



مدلسازی میدان مغناطیسی گذرا به روش فرایند گوس مارکوف و تخمین مقدار آنومالی مغناطیسی نواحی توسط حسگر نصب شده روی پهپاد

احمد رضا صالح؛ حمیدرضا مومنی*؛

۱- دانشجوی دکتری؛ دانشکده مهندسی برق و کامپیوتر دانشگاه تربیت مدرس
۲- استاد؛ دانشکده مهندسی برق و کامپیوتر دانشگاه تربیت مدرس

دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۰۱/۲۰؛ پذیرش مقاله: ۱۴۰۲/۱۰/۲۱

* نویسنده مسئول مکاتبات: momeni_h@modares.ac.ir

چکیده

استفاده از آنومالی مغناطیسی زمین جهت تعیین ناوبری در هوانوردی و همچنین اکتشاف مواد معدنی و نفتی، تولید نقشه‌های زمین شناسی و توپوگرافی به منظور شناسایی هرچه دقیق‌تر ساختارهای زیرسطحی، توسعه بسیار یافته است. یکی از روشهای تعیین مقدار آنومالی نواحی، استفاده از ژئوفیزیک هواپرد می باشد. در این روش به کمک پهپاد وسعت‌های بالا در زمان کوتاه‌تری نسبت به دیگر روش‌های ژئوفیزیکی داده برداری می‌شوند. مطابق مطالعات ژئوفیزیک، اندازه بردار مغناطیس زمین در هر نقطه به غیر از مولفه اصلی که ناشی از هسته زمین بوده و شامل مشخصات فرکانسی پایین می‌شود، دارای مولفه آنومالی ناشی از عوارض سطحی و ساختارهای زیر سطحی نواحی می‌باشد. علاوه بر این دو، یک مولفه گذرا و متغیر با زمان، ناشی از عوامل خارجی نیز دارد. لذا برای یک حسگر متحرک، تعیین مقدار آنومالی مغناطیسی برای یک ناحیه بصورت بر خط، منوط به جداسازی این مولفه‌های زمانی و مکانی میدان مغناطیسی در هر لحظه می‌باشد.

در این پژوهش جهت تخمین آنومالی میدان مغناطیسی توسط حسگر مغناطیسی بروی پهپاد روشی ارائه شده است که در آن، ابتدا جهت کاهش نویز و افزایش کیفیت داده‌ها از روش تلفیق داده و تبدیل هیلبرت استفاده شده است و سپس با کمک سوابق داده های مغناطیسی بدست آمده از رصدخانه محلی، تغییرات زمانی میدان گذرا برای دوره های زمانی مختلف براساس جمع، مولفه غیر تصادفی برای دوره‌های زمانی سالانه، ماهانه و روزانه و یک مولفه تصادفی برای دوره روزانه بصورت فرآیند گوس مارکوف مدل‌سازی می‌شود. سپس با داشتن مقادیر اندازه‌گیری میدان در هر مکان و کسر مولفه های تغییرات زمانی میدان گذرا و مقدار میدان اصلی مطابق مدل *IGRF*، مقدار آنومالی مسیر حرکت حسگر تخمین زده می‌شود. در نهایت نشان داده می‌شود که با کمک این روش می‌توان آنومالی مسیر یک حسگر متحرک را در شرایط مختلف با دقت بهتر از ۸ نانو تسلا بدست آورد.

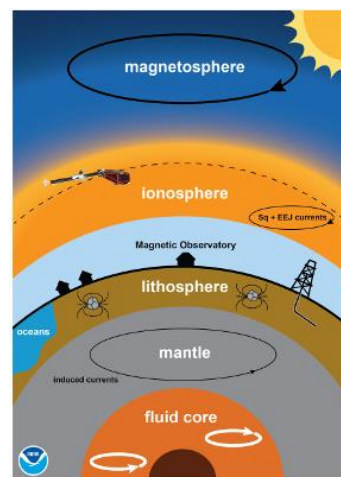
واژگان کلیدی

تخمین
ژئو مغناطیس
فرایند تصادفی
فرایند گوس مارکوف
آنومالی مغناطیسی

۱- مقدمه

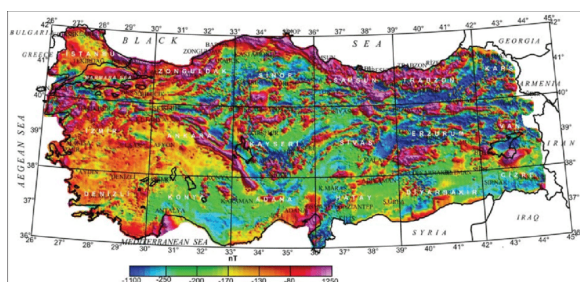
اندازه میدان مغناطیسی در نقاط مختلف سطح زمین از ۲۲۰۰۰ تا ۶۷۰۰۰ نانوتسلا متغیر است که از منابع گوناگونی داخلی و خارجی نشأت می‌گیرد. منابع داخلی شامل هسته یا میدان مغناطیسی اصلی، پوسته یا لیتوسفر و میدان‌های افزایشی یا جریان‌های افزایشی می‌باشد. حدود ۹۵ تا ۹۹ درصد از کل میدان مغناطیسی اندازه‌گیری ناشی از هسته زمین است. طبق گزارش موسسه^۱ NGDC، در نظریه دینامو^۲، میدان مغناطیسی زمین به یک دو قطبی مدل می‌شود و در نتیجه یک قطب‌نما در جهت شمال و جنوب قرار می‌گیرد. نظریه دینامو فرآیندی را توصیف می‌کند که طی آن یک سیال در حال چرخش، با قابلیت‌های همرفت و رسانایی جریان الکتریکی، می‌تواند یک میدان مغناطیسی را (تا زمانی که در چرخش است) در خود حفظ کند.

