

الله الرحمن الرحيم





دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد مغناطیس‌سنجی

تخمین عمق کوری با استفاده از آنالیز طیفی داده‌های مغناطیس هوابرد جهت  
اکتشاف مناطق مستعد منابع زمین‌گرمایی شمال غرب ایران

نگارنده: سینا شیرانی

استاد راهنما:

دکتر علی نجاتی کلاته

شهریور ۱۳۹۷

شماره: ۳۰۹۸ / ۱۷۰۴  
تاریخ: ۹۷/۱۴

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

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

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای سینا شیروانی با شماره دانشجویی ۹۵۰۸۹۳۴ رشته ژئوفیزیک گرایش ژئومغناطیس تحت عنوان تخمین عمق کوری با استفاده از آنالیز طیفی داده‌های مغناطیس هوابرد جهت اکتشاف مناطق مستعد منابع زمین گرمایی شمالغرب ایران که در تاریخ ۹۷/۶/۱۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

قبول (با درجه: عالی) <input checked="" type="checkbox"/>	مردود <input type="checkbox"/>
نوع تحقیق: نظری <input checked="" type="checkbox"/>	عملی <input type="checkbox"/>

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر علی نجاتی کلانه	دانشیار	
۲- استاد راهنمای دوم	---	---	---
۳- استاد مشاور	---	---	---
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر احمد واعظیان	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر محمد رداد	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده:

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می‌تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

تقدیم بہ

پروماد نزر کو ارم

## مشکر و قدردانی

مشکر و سپاس بی پایان مخصوص خدایی است که بشر را آفریده و به او قدرت اندیشیدن داده و توانایی های بالقوه را در وجود انسان قرار داده و او را امر به تلاش و کوشش نموده و راهنمایی را برای هدایت بشر فرستاده است.

پس از ارادت حاضرانه به نگاه خداوند بی همتا لازم است از پدر و مادر عزیزم به خاطر زحمات بی دریغشان مشکر کنم.

از استاد راهنمای ارجمندم جناب آقای دکتر علی نجابتی کلاته بخاطر سه صدرور، نمودهای دلسوزانه که در تهیه این تحقیق مرا مورد لطف خود قرار دادند و راهنمایی های لازم را نمودند کمال مشکر و قدردانی را دارم، موفقیت همگان را از درگاه احدیت خواهانم.

در نهایت از برادران عزیزم بخاطر حمایت ایشان بسیار سپاسگزارم.

## تعهد نامه

اینجانب سینا شیرانی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تخمین عمق کوری با استفاده از آنالیز طیفی داده‌های مغناطیس هوابرد جهت اکتشاف مناطق مستعد منابع زمین‌گرمایی شمال غرب ایران تحت راهنمایی آقای دکتر علی نجاتی کلاته متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد 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 بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای آنها ) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- 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 می‌باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود . استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

در این پایان نامه استفاده از داده‌های مغناطیسی هوابرد به دلیل پوشش مناطق وسیع و با بکار بردن تحلیل‌های طیفی بر روی این داده‌ها کمک شایانی به روند تخمین عمق هم دمای کوری می‌کند. اولین مدل‌های ارائه شده توسط دانشمندان علوم زمین، مغناطش پوسته‌ی زمین را کاملاً تصادفی و غیر همبسته و طیف توان داده‌های مغناطیسی را نوعی نویز سفید فرض می‌کرد، اما در مدل‌های اخیر رفتار فرکتال گونه‌ای برای مغناطش پوسته و میدان مغناطیسی ناشی از آن در نظر گرفته شده و تخمین عمق با توجه به این نظریه انجام شده است. در این پایان نامه ما از هر دو مدل به طور جداگانه استفاده کرده و نتایج را ارائه نموده‌ایم. بدین منظور ابتدا نقشه‌ی شدت میدان مغناطیسی را برای شمال غرب ایران تهیه کردیم. پس از اعمال تصحیحات و انجام پردازش‌های مورد نیاز منطقه را به  $80 \times 80$  کیلومتر مربع تقسیم کردیم. سپس با استفاده از نرم افزار Oasis بلوک مغناطیسی با ابعاد  $80 \times 80$  کیلومتر مربع تقسیم کردیم. سپس با استفاده از نرم افزار Oasis Montaj لگاریتم طیف توان میانگین شعاعی را بدست آوردیم. در ادامه با استفاده از این مقادیر به عنوان ورودی برای برنامه‌ی نوشته شده در محیط Matlab، میانگین شعاعی لگاریتم طیف توان را برای هر یک از بلوک‌ها محاسبه نمودیم. سپس با بهره بردن از هر یک از روش‌های مرکزبایی و مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی و طیف دی‌فرکتال شده، عمق بالا، عمق متوسط، عمق کف و همچنین پارامتر فرکتالی را تعیین نمودیم. نتایج حاصل شده برای عمق بالا و کف منابع مغناطیسی را به ترتیب  $9/13-2/9$  ،  $7/13-9/8$  و  $9/12-2/7$  کیلومتر برای هریک از روش‌های بکار برده شده متغیر می‌باشد. همچنین مقادیر پارامتر فرکتالی در بازه‌ی  $1/1-3/2$  قرار دارد. با تهیه‌ی نقشه‌های عمق کوری و جریان حرارتی برای منطقه‌ی مورد مطالعه، به نظر می‌رسد تمام این منطقه دارای پتانسیل برای اکتشافات زمین‌گرمایی و انجام پروژه‌های تکمیلی می‌باشد، اما دو ناحیه به عنوان مناطقی با کمترین میزان عمق کوری که در شمال شرق و جنوب غربی ناحیه‌ی مورد مطالعه (شمال غرب ایران - استان‌های آذربایجان



شرقی و اردبیل) می‌باشند، دارای اهمیت بیشتری برای انجام مطالعات و اکتشافات بعدی زمین‌گرمایی می‌باشد.

**کلمات کلیدی:** عمق نقطه‌ی کوری، زمین‌گرمایی، پارامتر فرکتالی، طیف توان میانگین شعاعی، گرادیان حرارتی، جریان حرارتی.

# لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

۱- شیرانی، سینا؛ نجاتی کلاته، علی؛ محمدزاده مقدم، محمد، (۱۳۹۷)، >> استفاده از مدلسازی پیشرو در تخمین عمق کوری میدان‌های ژئوترمال <<. هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، دانشگاه تهران.

# فهرست مطالب

## فصل اول : کلیات

- ۱
- ۱-۱ مقدمه ..... ۲
- ۲-۱ عمق کوری و ارتباط آن با عمق شکنندگی لیتوسفر و نوع تغییر شکل و لرزه‌خیزی در یک منطقه ..... ۳
- ۳-۱ ارتباط عمق کوری با مناطق دارای فعالیت‌های آتشفشانی و اکتشافات زمین‌گرمایی ..... ۵
- ۴-۱ روش مغناطیس‌سنجی هوابرد و تعیین عمق نقطه‌ی کوری ..... ۶
- ۵-۱ بیان مسأله ..... ۷
- ۶-۱ هدف، ضرورت انجام تحقیق و روش تحقیق ..... ۸
- ۷-۱ ساختار پایان نامه ..... ۱۰

۱۳

## فصل دوم : تئوری روش تحلیل طیف توان

- ۱-۲ مقدمه ..... ۱۴
- ۲-۲ تبدیل فوریه‌ی توابع غیرتناوبی ..... ۱۴
- ۳-۲ توابع تصادفی ..... ۱۷
- ۴-۲ تئوری وینر ..... ۱۷
- ۵-۲ تئوری فوریه-هم‌آمیخت ..... ۱۸
- ۶-۲ تبدیل فوریه‌ی گسسته ..... ۱۹
- ۷-۲ دگرنامی و فرکانس نایکوئیست ..... ۲۰
- ۸-۲ دو قطبی مغناطیسی ..... ۲۱
- ۹-۲ خطی قائم از دو قطبی‌ها ..... ۲۲
- ۱۰-۲ چشمه‌های دوبعدی ..... ۲۳

- ۱۱-۲ لایه‌ی افقی با مغناطیس‌شدگی تصادفی ..... ۲۴
- ۱۲-۲ اهمیت ترتیب اعمال میانگین شعاعی و لگاریتم ..... ۲۸
- ۱۳-۲ لزوم یا عدم لزوم استفاده از عملگر کاهش به قطب ..... ۲۹
- ۱۴-۲ روش اسپکتور و گرنت ..... ۳۰
- ۱۵-۲ روش پیک طیفی ..... ۳۲
- ۱۶-۲ مدلسازی پیشرو پیک طیف ..... ۳۴
- ۱۷-۲ روش مرکزبایی ..... ۳۵
- ۱۸-۲ روش مرکزبایی اصلاح شده ..... ۳۸
- ۱۹-۲ روش تخمین عمق با طیف دی‌فرکتال شده ..... ۴۰
- ۲۰-۲ مروری بر محاسبه‌ی عمق کوری و تهیه‌ی نقشه‌ی جریان حرارتی در مناطق مستعد منابع زمین‌گرمایی ..... ۴۲
- ۱-۲۰-۲ بررسی ساختارهای حرارتی و تعیین عمق کوری برای شمال چین ..... ۴۲
- ۳-۲۰-۲ ارزیابی عمق نقطه‌ی کوری جریان حرارتی و گرادیان حرارتی در تایوان با استفاده از آنالیز طیفی ..... ۴۵

## ۴۷ فصل سوم : استفاده از تئوری فرکتال‌ها در روش تحلیل طیفی

- ۱-۳ مقدمه ..... ۴۸
- ۲-۳ تعریف هندسه‌ی فرکتالی ..... ۴۹
- ۱-۲-۳ خودهمانندی در اشکال هندسی ..... ۴۹
- ۲-۲-۳ آرایش تکرار شونده ..... ۴۹
- ۳-۲-۳ بعد فرکتالی ..... ۵۰
- ۴-۲-۳ فرکتال‌های خود متمایل ..... ۵۲
- ۳-۳ تئوری فرکتال در روش تحلیل طیفی ..... ۵۳

فصل ۴: تخمین عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی شمال غرب ایران ۵۹

- ۱-۴ مقدمه ..... ۶۰
- ۲-۴ موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه و زمین‌شناسی شمال غرب ایران ..... ۶۰
- ۳-۴ داده‌ها ..... ۶۳
- ۴-۴ تصحیح داده‌ها ..... ۶۵
- ۵-۴ انتخاب ابعاد پنجره ..... ۶۷
- ۶-۴ محاسبه‌ی میانگین شعاعی طیف توان ..... ۶۸
- ۷-۴ تخمین عمق به روش مرکزیابی ..... ۷۰
- ۸-۴ تخمین عمق به روش مدل‌سازی پیشرو ..... ۷۲
- ۹-۴ تخمین عمق با روش دی‌فرکتال شده ..... ۷۵

فصل ۵: تهیه‌ی نقشه‌ی عمق کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی در منطقه ۵۹

- ۱-۵ مقدمه ..... ۸۰
- ۲-۵ تهیه‌ی نقشه‌ی عمق نقطه‌ی کوری ..... ۸۰
- ۳-۵ تهیه‌ی نقشه‌ی گرادیان حرارتی ..... ۸۳
- ۴-۵ تهیه‌ی نقشه‌ی جریان حرارتی سطحی ..... ۸۵
- ۵-۵ نتیجه‌گیری ..... ۸۷
- ۶-۵ اعتبار سنجی ..... ۸۷

فصل ۶: نتیجه‌گیری و پیشنهادها ۵۹

- ۱-۶ مقدمه ..... ۹۰
- ۲-۶ نتایج ..... ۹۰
- ۳-۶ پیشنهادات ..... ۹۲
- ۳-۶ مراجع ..... ۹۲

## فهرست جداول

- جدول ۴-۱: نتایج حاصل از روش مرکزبایی برای منطقه‌ی مورد مطالعه  
۷۲
- جدول ۴-۲: نمایش مقادیر عمق کوری و عمق بالای لایه‌ی مغناطیسی به همراه جریان و گرادیان  
حرارتی برای هر یک از بلوکها.  
۷۴
- جدول ۴-۳: نمایش مقادیر عمق کوری و عمق بالای لایه‌ی مغناطیسی به همراه مقادیر پارامتر  
فرکتالی.  
۷۷

## فهرست اشکال

- شکل ۱-۲: لایه‌ی مغناطیسی افقی با ضخامت محدود. خط تیره رنگ بالایی سطح زمین  $zt$  عمق فوقانی،  $zo$  عمق میانی و  $zb$  عمق پایینی لایه‌ی مغناطیسی است. ۲۴
- شکل ۲-۲: نمودار  $|\sinh kd - kd|$  بر حسب  $\lambda/2d$  برای تخمین بهترین محل برازش خط راست بر روی داده‌ها. همانطور که از شکل مشخص است، زمانیکه نسبت طول موج داده‌ها به ضخامت لایه حدود ۱۵ برابر میشود، می‌توان گفت رابطه‌ی  $\sinh kd = kd$  با تقریب خوبی برقرار است. ۲۷
- شکل ۳-۲: توزیع داده‌های طیف توان (الف) قبل و (ب) بعد از لگاریتم‌گیری (با تغییر- مائوس و دیمری (۱۹۹۵)) محور افقی لگاریتم توان و محور قائم تعداد داده‌ها در هر بازه را نشان میدهد. همانگونه که دیده میشود، بعد از لگاریتم‌گیری توزیع داده‌ها نرمالتر میشود. ۲۹
- شکل ۴-۲: بهبود تخمین عمق روش اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) با استفاده از تصحیح قانون توان. دایره کوچک ( $hd$ ) روی خط بیانگر عمق واقعی و تخمین‌های عمق روش اسپکتور و گرنت ( $hs$ ) با علامت  $\times$  مشخص شده‌اند. ۳۳
- شکل ۵-۲: مثالی از مدلسازی پیشرو پیک طیفی، طیف فوریه (خطوط توپر پیوسته) و طیف مدل شده (خط چین). خط راست در بازه‌ی  $1/0 - 2/0$  عدد موج، شیب خطی است که برای محاسبه‌ی عمق بر اساس روش‌های اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰)، باتاچاریا و لیو (۱۹۷۷) و اوکیوبو و همکاران (۱۹۸۵) می‌باشد. ۳۵
- شکل ۶-۲: طیف‌های توان در مقابل عدد موج برای بلوک‌های متفاوت جهت نشان دادن پیک‌های طیفی. ۳۹
- شکل ۷-۲: فلوجارت روش دیفرکتال شده جهت تخمین عمق کف منابع مغناطیسی. ۴۱
- شکل ۸-۲: نقشه‌ی آنومالی مغناطیسی منطقه‌ی مورد مطالعه که نقاط مشکی نشان دهنده‌ی مرکز هر کدام از پنجره‌ها میباشد. ۴۲
- شکل ۹-۲: نقشه‌ی عمق کوری برای شمال چین. نقاط آبی نشان دهنده‌ی مقدار جریان حرارتی با توجه به اندازه‌ی آنها در هر ناحیه میباشد. ۴۳
- شکل ۱۰-۲: نقشه‌ی برگردان به قطب شده منطقه‌ی داده‌های مغناطیس هوایی مورد مطالعه. ۴۴
- شکل ۱۱-۲: نقشه‌ی عمق کوری منطقه‌ی مورد مطالعه. ۴۴

- شکل ۲-۱۲: نقشه‌ی گرادیان حرارتی در منطقه‌ی مورد مطالعه]. ۴۵
- شکل ۲-۱۳: نقشه‌ی آنومالی مغناطیسی برگردان به قطب شده ناحیه‌ی مورد مطالعه. (الف) بخش زمینی داده‌های مغناطیسی، (ب) بخش دریایی داده‌های مغناطیسی]. ۴۶
- شکل ۲-۱۴: (الف) نقشه‌ی عمق کوری تایوان (دایره‌ها نشان دهنده‌ی چشمه‌های آبگرم و مثلث نشان دهنده‌ی آتشفشان مود. شکل بیضی **AZ** نشان دهنده‌ی مناطق لرزه‌خیز و خطوط مشکی نشان دهنده‌ی گسل‌های منطقه‌ی مورد مطالعه میباشد.)، (ب) نشان دهنده‌ی گرادیان حرارتی بدست آمده از نقشه‌ی عمق کوری میباشد. (ج) جریان حرارتی سطحی با مقدار هدایت گرمایی  $W/9mK$ . ۴۶
- شکل ۳-۱: عکس هوایی از ساحل دریا در فلوریدا، مثالی از رفتار فرکتال گونه طبیعت. ۴۸
- شکل ۳-۲: خود همانندی فرکتالها. ۴۹
- شکل ۳-۳: آرایش تکرار شونده ۴۹
- شکل ۳-۴: پاره خط ۵۰
- شکل ۳-۵: مراحل تولید یک فرکتال خود متمایل. ۵۳
- شکل ۳-۶: نمایشی از دو مدل توزیع تصادفی و توزیع فرکتالی. ۵۶
- شکل ۴-۱: نقشه‌ی واحدهای ساختاری ایران (با تغییر از سازمان زمین شناسی کشور) ۶۱
- شکل ۴-۲: نقشه‌ی توزیع زلزله‌ها با دامنه‌های متفاوت بر روی واحد ساختاری شمالغرب کشور. **NFT** گسل شمال تبریز، **RFZ** منطقه‌ی گسلی ریحانه، **SF** گسل سنگاور، **BF** گسل بزگوش، **TFZ** ناحیه‌ی گسل تالش و **MFZ** ناحیه‌ی گسلی منجیل میباشد. ۶۲
- شکل ۴-۳: نقشه‌ی زمین شناسی شمالغرب کشور به همراه نمایش سه بعدی از این ناحیه ۶۳
- شکل ۴-۴: نقشه‌ی مرز بلوکهای پروازی ۵/۷ کیلومتر ایران-مرز هر یک از بلوکهای برداشتی با خطوط آبی رنگ و نام هر کدام از آنها با رنگ مشکی درون هر کدام نمایش داده شده است. اعداد نارنجی رنگ، نشان دهنده‌ی شماره پهنه‌ی **UTM** است ۶۵
- شکل ۴-۵: شماره‌ی پنجره‌ها، نحوه‌ی پنجره‌گذاری و محل قرارگیری پنجره‌ها. ۶۷
- شکل ۴-۶: میانگین شعاعی طیف توانها همراه با نقشه‌ی شدت میدان مغناطیسی برگردان به قطب برای بلوکهای (الف) شماره‌ی ۸، (ب) شماره‌ی ۲۳ و (ج) شماره‌ی ۴۴. ۶۹



- شکل ۴-۷: تخمین عمق مرکزی و عمق بالای لایه‌ی مغناطیسی برای بلوکهای (الف) شماره‌ی ۸، (ب) شماره‌ی ۲۳ و (ج) شماره‌ی ۴۴. ۷۱
- شکل ۴-۸: تخمین عمق بالا و کف لایه‌ی مغناطیسی به وسیله‌ی مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی به ترتیب برای بلوکهای (الف) شماره‌ی ۸، (ب) شماره‌ی ۲۳، (ج) شماره‌ی ۴۴. ۷۳
- شکل ۴-۹: مقایسه‌ی طیف توان دیفرکتال شده برای بلوک شماره‌ی ۴۰ با استفاده از مقادیر مختلفی از پارامتر فرکتالی (الف) ۱، (ب) ۲، (ج) ۳ و (د) ۳/۳. ۷۶
- شکل ۵-۱: نقشه‌ی منحنیهای میزان عمق کوری با استفاده از روش مرکزبایی (فاصله‌ی خطوط کنتوری ۲/۰ کیلومتر میباشد)، مثلثهای مشکی نشان دهنده‌ی قله‌ی سبلان و سه‌ند میباشدند. ۸۱
- شکل ۵-۲: نقشه‌ی منحنیهای میزان عمق کوری با استفاده از مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی (فاصله‌ی خطوط کنتوری ۲/۰ کیلومتر میباشد)، مثلثهای مشکی نشان دهنده‌ی قله‌ی سبلان و سه‌ند میباشدند. ۸۲
- شکل ۵-۳: نقشه‌ی منحنیهای میزان عمق کوری با استفاده از روش طیف دیفرکتال شده (فاصله‌ی خطوط کنتوری ۲/۰ کیلومتر میباشد). ۸۲
- شکل ۵-۴: (الف) گمانه‌های دمایی چاه در حالت پایدار در میدان زمین‌گرمایی سبلان. (ب) تغییرات حرارتی در چاه. **N58**. [۵۱]. ۸۳
- شکل ۵-۵: نقشه‌ی منحنیهای میزان گرادیان حرارتی بدست آمده با استفاده از روش مرکزبایی (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  میباشد). ۸۴
- شکل ۵-۷: نقشه‌ی منحنیهای میزان گرادیان حرارتی بدست آمده با استفاده از روش طیف دیفرکتال شده (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  میباشد). ۸۵
- شکل ۵-۸: نقشه‌ی منحنیهای میزان جریان حرارتی سطحی بدست آمده با استفاده از روش مرکزبایی (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $2\text{mW}/\text{m}2$  میباشد). ۸۶
- شکل ۵-۹: نقشه‌ی منحنیهای میزان جریان حرارتی سطحی بدست آمده با استفاده از روش مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $2\text{mW}/\text{m}2$  میباشد). ۸۶
- شکل ۵-۱۰: نقشه‌ی منحنیهای میزان جریان حرارتی سطحی بدست آمده با استفاده از روش طیف دیفرکتال شده (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $2\text{mW}/\text{m}2$  میباشد). ۸۷



# فصل اول: کلیات

## ۱- مقدمه

دمایی که در آن مواد خاصیت مغناطیسی خود را از دست داده و دیگر هیچ مشخصه‌ی مغناطیسی از خود نشان نمی‌دهند را دمای کوری<sup>۱</sup> می‌نامند. به بیان دیگر دمای کوری دمای است که گذار مواد مغناطیسی، از حالت فرومغناطیس به پارامغناطیس در آن رخ می‌دهد. به عنوان مثال، دمای کوری برای کانی مگنتیت در فشار یک اتمسفر حدود ۵۸۰ درجه سلسیوس است. عمقی را که در آن سنگ‌ها به دمای کوری می‌رسند، عمق کوری<sup>۲</sup> می‌گویند [۱-۳].

به طور کلی ۳ پارامتر عمده، تغییرات عمق کوری را کنترل می‌کنند. جنس مواد تشکیل دهنده‌ی پوسته از نظر نوع و کیفیت مغناطیس‌شدگی، یکی از این عوامل است. شرایط تکتونیکی منطقه‌ی مورد مطالعه، دومین عامل موثر در الگوی تغییرات عمق کوری است. مثلاً وجود رژیم کششی در یک منطقه موجب نازک شدن پوسته، بالا آمدن گوشته‌ی گرم و کم شدن عمق کوری می‌شود و برعکس با وجود یک رژیم فشارشی و برخوردی انتظار داریم پوسته‌ی سرد ضخیم شود و عمق کوری افزایش یابد. میزان شار حرارتی و انرژی زمین‌گرمایی در منطقه نیز، سومین عامل در این زمینه است. اصولاً هر جا که شارش انرژی زمین‌گرمایی یا گرادیان دمایی قائم در یک منطقه از مقدار زمینه بیشتر باشد، در عمق‌های کمتری به دماهای بالا دست خواهیم یافت و بالعکس [۲،۳].

پی سنگ مغناطیسی در این تحقیق مترادف پی سنگ زمین‌شناسی نیست، بلکه منطبق بر افق بالایی سنگ‌های مغناطیده است. سنگ‌های مغناطیده ضرورتاً سنگ‌های آذرین متبلور پی سنگ زمین‌شناسی نیستند. در این تحقیق تنها فاکتور کنترل‌کننده‌ی عمق پی سنگ مغناطیسی و یا عمق سطح فوقانی لایه‌ی مغناطیسی، میدان مغناطیسی ناشی از لایه‌ی مغناطیسی است. در این تحقیق ما عمق پایینی لایه‌ی مغناطیسی را همواره عمق نقطه‌ی کوری می‌نامیم. هرچند که عمق پایینی لایه‌ی مغناطیسی همواره منطبق بر عمق نقطه‌ی کوری یا ایزوترم گرمایی ۵۸۰ درجه نیست. در کراتون‌ها و

---

<sup>1</sup> Curie temperature

<sup>2</sup> Curie depth

همچنین در پوسته‌ی اقیانوسی مرز پایینی لایه‌ی مغناطیسی به جای مرز حرارتی، یک مرز شیمیایی است. ایزوترم ۵۸۰ درجه در کراتون‌ها و اقیانوس‌ها در اعماق بیشتر از مرز موهو<sup>۱</sup> قرار می‌گیرد که سنگ‌ها به دلیل تغییرات شیمیایی فاقد خاصیت مغناطیسی قابل توجه هستند. در مطالعه‌ای که با تلفیق داده‌های لرزه‌ای، شارش گرمایی و داده‌های مغناطیسی بر روی رفتار حرارتی پوسته در استرالیا انجام گرفته، مشخص شده است که در شرق استرالیا مرز پایینی پوسته‌ی مغناطیسی در عمق کمتری نسبت به ناپیوستگی موهو قرار دارد. لذا مرز پایینی پوسته‌ی مغناطیسی در این بخش از استرالیا، همان عمق کوری را نشان می‌دهد. درحالی‌که مطالعات نشان می‌دهد که در بعضی مناطق از مرکز و غرب استرالیا دما در عمق‌های بیش از ۸۰ کیلومتر به ۵۸۰ درجه‌ی سانتیگراد می‌رسد و این عمق خیلی بیشتر از عمق موهوی تخمین زده شده در این مناطق است. این نشان می‌دهد که مرز پایینی پوسته‌ی مغناطیسی در مناطق ذکر شده همان عمق موهو است [۴]. همچنین، در مطالعه‌ای که برای شبه قاره هند انجام شده است، عمق پایینی پوسته‌ی مغناطیسی حاصل از مدل MF5 (داده‌های حاصل از ماهواره CHAMP) با عمق موهو مورد مقایسه قرار گرفته است. در اکثر مناطق مورد مطالعه در این پروژه، عمق پایینی لایه‌ی مغناطیسی بالاتر از موهو بوده و یک مرز حرارتی یا همان عمق کوری را نشان می‌دهد. فقط در مناطق معدودی، عمق منحنی هم‌دمای ۵۸۰ درجه سانتیگراد پایین‌تر از موهو قرار می‌گیرد و در نتیجه موهو همان مرز پایینی پوسته‌ی مغناطیسی خواهد بود [۵].

## ۱-۲ عمق کوری و ارتباط آن با عمق شکنندگی لیتوسفر و نوع تغییر شکل و

### لرزه‌خیزی در یک منطقه

ضخامت پوسته‌ی شکننده در مناطقی با گرادیان زمین‌گرمایی بالا و یا عمق کم نقطه‌ی کوری کمتر است. برای روشن شدن ارتباط شکنندگی یک جسم با حرارت آن مثال ساده‌ای را بیان می‌کنیم. یک میله‌ی شیشه‌ای را در نظر بگیرید که در دمای معمولی اتاق نیرویی به آن وارد شود. مطمئناً اگر مقدار

---

<sup>1</sup> Moho

و جهت این نیرو مناسب باشد، شاهد تغییر شکلی در این میله‌ی شیشه‌ای خواهیم بود که به شکستن آن می‌انجامد. حال اگر همین آزمایش را دوباره با همان شرایط، ولی بر روی میله‌ی شیشه‌ای گداخته شده تکرار کنیم، این بار میله‌ی شیشه‌ای به جای شکستن مانند پلاستیک خم می‌شود. همین نوع رفتار در سنگ‌های پوسته نیز وجود دارد. اگر پوسته سرد باشد، در مقابل نیروهای وارده رفتاری ترد و شکننده از خود نشان خواهد داد، ولی اگر پوسته گرم باشد، رفتاری پلاستیک از خود بروز می‌دهد و در نتیجه از ضخامت قسمت شکننده‌ی آن کم می‌شود. بنابراین می‌توان بین عمق کوری و ضخامت لرزه‌خیز پوسته در یک منطقه ارتباط برقرار کرد. زلزله زمانی اتفاق می‌افتد که گسلش ناگهانی (شکستگی) در پوسته اتفاق بیافتد و انرژی ذخیره شده طی زمان‌های نسبتاً طولانی، در زمان کوتاهی در امتداد گسل آزاد گردد. اگر پوسته نرم باشد، با افزایش نیروهای وارده، تغییر شکل پلاستیکواری خواهد داشت، در نتیجه زلزله رخ نخواهد داد.

مطالعات انجام شده بر روی مناطق فرورانشی در شیلی، جنوب غرب ژاپن و جنوب آلاسکا، تأثیر دمای پوسته را بر روی عمق زلزله‌ها نشان می‌دهد. در این مطالعات مشاهده شده است که وقوع زلزله‌ها زمانی که دمای پوسته به بالای ۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد می‌رسد، کاهش بسیاری دارد و زمانی که دما به حدود ۳۵۰ درجه‌ی سانتیگراد می‌رسد، هیچ زلزله‌ای اتفاق نمی‌افتد [۶]. مطالعه‌ی رفتار زلزله‌های اتفاق افتاده در نواحی گسلی پوسته‌ی قاره‌ی آمریکا و بررسی الگوی تغییر شکل سنگ‌ها در این منطقه نشان می‌دهد که عمق فعالیت لرزه‌ای توسط فرآیند گذار از فاز اصطکاکی حساس به فشار، به فاز شبه پلاستیک که شدیداً وابسته به دما است، کنترل می‌شود [۷]. مطالعه‌ی مشابهی در غرب آناتولی در ترکیه نشان داده است که مناطق دارای لرزه‌خیزی کم، غالباً مناطقی هستند که پوسته‌ای گرم (عمق کوری کم) دارند [۲]. مطالعه‌ی رابطه‌ی بین لرزه‌خیزی و عمق کوری در جنوب شرق ژاپن نیز نشان داد که مرز بین ناحیه‌ی لرزه‌ای و غیر لرزه‌ای در ورقه‌ی فرورونده‌ی این منطقه، همبستگی خوبی با منحنی هم‌دمای کوری دارد و وابستگی عمق لرزه‌خیزی را به دما نشان می‌دهد [۸]. مطالعه‌ی رژیم حرارتی پوسته و عمق میکروزلزله‌ها، باز هم در ژاپن حاکی از یک عمق

قطع برای لرزه‌خیزی در پوسته‌ی فوقانی دارد که از آن به عنوان مرز شبه پلاستیک یاد می‌شود و غالباً منطبق بر عمق کوری است [۹].

## ۱-۳ ارتباط عمق کوری با مناطق دارای فعالیت‌های آتشفشانی و اکتشافات

### زمین‌گرمایی

عمق کم نقطه‌ی کوری می‌تواند مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی جوان باشد که با فعالیت حرارتی همراه‌اند. عمق کم نقطه‌ی کوری می‌تواند مرتبط با مناطق فعال از نظر انرژی زمین‌گرمایی باشد و همان‌طور که می‌دانیم در اینگونه نواحی گرادیان زمین‌گرمایی بالا بوده و لذا عمق نقطه‌ی کوری کم می‌شود [۱]. از این امکان می‌توان در اکتشاف منابع عظیم انرژی زمین‌گرمایی که در سال‌های اخیر مورد توجه اکثر کشورهای توسعه یافته و در حال توسعه قرار گرفته است، استفاده کرد. آیدین و کارات<sup>۱</sup> [۱] و نیز دولماز<sup>۲</sup> و همکاران [۲،۳] عمق کوری را برای ترکیه بدست آوردند و هماهنگی بسیار خوبی بین الگوی توزیع مناطق فعال از نظر ژئوترمال با نتایج عمق کوری بدست آورده‌اند. کشورهای مانند ژاپن، فیلیپین و آمریکا در حال حاضر در زمینه‌ی بهره‌برداری از این نوع انرژی پیشگام‌اند. کشور ما هم با وجود برخورداری از ذخایر عظیم سوخت‌های فسیلی از این نوع انرژی بی‌نیاز نیست و این نیاز در سال‌های نه چندان دور آینده با توجه به کاهش ذخایر نفتی، مشکلات زیست محیطی و افزایش جمعیت مصرف‌کننده‌ی انرژی، بیشتر هم خواهد شد. بنابراین باید سعی شود که با الگوبرداری مناسب از کشورهای پیشرو در این زمینه از هزینه‌های غیر ضروری اجتناب گردد. سازمان مسئول در زمینه‌ی اکتشاف و استخراج انرژی زمین‌گرمایی در ایران، سازمان انرژی‌های نو (سانا) وابسته به وزارت نیرو است که اخیراً شتاب بیشتری به فعالیت‌های تحقیقاتی خود داده است. بی‌شک مطالعه در زمینه مغناطیس پوسته، یکی از مهم‌ترین و ابتدایی‌ترین قدم‌ها برای توسعه‌ی بهره‌برداری از انرژی

---

<sup>۱</sup> Aydin and Karat

<sup>۲</sup> Dolmaz

زمین‌گرمایی می‌باشد و نتایج این مطالعات می‌تواند برای سانا نیز بسیار مفید باشد.

