

ارائه روشی جدید برای شناسایی مناطق دارای پتانسیل زمین گرمایی (ژئوترمال) با استفاده از مدل‌های ماهواره‌ای میدان مغناطیسی پوسته

آزاده حجت^۱، ناصر حسین‌زاده گویا^{۲*} و کاترین فاکس ماول^۳

^۱دانشجوی دکتری ژئوفیزیک-الکترومغناطیس، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳دکتری ژئوفیزیک، مؤسسه هواشناسی دانمارک

hojat57@yahoo.com, n_guya@yahoo.com, cam@dmi.dk

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۸/۳۰، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۳/۲۶)

چکیده

شار حرارتی زمین گرمایی یکی از مهم‌ترین شاخصه‌ها در تعیین محل مناطق دارای پتانسیل زمین گرمایی است. حتی در مناطقی که اندازه‌گیری‌های مستقیم شار حرارت در دسترس باشد، به علت جمع‌آوری مشکل و پرهزینه این داده‌ها این اطلاعات بسیار پراکنده است. در این مقاله، یک روش غیرمستقیم برای شناسایی مناطق دارای پتانسیل زمین گرمایی عرضه شده است. با توجه به اینکه وجود ارتباط میان عمق کوری و شار حرارت به اثبات رسیده است، روش عرضه شده در این مقاله، بر مبنای استفاده از داده‌های مغناطیسی حاصل از ماهواره‌ها استوار است. در این روش، ابتدا با استفاده از مدل‌های میدان مغناطیسی ماهواره‌ای، عمق هم‌دمای کوری محاسبه می‌شود. بدین ترتیب، یکی از شرایط مرزی برای درجه حرارت در عمق پوسته را می‌توان با اطلاع داشتن از عمق هم‌دمای کوری به دست آورد. سپس، با عرضه یک مدل حرارتی یک‌بعدی برای پوسته، چگونگی محاسبه شار سطحی حرارت و بر اساس آن، شناسایی مناطق زمین گرمایی مورد بررسی قرار گرفته است.

منطقه مورد بررسی در این تحقیق در محدوده عرض جغرافیایی ۲۸-۳۶ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۶-۶۴ درجه شرقی واقع شده است. با استفاده از نتایج به دست آمده که بر مبنای ضرایب هارمونیک کروی مدل میدان مغناطیسی MF5 استوارند، دو منطقه با پتانسیل زمین گرمایی شناسایی شده است. نویسندگان مقاله کلیه محاسبات و برنامه‌نویسی‌ها را در محیط نرم افزار MATLAB R2008a به انجام رسانده‌اند.

واژه‌های کلیدی: شار حرارتی زمین گرمایی، مدل ماهواره‌ای میدان مغناطیسی، ضخامت پوسته مغناطیسی، عمق کوری

A new method to determine geothermal potential sites using satellite magnetic field models

Azadeh Hojat¹, Nasser Hosseinzadeh Guya^{1*}, and Cathrine Fox Maule²

¹Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran,

²Danish Climate Center, Danish Meteorological Institute, Denmark

(Received: 21 November 2009, accepted: 16 June 2010)

Summary

Increasingly high quality satellite magnetic measurements have been providing reliable magnetic data with crustal field models of improved resolution. This paper presents a new approach to delineate geothermal potential sites based on estimates of Curie depth from new crustal field models.

After a period of 20 years without high quality, low-orbit satellite magnetic coverage, since the implementation of Magsat (1979-1980), a new generation of satellites has been launched and is measuring the magnetic field with unprecedented accuracy and resolution. Two satellites were launched into 800 km and 700 km altitude orbits, namely Ørsted (launched in 1999 and still providing scalar data) and SAC-C (launched in 2001, scalar magnetometer active until 2004), respectively, while the CHAMP satellite was launched in July 2000 into a lower orbit, initially at 450 km altitude.

Temperature dependence of magnetic properties of rocks allows magnetic data to be used for estimating the thermal state of the crust in areas with few heat flow measurements. Rocks below their curie temperature may sustain induced or remanent magnetization, but above their curie temperature become practically non-magnetic. It is possible to calculate curie depth from magnetic data. The results of aeromagnetic studies presented by numerous authors show that curie depths obtained from magnetic measurements correlate well with the heat flux; high heat flux is found in areas of shallow curie depths and vice versa.

Geothermal heat flux is one of the main parameters in determining geothermal potential sites. Direct heat flux measurements are scarce because they are difficult and expensive to obtain. This paper presents an indirect method to delineate geothermal potential sites. Considering the proven relation between curie depth and heat flux, the method presented in this paper is based on satellite magnetic data. In this method, curie depth is calculated from satellite magnetic field models. Therefore, one of the thermal boundary conditions is obtained for deep crust. Then, using a one dimensional thermal model, estimation of surface heat flux is discussed.

A comprehensive investigation program is required for geothermal exploration projects. This program may include field investigations, geological, geophysical and geochemical studies. However, the potential application of satellite magnetic field models discussed in this paper can be widely used as a preliminary reconnaissance tool in the early stages of geothermal potential site selection projects.

The study area in this paper covers a wide portion of eastern Iran, located within 28-36°N and 56-64°E. The calculations are based on satellite magnetic field model MF5 (developed from CHAMP mission). The results show that the curie depth in the study area is located within 24- 36 km indicating that the curie isotherm is shallower than the moho, and lies within the earth's crust. The results show two areas with high heat flow. These areas are promising for detailed investigations.

