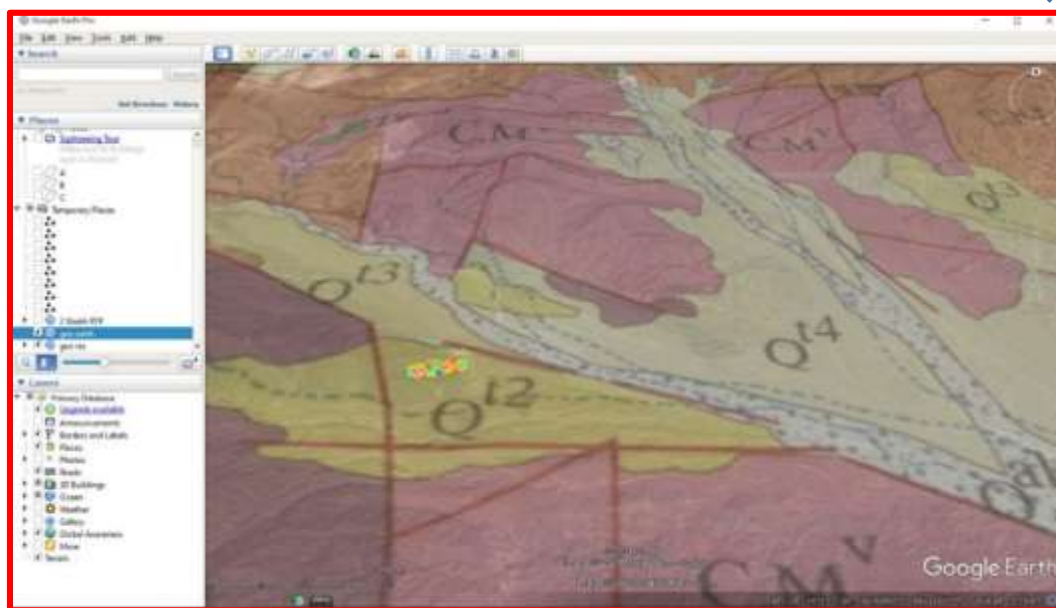
۴-۳-۱ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

مجموعه اولترامافیک حاجی‌آباد در شمال استان هرمزگان، جزیی از نوار آمیزه رنگین ارزویه-دولت‌آباد است و در لبه شمالی راندگی زاگرس جای دارد. این مجموعه شامل هارزبورژیت، لרزولیت، دونیت و کرومیتیت است؛ که هارزبورژیت بیش‌ترین حجم سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. شواهدی مانند مرزهای منحنی، کشیدگی کروم‌اسپینل‌ها و پیروکسن‌ها، شواهد ذوب نامتجانس ارتوپيروكسن و وجود تیغه‌های جدایشی کلینوپيروكسن، نشان می‌دهد که سنگ‌های این مجموعه، ابتدا دگرشکلی‌های دمای بالای گوشته بالایی را تحمل کرده و سپس در پوسته جایگزین شده‌اند. در همه واحدهای سنگی مجموعه می‌توان کانی کرومیت را به مقادیر و اشکال مختلف دید. در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها، بلورهای قهوه‌ای و پراکنده کرومیت، یا به شکل منفرد و شکل‌دار دیده می‌شوند و یا به صورت بی‌شکل و میان‌دانه‌ای در میان کانی‌های دیگر هستند. هم‌چنین در حال حاضر بیش از ۴ معدن کرومیت فعال و قابل بهره‌برداری در حاجی‌آباد در حال تولید و استخراج هستند که سالانه بیش از ۱۸۶۰۰ تن کروم شامل سنگ، خاک و غیره از این شهر به صورت خام خارج می‌شود. از وجود معادن غنی در حاجی‌آباد می‌توان به عنوان سرمایه‌ای گران‌بها برای توسعه اشتغال و بهبود اوضاع اقتصادی منطقه بهره برد. (شکل ۴-۳ الف). قسمتی از نقشه یک‌صد هزارم زمین‌شناسی در شکل (۴-۳ ب) آمده است.



الف

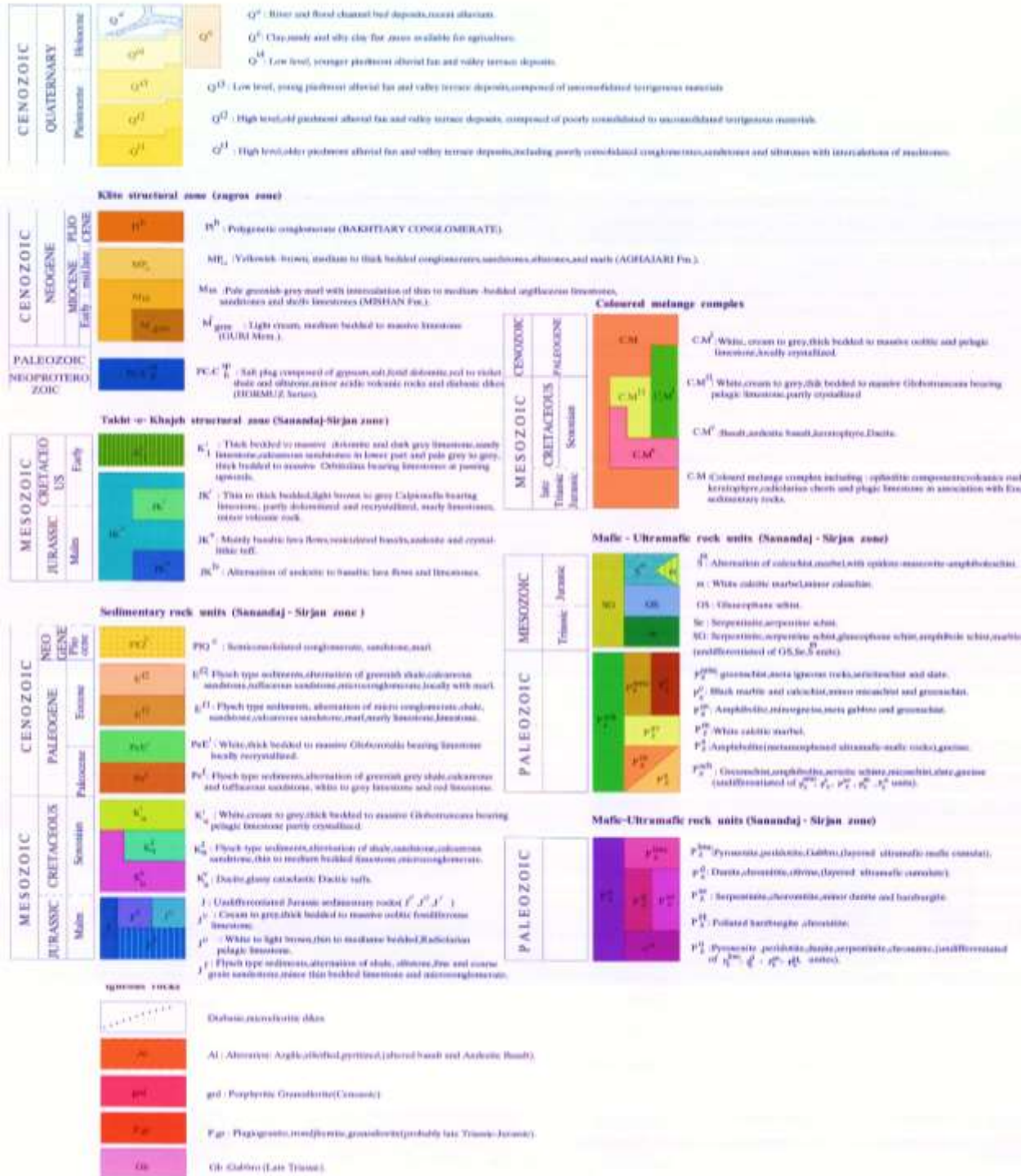
شکل (۴-۳ الف): بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دولت آباد با تعیین موقعیت محدوده مورد مطالعه



ب

ب) نقشه محدوده مورد مطالعه

LEGEND



شکل (۴-۴): راهنمای نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

SYMBOLS

FAULTS

	Major
	Minor
	Reverse fault, mainly thrust faults
	Faults with lateral movement (strike slip faults)
	Position approximate

FOLDS

	Anticline axis
	Syncline axis
	Overturned syncline
	Overturned anticline

DIP AND STRIKE

	Overturned bed
	Measured dip
	Measured foliation
	Estimated foliation
	Bedding form line (bedding trace)

BOUNDARIES

	Rock unit boundary
	Angular unconformity
	Interfingering

ESTIMATED DIPS

	Horizontal
	$< 15^\circ$
	$15^\circ - 45^\circ$
	$> 45^\circ$
	Vertical

MISCELLANEOUS

	Structural section
	Fossil locality
	Well
	Qanat
	Drainage

MINERAL DEPOSITS

	Mine in operation
	Mine abandoned
	Ore indication
	Gold
	Chromite
	Copper
	Lead and Zinc
	Manganese
	Magnesium
	Iron
	Building stone
	Slags

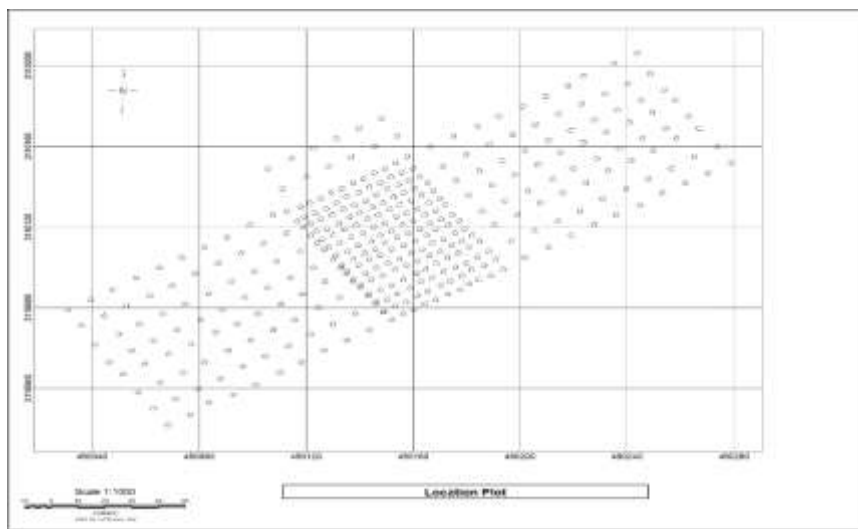
TOPOGRAPHY AND CULTURE

	First class road, asphalted
	Second class road, non asphalt
	Third class road
	Elevation in meters
	Cultivated area
	Village
	Embankment
	Prehistoric site (Tal-e-Yahya)

شکل (۴-۵): راهنمای نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

۴-۴ پیش پردازش یا تصحیح داده‌های گرانی سنجی

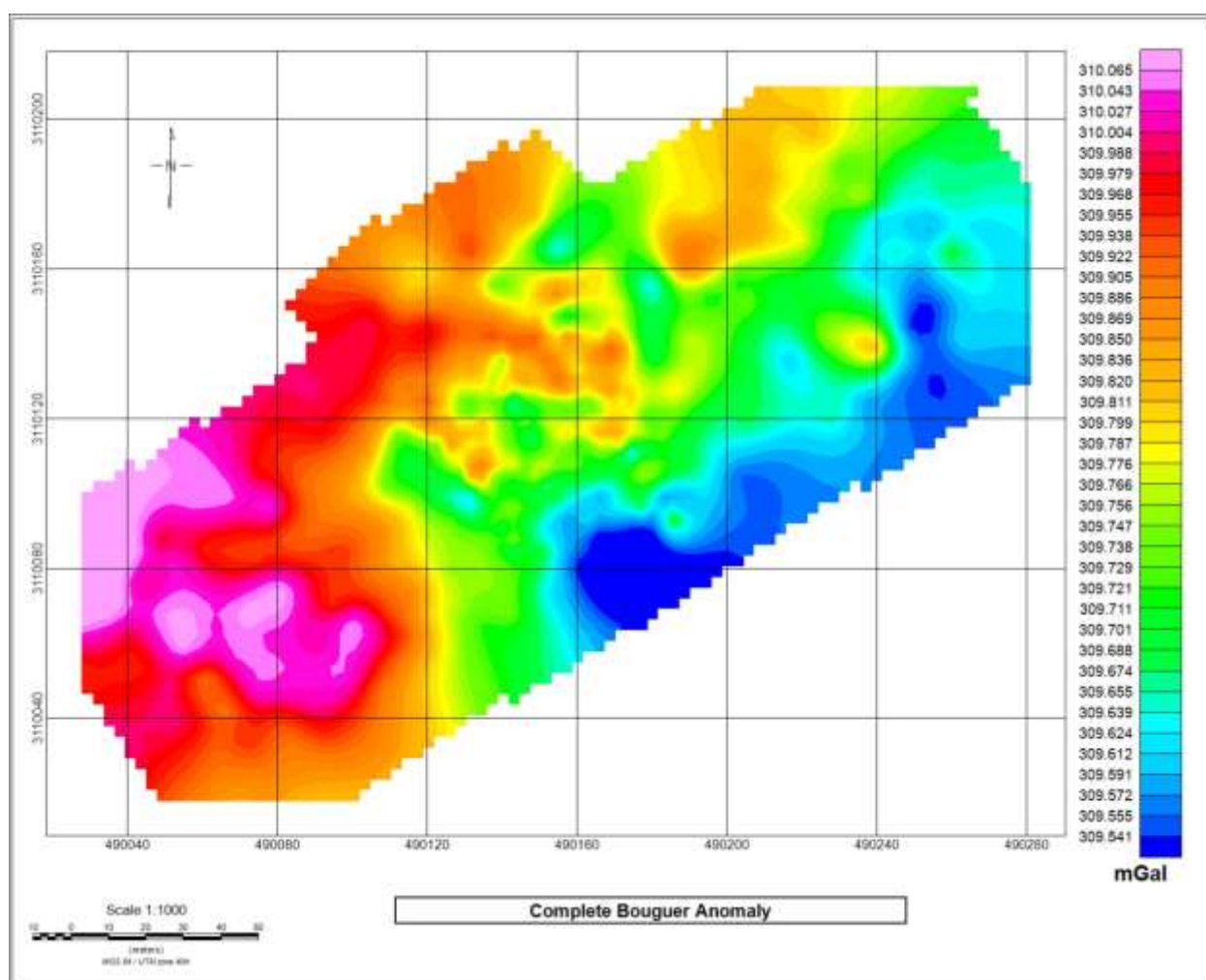
داده‌های گرانی‌سنجی منطقه مورد مطالعه، در راستای مطالعات گرانی سنجی محدوده کرومیت دولت آباد هرمزگان برداشت شده است. با انجام تمامی مراحل تصحیح و تفکیک و پردازش داده‌های گرانی که در شبکه مستطیلی به تعداد ۳۵۳ ایستگاه در یک شبکه به مساحت ۳ هکتار به دست آمده است. همان‌طور که اشاره شد، در قسمت وسط محدوده به علت برونزد کرومیت، از نقاط برداشت بیش‌تری استفاده شده است. موقعیت نقاط اندازه‌گیری شده بر روی شکل (۴-۲ و ۴-۶) نشان داده شده است. بررسی عمق بی‌هنجاری کرومیت و مقایسه تخمین عمق از روش‌های اوپلر و طیف توان در منطقه رودان بخش دولت آباد هرمزگان انجام می‌شود.



شکل (۴-۶): نقشه موقعیت نقاط اندازه‌گیری

برای تفکیک مقدار آنومالی گرانی ناشی از تغییرات چگالی از اثرات ناحیه‌ای، لازم است بر روی داده‌های گرانی‌سنجی برداشت شده تصحیحاتی اعمال گردد تا داده‌ها جهت پردازش و تفسیر آماده شوند. بنابراین روی داده‌های خام برداشت شده در منطقه رودان، تصحیحات عرض جغرافیایی، دریافت، هوای آزاد و بوگه اعمال شد و

نقشه آنومالی بوگه این منطقه تهیه گردید. در جدول (۴-۸) بخشی از داده‌ها و تصحیحات انجام شده روی آن‌ها نشان داده شده است. پس از اعمال تصحیحات فوق لازم است تا اثر نامطلوب توپوگرافی از روی داده‌ها برداشته شود، لذا تصحیح توپوگرافی بر روی داده‌ها اعمال گردید. به منظور تهیه نقشه اولیه، نقشه بوگه کامل محدوده مورد بررسی در (شکل ۴-۷) نمایش داده شده است. به منظور تفکیک بی‌هنجاری محلی و ناحیه‌ای و شناسایی بی‌هنجاری و لبه آن و دستیابی به نقشه اولیه استاندارد از فیلترهای گرانی‌سنجی استفاده می‌کنیم.