## ۴-۱ روش مغناطیس‌سنجی هوابرد و تعیین عمق نقطه‌ی کوری

استفاده از روش‌های مغناطیس‌سنجی برای شناسایی مناطق مستعد زمین‌گرمایی بسیار متداول است [۸،۱۰] شناسایی بسترهای سنگ آذرین و دگرگونی که در زیر لایه‌های رسوبی مدفون شده‌اند، آشکارسازی ساختارهای زمین‌شناسی مانند گسل‌ها، بالآمدگی‌ها و تورفتگی‌ها که از کاربردهای روش‌های مغناطیس‌سنجی می‌باشد، برای تشخیص مناطق مستعد زمین‌گرمایی بسیار حائز اهمیت است. اما تعیین عمق نقطه‌ی کوری یکی از با اهمیت‌ترین کاربردهای این روش، جهت شناسایی مناطق مستعد منابع زمین‌گرمایی است [۱۱].

وقتی درجه‌ی حرارت افزایش می‌یابد، نوسانات دو قطبی‌های مغناطیسی در ماده به گونه‌ای زیاد می‌شود که دیگر نمی‌توان جهت‌گیری خاصی برای آن‌ها در نظر گرفت. هنگامی که درجه‌ی حرارت از نقطه‌ی خاصی که به نام دمای کوری شناخته می‌شود بالاتر می‌رود، مواد خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهند و ماده از حالت فرومغناطیس<sup>۱</sup> به حالت پارامغناطیس<sup>۲</sup> درمی‌آید. دمای کوری برای کانی مگنتیت<sup>۳</sup> تقریباً ۵۸۰ درجه‌ی سانتیگراد می‌باشد که در این دما کانی مگنتیت خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهد [۱۲]. همین‌طور مغناطیدگی<sup>۴</sup> سنگ‌های پوسته حاوی مگنتیت در دماهای بالاتر از دمای کوری از بین می‌رود. بنابراین عمقی که دمای آن به نقطه‌ی کوری می‌رسد را به عنوان عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی یا عمق نقطه‌ی کوری فرض می‌کنند. عمق نقطه‌ی کوری از منطقه‌ای به منطقه‌ی دیگر با توجه به زمین‌شناسی منطقه و کانی‌های موجود در سنگ‌ها تغییر می‌کند.

اگر دمای سطح زمین به طور متوسط ۲۵ درجه‌ی سانتیگراد در نظر گرفته شود با توجه به گرادیان

---

<sup>1</sup> Fero-Magnetic

<sup>2</sup> Para-Magnetic

<sup>3</sup> Magnetite

<sup>4</sup> Magnetization



زمین‌گرمایی (با تقریب خطی هر ۱۰۰۰ متر ۳ درجه‌ی سانتیگراد) و دمای کوری کانی‌های مغناطیسی (۵۸۰ درجه‌ی سانتیگراد) می‌توان دمای کوری را در حدود عمق ۵ تا ۲۵ کیلومتری پوسته مشاهده کرد. این عمق در مناطق مختلف با توجه به زمین‌شناسی منطقه متفاوت است. در مناطق مستعد منابع زمین‌گرمایی به دلیل توزیع بالای حرارت این عمق به طور قابل توجهی کم می‌شود. با محاسبه و بررسی تغییرات خطوط هم‌دمای کوری یک منطقه می‌توان اطلاعات ارزشمندی درباره‌ی تغییرات ناحیه‌ای درجه حرارت در عمق و تجمع منابع زمین‌گرمایی به دست آورد.

## ۱-۵ بیان مسأله

تعیین عمق نقطه‌ی کوری از آن دسته مسائلی است که سال‌ها ذهن محققین مختلف را درگیر خود کرده است. در پنج دهه‌ی اخیر تحقیقات متعددی در این زمینه صورت گرفته و روش‌های گوناگونی نیز ارائه شده است. این روش‌ها معمولاً بر اساس آنالیز طیفی<sup>۱</sup> داده‌های مغناطیس هوابرد<sup>۲</sup> در حوزه‌ی فوریه<sup>۳</sup> برای تشخیص عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی استوار است [۱۸-۱۳].

دو روش متداول برای تخمین عمق کف توده‌های مغناطیسی بر اساس آنالیز طیفی داده‌های مغناطیس هوابرد مورد استفاده قرار گرفته است. اسپکتور<sup>۴</sup> و گرنت<sup>۵</sup> (۱۹۷۰) به بررسی خواص آماری الگوهای ناهنجاری‌های مغناطیسی پرداختند. آنها نشان دادند که مقدار مورد انتظار طیف یک مدل حجمی مشابه میانگین عمق بالایی یک منشور مستطیلی مغناطیسی شده است [۸]. از طرف دیگر باتاچاریا<sup>۶</sup> و لئو<sup>۷</sup> (۱۹۷۵) به بررسی شکل آنومالی مغناطیسی منزوی پرداختند. آنها عمق مرکزی توده‌ی مغناطیسی را با استفاده از تفسیر بی‌هنجاری منفرد تخمین زدند [۱۴]. این روش زمانی که

---

<sup>۱</sup> Spectral analysis

<sup>۲</sup> Aero magnetic

<sup>۳</sup> Fourier domain

<sup>۴</sup> Spector

<sup>۵</sup> Grant

<sup>۶</sup> Bhattacharyya

<sup>۷</sup> Leo

پیک طیف بر روی دامنه مشاهده نمی‌شود کاربرد دارد. اکیوبو<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۵) با ترکیب این دو روش عمق نقطه‌ی کوری را در جزیره کیوشو<sup>۲</sup> ژاپن تخمین زدند [۱۸]. روش‌های مختلف دیگری بعد از آن توسط محققین دیگر پیشنهاد شد که می‌توان به روش مرکزبایی<sup>۳</sup> [۱۹]، روش مرکزبایی اصلاح شده [۲۰]، روش پیک طیفی<sup>۴</sup> [۲۱]، روش مدلسازی پیشرو<sup>۵</sup> [۲۲]، روش طیف مقیاس بندی شده [۲۳] و روش طیف دی‌فرکتال شده<sup>۷</sup> [۲۴] اشاره کرد.

## ۱-۶ هدف، ضرورت انجام تحقیق و روش تحقیق

همان‌طور که بیان شد پتانسیل یک منطقه‌ی زمین‌گرمایی ارتباط مستقیم به گرادیان و جریان حرارتی در آن منطقه دارد. با تعیین عمق نقطه‌ی کوری می‌توان به گرادیان و جریان حرارتی در منطقه پی برد [۲۵]. ایده‌ی استفاده از داده‌های مغناطیس هوابرد به منظور تعیین عمق نقطه‌ی کوری جهت شناسایی مناطق مستعد منابع زمین‌گرمایی ایده‌ی جدیدی نبوده، از این‌رو روش‌های متفاوتی جهت تعیین عمق نقطه‌ی کوری ارائه شده است [۸-۱۴]. عمق تعیین شده با این روش‌ها به دلیل فرضیات در نظر گرفته شده چندان دقیق نیست [۲۶] اما می‌توان به عنوان راهنمای اکتشافی از آن بهره برد. استفاده از داده‌های مغناطیس هوابرد جهت تعیین عمق نقطه‌ی کوری اولین بار در ایران توسط حجت و همکاران (۱۳۸۹) به کار گرفته شد. آن‌ها از مدل‌های ماهواره‌ای میدان مغناطیسی پوسته استفاده کردند، اما با توجه به بزرگی مقیاس در نظر گرفته شده برای آن تحقیق نتایج قابل قبولی را ارائه نکردند. آنها یک منطقه در جنوب شرق کرمان و یک منطقه در ناحیه طبس معرفی کردند که در این نقاط عمق نقطه‌ی کوری را در حدود ۲۶ کیلومتر تخمین زدند، بعد از آن محققان دیگری در منطقه‌ی اردبیل با استفاده از روش‌های مرسوم‌تر اقدام به تخمین عمق نقطه‌ی کوری کردند و نتایج قابل

---

<sup>1</sup> Okoubo

<sup>2</sup> Kyushu

<sup>3</sup> Centroid method

<sup>4</sup> Spectral peak method

<sup>5</sup> Forward modelling

<sup>6</sup> Scaling spectral method

<sup>7</sup> De-Fractal method

قبول تری نیز ارائه دادند [۲۶].

استفاده از سوخت‌های فسیلی سال‌هاست که به قسمتی از زندگی انسان‌ها بدل شده است. سوختی ارزان با قابلیت انتقال آسان که نیاز به فناوری خاصی ندارد. امروزه می‌توان گفت انسان به استفاده از سوخت‌های فسیلی اعتیاد دارد و سال‌هاست که دنبال‌علاجی برای پایان دادن به این ماجراست. برای رهایی از این وابستگی باید به دنبال جایگزینی کم‌ضررتر برای سوخت‌های متعارف و زیان‌بار باشیم. انرژی زمین‌گرمایی به عنوان یک انرژی پاک می‌تواند جایگزین مناسبی برای سوخت‌های فسیلی متعارف باشد. اما در کشور ایران، به دلیل دارا بودن منابع عظیم سوخت‌های فسیلی، این مسئله اهمیت چندانی ندارد، در صورتی که باید اهمیت بیشتری به انرژی‌های نو و کم‌ضرر دهیم و به دنبال منابع انرژی پاک‌تر جدید باشیم. از این‌رو کشف منابع زمین‌گرمایی در کشور بسیار حائز اهمیت است. با حرکت به سمت عمق زمین درجه‌ی حرارت افزایش می‌یابد. در نقطه‌ای که دما به اندازه‌ی کافی زیاد شود، سنگ‌ها از حالت فرومغناطیس به حالت پارامغناطیس تبدیل می‌شوند که این اتفاق برای کانی مگنتیت در دمای حدود ۵۸۱ درجه‌ی سانتیگراد اتفاق می‌افتد. تعیین عمق نقطه‌ی کوری به عنوان فاز اولیه در تعیین مناطق مستعد برای انجام پروژه‌های زمین‌گرمایی از اهمیت بالایی برخوردار است. منطقه‌ی مورد مطالعه در این تحقیق، شمال‌غرب ایران می‌باشد که در برگیرنده‌ی استان‌های آذربایجان شرقی و قسمتی از اردبیل است. از این‌رو در این تحقیق از روشی استفاده می‌شود که از سرعت بالا و دقت کافی برخوردار باشد. به منظور اکتشاف نقاط مستعد منابع زمین‌گرمایی از داده‌های مغناطیس هوابرد استفاده شده است. برای دستیابی به این هدف ابتدا اثر  $IGRF^1$  از داده‌های مغناطیس هوابرد منطقه حذف می‌شود. سپس فیلترهای کاهش به قطب<sup>۲</sup> مغناطیسی و باند پس<sup>۳</sup> در صورت نیاز اعمال خواهد شد [۲۵]. در مرحله‌ی بعد منطقه به پنجره‌هایی با اندازه‌ی مشخص

---

<sup>1</sup> International Geomagnetic References Field

<sup>2</sup> Reduce to the pole

<sup>3</sup> Band pass filter

شبکه‌بندی شده است. طیف توان<sup>۱</sup> را به‌وسیله‌ی کدنویسی به زبان MATLAB محاسبه می‌کنیم که خروجی این کد میانگین شعاعی لگاریتم طیف توان می‌باشد، در حالی که طیف مستخرج شده از نرم‌افزار Geosoft به‌صورت لگاریتم میانگین شعاعی طیف توان می‌باشد. در مطالعات پیشین طیف توان بدست آمده به‌وسیله‌ی نرم‌افزار ژئوسافت حاصل گردیده است که این امر سبب خطای قابل توجهی در تخمین عمق کف منابع مغناطیسی خواهد شد. مقادیر بدست آمده را به صورت جداگانه برای هر پنجره اختصاص خواهیم داد. سپس منحنی طیف توان بر حسب عدد موج<sup>۲</sup> برای هر پنجره رسم می‌شود، ابعاد پنجره‌ها باید طوری انتخاب شود که طول پنجره‌ها حداقل پنج برابر عمق مورد مطالعه باشد تا از نقاط بیشتری روی نمودار طیف توان عدد موج استفاده شود. سپس نمودار طیف توان-عدد موج را رسم کرده و بعد با استفاده از روش‌های مرکزبندی و مدلسازی پیشرو پیک طیف توان و طیف دی‌فرکتال شده عمق بالا و عمق متوسط پوسته‌ی مغناطیسی تخمین زده خواهد شد [۸]. با توجه به رابطه‌ی عمق بالا و متوسط با عمق کف می‌توان عمق کف را برای هر پنجره محاسبه کرد و آن را به مرکز پنجره نسبت داد [۲۵] و سپس نقشه‌ی عمق دمای کوری برای منطقه ترسیم خواهد شد. در مرحله‌ی بعد با توجه به گرادیان حرارتی و ضریب هدایت حرارتی سنگ‌های منطقه، نقشه‌ی جریان حرارتی منطقه نیز تهیه خواهد شد.

## ۱-۷ ساختار پایان نامه

در فصل اول کلیاتی از پایان نامه به همراه مزیت استفاده از انرژی زمین‌گرمایی و تعریف‌های مورد نیاز ارائه می‌شود. در فصل دوم ابتدا به بررسی تئوری روش تحلیل طیف توان پرداخته و در ادامه به مرور روش‌های ارائه شده برای آنالیز طیفی داده‌های مغناطیس هوابرد و بررسی مزیت‌ها و مشکلات آن‌ها خواهیم پرداخت. در فصل سوم کاربرد تئوری فرکتال‌ها در تحلیل‌های طیفی ارائه خواهد شد. در فصل چهارم در مورد داده‌های مورد استفاده و پردازش‌های اعمال شده بر روی داده‌ها توضیحاتی داده شده

---

<sup>1</sup> Power Spectra

<sup>2</sup> Wave number

و سپس به تخمین عمق کوری منطقه‌ی مورد مطالعه با استفاده از آنالیز طیفی داده‌های مغناطیس هوابرد پرداخته خواهد شد و عمق‌های مورد نظر تخمین زده می‌شوند. در فصل پنجم به تهیه‌ی نقشه‌های عمق کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی پرداخته خواهد شد و نتایج بدست آمده اعتبار سنجی می‌شود. در فصل ششم نتایج حاصل از این مطالعه جمع‌بندی و پیشنهاداتی برای مطالعات آتی در این زمینه ارائه می‌شود.



# فصل ۲: تئوری روش تحلیل طیف توان

## ۲-۱ مقدمه

تحلیل طیفی داده‌های مغناطیسی روشی مرسوم جهت تعیین عمق نقطه‌ی کوری و به عبارت دیگر مرز پایینی سنگ‌های مغناطیسی شده و به روی نقشه آوردن این عمق‌ها است. این روش به‌طور کلی بر روی محاسبه‌ی میانگین شعاعی طیف چگالی توان ناهنجاری مغناطیسی استوار است. قبل از اشاره به مبحث تئوری و محاسباتی روش طیف توان، ابتدا مقدماتی ساده را بیان می‌کنیم و در ادامه به موارد اساسی مورد نظر این تحقیق می‌رسیم. قسمت زیادی از تحلیل‌های ما در فضای فوریه و بر روی داده‌های غیرپیوسته‌ی غیرپرئودیک انجام می‌شود، لذا بهتر است یادآوری بسیار مختصری در مورد تبدیلات فوریه‌ی توابع غیر پرئودیک و غیر پیوسته داشته باشیم. در ادامه میدان ناشی از یک دو قطبی مغناطیسی، خطی از دو قطبی‌ها و یک لایه‌ی افقی دو بعدی با مغناطیس‌شدگی تصادفی و تبدیل فوریه‌ی هر کدام از آنها را بدست می‌آوریم. سپس به طیف چگالی و میانگین شعاعی پرداخته می‌شود. در نهایت انواع روش‌های آنالیز طیفی گفته شده و به محاسبه‌ی عمق نقطه‌ی کوری، جریان حرارتی و گرادیان حرارتی می‌پردازیم.

## ۲-۲ تبدیل فوریه‌ی توابع غیرتناوبی

فرض کنید که  $f(x)$  یک تابع غیرتناوبی از متغیر مستقل باشد. اگر این تابع، یک تابع خوش رفتار بوده (دارای نقاط تکینه‌ی محدود) و شرط زیر در مورد آن برقرار باشد:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |f(x)| < \infty, \quad (1-2)$$

در اینصورت تبدیل فوریه‌ی تابع  $f(x)$  وجود دارد و با رابطه‌ی زیر داده می‌شود:

$$F(k) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x)e^{-ikx} dx, \quad (2-2)$$



که  $i$  عدد موهومی و  $k$  عدد موج با بعد عکس مسافت است و به صورت زیر تعریف می شود:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}, \quad (3-2)$$

که  $\lambda$  در رابطه‌ی فوق، کمیت طول موج است. خوشبختانه ناهنجاری‌های مغناطیسی و گرانی شرط مربوط به رابطه‌ی (۱-۲) را ارضا می‌کنند و نیز به‌طور معمول غیر تناوبی‌اند. لذا این رابطه را می‌توان برای آن‌ها به‌کار برد. از رابطه‌ی (۲-۲) به خوبی روشن است که ارزش مقداری تبدیل فوریه‌ی تابع  $f(x)$  در فرکانس صفر برابر است با یک میانگین ساده از تابع بر روی کل محور  $x$ ‌ها. برای حالت  $k=0$  داریم:

$$F(0) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) dx, \quad (4-2)$$

در حالت کلی یک تابع مختلط است که از قسمت‌های حقیقی و مجازی تشکیل شده است،

$$F(k) = \text{Re}(F(k)) + i\text{Im}(F(k)), \quad (5-2)$$

و اندازه‌ی تابع  $F(k)$  یا همان طیف دامنه و طیف فاز به ترتیب به صورت زیر بیان می‌شوند:

$$|F(k)| = [(\text{Re}F(k))^2 + (\text{Im}F(k))^2]^{1/2} \quad (6-2)$$

$$\Theta(k) = \arctan \frac{\text{Im}F(k)}{\text{Re}F(k)}, \quad (7-2)$$

انرژی کل  $f(k)$  نیز از رابطه‌ی زیر بدست می‌آید:

$$E = \int_{-\infty}^{+\infty} (F(k))^2 dx, \quad (8-2)$$

که  $(F(k))^2$  را طیف چگالی انرژی یا طیف توان می‌گویند. رابطه‌ی تبدیل فوریه‌ی وارون تابع  $F(k)$  به شکل زیر است:

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} (F(k)) e^{ikx} dk, \quad (9-2)$$

تبدیل فوریه به راحتی می‌تواند در ۲ بعد نیز انجام شود. به عنوان مثال روابط تبدیل فوریه و تبدیل فوریه‌ی وارون تابع  $f(x,y)$  در دو بعد  $x$  و  $y$  به ترتیب به صورت زیر بیان می‌شوند:

$$F(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, y) e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy, \quad (10-2)$$

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} F(k_x, k_y) e^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y, \quad (11-2)$$

به طوری که  $k_x$  و  $k_y$  اعداد موج در جهت  $x$  و  $y$  هستند و به ترتیب با طول موج در جهات  $x$  و  $y$  به طور معکوس مرتبط‌اند [۲۱].

## ۲-۳ توابع تصادفی

همان‌طور که گفته شد داده‌های مورد استفاده‌ی ما در این مطالعه، غیر تناوبی‌اند. به همین دلیل در مورد تبدیل فوریه‌ی این نوع توابع نیز توضیح مختصری ارائه می‌کنیم. فرض کنید  $f(x)$  تابعی تصادفی از  $x$  باشد که در هر ۲ راستای  $-x$  و  $+x$  تا بی‌نهایت گسترش داشته باشد. همان‌طور که می‌دانیم، مقادیر یک تابع تصادفی قابل پیش‌بینی نیست. برای مثال مغناطیس شدگی ( $M$ ) یک ورقه‌ی افقی که تا بی‌نهایت گسترش دارد، می‌تواند یک تابع تصادفی با توزیع احتمالی گاوسی باشد. در اینصورت ممکن است  $f(x)$  نتواند شرط معادله‌ی (۱-۲) را ارضا کند و در این حالت تبدیل فوریه‌ی آن هم موجود نخواهد بود. با این وجود ما هنوز قادر خواهیم بود با استفاده از تئوری وینر چگونگی توزیع طیف توان چنین تابعی را در فضای فوریه توصیف کنیم [۲۱].

## ۲-۴ تئوری وینر

برای اینکه نشان دهیم چگونه می‌توان توزیع طیف توان توابع تصادفی را در فضای فوریه توصیف کرد، ما نیاز داریم که تابع خود همبستگی را معرفی کنیم. ابتدا تابعی مانند  $f(x)$  در نظر بگیرید که شرط معادله‌ی (۱-۲) را برآورده کرده و در نتیجه تبدیل فوریه‌ی آن یعنی  $F(k)$  موجود باشد. رابطه‌ی خود همبستگی تابع در این حالت به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\phi(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x+x')f(x')dx', \quad (12-2)$$

و تبدیل فوریه‌ی خود همبستگی با رابطه‌ی  $F^*(k)F(k) = |F(k)|^2$  داده می‌شود که  $F^*(k)$  مزدوج مختلط  $F(k)$  است. پس اگر  $f(k)$  تبدیل فوریه داشته باشد، طیف چگالی انرژی  $f$  و خود همبستگی آن نسبت به هم جفت‌های تبدیل فوریه هستند. این رابطه بین خود همبستگی و طیف چگالی انرژی می‌تواند برای توابع تصادفی نیز برقرار باشد. با وجود اینکه تبدیل فوریه‌ی یک

تابع تصادفی ممکن است موجود نباشد، اما خودهمبستگی یک چنین تابعی دارای تبدیل فوریه خواهد بود. بنابراین ما خواهیم توانست توصیفی برای طیف چگالی انرژی چنین تابعی، نخست با محاسبه خودهمبستگی آن و سپس با بدست آوردن تبدیل فوریه این خودهمبستگی ارائه دهیم. این رابطه به نام تئوری وینر<sup>۱</sup> برای خودهمبستگی شناخته می‌شود [۲۱].

## ۲-۵ تئوری فوریه-هم آمیخت

اگر حاصل هم آمیخت دو تابع  $g(x)$  و  $f(x)$  تابعی مانند  $h(x)$  باشد، تبدیل فوریه‌ی  $h(x)$  به صورت زیر داده می‌شود:

$$H(k) = F(k)G(k), \quad (۲-۱۳)$$

که  $F(k)$  تبدیل فوریه‌ی  $f(x)$  و  $G(k)$  تبدیل فوریه‌ی  $g(x)$  است. به سادگی برای یک تابع دو بعدی نیز، این رابطه را می‌توان به صورت رابطه‌ی (۲-۱۴) تعمیم داد:

$$H(k_x, k_y) = F(k_x, k_y)G(k_x, k_y) \quad (۲-۱۴)$$

یعنی هم آمیخت در فضای مکان (یا زمان) به ضرب ساده در فضای فوریه تبدیل می‌شود. وجود این رابطه بین هم آمیخت و ضرب در این دو فضا برای ما بسیار مهم و سودمند است. به عنوان مثال در نظر بگیرید که  $g(x)$  پاسخ ضربه‌ی واحد برای یک سامانه خطی است. وقتی  $G(k)$  را بر روی تابع ضربه‌ی  $F(k)$  اعمال کنیم، می‌توانیم انتظار داشته باشیم که خروجی مانند  $H(k)$  داشته باشیم و  $h(x)$  را از آن بدست آوریم. همچنین تصور کنید که ما  $g(x)$  را به صورت تئوری می‌شناسیم. لذا می‌توانیم  $G(k)$  را به صورت مستقیم از آن بدست آوریم. در بسیاری از موارد ما نیاز داریم که ورودی سامانه‌ای را که این نتیجه را داده است، بشناسیم. با برقرار بودن رابطه‌ی (۲-۱۳)، می‌توانیم به صورت نسبتاً راحتی این کار را انجام دهیم:

<sup>1</sup> Wiener theorem

تبدیل فوریه‌ی  $h(x)$  را برای بدست آوردن  $H(k)$  انجام می‌دهیم.

$H(k)$  را بر  $G(k)$  تقسیم می‌کنیم تا  $F(k)$  را بدست آوریم.

و در مرحله‌ی آخر تبدیل فوریه‌ی معکوس را روی  $F(k)$  اعمال کرده و  $f(x)$  را بدست می‌آوریم. رابطه‌ی (۲-۱۴) توصیفی از اینکه چگونه محتوای فرکانسی یک تابع ورودی به وسیله‌ی یک سامانه‌ی خطی تبدیل می‌شود را ارائه می‌دهد. کل این رابطه به صورت معکوس نیز برقرار است. یعنی هم‌آمیخت دو تابع در فضای فوریه، در فضای مکان یا زمان به صورت یک حاصلضرب ساده خواهد بود [۲۱].

## ۲-۶ تبدیل فوریه‌ی گسسته

از آنجایی که ما در عمل با داده‌های نمونه برداری شده یا گسسته کار می‌کنیم، با محدودیت‌هایی در تبدیل فوریه روبرو خواهیم بود و باید از تبدیل فوریه‌ی گسسته استفاده کنیم. تبدیل فوریه‌ی یک داده‌ی نمونه‌برداری شده<sup>۱</sup> به عنوان تبدیل فوریه‌ی گسسته<sup>۲</sup> شناخته می‌شود. این نوع تبدیل فوریه محدودیت‌هایی هم در ناحیه‌ی طول موج‌های بسیار بلند و هم در ناحیه‌ی طول موج‌های بسیار کوتاه دارد. برای مثال پدیده‌ی دگرنامی<sup>۳</sup> را بررسی می‌کنیم. پدیده‌ی دگرنامی از این جهت مورد توجه است که تقریباً در تمامی مواردی که با داده‌برداری سروکار داریم، با این پدیده مواجه خواهیم بود.

---

<sup>1</sup> Sampled data

<sup>2</sup> Discrete fourier transform

<sup>3</sup> Aliasing phenomenon

## ۷-۲ دگرنامی و فرکانس نایکوئیست

واژه‌ی دگرنامی یا فرکانس نایکوئیست<sup>۱</sup> معمولاً برای توصیف مشکلات و یا محدودیت‌های موجود بر سر راه شبکه بندی داده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. طول موج های کوتاهتر از دو برابر فاصله‌ی نمونه‌برداری، به صورت صحیح توسط تبدیل فوریه‌ی گسسته قابل نمایش نیستند. این محدودیت در فضای فوریه به شکل جالبی بیان می‌شود: تبدیل فوریه‌ی گسسته با پیودی که به صورت معکوس با فاصله‌ی نمونه‌برداری متناسب است، متناوب است. فرض کنید که  $N$  نمونه از تابع  $f(x)$  به صورت متقارن در فواصل  $\Delta x$  از هم پراکنده‌اند (به رابطه‌ی (۱۵-۲) توجه کنید). اگر فرض کنیم که  $f(x)$  در موارد غیر از این  $N$  نمونه، مقدار صفر دارد و نیز بتوانیم در نظر بگیریم که  $N$  به صورت مؤثری بی‌نهایت است (یعنی تعداد نمونه‌ها خیلی زیاد باشد)، در این حالت تبدیل فوریه‌ی گسسته  $F_D(k)$  به شکل زیر با تبدیل فوریه‌ی پیوسته  $F(k)$  ارتباط خواهد داشت:

$$F_D(k) = \frac{1}{\Delta x} \sum_{j=-\infty}^{+\infty} F\left(k - \frac{2\pi j}{\Delta x}\right), \quad (15-2)$$

ما تمایل داریم که در هر عدد موج اختیار  $k_0$  مقدار تابع  $F_D(k_0)$  برابر با  $F(k_0)$  باشد. اما متأسفانه با توجه به رابطه‌ی (۱۵-۲)  $F_D(k_0)$  برابر است با  $F(k_0)$  به علاوه  $F(k)$  ای که در بی‌نهایت عدد موج دیگر، مقدار پذیرفته است، یعنی  $F_D(k_0)$  یکتا نیست و تعداد زیادی نمونه‌ی مشابه برای آن وجود دارد. این ناهنجاری با نام دگرنامی یا الیاسینگ مطرح می‌شود. پیود تبدیل فوریه‌ی گسسته برابر است با  $k_s = 2\pi/\Delta x$  و  $k_s$  عدد موج نمونه‌برداری است. نصف عدد موج نمونه برداری یعنی  $\pi/\Delta x$  به عنوان عدد موج نایکوئیست معرفی می‌شود. پس فرکانس نایکوئیست برابر  $1/2\Delta x$  خواهد بود. از آنجایی که تبدیل فوریه‌ی گسسته خود را در هر بازه‌ی  $2\pi/\Delta x$  تکرار می‌کند، همه‌ی اطلاعات

<sup>1</sup> Nyquist frequency

یکتا در بازه  $\pm\pi/\Delta x$  قرار می‌گیرد. بنابراین عدد موج نایکوئیست بزرگترین عدد موج مورد استفاده‌ی ماست و این عدد موج دارای طول موجی دو برابر بازه‌ی نمونه برداری است [۲۱]. پدیده‌ی دگرنامی زمانی ظاهر می‌شود که ذات داده دارای فرکانس‌های بالاتر از فرکانس نایکوئیست نمونه‌برداری ما باشد. برای مثال، به‌طور معمول در عملیات داده‌برداری پروفایلی، در امتداد خطوط عارضه‌هایی با طول موج کوتاه ثبت می‌شوند، در حالی که در راستای عمود بر خطوط به دلیل افزایش فاصله نمونه‌برداری، طول موج‌های ثبت شده بلندتر هستند. حال اگر به شکل نهایی داده‌های شبکه‌ای بنگریم، با یک شکل اعوجاج‌دار و مخدوش شده روبرو خواهیم شد. این امر ناشی از اختلاف میان طول موج‌های ثبت شده در این دو راستا است. یکی از مشکلات اساسی پدیده‌ی دگرنامی این است که گاهی اوقات نمونه‌ها به‌طور تصادفی جایی می‌افتند که این پدیده از نظر پنهان می‌ماند و یا به‌صورت یک طول موج بزرگتر ظهور می‌نمایند.