Increasingly high quality satellite magnetic data makes this new method very significant in future studies of geothermal site selection projects. Using a field model instead of raw satellite magnetic field observations is highly productive as the magnetic field measured by a satellite contains contributions from several different sources: the core, the crust, the ionosphere, and the magnetosphere. Only the field from the crust is related to the heat flux. Field modeling allows separation of various sources, thus allowing the crustal field to be isolated. Crustal magnetic field models will experience significant gains in resolution and accuracy over the coming years. The CHAMP mission is expected to continue, providing excellent quality data at solar minimum conditions and at steadily decreasing altitudes. Scheduled for 2011, the European Space Agency's Swarm mission, a constellation comprising 3 satellites, will further improve the data basis

for mapping crustal magnetic anomalies by providing direct measurements of the magnetic field gradient for the analysis.

All the programming of this research was done in MATLAB R2008a.

Key words: Geothermal heat flux, satellite magnetic field model, magnetic crust thickness, Curie depth

۱ مقدمه

مناطق زمین گرمایی دارای یک سری شاخصه‌های طبیعی در سطح زمین (مانند چشمه‌های آب گرم، دودخان، گل‌فشان، دگرگونی‌های هیدروترمال و غیره) هستند. معمولاً یک برنامه اکتشاف منابع زمین گرمایی، شامل استفاده از این شاخصه‌ها و عملی ساختن سایر بررسی‌ها و اندازه‌گیری‌های مناسب برای شناسایی ناحیه‌ای منابع زمین گرمایی است. معمولاً خطاهای موجود در تحلیل و تلفیق نتایج حاصل از تحقیقات گوناگون، اجتناب‌ناپذیر است. روش عرضه شده در این مقاله می‌تواند نقش بسیار مهمی در شناسایی منابع زمین گرمایی در مقیاس وسیع (مانند بررسی کل یک کشور) و حتی در مقیاس جهانی ایفا کند و نتایج قابل اعتمادی را فراهم آورد.

بسیاری از مدل‌های حرارتی (مدل‌های ریاضی توزیع درجه‌حرارت درون زمین)، بر پایه اندازه‌گیری‌های سطحی شار حرارت به‌منزله تنها شرط مرزی قابل مشاهده استوار بوده‌اند. یکی از معایب این داده‌ها این است که چنین اندازه‌گیری‌هایی به نزدیک سطح محدودند و توزیع مکانی بسیار پراکنده‌ای دارند. علاوه بر این، اغلب اندازه‌گیری‌های شار حرارت تحت تاثیر نوسان‌های مربوط به تغییرات آب و هوایی، و یا تاثیر زمین‌شناسی و توپوگرافی محلی قرار گرفته‌اند (میهو، ۱۹۸۲). در چنین شرایطی، کسب اطلاعات مربوط به درجه‌حرارت درون زمین، بسیار با ارزش خواهد بود. یکی از شرایط مرزی درجه‌حرارت در اعماق پوسته قاره‌ای را می‌توان با تعیین

عمق هم‌دمای کوری (ضخامت پوسته مغناطیسی) به‌دست آورد.

برای کلیه کانی‌های فرومغناطیسی، خاصیت فرومغناطیسی با افزایش درجه‌حرارت کاهش می‌یابد تا اینکه در ورای درجه‌حرارت کوری، ناپدید می‌شود (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). درجه‌حرارت کوری بسته به ترکیب کانی‌شناسی بسیار متغیر است و عمق کوری تنها در شرایطی که کانی‌های مغناطیسی ثابت باشند، یک هم‌دما خواهد بود. با این حال، شواهدی وجود دارد که در بخش اعظم پوسته قاره‌ای، درجه‌حرارت کوری به یک محدوده بسیار باریک محدود می‌شود (میهو، ۱۹۸۲). مهم‌ترین کانی‌های مغناطیسی سنگ‌های پوسته، اکسیدهای گوناگون آهن هستند که مگنتیت مهم‌ترین آنها است. این کانی شدیداً مغناطیسی است و درجه‌حرارت کوری نسبتاً زیادی (حدود 580°C) دارد (حجت و گویا، ۱۳۸۶).

وجود ارتباط میان عمق کوری و شار حرارت را که محققان گوناگون به اثبات رسانده‌اند (میهو، ۱۹۸۲؛ اکوبو و همکاران، ۱۹۸۵؛ سالک و همکاران، ۲۰۰۵؛ ماو و همکاران، ۲۰۰۵)، اهمیت و ارزش قابل ملاحظه داده‌های مغناطیسی را در برآورد عمق کوری و در نتیجه، شناسایی مناطق دارای پتانسیل زمین گرمایی نشان می‌دهد. عمق کوری زیاد در یک منطقه، منعکس کننده شار حرارت کم است و بالعکس.

در این مقاله، چگونگی محاسبه عمق کوری با استفاده از مدل‌های میدان مغناطیسی ماهواره‌ای و سپس برآورد

حذف می‌شوند، درحالی که کوچک‌ترین طول موج‌ها نیز خارج از قدرت تفکیک داده‌ها در ارتفاع ماهواره هستند. با وجود این، مدل‌های میدان پوسته حاصل از داده‌های ماهواره‌ها، نمایش مناسبی از میدان پوسته فراهم می‌آورند که کاربرد گسترده‌ای در تفسیرهای زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی دارند.

