

بررسی کاربرد مدل‌های میدان مغناطیسی حاصل از داده‌های ماهواره‌ها در برآورد ضخامت پوسته مغناطیسی

آزاده حجت^{۱*} و ناصر حسین‌زاده گویا^۲

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

^۲ دانشیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۵/۷/۱۹، پذیرش نهایی: ۸۶/۶/۱۷)

چکیده

ماموریت‌های اخیر ماهواره‌های اندازه‌گیری میدان مغناطیسی زمین منجر به افزایش قابل توجه داده‌های میدان مغناطیسی شده است. با داده‌های جدید که کیفیت بسیار مطلوبی نیز دارند، اطلاعات در مورد میدان مغناطیسی زمین به سرعت توسعه یافته و توصیف‌های جدید و دقیق‌تر میدان مغناطیسی از روی مدل‌های میدان مغناطیسی به‌طور پیوسته گسترش می‌یابد. امروزه، تفکیک‌پذیری مدل‌های میدان مغناطیسی به حدی رسیده است که امکان تفسیرهای زمین‌شناختی و ژئوفیزیکی دقیق با استفاده از آنها امکان‌پذیر است. پوسته مغناطیسی آن بخش از پوسته است که قابلیت نگهداری میدان مغناطیسی را دارد. مرز بالای پوسته مغناطیسی سطح سنگ بستر است، یعنی رسوبات و ورقه‌های یخ را شامل نمی‌شود. مرز پایینی پوسته مغناطیسی نیز عمقی است که درجه حرارت با درجه حرارت کوری سنگ‌های پوسته برابر باشد. در این مقاله، ابتدا چگونگی آماده‌سازی مدل‌های میدان مغناطیسی براساس داده‌های حاصل از ماهواره‌ها تشریح شده است. سپس، کاربرد روش دوقطبی‌های مغناطیسی معادل چشمه در برآورد ضخامت پوسته مغناطیسی با استفاده از مدل‌های میدان مغناطیسی حاصله، مورد بررسی قرار گرفته و چگونگی آن ارائه شده است.

واژه‌های کلیدی: مدل میدان مغناطیسی، داده‌های ماهواره‌ای، ضخامت پوسته مغناطیسی، هم‌دمای کوری

۱ مقدمه

فراهم آورده‌اند. با داده‌های جدید حاصل از ماموریت‌های اخیر ماهواره‌های اندازه‌گیری میدان مغناطیسی زمین (که کیفیت بسیار مطلوبی نیز دارند)، اطلاعات در مورد میدان مغناطیسی زمین به سرعت توسعه یافته و توصیف‌های جدید و دقیق‌تر میدان مغناطیسی از روی مدل‌های میدان مغناطیسی به‌طور پیوسته گسترش می‌یابد (ماوس و همکاران، ۲۰۰۶؛ همان‌ت و ماوس، ۲۰۰۵).

پوسته مغناطیسی آن بخش از پوسته است که قابلیت نگهداری میدان مغناطیسی را دارد. مرز بالای پوسته مغناطیسی سطح سنگ بستر است، یعنی رسوبات و ورقه‌های یخ را شامل نمی‌شود. مرز پایینی پوسته

بسیاری از ساختارهای زمین‌شناسی پوسته باعث ایجاد تغییرات در میدان مغناطیسی زمین می‌شوند که این تغییرات با کمک ماهواره‌ها قابل آشکارسازی است. نقشه‌های آنومالی مغناطیسی حاصل از داده‌های ماهواره‌ها، درک جدیدی از ساختارهای زمین‌ساختی (تکتونیکی) و ساختارهای سنگ‌سپهر (لیتوسفر) فراهم می‌آورند. ماهواره‌های مطالعاتی POGO (۱۹۶۵-۱۹۷۱)، Magsat (۱۹۷۹-۱۹۸۰)، و اخیراً نیز ماهواره‌های Ørsted (فوریه ۱۹۹۹-...)، CHAMP (۱۵ ژوئیه ۲۰۰۰-...) و SAC-C (۲۰۰۱-...)، اطلاعات با ارزشی در خصوص میدان داخلی زمین و همچنین میدان‌های خارجی که منشأ آنها در یون‌سپهر (یونسفر) و مگنتوسفر قرار دارد،

مغناطیدگی سنگ‌های گوشته بسیار کم است و پوسته مغناطیسی در مناطقی که موهو کم‌عمق‌تر از هم دمای کوری باشد، ورای موهو نخواهد بود. به‌طور کلی انتظار می‌رود که هم‌دمای کوری در مناطق داغ بالاتر از موهو قرار داشته باشد و در مناطق سرد، منطبق بر آن و یا پایین‌تر از آن قرار گرفته باشد. در هر صورت، پوسته مغناطیسی هرگز فراتر از هم‌دمای کوری گسترش نخواهد داشت.