## ۸-۲ دو قطبی مغناطیسی

پتانسیل مغناطیسی یک دو قطبی با گشتاور دو قطبی  $\bar{m} = m\hat{m}$  (m اندازه‌ی گشتاور دو قطبی و  $\hat{m}$  بردار یکه‌ی آن است)، با رابطه‌ی زیر داده می‌شود:

$$V = -C_m \bar{m} \cdot \nabla_p \frac{1}{r} = -C_m m \left( \hat{m}_x \frac{\partial}{\partial x r} + \hat{m}_y \frac{\partial}{\partial y r} + \hat{m}_z \frac{\partial}{\partial z r} \right), \quad (۱۶-۲)$$

که  $C_m$  مقداری ثابت است. اگر فرض کنیم این دو قطبی به‌صورت قائم طوری زیر سطح قرار گرفته که یکی از قطب‌ها در عمق  $Z_1$  و دیگری در عمق  $Z_2$  ( $Z_2 > Z_1$ ) باشند، تبدیل فوریه‌ی این پتانسیل را به شکل رابطه‌ی زیر خواهیم داشت:

$$F[V] = -C_m m \left( \hat{m}_x F \left[ \frac{\partial}{\partial x r} \right] + \hat{m}_y F \left[ \frac{\partial}{\partial y r} \right] + \hat{m}_z F \left[ \frac{\partial}{\partial z r} \right] \right), \quad (۱۷-۲)$$

$$= -C_m m \left( \hat{m}_x i k_x F \left[ \frac{1}{r} \right] + \hat{m}_y i k_y F \left[ \frac{1}{r} \right] + \hat{m}_z \frac{\partial}{\partial z} F \left[ \frac{1}{r} \right] \right),$$

اگر  $\Theta_m = \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x k_x + \hat{m}_y k_y}{|k|}$  را در رابطه‌ی (۲-۱۷) قرار دهیم به عبارت زیر می‌رسیم:

$$F[V] = -2\pi C_m m \Theta_m e^{|k|(z_0 - z')}, \quad (z_0 < z') \quad (۲-۱۸)$$

که  $z_0$  ارتفاع نقطه‌ی مشاهده است. حال با اعمال عملگر گرادیان روی رابطه‌ی (۲-۱۸) می‌توانیم ناهنجاری میدان کل را بدست آوریم:

$$\Delta T = -\hat{f} \cdot \nabla_p V = -\hat{f}_x \frac{\partial}{\partial x} V - \hat{f}_y \frac{\partial}{\partial y} V - \hat{f}_z \frac{\partial}{\partial z} V, \quad (۲-۱۹)$$

در اینجا  $\hat{f}$  بردار یکه‌ی موازی با میدان خارجی است. تبدیل فوریه‌ی این ناهنجاری میدان کلی را می‌توان به شکل زیر بیان کرد:

$$F[\Delta T] = -i\hat{f}_x k_x F[V] - i\hat{f}_y k_y F[V] - \hat{f}_z \frac{\partial}{\partial z} F[V], \quad (۲-۲۰)$$

که در این رابطه  $\Theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x k_x + \hat{f}_y k_y}{|k|}$  است.  $\Theta_m$  و  $\Theta_f$  را در مبحث مدلسازی میدان‌های ژئوپتانسیل، فیلترهای زمین می‌نامند.

## ۲-۹ خطی قائم از دو قطبی‌ها

برای بدست آوردن تبدیل فوریه‌ی ناهنجاری ناشی از یک خط قائم از دو قطبی‌ها، از رابطه‌ی (۲-۲۰) در راستای قائم یعنی  $z$  انتگرال می‌گیریم. اگر انتهای فوقانی این خط را در  $(0, 0, z_1)$  و انتهای تحتانی آن را در  $(0, 0, z_2)$  در نظر بگیریم، تبدیل فوریه‌ی ناهنجاری میدان کل به شکل زیر خواهد بود:

$$F[\Delta T] = 2\pi C_m m' \Theta_m \Theta_f |k| \int_{z_1}^{z_2} e^{|k|(z_0 - z')} dz', \quad (۲-۲۱)$$

$$= 2\pi C_m m'$$



که در این رابطه  $m'$  ممان دو قطبی در واحد طول و  $dz$  المان واحد طول در جهت  $z$  است.

## ۲-۱۰ چشمه‌های دوبعدی

اجسام سه بعدی را که در یکی از ابعاد، گسترش بسیار زیادی دارند و به تعبیری تا بی‌نهایت امتداد یافته‌اند، می‌توان جسم دو بعدی در نظر گرفت. برای مثال فرض کنید خطی افقی از دو قطبی‌ها را داریم که در راستای  $y$  تا بی‌نهایت امتداد یافته است. این خط محور  $z$  را در  $z'$  قطع می‌کند. در اینصورت تابع ناهنجاری مغناطیسی ناشی از این میله فقط به ابعاد  $x$  و  $y$  وابسته بوده و از بعد  $z$  مستقل خواهد بود. تبدیل فوریه‌ی پتانسیل ناشی از این خط افقی از دو قطبی‌ها که در بالای خط و عمود بر آن اندازه‌گیری شده باشد، با رابطه‌ی زیر داده می‌شود:

$$F[V] = 2C_m m' \left( \hat{m}_x F \left[ \frac{x}{r^2} \right] + \hat{m}_z (z_0 - z') F \left[ \frac{1}{r^2} \right] \right), \quad (22-2)$$

$$= 2\pi C_m m' \Theta'_m e^{ik(z_0 - z')},$$

که در این رابطه  $\Theta'_m = \hat{m}_z + i\hat{m}_x \operatorname{sgn}(k)$  است.  $\operatorname{sgn}$  عملگر علامت است که دارای مقدار  $+1$  برای آرگومان بزرگتر از صفر و مقدار  $-1$  برای آرگومان کوچک‌تر از صفر است. تبدیل فوریه‌ی ناهنجاری میدان کل به صورت زیر است:

$$F[V] = 2\pi C_m m' \Theta'_m \Theta'_f |k| e^{ik(z_0 - z')}, \quad (23-2)$$

به طور مشابه در این رابطه  $\Theta'_f = \hat{f}_z + i\hat{f}_x \operatorname{sgn}k$  است. در ادامه می‌توان تبدیل فوریه‌ی ناهنجاری میدان کل ناشی از یک نوار مغناطیسی که در بعد  $y$  از منفی بی‌نهایت تا مثبت بی‌نهایت و در جهت قائم از  $z_1$  تا  $z_2$  امتداد دارد را با انتگرال‌گیری از رابطه‌ی (۲۳-۲) روی محور  $z$  ها از  $z_1$  تا  $z_2$  به شکل زیر بدست آورد که در آن،  $m$  گشتاور دو قطبی واحد سطح است [۲۱].

$$F[\Delta T] = 2\pi C_m m'' \Theta'_m \Theta'_f e^{|k|z_0} (e^{-|k|z_1} - e^{-|k|z_2}). \quad (24-2)$$

## ۲-۱۱ لایه افقی با مغناطیس‌شدگی تصادفی

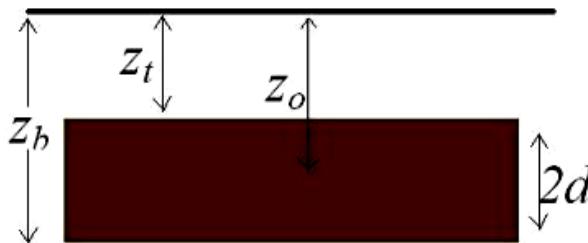
یک لایه افقی مغناطیسی با مغناطیس‌شدگی تصادفی  $m$  که عمق قسمتی فوقانی آن  $z_t$  و ضخامت آن  $2d$  است را در نظر بگیرید. فرض کنید که این لایه در هر دو راستای افقی  $x$  و  $y$  گسترش بینهایت دارد. مطابق روابط بخش قائم از دوقطبی‌ها و رابطه‌ی (۲-۲۳) تبدیل فوریه ناهنجاری میدان مغناطیسی کل ناشی از این لایه افقی به شکل زیر خواهد بود ( $F$  عملگر تبدیل فوریه و  $\Delta T$  آنومالی میدان مغناطیسی است):

$$F[\Delta T] = F[m] \{2\pi C_m \Theta_m \Theta_f e^{-|k|z_t} (1 - e^{-|k|2d})\} \quad (25-2)$$

اگر  $m$  یک تابع تصادفی باشد  $F[m]$  و در نتیجه  $F(\Delta T)$  موجود نخواهد بود (رابطه‌ی (۲-۱)). به همین دلیل ما باید از ابزاری بنام طیف چگالی انرژی استفاده کنیم.

طیف چگالی انرژی میدان مغناطیسی کل، با رابطه‌ی زیر نشان داده می‌شود:

$$\Phi_{\Delta T}(k_x, k_y) = \Phi_m(k_x, k_y) Q(k_x, k_y) \quad (26-2)$$



شکل ۲-۱: لایه‌ی مغناطیسی افقی با ضخامت محدود. خط تیره رنگ بالایی سطح زمین  $z_t$  عمق فوقانی،  $z_0$  عمق میانی و  $z_b$  عمق پایینی لایه‌ی مغناطیسی است.

که در این رابطه داریم:

$$Q(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 |\Theta_m|^2 |\Theta_F|^2 e^{-2|k|z_t} \times (1 - e^{-|k|(2d)})^2,$$

که در آن  $\Phi_m(k_x, k_y)$  چگالی انرژی مغناطیس‌شدگی  $m$  می‌باشد. تمامی جملات به جز  $|\Theta_F|^2$  و  $|\Theta_m|^2$  به صورت شعاعی متقارن‌اند. یعنی اگر مقادیر را در فضای فوریه بر حسب  $k_x$  و  $k_y$  رسم کنیم، همه مقادیری که در روی دایره به شعاع  $k = k_x + k_y$  قرار می‌گیرند، مقداری برابر دارند. پس می‌توانیم میانگین شعاعی رابطه‌ی (۲-۲۶) را به صورت زیر داشته باشیم:

$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|) = A \bar{\Phi}_m(|k|) e^{-2|k|z_t} \times (1 - e^{-|k|(2d)})^2 \quad (۲۷-۲)$$

که در آن  $\bar{\Phi}_m$  میانگین شعاعی  $\Phi_m$  و  $A$  میانگین شعاعی  $4\pi^2 C_m^2 |\Theta_m|^2 |\Theta_F|^2$  است.

اگر  $2d = z_b - z_t$  باشد که در آن  $z_t$  عمق سطح فوقانی لایه و  $z_b$  عمق سطح تحتانی آن باشند، رابطه بالا را می‌توان به صورت زیر بازنویسی کرد:

$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|) = A \bar{\Phi}_m(|k|) e^{-2|k|z_t} \times (1 - e^{-|k|(z_b - z_t)})^2 \quad (۲۸-۲)$$

اگر  $m$  کاملاً تصادفی باشد، طیف توان آن هم مقداری ثابت خواهد بود. در این حالت برای طول موج

های خیلی کوچک‌تر از دو برابر ضخامت لایه مورد نظر،  $\lambda \ll 4d$ ، یعنی عبارت

$A \bar{\Phi}_m(|k|) (1 - e^{-|k|(z_b - z_t)})^2$  یک مقدار ثابت است. زیرا اولاً همان‌طور که

گفتیم،  $\bar{\Phi}_m(|k|)$  مقداری ثابت است و هم عبارت نمایی به مقداری کوچک میل می‌کند، زیرا

برای  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$   $\lambda \ll 4d$  خیلی کوچک می‌شود. با قرار دادن عبارت  $B$  به جای مقادیر ثابت

در رابطه‌ی (۲-۲۸) و لگاریتم‌گیری از طرفین معادله به رابطه‌ی زیر می‌رسیم:

$$\ln[\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)] = \ln B - 2|k|z_t \quad (29-2)$$

مشاهده می‌کنیم که اگر نمودار  $\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)$  را نسبت به  $|k|$  رسم کنیم، شیب نمودار  $z_t$  یا همان عمق سطح فوقانی لایه‌ی مورد نظر خواهد بود. البته برازش خط بر منحنی را باید در محدوده‌ای از نمودار انجام دهیم که شرط  $\lambda < 2d$  برقرار باشد.

از طرف دیگر معادله‌ی (28-2) را می‌توان به شکل زیر بازنویسی کرد:

$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|) = C e^{-2|k|z_0} (e^{-|k|(z_t - z_0)} - e^{|k|(z_b - z_0)})^2 \quad (30-2)$$

که در آن  $z_0$  عمق قسمت میانی لایه‌ی مغناطیسی و  $C$  مقداری ثابت است. در طول موج‌های بلند، معادله‌ی (30-2) به شکل زیر قابل بیان است:

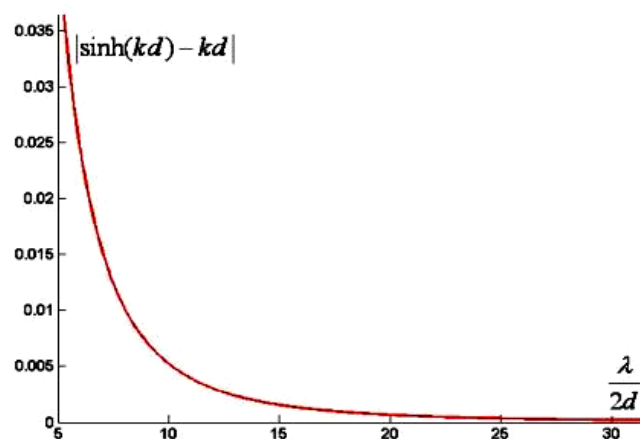
$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|) = C e^{-2|k|z_0} (e^{-|k|(-d)} - e^{-|k|(d)})^2 \approx C e^{-2|k|z_0} (2|k|d)^2 \quad (31-2)$$

درستی این مطلب را در ادامه نشان خواهیم داد. همان‌طور که گفته شد  $2d$  ضخامت لایه‌ی مغناطیسی است. اگر طرفین معادله‌ی (31-2) را بر  $|k|^2$  تقسیم کرده و از طرفین لگاریتم طبیعی بگیریم، داریم:

$$\ln \left\{ \frac{\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)}{|k|^2} \right\} = \ln D - 2|k|z_0 \quad (32-2)$$

که در اینجا  $D$  مقداری ثابت است. حال اگر نمودار  $\ln \left\{ \frac{\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)}{|k|^2} \right\}$  را نسبت به  $|k|$  رسم کنیم، شیب نمودار، دو برابر  $z_0$  یا همان عمق قسمت میانی لایه‌ی مغناطیسی افقی خواهد بود. علت اینکه ما

می‌توانیم رابطه‌ی (۲-۳۱) را بنویسیم، این است که مقدار داخل پرانتز برابر است با  $2 \sinh(kd)$  و در مقادیر کوچک  $kd$ ، خواهیم داشت:  $\sin(kd) = kd$ . در واقع با استفاده از آنالیز این رابطه است که ما مناسب‌ترین محل برازش خط راست بر روی نمودار برای محاسبه‌ی  $z_0$  را بدست می‌آوریم. برای این کار ما نمودار  $|\sin(kd) - kd|$  را بر حسب نمودار  $\lambda/2d$  رسم می‌کنیم [۱،۲].



شکل ۲-۲: نمودار  $|\sinh(kd) - kd|$  بر حسب  $\lambda/2d$  برای تخمین بهترین محل برازش خط راست بر روی داده‌ها. همان‌طور که از شکل مشخص است، زمانی که نسبت طول موج داده‌ها به ضخامت لایه حدود ۱۵ برابر می‌شود، می‌توان گفت رابطه‌ی  $\sinh(kd) = kd$  با تقریب خوبی برقرار است.

مشاهده می‌شود که اگر یک مقدار مناسب برای  $2d$  حدس بزنیم (این حدس معمولاً با توجه به داده‌های دیگری که در اختیار داریم، مانند زمین‌شناسی منطقه، زده می‌شود)، می‌توانیم کمترین طول موج و به عبارت دیگر بیشترین عدد موجی را که بهترین نتیجه را می‌دهد مشخص کنیم. حال با توجه به هندسه‌ی مسئله نشان داده شده در شکل (۲-۱)، می‌توان نوشت:

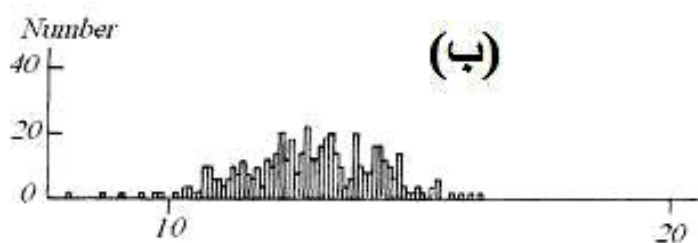
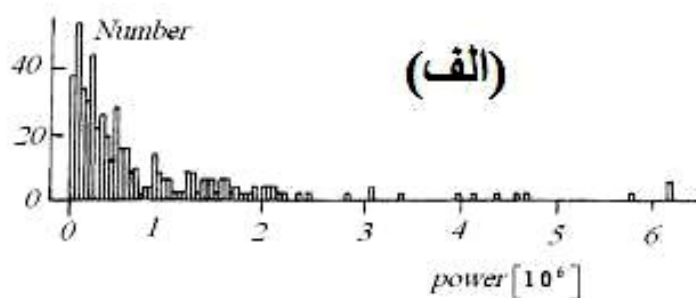
$$z_b = 2z_0 - z_t, \quad (۲-۳۳)$$

و به این ترتیب عمق قسمت تحتانی لایه‌ی مغناطیسی افقی که هدف اصلی ما از این محاسبات بود، بدست می‌آید. این همان روشی است که اسپکتور و گرنر [۱۳]. برای محاسبه‌ی عمق تحتانی

توده‌ی مغناطیسی بنیان گذاری کردند. باید توجه شود که هم عمق فوقانی و هم عمق پایینی که ما در این تحقیق محاسبه می‌کنیم نسبت به نقطه‌ی مشاهده (میانگین توپوگرافی منطقه به علاوه ۳۰۰ متر ارتفاع پرواز) در هر منطقه مورد استفاده در آنالیز طیفی است.

## ۲-۱۲ اهمیت ترتیب اعمال میانگین شعاعی و لگاریتم

آنچه تاکنون گفته شد، از الگوی پیروی می‌کرد که اسپکتور و گرنٹ [۱۳]. از آن استفاده کرده‌اند. اما مباحثی نیز درباره‌ی اهمیت ترتیب اعمال عملگر میانگین‌گیری شعاعی و عملگر لگاریتم طبیعی مطرح شده است. به طوری که مائوس و دیمری (۱۹۹۴) معتقدند که باید ابتدا عملگر لگاریتم روی داده‌های طیف توان اعمال شود و سپس میانگین‌گیری انجام شود [۲۷]. آنها بیان کرده‌اند که در شکل تابع لگاریتمی میانگین شعاعی طیف توان با شکل تابع میانگین شعاعی لگاریتم طیف توان تفاوت‌هایی وجود دارد، به طوری که تخمین عمقی که این دو روش بدست می‌دهند ممکن است حتی تا ۲۰ درصد نیز اختلاف نشان دهند. اسپکتور و گرنٹ عملگر میانگین شعاعی را قبل از عملگر لگاریتم طبیعی روی طیف توان اعمال کرده‌اند [۱۳]. در کلیه‌ی مقالاتی که بعد از آن‌ها چاپ شده، این دو عملگر به همان ترتیب اسپکتور و گرنٹ به کار رفته‌اند [۱۹، ۳-۱]. به نظر مائوس و دیمری این کار اشتباه است، زیرا پارامتر مورد بررسی ما در این تحقیقات لگاریتم طیف توان است و بنابراین اگر مقادیر متعددی از لگاریتم طیف توان وجود داشته باشد، ما باید میانگین‌گیری را روی آن اعمال کنیم [۲۷]. همان‌طور که در شکل (۲-۳) نشان داده شده است، اگر قبل از اعمال لگاریتم، میانگین‌گیری شود جواب ما تأثیر زیادی از مقادیر خیلی زیاد یا خیلی کم داده‌ها خواهد دید، در صورتی که اگر میانگین‌گیری بعد از اعمال لگاریتم باشد، چون مقادیر توزیع نرمال‌تری دارند، جواب ما هم توزیع نرمالی خواهند داشت.



شکل ۲-۳: توزیع داده‌های طیف توان (الف) قبل و (ب) بعد از لگاریتم‌گیری (با تغییر- مائوس و دیمری (۱۹۹۵)) محور افقی لگاریتم توان و محور قائم تعداد داده‌ها در هر بازه را نشان می‌دهد. همان‌گونه که دیده می‌شود، بعد از لگاریتم‌گیری توزیع داده‌ها نرمال‌تر می‌شود.

## ۲-۱۳ لزوم یا عدم لزوم استفاده از عملگر کاهش به قطب

دلیل مهم‌تری که مائوس و دیمری [۲۷] در استفاده از روش خود به آن استناد کرده‌اند، این است که در صورت لگاریتم‌گیری قبل از اعمال میانگین شعاعی دیگر نیازی به اعمال تبدیل برگردان به قطب روی داده‌های مغناطیسی نخواهد بود. البته بلکلی (۱۹۹۴) [۲۱] عقیده دارد که صرف اعمال میانگین‌گیری شعاعی روی طیف توان داده‌های مغناطیسی، ما را از تبدیل برگردان به قطب بی‌نیاز خواهد کرد (اشاره‌ای به تأثیر ترتیب اعمال دو عملگر مورد بحث نکرده است) زیرا همان‌گونه که درباره‌ی روابط (۲-۲۵) تا (۲-۲۷) اشاره کردیم، اگرچه  $\Theta_m$  و  $\Theta_f$  به طور شعاعی متقارن نیستند، ولی در امتداد هر دایره‌ی متحدالمركز (مستقل از شعاع دایره) دارای میانگین خواهند

بود. پس می‌توان نتیجه گرفت که طیف چگالی انرژی، در امتداد هر شعاعی که از مرکز تصویر شود، شکل مشابهی خواهد داشت و شکل طیف توان در امتداد هر شعاع، با طیفی که به‌طور شعاعی میانگین‌گیری شده است، متناسب است. در نتیجه شکل طیف توان به عنوان تابعی از  $|k|$ ، فقط به جمله‌ی نمایی ظاهر شده در روابط مربوط به طیف توان (مانند رابطه‌ی (۲۵-۲)) بستگی دارد و شکل طیف توان عملاً مستقل از راستای دوقطبی و جهت میدان خارجی است. پس می‌توان گفت که عملگر کاهش به قطب هیچ تأثیری بر شکل طیف توان میدان مغناطیسی نخواهد داشت [۲۱]. ما هر دو ترتیب ذکر شده را امتحان کردیم اما تفاوت محسوسی بین نتایج خود مشاهده نمودیم.

## ۲-۱۴ روش اسپکتور و گرنت

در چند دهه‌ی گذشته، تحلیل‌های طیفی بر پایه‌ی مدل‌های آماری برای کاربردهای متنوع زمین‌شناسی مانند تخمین عمق متوسط بالایی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و یا تخمین ضخامت پوسته مورد استفاده قرار گرفته است. باتاچاریا (۱۹۶۶) طیف توان یک بی‌هنجاری شدت میدان مغناطیسی کل مربوط به یک بلوک مستطیلی را به صورت تابعی از عدد موج  $u$  و  $v$  (radians/km) در جهت  $x$  و  $y$  بدست آورد. اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) این عبارت را با فرض اینکه بی‌هنجاری‌های روی نقشه‌ی مغناطیس هوایی وابسته به مجموعه‌ای از منشورهای قائم هستند، تعمیم دادند. بنابراین طیف توان بی‌هنجاری‌های مغناطیسی موجود در یک نقشه‌ی شدت میدان با فرض اینکه مغناطیدگی سنگ‌ها تابع تصادفی از  $x$  و  $y$  باشد، در مختصات قطبی به صورت زیر ارائه خواهد شد [۲۸]:

$$\langle E(r, \theta) \rangle = 4\pi^2 M^2 R_G^2 \langle e^{-2hr} \rangle \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle \langle S^2(r, \theta) \rangle \langle R_p^2(\theta) \rangle, \quad (2-34)$$



که در آن:  $\langle \rangle$  بیانگر مقدار مورد انتظار<sup>۱</sup>،

$$r = (u^2 + v^2)^{1/2}$$

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{u}{v}\right)$$

M ممان مغناطیسی به ازای واحد عمق،

h عمق بالایی منشور،

t ضخامت منشور،

S فاکتوری برای اندازه‌ی افقی منشور،

$R_p$  فاکتوری برای مغناطیدگی،

و  $R_G$  فاکتوری برای جهت میدان مغناطیسی زمین می‌باشد.

با میانگین‌گیری نسبت به  $\theta$  خواهیم داشت:

$$\langle \bar{E}(r) \rangle = 4\pi^2 M^2 \bar{R}_G^2 \langle e^{-2hr} \rangle \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle \langle \bar{S}^2(r) \rangle \quad (2-35)$$

که در آن:  $\bar{E}$ ،  $\bar{R}$  و  $\bar{G}$  بیانگر میانگین این کمیت‌ها نسبت به  $\theta$  می‌باشند.

اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) نشان دادند که شیب (گرادیان) لگاریتم طیف فوریه‌ی میانگین بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مجموعه‌ی منابع با عمق بالایی آن‌ها مرتبط است. همچنین موقعیت پیک طیف‌ها بر روی محور بسامد یا عدد موج با ضخامت لایه‌ی منابع مغناطیسی در ارتباط می‌باشد. در این روش عمق متوسط منبع، با نرخ زوال<sup>۲</sup> طیف توان مغناطیسی در ارتباط است. این روش توزیع پارامترها را برای مجموعه‌ای از بلوک‌های مغناطیسی شده یکنواخت فرض می‌کند که منجر به زوال با نرخ نمایی وابسته به عمق می‌شود. همچنین، در این روش نرخ زوال قانون توانی<sup>۳</sup> وجود دارد که مستقل از عمق می‌باشد. برای اکثر موارد به جز برای اعماق زیاد و بلوک‌هایی با اندازه‌ی کوچک، طیف

<sup>1</sup> Expected value

<sup>2</sup> Decay

<sup>3</sup> Power-Low

توان مشاهده‌ای برای نرخ زوال قانون توانی باید تصحیح گردد. اگر توزیع عمقی بلوک‌های مغناطیسی گوسی (نرمال) باشد، طیف توان مشاهده شده باید برای زوال قانون توانی مستقل از عمق و همچنین زوال نمایی تصحیح شود [۲۹]. بنابراین، قبل از به‌کار بردن روش اسپکتور و گرنت برای تخمین عمق، طیف توان مشاهده‌ای برای زوال قانون توانی باید تصحیح گردد. متأسفانه قبل از اینکه فدی<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۷) نشان دهند که برای تخمین عمق با استفاده از روش اسپکتور و گرنت طیف مشاهده‌ای باید تصحیح گردد، این روش بدون تصحیح طیف در کارهای اشخاصی به‌کار برده شد که نتایج تخمین با خطای بالایی همراه بود [۲۹-۳۱]. نتایج تخمین عمق برای عمق متوسط مجموعه‌ای از بلوک‌ها با طیف تصحیح شده و تصحیح نشده در شکل مقایسه شده است. باید توجه نمود که روش اسپکتور و گرنت بدون تصحیح تضعیف طیفی، دائماً عمق‌های بین صفر تا ۱۵ کیلومتر را بیشتر تخمین می‌زند [۲۳].

## ۲-۱۵ روش پیک طیفی

اسمیت<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۷۴)، بولر<sup>۳</sup> (۱۹۷۸) و کنارد<sup>۴</sup> و همکاران (۱۹۸۳) از اثر فاکتور  $(1 - e^{-tr})^2$  معادله‌ی (۲-۳۴) برای یافتن ضخامت ( $t$ ) عمیق‌ترین لایه‌ی مغناطیسی استفاده کردند. در این روش پنجره‌ی داده‌ها<sup>۵</sup> باید به اندازه‌ی کافی بزرگ باشد تا بتوان بی‌هنجاری‌های بسامد پایین که توسط کف منابع مغناطیسی ایجاد شده‌اند، شناسایی شود [۳۲]. اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) نشان دادند وقتی فاکتور  $(1 - e^{-tr})^2$  با فاکتور  $e^{-2hr}$  ترکیب شود پیکی در طیف تعریف می‌شود که با عمق کف منبع مرتبط است. وقتی که پیک قابل توجه در طیف اتفاق می‌افتد بیانگر این است که کف منابع قابل شناسایی می‌باشند [۲۸].

<sup>1</sup> Fedi  
<sup>2</sup> Smith  
<sup>3</sup> Boler  
<sup>4</sup> Connard  
<sup>5</sup> Data window

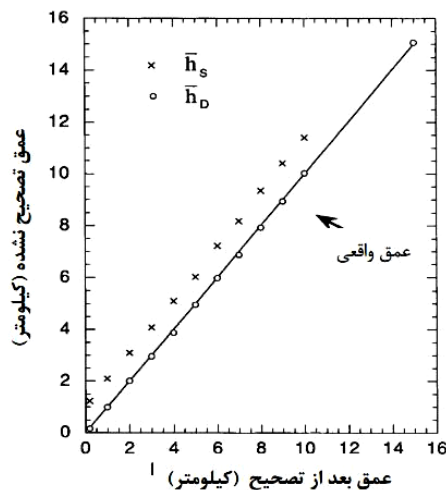
موقعیت پیک طیفی مشاهده شده بر روی محور عدد موج ( $k_{peak}$ ) تابعی از عمق بالایی ( $z_t$ ) و عمق

کف ( $z_b$ ) بی‌هنجاری‌های مغناطیسی می‌باشد که به صورت معادله‌ی (۲-۳۶) بیان می‌شود که در آن

$z_b$  می‌تواند با سعی و خطا محاسبه شود [۲۱، ۳۳]:

$$k_{peak} = \frac{\ln z_b - \ln z_t}{z_b - z_t}, \quad (۲-۳۶)$$

یکی از محدودیت‌های این روش این است که پیک طیف همیشه مشاهده نمی‌شود. به عنوان مثال طیف‌های لایه با مغناطیس‌شدگی یکسان در عدم‌موج‌های پایین، شکل قانون توانی دارد [۲۱]. همچنین اکثر اوقات پیک طیف با یک نقطه نشان داده می‌شود و ممکن است به دلیل انتخاب پنجره‌هایی با اندازه‌ی کوچک و یا مشکلات موجود در تعیین دقیق طیف توان در عدم‌موج‌های پایین موقعیت نقطه از نظر مختصاتی قابل اعتماد نباشد. برای رفع این مشکلات پنجره‌گذاری باید با دقت اجرا شود. متأسفانه خیلی از مقالات و مطالعات منتشر شده به اندازه‌ی کافی به موارد ذکر شده دقت نکرده‌اند. بنابراین در بخش‌های عدم‌موج پایین طیف‌ها، پیک طیف‌ها اشتباه مشاهده می‌شود و یا در تخمین طیف‌ها اشتباه می‌شود که منجر به تعیین عمق‌های نادرست خواهد شد.



شکل ۲-۴: بهبود تخمین عمق روش اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) با استفاده از تصحیح قانون توان. دواير کوچک ( $\bar{h}_D$ ) روی خط بیانگر عمق واقعی و تخمین‌های عمق روش اسپکتور و گرنت ( $\bar{h}_S$ ) با علامت X مشخص شده‌اند.