مجموعه مدل‌های میدان مغناطیسی سری MF که ماس و همکارانش توسعه داده‌اند، به‌منظور جداسازی و نمایش میدان پوسته با دقت کافی برای تفسیرهای زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی ساخته شده‌اند. بنابراین، در تهیه این مدل‌ها دقت بسیار زیادی شده که ضرایب هارمونیک کروی برای درجه‌های زیاد تا حد امکان دقیق و صحیح باشند. در حال حاضر، مجموعه مدل‌های سری MF شامل شش مدل است (MF1، MF2، MF3، MF4، MF5 و MF6). تفاوت مدل‌های این مجموعه، در بسط هارمونیک کروی مدل و از همه مهم‌تر در حجم داده‌های مورد استفاده در مدل است که با برداشت‌های جدید، افزایش می‌یابد. مدل مورد استفاده در این تحقیق، مدل MF5 است که براساس داده‌های اسکالر و برداری مربوط به ۶ سال ماموریت ماهواره CHAMP و با بسط هارمونیک کروی تا درجه و مرتبه ۱۰۰ ساخته شده است. با توجه به انتخاب دقیق داده‌ها، تصحیح دقیق و گسترده، و کاربرد فیلتر مناسب، مدل‌های MF5 و MF6 حتی در صورت محاسبه در سطح زمین نیز نوفه بسیار کمی دارند (ماوس و همکاران، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸).

۳ محاسبه عمق کوری

میدان پوسته که با ماهواره‌ها اندازه‌گیری و با مدل‌های میدان توصیف می‌شود، در اثر مغناطیس القایی و بازماند سنگ‌های پوسته به وجود می‌آید. مغناطیس القایی سنگ‌ها، به ضخامت پوسته مغناطیسی، مغناطیس‌پذیری سنگ‌ها و قدرت میدان القایی بستگی دارد. بنابراین،

شار زمین‌گرمایی عرضه شده است. روشی که در این تحقیق دنبال شده، از سه مرحله اصلی تشکیل شده است:

- ۱- بسط هارمونیک کروی مدل ماهواره‌ای به‌منظور محاسبه میدان مغناطیسی القایی مشاهده شده؛
- ۲- تهیه مدل منابع مغناطیسی مولد میدان القایی مشاهده شده و برآورد کردن ضخامت پوسته مغناطیسی؛ و
- ۳- محاسبه شار سطحی حرارت با استفاده از عمق کوری محاسبه شده در مرحله دوم به‌منزله شرط مرزی.

باتوجه به افزایش روزافزون حجم و دقت داده‌های ماهواره‌ای و تفکیک‌پذیری مدل‌های میدان، همچنین با توجه به طراحی ماموریت‌های درازمدت ماهواره‌های اندازه‌گیری میدان مغناطیسی زمین، کاربرد مدل‌های ماهواره‌ای میدان مغناطیسی، در آینده نزدیک بسیار حائز اهمیت است و قادر به فراهم آوردن اطلاعات بسیار با ارزشی در رابطه با طول‌موج‌های بلند پوسته و ساختارهای سنگ‌سپهر (لیتوسفر) خواهد بود.

۲ مدل‌های ماهواره‌ای میدان مغناطیسی پوسته

معمولاً مدل‌های ماهواره‌ای میدان مغناطیسی، آنالیز هارمونیک کروی داده‌های جمع‌آوری شده در زمان‌های آرام مغناطیسی هستند (پوروکر و والر، ۲۰۰۶). مدل‌های میدان گوناگونی وجود دارد که براساس داده‌های گوناگون (ماهواره‌ها، رصدخانه‌ها و یا هر دو)، با معیارهای متفاوتی انتخاب می‌شوند، و برای اهداف متفاوتی نیز توسعه می‌یابند.

به‌منظور تهیه مدل‌های میدان پوسته، مشاهدات میدان با توجه به تأثیرات ناشی از سایر منابع اصلی میدان، تصحیح می‌شوند. مدل‌های جهانی میدان پوسته را تنها با استفاده از داده‌های ماهواره‌ها می‌توان تعیین کرد. مدل‌های میدان پوسته که از داده‌های ماهواره‌ای به‌دست می‌آیند، همواره در عمل فیلتر می‌شوند؛ طول‌موج‌های بلند میدان پوسته به‌دلیل اینکه میدان هسته کاملاً بر آنها غالب است،

میدان‌ها مشخص می‌شود. با رسم طیف توان برای مدل جهانی میدان مغناطیسی، بخش شیبدار منحنی ($n < 14$) به‌منزله منابع مربوط به هسته و بخش هموارتر درحکم بخش مربوط به منابع پوسته در نظر گرفته می‌شود. با حذف کردن درجه‌های کمتر از ۱۴، نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی پوسته (مربوط به درجه‌های $n > 16$) به دست می‌آید. درجه‌های ۱۳-۱۵ به سیگنال‌های مربوط به منابع توام هسته و پوسته مربوط می‌شود (حجت و گویا، ۱۳۸۶).

ضرایب گاوس مورد استفاده در این تحقیق، ضرایب ۱۶-۱۰۰ حاصل از مدل MF5 هستند. در شکل ۱، مولفه عمودی میدان القایی مدل MF5 که با بسط هارمونیک کروی ضرایب ۱۶-۱۰۰ و در ارتفاع ۴۰۰ کیلومتر محاسبه شده، نشان داده شده است. روش‌های متعددی برای مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی وجود دارد. برخی از این روش‌ها تنها برای مدل‌سازی داده‌های محلی مناسب هستند، برخی تنها برای داده‌های با پوشش جهانی (و یا حداقل بخش اعظم زمین)، و بعضی نیز برای هر دو حالت کاربرد دارند. روش دوقطبی‌های مغناطیسی معادل منبع یکی از روش‌هایی است که برای تحقیقات محلی و جهانی کاربرد دارد. در این روش، پوسته مغناطیده به بلوک‌هایی تقسیم می‌شود و فرض بر این است که یک دوقطبی مغناطیسی در مرکز هر بلوک قرار گرفته است. شبکه‌ای از دوقطبی‌ها در سطح زمین در نظر گرفته و سپس گشتاورهای مغناطیسی آنها به گونه‌ای تعیین می‌شود که میدان مغناطیسی حاصل از آنها به میزان کافی به میدان مغناطیسی مشاهده شده نزدیک باشد. توضیح کامل روش دوقطبی‌های مغناطیسی معادل منبع و کلیه روابط مورد استفاده در برآورد عمق کوری با استفاده از این روش، در تحقیق حجت و گویا (۱۳۸۶) عرضه شده است. در شکل ۲، طرح‌واره محاسبه ضخامت پوسته مغناطیسی (عمق کوری) با استفاده از مدل‌های میدان مغناطیسی ماهواره‌ای نشان داده شده است. با استفاده از