۲ تهیه مدل میدان پوسته برای تفسیر

میدان اندازه‌گیری شده با ماهواره‌ها از چندین منشأ متفاوت حاصل شده است: هسته، پوسته، یون سپهر و مگنتوسفر. اما فقط میدان مربوط به پوسته است که اطلاعات مربوط به شار حرارت و ضخامت پوسته مغناطیسی را دربر دارد. با تهیه یک مدل میدان از داده‌های خام، می‌توان میدان‌های ناشی از منابع گوناگون را تفکیک کرد و بخشی از میدان را که حاوی اطلاعات موردنظر است جدا کرد.

در میدان قائم که با ماهواره اندازه‌گیری می‌شود، میدان ناشی از هسته زمین (میدان اصلی) غالب است و میدان مغناطیسی مربوط به پوسته را می‌پوشاند (شکل ۱).

به‌منظور بررسی میدان مغناطیسی پوسته، بایستی بخش میدان اصلی را حذف ساخت و نقشه باقی‌مانده را تفسیر کرد. بدین منظور، لانگل و استس (۱۹۸۲) روش آنالیز طیف توان مدل میدان داخلی و حذف آنومالی‌های طول موج بلند را پیشنهاد داده‌اند.

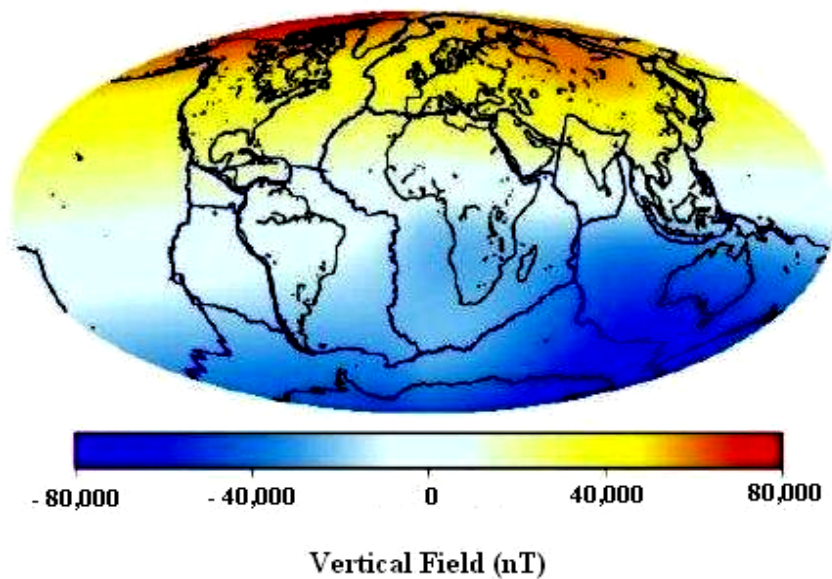
با توجه به این‌که برداشت ماهواره‌ها در پوسته‌ای کروی صورت می‌گیرد، روش مورد استفاده در ساخت مدل‌های میدان حاصل از داده‌های ماهواره‌ها، آنالیز هارمونیک‌های کروی است. میدان مغناطیسی به‌صورت منفی گرادیان یک پتانسیل نرده‌ای نوشته می‌شود که در معادله لاپلاس صدق می‌کند.

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

مغناطیسی نیز عمقی است که درجه حرارت با درجه حرارت کوری سنگ‌های پوسته برابر باشد. یکی از مهم‌ترین کاربردهای برآورد ضخامت پوسته مغناطیسی، در برآورد شار حرارتی ژئوترمال است. درجه حرارت در درون زمین با افزایش عمق افزایش می‌یابد. از طرفی، خواص مغناطیسی سنگ‌های پوسته، با دما تغییر می‌کند. در چندین ده کیلومتر اولیه زمین، درجه حرارت کم‌تر از درجه حرارت کوری کانی‌های مغناطیسی متداول است و در نتیجه سنگ‌های پوسته دارای مغناطیس‌القایی و بازماند هستند. مهم‌ترین کانی‌های مغناطیسی سنگ‌های پوسته، اکسیدهای گوناگون آهن‌اند که مگنتیت مهم‌ترین آنها است. این کانی به شدت مغناطیسی است و درجه حرارت کوری نسبتاً بالایی (حدود 580°C) دارد. با افزایش درجه حرارت به بالاتر از دمای کوری، سنگ‌های پوسته خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهند. بنابراین، با داده‌های مغناطیسی می‌توان عمق هم‌دمای کوری (مرز مغناطیسی) را برآورد کرد. در حقیقت، هم‌دمای کوری نشان‌دهنده مرزی است که در زیر آن، مغناطیدگی سنگ‌های گوشته فوقانی تأثیر چندانی در میدان‌های اندازه‌گیری شده در سطح زمین ندارند.