منابع پوستی ناشی از میدان‌های مغناطیسی دائمی و افزایشی صخره‌ها و عوارض پوسته زمین است و اندازه‌ی آن حدود چند صد نانو تسلا می‌باشد. غالباً از آن به‌عنوان میدان بی‌هنجاری یا آنومالی نام برده می‌شود. ویژگی مهم میدان پوسته، تغییرات بسیار آهسته نسبت به زمان است و می‌تواند به‌صورت استاتیک در نظر گرفته شود. همچنین، از آنجایی که دارای اطلاعات فرکانس مکانی زیادی است برای استفاده در اموری مانند اکتشافات معدنی و یا نقشه‌های ناوبری و تعیین موقعیت مناسب است.



شکل ۱: نمای مربوط به عوامل مختلف تاثیر گذار در میدان مغناطیسی سطح زمین. گزارش موسسه NGDC [1]

در شکل ۲ تصویری از بی‌هنجاری مغناطیسی نشان داده شده است. پوسته‌های بسیار قدیمی، دارای بیشترین بی‌هنجاری مغناطیسی هستند که به‌عنوان سایه‌های تیره، بنفش و آبی دیده می‌شود.



شکل ۲: بی‌هنجاری مغناطیسی کشور ترکیه

منابع خارجی شامل یونسفر، مگنتوسفر و جریان دوتایی یا جریان‌های ملایم خورشیدی (Sq) و الکتروجت استوایی (EEJ) است و بعنوان میدان گذرا^۳ شناخته می‌شود. یونسفر بر اثر برخورد ذرات باردار ناشی از تشعشع خورشیدی، مولکول‌های موجود در لایه یونسفر یونیزه می‌شود، و یک پلاسما رسانای الکتریکی ایجاد می‌کند که جریان‌های الکتریکی بتوانند در آن جریان داشته باشند. با گرم شدن جو توسط خورشید، حرکت این جریان‌های الکتریکی بیشتر می‌شود. تغییرات گرمایی در جو زمین ناشی از چرخه شبانه‌روزی باعث ایجاد بادهای جزر و مدی می‌شود. میدان مغناطیسی ناشی تغییرات گرمایی خورشیدی را تغییرات ملایم خورشیدی (Sq) می‌نامند. همچنین، جریان‌های ناشی از جاذبه گرانشی ماه، جریان‌های قمری^۴ نامیده می‌شوند. میدان مغناطیسی ناشی از جریان‌های خورشیدی و قمری دارای تغییرات نسبتاً نرم و دوره‌ای است. دوره‌ی تغییرات جریان‌های خورشیدی ۲۴ ساعته است و اندازه میدان مغناطیسی ایجاد شده از جریان‌های خورشیدی به عرض جغرافیایی، فصل و زمان در طول روز وابسته است. تغییرات میدان مغناطیسی ناشی از جریان‌های خورشیدی در حدود ۲۰ الی ۴۰ نانوتسلا و در نزدیکی خط استوا می‌تواند به‌اندازه ۱۰۰-۲۰۰ نانوتسلا به‌عنوان نتیجه الکتروجت استوایی (EEJ) می‌باشد. دوره تغییرات جریان‌های قمری نیز ۱۲ ساعت است و باعث تغییرات میدان مغناطیسی در حدود چند نانوتسلا و بسیار کوچک‌تر از میدان ناشی از جریان‌های خورشیدی می‌شوند.

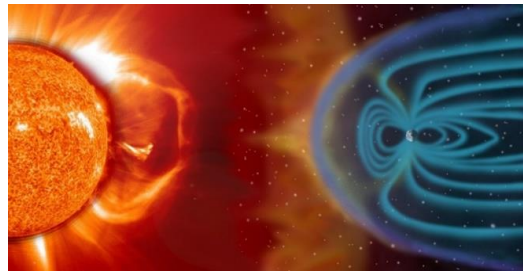
مگنتوسفر زمین فضایی از اطراف زمین است که در آن ذرات باردار ساطع شده از خورشید با میدان مغناطیسی زمین در تداخل هستند. جریان‌ها در مگنتوسفر در ابتدا توسط باد خورشیدی ایجاد می‌شود. باد خورشیدی جریانی از پلاسما است که با سرعت زیاد از خورشید خارج شده و از الکترون‌ها و پروتون‌های زیادی تشکیل می‌شود. در شکل ۳ نمایی از باد خورشیدی نشان داده شده است.