به‌منظور تعیین عمق کوری، بایستی بخش القایی میدان پوسته مشخص شود (حجت و گویا، ۱۳۸۶). در شرایطی که اثر مغناطیدگی القایی در قاره‌ها غالب است، ناهنجاری‌های مغناطیسی اقیانوس‌ها از اثر توام مغناطیس القایی و بازماند به‌وجود می‌آیند (دیمنت و ارکانی حامد، ۱۹۹۸). میدان القایی پوسته را می‌توان با کم کردن یک مدل میدان بازماند پوسته از میدان مشاهده‌شده پوسته، به‌دست آورد (حجت و گویا، ۱۳۸۶).

با توجه به اینکه برداشت ماهواره‌ها در یک پوسته کروی صورت می‌گیرد، روش مورد استفاده در ساخت مدل‌های میدان حاصل از داده‌های ماهواره‌ها، آنالیز هارمونیک‌های کروی است. همان‌طور که در متون مرجع مغناطیسی به تفصیل شرح داده شده است (برای مثال، لانزا و ملونی، ۲۰۰۶؛ پوروکر و والر، ۲۰۰۶؛ لانگل و هینز، ۱۹۹۸؛ بلیکلی، ۱۹۹۵؛ و بسیاری منابع دیگر)، میدان مغناطیسی به‌صورت منفی گرادیان یک پتانسیل نرده‌ای نوشته می‌شود که در معادله لاپلاس صدق می‌کند.

$$B = -\nabla V, \quad (1)$$

V در رابطه (۱) با یک بسط هارمونیک کروی به‌صورت زیر جایگزین می‌شود (پیوست):

$$V = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^{(n+1)} \left[g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi \right] P_n^m(\cos \theta), \quad (2)$$

که در آن، a شعاع متوسط زمین، g_n^m و h_n^m ضرایب گاوس و P_n^m چندجمله‌ای‌های لژاندر وابسته‌اند. ضرایب گاوس نشان‌دهنده میدان با منشأ داخلی هستند، اما امکان تفکیک میدان‌های مربوط به هسته و پوسته از این ضرایب فراهم نیست. برای اهداف کاربردی، جداسازی این میدان‌ها با استفاده از طیف توان صورت می‌گیرد. البته میدان‌های هسته و پوسته را نمی‌توان مستقیماً جدا کرد، بلکه با این روش، قسمت‌های غالب هر کدام از این

درجه حرارت در پوسته) مورد نیاز است.

۱-۴ مدل حرارتی پوسته

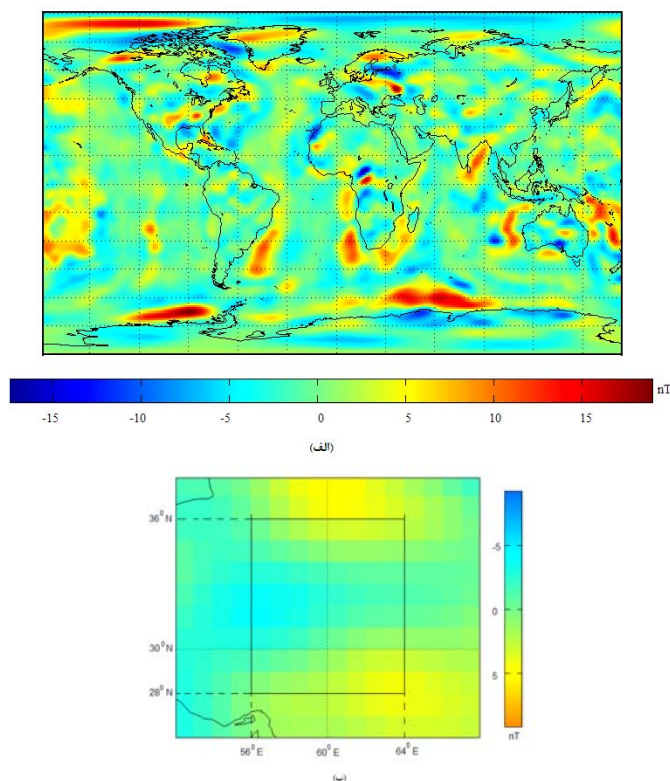
مدل حرارتی، شرایط پوسته را از سطح تا مرز پایینی پوسته مغناطیسی منعکس می کند. در این ناحیه، هدایت گرمایی، سازوکار اصلی انتقال حرارت است.

