

تخمین پارامتر فرکتالی و عمق کوری منابع مغناطیسی با استفاده از آنالیز طیف توان دی-فرکتال شدهی داده های مغناطیسی هوابرد، آذربایجان شرقی، ایران

پeyvand حیدر نژاد صنمی^{۱*} و علی نجاتی کلاته^۲

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود
۲- دانشیار، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۳/۱۷؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۱۰/۲۰

* نویسنده مسئول مکاتبات: peyvand7010@gmail.com

چکیده

استان آذربایجان شرقی از نظر زمین گرمایی بسیار حائز اهمیت است. چشمه های آب گرم زیادی در این منطقه وجود دارد و از مشخصه های زمین شناسی مهم این منطقه وجود قله ی آتشفشانی سهند و گسل تبریز است. آنالیز طیفی داده های مغناطیس هوابرد جهت تخمین عمق کوری می تواند اطلاعات ارزشمندی از توزیع دمایی ناحیه ای و تمرکز انرژی زمین گرمایی در سطح فراهم نماید. ایده ی استفاده از داده های مغناطیس هوابرد به منظور تخمین عمق کوری امری نو نیست و تا کنون تحقیقات زیادی در این زمینه صورت پذیرفته است. در این تحقیق هدف ما بررسی و مقایسه روش های معمول تخمین عمق کوری با روش طیف - دی فرکتال شده است. تخمین پارامتر فرکتالی، عمق بالای بی هنجاری های مغناطیسی، عمق کف بی هنجاری های مغناطیسی (عمق کوری)، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی در منطقه ی مورد مطالعه از اهداف این تحقیق است. برای تحقق این مهم از روش جدیدی تحت عنوان آنالیز طیف دی-فرکتال شده ی توان بهره خواهیم برد. با استفاده از روش طیف دی-فرکتال شده توزیع مغناطیدگی در سنگ های پوسته فرکتالی در نظر گرفته می شود و امر سبب بهبود تخمین عمق بالا و کف بی هنجاری های مغناطیسی در سنگ های پوسته می شود. در این روش با در نظر گرفتن ارتباط ریاضی بین طیف توان مغناطیسی تصادفی و طیف توان مشاهده ای، اثر فرکتالی را از روی طیف توان مشاهده ای حذف کرده و سپس با استفاده از روش مدل سازی پیشرو به تخمین عمق بالا و کف بی هنجاری های مغناطیسی طیف توان دی-فرکتال شده خواهیم پرداخت. این روش بر روی داده های مغناطیس هوابرد استان آذربایجان شرقی- ایران اعمال شد و عمق بالا بین ۲/۵ و ۳/۸ کیلومتر، عمق کف مابین ۹/۸ و ۱۶/۸ کیلومتر و پارامتر فرکتالی مابین ۱/۶ تا ۳ تخمین زده شد. سپس با استفاده از این نتایج نقشه های گرادیان و جریان حرارتی در منطقه تهیه و مناطق مستعد منابع زمین گرمایی شناسایی معرفی شد.

واژگان کلیدی

پارامتر فرکتالی
مغناطیس هوابرد
منابع زمین گرمایی
طیف توان
آذربایجان شرقی
طیف دی-فرکتال شده

۱- مقدمه

با استفاده از آنالیز طیف توان داده‌های مغناطیس هوابرد و به نقشه درآوردن عمق نقطه‌ی کوری، گرادیان و جریان حرارتی می‌توان اطلاعات ارزشمندی از توزیع دمایی در سطح به دست آورد. به دمایی که در آن کانی‌های مغناطیسی، خاصیت مغناطیدگی خود را از دست می‌دهند، دمای کوری گفته می‌شود. کانی مگنتیک به عنوان یکی از رایج‌ترین کانی‌های مغناطیسی پوسته‌ی زمین، خاصیت مغناطیسی خود را در دمای بیشتر از ۵۸۰ درجه‌ی سانتی گراد از دست می‌دهد. این دما به طور معمول به عنوان دمای کوری سنگ‌های پوسته‌ی زمین در نظر گرفته می‌شود. لایه‌های با عمق بیشتر از عمق کوری و دمای بالاتر از دمای کوری خاصیت مغناطیسی ندارند و عمق کف این لایه‌ها به عنوان عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی یا عمق نقطه‌ی کوری شناخته می‌شود. عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را می‌توان با روش‌های مختلف آنالیز طیف توان تخمین زد (Aydin and Oksum, 2010).

روش‌های مختلفی به منظور تخمین عمق نقطه‌ی کوری با استفاده از آنالیز طیف توان پیشنهاد شده است. روش‌های معمول و مورد استفاده، توزیع مغناطیدگی را به صورت تصادفی یکنواخت در نظر می‌گیرند. تحقیقات زیادی در ایران و به خصوص در منطقه‌ی شمال غرب ایران به منظور تخمین عمق نقطه‌ی کوری صورت گرفته که اساس کار آن‌ها در نظر گرفتن توزیع مغناطیدگی به صورت تصادفی است (خجم لی و همکاران ۱۳۹۳، حیدرنژاد و نجاتی ۱۳۹۴، کسایان و همکاران ۱۳۹۲). در سال ۲۰۱۱ پروژه‌ای تحت عنوان حفاری ژرف پوسته قاره‌ای^۱ در آلمان انجام شد، نتیجه این پروژه تایید کرد که توزیع چگالی و پذیرفتاری مغناطیسی در پوسته زمین رفتار فراکتالی از خود نشان می‌دهند (Bansal et al, 2011).

بر اساس مطالعات انجام شده توسط بن‌سال و همکاران در سال ۲۰۱۰، مغناطش می‌تواند به صورت یک شکل با هندسه فراکتالی موسوم به نوفه مقیاس تو صیف شود. چنین فرآیندهای کاتوره‌ای دارای چگالی توان متناسب با عدد موج به توان مقداری ثابت است. یعنی طیف چگالی توان ناهنجاری با $k^{-\alpha}$ متناسب است، که در آن k عدد موج و α بعد فراکتال یا فاکتور مقیاس توزیع فراکتالی چشمه است. به عبارتی دیگر می‌توان گفت پارامتر فرکتالی نشان‌دهنده‌ی نسبت تغییرات طول موج کوتاه و بلند یک سیگنال است (Salem et al., 2014). مقدار پارامتر فرکتالی ارتباط مستقیمی با زمین شناسی منطقه

دارد. فدی و همکاران، ۱۹۹۷ پیشنهاد کردند که طیف توان استفاده شده توسط اسپکتور و گرنت، ۱۹۷۰ با یستی قبل از استفاده با فاکتور $k^{-2.9}$ تصحیح شود. استفاده از روش‌های مختلف وارون سازی به منظور تخمین همزمان عمق و پارامتر فرکتالی توسط محققین مختلفی پیشنهاد شده است، اما به دلیل وابستگی پارامتر فرکتالی و عمق برآورد آن‌ها به صورت همزمان بسیار دشوار است (Fedi et al 1997).

بولینگارد و همکاران، ۲۰۰۹ عمق نقطه‌ی کوری را توسط داده‌های جریان حرارتی مقید کردند و بعد از آن به محاسبه‌ی پارامتر فرکتالی پرداختند. آن‌ها با در نظر گرفتن مقدار ۳ برای پارامتر فرکتالی به تخمین عمق قسمت غرب ایالات متحده آمریکا پرداختند. در این تحقیق آن‌ها پارامتر فرکتالی به دست آمده از تحقیقات زیادی را مورد بررسی قرار دارند و دامنه‌ی وسیعی از مقدار پارامتر فرکتالی را یافتند (Boulingard et al 2009).

در این تحقیق قصد بر این است که عمق نقطه‌ی کوری را در منطقه‌ی آذربایجان شرقی، در اطراف قله‌ی آتشفشانی سهند بررسی کنیم. برای رسیدن به این هدف، توزیع مغناطیدگی را در سنگ‌ها، فرکتالی و تصادفی در نظر می‌گیریم. سپس به مقایسه نتایج پرداخته و بعد از آن به محاسبه گرادیان و جریان حرارتی منطقه می‌پردازیم.

۲- آنالیز طیفی داده‌های مغناطیسی

تحلیل طیفی داده‌های مغناطیس هوابرد، ابزاری قوی برای بررسی ساختارهای حرارتی زمین به شمار می‌رود. برای تو صیف تغییرات برخی کمیت‌ها مانند انرژی که خود تابعی از پارامترهای دیگر است، بهتر است از طیف توان آن کمیت استفاده شود (Fedi et al 1997). از نظر ریاضی یک سیگنال در حوزه‌ی زمان $f(t)$ را می‌توان به صورت $F(\omega)$ بیان کرد که در آن ω بسامد زاویه‌ای می‌باشد. طیف توان یک تابع در حوزه‌ی بسامد است. برای تحلیل‌های طیفی داده‌های مغناطیسی، به طور معمول لگاریتم طیف توان میانگین شعاعی در مقابل عدد موج k ترسیم شده و عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با روش‌های متفاوتی محاسبه می‌شود (خجم لی و همکاران ۱۳۹۴). روش‌های مرکزبایی و مدل سازی پیشرو از روش‌های معمول تحلیل طیفی هستند. فرمول ریاضی این روش‌ها با دو فرض اساسی که لایه‌ها صاف هستند و توزیع مغناطیسی متفاوتی دارند به دو گروه تقسیم می‌شوند: ۱- مدل‌های مغناطیسی تصادفی (ناهمبسته)، ۲- مدل‌های مغناطیسی فرکتال (خود-مشابه).