پاسخ این پرسش که منابع تولید میدان پوسته چه مقدار ورای ناپیوستگی موهو گسترش دارند، هنوز هم به‌درستی معلوم نیست. برآورد عمق هم‌دمای کوری غالباً با استفاده از روش‌های طیفی متداول توسعه یافته در اواخر دهه ۱۹۷۰ و در مناطق بسیار معدودی از جهان، صورت گرفته است. مهم‌ترین نقصان این روش‌ها، کیفیت ضعیف داده‌ها و مناطق برداشت کوچک (ابعاد کمتر از ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر) است که مانع از یک برآورد قابل اعتماد می‌شود.

واسیلیفسکی و میهو (۱۹۹۲) براساس بررسی حدود ۴۰۰ نمونه سنگ‌های گوشته، نتیجه گرفتند که به‌طور کلی



شکل ۱. مدل میدان داخلی برای مؤلفه قائم میدان در ارتفاع ۴۰۰ کیلومتر (همانت، ۲۰۰۳).

با استفاده از این ضرایب هارمونیک‌های کروی، طیف توان مدل میدان مغناطیسی به صورت زیر محاسبه می‌شود:

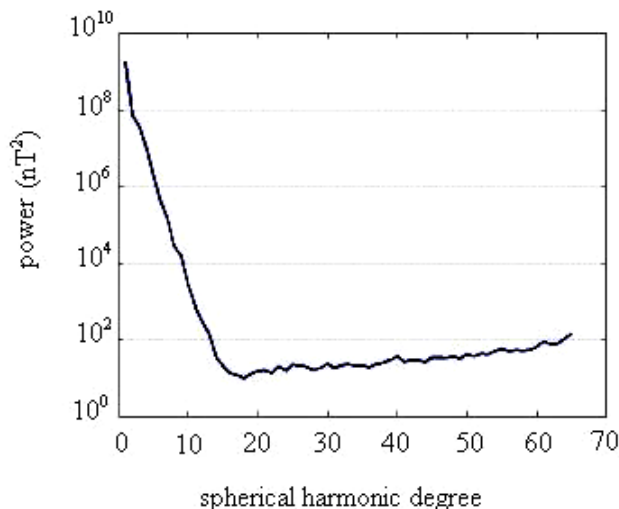
$$\text{Power} = R_n = (n+1) \sum_{m=0}^n [(g_n^m)^2 + (h_n^m)^2] \quad (3)$$

با رسم طیف توان برای مدل جهانی میدان مغناطیسی، بخش شیب‌دار منحنی ($n \leq 13$) به مثابه منابع مربوط به هسته و بخش هموارتر به عنوان بخش مربوط به منابع پوسته در نظر گرفته می‌شود (ماترزبرگر، ۱۹۵۶؛ لاوس، ۱۹۶۶؛ لانگل و استس، ۱۹۸۲؛ ساباکا، السن و پوروکر، ۲۰۰۴؛ همانت، ۲۰۰۳). با حذف کردن درجه‌های کم‌تر از ۱۴، نقشه آنومالی مغناطیسی پوسته (مربوط به درجه‌های $n > 16$) به دست می‌آید (شکل ۲). درجه‌های ۱۳-۱۵ به سیگنال‌های مربوط به منابع توام هسته و پوسته مربوط می‌شود (لانگل و استس، ۱۹۸۲؛ همانت، ۲۰۰۳).

که در آن V با یک بسط هارمونیک کروی به صورت زیر جایگزین می‌شود:

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

که در آن، a شعاع متوسط زمین و P_n^m پلی‌نوم‌های لژاندر وابسته است. g_n^m و h_n^m ضرایب گاوس نام دارند و با درجه n و مرتبه m مشخص می‌شوند. ضرایب گاوس نشان‌دهنده میدان با منشأ داخلی‌اند، اما امکان تفکیک میدان‌های مربوط به هسته و پوسته از این ضرایب وجود ندارد. 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 میدان‌ها مشخص می‌شود.



شکل ۲. طیف توان میدان مغناطیسی روند متفاوتی در اطراف درجه ۱۵ نشان می‌دهد (ساباكا و همکاران، ۲۰۰۴).

میدان پوسته که از داده‌های ماهواره به دست می‌آیند، همواره در عمل فیلتر می‌شوند؛ طول موج‌های بلند میدان پوسته به دلیل این که میدان هسته کاملاً بر آنها غالب است، حذف می‌شوند، در حالی که کوچک‌ترین طول موج‌ها نیز خارج از قدرت تفکیک داده‌ها در ارتفاع ماهواره هستند. با وجود این، مدل‌های میدان پوسته حاصل از داده‌های ماهواره‌ها (شکل ۳)، نمایش مناسبی از میدان پوسته فراهم می‌آورند که کاربرد گسترده‌ای در تفسیرهای زمین‌شناختی و ژئوفیزیکی دارند.