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۸، شماره ۳، ۱۴۰۱.

مغناطیسی هوایی، فیلتر کردن و حذف مولفه های اضافی بدست آمده، جهت شناسایی وضعیت آبهای زیرزمینی استفاده شده است و در تحقیق دیگر (Su 2022) با تخمین آنومالی مغناطیسی بعنوان یک پارامتر مهم، به تحلیل داده های مغناطیسی در دریا و مطالعات اقیانوس شناسی پرداخته است که نشان دهنده اهمیت و کاربرد آنومالی در زمینه های مختلف می باشد. لازم به ذکر است با توجه به گزارشات موسسه NGDC و همچنین داده های منتشر شده WMM (که در بخش بعد معرفی میشود)، نقشه های کامل آنومالی مغناطیسی بجز نواحی از کشور آمریکا و کانادا، برای بسیاری از مناطق زمین تولید و یا منتشر نشده است و جهت دستیابی به این نقشه ها، نیاز به انجام مراحل داده برداری و تحلیل آن می باشد.

داده برداری مغناطیس سنجی برای یک ناحیه، ارزان تر از هر روش اکتشاف دیگری هست. معمولا داده برداری مغناطیسی برای یک منطقه معین و با یک دقت مکانی معین به ترتیب ۱۰ و ۱۰۰ مرتبه ارزان تر از داده برداری های گرانی و لرزه ای است لذا روش مغناطیس سنجی اولین روشی است که معمولا برای اکتشاف میداین نفتی و گاز و توده های معدنی فلزی بکار می رود (Morufu and Aroyehun 2022) (قدس، ۱۳۹۵).

اگر در داده برداری مغناطیسی بتوان برای یک زمان مشخص، مقادیر میدان مغناطیسی برای تمام نقاط مختلف تعیین شود، با کسر مقدار میدان مرجع و میدان خارجی همان لحظه، اندازه آنومالی تعیین می گردد. اما به دلیل دسترسی محدود به مقادیر میدان مغناطیسی خارجی برای یک ناحیه و در یک زمان مربوطه و همچنین حرکت حسگر مورد بهره برداری و اندازه گیری داده های میدان مغناطیسی نقاط مختلف در زمان های مختلف، تعیین دقیق مقدار آنومالی نقاط مختلف دچار خطای زیادی خواهد بود. لذا در این مقاله مطابق طرحواره ذیل، بمنظور تخمین مقدار آنومالی توسط حسگر نصب شده روی پهپاد، الگوریتمی جهت مدل سازی و تخمین مقدار میدان خارجی بر حسب زمان و تعیین مقدار آنومالی مغناطیسی زمین ارایه میشود و سپس روش ارایه شده، برای داده های یک رصدخانه واقع در کشور ترکیه پیاده سازی و اجرا میگردد و در آخر نتایج صحت عملکرد الگوریتم بررسی میشود.



شکل ۳: باد خورشیدی. گزارش موسسه NGDC [2]

وقتی این ذرات باردار به زمین می رسند، آن ها با میدان مغناطیسی زمین تداخل می نمایند. این تداخلات می توانند باعث ایجاد جریان شوند. جریان های حلقه دارای بیشترین تاثیر در ایجاد میدان مگنتوسفر نسبت به سایر جریان ها در فضای مگنتوسفر هستند. برآیند میدان مغناطیسی ایجاد شده در حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ نانو تسلا می باشد.

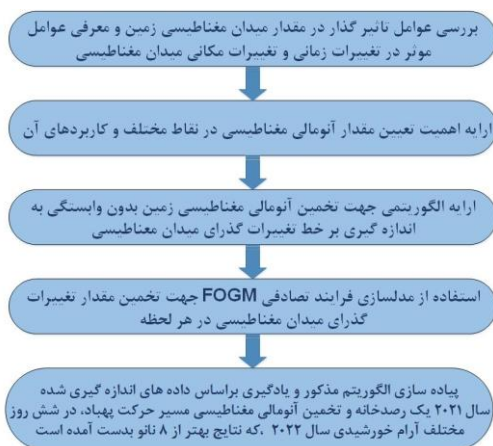
در مرجع (Qiu et al. 2022) تغییرات فصلی و روزانه میدان مغناطیسی زمین در نقاط مختلف بررسی شده است و در مقاله (Haberle et al. 2022) داده های اندازه گیری شده از چند رصدخانه برای سالهای ۱۹۹۱ تا ۲۰۱۹ را مورد بررسی قرار داده و اثر غیر قابل اغماض تغییرات روزانه، فصلی و سالانه را استخراج و تحلیل کرده است. همچنین در تحقیق (Zhao et al., 2022) به کمک داده های مغناطیسی رصدخانه یونان واقع در جنوب شرقی چین، طی سالهای ۲۰۰۸ الی ۲۰۱۹، به بررسی و تحلیل اثر جریانهای الکتریکی یونیسفر و تغییرات دوره ای میدان مغناطیسی پرداخته است.