## ۲-۱۶ مدل‌سازی پیشرو پیک طیف

راوات<sup>۱</sup> (۲۰۰۴)، فین<sup>۲</sup>، رز<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۴) به طور هم‌زمان مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی را برای تخمین بهتر عمق کف با استفاده از معادله‌ی (۲-۳۷) که به عمق‌های بالایی ( $z_t$ ) و کف ( $z_b$ ) بی‌هنجاری‌ها وابسته است، پیشنهاد دادند:

$$P(k) = C(e^{-|k|z_t} - e^{-|k|z_b})^2, \quad (2-37)$$

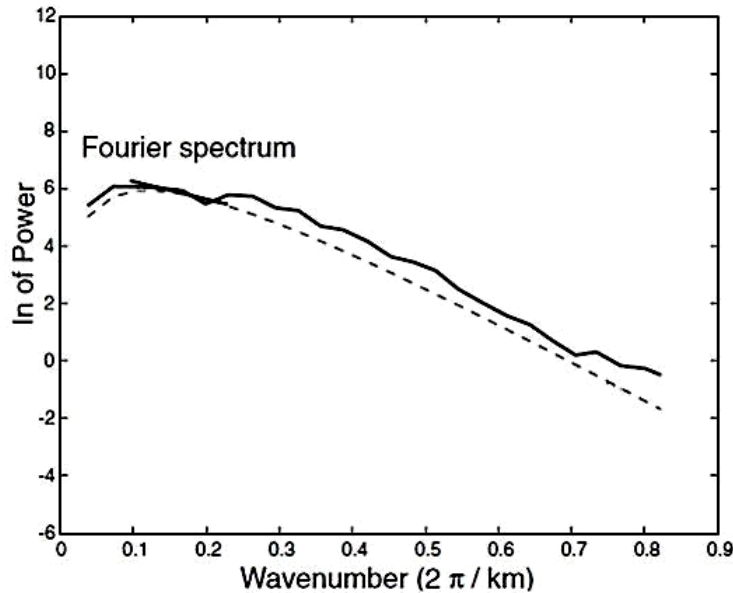
که در آن:  $P$  طیف توان،  $\vec{k} = (k_x, k_y, k_z)$  عدد موج و  $k = |\vec{k}| = 2\pi/\lambda$  نرم آن،  $\lambda$  طول موج و ثابت  $C$  شامل پارامترهای مستقل از عمق می‌باشد که برای تنظیم منحنی مدل شده جهت برازش به پیک مشاهده شده می‌تواند به کار رود. عمق بالایی لایه ( $z_t$ ) نیز با توجه به برازش شیب مجاور به پیک طیف تنظیم می‌گردد. شکل (۲-۵) مثالی را از مراحل مدل‌سازی پیشرو نشان می‌دهد. در این شکل خطوط توپر طیف فوریه و خط‌چین، طیف مدل‌شده‌ای است که با یک فرض  $z_t$  و  $z_b$  در معادله‌ی ایجاد شده است.  $z_b$  مفروض، موقعیت پیک طیفی را کنترل می‌کند (نزدیک  $0/1 \approx k$  در شکل ۲-۵) و  $z_t$  شیب را در عدد موج‌های بالا کنترل می‌کند ( $k > 0/5$ ). شیب بلافاصله مجاور پیک طیف با ترکیبی از  $z_t$  و  $z_b$  کنترل می‌شود. برای مثال عمیق‌تر شدن  $z_b$  به بالا رفتن پیک طیف نسبت به بقیه‌ی منحنی مدل شده منجر می‌شود و بالعکس، و در نتیجه بر روی شیب عدد موج پایین سمت راست پیک طیف تأثیر می‌گذارد. به علاوه عمیق‌تر شدن  $z_b$  همچنین پیک طیف مدل‌شده را نسبت به بقیه‌ی منحنی به سمت چپ جابجا می‌کند و نقطه‌ی اوج پهن‌تر می‌شود، در حالی که کمتر شدن عمق کف نقطه‌ی اوج را به سمت راست جابجا می‌کند و آن را تیزتر نیز می‌کند. یکی از مزیت‌های مدل‌سازی پیشرو این است که اجازه می‌دهد تا به صورت تکراری موقعیت و پهنای پیک برازش شود و با

<sup>1</sup> Ravat

<sup>2</sup> Finn

<sup>3</sup> Ross

بخش مجاور شیب‌دار با دقت بالا تطابق پیدا کند. براساس برازش طیف‌های مدل شده با طیف‌های مشاهده شده نتایج با اطمینان بالایی رد یا پذیرفته می‌شوند [۲۲].



شکل ۲-۵: مثالی از مدلسازی پیشرو پیک طیفی، طیف فوریه (خطوط توپر پیوسته) و طیف مدل شده (خط چین). خط راست در بازه‌ی ۱/۰-۲/۰ عدد موج، شیب خطی است که برای محاسبه‌ی عمق بر اساس روش‌های اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰)، باتاچاریا و لیو (۱۹۷۷) و اوکیوبو و همکاران (۱۹۸۵) می‌باشد [۲۲].

## ۱۷-۲ روش مرکز یابی

باتاچاریا و لیو (۱۹۷۷) روشی را برای تعیین مرکزیت منابع متوازی السطوح مستطیلی منتشر کردند که آنها قبل‌تر در مطالعات نقطه‌ی کوری منطقه‌ی آتشفشانی یلوستون<sup>۱</sup> استفاده کرده بودند. در این روش فرض می‌شود که منابع دارای توزیع ناهمبسته<sup>۲</sup> یکنواخت تصادفی مغناطیدگی  $M(x,y)$  می‌باشند. طیف توان (P) برای مجموعه‌ای از توده‌های دو بعدی می‌تواند به صورت زیر نوشته شود [۱۳، ۲۱]:

$$P(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 \phi_m(k_x, k_y) |\theta_m|^2 |\theta_f|^2 e^{-2|k|z_t} \times (1 - e^{-|k|(z_b - z_t)})^2, \quad (2-38)$$

<sup>1</sup> Yellowstone  
<sup>2</sup> Uncorrelated

که در آن:  $k_x$  و  $k_y$  عدد موج در جهات  $x$  و  $y$ ،  $C_m$  ثابت تناسب،  $\Phi_m(\mathbf{k}_x, \mathbf{k}_y)$  طیف توان دوبعدی مغناطیدگی و  $\Theta_m$  و  $\Theta_f$  به ترتیب فاکتورهای جهتی مرتبط با مغناطیدگی و میدان مغناطیسی زمین می‌باشند. از آنجایی که در معادله‌ی (۲-۳۸) به جز  $|\Theta_f|^2$  و  $|\Theta_m|^2$ ، تمامی جملات دارای تقارن هستند و علاوه بر آن میانگین شعاعی  $\Theta_m$  و  $\Theta_f$  ثابت هستند، به همین جهت  $\Phi_m(\mathbf{k}_x, \mathbf{k}_y)$  یک ثابت است. با این شرط که مغناطیدگی  $\mathbf{M}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$  کاملاً تصادفی و ناهمبسته باشد. از این‌رو، بعد از میانگین‌گیری شعاعی، معادله‌ی (۲-۳۸) را می‌توان به صورت زیر نوشت [۳۲]:

$$P(k) = A_1 e^{-2|k|z_t} (1 - e^{-|k|(z_b - z_t)})^2, \quad (۳۹-۲)$$

که در آن:  $A_1$  ثابت می‌باشد. جهت محاسبه‌ی عمق مرکزی  $z_0$  منبع مغناطیسی با استفاده از بخش عدد موج پایین طیف توان معادله‌ی (۲-۳۹) را می‌توان به صورت ساده‌تر نوشت [۱۸]:

$$\ln \left( \frac{P(k)^{\frac{1}{2}}}{k} \right) = A_2 - |k|z_0, \quad (۴۰-۲)$$

در این معادله  $A_2$  نیز ثابت است. برای محاسبه‌ی عمق بالایی منبع مغناطیسی  $z_t$  معادله‌ی (۲-۳۹) را می‌توان ساده کرد با فرض اینکه سیگنال‌های بالای منبع بر طیف توان غالب شوند [۱۳، ۱۴، ۱۸].

$$\ln \left( P(k)^{\frac{1}{2}} \right) = A_3 - 2|k|z_t, \quad (۴۱-۲)$$

در این روش که به روش عمق مرکزی معروف است، عمق کف منبع مغناطیسی در دو مرحله انجام عمیق‌ترین منابع مغناطیسی با استفاده از معادله‌ی (۲-۴۰) می‌شود: الف) محاسبه‌ی عمق مرکزی عمیق‌ترین منابع مغناطیسی با استفاده از معادله‌ی (۲-۴۱) با تاجاریا و  $z_t$  و ب) محاسبه‌ی عمق بالایی

لیو (۱۹۷۵) معادلاتی را برای محاسبه‌ی عمق‌های مرکزی و بالایی ساختارهای دو بعدی با سطح مقطع چند ضلعی دلخواه بدست آوردند، سپس اوکیوبو و همکاران (۱۹۸۵) پیشنهاد کردند که همان معادلات توده‌های مغناطیسی می‌تواند به صورت  $Z_b$  را می‌توان برای توده‌های سه بعدی نیز به کار برد. عمق کف زیر محاسبه گردد:

$$z_b = 2z_o - z_t, \quad (۴۲-۲)$$

در اکثر مطالعات تعیین عمق با روش مرکزبایی، عمق مرکزی با نادیده گرفتن چند نقطه با شیب تند در بسامدهای پایین آخر طیف توان محاسبه می‌شوند [۳۴]، یا بر روی داده‌ها قبل از محاسبه‌ی عمق مرکزی فیلتر بالا گذر<sup>۱</sup> اعمال می‌شود [۱۸]. اوکیوبو و همکاران (۱۹۸۵) استدلال می‌کنند که بلندترین طول‌موج‌ها در داده‌های مغناطیسی حاوی اطلاعاتی از منابع بسیار عمیق و نوفه می‌باشد که این به دلیل ناکافی بودن دقت مدل‌های IGRF است. آنها نتایج مطالعه‌ی خود را با اعمال یک فیلتر بالاگذر برای حذف طول‌موج‌های بلندتر از ۴۰ کیلومتر برای جزیره‌ی کیوشو<sup>۲</sup> واقع در کشور ژاپن و نواحی اطراف آن مورد استفاده قرار دادند. دولماز و همکاران (۲۰۰۵) قبل از محاسبه‌ی عمق مرکزی در منطقه‌ی همگرایی آفریقایی- اوراسیایی<sup>۳</sup> در جنوب غرب ترکیه از فیلتر میان گذر<sup>۴</sup> با بازه‌ی ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر استفاده کردند. با این که فیلتر کردن یک روش ذهنی<sup>۵</sup> است، اما تصمیم‌گیری در مورد مقدار طول‌موج‌هایی که از داده‌ها باید حذف شود بسیار سخت است. راوات و همکاران (۲۰۰۷) به این نکته اشاره کرده‌اند که بخش طول‌موج بلند طیف توان ممکن است حاوی اطلاعات مهمی از منابع مغناطیسی باشد. در مورد عمق بالایی لایه‌های مغناطیسی، تاناکا<sup>۶</sup> و همکاران (۱۹۹۹) محاسبه‌ی  $Z_t$  را از بخش عددموج بالای طیف پیشنهاد کردند. تعیین عمق بالایی با توجه به بخش عددموج بالا ممکن است برای حالت‌های تک لایه مناسب باشد، اما در حالت‌های چندلایه به جای عمق عمیق‌ترین لایه،

<sup>1</sup> High-Pass

<sup>2</sup> Kyushu

<sup>3</sup> African-Eurasian Convergence Zone

<sup>4</sup> Band-Pass

<sup>5</sup> Subjective approach

<sup>6</sup> Tanaka

عمق لایه‌ی کم‌عمق‌تر را نشان می‌دهد [۱۳]. اما برای محاسبه‌ی عمق کف منبع مغناطیسی، عمق بالایی عمیق‌ترین لایه مورد نیاز است. بانسال<sup>۱</sup> و دیمیری<sup>۲</sup> (۲۰۰۵) و بانسال و همکاران (۲۰۰۶) پی بردند که مقادیر عمقی که از بخش‌های عدد موج بالا بدست می‌آید، نشان دهنده‌ی عمق بالایی مجموعه‌ای از توده‌های کم‌عمق می‌باشد. در واقع ساختارهای زمین‌شناسی اغلب چندلایه هستند. آنها دریافتند که به‌کار بردن معادله‌ی (۲-۴۰) مقادیر عمق مرکزی را بیشتر تخمین می‌زند حتی اگر اندازه بلوک‌ها کوچک در نظر گرفته شود [۳۵].

## ۲-۱۸ روش مرکز یابی اصلاح شده

معادلات (۲-۴۰) و (۲-۴۱) فرض می‌کنند که توزیع منابع مغناطیسی در یک صفحه‌ی افقی (X, Y) به‌صورت تصادفی و ناهمبسته می‌باشد، در حالی که در واقعیت توزیع منابع مغناطیسی در سه جهت X, Y و Z از یک رفتار فرکتالی مقیاس بندی شده تبعیت می‌کند. بانسال و همکاران (۲۰۱۱) تخمین عمق کف منابع مغناطیسی را مانند روش مرکز یابی در دو مرحله اما با دیدگاه فرکتالی پیشنهاد دادند.

برای توزیع فرکتالی منابع، طیف توان معادله‌ی (۲-۴۰) جهت محاسبه‌ی عمق مرکزی بعد از ترکیب معادلات (۲-۴۰) و  $\Phi_m(k_x, k_y, k_z) \propto k^{-\beta}$  می‌تواند به صورت زیر بازنویسی شود:

$$\ln \left( k^{\beta} \times \frac{P(k)}{k^2} \right) = A_4 - 2kz_0, \quad (۲-۴۳)$$

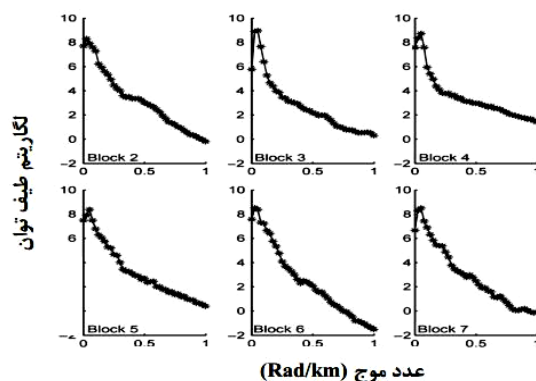
عمق بالایی عمیق‌ترین منبع مغناطیسی نیز می‌تواند با ترکیب معادلات (۲-۴۱) و  $\Phi_m(k_x, k_y, k_z) \propto k^{-\beta}$  بدست آید:

$$\ln \left( k^{\beta} \times (k) \right) = A_5 - 2kz_t, \quad (۲-۴۴)$$

<sup>1</sup> Bansal  
<sup>2</sup> Dimri



راوات و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از داده‌های مصنوعی و واقعی به این نتیجه رسیدند که مقدار نمای مقیاس‌بندی شده برای ساختارهای سه‌بعدی تصحیح خوبی انجام نمی‌دهند و اغلب طیف توان را بیش تصحیح<sup>۱</sup> می‌کنند [۳۵]. بانسال و همکاران (۲۰۱۱) در بیش از طیف‌های توان بلوک‌های منطقه‌ی مورد مطالعه خود پیک‌های طیفی را مشاهده نمودند که این خود بیانگر انتخاب بهینه‌ی ابعاد بلوک‌ها می‌باشد. یک مثال از پیک‌های طیفی در شکل (۲-۶) ارائه شده است. به دلیل رابطه‌ی متقابل نمای مقیاس‌بندی شده با عمق منابع مغناطیسی، برای ساختارهای دو بعدی بانسال و همکاران (۲۰۱۱)  $\beta = 1$  را در نظر گرفتند. در ساختارهای فرکتالی به پالایش اولیه<sup>۲</sup> داده‌ها که توسط اوکیوبو و همکاران (۱۹۸۵) پیشنهاد شد نیازی نیست. برای روش بانسال و همکاران (۲۰۱۱) نمای مقیاس‌بندی شده باید کمتر از ۲ باشد، در غیراین صورت  $P(k)/k^2$  بیش تصحیح خواهد شد. یکی از معایب این روش این است که با توجه به رابطه‌ی متقابل  $\beta$  و عمق منابع مغناطیسی مقدار  $\beta = 1$  در نظر گرفته شد. بانسال و همکاران این مقدار ثابت را برپایه‌ی مشاهده‌ی پیک طیفی در بلوک‌های منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی خود در نظر گرفتند. اما در صورتی که مقدار واقع  $\beta > 1$  باشد این روش مقدار عمق را بیشتر تخمین می‌زند و بالعکس.



شکل ۲-۶: طیف‌های توان در مقابل عدد موج برای بلوک‌های متفاوت جهت نشان دادن پیک‌های طیفی [۳۵].

<sup>1</sup> Over correct

<sup>2</sup> Prefiltering

## ۲-۱۹ روش تخمین عمق با طیف دی فرکتال شده

روش‌های تخمین عمق منابع مغناطیسی که تاکنون مورد بررسی قرار گرفتند بر پایه‌ی دو نوع توزیع از مغناطیدگی می‌باشند: الف) مدل‌هایی با مغناطیدگی تصادفی و یا ب) مدل‌هایی با مغناطیدگی فرکتالی. روش دی فرکتال شده نیز بر این فرض استوار است که طیف توان مشاهده شده را می‌توان به صورت طیف توان مغناطیدگی فرکتالی در نظر گرفت، 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 [۲۴].

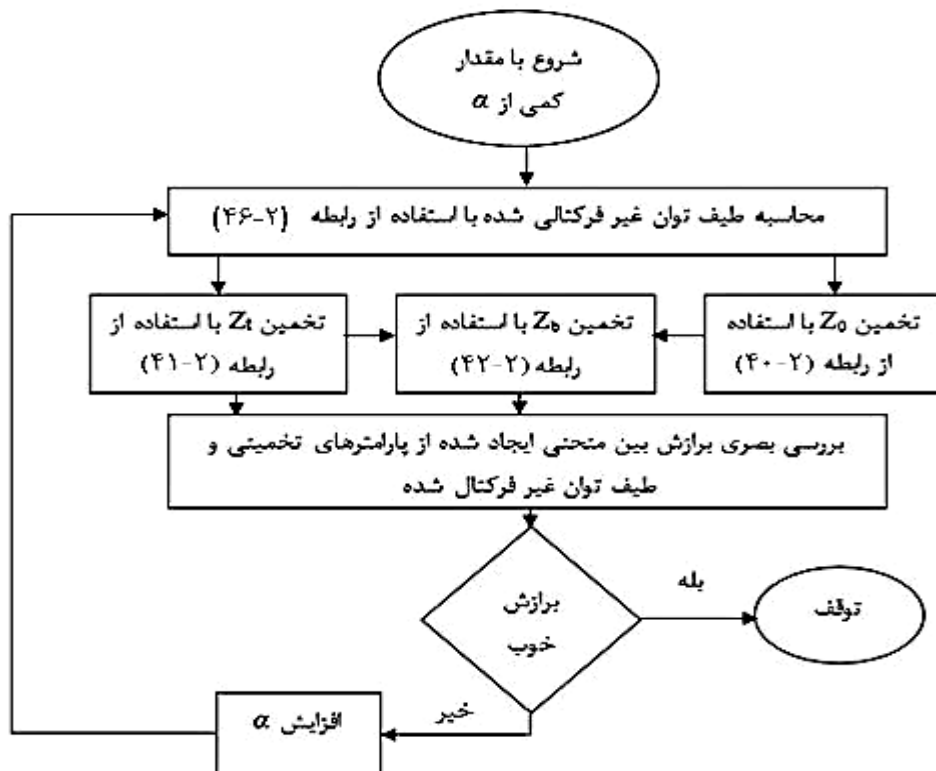
$$P_F(k_x, k_y) = P_R(k_x, k_y) * k^{-\alpha}, \quad (۲-۴۵)$$

که در آن:  $P_F(k_x, k_y)$  طیف توان مشاهده شده،  $P_R(k_x, k_y)$  طیف توان ناشی از مدل با مغناطیدگی تصادفی،  $k$  عدد موج شعاعی و  $\alpha$  شاخص فرکتالی  $\alpha = \beta - 1$  که در اینجا  $\beta$  پارامتر فرکتالی مغناطیدگی می‌باشد [۲۷]. در صورت تعیین مقدار  $\alpha$  می‌توان با ضرب کردن طیف مشاهده‌ای در فاکتور  $k^\alpha$  آن را دی فرکتالی کرد. در نتیجه طیف توانی معادل با مغناطیدگی تصادفی حاصل می‌گردد:

$$\Phi_R(k_x, k_y) = \Phi_f(k_x, k_y) k^\alpha, \quad (۲-۴۶)$$

با حذف اثر فرکتالی می‌توان با طیف حاصل همانند طیف توان با مغناطیدگی تصادفی برخورد نمود و از روابط آن‌ها استفاده کرد. این روش می‌تواند جهت تصحیح طیف توان میدان با توزیع مغناطیدگی فرکتالی مورد استفاده قرار گیرد [۲۴]. در این روش از تکنیک‌های مرکزبایی و مدلسازی پیشرو پیک طیفی نیز استفاده می‌شود. طیف توان با در نظر گرفتن مقادیر متفاوتی از دی فرکتالی شده اما مقدار صحیح آن با توجه به برازش طیف توان مدل شده پیشرو پیک طیفی به طیف دی فرکتال شده انتخاب

می‌شود. شکل (۷-۲) فلوجارت روش دی‌فرکتال شده برای تخمین عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را نشان می‌دهد.



شکل ۷-۲: فلوجارت روش دی‌فرکتال شده جهت تخمین عمق کف منابع مغناطیسی [۲۴].

برای شروع فرآیند مقدار کوچکی برای  $\alpha$  در نظر گرفته می‌شود و سپس مراحل فلوجارت بر روی طیف توان مشاهده شده اجرا می‌گردد. جهت محاسبه‌ی عمق بالایی و عمق مرکزی منابع مغناطیسی از روش مرکزیابی استفاده می‌شود. معیار برازش خوب به صورت چشمی ارزیابی می‌شود، اما بیشتر برازش بر روی بلندترین طول موج‌ها مد نظر است و نوسان‌های محلی در طول منحنی طیف توان را می‌توان نادیده گرفت.

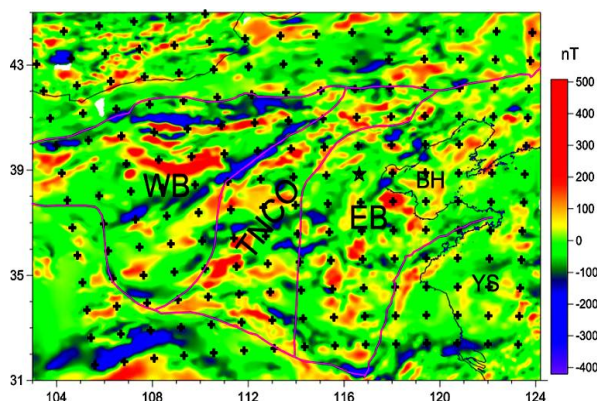
## ۲-۲۰ مروری بر محاسبه‌ی عمق کوری و تهیه‌ی نقشه‌ی جریان حرارتی در مناطق مستعد منابع زمین‌گرمایی

### ۲-۲۰-۱ بررسی ساختارهای حرارتی و تعیین عمق کوری برای شمال چین

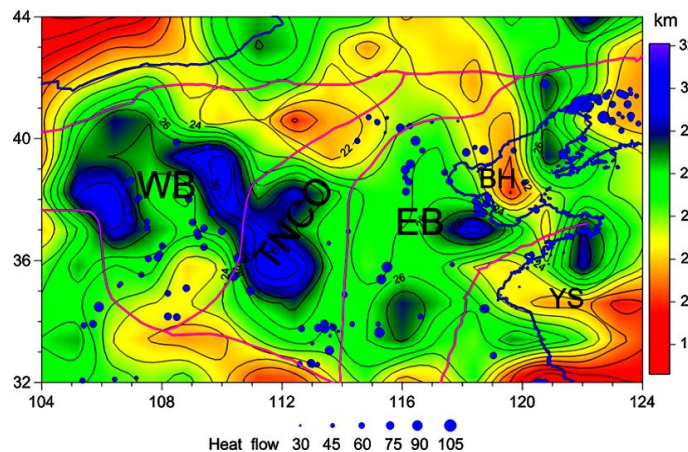
یاژو و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از روش مرکزبایی، عمق کوری و عمق بالای لایه‌ی مغناطیسی را برای شمال چین تخمین زدند. آن‌ها با استفاده از پنجره‌هایی متحرک با ابعاد  $180 \times 180$  کیلومتر مربع (شکل ۲-۸) عمق کوری را برای این منطقه بین ۱۸ تا ۳۲ کیلومتر برآورد کردند. همچنین نشان دادند که عمق نقطه‌ی کوری در بخش‌های غربی منطقه‌ی مورد مطالعه نسبت به بخش شرقی عمیق‌تر می‌باشد و طبق محاسبات انجام شده عمق کوری در اطراف دریای بوهای نسبت به بقیه‌ی مناطق کمتر است. در ادامه با استفاده از عمق کوری محاسبه شده گرادیان حرارتی طبق رابطه‌ی (۲-۴۷) محاسبه کرده و سپس با استفاده از معادله‌ی (۲-۴۸) جریان حرارتی سطحی را برای ناحیه‌ی مورد مطالعه بین  $2 \text{ mW/m}^2$  تا  $3 \text{ mW/m}^2$  بدست آوردند (شکل ۲-۹) [۳۶].

$$\frac{\partial T}{\partial Z} = \frac{58.0^\circ C}{z_b} \quad (2-47)$$

$$q = k \left( \frac{\partial T}{\partial Z} \right) \quad (2-48)$$



شکل ۲-۸: نقشه‌ی آنومالی مغناطیسی منطقه‌ی مورد مطالعه که نقاط مشکی نشان دهنده‌ی مرکز هر کدام از پنجره‌ها می‌باشد [۳۶].



شکل ۲-۹: نقشه‌ی عمق کوری برای شمال چین. نقاط آبی نشان دهنده‌ی مقدار جریان حرارتی با توجه به اندازه‌ی آن‌ها در هر ناحیه می‌باشد [۳۶].

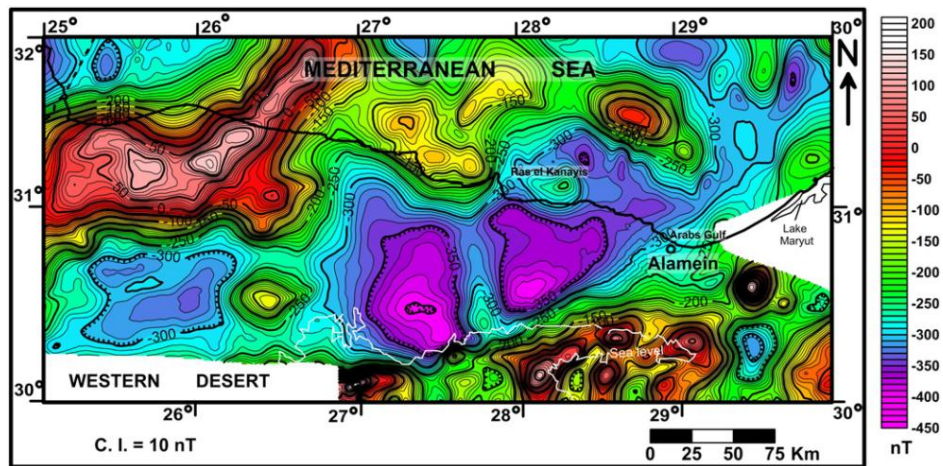
آن‌ها ضریب هدایت گرمایی را  $5/2 \text{ W/mK}$  در نظر گرفته و سپس نقشه‌ی جریان حرارتی منطقه را ترسیم کردند.

## ۲-۲۰-۲ محاسبه‌ی عمق نقطه‌ی کوری و جریان حرارتی با استفاده از آنالیز طیفی

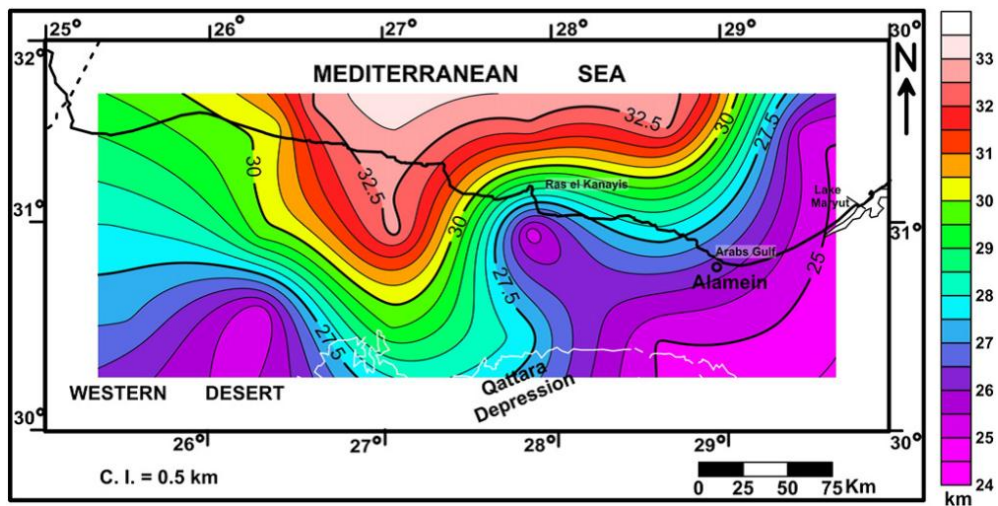
### داده‌های مغناطیس هوایی برای ناحیه‌ی شمالی صحرای غرب مصر

سادا احمد سادا (۲۰۱۶) با استفاده از آنالیز طیفی داده‌های مغناطیسی هوابرد عمق نقطه‌ی کوری و نقشه‌ی جریان حرارتی را برای بخش شمالی صحرای غربی در مصر تهیه کرد. در ابتدا به جهت تصحیح شکل و مکان قرارگیری آنومالی‌های مغناطیسی متفاوت تصحیح برگردان به قطب (RTP) را بر روی داده‌ها اعمال کرد (شکل ۲-۱۰). در مرحله‌ی بعد با استفاده از فیلتر پایین‌گذر، فرکانس‌های مربوط به آنومالی‌های سطحی را به منظور شناسایی منابع عمیق‌تر حذف و در ادامه منطقه‌ی مورد مطالعه را به ۱۸ بلوک تقسیم کرد. پس از انجام این مراحل، عمق کوری را برای این منطقه بین ۳۳-۲۴/۵ کیلومتر تخمین زده و به مرکز هر یک از بلوک‌ها نسبت داده شد. تغییرات عمق کوری از جنوب به سمت شمال منطقه (شکل ۲-۱۱)، دارای یک روند افزایشی، همچنین مقدار جریان حرارتی در برخی جهات از مقدار  $42-54 \text{ mW/m}^2$  دارای یک روند کاهشی می‌باشد (شکل ۲-۱۲) که در نتیجه، این

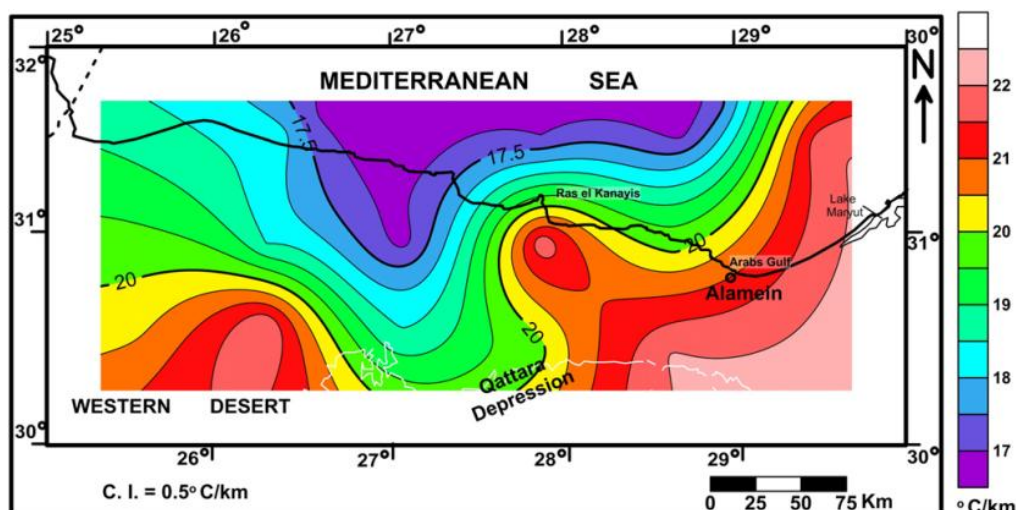
مناطق دارای جریان حرارتی و گرادیان حرارتی پایین نسبت به سایر مناطق است. سادا احمد سادا بیان کرد که این مقدار پایین گرادیان حرارتی ناشی از ویژگی‌های مغناطیسی بخش شمالی ساحل مدیترانه می‌باشد [۳۷].