۱-۲- مدل‌های مغناطیسی تصادفی

۱-۱-۲- روش مرکز یابی

با فرض مغناطیدگی کاملاً تصادفی و ناهمبسته با میانگین‌گیری شعاعی، معادله‌ی طیف توان را می‌توان به صورت زیر نوشت (Maus et al., 1997):

$$E(k) = C_1 e^{-\nu |k| Z_t} \left(1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)}\right)^{\nu} \quad (1)$$

در این معادله C_1 ثابت می‌باشد. برای محاسبه عمق مرکزی Z_0 منبع مغناطیسی با استفاده از بخش عدد موج پایین طیف توان معادله (۲) را می‌توان به صورت ساده‌ی زیر نوشت (Okubo et al., 1985):

$$E(k)^{\nu} = k(e^{C_1 - |k|Z_0}) \quad (2)$$

در این معادله C_2 ثابت است. برای محاسبه عمق بالای منبع مغناطیسی Z_1 معادله‌ی (۲) را می‌توان ساده کرد. با فرض اینکه غالب سیگنال‌های طیف، سیگنال‌های بالای منبع هستند (Spector and Grant 1970):

$$\ln(E(k)^{\nu}) = C_2 - \nu |k| Z_1 \quad (3)$$

تخمین عمق کف منبع مغناطیسی در این روش طی دو مرحله انجام می‌شود:

الف) محاسبه عمق مرکزی با استفاده از معادله (۳)

ب) محاسبه عمق بالای منبع با استفاده از معادله (۴)

در نهایت عمق کف را می‌توان از معادله زیر محاسبه کرد:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (4)$$

۱-۲-۱- مدل‌سازی پیشرو طیف توان

روات و همکاران در سال ۲۰۰۴ روش مدل‌سازی پیشرو طیف توان را به منظور تخمین بهتر و همزمان عمق بالا و کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با استفاده از رابطه (۶) پیشنهاد دادند:

$$P(k) = C \left(e^{-|k|Z_t} - e^{-|k|Z_b} \right)^{\nu} \quad (5)$$

در این رابطه P طیف توان، $\vec{k} = (k_x, k_y, k_z)$ عدد موج، $|k| = \frac{2\pi}{\lambda}$ نرم عدد موج، λ طول موج و ثابت C شامل پارامترهای مستقل از عمق می‌باشد.

در این روش با فرض اولیه Z_t و Z_b ، طیف بدست آمده از معادله (۱) به طیف مشاهده شده برازش می‌شود. C مفروض، موقعیت عمودی

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۱، ۱۳۹۸.

طیف را کنترل می‌کند و Z_t شیب را در عدد موج‌های بالا کنترل می‌کند. شیب کلی طیف با ترکیبی از Z_t و Z_b کنترل می‌شود. برای مثال عمیق‌تر شدن Z_b به بالا رفتن طیف نسبت به بقیه منحنی مدل شده منجر می‌شود. این تغییر بر روی شیب نمودار در قسمت عدد موج پایین (سمت راست طیف) تأثیر می‌گذارد. عمیق‌تر شدن Z_b همچنین طیف مدل شده را نسبت به بقیه منحنی به سمت چپ جابجا کرده و نقطه‌ی اوج مدل را نیز پهن‌تر می‌کند. یکی از مزیت‌های مدل‌سازی پیشرو این است که اجازه می‌دهد تا بصورت تکراری موقعیت و پهنای طیف برازش شود و با بخش مجاور شیب‌دار با دقت بالا تطابق پیدا کند. بر اساس برازش طیف‌های مدل شده با طیف‌های مشاهده شده نتایج با اطمینان بالایی رد یا پذیرفته می‌شوند (Ravat et al., 2007).

۲-۲- مدل‌های مغناطیسی فرکتال

۱-۲-۲- روش طیف دی-فرکتال شده

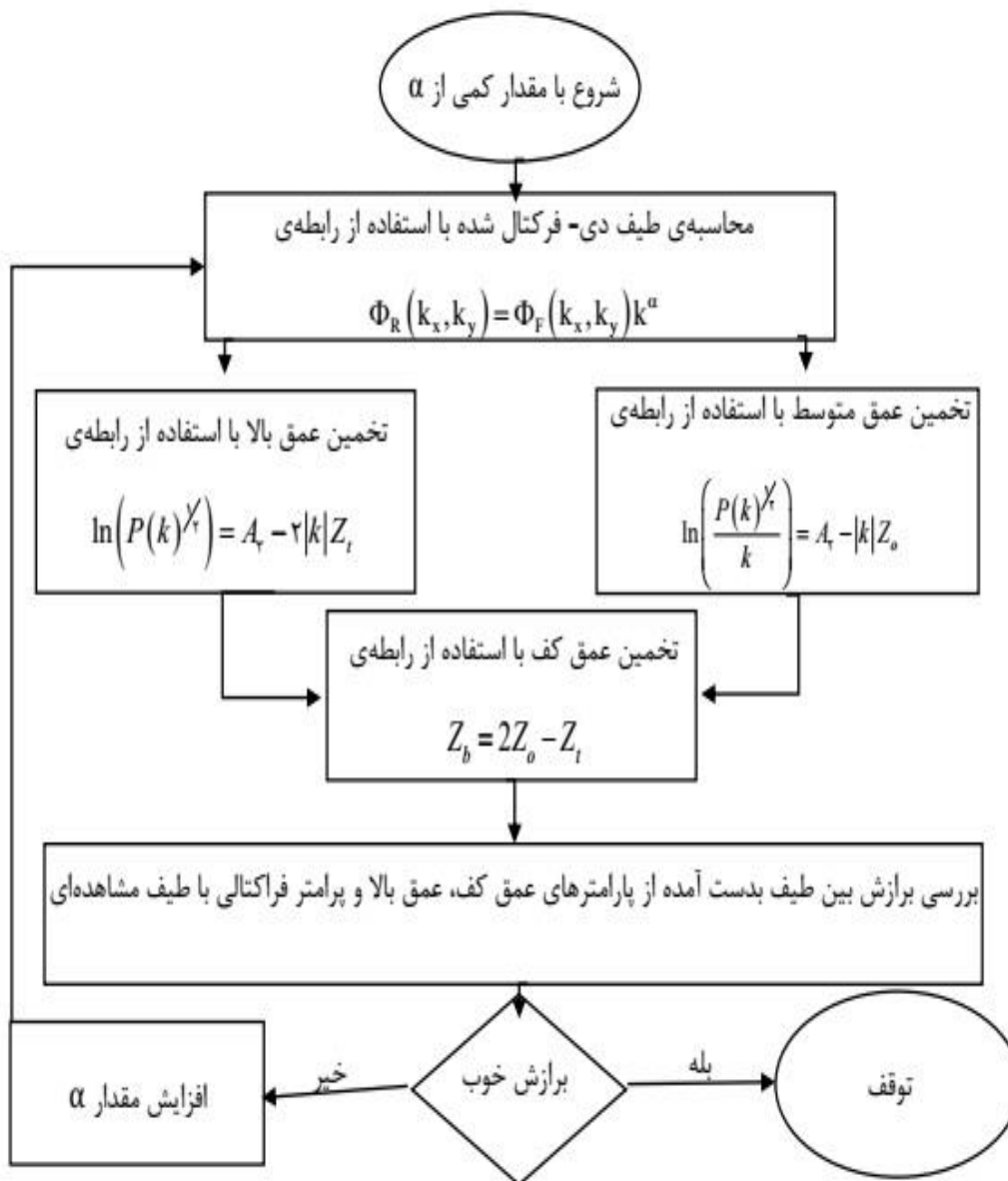
در واقعیت مغناطیدگی پوسته از یک رفتار فرکتالی / مقیاس‌بندی شده پیروی می‌کند (Pilkington and Todoeschuck, 1990; Bansal et al., 2011). روش طیف دی-فرکتال شده طیف توان مشاهده شده را به صورت طیف توان مغناطیدگی فرکتالی در نظر می‌گیرد. در صورتی که مغناطیدگی در جهات X و Y فرکتالی و در جهت Z ثابت باشد. در این موارد طیف توان مشاهده شده معادل حاصل ضرب طیف توان مغناطیدگی تصادفی در $k^{-\alpha}$ می‌باشد (Salem et al., 2014):

$$\Phi_F(k_x, k_y) = \Phi_R(k_x, k_y) k^{-\alpha} \quad (6)$$

که در آن $\Phi_F(k_x, k_y)$ طیف توان مشاهده شده، $\Phi_R(k_x, k_y)$ طیف توان ناشی از مدل با مغناطیدگی تصادفی، k عدد موج شعاعی و α شاخص فرکتالی ($\alpha = \beta - 1$) که در اینجا β پارامتر فرکتالی مغناطیدگی هستند. با تعیین α مقدار می‌توان طیف مشاهده‌ای را با ضرب کردن در k^{α} فاکتور، دی-فرکتال کرد. در نتیجه طیف توان معادل با مغناطیدگی تصادفی حاصل می‌گردد:

$$\Phi_R(k_x, k_y) = \Phi_F(k_x, k_y) k^{\alpha} \quad (7)$$

با حذف کردن اثر فرکتالی از طیف می‌توان با طیف حاصل مانند طیف توان با مغناطیدگی تصادفی برخورد نمود و از روابط آنها بهره برد (Salem et al., 2014). در شکل (۱) می‌توان نمودار گردشی این روش را برای تخمین عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مشاهده نمود:



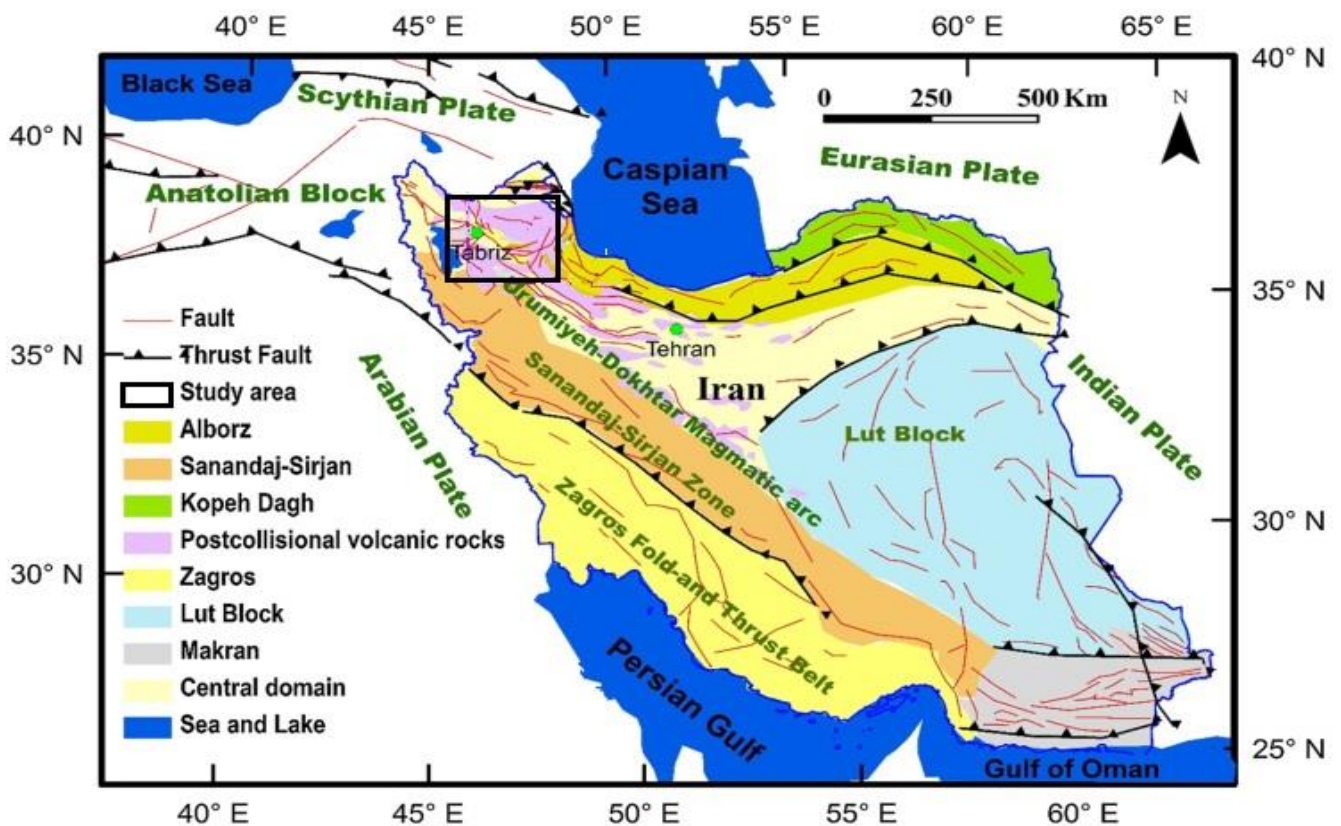
شکل ۱: نمودارگردشی روش دی-فرکتال شده جهت تخمین عمق کف پوسته‌ی مغناطیسی (Salem et al., 2014).

بیرونی و آذر آواری مانند انواع توف ها و برش های ولکانیکی پهنه های وسیعی از این منطقه را زیر پوشش دارند (آقاباتای ۱۳۸۴). توده های نفوذی و سنگ های آتشفشانی، که از شاخصه های اصلی وجود پتانسیل زمین گرمایی می باشند، سطح وسیعی از منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص می دهند که در این میان سنگ های آتشفشانی حد واسط ائوسن تا میوسن از بیشترین سهم برخوردارند (شکل ۳). تاثیرات تکتونیکی، برپایی عظیم آتشفشان های سبلان و سهند، در اواخر ترسیر و کوتاه تر، یکی از مشخصه های مهم این منطقه است. گدازه های بازالتی آتشفشان بزرگ آرات که در کشور ترکیه واقع شده، بخشی از دشت های شمال غربی آذربایجان (ماکو) را پوشانده که گواهی بر آخرین فعالیت های آتشفشانی در این منطقه می باشد (درویش زاده ۱۳۷۰). بلندترین نقطه ای این منطقه در قله ی سهند دارای ارتفاع ۳۸۱۴ متر بوده و گودترین منطقه نیز در حوضه ی رسوبی دشت مغان که خود بخشی از زون فرو افتاده ی کورا - ارس که آن هم احتمالاً باقیمانده حوضه بزرگ رسوبی اقیانوس تتیس بوده، واقع شده است که دارای ارتفاعی حدود ۵۰ متر بالاتراز سطح دریای آزاد می باشد (شکل ۴)

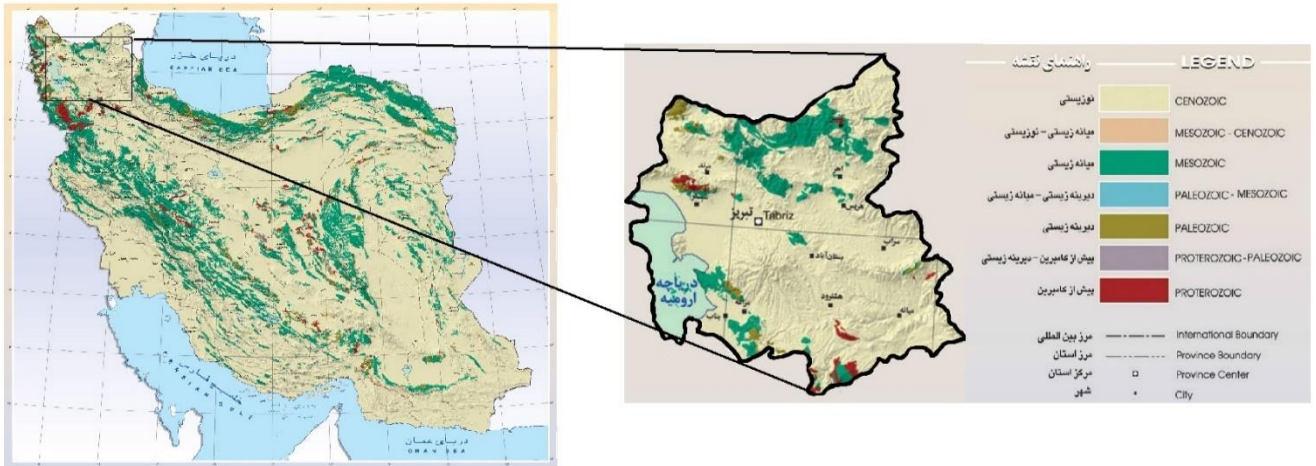
۳- موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه مورد

مطالعه

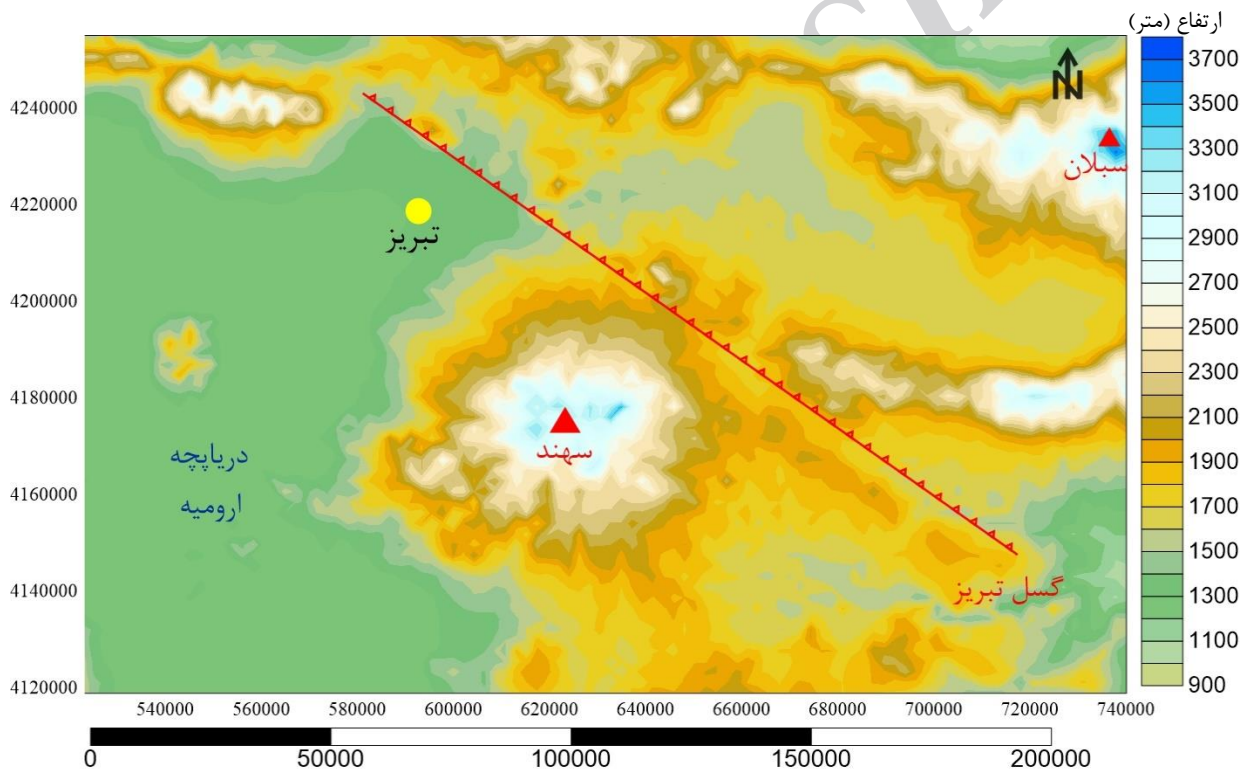
از دیدگاه زمین شناسی ساختمانی و براساس تقسیم بندی های انجام شده شمال غرب ایران از دو بخش ساختاری تشکیل شده است که بخش غربی و جنوب غربی آن دنباله ی پلاتفرم پالئوزوئیک ایران مرکزی و البرز غربی است (شکل ۲) (Afshar et al., 2016). این بخش شامل کوه های بزگوش - سهند و ارتفاعات شمال تبریز و ارتفاعات غرب جلفا است. بخش شمال شرق آذربایجان ظاهراً فاقد رخساره های پلاتفرمی پالئوزوئیک شبیه سایر قسمت های ایران بوده و رخساره های فلیش مزوزوئیک در آن گستردگی زیادی داشته و در بخشی نیز رخساره ی رسوبات ترشیاری از ویژگی خاصی برخوردار است. این بخش، حوضه ی رسوبی دشت مغان و ارتفاعات اطراف اهر و خروانق را تشکیل می دهد. سنگ ها و سازندهای دوران پالئوزوئیک بیشتر از انواع سنگ های رسوبی و آذرین از نوع درونی هستند که تقریباً در تمامی کوه های این استان به ویژه کوه های مروداغی و میشو داغی، صوفیان و بخش هایی از شمال مرند و غیره دیده می شوند. سنگ ها و سازندهای مزوزوئیک نیز بیشتر رسوبی هستند. در دوران سنوزوئیک سنگ های آذرین (درونی و بیرونی) به ویژه