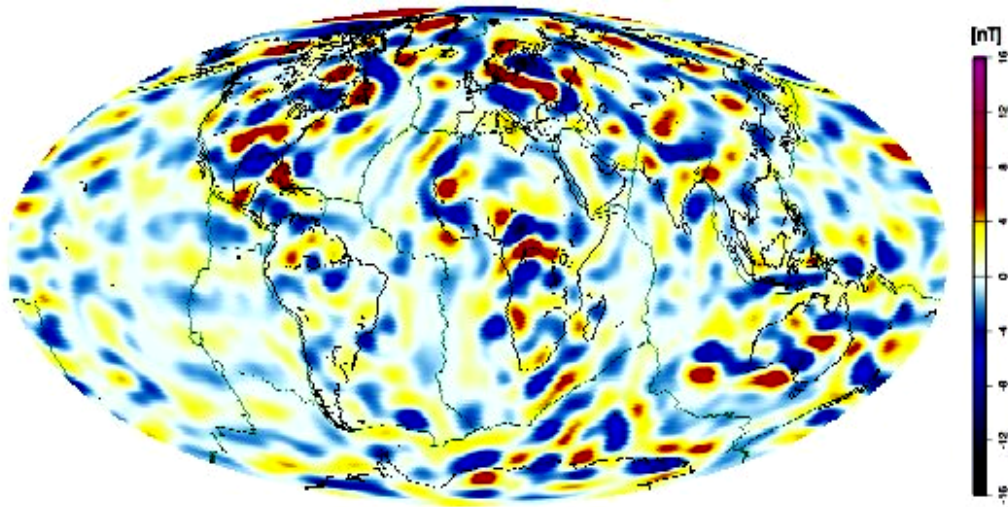
۳ محاسبه ضخامت پوسته مغناطیسی

میدان پوسته که با ماهواره‌ها اندازه‌گیری و توسط مدل‌های میدان توصیف می‌شود، در اثر مغناطیس القایی و بازماند سنگ‌های پوسته به وجود می‌آید. مغناطیس القایی سنگ‌های پوسته به ضخامت پوسته مغناطیسی، مغناطیس‌پذیری سنگ‌های پوسته و قدرت میدان القایی بستگی دارد. بنابراین، به منظور تعیین ضخامت پوسته مغناطیسی، بایستی بخش القایی میدان پوسته مشخص شود.

مدل‌سازی میدان مغناطیسی دانشی خاص و خارج از هدف این مقاله است.

از دیدگاه، بسط هارمونیک کروی میدان مغناطیسی که ضرایب گاوس و پتانسیل میدان مغناطیسی را به یکدیگر مرتبط می‌سازد، فقط زمانی معتبر خواهد بود که مجموع تا بی‌نهایت گسترش یابد. اما در عمل، بسط هارمونیک کروی همواره در یک درجه محدود، قطع می‌شود که بستگی به این دارد که مدل با چه هدفی تهیه می‌شود و فاصله داده‌های موجود چقدر باشد. مدل‌های میدان هسته معمولاً در درجه ۱۰-۱۳ قطع می‌شوند، در حالی که مدل‌های میدان پوسته تا درجه و مرتبه ۹۰ بسط می‌یابند.

مدل‌های میدان متفاوتی وجود دارد که براساس داده‌های متفاوت (ماهواره‌ها، رصدخانه‌ها و یا هر دو) و با معیارهای متفاوتی انتخاب می‌شوند، و برای اهداف گوناگونی نیز توسعه می‌یابند (لانگل و هینز، ۱۹۹۸؛ همان، ۲۰۰۴). مدل‌های جهانی میدان پوسته را فقط با استفاده از داده‌های ماهواره‌ها می‌توان تعیین کرد. مدل‌های



شکل ۳. مدل میدان پوسته برای مولفه قائم حاصل از داده‌های ماهواره CHAMP در ارتفاع ۴۰۰ کیلومتر، برای درجه‌های ۱۶-۸۰ (همانت، ۲۰۰۳).

برآورد خواهد شد (دیمنت و ارکانی حامد، ۱۹۹۸).

۴ روش دوقطبی مغناطیسی معادل چشمه

در روش ESMD، مغناطیدگی پوسته با دوقطبی‌هایی که در سراسر منطقه مورد بررسی پخش شده‌اند، نشان داده می‌شود (لانگل و هینز، ۱۹۹۸؛ همانت، ۲۰۰۳). هدف، تعیین گشتاورهای مغناطیسی این دوقطبی‌های پوسته به نحوی است که مجموع میدان مغناطیسی حاصل از آنها در یک فاصله معین در بالای سطح زمین، مشابه با میدان مغناطیسی مشاهده شده باشد. در صورتی که مغناطیس‌پذیری سنگ‌های پوسته شناخته شده باشد، از روی مغناطیدگی پوسته می‌توان ضخامت پوسته مغناطیسی را تعیین کرد. بدین منظور، معادله‌ای لازم است تا رابطه بین گشتاور همه دوقطبی‌ها و مجموع میدان مغناطیسی حاصل از آنها را نشان دهد. رابطه اصلی در روش ESMD، معادله میدان مغناطیسی یک دوقطبی است.