شکل (۴-۷): نقشه آنومالی بوگه کامل داده‌های گرانی منطقه کرومیت‌زایی دولت آباد (مقدار گرانی برحسب میلی‌گال)

rom	X	Y	Z	GRAV279	long	lat
0.0	490105.8000	3110149.0000	1676.9080	309.9763	56.53.57.34	28.07.00.61
1.0	490114.5000	3110154.0000	1682.3620	309.8080	56.53.57.66	28.07.00.77
2.0	490122.9000	3110159.0000	1684.2400	309.8093	56.53.57.97	28.07.00.93
3.0	490131.3000	3110164.0000	1682.9140	309.9443	56.53.58.27	28.07.01.09
4.0	490139.9000	3110169.0000	1680.0560	309.8220	56.53.58.59	28.07.01.26
5.0	490148.2000	3110174.0000	1676.9810	309.8254	56.53.58.89	28.07.01.42
6.0	490111.2000	3110139.0000	1671.1890	309.9603	56.53.57.54	28.07.00.28
7.0	490119.9000	3110145.0000	1677.5540	309.9760	56.53.57.86	28.07.00.48
8.0	490128.4000	3110150.0000	1676.6640	309.8667	56.53.58.17	28.07.00.64
9.0	490136.7000	3110155.0000	1681.7620	309.7360	56.53.58.47	28.07.00.80
10.0	490145.6000	3110160.0000	1683.8310	309.7610	56.53.58.80	28.07.00.96
11.0	490154.0000	3110165.0000	1682.3410	309.6288	56.53.59.11	28.07.01.13
12.0	490030.9000	3110079.0000	1671.5530	310.0999	56.53.54.60	28.06.58.33
13.0	490039.5000	3110084.0000	1672.3570	310.1123	56.53.54.91	28.06.58.49
14.0	490048.0000	3110089.0000	1671.8920	309.9694	56.53.55.22	28.06.58.65
15.0	490056.5000	3110095.0000	1674.2700	310.0384	56.53.55.53	28.06.58.85
16.0	490065.1000	3110100.0000	1673.3430	310.0670	56.53.55.85	28.06.59.01

شکل (۴-۸): نمایی از داده‌ها و تصحیحات در نرم‌افزار ژئوسافت برای روش اویلر

rom	X	Y	Z	GRAV279	long	lat
0.0	490105.8000	3110149.0000	1676.9080	309.9763	56.53.57.34	28.07.00.61
1.0	490114.5000	3110154.0000	1682.3620	309.8080	56.53.57.66	28.07.00.77
2.0	490122.9000	3110159.0000	1684.2400	309.8093	56.53.57.97	28.07.00.93
3.0	490131.3000	3110164.0000	1682.9140	309.9443	56.53.58.27	28.07.01.09
4.0	490139.9000	3110169.0000	1680.0560	309.8220	56.53.58.59	28.07.01.26
5.0	490148.2000	3110174.0000	1676.9810	309.8254	56.53.58.89	28.07.01.42
6.0	490111.2000	3110139.0000	1671.1890	309.9603	56.53.57.54	28.07.00.28
7.0	490119.9000	3110145.0000	1677.5540	309.9760	56.53.57.86	28.07.00.48
8.0	490128.4000	3110150.0000	1676.6640	309.8667	56.53.58.17	28.07.00.64
9.0	490136.7000	3110155.0000	1681.7620	309.7360	56.53.58.47	28.07.00.80
10.0	490145.6000	3110160.0000	1683.8310	309.7610	56.53.58.80	28.07.00.96
11.0	490154.0000	3110165.0000	1682.3410	309.6288	56.53.59.11	28.07.01.13
12.0	490030.9000	3110079.0000	1671.5530	310.0999	56.53.54.60	28.06.58.33
13.0	490039.5000	3110084.0000	1672.3570	310.1123	56.53.54.91	28.06.58.49
14.0	490048.0000	3110089.0000	1671.8920	309.9694	56.53.55.22	28.06.58.65
15.0	490056.5000	3110095.0000	1674.2700	310.0384	56.53.55.53	28.06.58.85
16.0	490065.1000	3110100.0000	1673.3430	310.0670	56.53.55.85	28.06.59.01

در نقشه مذکور یک روند تغییر مقدار آنومالی گرانی از سمت جنوب غربی به سمت شمال شرقی کاملاً مشهود است؛ به طوری که در بخش غربی محدوده، مقادیر گرانی با روند جنوبی- شمالی کاهشی بوده و با عبور از مرکز محدوده مقادیر زیاد می‌شود به گونه‌ای که در غرب کاملاً مقادیر مثبت آنومالی گرانی، نشان‌دهنده محدوده احتمالی مرتبط با اختلاف چگالی موجود در منطقه و یا کانی‌زایی باشد. آنومالی‌های با مقدار کم احتمالاً ناشی از تأثیرات سطحی و اجسام آنومال نزدیک سطح می‌باشد.

گام بعد انتخاب نواحی امیدبخش که احتمال وجود کانی‌سازی در آن‌ها زیاد می‌باشد، است. با توجه به اختلاف چگالی مثبت، بین کرومیت و سنگ‌های میزبان، محدوده بیشینه در نقشه آنومالی گرانی باقی‌مانده، به عنوان منطقه امیدبخش در نظر گرفته شد. سپس با استفاده از فیلتر روند سطحی، سیگنال تحلیلی و ادامه فراسو و ادامه فروسو و مشتق قائم و گرادیان موقعیت‌سنجی شده، عمق به‌دست آمد؛ هم‌چنین دو روش اوپلر استاندارد و طیف توان را جهت تعیین عمق محاسبه و مقایسه گردید.

۴-۴-۱ فیلتر روند سطحی

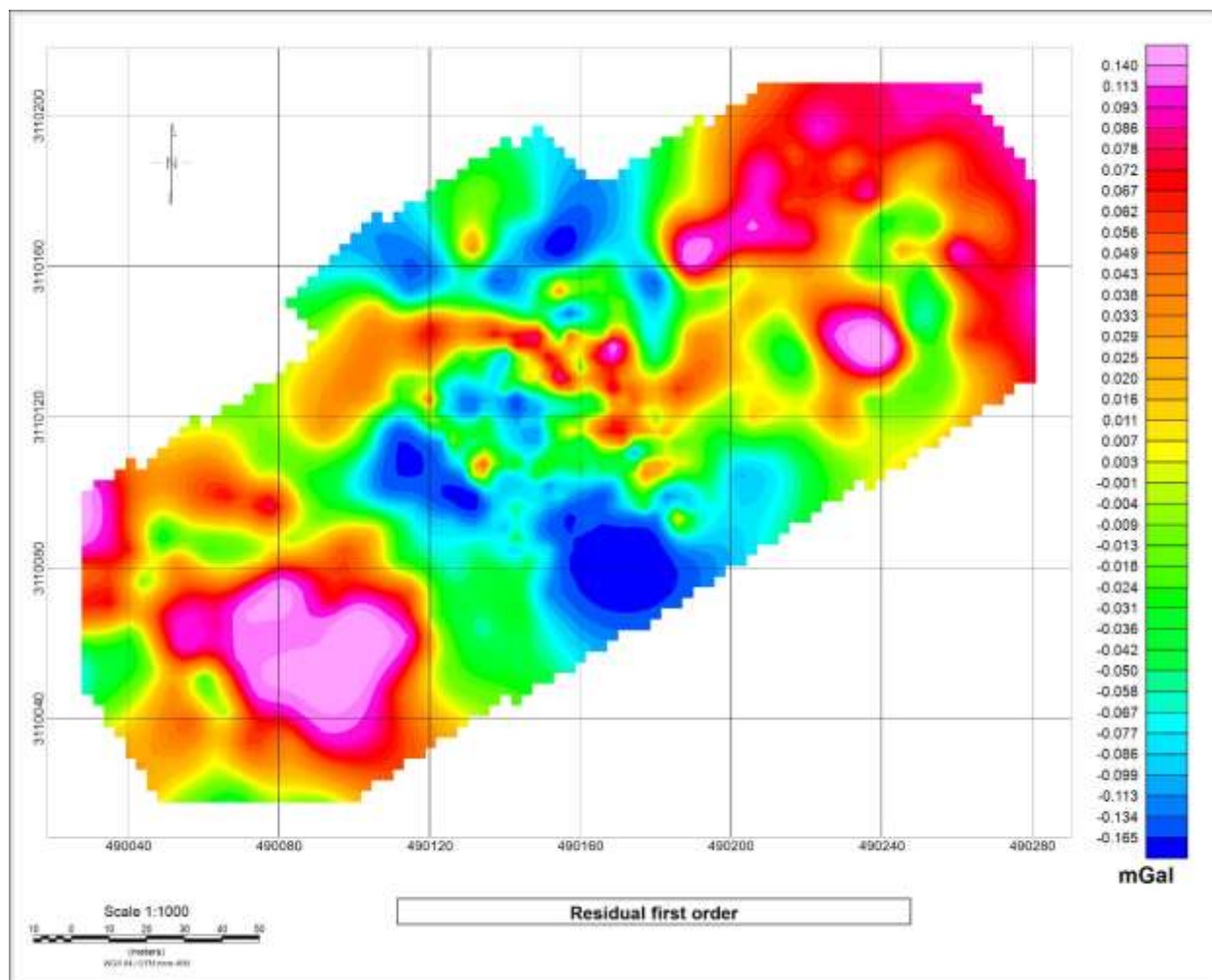
در ابتدا با استفاده از نرم‌افزار ژئوسافت از فیلتر روند سطح استفاده گردید. صفحه‌ای را از داده‌های گرانی عبور داده و معادله سطح را می‌نویسیم. درجه چند جمله‌ای را بالا برده تا بی‌هنجاری باقی‌مانده به‌دست بیاید. مهم‌ترین پارامتر در روش‌های میدان پتانسیل، حذف اثرات ناحیه‌ای از آنومالی‌های کم‌عمق، که مبین تأثیرات سطحی ناشی از اثرات ساختمانی موجود در منطقه است، می‌باشد (رابینسون و همکاران، ۱۹۸۸). به منظور حذف آنومالی‌های ناحیه‌ای و به‌دست آوردن نقشه آنومالی باقی‌مانده، بر روی داده‌ها روند سطح زده شد. اعمال فیلتر روند سطح درجات ۱ تا ۳ بر روی داده‌ها در نرم‌افزار Geosoft انجام شد. درجه بالاتر روند سطحی نشان از سطحی بودن آنومالی دارد. هر چه درجه روند سطحی بیش‌تر باشد، امکان دسترسی به سطحی که بیش‌ترین مناسبت و یا تطابق را با مقادیر مشاهده شده داشته باشد بیش‌تر خواهد بود. پس از بررسی نتایج حاصل از به‌کارگیری فیلترهای درجه‌های مختلف و به دلیل عدم تغییر قابل توجه در روند داده‌ها، چند جمله‌ای درجه دوم نیز در نظر گرفته شده

و نقشه آنومالی باقی مانده آن به دست آمد. با اعمال روند سطح درجه ۳ موقعیت بی هنجاری با توجه به چگالی بالای کرومیت مشخص می شود (شکل ۴- ۹ و ۱۰ و ۱۱). ترند ۳ موقعیت بهتری از بی هنجاری می دهد.

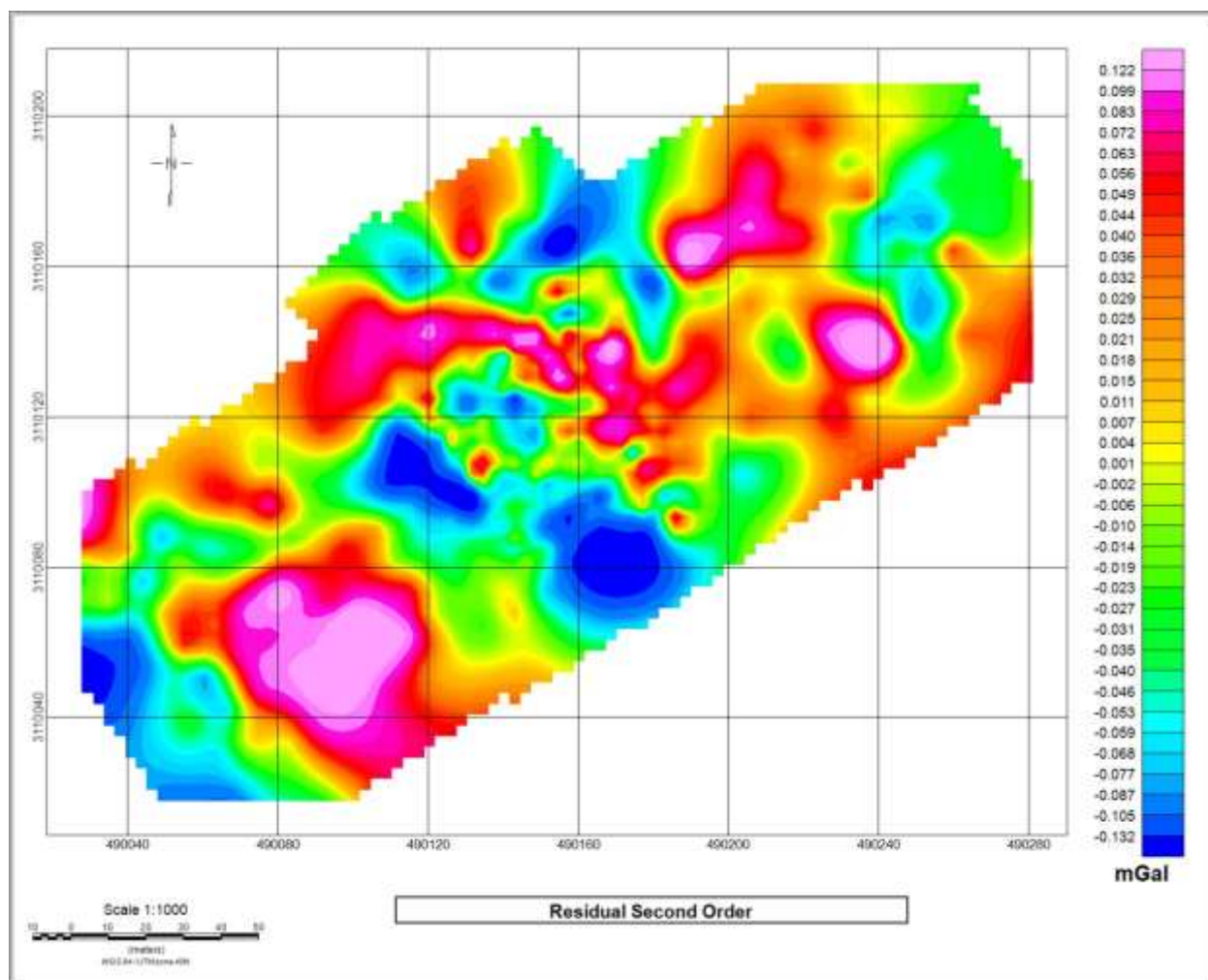
درجه روند به هدف و ساختار زمین شناسی بستگی دارد. هرچه درجه روند بیش تر باشد بی هنجاری سطحی تر (زیر ۵۰۰ متر) است و منحنی بوگه به سهمی نزدیک تر می شود و آنومالی محلی را بیش تر حذف می کند و در رابطه:

$$\text{آنومالی ناحیه ای (ترند) - داده های گرانی} = \text{آنومالی باقیمانده} \quad (۱-۴)$$