با توجه به اینکه در پوسته قاره‌ای، گرادیان قائم درجه حرارت نسبت به گرادیان افقی درجه حرارت غالب است، برای مدل‌سازی انتقال گرما در این تحقیق، مدل حرارتی یک‌بعدی در نظر گرفته شده است. علاوه بر این، با توجه به نبود دسترسی به داده‌های وابسته به زمان، حالت پایدار (steady state) برای درجه حرارت فرض شده است. با معین بودن درجه حرارت در یک عمق خاص در پوسته، می‌توان نیم‌رخ درجه حرارت در پوسته را تعیین و براساس آن، شار حرارت را برآورد کرد. مرز سنگ‌سپهر

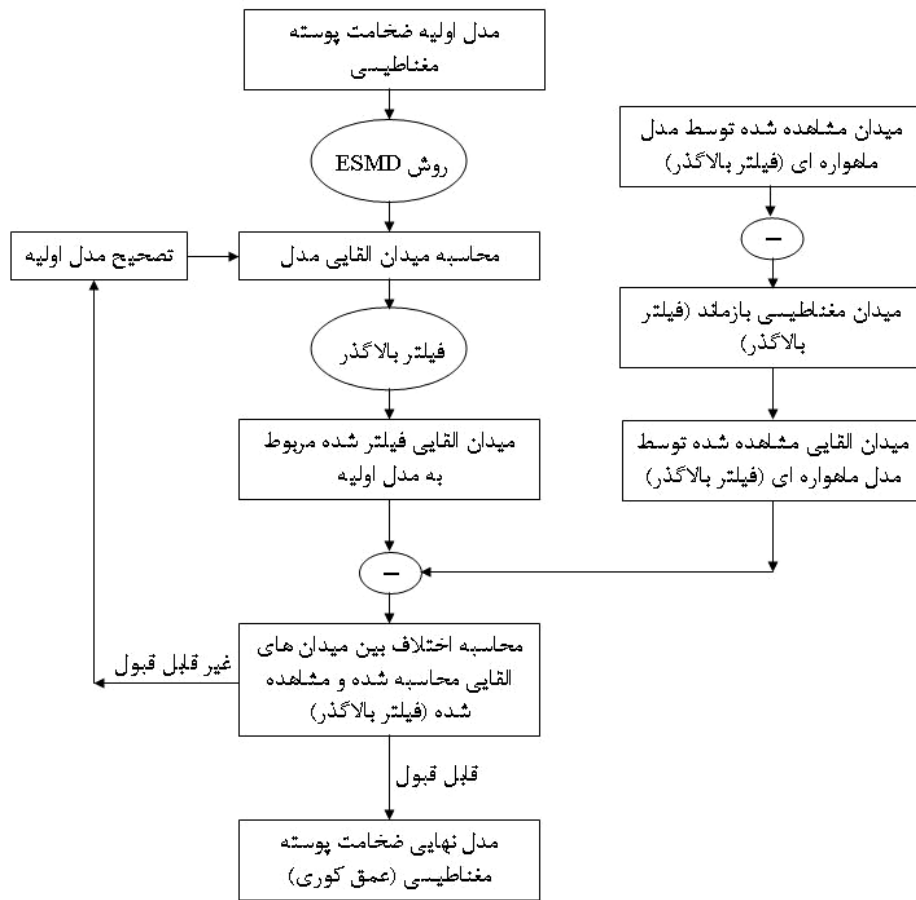
این فلوچارت، عمق کوری برای محدوده واقع در عرض جغرافیایی ۲۸-۳۶ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۶-۶۴ درجه شرقی محاسبه و در شکل ۳ عرضه شده است. عمق هم‌دمای کوری به دست آمده از این تحقیق، در محدوده ۲۴-۳۶ کیلومتر متغیر است.

۴ شار حرارت

گرمای درون زمین همواره از بخش داغ زمین به‌طور پیوسته از میان سطح جامد سیاره به محیط اطراف انتقال می‌یابد. شار حرارتی زمین گرمایی در مناطق گوناگون متفاوت است. در این بخش، به بررسی این مطلب که آیا می‌توان شار حرارتی زمین گرمایی را با استفاده از عمق کوری برآورد کرد، پرداخته شده است. بدین منظور، یک مدل حرارتی پوسته (شرایط لازم برای مدل‌سازی



شکل ۱. مولفه عمودی میدان القایی مشاهده شده پوسته در ارتفاع ۴۰۰ km (برای ضرایب هارمونیک کروی ۱۶-۱۰۰ مدل MF5) در: (الف) مقیاس جهانی؛ (ب) منطقه واقع در محدوده عرض جغرافیایی ۲۸-۳۶ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۶-۶۴ درجه شرقی.



شکل ۲. طرح‌واره محاسبه عمق کوری با استفاده از یک مدل میدان ماهواره‌ای پوسته و با استفاده از روش دوقطبی‌های مغناطیسی معادل چشمه.

۴-۲ مدل شار حرارت

برای در نظر گرفتن تولید حرارت حاصل از واپاشی عناصر پرتوزا در پوسته، سندیفورد و مک‌لارن (۲۰۰۲) رابطه (۴) را عرضه کردند:

$$H(z) = H_0 \exp\left(-\frac{z}{\delta}\right), \quad (4)$$

که در آن، H_0 تولید حرارت در سطح (برحسب W/m^3) و δ عمق مبنایی است که در آن، تولید حرارت به $1/e$ (0.368) مقدار H_0 می‌رسد. میزان تولید حرارت بسته به سن و نوع سنگ‌ها متغیر است، اما در مناطقی که اطلاعات زمین‌شناسی کافی در دسترس نباشد، می‌توان فرض کرد

حرارتی و گواشته واقع در زیر آن، تدریجی است، اما برای اهداف متعدد، مرز پایینی سنگ‌سپهر حرارتی حدود 1350 درجه سلسیوس در نظر گرفته می‌شود (سهاقیان و همکاران، ۱۹۹۳). بنابراین، پوسته مغناطیسی که به هم‌دمای 580 درجه سلسیوس محدود می‌شود، همواره درون سنگ‌سپهر حرارتی واقع است. با معین بودن درجه حرارت در یک عمق معین در سنگ‌سپهر می‌توان گرادیان حرارت و شار سطحی حرارت را با استفاده از معادله (۳) برآورد کرد.

$$q(z) = -k \frac{\partial T(z)}{\partial z}, \quad (3)$$

که در آن، k هدایت گرمایی سنگ‌های پوسته است.