شکل ۲-۱۰: نقشه‌ی برگردان به قطب شده منطقه‌ی داده‌های مغناطیس هوایی مورد مطالعه [۳۷].



شکل ۲-۱۱: نقشه‌ی عمق کوری منطقه‌ی مورد مطالعه [۳۷].

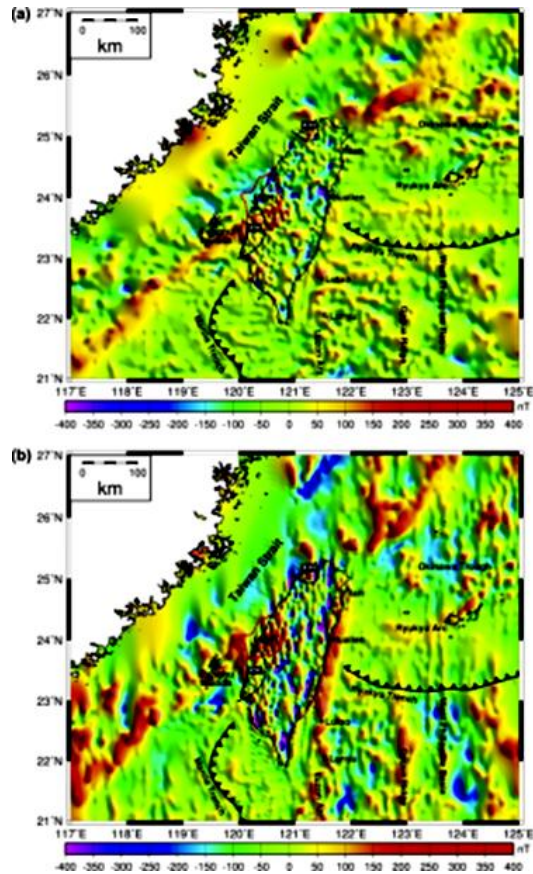


شکل ۲-۱۲: نقشه‌ی گرادیان حرارتی در منطقه‌ی مورد مطالعه [۳۷].

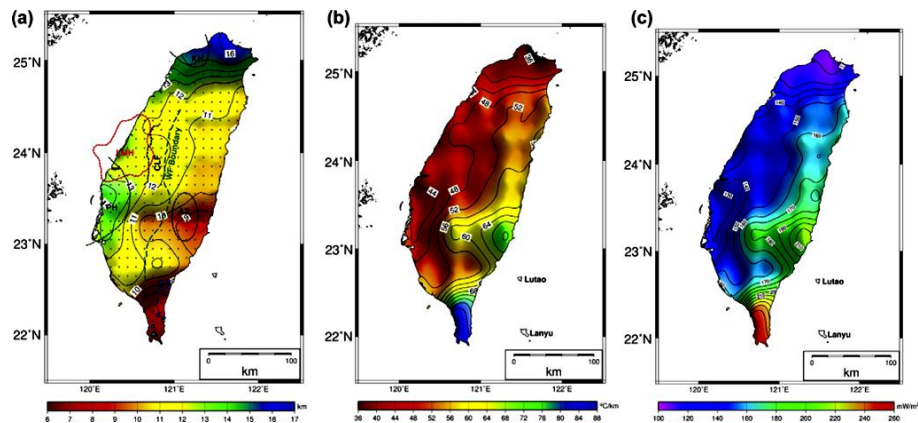
## ۲-۳-۲ ارزیابی عمق نقطه‌ی کوری جریان حرارتی و گرادیان حرارتی در تایوان با

### استفاده از آنالیز طیفی

هسیه و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از ترکیب داده‌های برداشت شده‌ی زمینی و دریایی، عمق کوری و جریان حرارتی را برای تایوان تخمین زدند. آن‌ها به منظور تشخیص دقیق محل آنومالی‌های مغناطیسی، در ابتدا داده‌ها را با استفاده از فیلتر برگردان به قطب تصحیح و تقریباً ناحیه‌ای با طول ۸۸۰ کیلومتر و عرض ۶۶۰ کیلومتر، برای بررسی‌های بعدی آماده کردند (شکل ۲-۱۳). همچنین با استفاده از روش مرکزیابی، مقادیر عمق کوری را که بیشترین آن ۱۷ کیلومتر و در شمال تایوان قرار دارد تخمین زدند. همچنین کمترین عمق را برای بخش جنوبی تایوان با مقدار ۶ کیلومتر بدست آوردند که بیشترین میزان گرادیان حرارتی  $۸۸^{\circ}\text{C}/\text{km}$  و جریان حرارتی  $۲۶۰\text{ mW}/\text{m}^2$  نیز مربوط به همین ناحیه می‌باشد (شکل ۲-۱۴) [۳۸].



شکل ۲-۱۳: نقشه‌ی آنومالی مغناطیسی برگردان به قطب شده ناحیه‌ی مورد مطالعه. (الف) بخش زمینی داده‌های مغناطیسی، (ب) بخش دریایی داده‌های مغناطیسی [۳۸].



شکل ۲-۱۴: (الف) نقشه‌ی عمق کوری تایوان (دایره‌ها نشان دهنده‌ی چشمه‌های آبگرم و مثلث نشان دهنده‌ی آتشفشان مود. شکل بیضی AZ نشان دهنده‌ی مناطق لرزه‌خیز و خطوط مشکی نشان دهنده‌ی گسل‌های منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد.)، (ب) نشان دهنده‌ی گرادیان حرارتی بدست آمده از نقشه‌ی عمق کوری می‌باشد. (ج) جریان حرارتی سطحی با مقدار هدایت گرمایی  $9 \text{ W/mK}$  [۳۸].



# فصل ۳: استفاده از تئوری فرکتال با دروس تحلیل

طیفی

### ۱-۳ مقدمه

سوالی که مطرح می‌شود، این است که فرض ما در مورد کاملاً تصادفی بودن توزیع ناهنجاری مغناطیسی تا چه حدی درست است؟ آیا واقعاً طبیعت به صورت کاملاً تصادفی رفتار می‌کند؟ در این فصل قصد داریم در این مورد بحث کرده و در صورت لزوم فرض قبلی خود در مورد توزیع تصادفی داده‌های مغناطیسی را اصلاح کنیم.

مطالعات جدید در زمینه‌ی تئوری میدان‌های پتانسیل ثابت کرده است که فرض قبلی ما در مورد اینکه طیف توان آنومالی مغناطیسی رفتاری کاملاً تصادفی دارد، یعنی نوعی نویز سفید است، فرض درستی نبوده است و بسیاری از پدیده‌های طبیعی از جمله میدان ژئومغناطیسی، رفتاری فرکتالی از خود بروز می‌دهند (شکل ۱-۳) یعنی به صورت نویز رنگی هستند [۳۹].



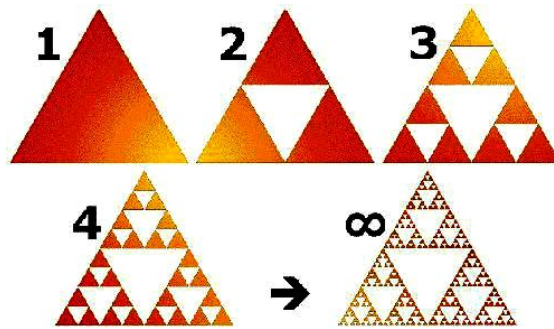
شکل ۱-۳: عکس هوایی از ساحل دریا در فلوریدا، مثالی از رفتار فرکتال گونه طبیعت [۳۹].

از آنجایی که در این فصل به دفعات از فرکتال و بعد فرکتالی نام می‌بریم، قبل از اینکه مستقیماً نحوه‌ی استفاده از تئوری فرکتال در روش تخمین عمق را مورد بررسی قرار دهیم، مقدمه‌ای کوتاه و ساده در مورد فرکتال‌ها بیان می‌کنیم.

## ۲-۳ تعریف هندسه‌ی فرکتالی

### ۱-۲-۳ خودهمانندی در اشکال هندسی

فرکتال‌ها خودهمانند<sup>۱</sup> هستند، بدین معنی که یک فرکتال هندسی در هر اندازه‌ای، و با هر مقیاسی مشابه به نظر می‌رسد که به این خاصیت خودهمانندی می‌گویند. خودهمانندی فرکتال‌ها ایجاب می‌کند فرکتال‌ها آرایش شکلی تکرارشونده‌ای داشته باشند. شکل (۲-۳) رفتار خودهمانندی فرکتال را نشان می‌دهد. هر کدام از مثلث‌های کوچک‌تر جزئی از مثلث بزرگ هستند و در عین حال دقیقاً شبیه مثلث بزرگ ولی در یک مقیاس کوچک‌تر هستند.



شکل ۲-۳: خود همانندی فرکتال‌ها.

### ۲-۲-۳ آرایش تکرار شونده



شکل ۳-۳: آرایش تکرار شونده.

<sup>1</sup> Self Similiar

فرکتال‌ها اغلب با مراحل تکراری ایجاد می‌شوند. برای ساخت یک فرکتال کوخ<sup>۱</sup>، یک شکل هندسی مثل یک خط راست به طول اختیاری  $a$  را در نظر می‌گیریم و روی شکل مورد نظر عملیاتی نظیر آنچه در شکل (۳-۳) نشان داده شده، انجام می‌دهیم: ابتدا یک مثلث متساوی‌الاضلاع که طول اضلاعش  $a/3$  است را در وسط خط راست اولیه گذاشته و ضلع پایینی آن را که روی خط اولیه قرار گرفته را حذف می‌کنیم (شکل (۳-۳) وسط). حال شکلی پیچیده‌تر از شکل اولیه داریم. همان عملیات را روی تک تک اضلاع شکل جدید انجام می‌دهیم. این بار شکلی پیچیده‌تر از قبل بدست می‌آوریم (شکل (۳-۳) راست). باز همان عملیات را تکرار می‌کنیم و الی آخر.

### ۳-۲-۳ بعد فرکتالی

ابتدا به تعبیر ریاضی بعد اشکال خودمتشابه می‌پردازیم. به طور کلی،  $N$  (تعداد بخش‌های کوچکتری که شکل اصلی را می‌پوشاند) مساوی  $S$  (مقیاس تغییر اندازه) به توان  $-D$  (بعد شکل) است.

$$N = S^{-D} \quad (۱-۳)$$

$$D = -\frac{\log N}{\log S} \quad (۲-۳)$$



شکل ۳-۴: پاره خط.

<sup>1</sup> Koch Fractal

به عنوان مثال پاره خط  $(4-3)$ ، شکلی خودهمانند است که به چهار بخش مساوی تقسیم شده است.

$(\frac{1}{4})^{-1} = 4$  طول هر بخش یک چهارم طول پاره خط اصلی است. اگر طول هر بخش چهار برابر

شود پاره خط اصلی بدست می آید. می دانیم بعد خط برابر یک است.  $(1 = -\frac{\log(4)}{\log(1/4)})$

یک مربع را می توان با مربع هایی به طول ضلع  $1/4$  طول ضلع مربع اصلی پوشاند. برای پوشاندن مربع

بزرگتر به  $(\frac{1}{4})^{-2} = 16$  مربع کوچکتر نیاز داریم.

همین طور می دانیم بعد صفحه برابر دو است.  $2 = -\frac{\log(16)}{\log(1/4)}$

یک مکعب را می توان با  $(\frac{1}{4})^{-3} = 64$  مکعب کوچکتر پوشاند که طول یال هر یک  $1/4$  مکعب بزرگتر

است.

بعد مکعب برابر سه است.  $3 = -\frac{\log(64)}{\log(\frac{1}{4})}$

در این مثال ها به ترتیب، روابط زیر را داریم:

$$4 = \left(\frac{1}{4}\right)^{-1} \quad 1 = -\frac{\log(4)}{\log\left(\frac{1}{4}\right)}$$

$$16 = \left(\frac{1}{4}\right)^{-2} \quad 2 = -\frac{\log(16)}{\log(1/4)}$$

$$64 = \left(\frac{1}{4}\right)^{-3} \quad 3 = -\frac{\log(64)}{\log\left(\frac{1}{4}\right)}$$

با توجه به رابطه‌ی اخیر، بعد فرکتال تولید شده در شکل (۳-۳) (فرکتال کوخ) را مانند مثال‌های بالا می‌یابیم:

$$N = 4, \quad S = \frac{1}{3}, \quad D = 1/26$$

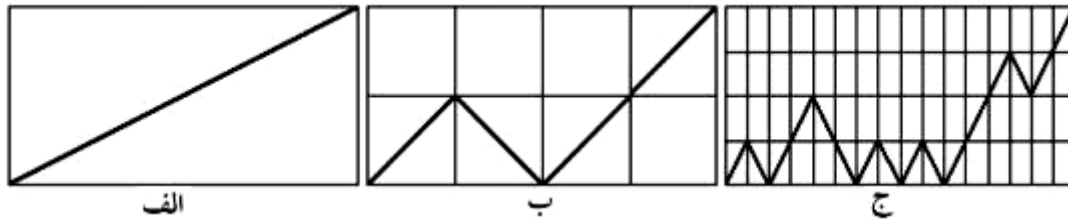
مشاهده می‌شود که بعد یک فرکتال عددی غیر صحیح است. مثال بالا در مورد اشکال هندسی خود متشابه بود، ولی ما در طبیعت بیشتر با پدیده‌های خود متمایل<sup>۱</sup> درگیر هستیم. مغناطش هم یک پدیده‌ی خود متمایل است. در ادامه خاصیت خود متمایلی فرکتال‌ها را توضیح خواهیم داد.

### ۳-۲-۴ فرکتال‌های خود متمایل

پدیده‌هایی که به‌طور آماری خود متشابه می‌باشند ولی در بعدها با مقیاس‌های متفاوت اتفاق می‌افتند فرکتال‌های خود متمایل نامیده می‌شوند. نمونه‌ی بارز این نوع فرکتال‌ها، سری‌های زمانی می‌باشند. طریقه‌ی درست کردن فرکتال ریاضی خود متمایل خیلی شبیه درست کردن فرکتال‌های ریاضی خود متشابه است، یعنی اینکه در اینجا هم تکرار یک قانون ساده باعث ایجاد فرکتال می‌شود. تنها تفاوت در اینجا این است که مقیاس یک بعد با بعد یا بعدها دیگر متفاوت است. خاصیت خود متمایل بودن بیشتر از خود متشابه بودن در پدیده‌های ژئوفیزیکی ظاهر می‌شود. جهت درست کردن فرکتال ریاضی خود متمایل یک مستطیل که طول آن دو برابر عرض آن است را در نظر بگیرید. در ابتدا یک خط راست دو رأس مستطیل را به هم متصل می‌کند (شکل (۳-۵)، الف). در مرحله‌ی اول طول و عرض مستطیل را به ترتیب به چهار و دو قسمت می‌کنیم و از ارتفاع کمتر خط به سمت ارتفاع بالاتر، پاره‌خط‌های جدیدی می‌سازیم که یک در

<sup>۱</sup> Self affine

میان بالاتر و پائین تر از خط اولیه قرار می گیرند (شکل (۳-۵)، ب). تکرار قانون بالا بر روی هر یک از پاره‌خط‌های جدید مرحله‌ی دوم، فرکتال ریاضی خود متمایل ایجاد می کند. (شکل (۳-۵)، ج).



شکل ۳-۵: مراحل تولید یک فرکتال خود متمایل.

یک فرکتال خود متشابه  $f(x, y)$  به طور آماری متشابه با  $f(rx, ry)$  می باشد. ولی یک فرکتال خود متمایل  $f(x, y)$  به طور آماری با  $f(rx, r^Ha y)$  متشابه است. توان  $Ha$  مقدار هاسدورف<sup>۱</sup> نامیده می شود، و همواره کوچکتر از یک است. ما به راحتی می توانیم مقدار  $Ha$  را برای فرکتال ریاضی خود متمایل بالا بدست آوریم. چیزی که لازم است بدانیم این است که در دو مرحله‌ی صفر و اول رابطه‌ی

$$f\left(\frac{x}{4}, \frac{y}{4}\right) = f(x, y): \text{مقابل برقرار است}$$

از آنجا که  $r = 1/4$  می باشد، ما می توانیم بنویسیم:  $f\left(xy, r^{\frac{1}{2}}y\right) = f(x, y) = f(rx, r^Ha y)$  در

نتیجه  $Ha = 1/2$  است [۴۰].

### ۳-۳ تئوری فرکتال در روش تحلیل طیفی

بسیاری از پدیده‌های طبیعی رفتاری فرکتالی دارند. به همین دلیل برای مطالعه‌ی آن‌ها از شاخه‌ای از هندسه به نام هندسه‌ی فرکتالی استفاده می کنند. مطالعات انجام شده برای شناختن

<sup>۱</sup> Hausdroff Measure

پدیده‌های مشاهده شده در زمین (مشاهدات چاه‌پیمایی، مغناطیس‌سنجی و ...) نشان می‌دهد که بسیاری از پدیده‌های زمینی، از خواص فرکانسی امواج یک زلزله گرفته تا سری زمانی مربوط به میدان مغناطیسی زمین، ویژگی فرکتال‌ها را دارا هستند. داده‌های ژئوفیزیکی غالباً به شکل سری زمانی‌اند. یکی از کاربردهای تئوری فرکتال‌ها در آنالیز طیفی داده‌های مربوط به میدان‌های پتانسیل است [۴۱]. همچنین شواهد زیادی از مطالعات مغناطیس‌هوائی و نیز از اندازه‌گیری‌های زمینی وجود دارند که نشان می‌دهند مغناطیدگی رفتار کاملاً مستقل و تصادفی از خود نشان نمی‌دهد [۴۳]. اگر لگاریتم مربع طیف فوریه یک سری زمانی (طیف توان) برحسب لگاریتم عدم‌موج یا فرکانس رسم شود، شیب منحنی بدست آمده به عنوان فاکتور مقیاس (بعد فرکتال) شناخته می‌شود [۲۳] که در ادامه آن را معرفی خواهیم کرد. فاکتور مقیاس درجه‌ی همبستگی، سری‌های داده‌ای را تعیین می‌کند. داده‌ی غیر همبسته یا تصادفی محض که مقدار فاکتور مقیاس برای آن برابر با صفر است، یک نوفه‌ی سفید است. مقادیر چنین سری زمانی از هم مستقل و غیر وابسته‌اند. سری زمانی که مقادیر مجاورش به هم وابسته‌اند، رفتار فرکتالی دارند و مقدار فاکتور مقیاس در این حالت بزرگتر از صفر است [۱۶]. منفی بودن بعد فرکتالی برای یک سری زمانی نشانگر این است که مقادیر مجاور در این سری زمانی رفتاری ضد همبسته<sup>۱</sup> دارند، یعنی یک در میان تغییر علامت می‌دهند. اسپکتور و گرنٹ (۱۹۷۰) [۱۳]. روش تحلیل طیفی را بر اساس توزیع تصادفی چشمه برای تخمین ضخامت حوزه‌های رسوبی با استفاده از داده‌های مغناطیسی و گرانی ارائه دادند. بعدها مفهوم توزیع فرکتالی چشمه‌های ناهنجاری برای تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی ارائه شد که به نام روش تحلیل طیفی مقیاسی<sup>۲</sup> شناخته شد. در همین راستا مطالعاتی نیز تحت عنوان پروژه **KTB** (حفری ژرف پوسته‌ی قاره‌ای در آلمان) انجام شده است. نتیجه‌ی این پروژه نیز تایید کرد که توزیع چگالی و پذیرفتاری مغناطیسی در پوسته‌ی زمین رفتار فرکتالی از خود نشان می‌دهند [۲۷، ۴۲]. بر اساس این مطالعات مغناطش می‌تواند به صورت

---

<sup>1</sup> Anti-Correlated

<sup>2</sup> Scaling spectral method



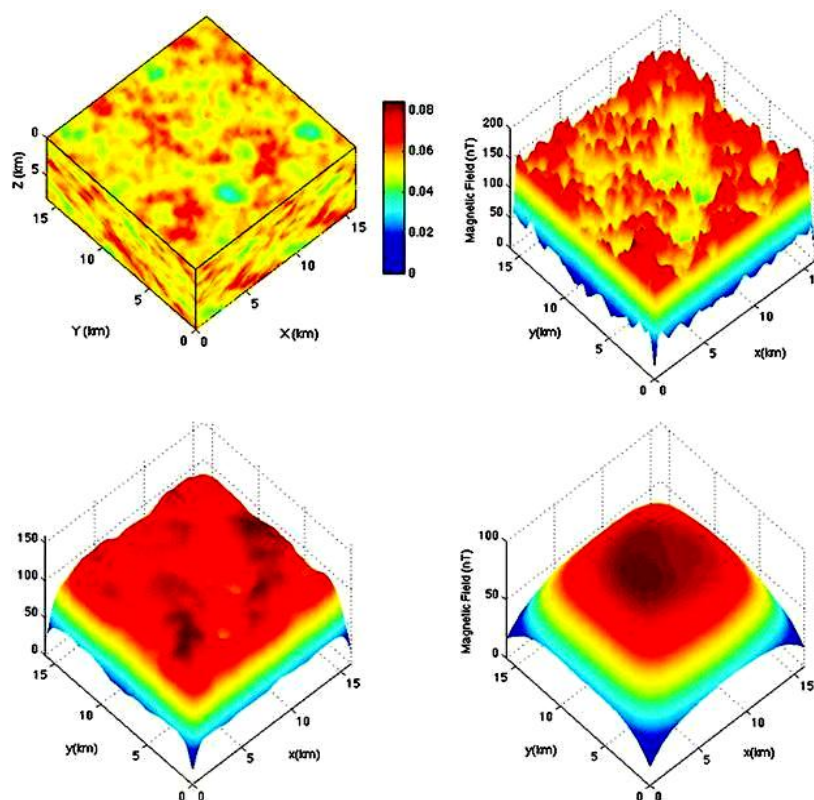
یک شکل با هندسه‌ی فرکتالی موسوم به نوفه‌ی مقیاس<sup>۱</sup> توصیف شود. چنین فرآیندهای تصادفی دارای طیف چگالی توان متناسب با عدد موج به توان مقداری ثابت است. یعنی طیف چگالی توان ناهنجاری با  $k^{-\alpha}$  متناسب است که در آن  $k$  عدد موج و  $\alpha$  بعد فرکتال یا فاکتور مقیاس توزیع فرکتالی چشمه است که قبلاً به آن اشاره کردیم [۴۳]. در شکل چشمه، میدان و طیف توان یک سیگنال در حالت تصادفی و فرکتالی نشان داده شده است. از نقطه نظر عملی فاکتور مقیاس تناسب بین طول موج‌های بلند و کوتاه سیگنال را منعکس می‌کند. پیلکینگتون و تودسچوک [۴۳] رابطه‌ای ساده بین فاکتور مقیاس چشمه و فاکتور مقیاس میدان استخراج کرده‌اند که این رابطه برای مغناطیس به شکل زیر است:

$$\gamma_{mag} = \alpha_{susc} - 1 \quad (3-3)$$

که در آن  $\gamma_{mag}$  فاکتور مقیاس یا بعد رفتار فرکتالی میدان و  $\alpha_{susc}$  فاکتور مقیاس یا بعد رفتار فرکتالی چشمه‌اند. البته آن‌ها اشاره کرده‌اند که این رابطه همواره صادق نیست، به همین دلیل معمولاً از تقریب  $\gamma_{mag} = \alpha_{susc}$  استفاده می‌کنند. ما نیز در محاسبات خود از این تقریب استفاده می‌کنیم. همان‌طور که اشاره شد، یک مثال عملی از کاربرد تئوری فرکتال‌ها، استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی به همراه تئوری فرکتال برای تخمین عمق حوزه‌های رسوبی است. از آنجایی که توده‌های رسوبی پذیرفتاری مغناطیسی بسیار کمی دارند، میدان مشاهده شده را می‌توان به سنگ‌های کریستالی شده سنگ بستر نسبت داد.

---

<sup>1</sup> Scaling Noise



شکل ۳-۶: نمایشی از دو مدل توزیع تصادفی و توزیع فرکتالی [۴۴].

در حقیقت ادامه به فراسوی یک طیف توان سفید، روشی برای تخمین عمق چشمه است [۳۲]. مائوس و دیمیری [۲۷، ۴۲]. با بررسی طیف توان میدان‌های گرانی و مغناطیسی نشان دادند که حتی زمانی که چشمه در سطح قرار دارد نیز شکل منحنی طیف توان آنومالی ناشی از آن، به صورت خط راست نیست، بلکه باز هم شیب‌دار است. این موضوع نشان می‌دهد که طیف توان ناهنجاری میدان‌های پتانسیل فقط شامل اطلاعات مستقل مربوط به عمق چشمه نیست، بلکه تصحیحات مربوط به توزیع فرکتالی چشمه نیز برای تخمین صحیح‌تری از عمق چشمه لازم است. در سال‌های اخیر بعضی افراد از فرضیه‌ی توزیع فرکتالی بی‌هنجاری مغناطیسی برای تخمین عمق کوری بهره برده‌اند. از جمله مقالات چاپ شده در این زمینه می‌توان به مقاله‌ی بولیگان و همکاران [۴۵] که در سال ۲۰۰۹ منتشر شده است، اشاره کرد. در این تحقیق که برای غرب ایالات متحده انجام گرفته است، با استفاده از تئوری فرکتال‌ها عمق کوری محاسبه شده است. با مقایسه‌ی نتایج بدست آمده با

نقشه‌ی مغناطیس‌هوایی اولیه و نیز اطلاعات مربوط به شار گرمایی منطقه، درستی نتایج تا حدود

زیادی تایید شد [۴۵].



# فصل ۴: تخمین عمق کف بی‌سجاری‌های مغناطیسی

شمال غرب ایران

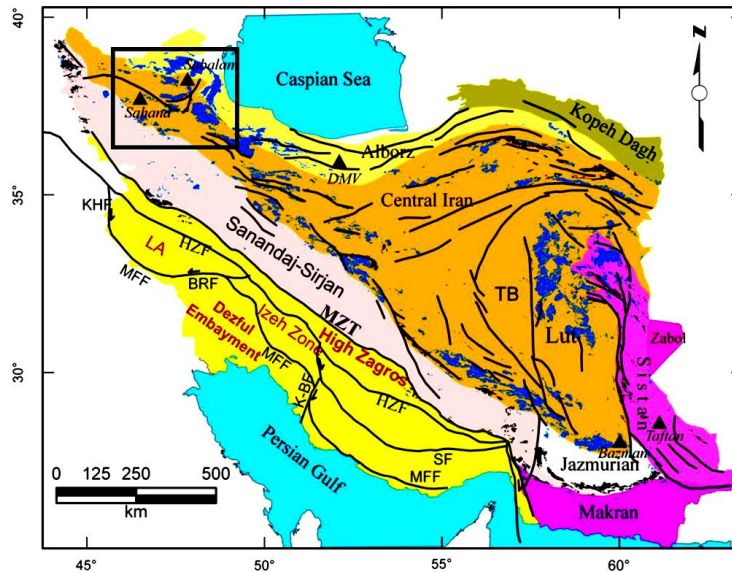
#### ۴-۱ مقدمه

تخمین عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با استفاده از آنالیز طیفی داده‌های مغناطیس هوابرد برای شناسایی مناطق مستعد زمین‌گرمایی، یکی از ابزارهای مهم در مراحل اولیه‌ی اکتشاف منابع زمین‌گرمایی است. همانطور که در فصل یک به آن پرداخته شد عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را می‌توان به‌عنوان عمق نقطه‌ی کوری در نظر گرفت. در این فصل به ترسیم خطوط تراز عمق نقطه‌ی کوری و تهیه‌ی نقشه‌های گرادیان و جریان حرارتی شمال‌غرب ایران پرداخته می‌شود. برای انجام این کار ابتدا پردازش‌های مورد نیاز بر روی داده‌های مغناطیس هوابرد منطقه انجام می‌گیرد، سپس منطقه پنجره‌گذاری شده و عمق نقطه‌ی کوری برای هر پنجره با استفاده از روش‌های مختلف تخمین زده می‌شود، آنگاه نقشه‌ی عمق نقطه‌ی کوری، گرادیان و جریان حرارتی منطقه‌ی ترسیم و به کمک سایر شواهد و اطلاعات موجود اعتبارسنجی‌های لازم صورت می‌گیرد.

#### ۴-۲ موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه و زمین‌شناسی شمال‌غرب ایران

منطقه‌ی مورد مطالعه در شمال‌غرب ایران که شامل استان‌های آذربایجان شرقی و اردبیل است، توسط موقعیتی با عرض جغرافیایی بین ۳۷-۳۹ درجه‌ی شمالی و طول جغرافیایی بین ۴۶-۴۹ درجه‌ی شرقی مشخص می‌شود. از دیدگاه زمین‌شناسی ساختمانی و بر اساس تقسیم‌بندی‌های انجام شده شمال‌غرب ایران از دو بخش ساختاری تشکیل شده است که بخش غربی و جنوب‌غربی آن دنباله‌ی پلاتفرم پالتوزوئیک ایران مرکزی و البرز غربی است. این بخش شامل کوه‌های بزرگوش-سهند و ارتفاعات شمال تبریز (کوه‌های میشو و مرو) و ارتفاعات غرب جلفا است. بخش شمال‌شرق آذربایجان ظاهراً فاقد رخساره‌های پلاتفرمی پالتوزوئیک شبیه سایر قسمت‌های ایران بوده و رخساره‌های فلیش مزوزوئیک در آن گستردگی زیادی داشته و در بخشی نیز رخساره‌ی رسوبات ترشیاری از ویژگی خاصی برخوردار است. این بخش، حوضه‌ی رسوبی دشت مغان و ارتفاعات اطراف اهر و خروانق را تشکیل می‌دهد. سنگ‌ها و سازندهای دوران پالتوزوئیک بیشتر از انواع سنگ‌های رسوبی و آذرین از

نوع درونی هستند که تقریباً در تمامی کوه‌های این استان به‌ویژه کوه‌های مروداغی و میشو داغی، صوفیان و بخش‌هایی از شمال مرند و غیره دیده می‌شوند. سنگ‌ها و سازندهای مزوزوئیک نیز بیشتر رسوبی هستند [۴۶].

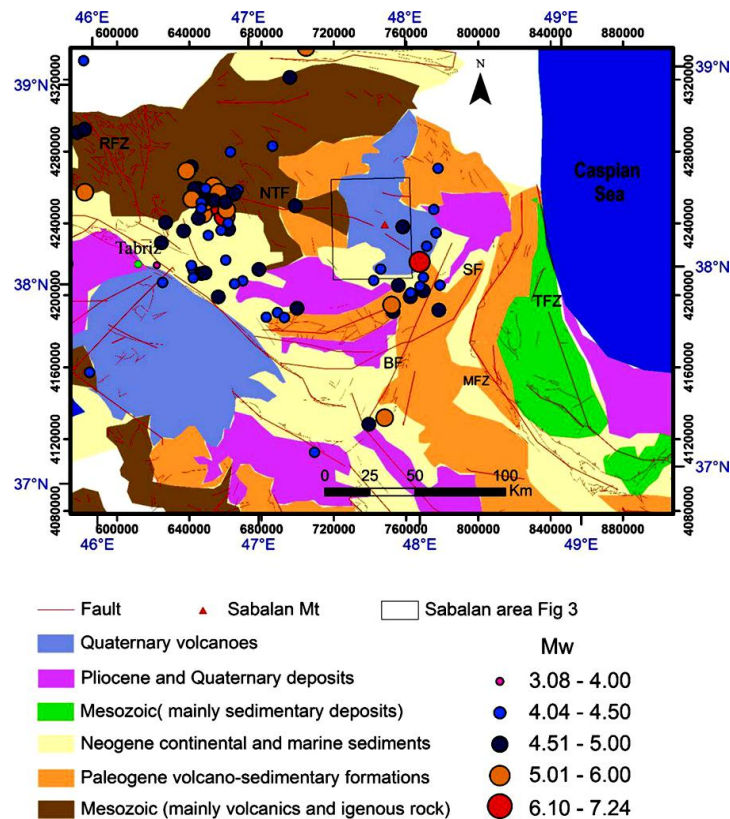


شکل ۴-۱: نقشه‌ی واحدهای ساختاری ایران (با تغییر از سازمان زمین‌شناسی کشور) [۴۷].