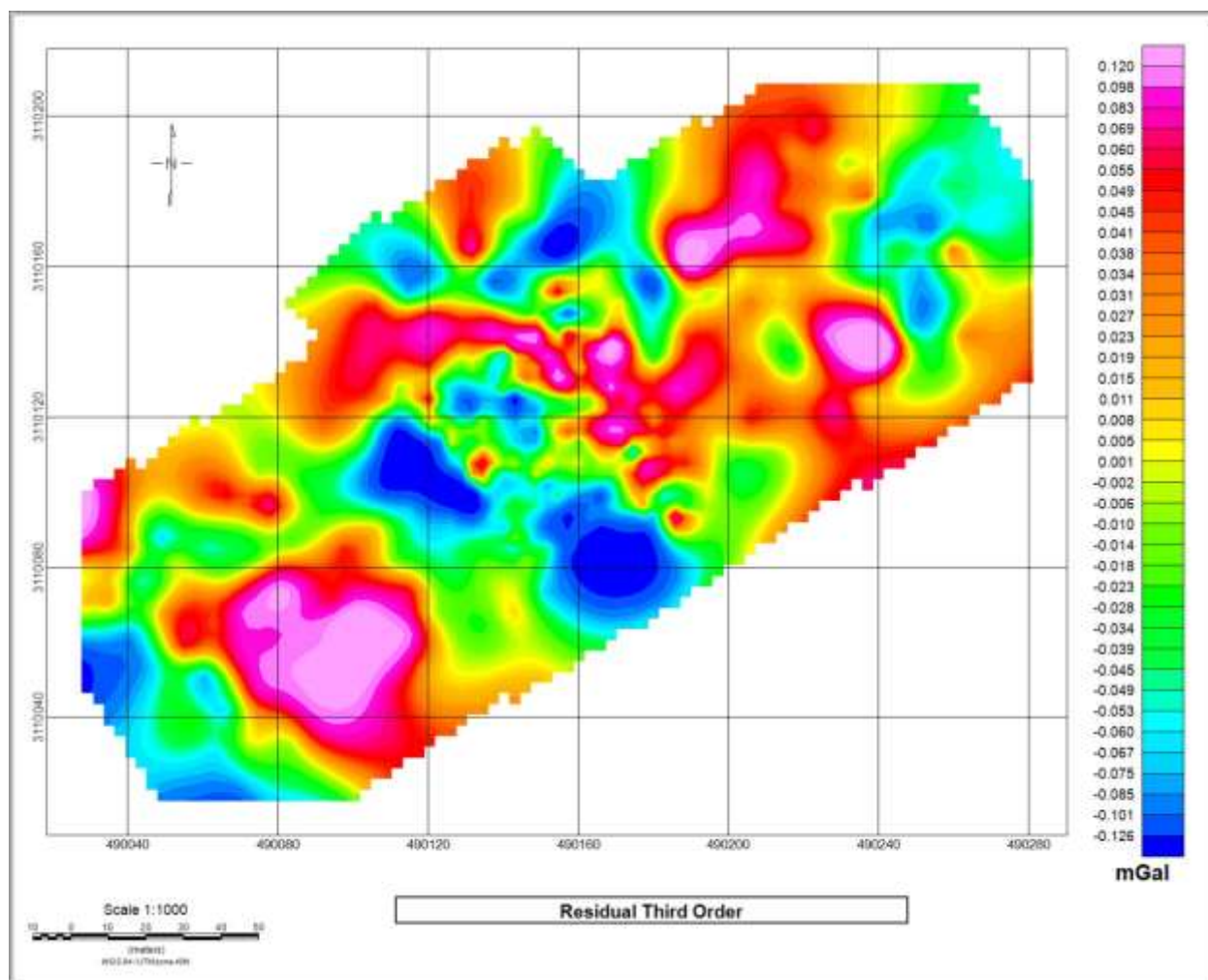
با کم کردن از داده های گرانی بی هنجاری محلی یا باقی مانده به دست می آید؛ ولی در ژئوسافت خود بی هنجاری باقی مانده مطابق نقشه های زیر به دست آمد.



شکل (۴-۹): نقشه آنومالی باقی مانده حاصل از فیلتر روند سطح درجه ۱



شکل (۴-۱۰): نقشه آنومالی باقی مانده حاصل از فیلتر روند سطح درجه ۲

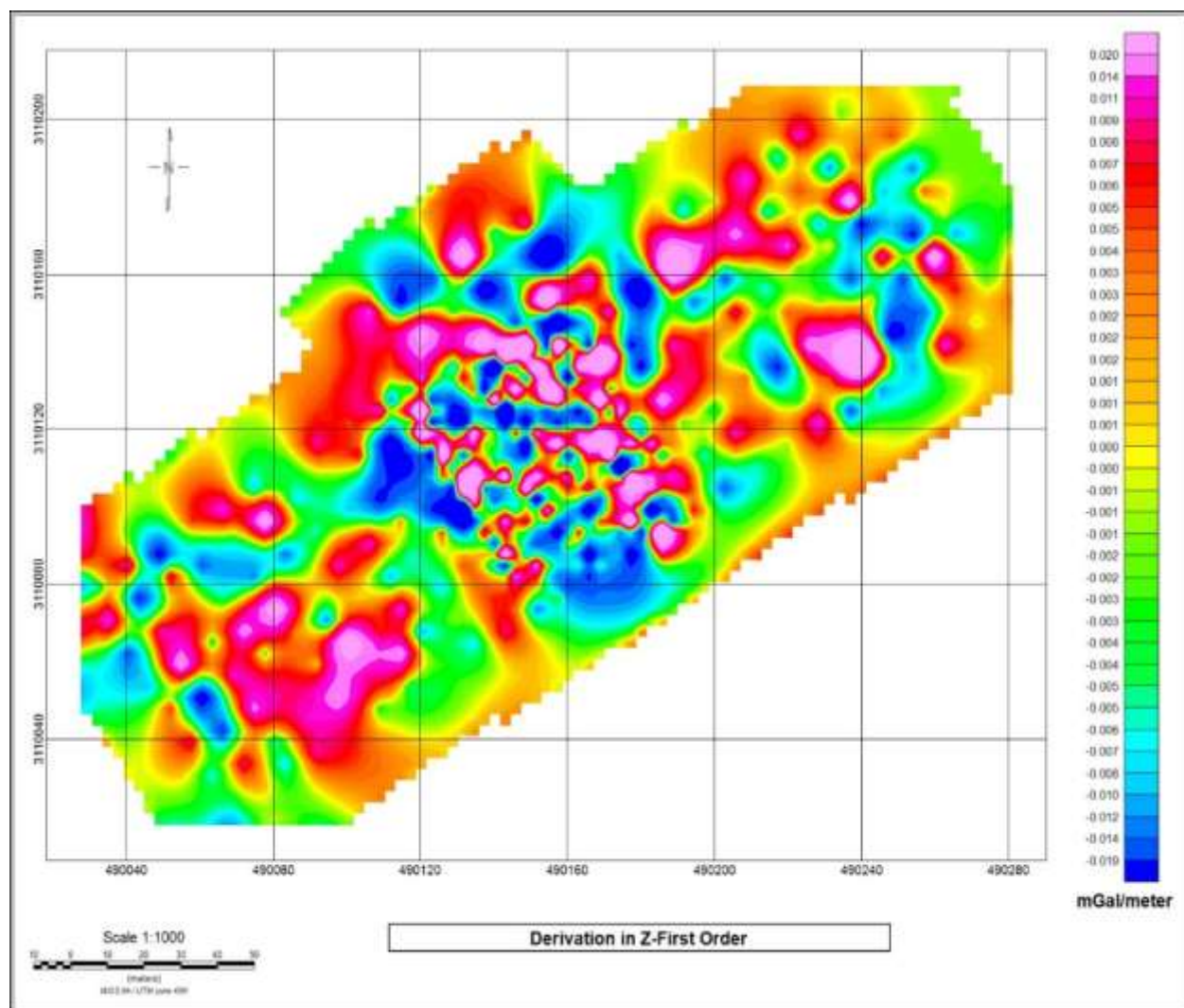


شکل (۴-۱۱): نقشه آنومالی باقی مانده حاصل از اعمال روند سطح درجه ۳

۴-۴-۲ فیلتر مشتق قائم

برای بی‌هنجاری‌هایی که ساختار کم‌عمق دارند از مشتق قائم استفاده می‌شود. اعمال مشتق اول، اثرات محلی ناشی از وجود آنومالی‌های سطحی را در جهات مختلف نشان می‌دهد. منحنی مشتق اول قائم، پهن‌تر است و بیش‌تر آنومالی ناحیه‌ای را نمایش می‌دهد و مشتقات بالاتر، منحنی تیزتر و محل و عمق توده را با نویز بیش‌تر نشان می‌دهد. با مشتق‌گیری داده‌ها به جرم نزدیک‌تر می‌شود و آنومالی‌های سطحی‌تر را بهتر نشان می‌دهد. مزیت مشتق داده‌های گرانی این است که به توپوگرافی وابسته نیست که به خاطر آن نویز ایجاد شود. به منظور بررسی آنومالی‌های سطحی‌تر و نیز آشکارسازی‌های گسل‌ها، فیلتر مشتق دوم نیز روی داده‌های گرانی بوجه اعمال می‌شود. مطابق این شکل اثرات و نوفه‌های سطحی مشخص‌تر شده به طوری که بخش زیاد نقشه را در برگرفته و سبب کوچک شدن محدوده آنومالی‌های اصلی در محل شده است. با اعمال مشتق دوم، مقادیر نوفه زیاد شده و بیش‌ترین تأثیرات سطحی را به نمایش می‌گذارد که در مرکز آنومالی دیده می‌شود.

به منظور بررسی وجود احتمالی ساختارهای کم‌عمق نظیر گسل، تاقدیس، ناودیس، حفرات زیرسطحی و توده‌های نفوذی، از فیلتر مشتق اول قائم که تغییرات میدان را در جهت عمودی نشان می‌دهد، استفاده می‌شود. این روش به عنوان یک ابزار مناسب جهت آشکارسازی مؤلفه‌های میدان پتانسیل با طول موج کوتاه‌تر مربوط به آنومالی‌های کم‌عمق می‌باشد. مشتق اول قائم، به طور معمول در آشکارسازی آنومالی‌های محلی که به وسیله آنومالی‌های ناحیه‌ای محو شده‌اند و نیز برای تشخیص لبه‌های اجسام آنومال، به کار می‌رود شکل (۴-۱۲). فیلتر مشتق قائم، عرض بی‌هنجاری‌ها را باریک‌تر و در نتیجه موقعیت توده‌ها را با دقت بیش‌تری مشخص می‌کند (بک، ۱۹۸۱). در روش مشتق داده‌ها با توجه به طول موج و فرکانس به دست آمده، عمق و لبه‌های آنومالی به دست می‌آید. با هر بار مشتق‌گیری از میدان گرانی اثرات سطحی نمایان‌تر می‌شوند؛ و البته فرکانس‌ها نیز بالاتر رفته و نویزها را تقویت می‌کند و فرم نمودار آن نیز تیزتر و باریک‌تر و بلندتر می‌شود. در نتیجه لبه‌ها مشخص‌تر می‌شوند.



شکل (۴-۱۲): نقشه آنومالی اعمال مشتق قائم اول درجهت Z

در نقشه‌های مشتق، تأثیرات ناحیه‌ای و عمیق به علت خطی بودن آنها خیلی ضعیف شده و یا از بین می‌روند که در این صورت تأثیرات سطحی به صورت واضح‌تری نشان داده خواهند شد. برای به دست آوردن تأثیرات سطحی خیلی نزدیک به زمین از مشتق اول استفاده می‌شود. با افزایش مرتبه مشتق قائم، بی‌هنجاری‌ها برجسته‌تر می‌شوند و به تبع آن نوفه‌ها نیز برجسته می‌شوند. به همین خاطر کاربرد این فیلتر معمولاً به مرتبه‌های اول و دوم

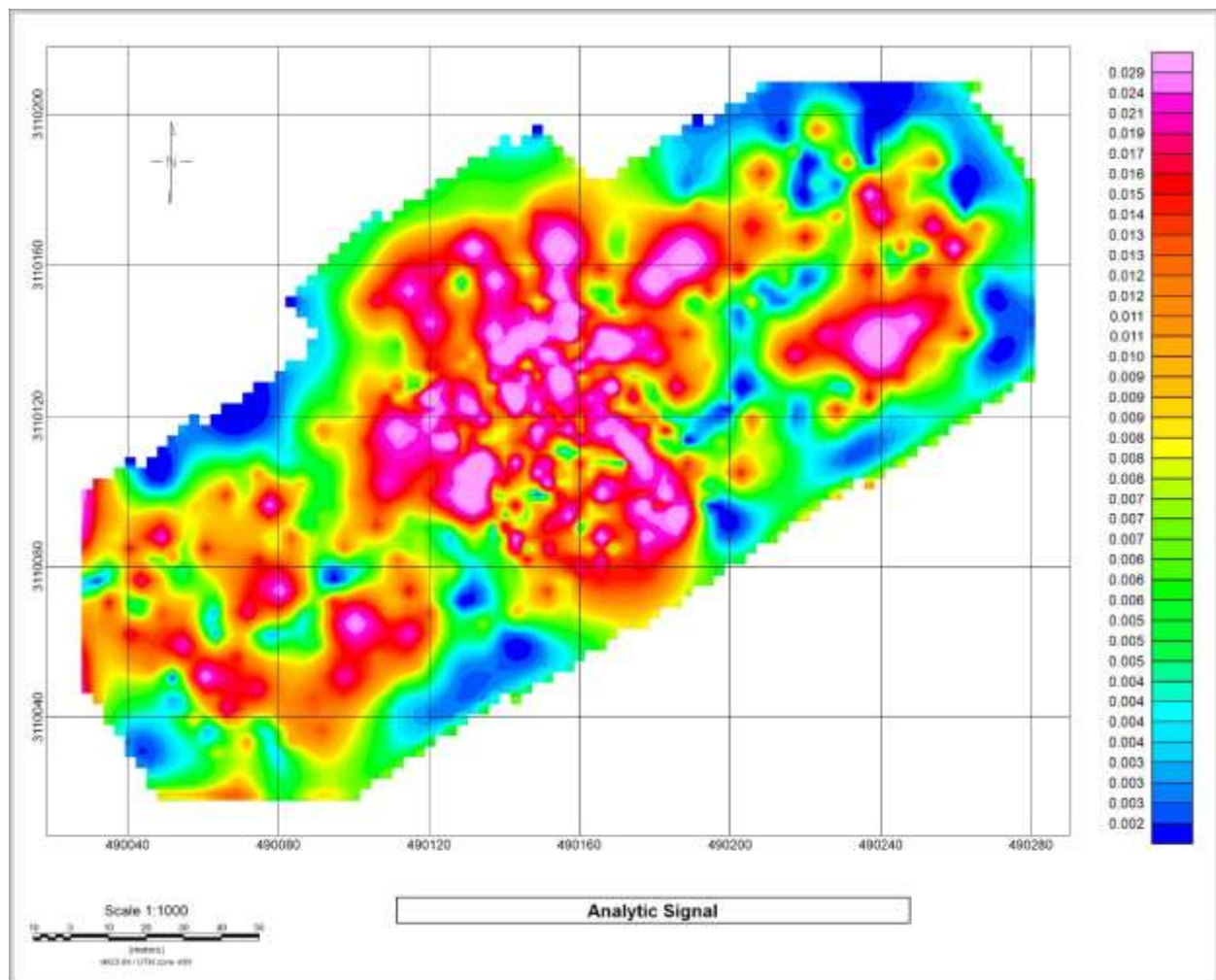
محدود می‌شود. به این ترتیب که مشتق دوم داده‌ها رسم شده؛ اگر نوفه زیادی در آن مشاهده شد و در تفسیرها نقشی نداشت، از نقشه مشتق اول استفاده می‌گردد (کوان و کوپر، ۲۰۰۵).

اعمال مشتق اول، اثرات محلی ناشی از وجود آنومالی‌های سطحی را در جهات مختلف نشان می‌دهد. به‌منظور بررسی آنومالی‌های سطحی‌تر و نیز آشکارسازی‌های گسل‌ها فیلتر مشتق دوم نیز روی داده‌های گرانی بوجه اعمال می‌شود. با اعمال مشتق دوم مقادیر نوفه زیاد شده و بیش‌ترین تأثیرات سطحی را به نمایش می‌گذارد. به طوری که بخش زیادی از نقشه را در برگرفته و سبب کوچک شدن محدوده آنومالی‌های اصلی در مرکز محل مورد مطالعه شده است. بنابراین به‌خاطر نویز زیاد در مشتق دوم، از همان مشتق اول استفاده می‌شود. طبق نقشه، در قسمت جنوب غربی آنومالی دیده می‌شود.

۴-۳-۴ سیگنال تحلیلی

سیگنال تحلیلی تابعی از توان دوم مشتق‌های افقی و قائم است. بنابراین نقشه‌هایی که بر مبنای سیگنال‌های تحلیلی تهیه می‌شوند، بیان‌گر نقطه‌های عطف نمودارهای تغییرات میدان هستند و تغییرات نمودارهای میدان پتانسیل در پیرامون آنومالی‌ها در این نقشه به میزان بیشینه خود می‌رسد و می‌توان به کمک آنها مرز بی‌هنجاری‌ها را تا حدودی تعیین نمود. از سوی دیگر تحلیل‌های ریاضی نشان می‌دهد که مقادیر بیش‌تر در نقشه‌های سیگنال تحلیلی می‌تواند به مرکز بی‌هنجاری‌ها نزدیک باشد و در مورد بی‌هنجاری‌های شدید که ناشی از آنومالی‌های کوچک است، مقادیر بیشینه می‌تواند بر مرکز آنومالی منطبق باشد.