با توجه به این مطالب، در شرایط مغناطیسی آرام، می توان میدان مغناطیسی در هر نقطه را شامل سه المان در نظر گرفت (Gao et al., 2020):

۱. مغناطیس ناشی از هسته یا همان مغناطیس مرجع هست که تقریبا ثابت و برابر مقدار IGRF می باشد،
۲. مغناطیس ناشی از پوسته زمین یا همان آنومالی که در ارتفاع پست شامل فرکانس های بالا می باشد
۳. مغناطیس ناشی از عوامل خارجی بوده و به صورت وابسته با زمان دائما در حال تغییر می باشد.

در این بین، مولفه آنومالی دارای اهمیت ویژه ای می باشد و امروزه روش های اکتشاف مبتنی بر آنومالی مغناطیسی به طور بسیار وسیعی در مراحل ابتدایی اکتشاف میداین نفتی و برای بدست آوردن ضخامت لایه های رسوبی و عمق سنگ بستر، در پیدا کردن معادن فلزی مانند آهن و مس و غیره، در پیدا کردن منابع انرژی ژئوترمال، محاسبه نقطه عمق کوری و عمقی که در آن دمای سنگ ها به بالاتر از 600 درجه سانتی گراد می رسد و... به کار می رود (قدس، ۱۳۹۵).

در مرجع (Peng et al., 2022) به کمک اندازه گیری ژئومغناطیس و مقدار آنومالی زمین و بکارگیری روش شبکه عصبی LSTM، الگوریتمی جهت انجام نوبری مغناطیسی و ارتقا و بهبود دقت عملکردی، ارائه نماید. همچنین در مرجع (Morufu and Aroyehun 2022) به کمک تعیین مقدار آنومالی مغناطیسی که با اندازه گیری



شکل ۴: فلوچارت ارایه مراحل و نحوه انجام طرح

سیستم‌های ناوبری و وضعیت مورد استفاده قرار می‌گیرد. همچنین، در سیستم‌های هدایت غیرنظامی به‌طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد. نرم‌افزارهای مرتبط و مستندات از این مدل توسط مراکز ملی اطلاعات زیست محیطی NCEI به نمایندگی از آژانس اطلاعات جغرافیایی و ملی ایالات متحده توزیع می‌شود. این مدل در فواصل ۵ ساله تولید می‌شود و مدل فعلی در تاریخ ۳۱ دسامبر ۲۰۲۴ منقضی می‌شود (Chulliat et al., 2015) و (Nair et al., 2021).

مدل سوم و دقیق‌ترین مدل ارائه شده، مدل مغناطیسی توسعه یافته^۱ (EMM) می‌باشد که تا مولفه مرتبه ۷۲۰ تعیین شده است و شامل میدان مغناطیسی هسته و پوسته تا طول موج ۵۶ کیلومتری در سطح و بالاتر از سطح زمین است [۵].

در جدول زیر اندازه میدان مغناطیسی حاصل از هر یک از مدل‌های EMM, WMM, IGRF از طریق سایت و اپلیکیشن برای سه موقعیت برحسب نانوتسلا نشان داده شده است. از آنجایی که مدل EMM شامل میدان مغناطیسی هسته و پوسته و مدل IGRF شامل میدان مغناطیسی هسته است با اختلاف مقدار حاصل از دو مدل، می‌توان به مقدار بی‌هنجاری رسید که در جدول ۱ نشان داده شده است (Vichare et al., 2009) و (Maus et al., 2015).

جدول ۱: اندازه میدان مغناطیسی از مدل‌های WMM, EMM, IGRF و

میدان مغناطیسی بی‌هنجاری

Magnetic Anomaly (EMM-IGRF)	Total intensity: (nT)				
	EMM	WMM 2020 Calculator.		IGRF	
		Android	Online		
70.2	48480.8	48555.7	48556	48551	
					36.09
					50.43 1Km 2020-04-11
26.6	48485.4	48516.8	48517	48512	
					36.04
					50.32 1.17Km 2020-04-11
74.3	48463.7	48542.9	48543	48538	
					36.04
					50.54 1.29Km 2020-04-11

همان‌طور که ملاحظه می‌شود مقدار میدان بی‌هنجاری طبق محدوده مورد انتظار بدست آمده است. پس از تعیین مقدار آنومالی، می‌توان به کمک روش تصویرنگاری مبتنی بر گرادیان میدان (Pilkington 1997) به صورت کانتورهای بسته نمایش داده می‌شود و امکان تحلیل و بررسی بهتر را جهت مصارف مذکور فراهم می‌آورد. نمونه‌ای از کانتور تشکیل داده شده برای داده‌های مغناطیسی آنومالی در شکل ۵ آمده است.

۲- مبانی و استانداردهای تعریف شده برای مدل میدان

مغناطیسی زمین

در این قسمت به ارایه مدل‌های شناخته شده جهت محاسبه میدان اصلی زمین در نقاط مختلف پرداخته می‌شود. مدل‌های مغناطیسی مختلفی جهت توصیف میدان مغناطیسی اصلی زمین که ناشی از هسته می‌باشد، تعریف شده است که در ادامه سه مدل مشهورتر توضیح داده می‌شود.