در دوران سنوزوئیک سنگ‌های آذرین (درونی و بیرونی) به‌ویژه بیرونی و آذرآواری مانند انواع توف‌ها و برش‌های ولکانیکی پهنه‌های وسیعی از این منطقه را زیر پوشش دارند. توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی، که از شاخصه‌های اصلی وجود پتانسیل زمین‌گرمایی می‌باشند، سطح وسیعی از منطقه‌ی مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند که در این میان سنگ‌های آتشفشانی حد واسط ائوسن تا میوسن از بیشترین سهم برخوردارند.

تأثیرات تکتونیکی، برپایی عظیم آتشفشان‌های سبلان و سهند، در اواخر ترشیری و کواترنری، یکی از مشخصه‌های مهم این منطقه است. گدازه‌های بازالتی آتشفشان بزرگ آرات که در کشور ترکیه واقع شده، بخشی از دشت‌های شمال‌غربی آذربایجان (ماکو) را پوشانده که گواهی بر آخرین فعالیت‌های

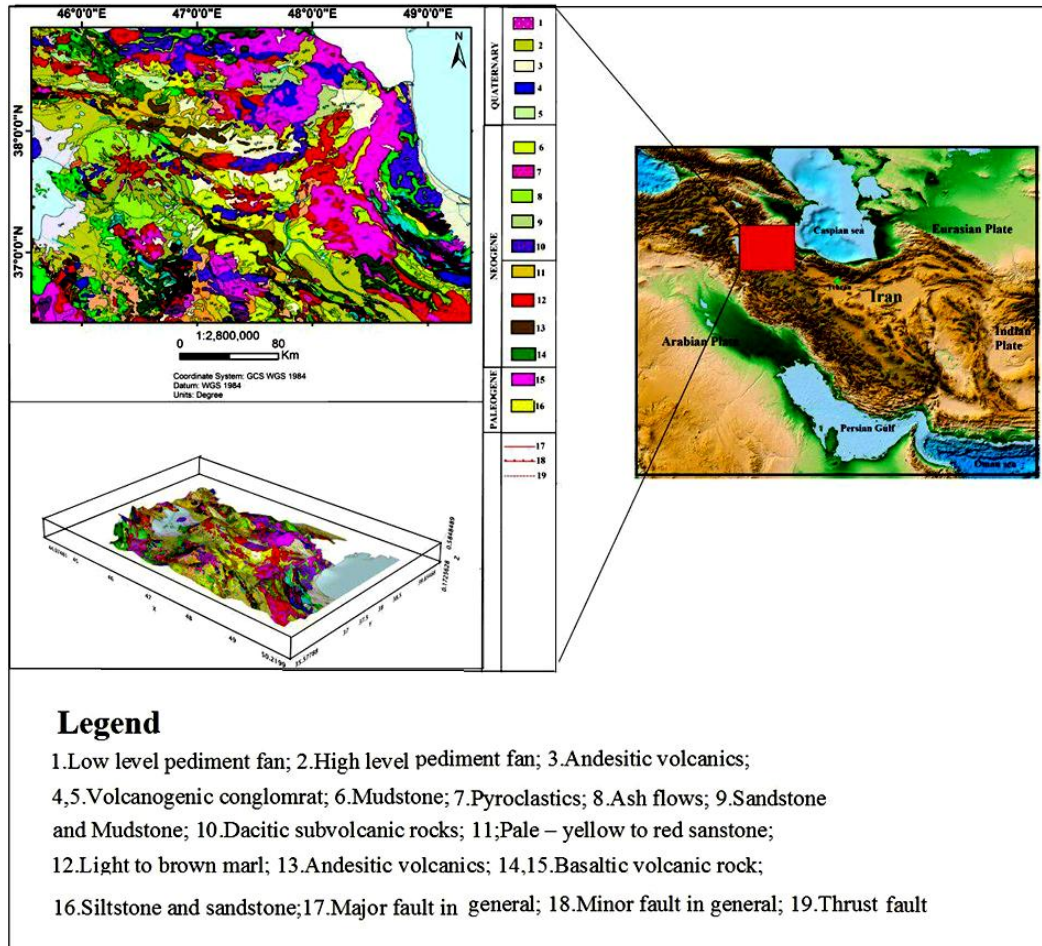
آتشفشانی در این منطقه می‌باشد. بلندترین نقطه‌ی این منطقه در قله‌ی سهند دارای ارتفاع ۳۸۱۴ متر بوده و گودترین منطقه نیز در حوضه‌ی رسوبی دشت مغان که خود بخشی از زون فروافتاده‌ی کورا - ارس که آن‌هم احتمالاً باقیمانده‌ی حوضه‌ی بزرگ رسوبی اقیانوس تتیس بوده، واقع شده است که دارای ارتفاعی حدود ۵۰ متر بالاتراز سطح دریای آزاد می‌باشد. اصلی‌ترین گسل این منطقه گسل تبریز نام دارد (شکل ۴-۲) که دارای حالت ترکیبی می‌باشد، بدین معنا که خود از به هم پیوستن چند گسل دیگر تشکیل شده است.



شکل ۴-۲: نقشه‌ی توزیع زلزله‌ها با دامنه‌های متفاوت بر روی واحد ساختاری شمال غرب کشور. **NFT** گسل شمال تبریز، **RFZ** منطقه‌ی گسلی ریحانه، **SF** گسل سنگاور، **BF** گسل بزگوش، **TFZ** ناحیه‌ی گسل تالش و **MFZ** ناحیه‌ی گسلی منجیل می‌باشند [۴۸].



آخرین حرکت این گسل از نوع راست‌گرد بوده و طول آن از جنوب ابهر تا کوه آرارات بیش از ۱۱۱ کیلومتر است. حرکات و جابه‌جایی گسل تبریز در فوران‌های آتشفشانی پلیو-کواترنر سهند تأثیر داشته و به دنبال آن چشمه‌های آب گرم بستان آباد بوجود آمده است.



شکل ۳-۴: نقشه‌ی زمین‌شناسی شمال‌غرب کشور به همراه نمایش سه بعدی از این ناحیه [۴۹].

### ۳-۴ داده‌ها

امروزه داده‌های هوایی ژئوفیزیک در مطالعات بزرگ مقیاس و منطقه‌ای اهمیت بسیار زیادی دارند و بسیاری پروژه‌های اکتشافی بزرگ در دنیا با استفاده از این داده‌ها انجام می‌شود. داده‌های

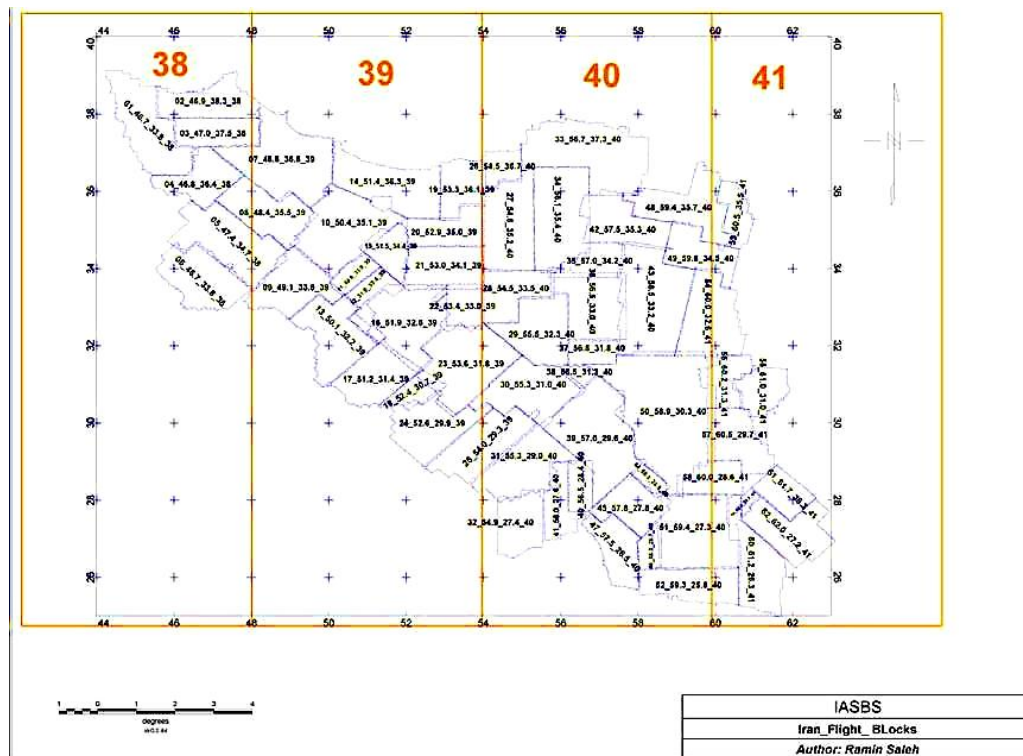
ژئوفیزیک هوایی در شناخت بسیاری از ساختارهای زمین‌شناسی و همچنین ساختار پی سنگ‌ها و گسل‌های مدفون اهمیت شایانی دارند. در کشور ما داده‌های هوایی ژئوفیزیک توسط متولیان مختلف، از جمله سازمان زمین‌شناسی ایران، سازمان انرژی اتمی ایران، شرکت ملی مس ایران و شرکت ملی فولاد ایران با اهداف از پیش تعیین شده برداشت شده‌اند. در این بین عملیات برداشت داده‌های ۵/۷ کیلومتر مغناطیس هوایی، یکی از بزرگ‌ترین و پایه‌ای‌ترین برداشت‌های صورت گرفته در ایران است. در طی یک برداشت کم‌سابقه، کل کشور پهناور ایران در مدت زمان کوتاه دو سال، ما بین سال‌های ۱۹۷۴-۱۹۷۵ و ۱۹۷۶-۱۹۷۷ با فاصله‌ی خطوط پرواز ۵/۷ کیلومتر، به سفارش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران برداشت مغناطیس‌سنجی هوایی شده است. این داده‌ها در هر بلوک پروازی، با ارتفاع ثابت ۳۰۰ متر از سطح زمین برداشت شده‌اند [۱]. این پروژه توسط شرکت اروسرویس<sup>۱</sup> که یکی از بزرگ‌ترین شرکت‌های ژئوفیزیک هوایی دنیا در آن زمان بوده، انجام شده است و از نظر طراحی و دقت دستگاه‌ها و کیفیت برداشت وضعیت بسیار مطلوبی داشته است. اگر شرایط زمانی برداشت این داده‌ها را با دقت بیشتر مد نظر قرار دهیم، مشخص خواهد شد که کشور ما در زمان برداشت داده‌ها، در مقایسه با کشورهای منطقه و حتی جهان، از نظر برخورداری از داده‌های مغناطیس هوایی رتبه بسیار خوبی را دارا بوده است. هدف از انجام این برداشت مغناطیسی بدست آوردن اطلاعات بیشتری از تکتونیک و زمین‌شناسی ناحیه‌ای ایران و نیز تعیین پهنه‌های مساعد جهت اکتشافات تفصیلی کانی‌ها و هیدروکربن‌ها بوده است. به علت فاصله‌ی زیاد خطوط پرواز، امکان کار تفصیلی با دقت بالا روی داده‌ها وجود ندارد ولی ساختارهای زمین‌شناسی به خوبی، خود را روی نقشه‌ها نشان می‌دهند.

در برداشت‌های ژئوفیزیک هوایی که منطقه‌ی وسیعی را زیر پوشش خود قرار می‌دهند، معمولاً منطقه را به چندین بلوک عملیاتی تقسیم کرده و هر کدام از این بلوک‌ها را در بازه‌ی زمانی خاصی برداشت می‌کنند. در طی برداشت مغناطیس‌سنجی ۵/۷ کیلومتر سال ۱۹۷۶-۱۹۷۷ کل منطقه‌ی ایران به

---

<sup>1</sup> Aeroservice

۶۲ بلوک پروازی تقسیم‌بندی شد که این بلوک‌ها طی دو سال و به صورت بارومتریک پرواز شده‌اند. از عوامل مهم در تقسیم‌بندی این بلوک‌ها، راستاهای اصلی زمین‌شناسی، وسعت ناحیه، عوامل فنی و اجرائی و توپوگرافی را می‌توان نام برد. موقعیت بلوک‌های پروازی این پروژه به همراه اسامی آن‌ها در نقشه‌ی شکل (۴-۴) نشان داده شده است [۱].



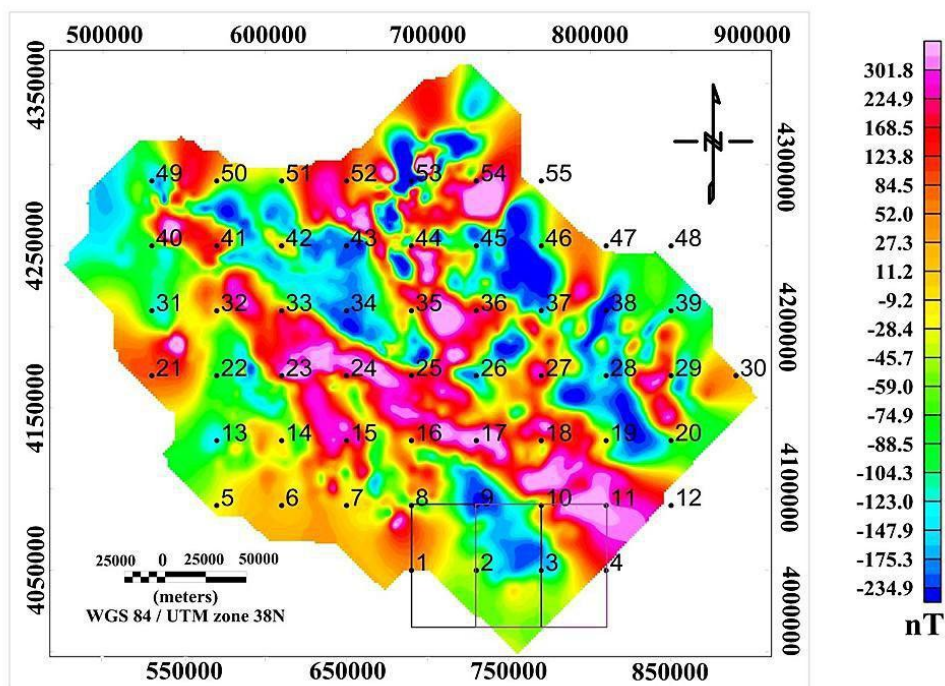
شکل ۴-۴: نقشه‌ی مرز بلوک‌های پروازی ۵/۷ کیلومتر ایران-مرز هر یک از بلوک‌های برداشتی با خطوط آبی رنگ و نام هر کدام از آن‌ها با رنگ مشکی درون هر کدام نمایش داده شده است. اعداد نارنجی رنگ، نشان دهنده‌ی شماره پهنه‌ی UTM است [۵۰].

#### ۴-۴ تصحیح داده‌ها

پس از برداشت داده‌های مغناطیسی، باید تمامی عواملی که به نوعی در اطلاعات بدست آمده مشکل ایجاد می‌نمایند، شناسایی شده و حذف گردند. برای تصحیح داده‌های مغناطیسی، تمام اثرات مربوط به منشأهای غیر از پوسته‌ی زمین حذف می‌گردد، از جمله اثرات دستگاهی و اختلالات با استفاده از

فیلترهای مناسب، اثر میدان مغناطیسی هسته‌ی زمین با استفاده از IGRF و تغییرات میدان خارجی زمین با استفاده از داده‌های ایستگاه مبنای زمینی از داده‌های برداشتی حذف شده و برای هم‌سطح‌سازی داده‌ها از خطوط کنترلی که تقریباً عمود بر خطوط اصلی پرواز است، استفاده می‌شود. در حین برداشت داده‌های هوایی به هر دلیل ممکن، اگر در بخش‌هایی از پرواز در داده‌های ثبت شده ایراد و اشکال پدید آید، پس از بررسی کارشناسان مستقر در منطقه‌ی عملیاتی در صورت لزوم و طبق استانداردها، پرواز مجدد انجام می‌شود.

برای تصحیح داده‌های سامانه‌ی مکان‌یاب هواپیما و همچنین تصحیح روزانه‌ی داده‌های مغناطیسی، محلی به‌عنوان ایستگاه مبنا که نزدیک به محل کمپینگ و استقرار هواپیما است، انتخاب می‌شود. لازم به ذکر است که ایستگاه مبنای اندازه‌گیری باید در محلی دور از اشیای مغناطیسی و یا فلزی (مانند ماشین و وسایل نقلیه) و حتی میدان‌های مغناطیسی مانند میدان ناشی از کابل‌های فشار قوی برق و ... باشد. دستگاه‌های GPS مستقر در ایستگاه مبنای قبل از شروع اولین پرواز، به مدت یک شبانه روز با فواصل نمونه‌برداری معمولاً سه ثانیه‌ای داده‌های محلی را قرائت و ثبت می‌نمایند. سپس با استفاده از داده‌های سامانه مکان‌یاب جهانی ایستگاه مبنا، مختصات دقیق محل ایستگاه مبنا تعیین می‌گردد که در تصحیح و پردازش داده‌های سامانه‌ی مکان‌یابی جهانی اهمیت زیادی دارد. داده‌های مغناطیسی که در منطقه‌ای غیر از قطب مغناطیسی برداشت می‌شوند، نمی‌توانند به‌طور دقیق محل منابع مغناطیسی را مشخص کنند، به طوری که منابع مغناطیسی که بی‌هنجاری مغناطیسی را ایجاد می‌کنند دقیقاً در زیر نقاط اندازه‌گیری واقع نمی‌شوند و حتی ممکن است شکل آن‌ها نیز اندکی دچار تغییر شود. برای جلوگیری از این مشکل، فیلتر برگردان به قطب مغناطیسی بر روی داده‌ها اعمال شد. زاویه‌ی میل و انحراف میدان مغناطیسی کل منطقه‌ی مورد مطالعه به ترتیب ۵۶ و ۴ درجه می‌باشد که برای استفاده از فیلتر برگردان به قطب به‌کار رفته است. شکل (۴-۵) نقشه‌ی شدت میدان مغناطیسی کل را بعد از اعمال تصحیحات نشان می‌دهد.



شکل ۴-۵: شماره‌ی پنجره‌ها، نحوه‌ی پنجره‌گذاری و محل قرارگیری پنجره‌ها.

#### ۵-۴ انتخاب ابعاد پنجره

انتخاب اندازه‌ی بهینه‌ی پنجره از موارد بسیار مهم است. یکی از مراحل تخمین عمق کف منابع مغناطیسی تقسیم بندی منطقه به پنجره‌های مجزا جهت تحلیل طیفی است. تاناکا و همکاران (۱۹۹۹) پیشنهاد دادند که عمق نقطه‌ی کوری با استفاده از داده‌های مغناطیسی با طول موج‌های بلندتر از ۱۰ کیلومتر بدست می‌آید و به همین جهت برای آشکارسازی بهتر منابع عمیق، بی‌هنجاری‌های با طول موج کوتاه باید از داده‌ها حذف گردد. طبق نظر اکیوبو و همکاران (۱۹۸۵، ۲۰۰۳) ابعاد بهینه‌ی پنجره‌ی مربعی مورد بررسی برای محاسبه‌ی طیف توان باید تقریباً ۱۰ برابر عمق واقعی هدف باشد. بولیگاند و همکاران (۲۰۰۹) پیشنهاد کردند که ابعاد پنجره‌ی مورد بررسی حداقل باید ۱۰ برابر بزرگتر از عمق کف منبع مغناطیسی باشد تا عمق کف بدست آمده به

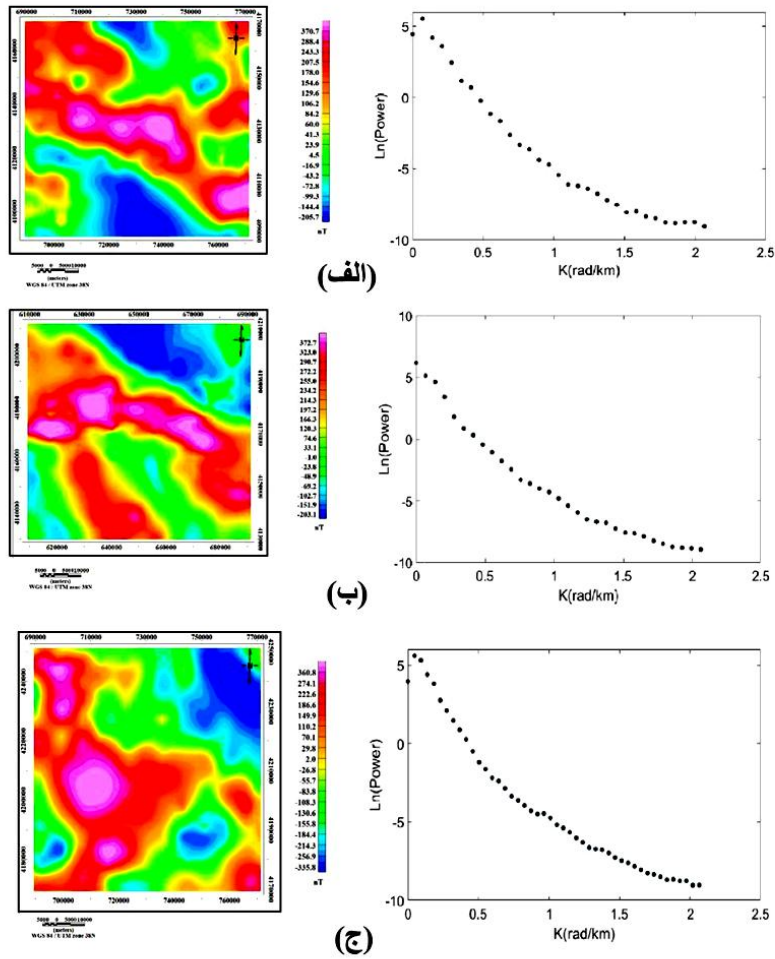
خوبی در طیف آشکار گردد.

بانسال و همکاران (۲۰۱۱) دریافتند در صورتی ابعاد پنجره‌ی مورد نظر بهینه است که در نمودار طیف توان در عدد موج‌های پایین برای اکثر بلوک‌ها، بیشینه مشاهده گردد. بلکلی (۱۹۸۸) منطقه‌ی نوادا را برای بررسی عمق کف منابع مغناطیسی مورد مطالعه قرار داد. در این تحقیق وی ابعاد پنجره‌ها را  $120 \times 120$  کیلومتر مربع انتخاب کرد. سالم و همکاران (۲۰۱۴) منطقه‌ی دریای سرخ را بررسی کردند. آن‌ها با توجه به تحقیقات گذشته‌ی انجام شده در منطقه، که نشان می‌داد عمق مورد مطالعه کمتر از ۱۵ کیلومتر است ابعاد پنجره‌ها را ۱۰۰ کیلومتر در نظر گرفتند. خوچم لی و همکاران (۱۳۹۴) منطقه‌ی اطراف اردبیل و قسمتی از آذربایجان شرقی را مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها ابعاد پنجره‌ها را  $140 \times 140$  کیلومتر مربع در نظر گرفتند و عمق منابع مغناطیسی را در آن منطقه بین ۹ تا ۱۹ کیلومتر تخمین زدند. خوچم لی و همکاران (۲۰۱۵) بار دیگر همان منطقه را مورد بررسی قرار دادند. در این تحقیق آن‌ها ابعاد پنجره‌ها را ۱۲۰ کیلومتر در نظر گرفتند و عمق منابع مغناطیسی را بین ۱۱ تا ۱۹ کیلومتر تخمین زدند. در این پایان‌نامه با توجه به مطالعات انجام شده در شرق منطقه‌ی مورد مطالعه که توسط محققین پیشین انجام شده بود، ابعاد پنجره‌ها  $80 \times 80$  کیلومتر مربع انتخاب شد. در آخر با توجه به وسعت منطقه، نقشه‌ی برگردان به قطب شده را به تعداد ۵۴ پنجره با همپوشانی ۵۰ درصد تقسیم کردیم که محل قرارگیری مرکز پنجره‌ها در شکل (۴-۵) نمایش داده شده است.

#### ۴-۶ محاسبه‌ی میانگین شعاعی طیف توان

به منظور تخمین عمق کف بلوک‌های ایجاد شده، باید میانگین شعاعی لگاریتم طیف توان محاسبه شود. سپس با استفاده از روش‌های مختلف عمق بالا، متوسط و کف پوسته‌ی مغناطیسی تخمین زده می‌شود و به مرکز پنجره نسبت داده می‌شود. در ادامه روند تخمین عمق را برای پنجره‌های ۸، ۲۳ و

۴۴ آورده شده است که شکل (۴-۶) نقشه‌ی شدت میدان مغناطیسی برگردان به قطب شده همراه با طیف توان‌های آن‌ها را به ترتیب نمایش می‌دهد.



شکل ۴-۶: میانگین شعاعی طیف توان‌ها همراه با نقشه‌ی شدت میدان مغناطیسی برگردان به قطب برای بلوک‌های (الف) شماره‌ی ۸، (ب) شماره‌ی ۲۳ و (ج) شماره‌ی ۴۴.

برای محاسبه‌ی طیف انرژی از فرمول زیر استفاده می‌شود:

$$\langle E(r) \rangle = 4\pi^2 k^2 \exp(-2\bar{h}), \quad (1-4)$$

که در آن  $\langle E(r) \rangle$  طیف انرژی،

k عدد موج،

$\bar{h}$  میانگین ضخامت،

$\mathcal{F}$  شعاع است. سپس برای محاسبه‌ی طیف توان از تبدیل فوریه‌ی  $^1$  FFT استفاده می‌شود. قبل از اعمال تبدیل فوریه‌ی هر نقطه در نقشه‌ی شدت میدان با پارامترهایی مختصاتی مانند  $x$  و  $y$  و مقدار شدت میدان تعریف می‌شوند، ولی بعد از اعمال این تبدیل از فضای مکانی به فضای فوریه که به وسیله‌ی عدد موج در راستاهای  $x$  و  $y$  می‌باشد، قابل دسترس است و مقدار هر یک با دامنه‌ی فوریه‌ی آن نقطه مشخص می‌شود.

در این پایان نامه ابتدا طیف توان میانگین شعاعی از نرم‌افزار Oasis Montaj محاسبه شد. سپس با استفاده از برنامه‌ی نوشته شده در Matlab از طیف میانگین شعاعی به عنوان ورودی برنامه‌ی نوشته شده استفاده می‌شود، تا با استفاده از این کد میانگین شعاعی طیف توان حاصل شود.

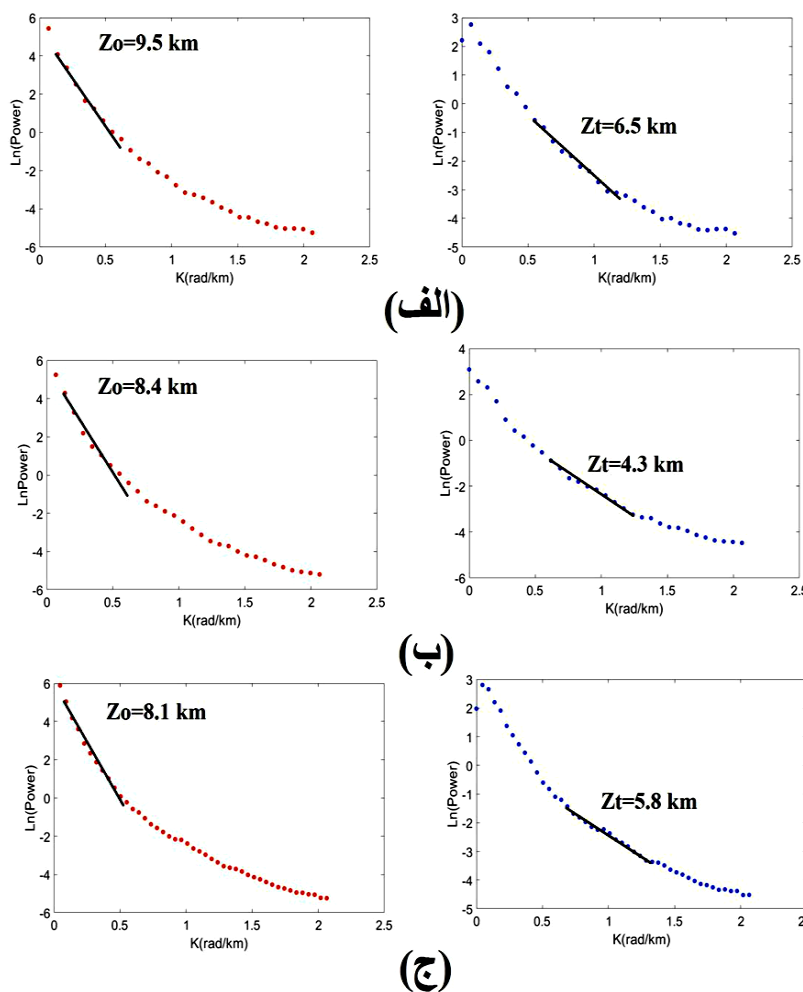
#### ۴-۷ تخمین عمق به روش مرکزیابی

همان‌طور که در فصل دوم اشاره شد، در این روش ابتدا عمق بالا با استفاده از رابطه‌ی (۲-۴۱) محاسبه می‌شود، سپس برای محاسبه‌ی عمق متوسط از رابطه‌ی (۲-۴۲) استفاده شده است. به منظور تخمین عمق بالا خط راستی در بازه‌ی عدد موج‌های بالا که نماینده‌ی عمق‌های کمتر می‌باشد بر نمودار طیف توان - عدد موج پنجره‌ی مورد بررسی برازش داده شد. سپس با استفاده از برازش خط راست در بازه‌ی مناسب عدد موج بر نمودار طیف توان - عدد موج عمق مرکزی را تخمین می‌زنیم. شکل (۴-۷) این فرآیند را برای پنجره‌های ۸، ۲۳ و ۴۴ نمایش می‌دهد.

---

<sup>1</sup> Fast furies transform





شکل ۴-۷: تخمین عمق مرکزی و عمق بالای لایه مغناطیسی برای بلوک‌های (الف) شماره ۸، (ب) شماره ۲۳ و (ج) شماره ۴۴.

همان‌طور که مشاهده می‌شود انتخاب بازه‌ی عدد موج مناسب بسیار مشکل است و کاملاً به نظر محقق بستگی دارد. این مورد برای هر پنجره متفاوت است، بنابراین تخمین عمق با خطا انجام خواهد شد. در جدول (۴-۱) نتایج مربوط به تخمین عمق بالا، متوسط و کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی به روش مرکزیابی برای تمام پنجره‌ها ارائه شده است.