با توجه به نقشه سیگنال تحلیلی (۴-۱۳)، مقدار بیشینه، در مرکز منطقه مورد مطالعه بی‌هنجاری است. در مرکز آنومالی به‌علت حذف در نقشه ادامه فراسو و روند سطح درجه ۱، بی‌هنجاری سطحی است بی‌هنجاری اصلی در جنوب غربی می‌باشد. بنابراین سیگنال تحلیلی در مرکز منطقه پاسخ خوبی ندارد.



شکل (۴-۱۳): نقشه آنومالی اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی

۴-۴-۴ گسترش به سمت پایین ادامه فروسو و گسترش به سمت بالا ادامه فراسو

فیلتر ادامه فروسو در عمق ۵ متری اعمال شد که آنومالی به دلیل وجود نوفه، در عمق بیش‌تر قابل

مشاهده نیست و جواب خوبی ندارد.

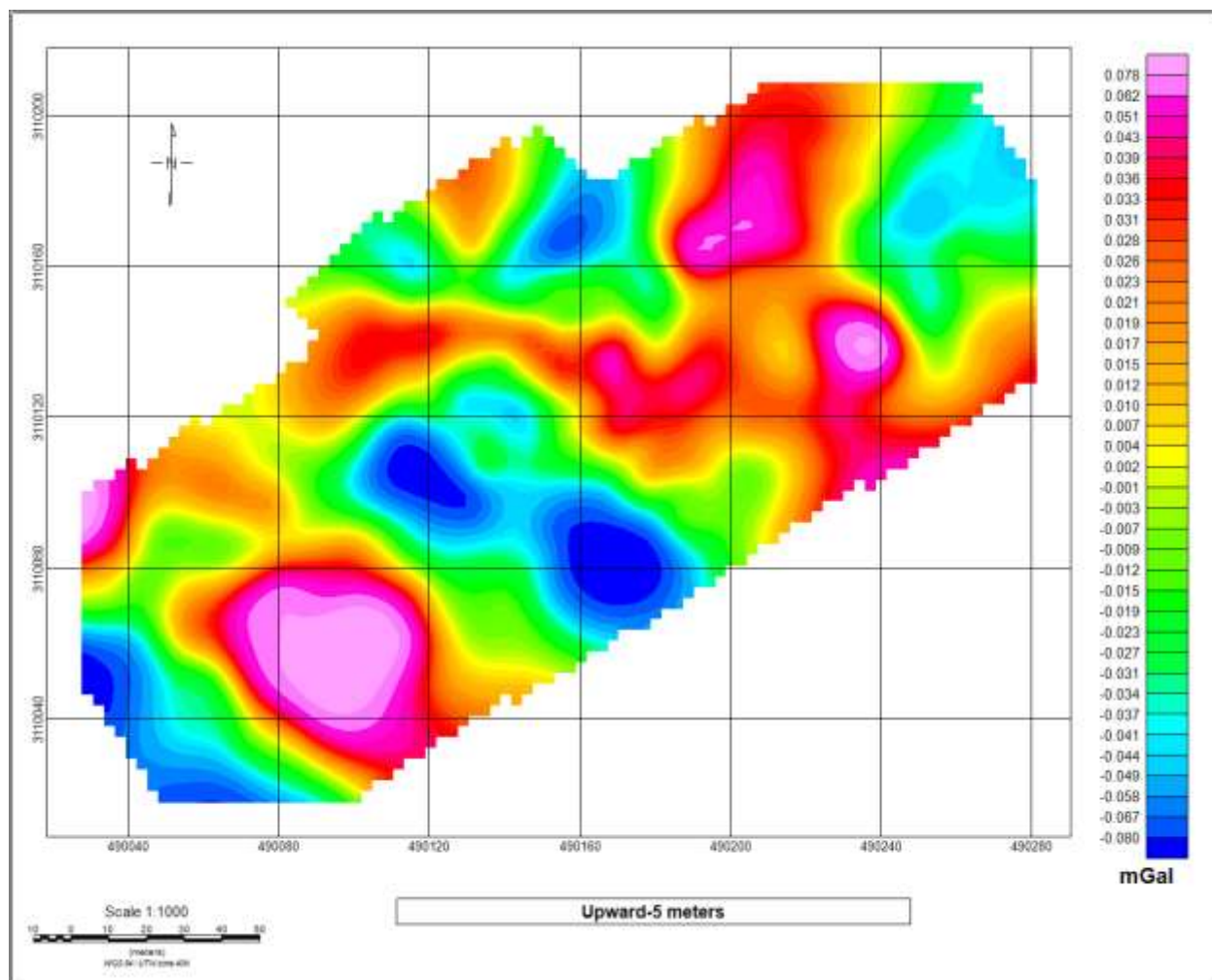
یکی از روش‌های تفکیک آنومالی میدان پتانسیل، ادامه فراسو (گسترش به سمت بالا) می‌باشد. با کاربرد

این روش تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق به وضوح مشخص می‌شود. در این روش داده‌های میدان

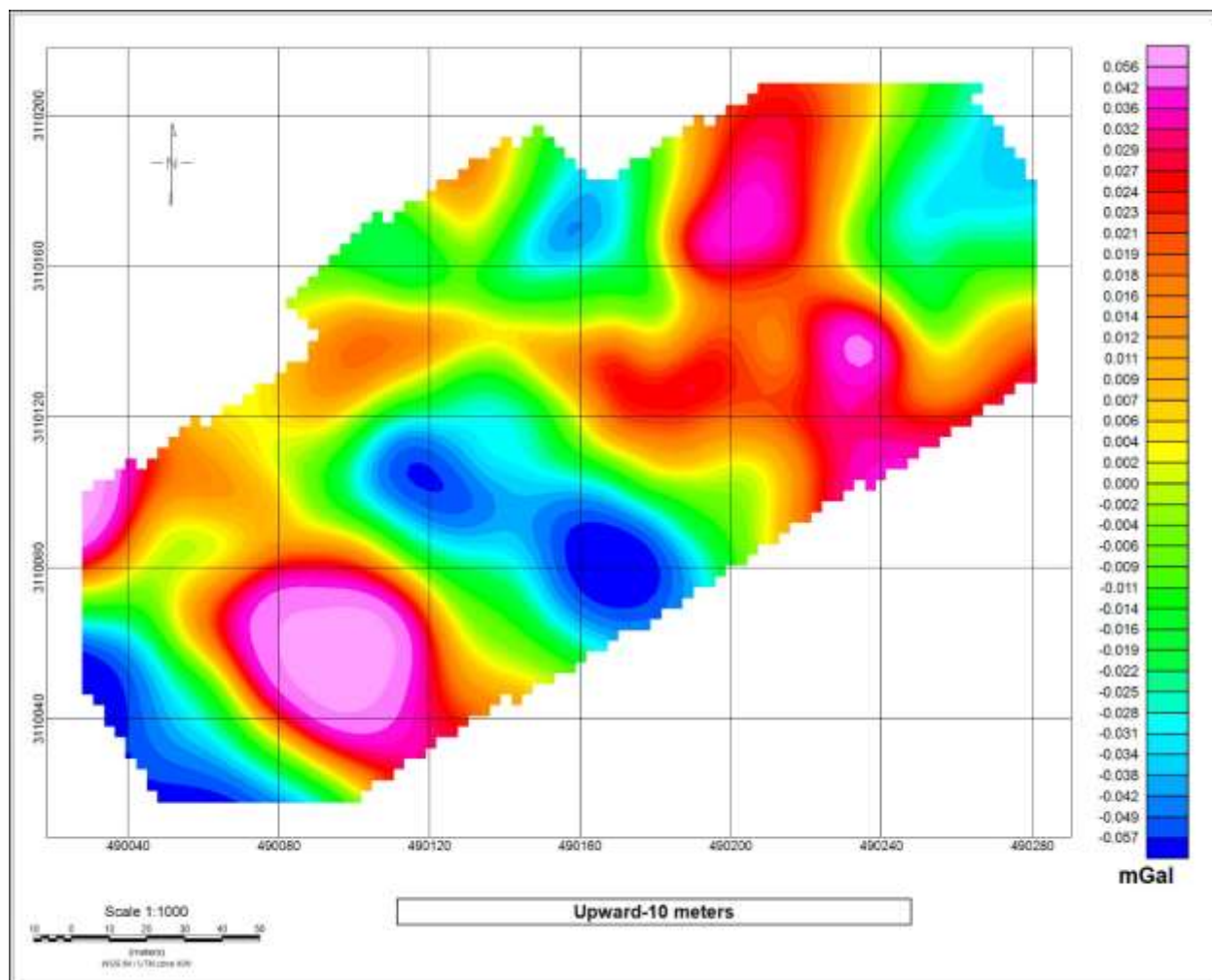
پتانسیل از یک سطح مبنا به طریق ریاضی بر روی سطوح ترازوی در بالای سطح مبنای اصلی تصویر می‌شوند. عمل گسترش به سمت بالا یک نوع هموارسازی می‌باشد.

در نقشه‌های گسترش به سمت بالا هر چه از سطح زمین دور می‌شویم آنومالی‌های کوچک و کم وسعت، کم‌تر شده و در نتیجه فقط آنومالی‌های منطقه‌ای باقی می‌مانند. در واقع این روش آنومالی‌های با طول موج کوتاه‌تر را حذف کرده و دامنه آنومالی‌ها را تضعیف و نویز را کاهش می‌دهد.

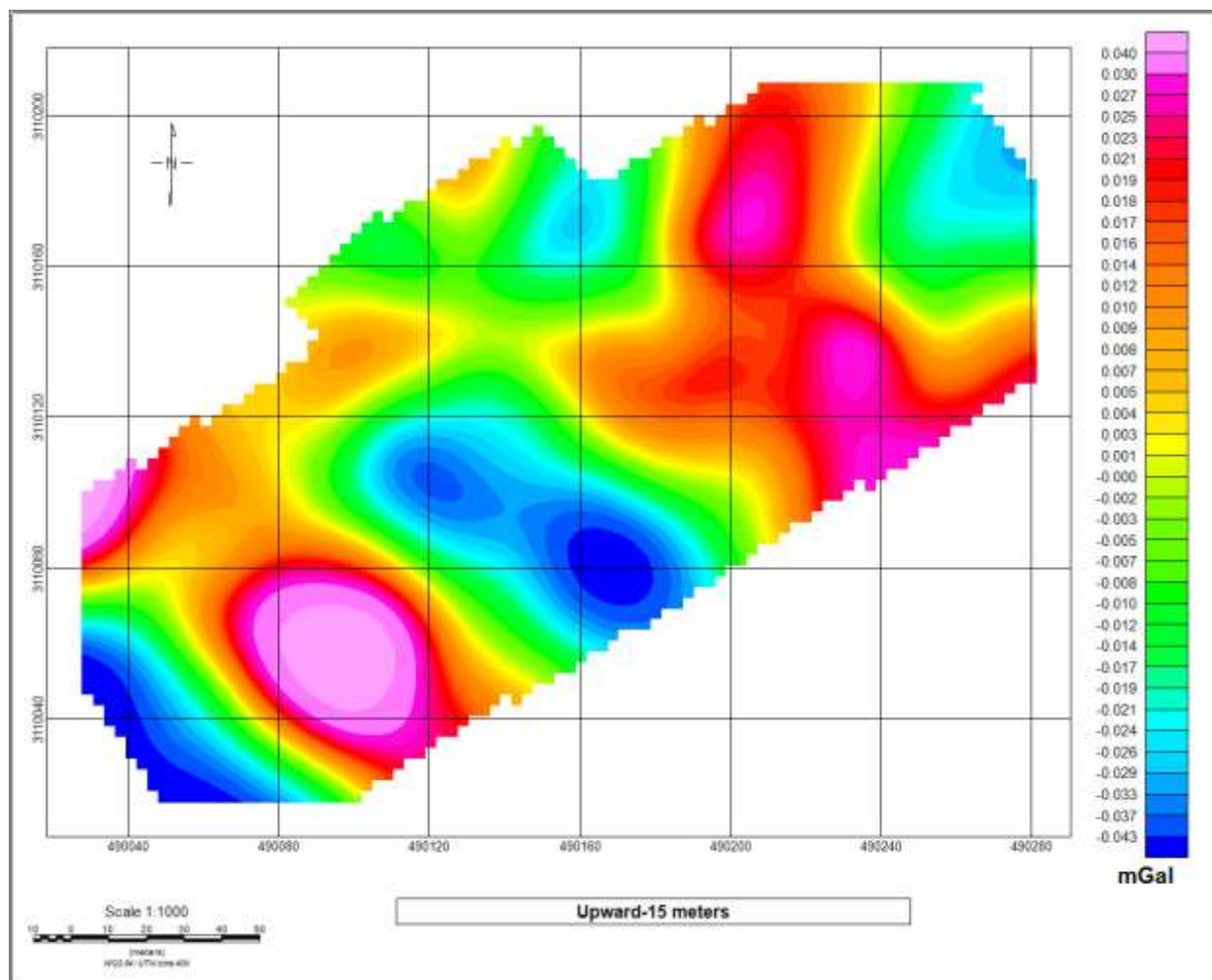
این بدان معنی است که این روش مانند یک فیلتر پایین‌گذر عمل می‌کند. حذف نویز داده‌ها با استفاده از انواع فیلتر مانند گسترش به سمت بالا، امکان‌پذیر است. در فیلتر ادامه فراسو در ۵ متری، ۱۰ متری، ۱۵ متری، ۳۰ متری، ۴۰ متری، ۵۰ متری و ۶۰ متری اعمال می‌کنیم که در مرکز محدوده مورد بررسی که برونزد کرومیت داشتیم با اعمال ادامه فراسو به علت ریشه‌دار نبودن آنومالی از بین رفته و در عمق تقریباً محدوده ۳۰-۴۰ متری آنومالی جواب بهتری می‌دهد. شکل (۴-۱۴ و ۱۵ و ۱۶ و ۱۷ و ۱۸ و ۱۹ و ۲۰).



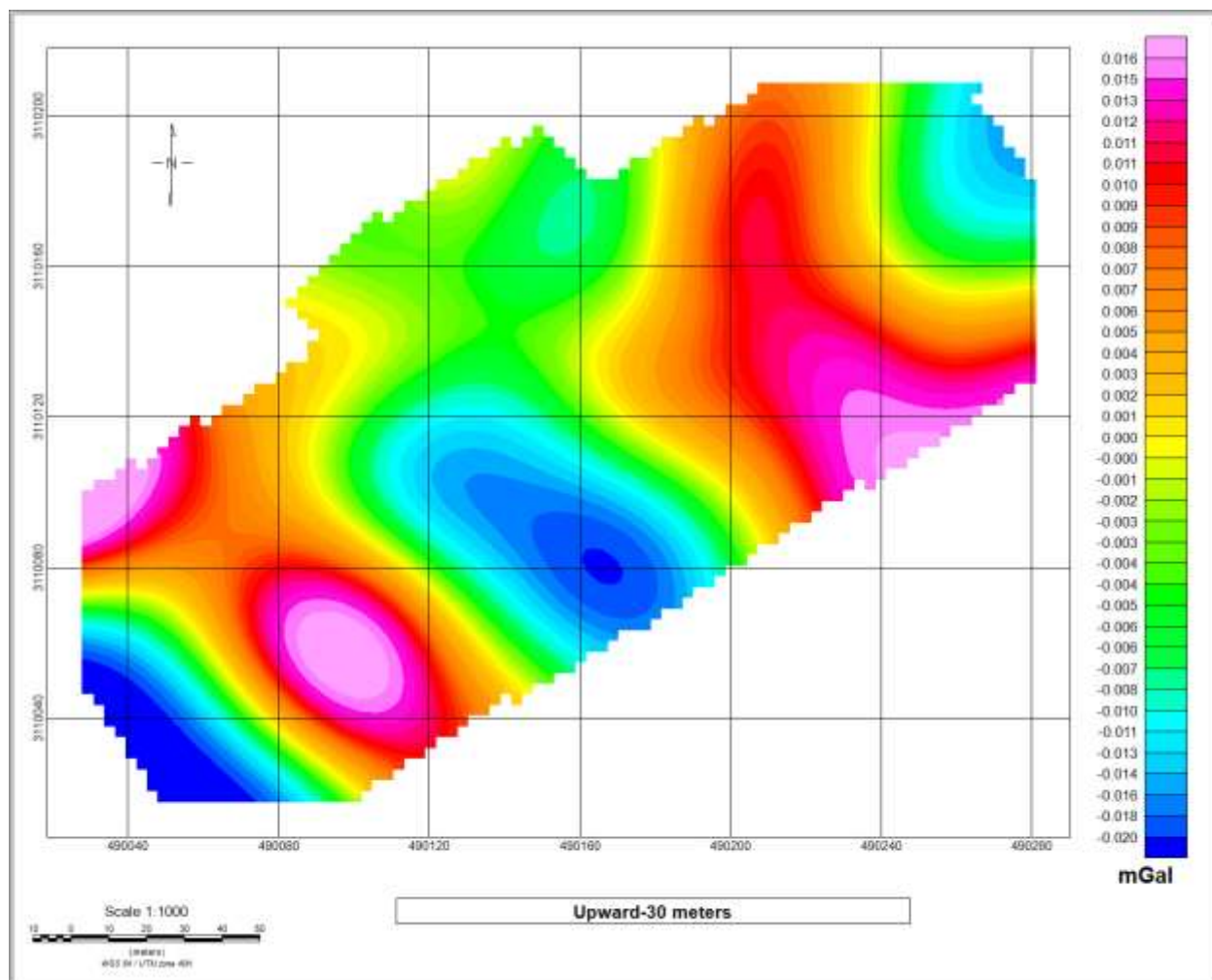
شکل (۴-۱۴): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۵ متر