مدل مرجع بین‌المللی ژئومغناطیسی (IGRF) که توسط انجمن بین‌المللی ژئومغناطیس و هواشناسی (IAGA) ارائه شده است و محصول تلاش مشترک بین مدل‌سازان میدان مغناطیسی و مؤسسات مرتبط در جمع‌آوری و انتشار داده‌های میدان مغناطیسی از ماهواره‌ها و از رصدخانه‌ها در سراسر جهان است. در دسامبر سال ۲۰۱۹ سیزدهمین ویرایش از ضرایب روابط تحلیلی میدان بین‌المللی مرجع ژئومغناطیسی بین‌المللی منتشر شده است. که آخرین نسخه از توصیف ریاضی استاندارد از میدان مغناطیسی اصلی زمین است که به‌طور گسترده در مطالعات داخلی عمق زمین، پوسته آن و یونوسفر و مگنتوسفر مورد استفاده قرار می‌گیرد و ضرایب تا درجه ۱۳ مدل میدان اصلی نهایی شده است.

IGRF یک سری دنباله‌دار از مدل‌های ریاضی میدان اصلی زمین و میزان تغییر سالانه آن (تغییرات سکولار) است. میدان اصلی در سطح زمین و بالاتر برابر منفی شیب تابع پتانسیل زمین است که می‌تواند توسط یک سری کوتاه به صورت زیر نشان داده شود [۳]:

$$V(r, \theta, \phi, t) = \quad (1)$$

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

در رابطه فوق $a = 6371.2 \text{ km}$ شعاع زمین، $N = 13$ درجه ضرایب، θ عرض جغرافیایی، ϕ طول جغرافیایی، r ارتفاع و t زمان می‌باشند. هر یک از مولفه‌های میدان مغناطیسی طبق رابطه زیر بدست می‌آید.

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

$$B_\theta = \frac{-\partial V}{r \partial \theta} = -\sum_{n=1}^k \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi)) \frac{\partial P_n^m(\theta)}{\partial \theta} \quad (3)$$

$$B_\phi = \frac{-\partial V}{r \sin(\theta) \partial \phi} = \frac{-1}{\sin(\theta)} \sum_{n=1}^k \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} (n+1) \sum_{m=0}^n m (-g_n^m \sin(m\phi) + h_n^m \cos(m\phi)) P_n^m(\theta) \quad (4)$$

در رابطه فوق، B_r مولفه شعاعی میدان (جهت مثبت به سمت بیرون)، B_θ مولفه عمودی (جهت مثبت به سمت جنوب) و B_ϕ مولفه شرقی-غربی (جهت مثبت به سمت شرق) می‌باشند [۴].

مدل مهم بعدی، مدل جهانی مغناطیسی WMM محصول مشترک آژانس اطلاعات جغرافیایی و ملی ایالات متحده (NGA) و مرکز جغرافیایی دفاعی انگلستان (DGC) است [۷].

WMM یک مدل استاندارد از میدان مغناطیسی هسته و پوسته زمین با طول موج ۳۰۰ کیلومتری است و تا مرتبه ۱۲ می‌باشد. که توسط وزارت دفاع ایالات متحده، وزارت دفاع انگلیس، سازمان پیمان آتلانتیک شمالی (NATO) و سازمان بین‌المللی هیدروگرافی (IHO) برای

¹ Enhanced Magnetic Model

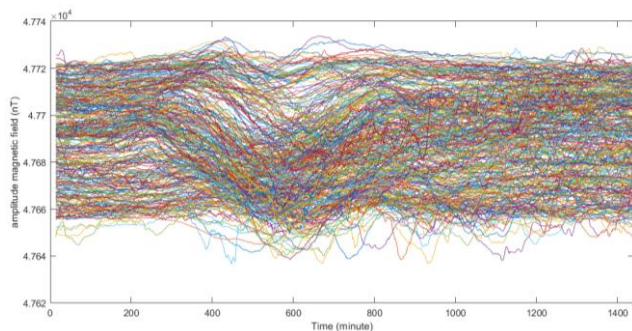
نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۸، شماره ۳، ۱۴۰۱. مغناطیسی، روشی مبتنی بر فیلتر کالمن و فیلتر تطبیقی آورده شده است.

اگر بتوان به صورت برخط مقدار لحظه ای میدان مغناطیسی را از یک ایستگاه یا رصدخانه دریافت کرد، به راحتی با کسر مقدار IGRF و مقدار آنومالی تعیین شده برای نقطه رصد مغناطیسی، مقدار میدان گذرای آن بدست می‌آید. این مقدار میدان گذرا برای نواحی اطراف تا فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتر نیز میتواند صادق میباشد. (Yamazaki et al. 2011)

در این مقاله برای تعیین آنومالی مغناطیسی در حالتی که دسترسی آنلاین به ایستگاه اندازه‌گیری وجود ندارد، روشی جهت مدل‌سازی و تخمین مقدار میدان گذرا ارائه شده است که با روش یادگیری و مقارنه‌ی پارامترهای مدل بر اساس داده‌های موجود مربوط به اندازه‌گیری‌های دوره‌های قبل، مقدار میدان گذرا در روزهای سال تخمین زده میشود. به منظور افزایش دقت مدل میدان مغناطیسی گذرا، بصورت دو بخش تغییرات معین با زمان و تغییرات تصادفی در نظر گرفته میشود. در این راستا ابتدا بخش معین با روشی که در ادامه ارائه شده، مدل میشود و سپس با کسر آن از میدان گذرا، مولفه تغییرات تصادفی با متوسط صفر باقی می‌ماند که با روش گوس مارکوف مرتبه اول (FOGM) جهت بخش تصادفی مدل‌سازی میشود. در ادامه به ارائه این روش پرداخته می‌شود.