با توجه به این که امکان اندازه‌گیری مستقیم این بخش میدان وجود ندارد، میدان القایی پوسته با کم کردن یک مدل میدان بازماند پوسته از میدان مشاهده شده پوسته، به دست می‌آید. برای میدان بازماند پوسته اقیانوسی، مدل تهیه شده دیمنت و ارکانی حامد (۱۹۹۸) و پوروکر و دیمنت (۲۰۰۰) که در آن مغناطیس بازماند سنگ سپهر اقیانوسی با استفاده از سن کف اقیانوس‌ها و حرکت صفحات، تعیین شده است، مورد استفاده قرار می‌گیرد. متأسفانه هیچ مدل جهانی و یا حتی ناحیه‌ای برای مغناطیس بازماند پوسته قاره‌ای وجود ندارد. البته، به‌طور کلی مغناطیس القایی در پوسته قاره‌ای بر مغناطیس بازماند غالب است و مغناطیس بازماند پوسته قاره‌ای قابل صرف نظر کردن است. با کم کردن میدان بازماند از میدان مشاهده شده پوسته، میدان مشاهده شده مربوط به پوسته القایی به دست خواهد آمد که از روی آن، ضخامت مغناطیسی پوسته با روش دوقطبی مغناطیسی معادل چشمه (equivalent source magnetic dipole method, ESMD)

با استفاده از رابطه بالا، میدان مغناطیسی مربوط به دوقطبی،
A، برابر خواهد بود با:

$$\bar{A}(\bar{r}_i) = -\nabla V(\bar{r}_i) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m_j}{(r_{ij})^3} [3(\hat{m}_j \cdot \hat{r}_{ij})\hat{r}_{ij} - \hat{m}_j] \quad (7)$$

این رابطه، به صورت معادله‌ای ماتریسی ساده خواهد شد که مؤلفه‌های رابطه فوق را به دست می‌دهد:

$$\bar{A}(\bar{r}_i) = F^{ij} \bar{m}_j \quad (8)$$

که در آن، F^{ij} یک ماتریس 3×3 است که میدان مغناطیسی در نقطه \bar{r}_i را به دوقطبی واقع در \bar{r}_j با گشتاور دوقطبی \bar{m}_j مربوط می‌سازد.

رابطه بالا، مربوط به میدان حاصل از یک دوقطبی است. برای تعیین میدان کل پوسته، فرض می‌شود که J دوقطبی در J نقطه \bar{r}_j ، $j = 0, 1, 2, \dots, J$ قرار گرفته باشد. پتانسیل مغناطیسی کل در نقطه \bar{r}_i به سادگی از مجموع پتانسیل‌های تک تک دوقطبی‌ها به دست می‌آید:

$$V(\bar{r}_i) = \sum_j V(\bar{r}_i) = -\frac{\mu_0}{4\pi} \sum_j \bar{m}_j \cdot \nabla_j \left(\frac{1}{r_{ij}} \right) \quad (9)$$

که در آن، ∇_j پتانسیل ژامین دوقطبی است. میدان مغناطیسی در این حالت برابر است با:

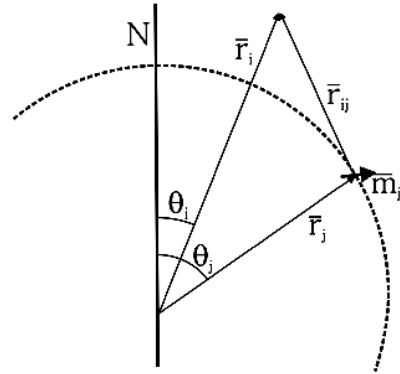
$$\bar{A}(\bar{r}_i) = \sum_{j=1}^J F^{ij} \bar{m}_j \quad (10)$$

با استفاده از این رابطه، میدان مغناطیسی در همه نقاط بالای سطح زمین، از گشتاورهای مربوط به دوقطبی‌های معادل مغناطیدگی پوسته محاسبه می‌شود.

آخرین گام، پیدا کردن رابطه بین گشتاور دوقطبی‌ها و ضخامت پوسته مغناطیسی است.

هر کدام از J دوقطبی یادشده، مغناطیدگی یک

محاسبات مربوط به گشتاور دوقطبی‌های معادل نیز در دستگاه مختصات کروی صورت می‌گیرد. هدف، تعیین میدان مغناطیسی حاصل از یک دوقطبی با گشتاور مغناطیسی \bar{m}_j است که در فاصله $\bar{r}_j = (r_j, \theta_j, \phi_j)$ قرار دارد، در نقطه مشاهده‌ای $\bar{r}_i = (r_i, \theta_i, \phi_i)$ (شکل ۴).