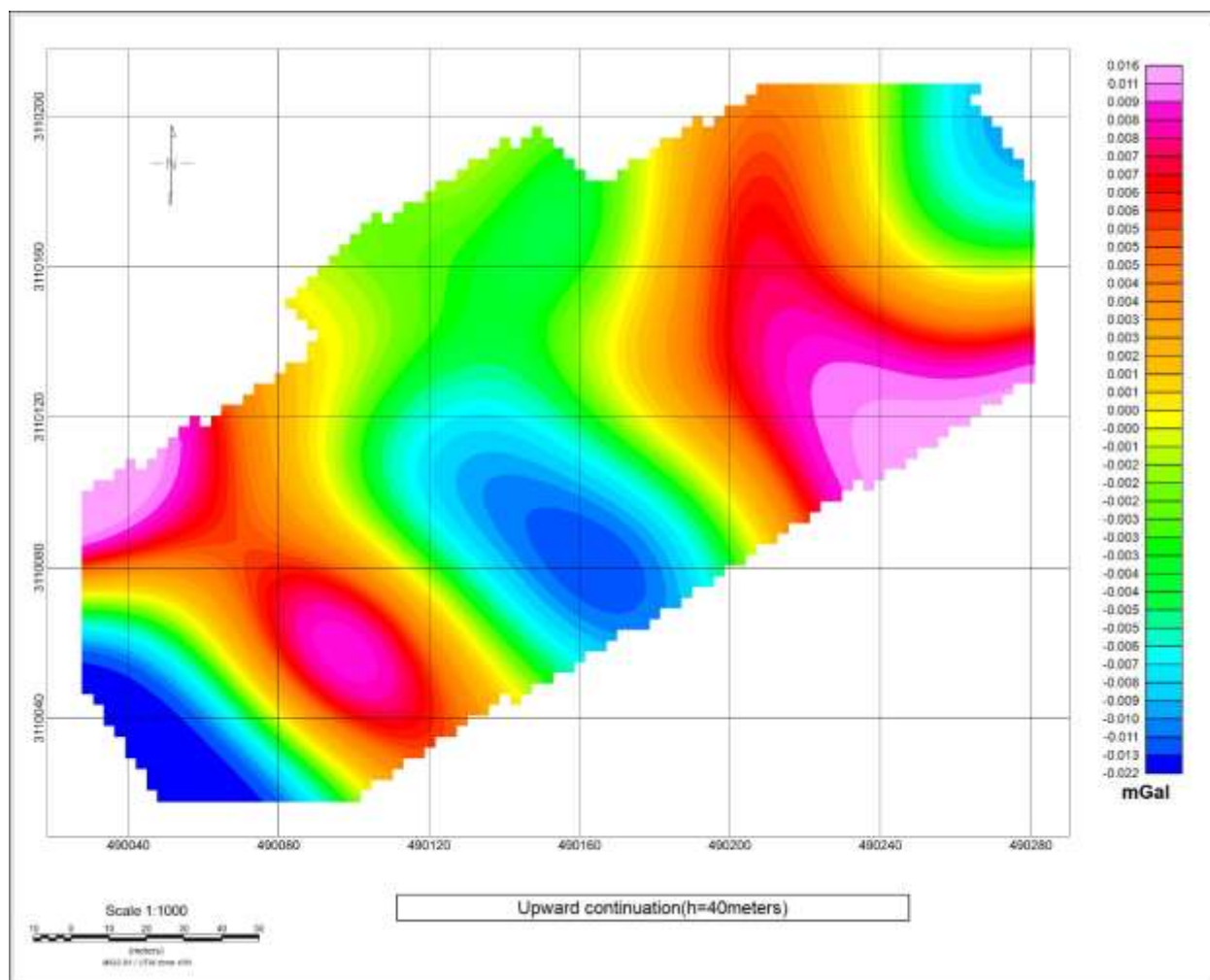
شکل (۴-۱۵): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۱۰ متری



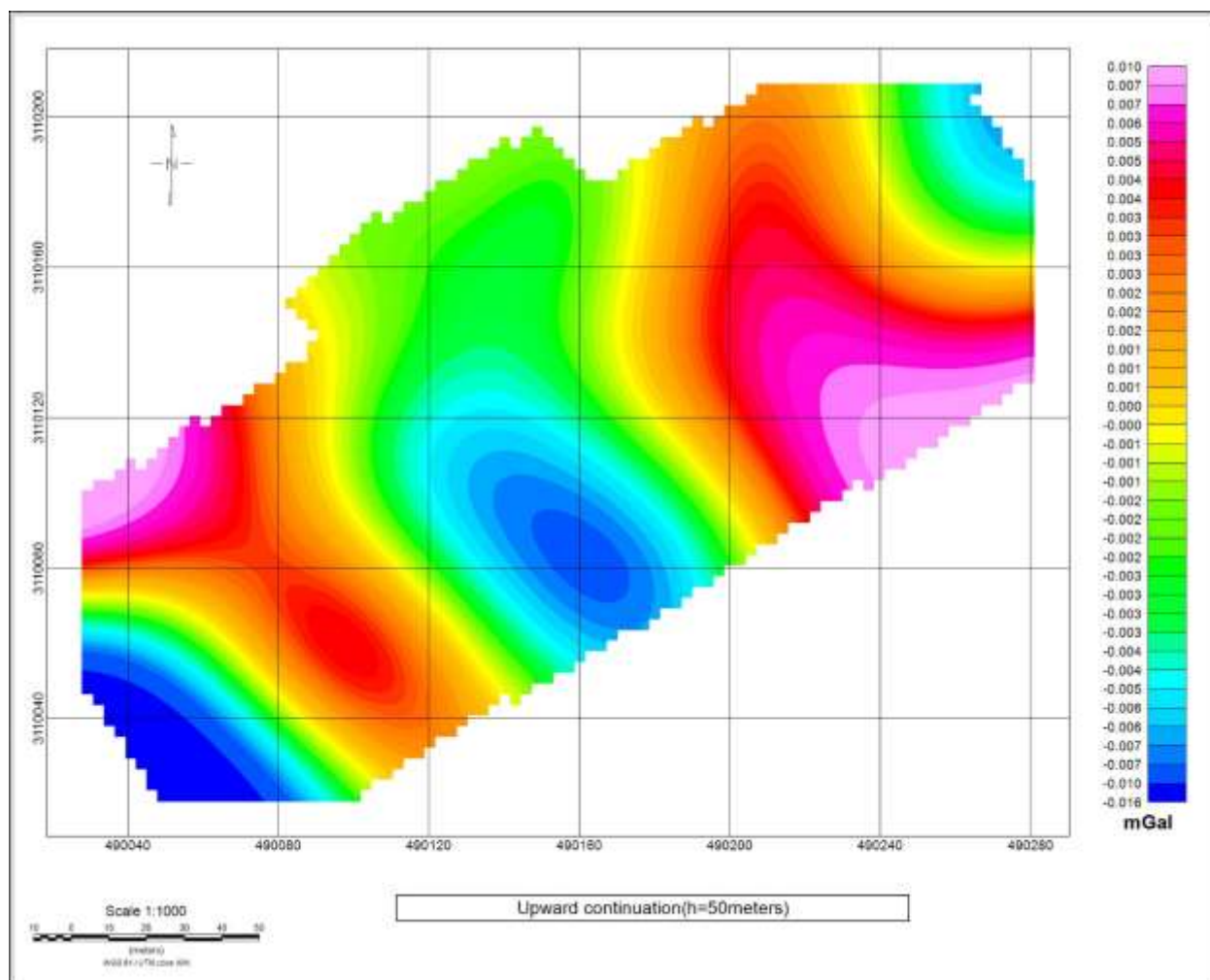
شکل (۴-۱۶): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۱۵ متری



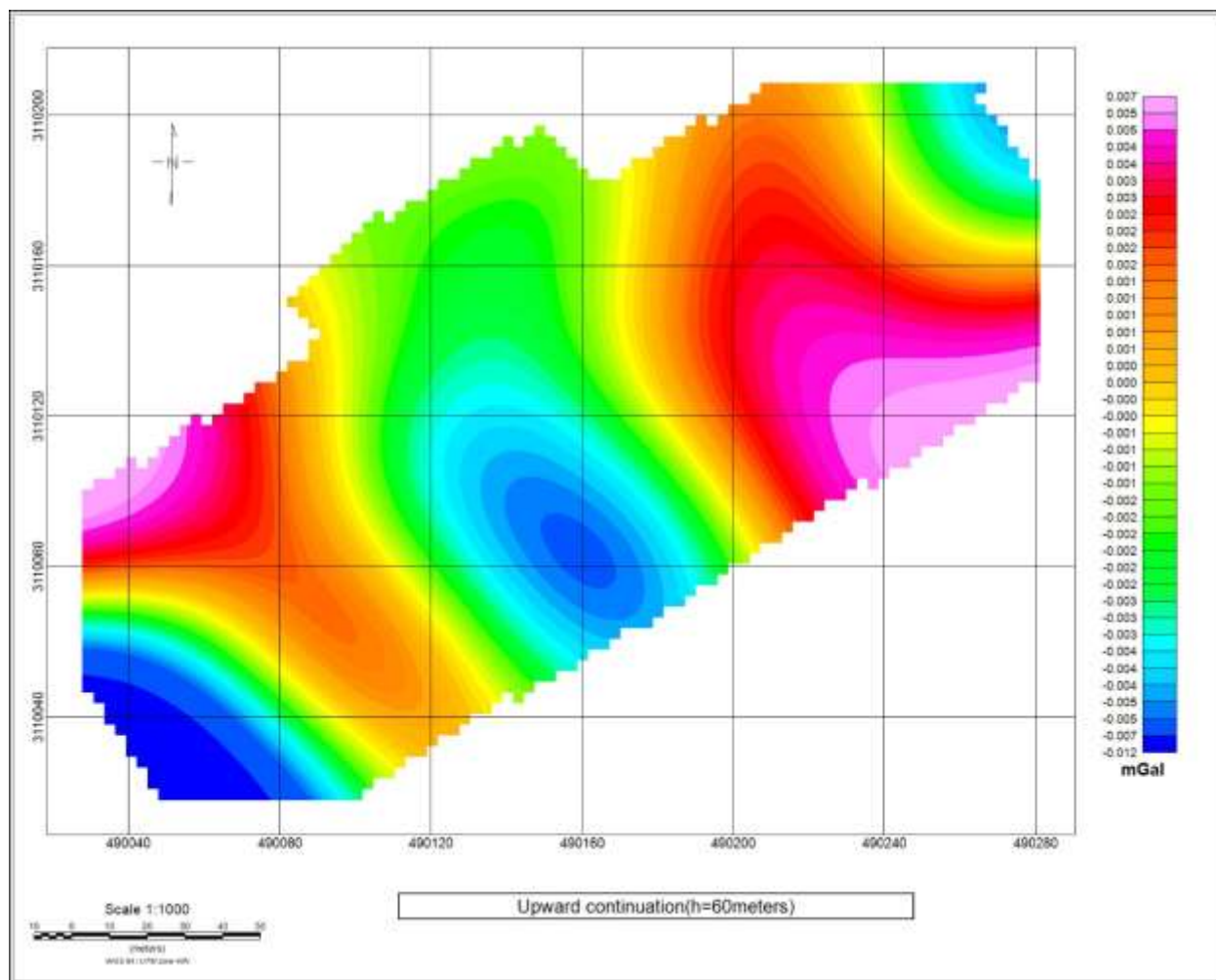
شکل (۴-۱۷): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۳۰ متری



شکل (۴-۱۸): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۴۰ متری



شکل (۴-۱۹): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۵۰ متری



شکل (۴-۲۰): نقشه ادامه فراسو آنومالی در ارتفاع ۶۰ متری

۴-۵ تخمین عمق به روش اوایلر

اعمال فرایند اوایلر استاندارد مستلزم آماده کردن مشتقات افقی و قائم از داده‌هاست و اعمال فرایند واهمامیخت اوایلر روی کل نقاط شبکه، بدون قائل شدن هیچ‌گونه تمایزی بین نقاط مختلف شبکه انجام می‌شود. باتوجه به توضیحات داده شده برای استفاده از روش اوایلر استاندارد باید دو مشخصه پهنای پنجره و ضریب ساختاری تعیین شود (نوروززاده و همکاران، ۱۳۹۰). به دلیل این که بی‌هنجاری تولید شده توسط چشمه‌های گرانی، وسیع‌تر از بی‌هنجاری ایجاد شده به وسیله چشمه‌های مغناطیسی است، ابعاد پنجره‌ی مناسب برای کشف

چشمه‌های گرانی عمیق، بزرگ‌تر از ابعاد پنجره‌ی مناسب برای چشمه‌های مغناطیسی عمیق می‌باشد. اوایلر واهمامیخت بر این فرض استوار است که در هر پنجره، تنها داده‌های مربوط به یک بی‌هنجاری وجود دارد.

استاورف^۱ (۱۹۹۷) بیان کرد که اندازه پنجره، باید بیش‌تر از عمق مورد بررسی باشد. هم‌چنین باید تعداد کافی نقاط مشاهده‌ای را در بر بگیرد. معمولاً اندازه‌ی پنجره به صورت تجربی و با کیفیت نتایج، انتخاب می‌شود. هنگام بررسی چشمه‌های کم‌عمق نیز باید دقت کرد که ابعاد پنجره، به حدی کم نباشد که مقدار داده‌ها و گرادیان میدان کل محاط در پنجره، تغییرات محسوس نداشته باشد. از ابعاد پنجره بزرگ، امکان ورود نویز تصادفی به درون نتایج کاهش می‌یابد و خطای برآورد مشخصات چشمه کم می‌شود. هم‌چنین پنجره‌ی بزرگ، احتمال کشف چشمه‌های عمیق را بیشتر می‌کند؛ چون توده‌های بزرگ و عمیق، بی‌هنجاری وسیع‌تری را ایجاد می‌کنند. برای داده‌های قدرت تفکیک بالا، نتایج بهتر با پنجره‌های کوچک‌تر به‌دست می‌آیند. بنابراین برای استفاده از پنجره‌های بزرگ باید توجه داشت که داده‌های بی‌هنجاری‌های هم‌جوار در یک پنجره قرار نگیرد. در قسمت‌های مرزی بی‌هنجاری باید پنجره‌های اوایلر متمرکزتر باشند؛ تا نتایج پراکنده به‌دست نیاید. حذف نویز داده‌ها با استفاده از انواع فیلتر مانند گسترش به سمت بالا، امکان‌پذیر است. مناطقی که دامنه بی‌هنجاری بزرگ نیست، از محاسبات خارج نمی‌شوند؛ چرا که با استفاده از داده‌های این نواحی هم می‌توان به نتایج مناسبی دست یافت. این امر باعث می‌شود از تعداد نتایج مناسب کم نشود. بنابراین با وجود تعداد زیادی نتیجه‌ی قابل توجه، دقت تخمین عمق افزایش می‌یابد.