۱-۳- داده برداری میدان مغناطیسی

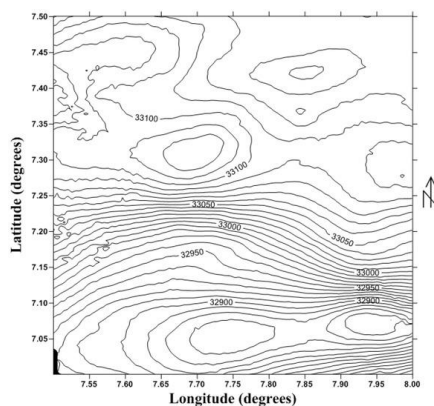
در این بخش داده‌های میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شده توسط ایستگاه‌های مغناطیسی Iznik Geomagnetic Observatory واقع در کشور ترکیه و در عرض و طول جغرافیایی 29.06° و 49.06° جهت مدل‌سازی میدان گذرا استفاده می‌شود. داده‌های میدان مغناطیسی ایستگاه مذکور در طول یک روز با زمان نمونه‌برداری یک دقیقه، از تاریخ ۲۰۲۱/۰۱/۰۱ تا تاریخ ۲۰۲۱/۱۲/۳۰ در شکل ۶ نشان داده شده است.



شکل ۶: اندازه‌گیری میدان مغناطیسی توسط یک رصدخانه واقع در ایستگاه Iznik در طول یک روز از تاریخ ۲۰۲۱/۰۱/۰۱ تا تاریخ ۲۰۲۱/۱۲/۲۹

۲-۳- مدل‌سازی مولفه غیر تصادفی میدان گذرا

در این مقاله، برای مدل کردن قسمت تغییرات معین و غیر تصادفی میدان مغناطیسی گذرا، ابتدا براساس توسعه‌ی روش ارائه شده در مرجع (Yamazaki et al. 2011) مدلی بدست می‌آید. سپس با کسر این مدل



شکل ۵: نمونه کانتور تشکیل داده شده برای یک مجموعه داده آنومالی مغناطیسی (Pilkington, 1997)

۳-ارایه الگوریتم تخمین آنومالی میدان مغناطیسی زمین

براساس مرجع (Gao et al. 2020) می‌توان گفت در هر نقطه میدان مغناطیسی شامل سه مولفه می‌باشد که عبارت است از:

$$m_{measurement} = m_{IGRF} + m_{anomaly} + m_{Sq} \quad (5)$$

۱- میدان مرجع IGRF که در واقع همان مقدار میدان مغناطیسی براساس مدل IGRF می‌باشد. این مولفه قسمت عمده میدان را تشکیل می‌دهد و حدود ۹۷ درصد کل میدان را شامل است و دارای فرکانس‌های کم و طول موج‌های بزرگ می‌باشد که دامنه این فرکانس‌ها نیز نسبت به زمان دارای تغییرات بسیار کم و ناچیز می‌باشد که می‌توان آن را ثابت نیز فرض کرد.

۲- میدان آنومالی مغناطیسی که ناشی از عوارض سطحی و یا پوسته زمین می‌باشد و دارای فرکانس‌های بالا و طول موج‌های کوتاه می‌باشد که از اطلاعات آن در زمین‌شناسی و اکتشاف و تعیین موقعیت استفاده می‌شود.

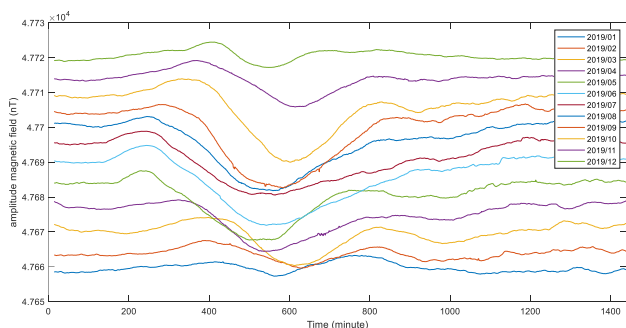
۳- میدان مغناطیسی خارجی یا میدان گذرا (TV) که با زمان تغییر می‌نماید. و عمدتاً ناشی از تغییرات ملایم خورشیدی (Sq) می‌باشد و دارای محدوده تغییرات ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرو تسلا می‌باشد. لازم به ذکر است، مدل‌سازی انجام شده در این تحقیق برای تغییرات زمانی میدان مغناطیسی زمین ناشی از اثرات لایه یونسفر و جریانهای ملایم خورشیدی مشاهده میشود (سه روز در ماه)، قابل استفاده نمی‌باشد. اندازه‌گیری آنومالی مغناطیسی برای کاربردهای مختلف مدنظر بوده است، در مرجع (Su et al., 2022) از روش چند جمله‌ای تیلور جهت مدل کردن و کاهش اثرات تغییرات روزانه میدان استفاده شده است. در (Mandrikova et al. 2022) و (Riabova et al. 2022) تخمین آنومالی مغناطیسی نواحی و تجزیه و تحلیل تغییرات روزانه میدان از روش موجک کمک گرفته شده است. همچنین در (Du et al. 2022) جهت کاهش اثرات تغییرات روزانه و نویز مغناطیسی در تعیین آنومالی