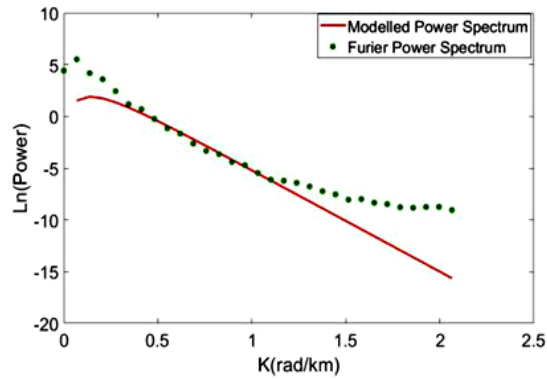
جدول ۴-۱: نتایج حاصل از روش مرکزبایی برای منطقه‌ی مورد مطالعه

Block number	Coordinates(UTM)		Depth to the top(km)	Centeroid depth (km)	Depth to the bottom(km)	Geothermal gradient(C/km)	Heat flow(mW/m)
	Easting(km)	Northing(km)					
1	689950.3	4050000	6.0				114.2
2	729950.3	4050000	5.1	9.8	12.7	45.7	127.2
3	769950.3	4050000	3.5	8.3	11.4	50.9	157.6
4	809950.3	4050000	3.5	5.6	9.2	63.0	138.1
5	569950.3	4090000	5.8	6.2	10.5	55.2	161.1
6	609950.3	4090000	5.9	7.8	9.0	64.4	108.2
7	649950.3	4090000	5.9	10.1	13.4	43.3	105.1
8	689950.3	4090000	5.0	9.4	13.8	42.0	130.6
9	689950.3	4090000	6.5	9.5	11.1	52.3	133.0
10	729950.3	4090000	6.0	9.0	10.9	53.2	127.2
11	769950.3	4090000	5.9	9.1	11.4	50.9	143.6
12	809950.3	4090000	4.2	6.7	10.1	57.4	108.2
13	849950.3	4130000	7.6	11.8	13.4	43.3	113.3
14	569950.3	4130000	6.3	10.2	12.8	45.3	110.7
15	609950.3	4130000	6.3	10.4	13.1	44.3	117.9
16	649950.3	4130000	7.2	10.8	12.3	47.2	122.9
17	689950.3	4130000	6.8	10.2	11.8	49.2	112.4
18	729950.3	4130000	8.2	12.1	12.9	45.0	106.6
19	769950.3	4130000	3.7	8.0	13.6	42.6	113.3
20	809950.3	4130000	5.1	9.0	12.8	45.3	106.6
21	849950.3	4170000	5.2	9.5	13.6	42.6	142.2
22	529950.3	4170000	5.3	7.9	10.2	56.9	143.6
23	569950.3	4170000	4.0	6.5	10.1	57.4	110.7
24	609950.3	4170000	4.3	8.4	13.1	44.3	104.3
25	649950.3	4170000	8.2	12.6	13.9	41.7	112.4
26	689950.3	4170000	6.7	10.6	12.9	45.0	109.8
27	729950.3	4170000	8.4	12.5	13.2	43.9	154.3
28	769950.3	4170000	5.9	8.1	9.4	61.7	148.0
29	809950.3	4170000	4.8	7.2	9.8	59.2	112.4
30	849950.3	4170000	4.8	8.7	12.9	45.0	135.5
31	889950.3	4210000	4.0	6.8	10.7	54.2	116.0
32	529950.3	4210000	5.3	9.1	12.5	46.4	130.6
33	569950.3	4210000	4.0	7.1	11.1	52.3	138.1
34	609950.3	4210000	4.5	7.3	10.5	55.2	149.5
35	649950.3	4210000	6.0	8.3	9.7	59.8	148.0
36	689950.3	4210000	5.8	8.2	9.8	59.2	148.0
37	729950.3	4210000	6.0	8.3	9.6	60.4	151.0
38	769950.3	4210000	2.5	5.1	10.1	57.4	143.6
39	809950.3	4210000	4.2	6.2	9.1	63.7	159.3
40	849950.3	4250000	4.1	6.9	10.6	54.7	136.8
41	529950.3	4250000	4.8	8.4	12.3	47.2	117.9
42	569950.3	4250000	5.0	9.0	13.1	44.3	110.7
43	609950.3	4250000	5.2	9.1	12.8	45.3	113.3
44	649950.3	4250000	5.8	9.8	12.9	45.0	112.4
45	689950.3	4250000	5.8	8.1	9.6	60.4	151.0
46	729950.3	4250000	5.0	7.4	9.8	59.2	148.0
47	769950.3	4250000	4.0	6.6	10.1	57.4	143.6
48	809950.3	4250000	5.3	8.5	11.4	50.9	127.2
49	849950.3	4290000	5.3	9.4	13.3	43.6	109.0
50	529950.3	4290000	4.7	8.7	13.1	44.3	110.7
51	569950.3	4290000	5.7	10.0	13.6	42.6	106.6
52	609950.3	4290000	6.0	10.0	12.9	45.0	112.4
53	649950.3	4290000	3.0	6.3	11.6	50.0	125.0
54	689950.3	4290000	4.5	6.8	9.7	59.8	149.5
55	729950.3	4290000	4.2	6.6	9.9	58.6	146.5
	769950.3	4290000	4.8	8.4	12.2	47.5	118.9

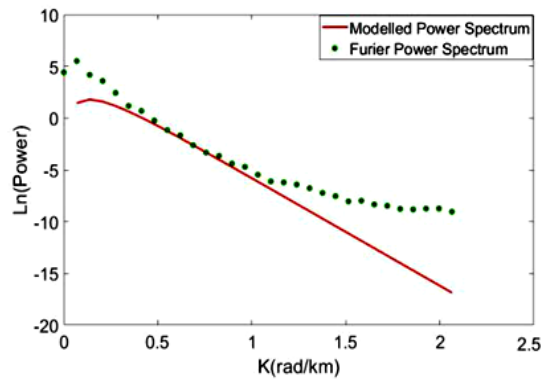
#### ۴-۸ تخمین عمق به روش مدلسازی پیشرو

استفاده از روش مدلسازی پیشرو که توسط راوات و همکاران (۲۰۰۴) ارائه شده است، روند تخمین عمق را به‌طور قابل توجهی ساده‌تر می‌کند، اما استفاده از این روش مشکلات خاصی هم دارد. در این تحقیق به منظور بررسی و مقایسه‌ی نتایج از این روش بهره بردیم. نتایج استفاده از روش مدلسازی پیشرو برای پنجره های ۸، ۲۳ و ۴۴ در شکل (۴-۸) نمایش داده شده است. همانطور که مشاهده می شود برازش در طول موج‌های بزرگتر نسبت به طول موج‌های کوتاهتر بهتر است و به دلیل اینکه هدف

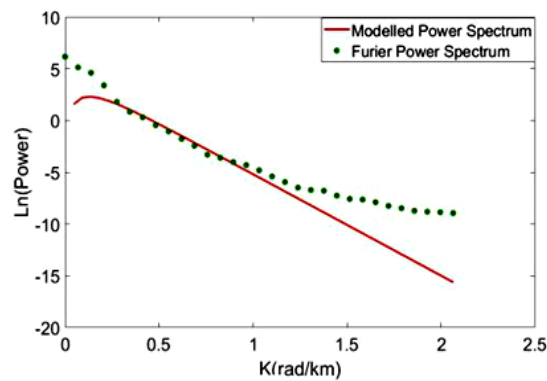
ما تخمین عمق کف لایه‌ی مغناطیسی می‌باشد به همین دلیل برازش در عدد موج‌های بزرگتر، از اهمیت چندانی برخوردار نیست.



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۴-۸: تخمین عمق بالا و کف لایه‌ی مغناطیسی به وسیله‌ی مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی به ترتیب برای بلوک‌های (الف) شماره‌ی ۸، (ب) شماره‌ی ۲۳، (ج) شماره‌ی ۴۴.

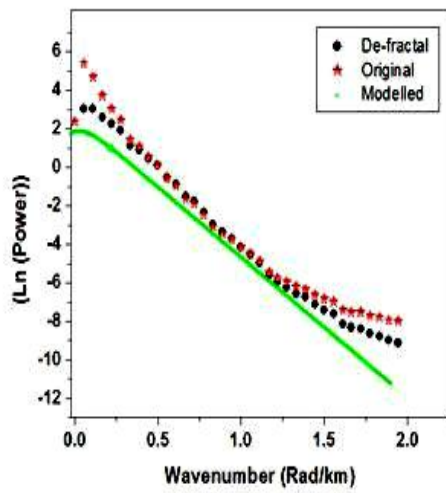
در ادامه‌ی این مدل به طیف حاصل از تمامی پنجره‌ها برازش داده شد. در جدول (۲-۴) نتایج تخمین به روش مدل‌سازی پیشرو برای تمام پنجره‌ها ارائه شده است.

جدول ۲-۴: نمایش مقادیر عمق کوری و عمق بالای لایه‌ی مغناطیسی به همراه جریان و گرادبان حرارتی برای هر یک از بلوک‌ها.

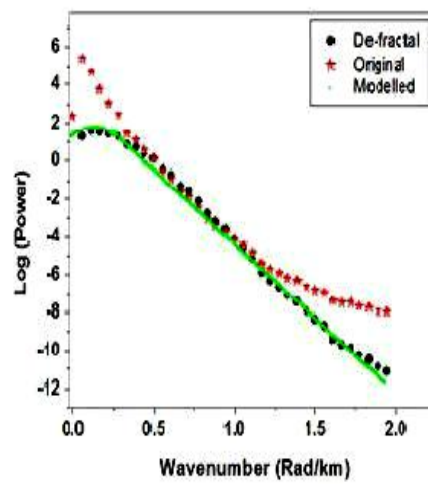
Block number	Coordinates(UTM)		Depth to the top(km)	Depth to the bottom(km)	Geothermal gradient(C/km)	Heat flow(mW/m)
	Easting(km)	Northing(km)				
1	689950.3	4050000	3.8	11.9	48.7	121.8
2	729950.3	4050000	1.9	11.6	50.0	125.0
3	769950.3	4050000	3.7	10.8	53.7	134.3
4	809950.3	4050000	2.6	11.8	49.2	122.9
5	569950.3	4090000	2.1	10.1	57.4	143.6
6	609950.3	4090000	1.4	9.3	62.4	155.9
7	649950.3	4090000	2.8	12.6	46.0	115.1
8	689950.3	4090000	4.9	10.1	46.4	116.0
10	729950.3	4090000	1.5	10.4	55.8	139.4
11	769950.3	4090000	2.1	10.3	56.3	140.8
12	809950.3	4090000	1.9	11.4	50.9	127.2
13	849950.3	4090000	1.2	9.9	58.6	146.5
14	569950.3	4130000	1.5	9.4	61.7	154.3
15	609950.3	4130000	2.9	11.6	50.0	125.0
16	649950.3	4130000	1.6	12.1	47.9	119.8
17	689950.3	4130000	4.2	11.1	52.3	130.6
18	729950.3	4130000	3.8	10.1	57.4	143.6
19	769950.3	4130000	3.4	12.3	47.2	117.9
20	809950.3	4130000	1.2	13.3	43.6	109.0
21	849950.3	4130000	2.6	11.6	50.0	125.0
22	529950.3	4170000	3.1	9.1	63.7	159.3
23	569950.3	4170000	2.9	9.8	59.2	148.0
24	609950.3	4170000	5.2	10.3	56.3	140.8
25	649950.3	4170000	2.4	12.8	45.3	113.3
26	689950.3	4170000	4.1	13.1	44.3	110.7
27	729950.3	4170000	3.2	13.4	43.3	108.2
28	769950.3	4170000	1.6	12.1	47.9	119.8
29	809950.3	4170000	1.8	9.5	61.1	152.6
30	849950.3	4170000	2.1	9.3	62.4	155.9
31	889950.3	4170000	3.8	12.2	47.5	118.9
32	529950.3	4210000	4.1	10.3	56.3	140.8
33	569950.3	4210000	1.3	11.6	50.0	125.0
34	609950.3	4210000	2.9	10.7	54.2	135.5
35	649950.3	4210000	3.6	10.3	56.3	140.8
36	689950.3	4210000	2.3	9.7	59.8	149.5
37	729950.3	4210000	1.1	9.1	63.7	159.3
38	769950.3	4210000	0.8	8.9	65.2	162.9
39	809950.3	4210000	3.1	10.2	56.9	142.2
40	849950.3	4210000	4.2	10.3	56.3	140.8
41	529950.3	4250000	3.3	10.9	53.2	133.0
42	569950.3	4250000	3.9	12.1	47.9	119.8
43	609950.3	4250000	4.2	13.2	43.9	109.8
44	649950.3	4250000	4.9	11.9	46.8	116.9
45	689950.3	4250000	5.3	12.6	46.0	115.1
46	729950.3	4250000	4.9	9.5	61.1	152.6
47	769950.3	4250000	5.1	9.3	62.4	155.9
48	809950.3	4250000	6.1	10.0	58.0	145.0
49	849950.3	4250000	4.9	11.4	50.9	127.2
50	529950.3	4290000	4.7	12.9	45.0	112.4
51	569950.3	4290000	5.4	13.7	42.3	105.8
52	609950.3	4290000	5.3	13.1	44.3	110.7
53	649950.3	4290000	2.9	11.8	49.2	122.9
54	689950.3	4290000	3.1	10.7	54.2	135.5
55	729950.3	4290000	2.8	9.4	58.6	146.5
55	769950.3	4290000	5.8	13.2	43.9	109.8

## ۹-۴ تخمین عمق با روش دی فرکتال شده

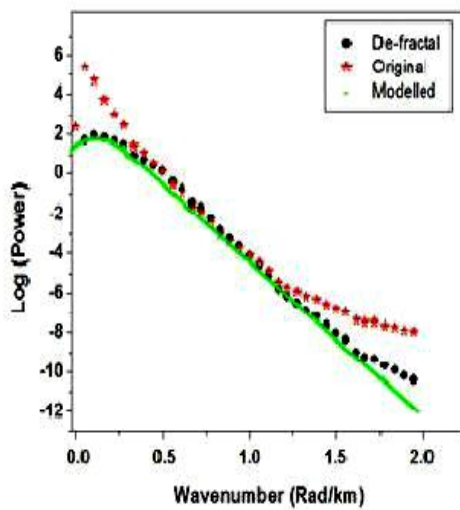
همانطور که در قسمت‌های قبل اشاره شد، سالم و همکاران (۲۰۱۴) استفاده از این روش را پیشنهاد کردند. آن‌ها پیشنهاد دادند که هیچ پیش‌پردازشی روی پنجره‌ها انجام نگیرد. هدف استفاده از این روش، حذف اثر فرکتالی از روی طیف توان میانگین شعاعی می‌باشد، به طوری که بعد از دی فرکتال کردن طیف که همان حذف اثر فرکتالی می‌باشد، عمق با روش‌های مختلف تخمین زده شود. در این پایان نامه اثر فرکتالی با استفاده از فرمول حذف و طبق فلوجارت شاخص فرکتالی و عمق‌های بالا و کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی تخمین زده شد. عمق‌ها با استفاده از دو روش مرکزبایی و مدل‌سازی پیشرو تخمین زده شد، که نتایج آن در جدول (۳-۴) آمده است. همچنین شکل (۹-۴) نحوه‌ی قرار برآزش طیف دی فرکتال شده با در نظر گرفتن مقادیر مختلف شاخص فرکتالی نمایش داده شده است. در این شکل منحنی قرمز رنگ که نشان‌دهنده‌ی طیف فوریه‌ی مشاهده‌ای می‌باشد با استفاده از روش دی فرکتال کردن طیف توان خاصیت فرکتالی خود را از دست داده و شیب این منحنی کاهش پیدا می‌کند که توسط منحنی سیاه رنگ در شکل (۹-۴) نشان داده شده است. در ادامه با بهره‌گیری از مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی و تخمین همزمان عمق‌های بالا و کف لایه‌ی مغناطیسی به ازای مقادیر مختلفی از شاخص فرکتالی طیف مدل شده بدست می‌آید که در شکل (۹-۴) توسط منحنی سبز رنگ نشان داده شده است. مناسب‌ترین برآزش بین منحنی سبز رنگ و طیف دی فرکتال شده نشان دهنده‌ی مقدار صحیح شاخص فرکتالی انتخاب شده می‌باشد.



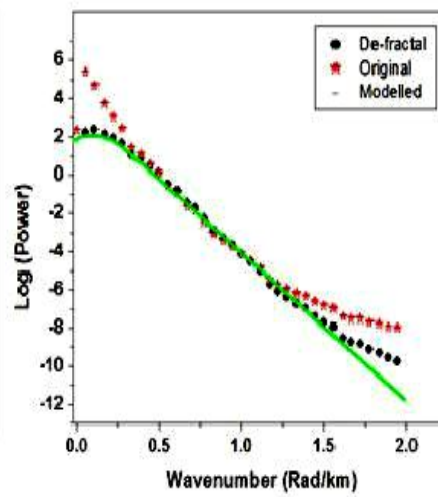
(الف)



(ب)



(ج)



(د)

شکل ۴-۹: مقایسه‌ی طیف توان دی‌فرکتال شده برای بلوک شماره‌ی ۴۰ با استفاده از مقادیر مختلفی از پارامتر فرکتالی (الف) ۱، (ب) ۲، (ج) ۳ و (د) ۳/۳.

جدول ۳-۴: نمایش مقادیر عمق کوری و عمق بالای لایه‌ی مغناطیسی به همراه مقادیر پارامتر فرکتالی.

Block number	Coordinates(UTM)		Depth to the top(km)	Depth to the bottom(km)	Fractal parameter
	Easting(km)	Northing(km)			
1	689950.3	4050000	2.8	10.6	1.5
2	729950.3	4050000	3.1	10.5	1.4
3	769950.3	4050000	2.5	10.1	2.0
4	809950.3	4050000	2.7	9.8	1.9
5	569950.3	4090000	2.8	8.9	1.7
6	609950.3	4090000	1.6	9.8	2.1
7	649950.3	4090000	2.7	8.4	1.3
8	689950.3	4090000	1.9	11.2	1.4
10	729950.3	4090000	2.5	10.6	1.5
11	769950.3	4090000	1.7	10.1	1.8
12	809950.3	4090000	1.5	9.8	1.1
13	849950.3	4090000	2.8	10.9	1.2
14	569950.3	4130000	1.9	8.4	1.4
15	609950.3	4130000	2.5	8.6	1.3
16	649950.3	4130000	1.5	11.1	1.1
17	689950.3	4130000	1.2	11.6	1.2
18	729950.3	4130000	0.7	10.7	1.7
19	769950.3	4130000	0.7	10.1	1.8
20	809950.3	4130000	1.9	11.4	1.4
21	849950.3	4130000	1.5	11.9	1.6
22	529950.3	4170000	1.8	11.4	1.3
23	569950.3	4170000	2.1	11.6	1.8
24	609950.3	4170000	1.9	10.8	1.4
25	649950.3	4170000	2.5	10.1	1.5
26	689950.3	4170000	2.9	12.1	2.0
27	729950.3	4170000	1.8	12.9	1.1
28	769950.3	4170000	2.3	12.7	1.3
29	809950.3	4170000	1.0	11.9	1.2
30	849950.3	4170000	0.9	11.8	1.3
31	889950.3	4170000	1.4	10.1	1.1
32	529950.3	4210000	1.7	11.3	1.0
33	569950.3	4210000	2.1	11.9	1.4
34	609950.3	4210000	2.3	12.1	1.7
35	649950.3	4210000	2.2	10.1	2.1
36	689950.3	4210000	1.6	8.1	1.6
37	729950.3	4210000	1.1	7.2	1.7
38	769950.3	4210000	0.8	9.1	1.4
39	809950.3	4210000	1.5	11.4	1.6
40	849950.3	4210000	1.7	11.3	1.2
41	529950.3	4250000	1.4	10.1	2.1
42	569950.3	4250000	1.6	10.7	2.3
43	609950.3	4250000	2.0	10.7	1.9
44	649950.3	4250000	2.2	12.1	1.7
45	689950.3	4250000	2.7	8.2	1.2
46	729950.3	4250000	1.6	7.4	1.1
47	769950.3	4250000	1.2	9.9	1.3
48	809950.3	4250000	0.9	11.0	1.1
49	849950.3	4250000	2.1	11.7	1.3
50	889950.3	4290000	1.4	11.1	1.6
51	529950.3	4290000	1.4	9.4	2.3
52	569950.3	4290000	1.9	10.1	1.5
53	609950.3	4290000	2.3	9.7	2.1
54	649950.3	4290000	2.1	8.3	1.9
55	729950.3	4290000	1.3	9.8	1.2
55	769950.3	4290000	2.5	10.8	1.4





# فصل ۵: تهیه نقشه‌ی عمق کوری، گرا دیان

## حرارتی و جریان حرارتی در منطقه

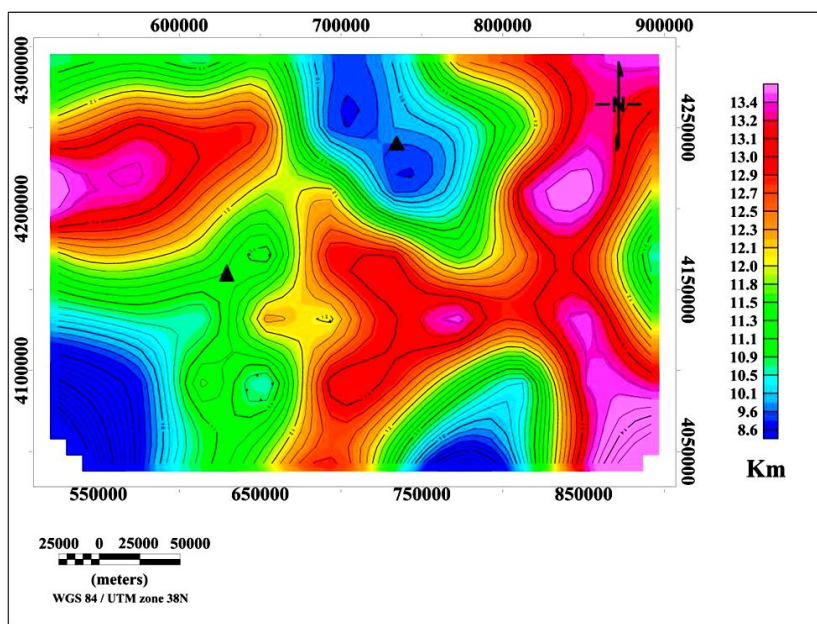
## ۵-۱ مقدمه

ترسیم خطوط کنتوری عمق نقطه‌ی کوری و تهیه‌ی نقشه‌ی جریان حرارتی یکی از ابزارهای بسیار مهم برای شناسایی منابع زمین‌گرمایی در مراحل اولیه‌ی اکتشاف می‌باشد. به همین دلیل محاسبه‌ی عمق کوری با روش‌های جدید و دقت بالاتر برای شناسایی مناطق مستعد منابع زمین‌گرمایی بسیار حائز اهمیت است. در این فصل نقشه‌ی عمق نقطه‌ی کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی منطقه‌ی شمال‌غرب ایران را با استفاده از روش‌های مرکزبایی، مدلسازی پیشرو پیک طیفی و طیف دی‌فرکتال شده تهیه خواهد شد و بحث و بررسی بر روی این نقشه‌ها انجام خواهد شد و به کمک سایر شواهد و اطلاعات موجود اعتبارسنجی‌های لازم صورت می‌گیرد.

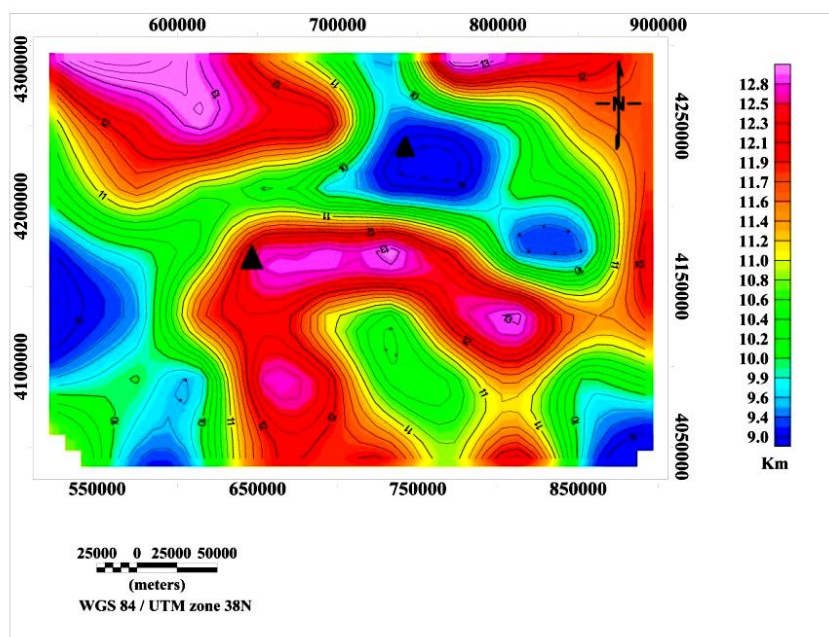
## ۵-۲ تهیه‌ی نقشه‌ی عمق نقطه‌ی کوری

شمال‌غرب ایران یکی از مستعدترین مناطق برای اکتشافات ژئوترمال به شمار می‌رود که شامل منطقه‌ی زمین‌گرمایی سبلان نیز می‌باشد. با توجه به نتایج بدست آمده‌ی فصل چهارم در مورد تخمین عمق بالا و کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را با عمق می‌توان عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و همین‌طور مباحث ارائه شده در فصل اول و دوم نقطه‌ی کوری مرتبط دانست. با توجه به این اطلاعات نقشه‌ی کنتوری، عمق نقطه‌ی کوری تخمین زده شده با روش‌های مرکزبایی، مدلسازی پیشرو پیک طیفی و طیف دی‌فرکتال شده تهیه شد. همچنین نقشه‌های جریان و گرادیان حرارتی نیز برای این منطقه بدست آوردیم. در بین روش‌های به‌کار برده شده، کمترین عمق کوری که بدست آمد به وسیله‌ی روش طیف دی‌فرکتال شده می‌باشد (شکل ۵-۳). نتایج حاصل شده برای عمق نقطه‌ی کوری و جریان حرارتی سطحی دو ناحیه (A,B) را به دلیل عمق نقطه‌ی کوری کم و جریان حرارتی سطحی بالاتر نسبت به بقیه‌ی مناطق مجاور (شکل ۵-۳)، دارای بیشترین پتانسیل برای اکتشافات ژئوترمال ارائه می‌دهند. با توجه به اینکه یکی از مناطق امید بخش بدست آمده در این تحقیق برای اکتشافات ژئوترمال منطقه زمین‌گرمایی سبلان می‌باشد، که با مقایسه‌ی نتایج این تحقیق با سایر

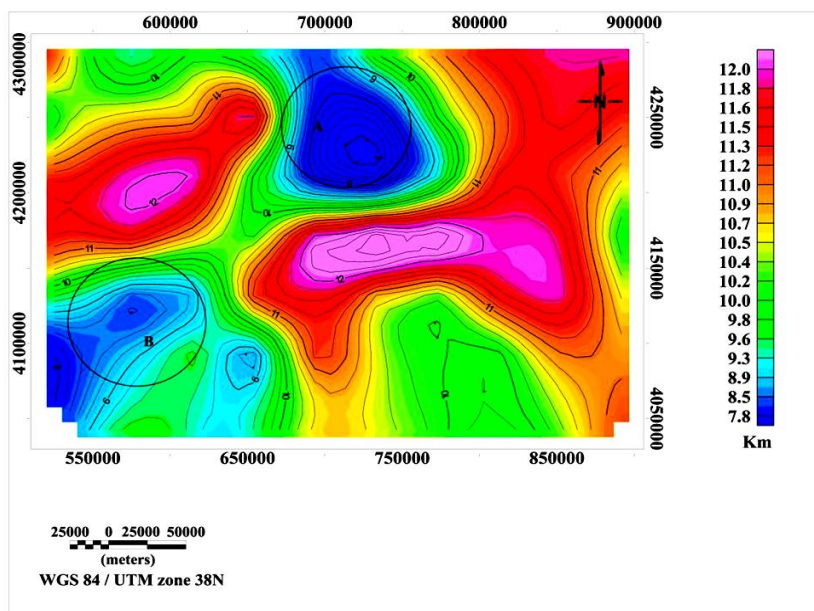
مطالعات پیشین انجام گرفته در این منطقه، سازگاری بین نتایج قابل مشاهده می‌باشد. علاوه بر ناحیه‌ی زمین‌گرمایی سبلان منطقه‌ی دیگری که دارای عمق کوری کمتر از ۴/۹ کیلومتر می‌باشد، در نقشه‌ی عمق کوری قابل مشاهده می‌باشد (B) که شاید نازک بودن پوسته و به‌طور کلی شرایط تکتونیکی در مناطق ذکر شده نسبت به نواحی مجاور عامل افزایش جریان حرارتی سطحی و عمق کوری پایین می‌باشد. با مقایسه‌ی نقشه‌های بدست آمده در شکل‌های (۱-۵)، (۲-۵) و (۳-۵) مشاهده می‌شود که عمق کوری بدست آمده توسط هر سه روش در دو ناحیه‌ی A و B بخش کم عمق کوری می‌باشد و تفاوت آن‌ها در بدست آوردن میزان بیشترین عمق کوری در مناطق مختلف ناحیه‌ی مورد مطالعه می‌باشد که در این منطقه عمق کوری بدست آمده برای ناحیه‌ی مرکزی که قله‌ی سهند در آن قرار دارد توسط هر سه روش متفاوت است و از یک روند پیروی نمی‌کند ولی دو ناحیه‌ی A و B جزو مناطق امید بخش زمین‌گرمایی توسط هر سه روش با عمق‌های مختلف بدست آمده است.



شکل ۱-۵: نقشه‌ی منحنی‌های میزان عمق کوری با استفاده از روش مرکز یابی (فاصله‌ی خطوط کنتوری ۲/۰ کیلومتر می‌باشد)، مثلث‌های مشکی نشان دهنده‌ی قله‌ی سبلان و سهند می‌باشند.

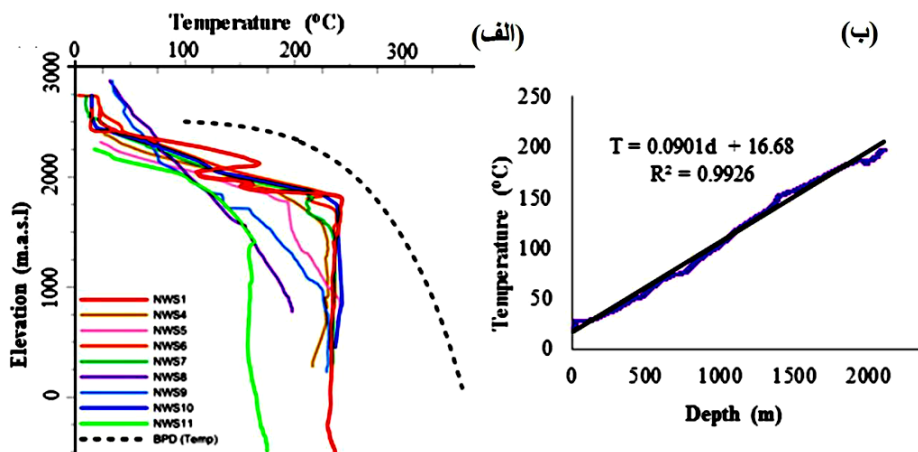


شکل ۵-۲: نقشه‌ی منحنی‌های میزان عمق کوری با استفاده از مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی (فاصله‌ی خطوط کنتوری ۲/۰ کیلومتر می‌باشد)، مثلث‌های مشکی نشان دهنده‌ی قله‌ی سبلان و سه‌پند می‌باشند.