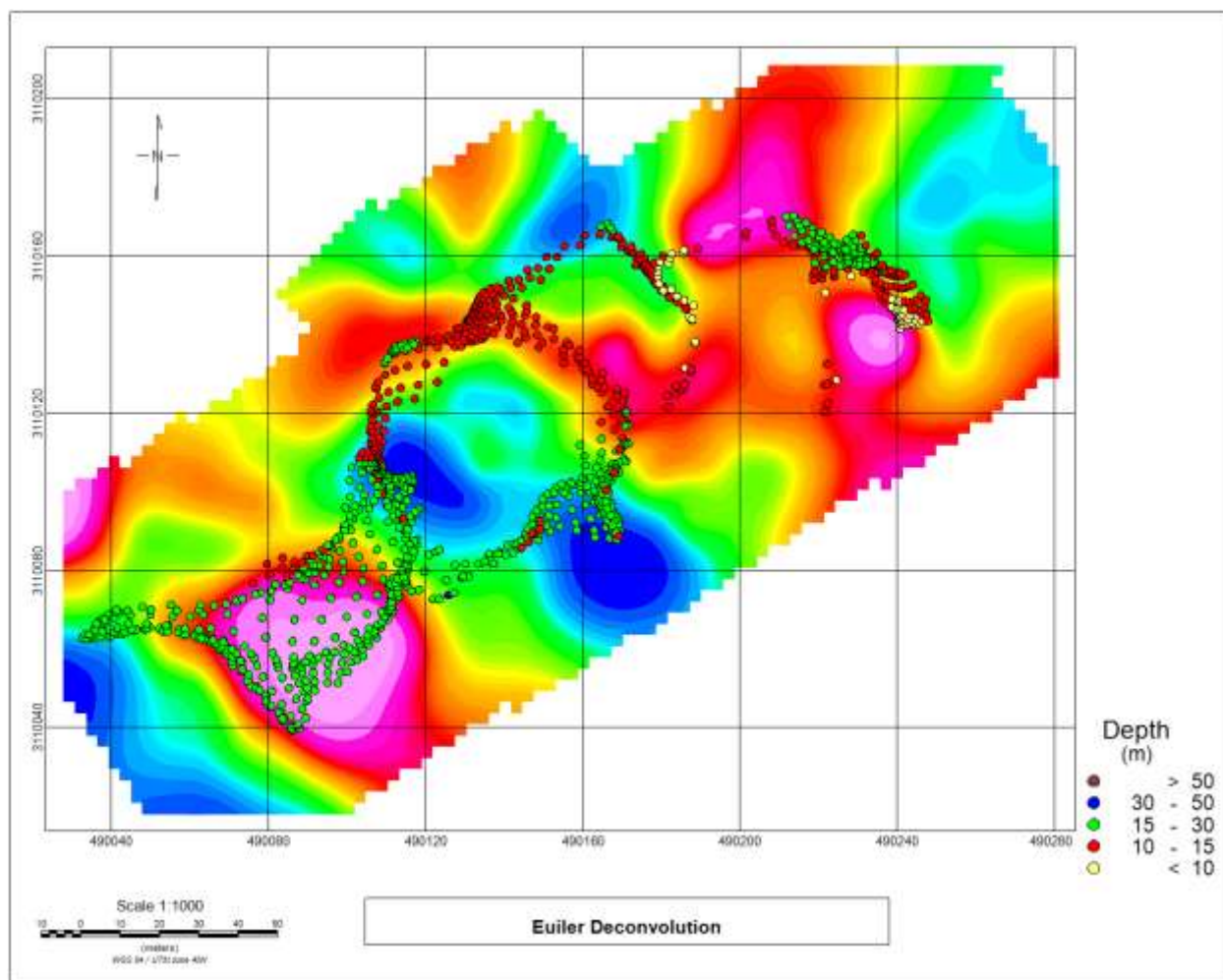
وقتی پنجره‌ی اوایلر روی مرز بی‌هنجاری قرار می‌گیرد، پراکندگی نتایج اوایلر، بیش‌تر می‌شود؛ چون نویزها طبیعت غیر لاپلاسی میادین پتانسیل را افزایش می‌دهند. برای کاهش نتایج پراکنده‌ی اثر حضور نویز در داده‌ها، مثلاً می‌توان نتایج حاصل از پنجره‌هایی را مد نظر قرار داد که در آن‌ها میدان کل مشتق‌های آن مقدار قابل ملاحظه‌ای دارد که بخش‌های اصلی بی‌هنجاری را شامل می‌شود. ناپایداری در تخمین‌زننده‌های موقعیت افقی و

^۱Staverv

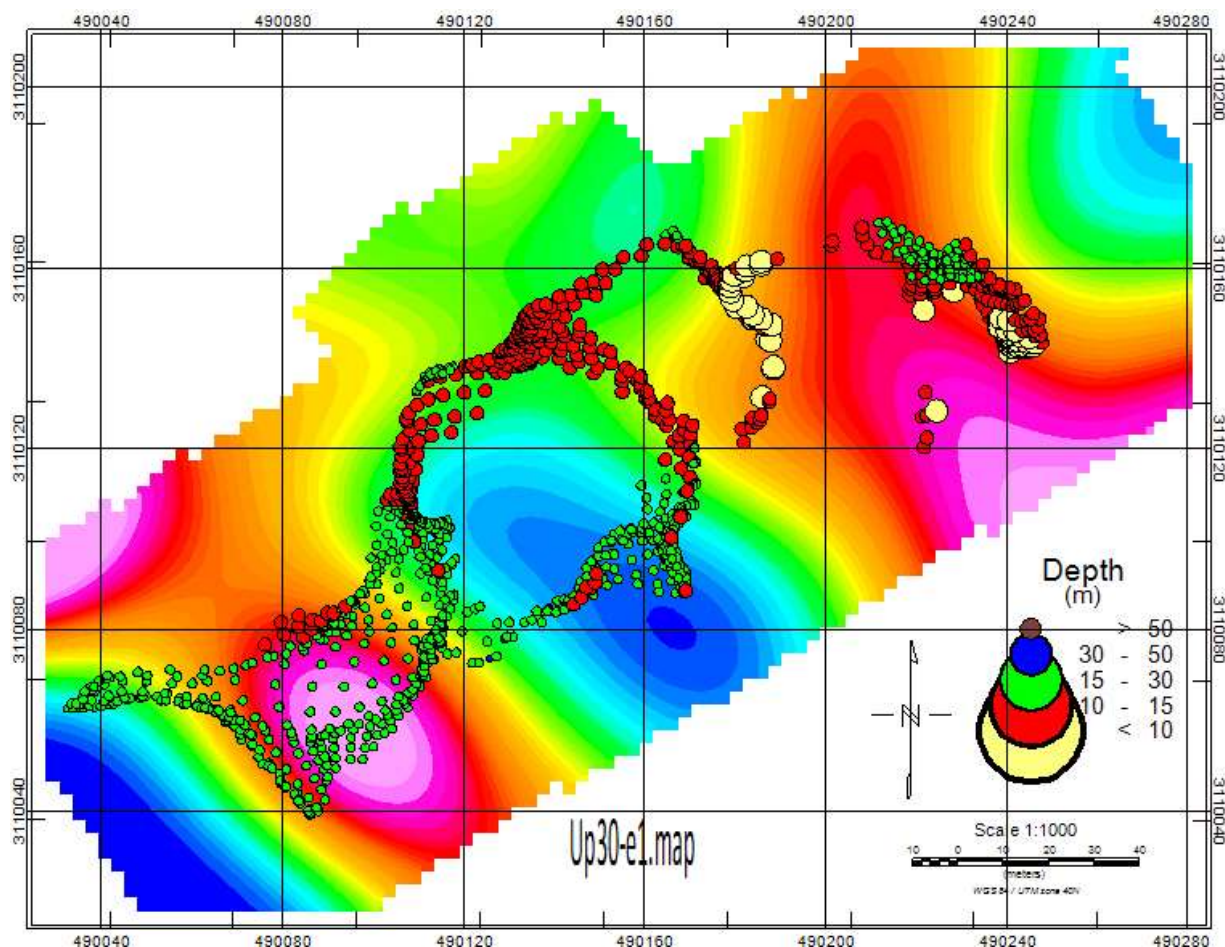
عمودی چشمه و میدان ناحیه‌ای به دو دلیل رخ می‌دهد؛ یا داده‌ها آلوده به نویز هستند یا شاخص ساختاری درست نیست که در این صورت باید از روش‌های مناسب برای تخمین شاخص ساختاری مناسب استفاده کرد.

به تجربه ثابت شده است شاخص ساختاری نادرست، آن قدر که روی نتایج عمق حاصل از اویلر دیکانولوشن استاندارد اثر می‌گذارد، روی موقعیت افقی حاصل از این روش اثرگذار نیست. بنابراین انتخاب صحیح اندیس ساختاری، مشکل اصلی برای حل با معادله اویلر در تخمین عمق توده‌هاست. تنها عیب استفاده از روش اویلر، نیاز آن به اطلاعات قبلی در مورد شاخص ساختاری توده سبب‌شونده بی‌هنجاری است. یکی از روش‌های تعیین اندیس ساختاری استفاده از روش ترکیبی سیگنال تحلیلی اویلر دیکانولوشن است. معادله اویلر با داشتن داده‌ها و گرادین‌های میدان کل در سه نقطه، قابل حل است. اما به دلیل وجود نویز در داده‌های واقعی و امکان به وجود آمدن خطای زیاد در نتایج، این معادله را با استفاده از نقاط بیش‌تری حل می‌کنند. با انتخاب چند پنجره حداقل درصد خطای تخمین عمق را برای آنومالی مورد نظر مشخص کرده و سپس با تعیین پنجره مناسب به تخمین عمق آنومالی مورد نظر می‌پردازیم (سلاجقه و ابراهیم‌زاده، ۱۳۸۵).

با در نظر گرفتن شبکه 15×15 پنجره ۲۵ متر که نصف گستره آنومالی است و خطای ۹٪ روش واهمامیخت اویلر را اعمال کرده، نقشه (۴-۲۱) به دست آمد. عمق بی‌هنجاری، طبق این روش تقریباً ۱۵-۳۰ متر در جنوب غربی و در شمال شرقی تقریباً ۳۰ متر تخمین زده می‌شود.



شکل (۴-۲۱): نتایج اویلر دیکانولوشن روی داده‌های منطقه روی ادامه فراسو ۵ متر



شکل (۴-۲۲): نقشه نتایج اویلر دیکانوولوشن روی داده‌های منطقه روی ادامه فراسو ۳۰ متر

از فیلتر ادامه فراسو برای دستیابی به اطلاعات اعماق زیاد، استفاده می‌شود. در نقشه (۴-۲۱) از ادامه

فراسو ۵ متر و در شکل (۴-۲۲) از ادامه فراسو ۳۰ متر استفاده شده است.

۴-۵-۱ ملاک قبول نتایج واهمامیخت اویلر در منطقه

با انجام روش واهمامیخت اویلر نتایج زیادی به دست می‌آید؛ که بعضی نتایج صحیح و بعضی ناصحیح هستند. برای حذف نتایج ناصحیح این روش، باید ملاکی در نظر گرفت. نویسندگان زیادی از جمله تامپسون (۱۹۸۲)، ملاک باربوسا (۱۹۹۹-۲۰۰۰)، فیتز جرال (۲۰۰۸)، کوپر (۲۰۰۸)، معیارهای قبول یا رد نتایج را پیشنهاد کردند.

تامپسون (۱۹۸۲) و باربوسا و همکاران (۱۹۹۹ و ۲۰۰۰) هرکدام با در نظر گرفتن شرطی ملاک خود را برای قبول نتایج ارائه دادند. نظر تامپسون (۱۹۸۲) بر این است که بهترین شاخص ساختاری، آن است که کمترین پراکندگی در نتایج واهمامیخت اوایلر متداول ایجاد کند. اما اشکال معیار مورد نظر این است؛ که برای اعمال آن، لازم است تعداد زیادی نتیجه از اجرای واهمامیخت اوایلر به دست آمده باشد؛ که این امر باعث محدودیت اجرای این معیار است. در صورت بروز خطا در تعیین شاخص ساختاری، نتایج اجرای واهمامیخت اوایلر متداول بسیار اریب می شود.

➤ انتخاب ملاک صحت، که می تواند نتایج قابل اطمینان را از نتایج نادرست تفکیک کند. تامپسون (۱۹۸۲) بیان کرد که بهترین نتایج آن هایی هستند که کمترین انحراف استاندارد (پراکندگی) را دارد. ملاک باربوسا (۱۹۹۰) نیز از ملاک های خوب برای تفکیک نتایج درست از نادرست است. ملاک صحت، یک ملاک تجربی است که نتایج منطقی تر را به عنوان نتایج نهایی انتخاب می کند؛ و باعث کاهش نتایج نیز می شود و تفسیر و تحلیل آماری نتایج را ساده تر می نماید. ولی از طرف دیگر می تواند باعث از دست رفتن بعضی ساختارها شود.

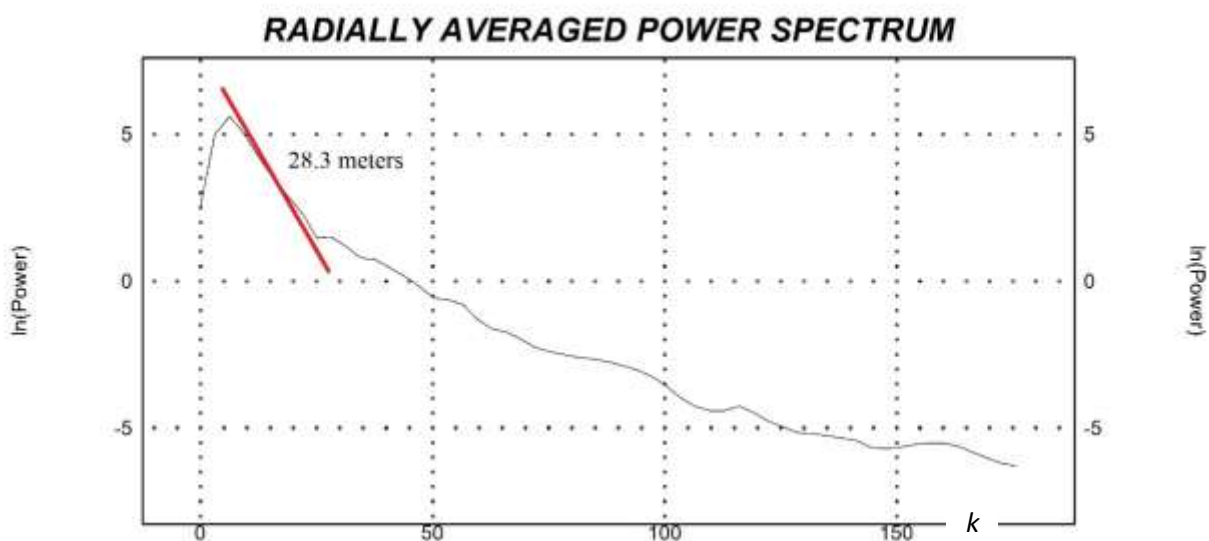
➤ اگر خصوصیات فیزیکی بی هنجاری با خصوصیات فیزیکی مناطق اطراف نزدیک به هم باشد باعث ایجاد نتایج پراکنده می گردد.

➤ برای هر یک از برداشت های دو و سه بعدی، از واهمامیخت اوایلر متناسب استفاده می شود؛ تا نتایج قابل اعتمادی به دست آید.

نویز باعث می شود اجرای واهمامیخت اوایلر نتایج نامعتبر بدهد. بنابراین باید از فیلتر برای حذف نویز استفاده کرد. در این تحقیق از فیلتر ادامه فراسو برای دستیابی به اطلاعات اعماق زیاد، استفاده می شود. در نقشه (۲۱-۴) از ادامه فراسو ۵ متر و در شکل (۴-۲۲) از ادامه فراسو ۳۰ متر استفاده شده است. در اعمال روش اوایلر شاخص ساختاری تجربی ۲ و پنجره ۲۵ متر در شبکه ۱۵×۱۵ در نظر گرفته شد.

۴-۶ تخمین عمق به روش طیف توان

با استفاده از آنالیز طیف توان به تخمین عمق داده‌های واقعی بی‌هنجاری گرانی پرداخته شد. تخمین عمق بی‌هنجاری با در نظر گرفتن یک توزیع مقیاس‌بندی شده برای منشأ آنومالی و با رسم لگاریتم طیف توان در مقابل عدد موج می‌توان عمق را با استفاده از این روش برای پروفیل‌ها انجام داد. مطابق شکل (۴-۲۳)، عمق تخمینی برای پروفیل توسط روش طیف توان کمتر از ۳۰ متر است که به خوبی با نتیجه حاصل از واهمامیخت اوایلر و گرانی‌سنجی مطابقت دارد. با استفاده از روش آنالیز طیف توان، که در نرم‌افزار Oasis montaj در نظر گرفته می‌شود عمق ماکزیمم حدوداً ۲۸/۳ متر است.