مدل دقیق‌تری برای تغییرات زمانی میدان زمین ارایه می‌شود. در ابتدا با توجه به اینکه بخشی از تغییرات روز به روز شکل میدان گذرا به عواملی ناشناخته و نامعین مرتبط است لذا می‌توان آن را جزئی از قسمت فرآیند تصادفی در نظر گرفت و به جای تعریف یک مدل معین که دائماً در حال تغییر است، یک مدل ثابت ماهانه بدست آورد و مقدار باقیمانده کسر مدل ثابت بدست آمده از داده‌های اندازه‌گیری را در قسمت مدل فرآیند تصادفی لحاظ کرد. این مدل برای یک حسگر متحرک عملکرد بسیار دقیق‌تر و پایدارتری خواهد داشت. لذا به جای استفاده از پارامتر DOY که وابسته به مشخصات داده روزانه می‌باشد، از پارامتر هر ماه سال MOY که مربوط به مشخصات داده‌های ماهانه است، استفاده می‌شود و در واقع با میانگین‌گیری از داده‌های یک ماه یک شکل تغییرات ماهانه برای هر ماه بدست آورده می‌شود.

با توجه به شکل تغییرات میدان گذرا در طول ۲۴ ساعت که به صورت متناوب بوده و با توابع مثلثاتی که دامنه آن به زمان محلی وابسته است، مدل می‌گردد و مدل بسط فوریه به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$m_{TV} = \sum_{m=0}^l (a_m \cos(m \frac{2\pi\phi}{24}) + b_m \sin(m \frac{2\pi\phi}{24})) \quad (10)$$

ضرایب این سری با توجه به الگوی بدست آمده از متوسط تغییرات روزانه یک ماه بدست می‌آید. در این راستا و جهت تعیین ضرایب عبارات فوق در شکل ۸ میانگین ماهانه داده‌های مغناطیسی نشان داده شده است که بیان‌گر قسمت غیرتصادفی تغییرات میدان مغناطیسی است.



شکل ۸: میانگین ماهانه میدان مغناطیسی (نشان‌دهنده قسمت غیرتصادفی تغییرات میدان مغناطیسی)

و در ادامه و در جدول ۳ ضرایب بدست آمده برای مدل غیر تصادفی میدان گذرا در ماه‌های مختلف سال محاسبه و ارایه شده است. همچنین، می‌توان برای دقت بیشتر برای روزهای اول و یا آخر ماه، از روش میان‌یابی^۱ دو مدل ماهانه، مقدار بخش غیر تصادفی میدان گذرا را بدست آورد. همان‌طور که در شکل فوق ملاحظه می‌شود، متوسط میدان گذرا ماهانه در طول سال افزایشی بوده و دارای یک شیب ثابت می‌باشد این موضوع در مرجع (Mandea et al. 2005) نیز مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته است. در این مرجع اندازه میدان مغناطیسی برای ایستگاه رصدخانه FORET فرانسه از سال ۱۹۴۰ تا ۲۰۰۵ ارائه و بررسی شده است و همان‌طور که در شکل ۹ آورده شده است، میدان به صورت افزایشی بوده و تقریباً از یک مدل خطی تبعیت می‌نماید.

بدست آمده از داده‌های اندازه‌گیری فوق، قسمت تصادفی باقی می‌ماند که در قسمت بعد مدل خواهد شد.

با توجه به روش مذکور، جهت برازش داده‌های تغییرات زمانی در طول کل سال، چهار پارامتر تاثیر فعالیت خورشید (SA)، اثر وضعیت ماه (LA)، عدد روز در کل سال (DOY) و ساعت محلی (LT) تعریف شده، که توابع زیر بر حسب این پارامترها جهت برازش تعریف شده است.