شرق روسیه در دسترس نیست (آرتمیوا، ۲۰۰۶؛ پولاک و همکاران، ۱۹۹۱). بنابراین، روش عرضه شده در این مقاله، روشی بسیار کارآمد برای برآورد کردن شار حرارت در هر مقیاس دلخواه است.

با استفاده از مقادیر متوسط پوسته قاره‌ای برای پارامترهای رابطه (۷) ($H_0=2.5 \times 10^{-6} W/m^2$, $\delta=8 km$, $k=2.7 W/mK$) (سندیفورد و مک‌لارن، ۲۰۰۲) و همچنین با استفاده از مقادیر عمق کوری محاسبه شده (شکل ۳) درحکم شرط مرزی، شار حرارت برای محدوده مورد بررسی به‌طور متوسط حدود $64/5 mW/m^2$ به‌دست آمده است. در نقشه عمق کوری به‌دست آمده برای محدوده مورد بررسی (شکل ۳)، دو منطقه با کمترین مقدار عمق کوری مشخص شده است. این دو منطقه، در جنوب شرقی استان کرمان و ناحیه طبس واقع شده‌اند. همان‌طور که انتظار می‌رود، شار حرارتی محاسبه شده در این دو محدوده، بیشترین مقدار را دارد (شکل ۴).

۷ نتیجه‌گیری

در این مقاله، یک روش غیرمستقیم برای برآورد کردن شار حرارتی زمین‌گرمایی با استفاده از مدل‌های میدان پوسته حاصل از داده‌های مغناطیسی ماهواره‌ای عرضه شد. با توجه به اثبات وجود رابطه بین عمق کوری و شار حرارت (بالا بودن شار حرارت در مناطق با عمق کوری کم و بالعکس)، در این روش، ابتدا عمق کوری با استفاده از مدل‌های ماهواره‌ای میدان پوسته و با استفاده از روش دوقطبی‌های مغناطیسی معادل منبع محاسبه می‌شود. سپس، به‌منظور تعیین شار حرارت، یک مدل حرارتی برای پوسته عرضه می‌شود. برای تعیین گرادیان درجه‌حرارت پوسته، معادله هدایت حرارت برای حالت یک‌بعدی مورد استفاده قرار گرفت.

که نیم‌رخ تولید حرارت در کل منطقه یکسان باشد. بنابراین، معادله هدایت گرمایی به‌صورت زیر در می‌آید:

$$\frac{\partial^2 T(z)}{\partial z^2} = -\frac{H_0}{k} \exp\left(-\frac{z}{\delta}\right), \quad (5)$$

هدایت گرمایی، به‌طور کلی یک تانسور است اما برای بسیاری از انواع سنگ‌ها می‌توان آن را به‌صورت ثابت در نظر گرفت. برای حل معادله (۵) برای نیم‌رخ درجه‌حرارت در پوسته زمین، بایستی دو شرط مرزی تعریف شود. شرایطی که مورد استفاده قرار می‌گیرد این است که درجه‌حرارت در عمق کوری (z_c) برابر با T_c ($580^\circ C$) است و برای سطح سنگ بستر در $z=0$ درجه‌حرارت T_0 باشد. بدین ترتیب پاسخ نیم‌رخ درجه‌حرارت در پوسته ($T(z)$) به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

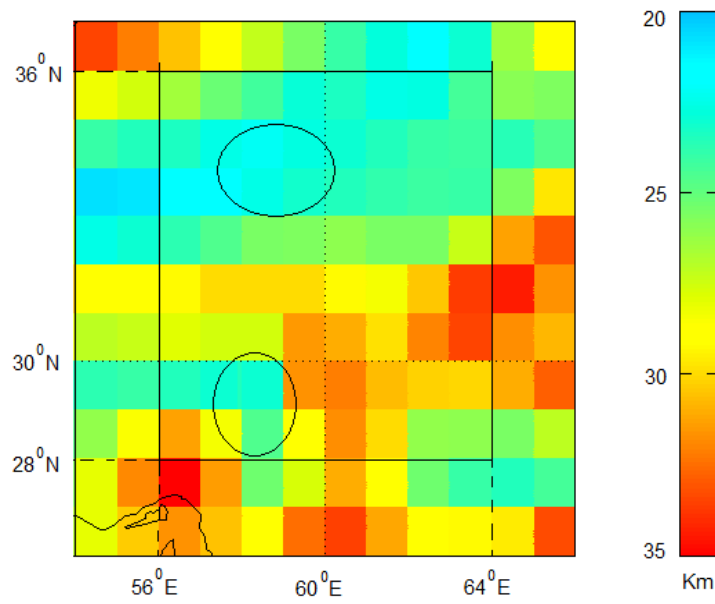
$$T(z) = T_0 + \frac{H_0 \delta^2}{k} \left(1 - \exp\left(-\frac{z}{\delta}\right) \right) + \frac{z}{z_c} \left(T_c - T_0 - \frac{H_0 \delta^2}{k} \left(1 - \exp\left(-\frac{z_c}{\delta}\right) \right) \right), \quad (6)$$

با استفاده از رابطه (۳) شار سطحی حرارت، q در عمق $z=0$ محاسبه می‌شود:

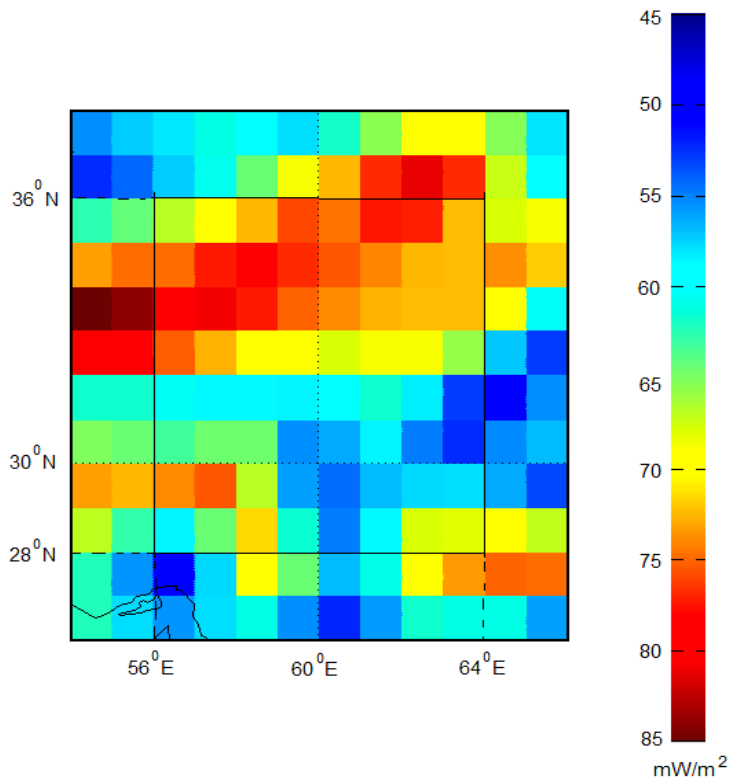
$$q(z=0) = -\frac{k(T_c - T_0)}{z_c} - H_0 \delta + \frac{H_0 \delta^2}{z_c} \left(1 - \exp\left(-\frac{z_c}{\delta}\right) \right), \quad (7)$$

بنابراین، با در دست داشتن اطلاعات کافی برای تعیین مقدار H_0 و k برای هر منطقه دلخواه، با استفاده از رابطه (۷) می‌توان شار حرارت در منطقه را محاسبه و پتانسیل‌های زمین‌گرمایی را شناسایی کرد.

به‌طور کلی، اندازه‌گیری‌های شار حرارت با کیفیت زیاد برای حدود ۸۰٪ آمریکای جنوبی، ۷۰٪ آفریقا، بخش قابل توجهی از آسیا (و به‌خصوص ایران)، قطب جنوب و قسمت اعظم قطب شمال، نواحی قطبی آمریکای شمالی، و



شکل ۳. نقشه عمق کوری برای منطقه واقع در محدوده عرض جغرافیایی ۲۸-۳۶ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۶-۶۴ درجه شرقی با استفاده از مدل میدان مغناطیسی ماهواره‌ای MF5.



شکل ۴. شار حرارت زمین گرمایی برای منطقه واقع در محدوده عرض جغرافیایی ۲۸-۳۶ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۶-۶۴ درجه شرقی.

- Blakely, R. G., 1995, Potential theory in gravity and magnetic applications: Cambridge University Press.
- Dyment, J., Arkani-Hamed, J., 1998, Contribution of lithospheric remanent magnetization to satellite magnetic anomalies over the world's oceans: *Journal of Geophysical Research*, **103**, (B7), 15423-15441.
- Langel, R. A., and Hinze, W. J., 1998. The magnetic field of the Earth's lithosphere –The satellite perspective: Cambridge University Press.
- Lanza, R., and Meloni, A., 2006, The earth's magnetism; an introduction for geologists: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Maule, C. F., Purucker, M. E., Olsen, N., Mosegaard, R., 2005, Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data: *Science*, **309**, 464-467.
- Maus, S., Lühr, H., Rother, M., Hemant, K., Balasis, G., Ritter, P., and Stolle, C., 2007, Fifth generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite measurements: *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8**, Q05013, doi:10.1020/2006GC001521.
- Maus, S., Yin, F., Lühr, H., Manoj, C., Rother, M., Rauberg, J., Michaelis, I., Stolle, C., and Muller, R. D., 2008, Resolution of direction of oceanic magnetic lineations by the sixth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite magnetic measurements: *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q07021, doi:10.1029/2008GC001949.
- Mayhew, M. A., 1982, Application of satellite magnetic anomaly data to Curie isotherm mapping: *Journal of Geophysical Research*, **87**, (B6), 4846-4854.
- Okubo, Y., Graf, R., Hansen, R., Ogawa, K., and Tsu, H., 1985, Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan: *Geophysics*, **53**, 481-494.
- Pollack, H. N., Hurter, S. J., and Johnson, J. R., 1991, A new global heat flow compilation: Department of Geological Sciences, The University of Michigan
- Purucker, M. E., Whaler, K. A., 2006, Geomagnetism: Elsevier treatise on geophysics, **5**, Chapter 6,
- Sahagian, D. L., and Holland, S. M., 1993, On the thermo-mechanical evolution of the continental lithosphere: *Journal of Geophysical Research*, **98**, (B5), 8261-8274.
- Salk, M., Pamukcu, O., Kaftan, I., 2005, Determination of the Curie point depth and heat flow from Magsat data of western Iran: *Journal of Geophysical Research*, **110**, B07307, doi:10.1029/2004JB003207.
- با استفاده از ضرایب هارمونیک کروی مدل میدان مغناطیسی MF5 و با به کارگیری روش دوقطبی های مغناطیسی معادل منبع، عمق همدمای کوری برای محدوده واقع در عرض جغرافیایی ۲۸ تا ۳۶ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۶ تا ۶۴ درجه شرقی برآورد شد. عمق همدمای کوری در این منطقه، به طور متوسط حدود ۲۶km است. با توجه به نقشه نهایی عمق کوری، دو منطقه با پتانسیل زمین گرمایی برای بررسی های تفصیلی پیشنهاد شده است.
- با توجه به محدودیت و پراکندگی تحقیقات زمین گرمایی در کشور ایران، همچنین نبود مدل همدمای کوری برای ایران، نتایج این تحقیق در محاسبه عمق کوری و پیرو آن، شار سطحی حرارت، به مثابه گامی بسیار موثر در ادامه بررسی های ارزیابی منابع انرژی زمین گرمایی در ایران به حساب می آید.
- با توجه به افزایش روزافزون حجم و دقت داده های ماهواره ای و تفکیک پذیری مدل های میدان، نویسندگان معتقدند که این روش محاسبه شار با استفاده از داده های مغناطیسی ماهواره ای، در آینده نزدیک بسیار حائز اهمیت و پرکاربرد خواهد بود. با استفاده از این روش می توان در محدوده ای وسیع (مانند یک کشور و یا در مقیاس جهانی) مناطق با پتانسیل زمین گرمایی را شناسایی و بررسی های تفصیلی در این مناطق را طراحی کرد.