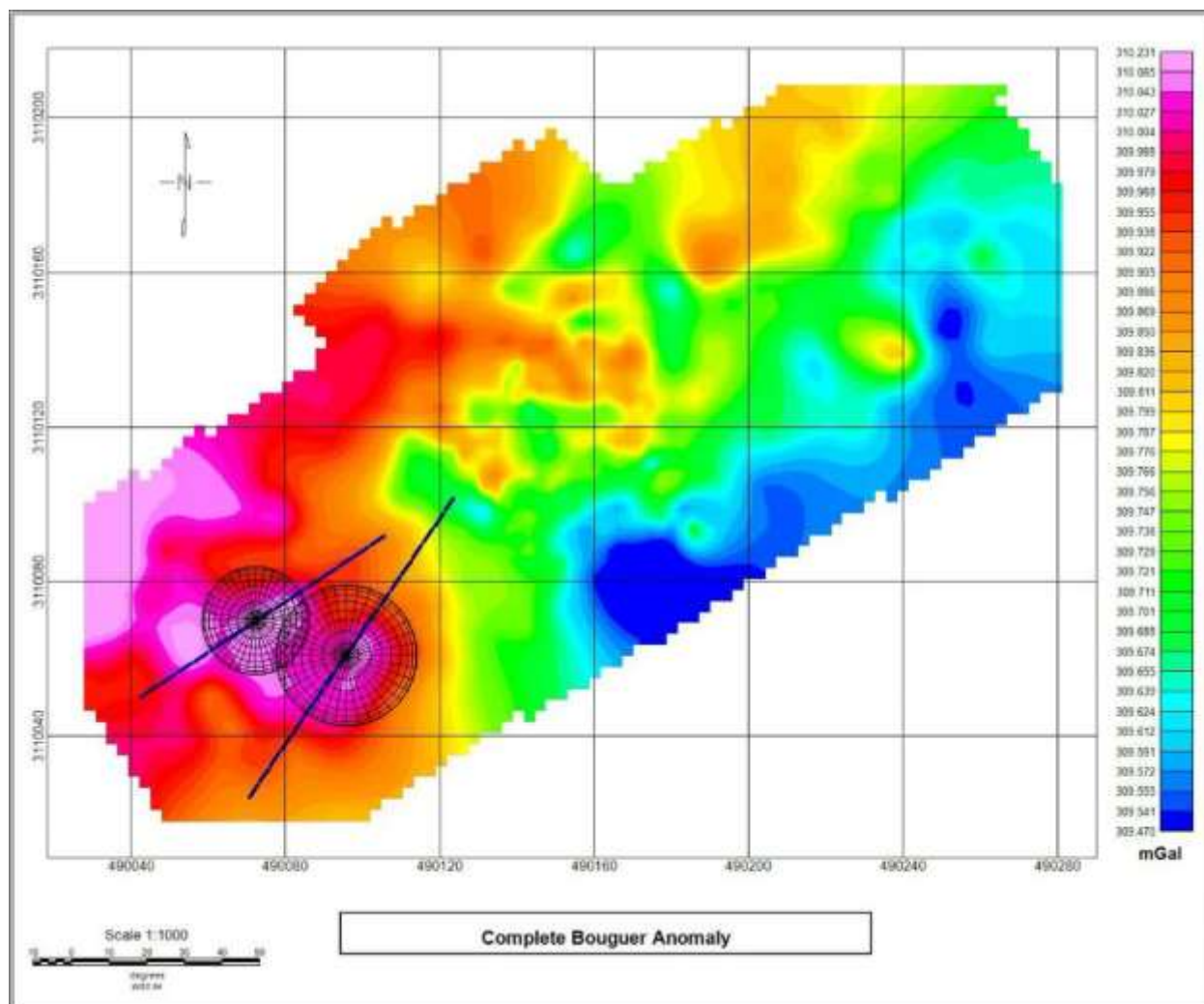


شکل (۴-۲۳): تخمین عمق به روش طیف توان

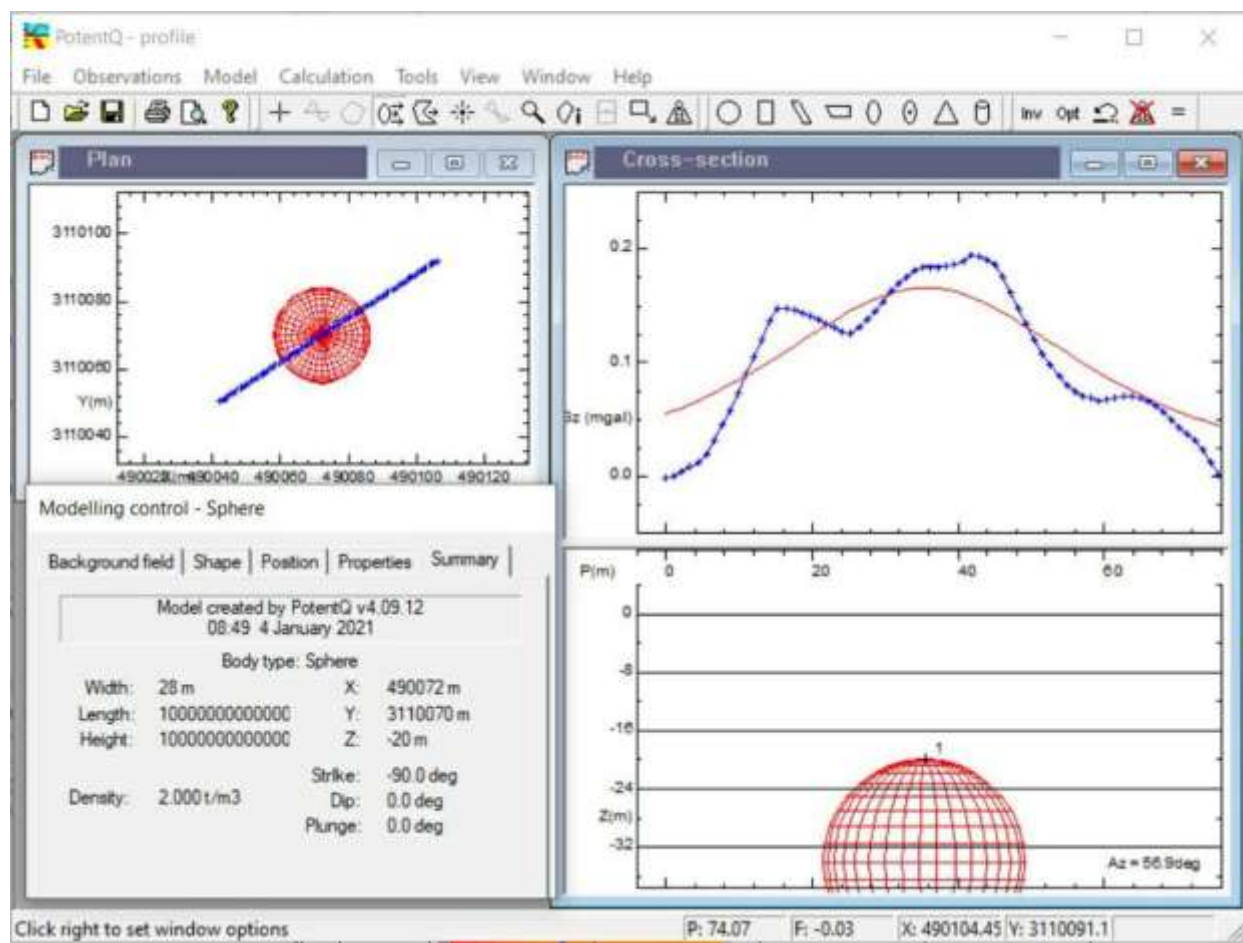
۴-۷ مدل سازی داده های ژئوفیزیکی

تئوری معکوس، دسته ای سازماندهی شده از تکنیک های ریاضی جهت به دست آوردن اطلاعات مفید درباره فیزیک جهان بر اساس استنتاجات به دست آمده از مشاهدات، یعنی مجموعه ی اندازه گیری ها یا داده هاست. منظور از اطلاعات مفید در جمله فوق، پارامترهای مقادیر عددی یا آماری هستند که پارامترهای مدل نامیده می شوند. روش ها و تئوری های ریاضی گوناگونی، برای مرتبط ساختن پارامترهای مدل به داده ها، توسط پژوهشگران معرفی و به کار می رود.

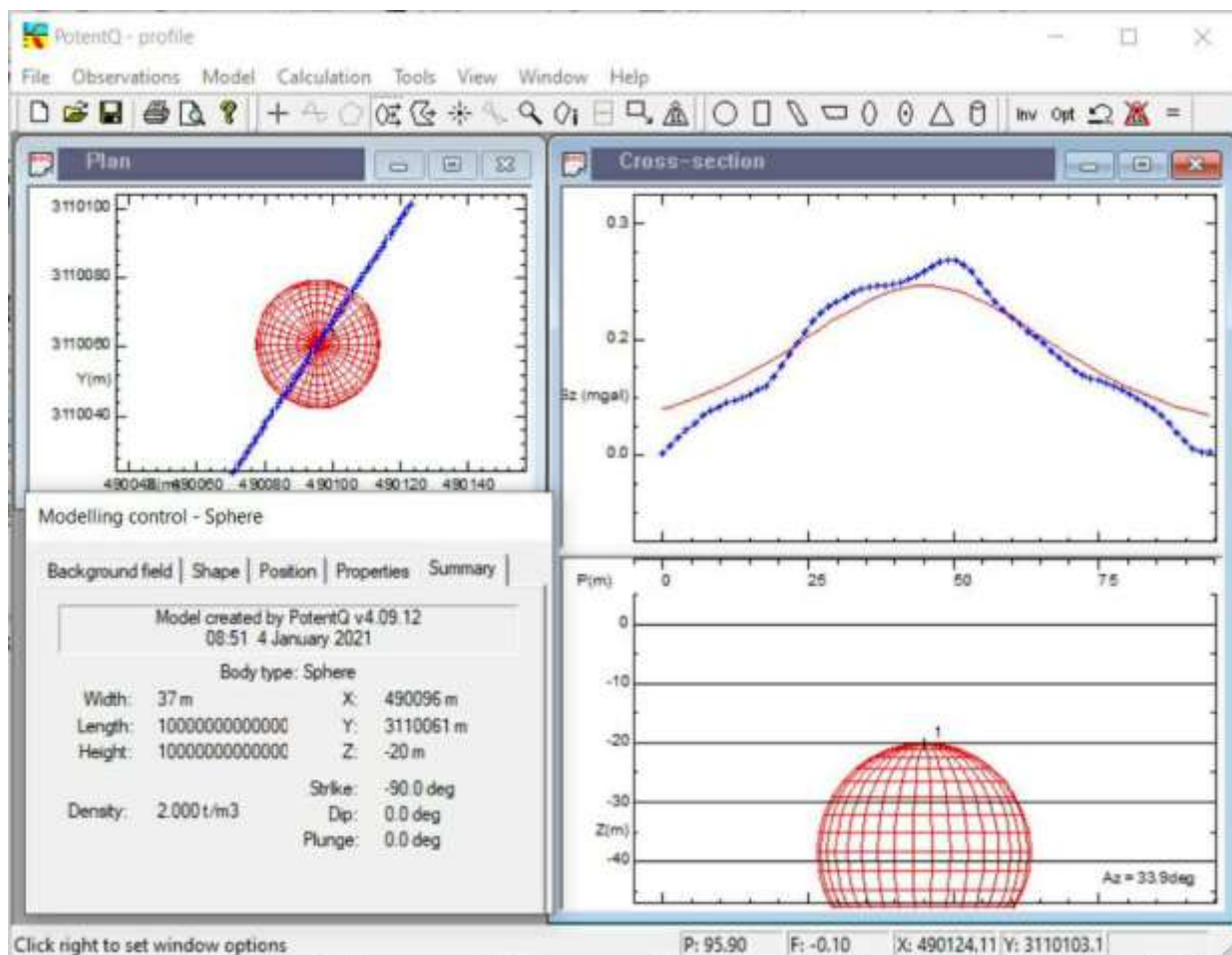
عبارت تئوری وارون یا معکوس، در مقابل تئوری پیشرو یا مستقیم به کار می رود. تئوری پیشرو، عبارت از پیش بینی نتایج اندازه گیری ها (پیش بینی داده ها) بر اساس یک مدل فرضی، محاسبه اثر آنومالی و سپس تخمین مقادیر بهینه پارامترهای آن مدل است. مسئله وارون با استفاده از مجموعه ای از داده ها و یک مدل بر اساس اصول منطقی پذیرفته شده به تخمینی از پارامترهای مدل می پردازد. به منظور مدل سازی آنومالی مرکزی دو پروفیل بر روی نقشه، تبدیل، انتخاب و سپس به تخمین پارامترهای مدل بر روی این پروفیل ها پرداخته شده است شکل (۴-۲۴ و ۲۵ و ۲۶). پس از مدل سازی صورت گرفته بر روی داده های میدان پتانسیل، نتایج حاصله از فیلترهای مختلف و نتایج مدل سازی مطابقت قابل توجهی دارند. البته باید این موضوع در نظر گرفته شود که مدل تهیه شده دارای پاسخ یکتایی نمی باشد؛ ولی بهترین مدل که بهترین انطباق را بر داده های برداشت، داشته مدل زیر است.



شکل (۴-۲۴): مدل سازی روی منطقه امیدبخش

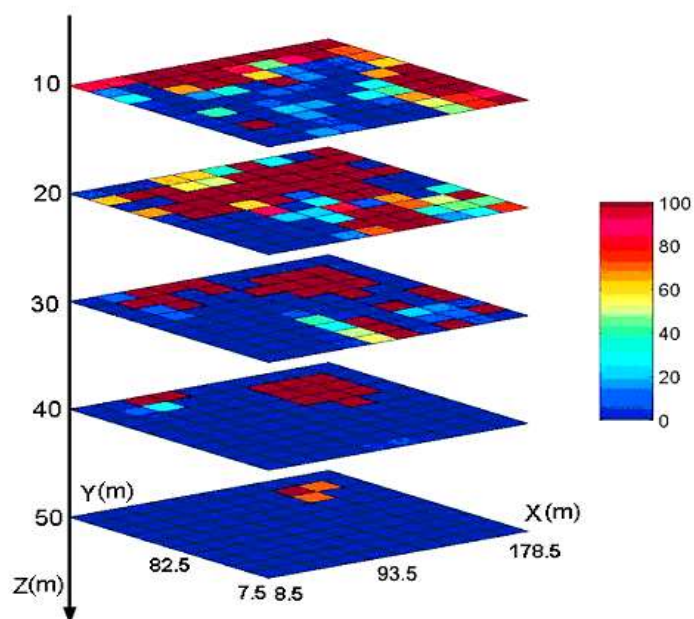


شکل (۴-۲۵): نمایشی از نرم افزار potent برای مدل سازی آنومالی



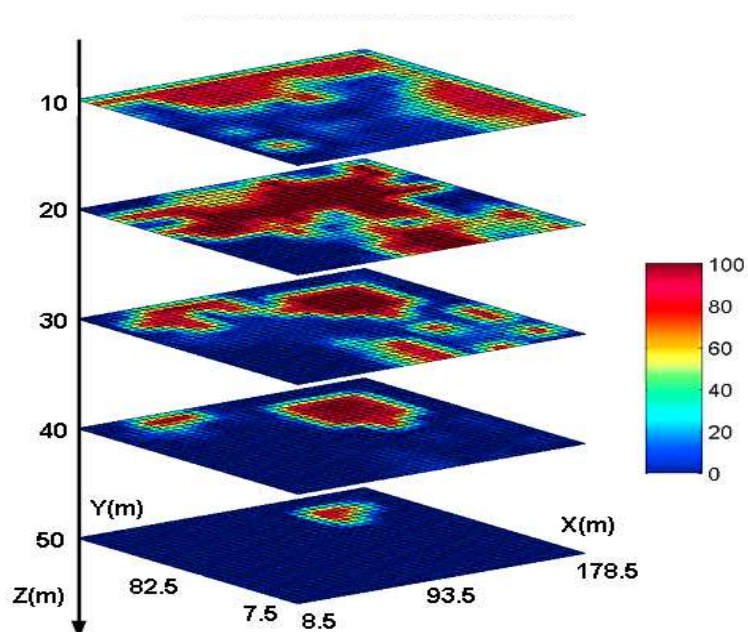
شکل (۴-۲۶): نمایشی از نرم افزار potent برای مدل سازی آنومالی

باتوجه به تحقیق و حفاری که در این منطقه صورت گرفته (روشندل و نجاتی ۱۳۹۳، اردیبهشت) نتایج به دست آمده از این تحقیق و مقاله ارائه شده در این منطقه، که از روش فراسو به دست آمده شکل (۴-۲۷ و ۲۸) که کمترین عمق را در محدوده ۲۰ متر و قسمت عمیق توده در محدوده ۵۰ متر به دست آورده، همخوانی خوبی دارد.