شکل ۲: نقشه زون های ساختاری ایران. مستطیل سیاه رنگ منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد (Afshar et al., 2016).



شکل ۳: نقشه‌ی ساده شده زمین شناسی ایران بر پایه سن (سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور).



شکل ۴: نقشه‌ی توپوگرافی شمال غرب ایران تهیه شده از مدل رقومی ارتفاع ۹۰ متر سازمان زمین شناسی کشور (مثلث قرمز رنگ قله‌ی سهند و خطچین سیاه رنگ موقعیت تقریبی گسل تبریز را نشان می‌دهد).

۴- تخمین عمق کوری آذربایجان شرقی

۴-۱- داده‌ها و پنجره‌گذاری

منابع عمیق مغناطیسی عموماً بر روی طول موج‌های بلندتر از طول موج‌های منابع مغناطیسی پوسته تاثیر می‌گذارند. بنابراین برای تخمین عمق کف منابع مغناطیسی باید از داده‌هایی استفاده شود که وسعت زیادی را پوشش دهند. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق توسط شرکت ابرو سرویس در سال‌های مابین ۱۹۷۴ و ۱۹۷۷ بنا به درخواست سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات ایران برداشت شده‌است. پیمایش‌های مذکور شامل ۸۹۰۵۹ و تقریباً ۱۶۲۶۱۲ کیلومتر خط پروازی با فاصله خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر و فاصله خطوط کنترلی ۴۰ کیلومتر می‌باشند. این داده‌ها از تلفیق دو سری برداشت که در سال‌های ۱۹۷۴-۱۹۷۵ و ۱۹۷۶-۱۹۷۷ انجام شده تشکیل شده‌است.

شدت میدان مغناطیسی کل بدست آمده در هر نقطه‌ای برداشت از مواد و ساختارهای مغناطیسی موجود در آن محل ناشی می‌شوند. برای تخمین عمق کف منابع مغناطیسی ابتدا می‌بایست طول موج‌های بسیار بلند ناشی از منابع هسته و گوشته از داده‌ها حذف شوند.

داده‌های مغناطیسی که در منطقه‌ای غیر از قطب مغناطیسی برداشت می‌شوند، نمی‌توانند به طور دقیق محل منابع مغناطیسی را مشخص کنند. منابع مغناطیسی، که عامل این بی‌هنجاری‌های مغناطیسی هستند، دقیقاً در زیر نقاط اندازه‌گیری واقع نمی‌شوند. حتی ممکن است شکل آنها نیز اندکی دچار تغییر شود. برای حل این مشکل از فیلتر

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۱، ۱۳۹۸.

برگردان به قطب مغناطیسی بر روی داده‌ها استفاده شده‌است.

یکی از مراحل محاسبه‌ی عمق کوری با استفاده از طیف مینگین

شعاعی توان، انتخاب ابعاد بهینه برای پنجره گذاری در منطقه مورد

مطالعه می‌باشد. اکیوبو و همکاران، ۱۹۸۵، پیشنهاد دادند که ابعاد بهینه

پنجره‌ی مربعی مورد بررسی باید تقریباً ۱۰ برابر عمق واقعی هدف باشد.

بلکلی، ۱۹۸۸، منطقه‌ی نوادا را جهت محاسبه عمق نقطه‌ی کوری به

پنجره‌های مربعی با ابعاد ۱۰۰ کیلومتر تقسیم کرد. بولینگارد و همکاران

، ۲۰۰۹، پیشنهاد کردند که ابعاد پنجره مورد بررسی حداقل باید ۱۰

برابر بزرگتر از عمق کف منبع مغناطیسی باشد تا عمق کف بدست آمده

به خوبی در طیف آشکار گردد. بنسال و همکاران، ۲۰۱۱، به این نتیجه

رسیدند، در صورتی ابعاد پنجره‌ی مورد نظر بهینه است، که در نمودار

طیف توان اکثر پنجره‌ها در عدد موج‌های پایین پیک مشاهده گردد. در

این تحقیق ابعاد بهینه پنجره‌ها برای منطقه مورد مطالعه به صورت مربع

و با ابعاد ۱۰۰ کیلومتر در ۱۰۰ کیلومتر با همپوشانی ۵۰ درصد با

پنجره‌های مجاور انتخاب شد. شکل ۵ نقشه شدت میدان مغناطیسی

باقیمانده را بعد از حذف اثر *IGRF* و اعمال فیلتر برگردان به قطب

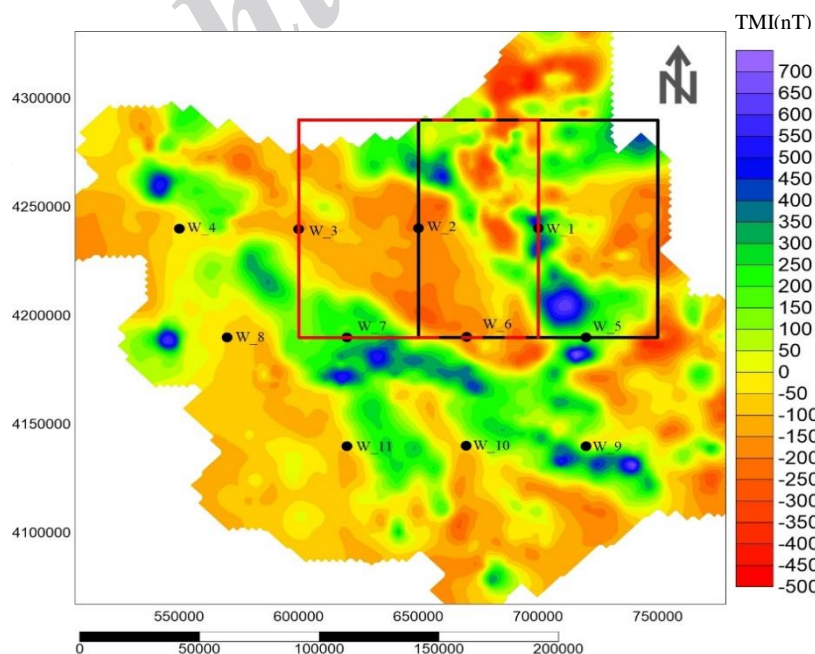
مغناطیسی نشان می‌دهد. همچنین نام، محل قرارگیری پنجره‌ها و نحوه‌ی

پنجره‌گذاری در شکل (۵) قابل مشاهده است. نام پنجره‌ها و مختصات

مرکز پنجره‌ها را در جدول (۱) ارائه شده است. طیف توان هر پنجره با

استفاده از روش تبدیل فوریه سریع و توسط نرم‌افزار Oasis Montaj

محاسبه شد.