شکل ۴. هندسه مسئله تعیین میدان مغناطیسی حاصل از یک دوقطبی واقع در \bar{r}_j ، در نقطه مشاهده‌ای \bar{r}_i .

پتانسیل مغناطیسی حاصل از یک دوقطبی با گشتاور مغناطیسی \bar{m}_j واقع در \bar{r}_j در نقطه مشاهده‌ای \bar{r}_i از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$V(\bar{r}_i) = \mu_0 \frac{\bar{m}_j}{4\pi} \cdot \nabla_j \left(\frac{1}{r_{ij}} \right) \quad (4)$$

که در آن، μ_0 نفوذپذیری مغناطیسی خلأ (برابر با $4\pi \times 10^{-7} \text{ N/A}^2$) است. و ∇_j در موقعیت \bar{r}_j به صورت زیر است:

$$\nabla_j = \hat{r}_j \frac{\partial}{\partial r_j} + \hat{\theta}_j \frac{1}{r_j} \frac{\partial}{\partial \theta_j} + \hat{\phi}_j \frac{1}{r_j \sin \theta_j} \frac{\partial}{\partial \phi_j} \quad (5)$$

با اعمال اپراتور گرادیان بر $(r_{ij})^{-1}$ ، پتانسیل مغناطیسی مربوط به دوقطبی به صورت زیر درمی‌آید:

$$V(\bar{r}_i) = -\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\bar{m}_j \cdot \bar{r}_{ij}}{(r_{ij})^3} \quad (6)$$

می‌ماند؛ مغناطیس‌پذیری سنگ‌های پوسته، K_j ، و ضخامت پوسته مغناطیسی، (h_j) . محدوده مقادیر مغناطیس‌پذیری سنگ‌های پوسته قاره‌ای و اقیانوسی، هم‌پوشانی قابل توجهی دارد (کلارک و امرسون، ۱۹۹۱). البته، مغناطیس‌پذیری سنگ‌های پوسته اقیانوسی به دلیل محتوای بیشتر آهن، منیزیم و تیتانیم، کمی بیشتر از سنگ‌های پوسته قاره‌ای است (کلارک و امرسون، ۱۹۹۱؛ لانگل و هینز، ۱۹۹۸). با استفاده از یک مدل جهانی که مقدار ثابتی را برای مغناطیس‌پذیری ارائه کرده، می‌توان مقادیر 0.35 و 0.40 را به ترتیب برای پوسته قاره‌ای و اقیانوسی در نظر گرفت (اشلینگر، ۱۹۸۵؛ پوروکر، لانگل، راجرام و ریموند، ۱۹۹۸). حال، با معلوم بودن سایر پارامترها، می‌توان ضخامت پوسته مغناطیسی را از روی گشتاور دوقطبی‌ها و با استفاده از رابطه (۱۳) محاسبه کرد.

۵ جهت دوقطبی‌ها

همان‌طور که پیش از این بیان شد، در روش ESMD، مغناطیدگی پوسته با دوقطبی‌هایی که در سراسر منطقه مورد بررسی پخش شده‌اند، نشان داده می‌شود. این امر مستلزم برآورد جهت و اندازه گشتاور این دوقطبی‌ها به گونه‌ای است که میدان حاصل از آنها در ارتفاع ماهواره با میدان مشاهده شده برابر باشد. در قسمت قبل فرض کردیم که مغناطیس‌پذیری عددی ثابت باشد. بنابراین، میدان القا شده در راستای میدان القاکننده خواهد بود. این امر، باعث ساده‌سازی تعیین گشتاور دوقطبی‌های پوسته می‌شود. در حقیقت، فرض می‌کنیم که مغناطیس‌پذیری سنگ‌ها، مادامی که درجه حرارت کمتر از درجه حرارت کوری است، مقداری ثابت است و در درجه حرارت‌های بالاتر از کوری برای با صفر است. بدین ترتیب، تنها لازم است تا بزرگی گشتاور دوقطبی‌ها تعیین شود، چرا که جهت آنها از جهت میدان القاکننده در محل دوقطبی‌ها تعیین می‌شود (شکل ۵).

بلوک از پوسته را نشان می‌دهد. فرض کنیم مغناطیدگی متوسط بلوک v_j با حجم V_j که فاصله تا مرکز بلوک، \bar{r}_j است، برابر با \bar{M}_j باشد. در این صورت، گشتاور دوقطبی این بلوک برابر است با:

$$\bar{m}_j(\bar{r}_j) = \bar{M}_j(\bar{r}_j)v_j \quad (11)$$

که حجم V_j برابر است با حاصل ضرب مساحت سطح پوشیده شده با دوقطبی (w_j) در ضخامت لایه مغناطیده (h_j) . مغناطیدگی القایی پوسته نیز از رابطه زیر با میدان القایی \bar{B} در ارتباط است:

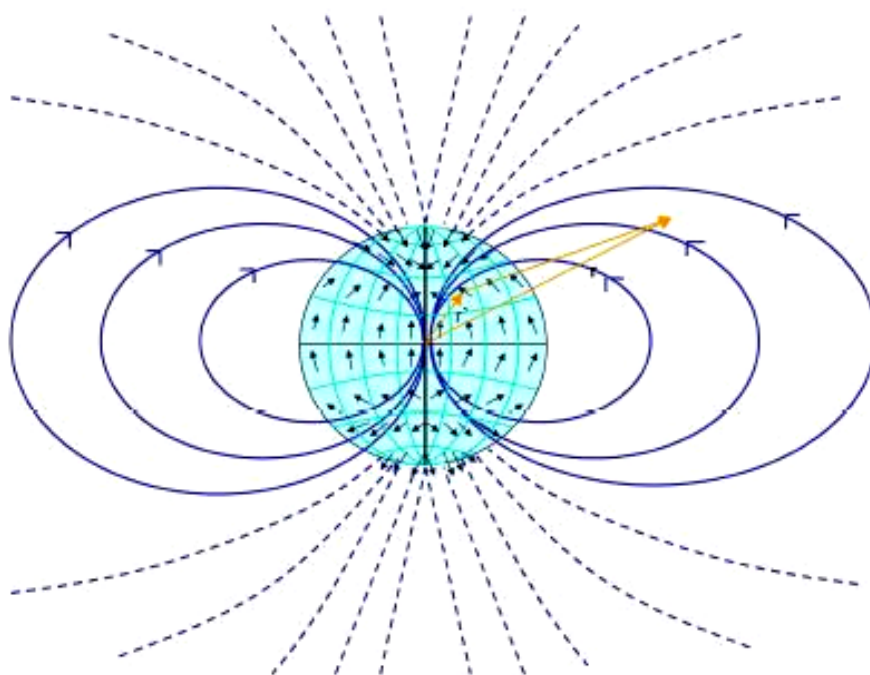
$$\bar{M}(\bar{r}) = \frac{\kappa(\bar{r})}{\mu_0} \bar{B}(\bar{r}) \quad (12)$$

که در آن، K مغناطیس‌پذیری است که به نوع مواد بستگی دارد و در نتیجه بستگی به موقعیت دارد. اکثر سنگ‌های پوسته، کم و بیش از نظر مغناطیس‌پذیری آیزوتروپ‌اند. با وجود این، هنگام بررسی خصوصیات کلی حجم زیادی از سنگ‌ها، مغناطیس‌پذیری مؤثر، بسیار نزدیک به ایزوتروپ است و ممکن است در حکم عددی ثابت در نظر گرفته شود. این یک فرض مشترک در اکثر مطالعات میدان پوسته است.

با ترکیب روابط (۱۱) و (۱۲)، گشتاور دوقطبی مغناطیسی \bar{m}_j بلوک پوسته به صورت تابعی از میدان القاکننده \bar{B} در \bar{r}_j ، مغناطیس‌پذیری K_j بلوک پوسته، K_j ، مساحت سطح بلوک، (w_j) ، و ضخامت آن، (h_j) ، درمی‌آید:

$$\bar{m}_j(\bar{r}_j) = \frac{K_j}{\mu_0} \bar{B}(\bar{r}_j)w_jh_j \quad (13)$$

میدان القاکننده \bar{B} و مساحت (w_j) (که به توزیع انتخابی دوقطبی‌ها بستگی دارد)، معلوم‌اند و گشتاور دوقطبی‌های مجزا از روی میدان مشاهده شده تعیین می‌شود. در این صورت دو مجهول در معادله بالا باقی



شکل ۵. توزیع دوقطبی‌های القایی در سطح زمین و در حضور یک میدان دوقطبی القا کننده.

۶ نتیجه‌گیری

تفسیر جدیدترین و دقیق‌ترین مدل‌های میدان مغناطیسی حاصل از داده‌های ماهواره‌ای، کاربرد گسترده‌ای در بررسی ساختار زمین‌شناسی پوسته زمین پیدا کرده است. در این مقاله نحوه تهیه مدل‌های میدان پوسته و بسط هارمونیک کروی میدان مورد بررسی قرار گرفت. در تهیه مدل‌های میدان مغناطیسی، اگرچه میدان‌های حاصل از هسته و پوسته را نمی‌توان مستقیماً جدا کرد، بخش‌های غالب هر کدام را با بسط هارمونیک کروی که محدوده قطع بسط توسط طیف توان میدان مشخص می‌شود، جدا می‌کنند. میدان هسته در درجه‌های کم ($n \leq 13$) غالب است، درحالی‌که میدان پوسته در درجه‌های زیادتر ($n > 16$) بسط هارمونیک کروی غالب است. برای درجه‌های حد واسطه، هر دو میدان اهمیت یکسانی دارند.