شکل (۴-۲۷) : نتایج مدل سازی سه بعدی معکوس در ۵ مقطع عمقی با استفاده از داده های گرانی برگرفته از مقاله روشندل و

نجاتی، ۹۳



شکل (۴-۲۸) : نتایج مدل سازی سه بعدی معکوس در ۵ مقطع عمقی با استفاده از داده های گرانی برگرفته از مقاله روشندل و

نجاتی ۹۳. استفاده از میان یابی سه بعدی به منظور ارائه درک بهتر از بی هنجاری

فصل ۵

نتیجه‌گیری و پیشنهاد

۵-۱ نتیجه گیری

در این تحقیق، از مبانی اویلر دیکانولوشن استاندارد، که توانایی زیادی در تخمین اتوماتیک موقعیت چشمه دارد، و از ملاک‌های صحت مناسب نیز، برای قبول نتایج و شاخص ساختاری، استفاده شده است. روش اویلر با در نظر گرفتن شاخص ساختاری تجربی ۲ و با پنجره 15×15 نقاط امیدبخش شناسایی شد و عمق حدود ۳۰ متر به دست آمد. در روش اویلر استاندارد تعیین اندیس ساختاری و ابعاد پنجره مناسب و ملاک‌های قبول یا رد نتایج از نکات مورد اهمیت می‌باشد. از روش اویلر استاندارد، برای بررسی داده‌های مصنوعی و واقعی استفاده شد. نتایج مدل‌سازی با داده‌های مصنوعی با خصوصیات اویلر مطابقت دارد. با این وجود تعدادی نتایج با شاخص ساختاری غیرمعمول به دست آمد. هنگام استفاده از واهمامیخت اویلر تأثیر پارامترهای مهم مورد بررسی در مدل‌سازی شامل شاخص ساختاری، ابعاد پنجره و ملاک‌های قبول یا رد نتایج باید شناخته شده باشند.

در این مطالعه، به دلیل ساختارهای چگال سطحی‌تر از آنومالی و پیچیدگی‌های ساختارهای زمین‌شناسی، روش اویلر استاندارد یا روش طیف توان، به تنهایی نمی‌تواند نتایج کاملی پیش‌بینی کند. بهترین روش تفسیر، روشی است که مرحله به مرحله خصوصیات مربوط به آنومالی را بررسی کرده و به صورت مفید از نتایج هر مرحله در مرحله بعدی استفاده شود.

همچنین مشخص شد که به دلیل تباین چگالی کرومیت با محیط اطراف، می‌توان با ترکیب نتایج روش‌های مختلف آشکارسازی لبه و تخمین عمق، اطلاعات مفیدی در مورد ساختار زیرسطحی مورد مطالعه به دست آورد.

با مقایسه نتایج روش‌های آنالیز طیف توان و واهمامیخت اویلر در داده‌های مصنوعی، آنالیز طیف توان، مقادیر بسیار دقیق‌تری را در دسترس قرار می‌دهد. با اعمال این روش روی پروفیل، بی‌هنجاری گرانی داده‌های واقعی، حاکی از منشأ آنومالی در عمق تقریباً $28/3$ متری است.

حفاری انجام شده در منطقه (روشندل و نجاتی، ۱۳۹۳)، نزدیکی نتایج واهمامیخت اوایلر که عمق را در محدوده ۱۰-۳۰ متر و طیف توان که عمق را حدود ۳۰ متر تخمین زده است تأیید می کند. عمق به دست آمده از حفاری در محدوده ۱۰-۵۰ متر است.

۵-۲ پیشنهادات

پیشنهاد می شود نتایج این تحقیق با روش های ژئوفیزیکی دیگر مانند اوایلر مکانی و تعمیم یافته و طیف توان تعمیم یافته نیز مورد بررسی قرار گرفته و با بررسی شرایط موجود زمین شناسی و مقادیر به دست آمده از حفاری، مقایسه شود، تا نتیجه مطمئن تری به دست آید.

منابع

- آقاجانی، ح.، مرادزاده، ع.، زنگ، ه.، (۱۳۸۸) "برآورد موقعیت افقی و ژرفای بی‌هنجاری گرانی به کمک گرادیان کل بهنجار شده" مجله علوم زمین، شماره ۷۶، صفحه ۱۷۶-۱۶۹.
- ابراهیم زاده اردستانی، و.، (۱۳۹۰) "گرانی‌سنجی کاربردی"، دانشگاه تهران.
- ابراهیم زاده اردستانی، و.، موسی‌پور یاسوری، م.، (۱۳۹۷) "تخمین عمق به روش جدید اویلر RDAS و مقایسه آن با نتایج مدلسازی" مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، دوره ۴۴، صفحه ۲۰-۱.
- احمدی، س.، انصاری، ع.، قربانی، ا.، (۱۳۸۹)، "بررسی قابلیت‌های روش اویلر دیکانولوشن در تعیین ویژگی‌های توده‌های مولد آنومالی‌های میدان پتانسیل" پایان نامه
- بلیکلی، ج.، ریچارد، (۱۳۸۷) "تئوری پتانسیل در گرانی و مغناطیس کاربردی" مترجم، حسین‌زاده گویان، چاپ اول، انتشارات تهران، تهران.
- بنی عامریان، ج.، اسکویی، ب.، فدی موریتزیو. مجله فیزیک زمین و فضا، تابستان ۱۳۹۵، شماره ۲، دوره ۴۲، صفحه ۳۶۹-۳۹۱.
- خزایی‌فرا، ا.، نجاتی، ع.، (۱۳۹۳) "تخمین عمق آنومالی با استفاده از طیف توان تعمیم‌یافته داده‌های میدان پتانسیل" پایان نامه
- رحیمی یغمرلو، ا.، نجاتی کلاته، ع.، (۱۳۹۲) "تخمین عمق آنومالی میدان گرانی با استفاده از روش اویلر مکانی" پایان نامه
- روشندل، ا.، نجاتی، ع.، (۱۳۹۴) "طراحی فیلتر داده مبنا به منظور تفکیک بی‌هنجاری‌های داده‌های گرانی‌سنجی" نشریه علمی پژوهشی - مهندسی معدن، دوره دهم، شماره ۲۶، صفحه ۵۳-۴۵.
- روشندل، ا.، نجاتی، ع.، (۱۳۹۳) "برآورد ارتفاع بهینه در ادامه فراسو داده‌های گرانی به منظور اکتشاف کرومیت در استان هرمزگان" مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۸، شماره ۲، صفحه ۹-۱.

سلاجقه، ف.، ابراهیم اردستانی، م.، (۱۳۸۵) "برآورد عمق ناهنجاری های گرانی به کمک معادله اوایلر"، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۲، شماره ۲، صفحه ۷۱-۸۱.

سلطانی نژاد، (۱۳۹۴) "پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز مجموعه اولترامافیک حاجی آباد" پایان نامه.

سلطانی نژاد، م.، احمدی پور، ح.، مرادیان، ع.، زابلی سروتمین، ب.، (۱۳۹۷)، "فصل نامه علوم زمین"، شماره ۱۰۷.

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

علیپور، ا.، محمدیان سروندانی، م ح.، خالدزاده، م.، آقاجانی، ح.، ۱۳۹۳ "مقایسه روش های طیف توان شعاعی و اوایلر دیکانولوشن برای تخمین عمق ساختارهای زیرسطحی کرومیت"، اولین همایش ملی زمین شناسی و اکتشافات معدنی، کرمان.

کوثری، شهرزاد، (۱۳۹۵) "تفسیر داده های میدان پتانسیل محدوده اکتشافی کرومیت شرق سبزوار به روش

گرادیان کل نرمال و مدل سازی مستقیم و معکوس داده ها" پایان نامه

مشهدی، سر.، رمضی، ح.، مصطفایی، ک.، (۱۳۹۴) "بررسی کاربرد روش اوایلر بررسی کاربرد روش اوایلر 3D برای تعیین عمق و مرز آنومالی های مغناطیسی و گرانی" کارگاه های آموزشی. سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین المللی تخصصی علوم و زمین، تهران.

Barbosa V.C.F., Silva J.B.C., Medeiros W, E. (1999) "Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution Geophysics" VOL, 64. NO, 1. PP, 48-60.

Barongo J. O., (1984), "Euler's differential equation and the identification of the magnetic point-pole and point-dipole sources", Geophysics, 49: 1549-1553.

Barbosa V.C.F., Silva J.B.C. and Medeiros Walter. E., 2000, Making Euler Deconvolution applicable to small ground magnetic surveys Applied Geophysics, VOL. 43, PP. 55-68.

Bhattacharyya B. K. (1966) "Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body" J. of. Geophysics., 31, 97-121.

Bhattacharyya B, K., Leu L, K (1977) " Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies due to Rectangular Prismatic Bodies " J.of. Geophys.,42,41-50.

Blakely R. J (1995) " Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications "Cambridge University Press, New York,pp.435.

Connard G. Couch R. and Gemperle M. (1983) "Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in Central Oregon" J. of. Geophysics., 48, 376– 390.

Cooper G.R.J., 2008, "Euler Deconvolution With Improved Accuracy and Multiple Different Structural Indices"China University of Geosciences, VOL.19,No .1,pp.72-76.

Cooper G.R.J., 2006, Obtaining dip and susceptibility information from Euler deconvolution using the Hough transform: Computers and Geosciences, VOL. 32, PP. 1592-1599.

Dobrin M. B., Savit C.H(1988)" Introduction geophysical prospecting" McGrawHill.,867.

Durrheim R.J. and Cooper G.R.J., 1998, EULDEP: A Program for the euler deconvolution of magnetic and gravity data: Computers and Geosciences, VOL. 24, NO.6, PP. 545-550.

Fairhead J.D., Bennett, K.J., Gordon, D.R.H. and Huang D., 1994, Euler: beyond the black box, 64 th Ann. Internat. Mtg. Expl. Soc. Geophysics, Expanded Abstracts, pp. 422-424.

Fedi M. Quarta T., Santis A (1997)" Inherent power-law behavior of magnetic field power spectra from a Spector and Grant ensemble" J.of. Geophysics.,62,1143-1150.

FitzGerald D., Reid A. McInerney . P.,2004, New Discrimination Techniques for Euler Deconvolution: Computers and Geosciences.VOL. 30,PP.461-469.

Florio G., M. Fedi, and R. Pasteka, (2006), "On the application of Euler deconvolution to the analytic signal" Geophysics, 71, 89–93.

Garcia-Abdeslem J. G. and Ness G. E. (1994) "Inversion of the power spectrum from magnetic anomalies" J. of. Geophysics., 59, 391–401.

Gerovska D. and Marcos J. Arauzo-Bravo, 2003, Automatic interpretation of magnetic data based on Euler deconvolution with unprescribed structural indexComputers and Geosciences, VOL. 29, PP. 949-960.

Hahn A. Kind E. G. and Mishra D. C. (1976) "Depth estimation of magnetic sources by means of fourier amplitude spectra" J. of. Geophysical Prospecting., 24, 287–308.

Hansen R. O. and Simmonds M., 1993, Multiple-source Werner deconvolution Geophysics, VOL. 58, PP. 1792-1800.

Hartman R.R., Teskey, D.J., and Friedberg, J.L.,(1971), "A system for rapid digital aeromagnetic interpretation." *Geophysics*, 36,819-918.

Hood P.J., 1963, Gradient measurements in aeromagnetic surveying *Geophysics*, VOL. 30, NO. 1. PP. 891-902.

Hsu S.K., 2002, Imaging magnetic sources using Euler's equation *Geophysical Prospecting*, VOL. 50, NO. 1, PP. 15-25.

Marson I. and E.E. Klingele, (1993), "Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation", *Geophysics*, 58: 1588-1595.

Maus S. and Dimri V. P. (1994) "Scaling properties of potential field due to scaling sources" *J. of. Geophysical research.*, 21, 10, 891–894.

Maus S. and Dimri V. P. (1995) "Potential field power spectrum inversion for scaling geology" *J. of. Geophysical research.*, 100, 12605–12616.

Maus S. and Dimri V. P. (1996) "Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields" *J. of. Geophys.*, 124, 113–120.

Maus s. (1999) "Variogram analysis of magnetic and gravity data" *J. of. Geophysics.*, 64, 776–784.

Maus S. and Dimri V. P., (1996)" Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields" *J.of. Geophysical research.*, 124,113-120.

Mushayandebvu M. F., van Driel P., Reid A.B. and Fairhead James Derek, (2001), "Magnetic source parameters of twodimensional structures using extended Euler deconvolution *Geophysics*, VOL. 66, NO.3, PP. 814-823.

Naidu P. (1968) "Spectrum of the potential field due to randomly distributed sources" *J. of. Geophysics.*, 33, 337–345.

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

Nabighian M. N., 1984, Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations *Geophysics*, VOL. 49, PP. 780-786.

Nabighian M..N. and Hansen R.O., 2001, Unification of Euler and Werner deconvolution in three dimensions via the generalised Hilbert transform: *Geophysics*, VOL. 66, PP. 1805-1810.

Reid A.B., Allsop J.M, Granser H., Millett A.J. and Somerton I.W., 1990, "Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution": *Geophysics*, VOL. 55, NO. 1, PP. 180-191.

Reid A. B., (1995) "Euler deconvolution: past, present and future. A review", *Abstract Society of Exploration Geophysicists*, 1995.

Reid A.B., Fitzgerald D. and McInerney P., (2003) "Euler deconvolution of gravity data" SEG Annual Meeting, Dallas, accepted for presentation.

Ruddock K.A., Slack H.A. and Breiner S., 1966, "Method for determining depth and falloff rate of subterranean magnetic disturbances utilising a plurality of magnetometers": US Patent 3, 263, 161.

Silva Joao.B.C. and Barbosa Valeria.C.F., 1999, 3D Euler deconvolution: Theoretical basis for automatically selecting good solutions: *Geophysics*, VOL. 68, NO. 6, PP. 1962-1968.

Stavrev P.Y., (1997) "Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies" *Geophysical Prospecting*, VOL. 45, PP. 207-246.

Spector A., and Grant F., (1970), "Statistical models for interpreting aeromagnetic data:" *Geophysics*, 35(2), 293-302.

Thompson D.T., 1982, EULDPH: "A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data": *Geophysics*, VOL. 47, PP. 31-37.

Thomson D. T., (1982). "Euldp A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data.". *Geophysics*, 47, 31-37

Abstract

Geophysical methods are tools that use quantitative measurements. Physical objects on or above the ground provide valuable information. Since the chromite mineral has a significant density difference with the host rocks, gravimetric method can be used to explore these deposits. One of the main goals in interpreting gravimetric data is to determine the depth and range of abnormal masses; For this reason, many methods have been proposed to estimate the depth of potential field anomalies.

In this research, two methods, including Euler and power spectrum, are interpreted and the depth of gravimetric data is estimated. The standard Euler fusion method is useful for interpreting large volumes of data that do not require basic information about magnetic vectors and the density of anomalous generating springs and can be done in two or three dimensional modes. Another method is to estimate the depth of anomaly by the power spectrum method, which interprets gravitational and magnetic data in the frequency domain. If the logarithm of the power spectrum obtained from the Fourier transform of potential field data is represented by wavelength values, it also responds to many factors such as the surface propagation of the anomaly source, the depth of the anomaly source, its thickness, density, and magnetization. Give.

To evaluate and compare the efficiency of each method, the methods were first applied to artificial data and then to real data in Dolatabad region of Hormozgan. Estimation of depth and interpretation of chromite data in the region using surface trend filter, derivative and analytical signal and horizontal gradient and comparison of Euler method and power spectrum in estimating the depth of anomalous origin. The results of these methods are consistent with the geological information in the Euler-mixed method and the power spectrum method; The results of Euler's equation for deeper anomalies and the power spectrum method for more superficial anomalies had good results.

Keywords: Depth estimation, Gravimetry, Power spectrum method, Dolatabad region of Hormozgan.



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc. Thesis in Gravimetry

**Comparison of Euler deconvolution method and power spectrum method in
estimating the depth of gravimetric anomalies of chromite in Dolatabad area,
Hormozgan**

By: Maryam Bagheyani

Supervisors:
Dr. Ali Nejati Kalateh
Dr. Susan Ebrahimi

February 2021