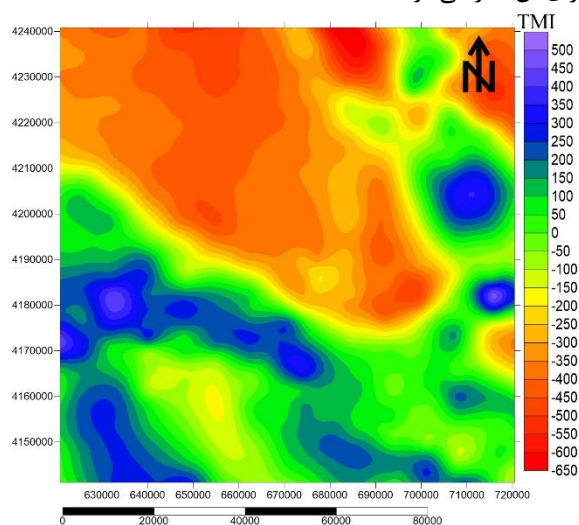


شکل ۵: نقشه‌ی شدت میدان مغناطیسی باقیمانده بعد از اعمال پردازش. نام، محل و نحوه‌ی قرارگیری پنجره‌ها در شکل مشخص

مختصات مرکز پنجره UTM		
شماره پنجره	شرقی (m)	شمالی (m)
W_1	۶۲۰۰۰۰	۴۱۴۰۰۰۰
W_2	۶۷۰۰۰۰	۴۱۴۰۰۰۰
W_3	۷۲۰۰۰۰	۴۱۴۰۰۰۰
W_4	۵۷۰۰۰۰	۴۱۹۰۰۰۰
W_5	۶۲۰۰۰۰	۴۱۹۰۰۰۰
W_6	۶۷۰۰۰۰	۴۱۹۰۰۰۰
W_7	۷۲۰۰۰۰	۴۱۹۰۰۰۰
W_8	۵۵۰۰۰۰	۴۲۴۰۰۰۰
W_9	۶۰۰۰۰۰	۴۲۴۰۰۰۰
W_10	۶۵۰۰۰۰	۴۲۴۰۰۰۰
W_11	۷۰۰۰۰۰	۴۲۴۰۰۰۰

۲-۴- تخمین عمق کوری پنجره‌ها

شکل ۶ نقشه‌ی شدت میدان مغناطیسی کل را برای پنجره‌ی W_6 نشان می‌دهد. بعد از اعمال پنجره‌های مناسب نقشه شدت میدان مغناطیسی کل پنجره‌ی مورد نظر از نقشه‌ی شدت میدان مغناطیسی کل جدا می‌شود. طیف توان میانگین شعاعی برای هر پنجره محاسبه می‌شود. در نهایت با در دست داشتن طیف توان مربوط به هر پنجره روند تخمین عمق برای آن آغاز می‌شود.

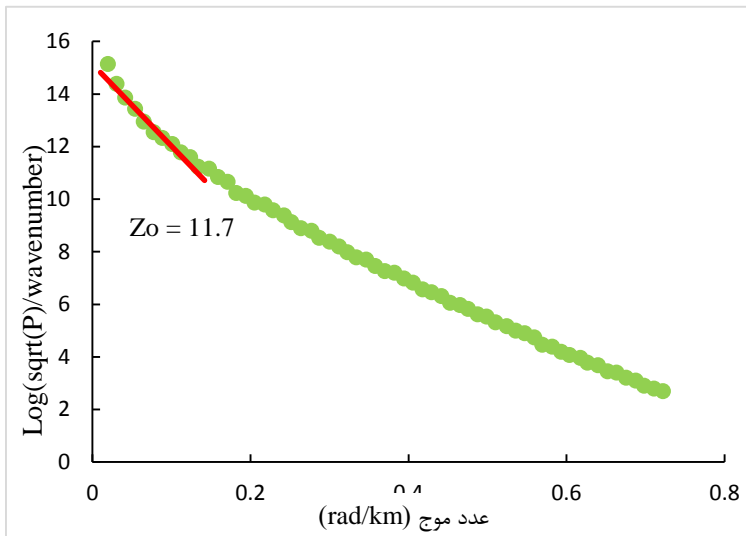


شکل ۶: نقشه شدت میدان مغناطیسی کل پنجره W_6.

۴-۲-۱- تخمین عمق به روش مرکز بایی

برای تخمین عمق‌های بالایی و مرکزی، ابتدا طیف توان میانگین شعاعی برای هر پنجره با روش تبدیل فوریه سریع و توسط نرم‌افزار Oasis Montaj محاسبه شد. سپس نمودارهای لگاریتم طیف توان شعاعی بر حسب عدد موج جهت محاسبه عمق مرکزی و بالایی به ترتیب با استفاده از معادلات (۲) و (۳) تهیه شدند.

به منظور تخمین عمق مرکزی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی خط را سستی به بازه‌ی بلندترین طول موج نمودار حاصل از رابطه‌ی (۲) برازش داده شد و شیب این خط به عنوان عمق مرکزی پنجره در نظر گرفته شد. برای تخمین عمق بالای بی‌هنجاری‌های مغناطیسی پنجره‌ی مورد نظر خطی راست به بازه‌ی دومین بخش از بلندترین طول موج طیف توان برازش داده شد و شیب آن به عنوان عمق بالایی پنجره در نظر گرفته شد. در انتها بعد از محاسبه عمق‌های بالایی و مرکزی، با استفاده از معادله (۴) عمق نقطه‌ی کوری محاسبه شد. شکل ۷ تخمین عمق بالا و شکل ۸ تخمین عمق متوسط را برای پنجره W_6 نشان می‌دهد.



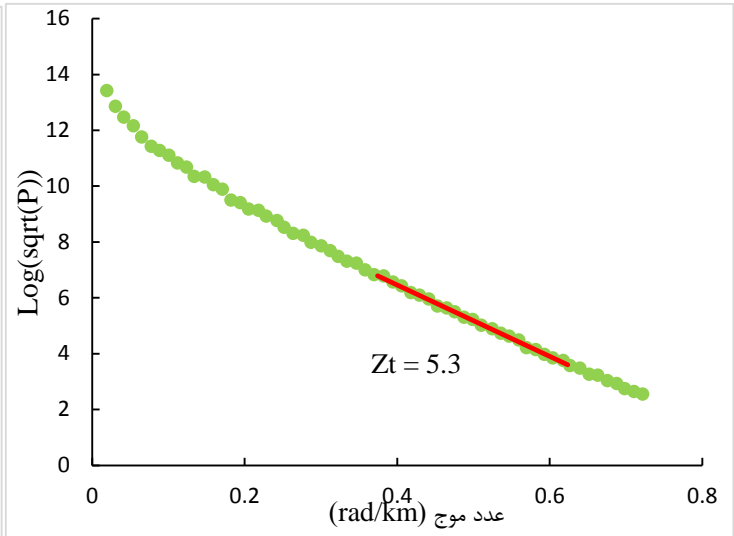
شکل ۸: تخمین عمق بالا با برازش خط راست به بلندترین قسمت از طول موج طیف مشاهده‌ای.

برازش مدل بر روی طیف توان میانگین شعاعی، تا عدد موج یک مد نظر است. زیرا عدد موج‌های بزرگتر از یک مربوط به طول موج‌های کوتاه است.

تخمین عمق برای این پنجره، شاخص فرکتالی ۱/۶، عمق بالای ۳/۷ و عمق کف ۹/۸ کیلومتر را نشان می‌دهد. جدول (۲) نتایج بدست آمده توسط این روش را برای تمام پنجره‌ها نشان می‌دهد.

جدول ۲: نتایج تخمین عمق با استفاده از روش طیف دی-فرکتال شده

نام پنجره	عمق کف بی - هنجاری مغناطیسی (کیلومتر)		شاخص α فرکتالی	پارامتر β فرکتالی
	عمق بالای بی - هنجاری مغناطیسی (کیلومتر)			
W_1	۳/۵	۱۳/۴	۱/۵	۲/۵
W_2	۳/۸	۱۲/۱	۱/۱	۲/۱
W_3	۲/۸	۱۳/۲	۱/۶	۲/۶
W_4	۴/۱	۱۳/۲	۱/۸	۲/۸
W_5	۳/۵	۱۱/۲	۱/۵	۲/۵
W_6	۳/۷	۹/۸	۱/۶	۲/۶
W_7	۳/۴	۱۰/۲	۱/۵	۲/۵
W_8	۳/۴	۱۶/۸	۱/۲	۲/۲
W_9	۳/۵	۱۵/۶	۱/۶	۲/۶
W_10	۲/۵	۱۴/۶	۲	۳
W_11	۳/۲	۱۵/۴	۱/۷	۲/۷



شکل ۹: تخمین عمق بالا با برازش خط راست به دومین بخش از بلندترین قسمت طول موج طیف مشاهده‌ای.

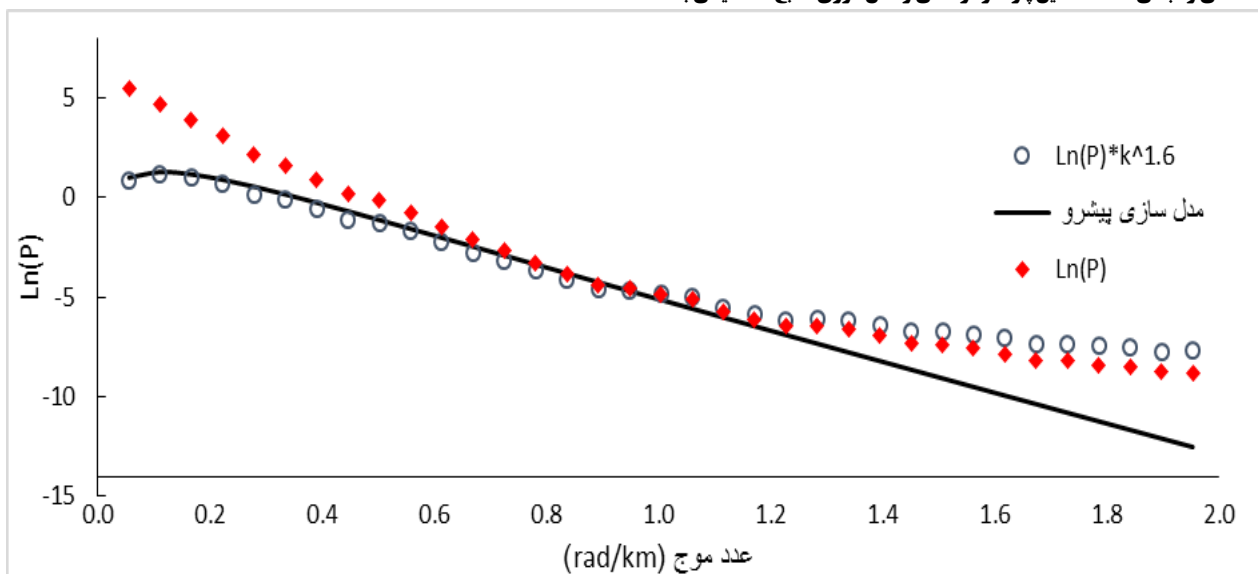
۲-۲-۴- تخمین عمق با روش طیف دی-فرکتال شده

استفاده از روش تخمین عمق کوری با استفاده از طیف دی-فرکتال شده توسط سالم و همکاران (۲۰۱۴) پیشنهاد شد. این روش خلاقانه بعد از تحقیقات متعدد انجام شده توسط محققان مختلف که در طی سال‌های متعدد انجام پذیرفت.