منابع

- حجت، آ.، حسین زاده گویا، ن.، ۱۳۸۶، بررسی کاربرد مدل های میدان مغناطیسی حاصل از داده های ماهواره ها در برآورد ضخامت پوسته مغناطیسی، مجله فیزیک زمین و فضا، **۳۳**، (۲)، ۸۵-۹۳.
- Artemieva, I. M., 2006, Global 1°*1° thermal model TC1 for the continental lithosphere Implications for lithosphere secular evolution: *Tectonophysics*, **416**, 245-277.

یک متغیر باشد، تعیین کرد. در مورد متغیر r ، توابعی که دو حالت موجود برای منابع میدان را در نظر می‌گیرند (منابع داخل زمین و یا خارج از زمین)، مورد بررسی قرار می‌گیرند. برای متغیر φ ، یک رفتار متناوب از 0 تا 2π مورد نیاز است. در ژئومغناطیس برای متغیر θ ، توابع شبه‌نرمال شده اشمیت مورد استفاده قرار می‌گیرند که معادل توابع لژاندر $P_n, m(\theta)$ (متممی با فاکتور نرمال‌سازی متفاوت) هستند. در حقیقت، توابع اشمیت به نحوی نرمال می‌شوند که دارای بزرگی مشابه توابع لژاندر زونال با درجه مشابه باشند. این توابع، تغییرات میدان مغناطیسی را نسبت به عرض جغرافیایی نشان می‌دهند.

از آنجا که داده‌های مغناطیسی حقیقی مورد استفاده در تحقیقات ژئومغناطیس، مولفه‌های میدان مغناطیسی هستند، روابط ریاضی مربوط به این مولفه‌ها بایستی در نظر گرفته شود. این مولفه‌ها، مشتقات فضایی تابع پتانسیل V هستند. از زمان بررسی‌های گاوس در دهه ۱۸۳۰ تا کنون، محققان نتیجه گرفته‌اند که عبارات میدان با منشا خارجی، دامنه بسیار کوچک‌تری (تقریباً قابل چشم‌پوشی) در مقایسه با منابع داخلی دارند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). به‌طور کلی می‌توان گفت که پتانسیل و در نتیجه میدان مغناطیسی زمین، با تقریب قابل‌قبولی دارای منشا داخلی هستند و می‌توان تابع پتانسیل میدان مغناطیسی را فقط با در نظر گرفتن عبارات با منشا داخلی به صورت زیر بیان کرد:

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^{(n+1)} P_n^m(\theta) \begin{bmatrix} g_n^m \cos m\varphi \\ + h_n^m \sin m\varphi \end{bmatrix}, \quad (3-پ)$$

بدین ترتیب، روش SHA وضعیت مکانی پتانسیل میدان مغناطیسی زمین را به دست می‌دهد.

Anatolia: Journal of Balkan Geophysical Society, **8**, (4), 149-160.

Sandiford, M., and McLaren, S., 2002, Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere: Earth and Planetary Science Letters, **204**, 133-150.

پیوست

همان‌طور که در بخش (۳) بیان شد، روابط (۱) و (۲)، فرمول‌های مورد استفاده برای بسط هارمونیک کروی ضرایب یک مدل میدان را نشان می‌دهند. در فضایی که هیچ سطح ناپوستگی و هیچ جریان الکتریکی وجود نداشته باشد، فرض می‌شود که می‌توان B را با استفاده از پتانسیل مغناطیسی V به دست آورد:

$$\begin{aligned} \text{curl} B &= 0; \\ B &= -\text{grad} V; \\ \text{div}(-\text{grad} V) &= \nabla^2 V = 0; \\ \Delta V &= 0, \end{aligned} \quad (1-پ)$$

که در آن، Δ معادل عملگر لاپلاس است. معادله لاپلاس در یک دستگاه مختصات کروی که مرکز زمین در حکم مبدا آن دستگاه در نظر گرفته شود، به صورت زیر درمی‌آید:

$$\begin{aligned} \Delta V &= \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) \\ &+ \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) \\ &+ \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \varphi^2} = 0, \end{aligned} \quad (2-پ)$$

هر تابع $V = V(r, \theta, \varphi)$ که در رابطه (۲-پ) صدق کند، یک تابع هارمونیک نامیده می‌شود.

پاسخ عمومی یک معادله لاپلاس را می‌توان با استفاده از روش آنالیز هارمونیک کروی (SHA) به دست آورد. بدین منظور باید سه تابع متعامد را که هر کدام فقط دارای