به‌منظور نمایش هارمونیک کروی میدان مغناطیسی، پارامترهای مدل، شامل ضرایب گاوس، با حل یک دستگاه معادلات بیش تعیین شده برآورد می‌شوند. در ادامه، کاربرد روش دوقطبی مغناطیسی معادل چشمه در برآورد ضخامت پوسته مغناطیسی با استفاده از مدل‌های میدان مغناطیسی حاصل از داده‌های ماهواره‌ای مورد بررسی قرار گرفت. مهم‌ترین کاربرد برآورد ضخامت پوسته مغناطیسی و عمق هم‌دمای کوری، در برآورد شار حرارتی ژئوترمال است که به‌دلیل تغییرات زمین‌شناسی در فواصل کوتاه نیز ممکن است بسیار متغیر باشد. گرمای درون زمین از بخش داغ زمین به‌طور پیوسته و از سطح جامد سیاره به محیط اطراف انتقال می‌یابد. شار حرارتی ژئوترمال در مناطق متفاوت است. پوسته و بخشی از گوشته فوقانی، متعلق به سنگ‌سپهر

- satellite perspective, Cambridge University Press.
- Lowes, F. J., 1966, Mean square values on sphere of spherical harmonic vector fields, *J. Geophys. Res.*, 71, p. 2179.
- Mauersberger, P., 1956, Das mittel der energiedichte des geomagnetischen hauptfeldes an der erdoberfläche und seine sakulare Änderung, *Gerlands Beitr, geophysics*, 65, 207-215.
- Maus, S., Rother, M., Hemant, K., Stolle, C., Luhr, H., Kuvshinov, A., and Olsen, N., 2006, Earth's lithospheric magnetic field determined to spherical harmonic degree 90 from CHAMP satellite measurements, *Geophys. J. INT.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02833.x.
- Purucker, M. E., and Dymant, J., 2000, Satellite magnetic anomalies related to seafloor spreading in south Atlantic ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 27, No. 17, pp. 2765-2768.
- Purucker, M. E., Langel, R. A., Rajaram, M., and Raymond, C., 1998, Global magnetization models with a priori information, *J. Geophys. Res.*, 103, 2563-2584.
- Sabaka, T. J., Olsen, N., and Purucker, M. E., 2004, Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Ørsted and CHAMP data, *Geophys. J. Int.*, 159, 521-547.
- Schlenger, C. M., 1985, Magnetization of lower crust and interpretation of regional magnetic anomalies: Example from Lofoten and Vesteralen, Norway, *J. Geophys. Res.*, 90(B13): 11, pp. 484-11-504.
- Wasilewski, P. J., and Mayhew, M. A., 1992, The MOHO as a magnetic boundary revisited, *Geophys. Res. Lett.*, 19, No. 22, pp. 2259-2262.
- حرارتی هستند که درحکم ناحیه خارجی زمین که سازوکار غالب انتقال حرارت در آن به صورت heat conduction است، تعریف می‌شود. مرز سنگ‌سپهر حرارتی و گویسته واقع در زیر آن، تدریجی است، اما برای اهداف متعدد، مرز پایینی سنگ‌سپهر حرارتی حدود ۱۳۵۰ درجه سلسیوس در نظر گرفته می‌شود. بنابراین، پوسته مغناطیسی که به هم‌دمای کوری محدود می‌شود، همواره درون سنگ‌سپهر حرارتی واقع است. بدین ترتیب، با محاسبه ضخامت پوسته مغناطیسی (معین بودن درجه حرارت در یک عمق معین در سنگ‌سپهر) می‌توان گرادیان حرارت و در نتیجه شار سطحی حرارت را با استفاده از معادله heat conduction (در صورتی که هدایت سنگ‌ها، درجه حرارت سطح سنگ بستر و تولید حرارت در پوسته مشخص باشد) برآورد کرد.
- منابع
- Clark, D. A., and Emerson, D. W., 1991, Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exp. Geophys.*, 22, 547-555.
- Dymant, J., and Arkani-Hamed, J., 1998a, Contribution of lithospheric remanent magnetization to satellite magnetic anomalies over the world's oceans, *J. Geophys. Res.*, 103, No. B7, pp. 15,423-15,441.
- Dymant, J., and Arkani-Hamed, J., 1998b, Equivalent source magnetic dipoles revisited, *Geophys. Res. Lett.*, 25, No. 11, pp. 2003-2006.
- Hemant, K., 2003, Modelling and interpretation of global lithospheric magnetic anomalies, Ph.D. Thesis, Geowissenschaften an der Freien Universität Berlin.
- Hemant, K., and Maus S., 2005, Geological modeling of the new CHAMP magnetic anomaly maps using a Geographical Information System (GIS) technique, *J. Geophys. Res.*, 110, pp.12103.
- Langel, R. A., and Estes, R. H., 1982, A geomagnetic field spectrum, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 250-253.
- Langel, R. A., and Hinze, W. J., 1998, The magnetic field of the Earth's Lithosphere-The