استفاده از روش‌های مستقیم و معکوس‌سازی توسط محققین مختلف به منظور انجام آنالیز طیفی بر روی داده‌های مغناطیس هوابرد صورت پذیرفت. اما به دلیل ارتباط مستقیم بین سه پارامتر اصلی مورد تخمین (عمق بالا، عمق کف و پارامتر فرکتالی) نتیجه‌ی مطلوبی در بر نداشت. تاکنون هیچ روش عددی برای تخمین همزمان این سه پارامتر پیشنهاد نشده است. روش استفاده از طیف دی-فرکتال شده تنها راه حل قابل قبول در این باب است.

همان‌طور که اشاره شد هدف استفاده از این روش، حذف اثر فرکتالی از روی طیف توان میانگین شعاعی است. با از حذف اثر فرکتالی از روی طیف توان میانگین شعاعی، می‌توان عمق مرکزی و عمق بالا را با برازش خطوط مناسب به طیف‌های حاصل از معادلات (۲) و (۳) همانند روش مرکزبایی محاسبه نمود. با جایگزینی عمق بالا و کف بدست آمده در رابطه‌ی (۶) طیف توان حاصل شده را با طیف توان مشاهده‌ای برازش خواهیم داد. با بررسی برازش تخمین عمق انجام می‌شود.

شکل ۹ برازش مدل ایجاد شده با طیف توان دی-فرکتال شده بر روی پنجره‌ی W_6 را نشان می‌دهد. در این شکل لوزی‌های قرمز رنگ طیف توان میانگین شعاعی حاصل از پنجره‌ی W_6 را نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود در طیف اصلی به دلیل وجود خاصیت فرکتالی پیک وجود ندارد. با حذف اثر فرکتالی از روی طیف توان میانگین شعاعی اصلی، طیف دی-فرکتال شده به دست آمده است و پیک موجود در طیف دی-فرکتال شده به وضوح قابل رویت است.



شکل ۹: نتایج بدست آمده با استفاده از روش طیف دی- فرکتال شده. لوزی‌های قرمز طیف توان میانگین شعاعی مشاهده‌ای و دایره‌های آبی طیف دی- فرکتال شده با شاخص فرکتالی ۱/۶ را نشان می‌دهند. خط سیاه مدل برازش شده می‌باشد.

حرارتی و $(\frac{\partial T}{\partial Z})$ ضریب هدایت حرارتی (k) به صورت زیر محاسبه می‌شود (Hisarly et al., 2011):

$$q = k \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right) \quad (8)$$

ضریب هدایتی برای سنگ‌های پوسته به طور میانگین ۲/۵ $Wm^{-1}K^{-1}$ در نظر گرفته شد. یکی از روش‌های تخمین گرادیان حرارتی پوسته، تعیین عمق نقطه‌ی کوری می‌باشد. دمای کوری با توجه به کانی‌شناسی و فشار تغییر می‌کند و بازه‌ی تغییرات آن ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌باشد. در پوسته‌ی قاره‌ای دمای کوری را ۵۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در نظر می‌گیرند. مقادیر گرادیان حرارتی منطقه‌ی مورد مطالعه با لحاظ دمای کوری ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شد.

شکل (۱۱) منحنی تراز جریان حرارتی منطقه مورد مطالعه، پیاده سازی شده بر روی نقشه‌ی توپوگرافی شمال غرب ایران تهیه شده از مدل رقومی ارتفاع ۹۰ متر سازمان زمین‌شناسی کشور را نشان می‌دهد. کمترین و بیشترین مقدار جریان حرارتی به ترتیب $80 mW/m^2$ در شمال- غرب منطقه و $142 mW/m^2$ در شرق و مرکز منطقه‌ی مورد مطالعه اتفاق افتاده است. متوسط جریان حرارتی در مناطق قاره‌ای که حرارت طبیعی دارند $60 mW/m^2$ می‌باشد. مقادیر $100-130 mW/m^2$ بیش از بیان‌گر احتمال وجود منابع زمین‌گرمایی در منطقه است.

۵- تهیه نقشه تراز عمق کوری و جریان حرارتی

ترسیم خطوط تراز و تهیه نقشه عمق نقطه‌ی کوری یکی از ابزارهای مهم برای شناسایی منابع زمین‌گرمایی در مرحله اکتشاف مقدماتی می‌باشد. به همین دلیل محاسبه عمق کوری با روش‌های با دقت بالاتر برای شناسایی مناطق مستعد زمین‌گرمایی بسیار حائز اهمیت است.

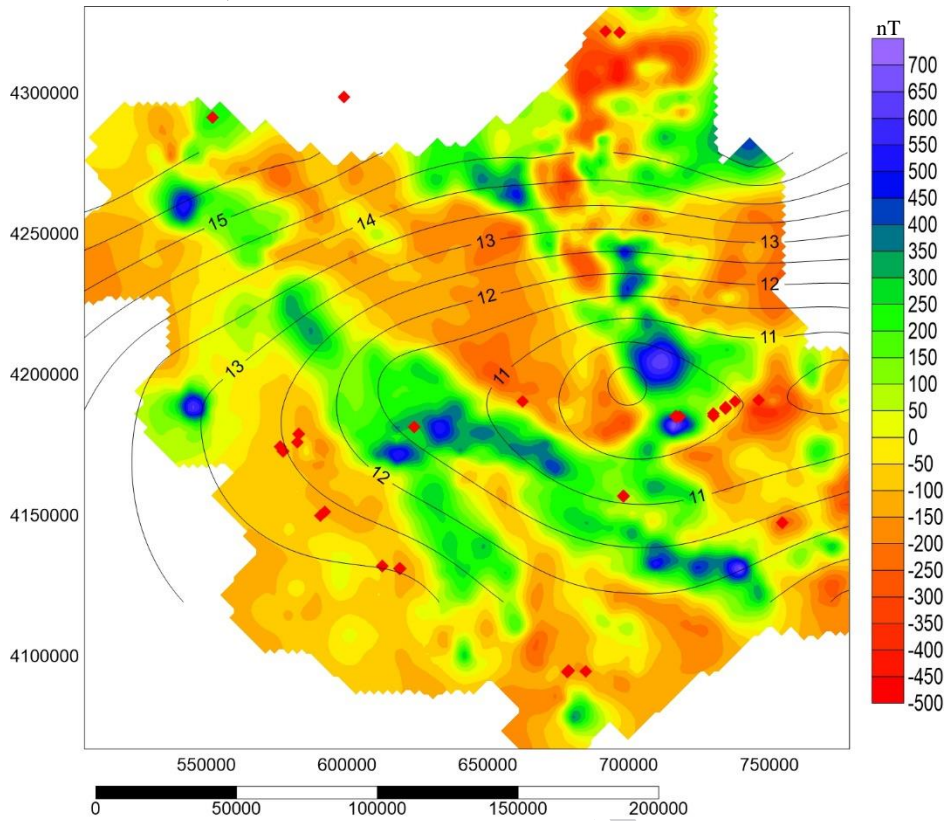
با توجه به نتایج بدست آمده در جدول (۲) منحنی‌های تراز عمق کوری در منطقه‌ی مورد مطالعه تهیه شده است. به منظور اکتشاف مناطق دارای پتانسیل جهت اکتشاف منابع زمین‌گرمایی این منحنی‌ها بر روی نقشه‌ی شدت میدان مغناطیسی کل پیاده سازی شده است. نتیجه‌ی حاصل در شکل (۱۰) ارائه شده است.

ذکر این نکته حائز اهمیت است که ابعاد نقشه عمق کوری کوچک‌تر از پنجره‌های ایجاد شده است، زیرا عمق کوری به مرکز پنجره نسبت داده می‌شود. عمق کوری ارتباط مستقیم با جریان حرارتی و گرادیان حرارتی دارد. از این رو کم بودن مقادیر عمق کوری نشان از فعالیت بالای دمایی در عمق است.