شکل ۵-۳: نقشه‌ی منحنی‌های میزان عمق کوری با استفاده از روش طیف دی‌فرکتال شده (فاصله‌ی خطوط کنتوری ۲/۰ کیلومتر می‌باشد).

با بررسی و مقایسه‌ی نتایج حفاری‌های انجام شده در سایت منطقه‌ی زمین‌گرمایی سبلان با نتایج روش‌های اعمال شده بر روی داده‌های مغناطیس هوابرد، مطابقت قابل قبولی بین داده‌های حفاری و عمق‌های کوری بدست آمده مشاهده می‌شود. علاوه بر پایین بودن مقدار عمق کوری عوامل مهم دیگری مانند تخلخل و ویژگی‌های تکتونیکی مناسب نیز برای مشخص کردن یک ناحیه به عنوان منطقه‌ی مستعد و دارای پتانسیل جهت اکتشافات زمین‌گرمایی نیاز می‌باشد. با توجه به چاه‌های زمین‌گرمایی حفر شده در اطراف قله‌ی سبلان و با استفاده از اطلاعات استخراج شده از این چاه‌ها، عمق نقطه‌ی کوری کمتر از ۵/۸ کیلومتر و جریان حرارتی سطحی بیش از  $135 \text{ mW/m}^2$  محاسبه شده است. همچنین این ناحیه شامل دو منطقه با عمق کوری کمتر از ۵/۷ کیلومتر و جریان حرارتی بیش از  $155 \text{ mW/m}^2$  می‌باشد که شکل (۴-۵) نیز تغییرات دمایی نسبت به تغییرات عمق را برای چاه‌های حفر شده در منطقه‌ی زمین‌گرمایی سبلان را نشان می‌دهد.

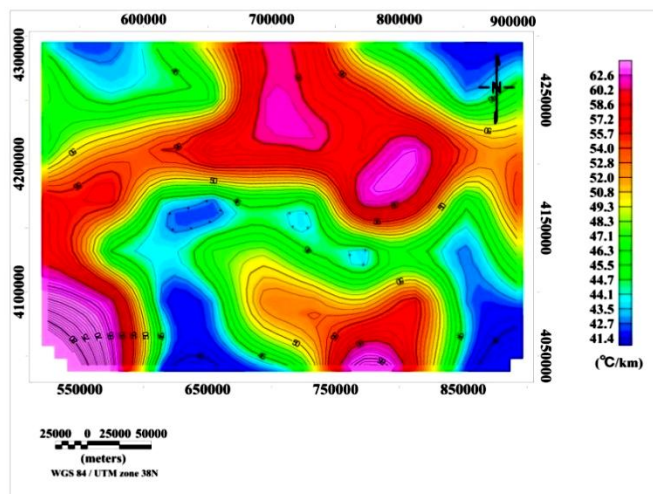


شکل ۴-۵: الف) گمانه‌های دمایی چاه در حالت پایدار در میدان زمین‌گرمایی سبلان. ب) تغییرات حرارتی در چاه NWS8. [۵۱].

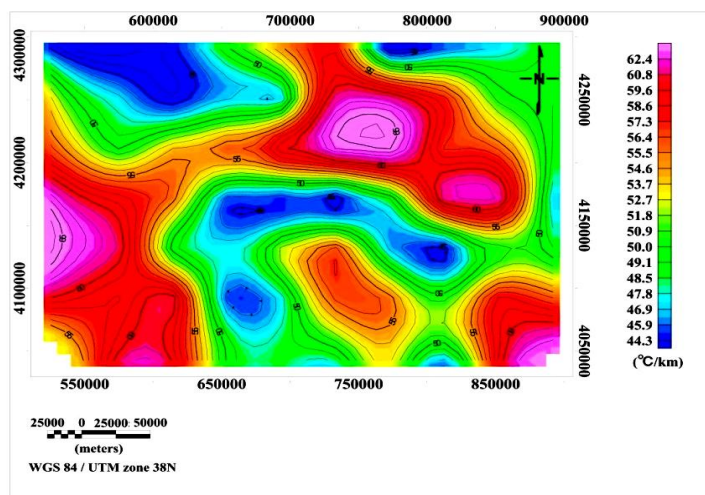
### ۳-۵ تهیه‌ی نقشه‌ی گرادیان حرارتی

یکی از روش‌های تخمین گرادیان حرارتی پوسته، تعیین عمق نقطه‌ی کوری می‌باشد. دمای کوری با

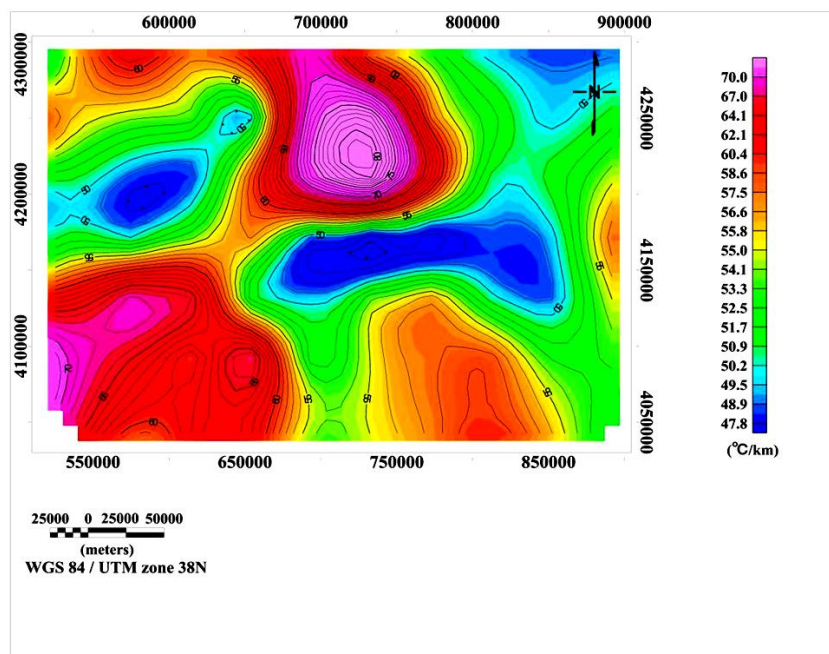
توجه به کانی‌شناسی و فشار تغییر می‌کند و بازه‌ی تغییرات آن ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌باشد. در پوسته‌ی قاره‌ای دمای کوری را ۵۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در نظر می‌گیرند. مقادیر گرادیان حرارتی منطقه‌ی مورد مطالعه با لحاظ دمای کوری ۵۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد محاسبه شد و در شکل های (۵-۵)، (۶-۵) و (۷-۵) به نمایش در آمده است.



شکل ۵-۵: نقشه‌ی منحنی‌های میزان گرادیان حرارتی بدست آمده با استفاده از روش مرکزبایی (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  می‌باشد).



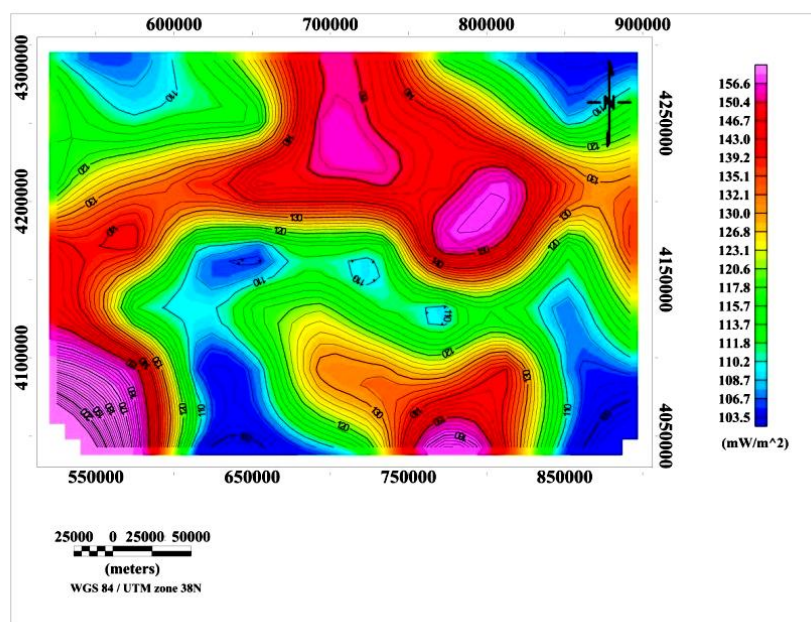
شکل ۶-۵: نقشه‌ی منحنی‌های میزان گرادیان حرارتی بدست آمده با استفاده از روش مدلسازی پیشرو پیک طیفی (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  می‌باشد).



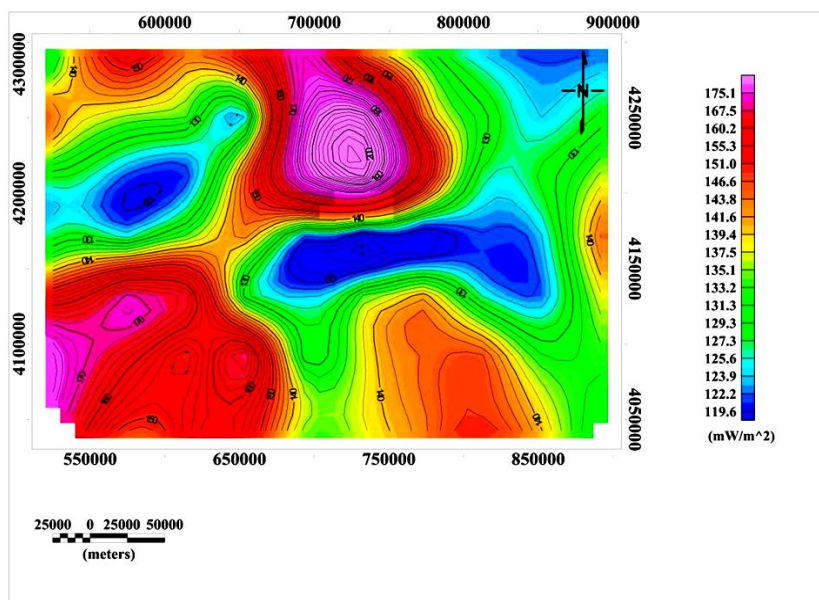
شکل ۵-۷: نقشه‌ی منحنی‌های میزان گرادیان حرارتی بدست آمده با استفاده از روش طیف دی‌فرکتال شده (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  می‌باشد).

#### ۴-۵ تهیه نقشه‌ی جریان حرارتی سطحی

برای محاسبه‌ی مقادیر جریان حرارتی از داده‌های عمق کوری استفاده شد. جریان حرارتی را می‌توان با در اختیار داشتن گرادیان حرارتی و ضریب هدایت حرارتی با استفاده از رابطه‌ی (۴۸-۲) محاسبه نمود. ضریب هدایت حرارتی برای سنگ‌های پوسته زمین بطور میانگین  $5/2 \text{ mW}/\text{m}^2$  در نظر گرفته می‌شود [۵۰]. شکل‌های (۵-۸) و (۵-۹) و (۵-۱۰) نقشه‌ی جریان حرارتی برای شمال غرب ایران را نمایش می‌دهند. کمترین و بیشترین مقدار جریان حرارتی بدست آمده توسط هریک از روش‌های استفاده شده متفاوت می‌باشد که در نقشه‌های آن‌ها این تفاوت قابل مشاهده می‌باشد. با توجه به رابطه‌ای که جریان حرارتی سطحی با عمق کوری در مناطق مشخص شده دارد بر اساس نقشه‌ی عمق کوری شکل (۵-۳) این مناطق دارای کمترین میزان عمق و بیشترین مقدار جریان حرارتی سطحی می‌باشد (شکل (۵-۱۰)).

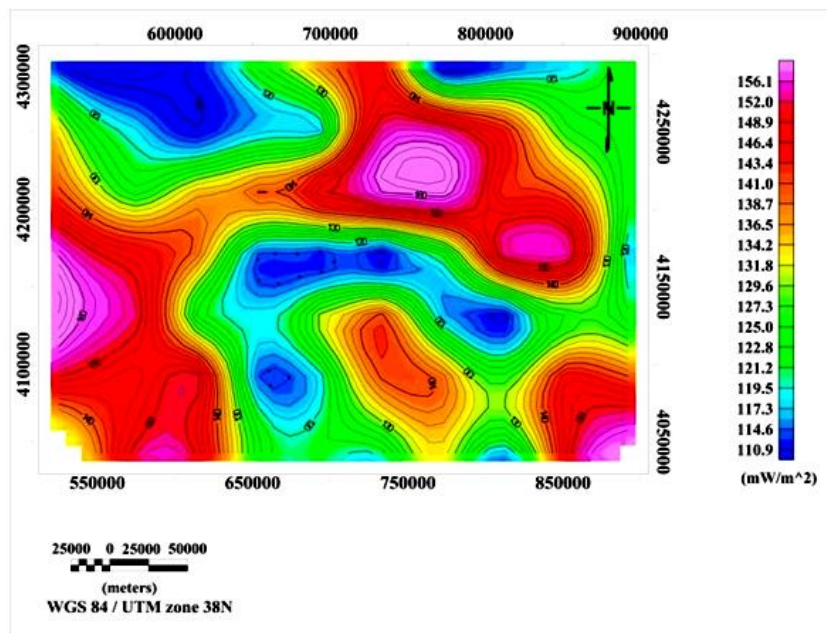


شکل ۵-۸: نقشه‌ی منحنی‌های میزان جریان حرارتی سطحی بدست آمده با استفاده از روش مرکزیابی (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $2\text{ mW/m}^2$  می‌باشد).



شکل ۵-۹: نقشه‌ی منحنی‌های میزان جریان حرارتی سطحی بدست آمده با استفاده از روش مدلسازی پیشرو پیک طیفی (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $2\text{ mW/m}^2$  می‌باشد).





شکل ۵-۱۰: نقشه‌ی منحنی‌های میزان جریان حرارتی سطحی بدست آمده با استفاده از روش طیف دی‌فرکتال شده (فاصله‌ی خطوط کنتوری  $2 \text{ mW/m}^2$  می‌باشد).

## ۵-۵ نتیجه گیری

با توجه به اطلاعات بدست 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 سه‌هند و جنوب غرب قله سبلان به عنوان مناطق پیشنهادی جهت انجام اکتشافات بیشتر معرفی می‌شود. با توجه به روش مورد استفاده در این تحقیق باید گفت که از نتایج بدست آمده می‌توان به‌عنوان یک لایه‌ی اکتشافی در مراحل بعدی اکتشاف استفاده کرد.

## ۵-۶ اعتبار سنجی

در این فصل از پایان نامه نقشه‌های عمق کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی را که با روش مدلسازی پیشرو با طیف دی‌فرکتال شده بدست آمده بود تهیه و ارائه شد. با توجه به نتایج بدست

آمده مقادیر عمق نقطه‌ی کوری در اطراف قله آتشفشانی سه‌ند کمترین مقدار را نشان می‌دهد و بیشترین مقدار گرادیان حرارتی و جریان حرارتی نیز در این بخش از منطقه دیده می‌شود. به منظور اعتبار سنجی نتایج حاصل از تمامی اطلاعات موجود و مطالعات گذشته در منطقه استفاده خواهد شد. چشمه‌های آبگرم از جمله شواهد سطحی هستند که وجود یک منبع زمین گرمایی زیر سطحی را تایید می‌نمایند. در منطقه‌ی مورد مطالعه چشمه‌های آبگرم متعددی با گستره‌ی دمایی ۴۵-۸۰ درجه‌ی سانتیگراد در نواحی مختلف وجود دارد که بیانگر بالا بودن فعالیت دمایی در عمق می‌باشند. آتشفشان سه‌ند با گسترش جانبی وسیع خود که عمدتاً از جنس گدازه‌های ریولیت، داسیتی و آندزیتی می‌باشد و با وجود خاکستر با قطعات پامیس در فواصل بسیار دور از قله نشان می‌دهد که فوران‌های انفجاری بسیار شدید در این قله رخ داده است که خود بالا بودن مقادیر بالای جریان حرارتی را در اطراف قله توجیه می‌کند [۵۰].

# فصل ۶: نتیجه گیری و پیشنهادها

## ۶-۱ مقدمه

در این پایان نامه ما عمق کوری، عمق سنگ بستر مغناطیسی یا ضخامت رسوبات غیر مغناطیسی و گرادیان زمین‌گرایی را برای ایران با استفاده از آنالیز طیفی و به وسیله‌ی روش‌های مرکزبایی و مدلسازی پیشرو طیف توان و طیف دی‌فرکتال شده بدست آوردیم. با توجه به اهمیت تخمین عمق کوری در مرحله‌ی اکتشاف مقدماتی منابع زمین‌گرایی و خطاهای موجود در روش‌های مختلف تخمین عمق نقطه‌ی کوری، در این پایان نامه با انجام روش‌های مختلف تخمین عمق از طریق آنالیز طیفی، مناطق مستعد زمین‌گرایی شمال‌غرب ایران شناسایی می‌شود. سپس پیشنهادهای نیز جهت تکمیل و بهبود کار ارائه خواهد شد.

## ۶-۲ نتایج

- نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که انتخاب بلوک‌هایی با ابعاد  $80 \times 80$  کیلومتر مربع پیک طیفی که نشان دهنده‌ی شناسایی کف لایه‌ی مغناطیسی می‌باشد، بهینه‌ترین اندازه برای تخمین عمق از طریق آنالیز طیفی می‌باشد. زیرا هر چه ابعاد بلوک‌ها بزرگتر باشد دقت در تخمین عمق کاهش می‌یابد و ابعاد بیش از اندازه کوچک بلوک‌ها سبب عدم شناسایی کف لایه‌ی مغناطیسی می‌باشد. بنابراین انتخاب ابعاد بهینه بسیار مهم می‌باشد.
- با استفاده از طیف دی‌فرکتال شده عمق بالای بی‌هنجاری‌های مغناطیسی بین  $8/0 - 8/2$  کیلومتر تخمین زده شد.
- با استفاده از طیف دی‌فرکتال شده عمق کوری بین  $2/7 - 9/12$  کیلومتر تخمین زده شد.
- با استفاده از روش مرکزبایی عمق بالای لایه‌ی مغناطیسی بین  $4/8 - 5/2$  کیلومتر تخمین زده شد.
- با استفاده از روش مرکزبایی عمق کوری بین  $9 - 9/13$  کیلومتر تخمین زده شد.
- بیشترین میزان جریان حرارتی بدست آمده توسط روش مرکزبایی برابر با  $1/161 \text{ mW/m}^2$

است و کمترین مقدار این کمیت برابر با  $3/104 \text{ mW/m}^2$  می‌باشد.

- عمق بالای تخمین زده شده لایه‌ی مغناطیسی توسط روش مدلسازی پیشرو پیک طیفی در بازه‌ای بین  $1/6-8/0$  کیلومتر قرار دارد.
- عمق کف لایه‌ی مغناطیسی یا همان عمق کوری محاسبه شده توسط روش مدلسازی پیشرو پیک طیفی بین مقادیر  $7/13-9/8$  کیلومتر متغیر می‌باشد.
- مقدار شار حرارتی بدست آمده توسط روش مدلسازی پیشرو پیک طیفی بین  $mW/m^2$   $9/162-8/105$  قرار دارد.
- استفاده از روش مرکزبایی جهت تخمین عمق کوری به دلیل دخالت نظر شخص محقق در تعیین بازه‌ی عدد موج نیاز به بررسی به دفعات دارد و با انتخاب بازه‌های مختلف می‌توان بهینه‌ترین بازه‌ی عدد موج را انتخاب کرد. به همین دلیل این روش مطمئن‌ترین روش برای تخمین عمق کوری نمی‌توان در نظر گرفت.
- استفاده از روش مدلسازی پیشرو با استفاده از طیف دی‌فرکتال شده به دلیل حذف اثر فرکتالی و تاثیری که این خاصیت بر شیب طیف توان می‌گذارد، روشی مطمئن‌تر از روش‌های ارائه شده قبلی است.

با توجه به نتایج بدست آمده تمام منطقه‌ی مورد مطالعه دارای پتانسل جهت اکتشافات بیشتر می‌باشد، اما دو منطقه‌ی A و B در نقشه‌ی عمق کوری (شکل (۱۰-۵)) نیاز به بررسی‌های میدانی و حفاری برای تعیین دقیق عمق کوری دارد.

## ۳-۶ پیشنهادات

- برای بهبود نتایج محاسبه‌ی عمق کوری با روش جدید معرفی شده در این پایان نامه، استفاده از دیگر داده‌های ژئوفیزیکی (مانند میکرو لرزه نگاری، گرانی سنجی و ...) جهت مقید نمودن عمق بالایی منابع مغناطیسی قویاً توصیه می‌شود.
- استفاده از داده‌های عمق کوری در بهبود مدل سرعتی امواج زلزله در مناطق مختلف ایران پیشنهاد می‌شود.

انجام این تحقیق در مناطق تعیین شده‌ی دارای پتانسیل زمین گرمایی با ابعاد منطقه‌ی کوچکتر جهت تعیین دقیق‌تر ناحیه دارای کمترین عمق کوری توصیه می‌شود.

- [1] Aydın, İbrahim, Karat, Halil İ, and Koçak, Ali. Curie-point depth map of turkey. *Geophysical Journal International*, 162(2):633–640, 2005.
- [2] Dolmaz, M Nuri, Ustaömer, Timur, Hisarli, Z Mumtaz, and Orbay, Naci. Curie point depth variations to infer thermal structure of the crust at the african Eurasian convergence zone, sw turkey. *Earth, planets and space*, 57(5):373–383,2005.
- [3] Dolmaz, MN, Hisarli, ZM, Ustaömer, T, and Orbay, N. Curie point depths based on spectrum analysis of aeromagnetic data, west anatolian extensional province, turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 162(3):571–590, 2005.
- [4] Fox Maule, C, Purucker, ME, and Olsen, N. Inferring magnetic crustal thickness and geothermal heat flux from crustal magnetic field models. *Estimating the geothermal heat flux beneath the Greenland ice sheet. Danish Climate Centre Report*, 9(09), 2009.
- [5] Rajaram, M and Anand, S. Seismic moho, curie isotherm depth and proxy heat flow map of indian subcontinent. in *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2008.
- [6] Oleskevich, DA, Hyndman, RD, and Wang, K. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of cascadia, south alaska, sw japan, and chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7):14965–14991, 1999.
- [7] Sibson, Richard H. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the united states. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1):151–163, 1982.
- [8] Okubo, Yasukuni and Matsunaga, Tsuneo. Curie point depth in northeast japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11):22363–22371, 1994.
- [9] Tamanyu, Shiro and Sato, Tatsuya. Combination of geological and geophysical data

by database system. example in middle eastern part of tohoku, japan. *Chishitsu Chosa Kenkyu Hokoku*, 55(11-12):399–408, 2004.

[10] Bansal, AR, Anand, SP, Rajaram, Mita, Rao, VK, and Dimri, VP. Depth to the bottom of magnetic sources (dbms) from aeromagnetic data of central india using modified centroid method for fractal distribution of sources. *Tectonophysics*, 603:155–161, 2013.

[11] Gupta, Harsh K and Roy, Sukanta. *Geothermal energy: an alternative resource for the 21st century*. Elsevier, 2006.

[12] Aydin, Ibrahim and Oksum, Erdinc. Exponential approach to estimate the curietemperature depth. *Journal of Geophysics and Engineering*, 7(2):113, 2010.

[13] Spector, A and Grant, FS. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2):293–302, 1970.

[14] Bhattacharyya, BK and Leu, Lei-Kuang. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. *Geophysics*, 40(6):993–1013, 1975.

[15] Bouligand, Claire, Glen, Jonathan MG, and Blakely, Richard J. Mapping curie temperature depth in the western united states with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B11), 2009.

[16] Ravat, D, Pignatelli, A, Nicolosi, I, and Chiappini, M. A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data. *Geophysical Journal International*, 169(2):421–434, 2007.

[17] Ross, Hannah E, Blakely, Richard J, and Zoback, Mark D. Testing the use of aeromagnetic data for the determination of curie depth in california. *Geophysics*, 71(5):L51–L59, 2006.

[18] Okubo, Y, Graf, RJ, Hansen, RO, Ogawa, K, and Tsu, H. Curie point depths of the island of kyushu and surrounding areas, japan. *Geophysics*, 50(3):481–494, 1985.



- [19] Tanaka, A, Okubo, Y, and Matsubayashi, O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in east and southeast asia. *Tectonophysics*, 306(3-4):461–470, 1999.
- [20] Bansal, AR, Gabriel, G, Dimri, VP, and Krawczyk, CM. 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):L11–L22, 2011.
- [21] Blakely, Richard J. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press, 1996.
- [22] Ravat, D. Constructing full spectrum potential-field anomalies for enhanced geodynamical analysis through integration of surveys from different platforms. in *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2004.
- [23] Fedi, M, Quarta, T, and De Santis, A. 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, 1997.
- [24] Salem, Ahmed, Green, Chris, Ravat, Dhananjay, Singh, Kumar Hemant, East, Paul, Fairhead, J Derek, Mogren, Saad, and Biegert, Ed. Depth to curie temperature across the central red sea from magnetic data using the de-fractal method. *Tectonophysics*, 624:75–86, 2014.
- [25] Bansal, AR, Dimri, VP, Kumar, Raj, and Anand, SP. Curie depth estimation from aeromagnetic for fractal distribution of sources. in *Fractal Solutions for Understanding Complex Systems in Earth Sciences*, pp. 19–31. Springer, 2016.
- [26] Khojamli, Allahyar. *An Improvement of Magnetic source Curie depth point estimation for geothermal exploration*. Ph.D. thesis, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering, (2016).
- [27] Maus, S and Dimri, VP. Scaling properties of potential fields due to scaling sources. *Geophysical Research Letters*, 21(10):891–894, 1994.
- [28] Salem, Ahmed, Ushijima, Keisuke, Elsirafi, Abuelhoda, and Mizunaga, Hideki. Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal reconnaissance of quseir area,

northern red sea, egypt. in *Proc. of the World Geothermal Congress, Japan*, pp. 1669–1674, 2000.

[29] Ofoegbu, Charles O and Hein, Karin. Analysis of magnetic data over part of the younger granite province of nigeria. *pure and applied geophysics*, 136(2-3):173–189, 1991.

[30] Cowan, DR and Cowan, S. Separation filtering applied to aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 24(3/4):429–436, 1993.

[31] Hildenbrand, Thomas G, Rosenbaum, Joseph G, and Kauahikaua, James P. Aeromagnetic study of the island of hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3):4099–4119, 1993.

[32] Stampolidis, A, Kane, I, Tsokas, GN, and Tsourlos, P. Curie point depths of albania inferred from ground total field magnetic data. *Surveys in Geophysics*, 26(4):461–480, 2005.

[33] Connard, Gerald, Couch, R, and Gemperle, Michael. Analysis of aeromagnetic measurements from the cascade range in central oregon. *Geophysics*, 48(3):376– 390, 1983.

[34] Trifonova, P, Zhelev, Zh, Petrova, T, and Bojadgieva, K. Curie point depths of bulgarian territory inferred from geomagnetic observations and its correlation with regional thermal structure and seismicity. *Tectonophysics*, 473(3-4):362–374, 2009.

[35] Xu, Ya, Hao, Tianyao, Zeyen, Hermann, and Nan, Fangzhou. Curie point depths in north china craton based on spectral analysis of magnetic anomalies. *Pure and Applied Geophysics*, 174(1):339–347, 2017.

[36] Saada, Saada Ahmed. Curie point depth and heat flow from spectral analysis of aeromagnetic data over the northern part of western desert, egypt. *Journal of Applied Geophysics*, 134:100–111, 2016.

[37] Hsieh, Hsien-Hsiang, Chen, Chieh-Hung, Lin, Pei-Ying, and Yen, Horng-Yuan. Curie point depth from spectral analysis of magnetic data in taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 90:26–33, 2014.

- [38] <http://www.listsoplenty.com/>.
- [39] Mandelbrot, Benoit B and Van Ness, John W. Fractional brownian motions, fractional noises and applications. *SIAM review*, 10(4):422–437, 1968.
- [40] <http://www.iasbs.ac.ir/faculty/aghods/cp/notes/fractals.htm>.
- [41] Gregotski, Mark E, Jensen, Olivia, and Arkani-Hamed, Jafar. Fractal stochastic modeling of aeromagnetic data. *Geophysics*, 56(11):1706–1715, 1991.
- [42] Maus, Stefan and Dimri, Vijay. Potential field power spectrum inversion for scaling geology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7):12605–12616, 1995.
- [43] Pilkington, M and Todoeschuck, JP. Fractal magnetization of continental crust. *Geophysical Research Letters*, 20(7):627–630, 1993.
- [44] Dimri, VP. *Fractal solutions for understanding complex systems in earth sciences*. Springer, 2016.
- [45] Bouligand, Claire, Glen, Jonathan MG, and Blakely, Richard J. Mapping curie temperature depth in the western united states with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B11), 2009.
- [۴۶] آقانباتی، س.ع.، (1384) ، زمین شناسی ایران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- [47] Teknik, Vahid and Ghods, Abdolreza. Depth of magnetic basement in iran based on fractal spectral analysis of aeromagnetic data. *Geophysical Journal International*, 209(3):1878–1891, 2017.
- [48] Afshar, A, Norouzi, GH, Moradzadeh, A, Riahi, MA, and Porkhial, S. 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 and Applied Geophysics*, 174(3):1133–1152,

2017.

[۴۹] گزارش زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۲).

[۵۰] صالح، رامین، ۱۳۸۷، بازپردازش نقشه آنومالی مغناطیسی هواپرد ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان.

[51] Porkhial, S, Abdollahzadeh Bina, F, Radmehr, B, and Johari Sefid, P. Interpretation of the injection and heat up tests at sabalan geothermal field, iran. in *Proceedings world geothermal congress*, pp. 19–25, 2015.



## **Abstract**

In this study using spectral analysis of aeromagnetic data can provide important information about temperature distribution in depth. The methods used to estimate CPD in different parts of the world, mostly consider the crustal rocks magnetization as a random function of the position (x, y) while the crustal rocks magnetization shows a fractal behavior. In this study, we used both models and presented the results. For this purpose the reduced-to-pole aeromagnetic data were divided into 55 overlapping windows of the size of  $80 \times 80 \text{ km}^2$  (overlapped 50 with the adjacent window). The 2D power spectrum of aeromagnetic data for each window was computed with fast Fourier transform (FFT) method by Oasis montaj software. Then use these values as inputs, a MATLAB programme was written to produce the radial power spectrum and by plotting a graph of the logarithm of Power against Frequency (radians per km) the CPDs were obtained for each block. Therefore the top and bottom to the depth of magnetic sources estimate and bottom to the depth of magnetic sources assume as a Curie point depth. By the spectral analysis, was estimated CPDs using, the centroid method, forward modelling spectral peak method and de fractal method for the study area varies from 9.2 to 13.9 km, 8.9 to 13.7 km and 7.2 to 12.9 km respectively. Also calculated the fractal parameter between values 1 to 2. Then by mapping the Curie point depth, thermal gradient and heat flow of study area we concluded that the all of study area has potential for more geothermal exploration. At the between methods of investigate, the minimum value of CPD obtains with Using the de-fractal method. The results of the Curie depth estimation and the available heat flow data indicate that the two regions in the northwest of Iran, is promising area for geothermal exploration particularly at Sabalan geothermal area.

**Keywords:** Curie Point Depth, Geothermal, Fractal Parameter, Magnetic Power Spectra.



**Shahrood University of Technology**

**Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering**

**M.Sc. Thesis in Magnetism**

**The Estimation of Curie Point Depth Isotherm by Using  
Spectral Analysis of Aeromagnetic Data to Explore the  
Promising Geothermal Resources in N-W Iran**

By: Sina Shirani

Supervisor:

Dr. Ali Nejati Kalateh

September 2018