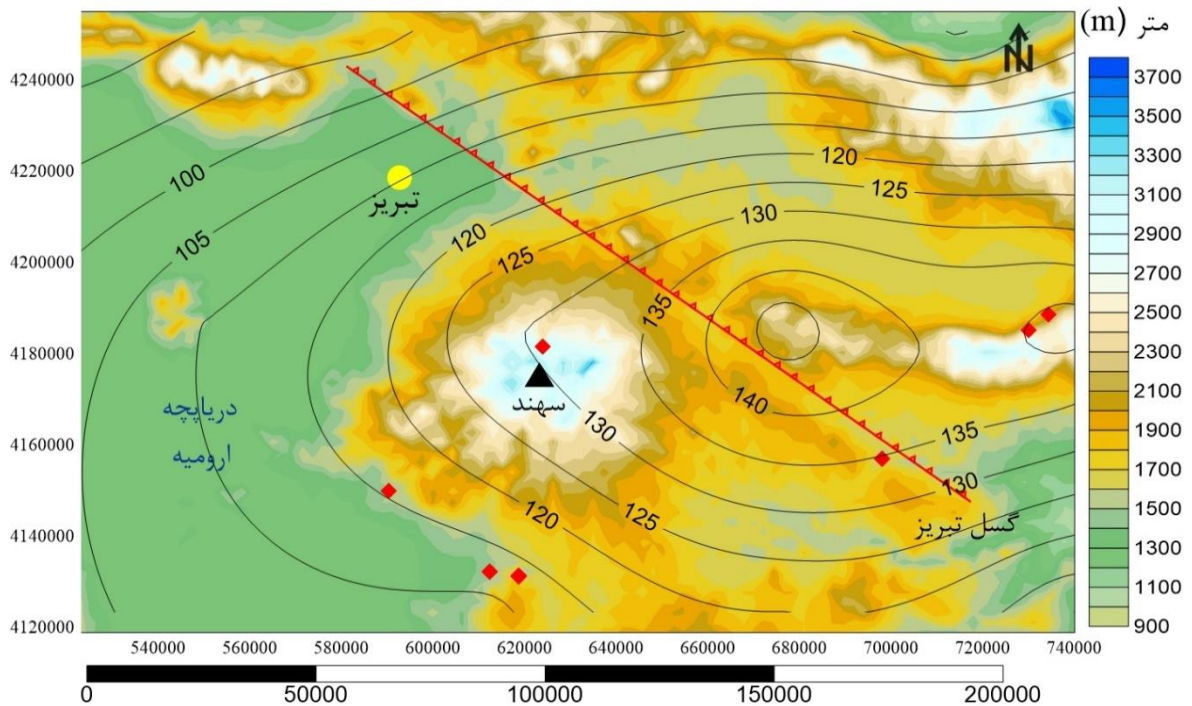
با توجه به نقشه خطوط تراز عمق کوری می‌توان این نتیجه را گرفت که در قسمت مرکز منطقه مورد مطالعه حد فاصل قله‌های سهند و سیلان عمق کوری مقادیر کمتری را نشان می‌دهد. کم بودن عمق کوری نشان از بالا بودن گرادیان حرارتی، جریان حرارتی و فعالیت دمایی در منطقه است.

به منظور محاسبه مقادیر جریان حرارتی در منطقه با استفاده از نتایج بدست آمده از تخمین عمق کوری از قانون جریان حرارتی فوریه استفاده شده است. جریان حرارتی (q) با در اختیار داشتن گرادیان

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۱، ۱۳۹۸.



شکل ۱۰: نقشه تراز خطوط عمق کوری بر روی نقشه آنومالی باقیمانده مغناطیسی. لوزی‌های قرمز رنگ محل وجود چشمه‌های آب گرم را نشان می‌دهند.



شکل ۱۱: نقشه‌ی تغییرات خطوط تراز جریان حرارتی بر روی نقشه‌ی توپوگرافی شمال غرب ایران تهیه شده از مدل رقومی ارتفاع ۹۰ متر سازمان زمین‌شناسی کشور. قله‌ی سهند در مرکز نقشه و قله‌ی سبلان در قسمت شمال شرق نقشه مشاهده می‌شود (فاصله خطوط کنتوری $5\text{mW} / \text{m}^2$ می‌باشد).

تخمین عمق نقطه‌ی کوری (عدم توانایی در اندازه‌گیری مستقیم پارامتر فرکتالی) مرتفع می‌شود.

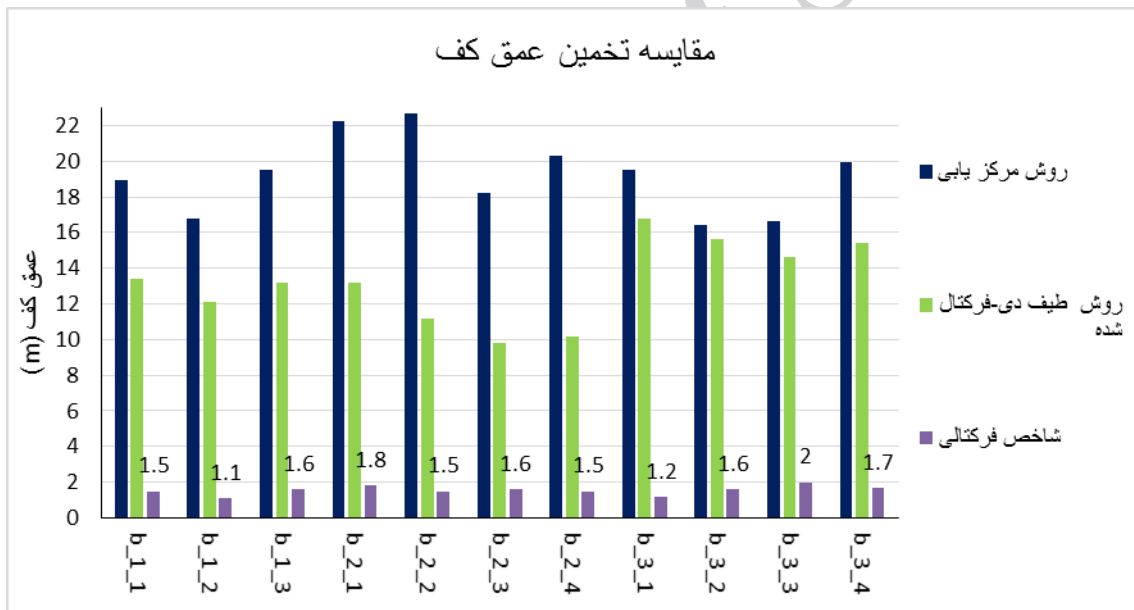
شکل ۱۲ مقایسه مقادیر تخمین عمق بالا و کف که توسط روش مرکز یابی و طیف دی-فرکتال شده صورت گرفته است، را نشان می‌دهد. مقادیر تخمین زده شده توسط روش مرکز یابی (به دلیل در نظر گرفتن خاصیت فرکتالی سنگ‌ها) مقادیر به مراتب بالاتری را نسبت به روش طیف دی-فرکتال نشان می‌دهد. به همین دلیل در این تحقیق نقشه‌ی خطوط تراز عمق کوری و جریان حرارتی در منطقه با استفاده از نتایج بدست آمده از روش طیف دی-فرکتال شده تهیه شده است.

با توجه به شکل ۱۰ و شکل ۱۱ خطوط تراز عمق نقطه‌ی کوری و جریان حرارتی در قسمت شرق قله‌ی سهند و جنوب غرب قله‌ی سلان کمترین مقدار را از خود نشان می‌دهد. که دلیل این موضوع فعالیت دمایی بالای این دو قله‌ی آتشفشانی در عمق است. تخمین عمق نقطه‌ی کوری از مراحل اولیه اکتشاف مناطق مستعد منابع زمین‌گرمایی به شمار می‌رود. هدف ما در این تحقیق معرفی مناطقی مستعد منابع زمین‌گرمایی است.

در شکل ۵ نحوه‌ی پنجره گذاری ارائه شده است. عمق نقطه‌ی کوری به مرکز پنجره نسبت داده می‌شود به همین دلیل محدوده‌ی نقشه‌ی تراز عمق کوری و جریان حرارتی که در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ مشاهده می‌شود از هر سمت تقریباً ۵۰ کیلومتر کوچک‌تر از منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد.

در این تحقیق تخمین عمق نقطه‌ی کوری با دو روش مرکز یابی و روش استفاده از طیف دی-فرکتال شده انجام شده است. استفاده از روش مرکز یابی به دلیل مشکل بودن انتخاب بازه‌ی عدد موج مناسب برای تخمین عمق بالا و متوسط روش مطمئنی نمی‌باشد و می‌توان این روش را یک روش سلیقه‌ای در نظر گرفت.

همان‌طور که اشاره شد پارامتر فرکتالی β به صورت مستقیم قابل اندازه‌گیری نمی‌باشد، حتی محاسبه‌ی آن با روش‌های وارون‌سازی مشکلات خاص خود را دارد (Bansal et. al 2011). سالم و همکاران (۲۰۱۴) با ارائه روش طیف دی-فرکتال شده اثر فرکتالی را از روی طیف توان میانگین شعاعی حذف کردند. با این کار مشکل اصلی روش‌های



شکل ۱۲: مقایسه نتایج بدست آمده از تخمین عمق کوری توسط دو روش مرکز یابی و طیف دی-فرکتال شده

شعاعی خود مشکلاتی را برای تخمین عمق به وجود می‌آورد، اما حذف کردن اثر آن نیز به طبع مشکلاتی دارد. تا کنون روش خاصی برای بدست آوردن مستقیم پارامتر فرکتالی ارائه نشده است. استفاده از روش طیف دی-فرکتال شده بهترین راه حل ارائه شده برای بدست آوردن پارامتر

۷- نتیجه‌گیری

در مورد مزایا و معایب روش‌های مرکز یابی و طیف دی-فرکتال شده بحث‌های زیادی وجود دارد که در این تحقیق هدف بررسی بیشتر مزایا و معایب این دو روش بوده است. حذف نکردن اثر فرکتالی از طیف توان

Bansal, A. R., Gabriel G. Dimri V. P., and Krawczyk C. M., 2011, Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: An application to aeromagnetic data in Germany, *Geophysics*, 76 (3), 11-22.

Blakely, R.J., 1988, Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada, *J. Geophys. Res.*, 93 (11), 832.

Bouligand, C., Jonathan M., Glen G., and Blakely J. R., 2009, Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization, *J. Geophys. Res*, 25(1), 125.

Fedi, M., Quarta, T., and De Santis, A., 1997, Improvements to the Spector and Grant method of source depth estimation using the power law decay of magnetic field power spectra, *Geophysics*. 62, 1143-1150.

Hisarli, Z.M., Dolmaz, M.N., Okyar, M., Etiz, A., and Orbay, N., 2011, Investigation into regional thermal structure of the Thrace Region, NW Turkey, from aeromagnetic and borehole data, *Stud. Geophys. Geod*, 56, 269-291.

Maus, S., Gordon, D., and Fairhead, D., 1997, Curie temperature depth estimation using a self-similar magnetization model, *Geophys. J. Int.* 129, pp 163-168.

Okubo, Y., Graf, R. J., Hansent, R. O., Ogawa, K., and Tsu, H., 1985, Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas Japan, *Geophysics*. 53, 481-494.

Pilkington, M., and Todoeschuck, J. P., 1990, Stochastic inversion for scaling geology, *Geophys. J. Int.*, 102 (1) 205-217.

Rvat, D., 2004, Constructing full spectrum potential-field anomalies for enhanced geodynamical analysis through integration of surveys from different platforms (INVITED), *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract G44A-03.

Ravat, D., Pignatelli A., Nicolosi I., and Chiappini, M., 2007,

فراکتالی است. پارامترهای فرکتالی در این تحقیق با استفاده از روش طیف دی-فرکتال شده بین ۲/۱ تا ۳ به دست آمده است.

همچنین با استفاده از روش طیف دی-فرکتال شده عمق بالای بی‌هنجاری‌های مغناطیسی بین ۲/۵ تا ۳/۸ کیلومتر و عمق کوری بین ۹/۸ تا ۱۶/۸ کیلومتر تخمین زده شد. کمترین و بیشترین مقدار جریان حرارتی به ترتیب در $۸۰\text{mW}/\text{m}^2$ شمال غرب منطقه و $۱۴۲\text{mW}/\text{m}^2$ در شرق و مرکز منطقه‌ی مورد مطالعه وجود دارند.

با توجه به اطلاعات به دست آمده از نقشه‌ی جریان حرارتی باید گفت که تمام منطقه‌ی مورد مطالعه دارای پتانسیل بسیار بالایی جهت انجام کارهای اکتشافی بعدی می‌باشد. محدوده‌ی شرق قله‌ی سه‌پند و جنوب غرب قله‌ی سبلان به عنوان مناطق پیشنهادی جهت انجام اکتشافات بیشتر معرفی می‌شوند. از نتایج بدست آمده می‌توان به عنوان یک لایه‌ی اکتشافی در مراحل بعدی اکتشاف استفاده کرد.

۸- منابع

آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۴، زمین‌شناسی ایران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

حیدرنژاد، پ.، و نجاتی، ع.، ۱۳۹۴، تخمین عمق دمای کوری با استفاده از آنالیز طیفی داده‌های مغناطیس هواپرد جهت اکتشاف نقاط مستعد ذخایر ژئوترمال، اولین کنگره بین‌المللی زمین، فضا و انرژی پاک ۱۳۹۴.

خجم لی، الف.، مرادزاده، ع. و نجاتی، ع.، ۱۳۹۳، تخمین عمق نقطه کوری با روش مدل‌سازی پیش‌رو پیک طیفی: داده‌های مغناطیس هوایی استان اردبیل (مطالعه موردی)، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین ۱۳۹۳.

خجم لی، الف.، مرادزاده، ع. و نجاتی، ع.، ۱۳۹۴، بهبود تعیین عمق نقطه کوری منابع مغناطیسی جهت شناسایی مناطق مستعد انرژی زمین گرمایی، "رساله دکتری"، مهندسی اکتشاف معدن، دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی شاهرود.

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰، زمین‌شناسی ایران، نشر دانش امروز. (وابسته به مؤسسه انتشارات امیرکبیر) تهران.

کساییان، م.، مرادزاده، ع.، ۱۳۹۲، تخمین عمق نقطه کوری و اکتشاف نقاط مستعد ذخایر ژئوترمال در اردبیل، نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، اسفند ۱۳۹۲.

Afshar A., Norouzi, G.H. Moradzadeh A., Riahi, M.A., Porkhail, S., 2016, Curie point Depth, Geothermal Gradient and heat- Flow estimation and Geothermal Anomaly exploration from integrated analysis of aeromagnetic and gravity data on the Sabalan Area NW Iran, *Pure applied geophys*, DOI: 10.1007/s00024-016-1448-z.

Aydin, I. and Oksum, E., 2010, Exponential approach to estimate the Curie-temperature depth, *J. Geophys. Eng.*, 7, 113-125.

حیدر نژاد صنمی و نجاتی کلاته، تخمین پارامتر فرکتالی و عمق کوری منابع مغناطیسی با استفاده ...، صفحات ۵۷-۷۲

A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data, *Geophys. J. Int.*, 169, 421-434.

Salem, A., Green, C., Ravat, D., Singh, K. H., East, P., Fairhead, J. D., Mogren, S. and Biegert, E., 2014, Depth to Curie temperature across the central Red Sea

Spector, A., and Grant, F. S., 1970, Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data, *Geophysics*. 35, 293-302

Archive of SID



Estimation of fractal parameter and Curie point depth of magnetic sources using de-fractal approach in East Azarbaijan Province, Iran

Peyvand Heidarnejad Sanami^{1*} and Ali Nejati Kalate²

1- M.Sc. graduated, School of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

2- Associate Professor, School of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Received: 17 June 2017; Accepted: 10 January 2018

Corresponding author: peyvand7010@gmail.com

Keywords

Fractal parameter
Aeromagnetic data
Geothermal resources
Power spectrum
De-fractal Power Spectra
East Azarbaijan

Summary

The East Azarbaijan geothermal area is located in northwest of Iran, which hosts several hot springs. It is situated mostly around the Sabalan and Sahand mountains. The Sabalan and Sahand geothermal area is now under investigation for the geothermal electric power generation. It is characterized by high thermal gradient and high heat flow. In this study, our aim is to determine the fractal parameter and top and bottom depths of the magnetic sources. A modified spectral analysis technique named “de-fractal spectral depth method” is developed and used to estimate the top and bottom depths of the magnetized layer. A mathematical relationship is used between the observed power spectrum (due to fractal magnetization) and an equivalent random magnetization power spectrum. The de-fractal approach removes the effect of fractal magnetization from the observed power spectrum, and estimates the parameters of the depth to top and depth to bottom of the magnetized layer using iterative forward modelling of the power spectrum. This approach is applied to the aeromagnetic data of the East Azarbaijan Province. The obtained results indicated variable magnetic bottom depths ranging from 9.8 km to about 16.8 km. In addition, the fractal parameter was found to vary from 1.6 to 3 within the study area.

Introduction

The interpretation of potential fields is generally carried out in the frequency domain due to (1) simplicity in the implementation of signal processing tools, and (2) easy and concise characterization of potential field signals caused by a large variety of source models. In the frequency domain, the geophysical source parameters such as density have been assumed as uncorrelated distribution. To the contrary, source distribution of the physical parameters is correlated following the scaling or fractal laws.

Fractal source distributions have power spectra proportional to $k^{-\beta}$, where k is the wave number (i.e. length of the wave vector) and β denotes the respective fractal parameter. This has been discovered by the detailed analysis of the densities and susceptibilities of several borehole data around the world including the German continental deep drilling program in southeastern Germany. The fractal parameter reflects the proportion of long and short wavelength variations of a signal. The higher the value of the fractal parameter, the stronger is the relative intensity of the long wavelength variations of the signal.

The main objective of the current work is to develop an algorithm for estimation of the fractal parameter using a de-fractal spectral analysis of the aeromagnetic data from the study area in order to determine the bottom depths of magnetic sources. This approach for analysis of magnetic data assumes that the observed power spectrum is equivalent to the random magnetization model multiplied by the effect of fractal magnetization. It is believed that the de-fractal method can reduce the ambiguity related to the selection of fractal parameter to provide an estimate of bottom depths of magnetic sources more reasonable than the estimates using conventional methods. However, the ability of the de-fractal method has not been verified so much in practical exploration applications. Hence, in this work, an attempt has been

made to use this approach to remove the effect of fractal magnetization from the power spectrum of real magnetic data to have a reasonable depth estimate of magnetic sources.

Methodology and Approaches

In the last four decades, variations on several methods have been proposed and applied for estimation of the bottom depths (z_b) of magnetic sources using azimuthally averaged Fourier spectra of magnetic anomalies. The mathematical formulae of these methods are based on assumptions of flat layers with particular distributions of magnetization, namely: 1) random (uncorrelated) magnetization models or 2) self-similar (fractal) magnetization model. The idea of using models with fractal magnetization distribution comes from the concept of self-similarity.

The de-fractal method is based on the assumption that the observed power spectrum is adequately represented by a simplification of the fractal magnetization power spectrum where the magnetization in the x and y directions is fractal and is constant in the z direction. In this case, the observed power spectrum is equivalent to the result of power spectral density of the random magnetization model multiplied by $k\alpha$. Having removed the fractal effect, one can treat the resulting de-fractal power spectrum as though it was the power spectrum of a random magnetization model. The present approach can be considered as a correction to the power spectrum of the magnetic field for the fractal distribution of magnetization.

Results and Conclusions

In this work, we have determined the bottom depths to magnetic sources using de-fractal spectral analysis method. This method applies a transformation to the observed magnetic field based on an estimated fractal parameter such that the power spectrum resembles the power spectrum that would be generated by a random magnetization distribution. The advantages of this method are that the range of the feasible de-fractal parameters can be estimated, and the bottom depths of the magnetic sources or anomalies are obtained based on simultaneously estimating the depth values from the centroid method and visual inspection of the forward modeling of the spectral peak. The method has been applied to 50% overlapping 11 blocks having 100 * 100 square km dimensions of aeromagnetic data in Ardabil area. As a result, the fractal parameter has been determined between 1.6 and 3. The obtained results also indicate that the bottom depths of sources of the magnetic anomalies vary from 9.8 km to about 16.8 km.