$$f(SA) = a_1 + a_2 SA \quad (6)$$

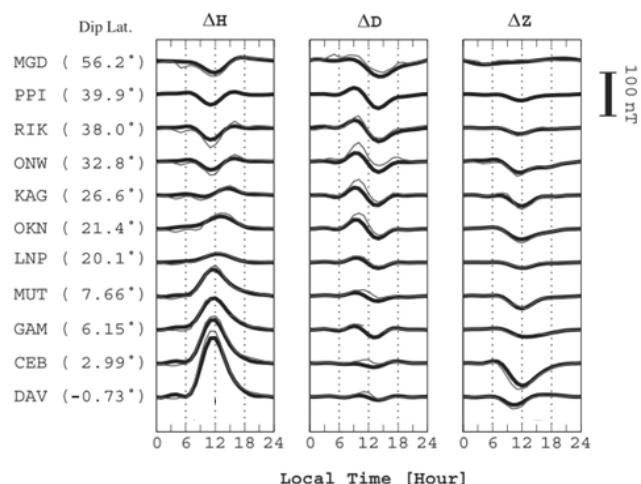
$$g(DOY) = b_1 + \sum_{k=1}^2 [b_{2k} \cos(2\pi k \cdot DOY / 365) + b_{2k+1} \sin(2\pi k \cdot DOY / 365)] \quad (7)$$

$$h(LA) = c_1 + c_2 \cos(2\pi \cdot 2LA / 24) + c_3 \sin(2\pi \cdot 2LA / 24) \quad (8)$$

$$i(LT) = d_1 + \sum_{k=1}^4 [d_{2k} \cos(2\pi k \cdot LT / 24) + d_{2k+1} \sin(2\pi k \cdot LT / 24)] \quad (9)$$

سپس با توجه به داده‌های اندازه‌گیری رصدخانه مقادیر پارامترها و ضرایب عبارت‌ها و توابع فوق چنان تعیین می‌گردد که حداقل خطای مربع مجموع فواصل حاصل گردد. با تعیین ضرایب توابع $f(SA)$ ، $g(DOY)$ ، $h(LA)$ و $i(LT)$ مدل نهایی با حاصل ضرب این توابع بدست می‌آید و بدین ترتیب با تعیین مدل فوق می‌توان در هر ساعت در طول سال مقدار تغییرات میدان گذرا را بدست آورد (Janzhura et al. 2008).

لازم بذکر است، برای تعیین مدل تغییرات معین باید کل گستره منطقه مورد مطالعه، مدنظر قرار گیرد. زیرا مدل تغییرات میدان گذرا با تغییر عرض جغرافیایی نیز تغییر می‌یابد و همان‌طور که در شکل ۷ آمده است داده‌های H, D, Z برای ۱۱ ایستگاه رصدخانه در یک روز مشخص (۱۵ مارس) آمده، تاثیر تغییر عرض جغرافیایی را بر تغییرات میدان گذرا مغناطیسی ملاحظه می‌شود.



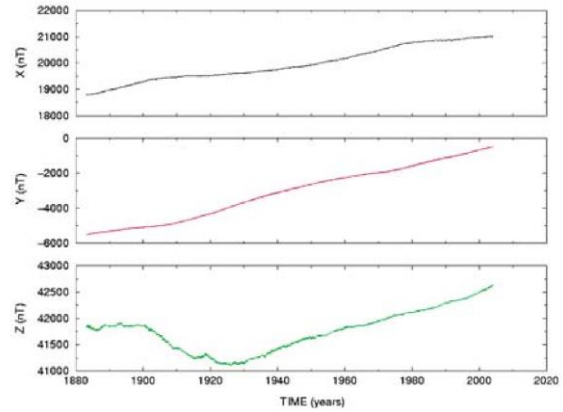
شکل ۷: تغییرات مولفه های میدان مغناطیسی در طول شبانه روز مربوط به یازده رصدخانه با عرض جغرافیایی متفاوت

بدین ترتیب برای عرض‌های جغرافیایی مختلف که در محدوده مکانی مدل‌سازی قرار می‌گیرند، باید مقادیر ضرایب توابع به صورت جداگانه برای هر عرض جغرافیایی بدست آید. البته اگر محدوده مکانی مورد مطالعه دارای تغییرات عرض جغرافیایی کمتر از حدود ۱۰۰ کیلومتر باشد، می‌توان از آن صرف‌نظر کرد.

در ادامه با بهبود و ارتقا روش ارائه شده (Yamazaki et al. 2011)

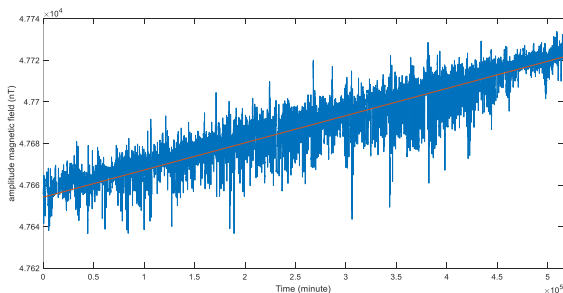
^۱ Interpolation Method

شکل ۹: نرخ افزایش میدان گذرای سالیانه (Manda et al., 2005)



جدول ۲: مقادیر ضرایب هارمونیک‌های فضایی مربوط به مدل میدان گذرا ایستگاه Iznik در ماه‌های مختلف سال ۲۰۲۱

ضرایب هارمونیک اول a1,b1	ضرایب هارمونیک دوم a2,b2	ضرایب هارمونیک سوم a3,b3	ضرایب هارمونیک چهارم a4,b4	ضرایب هارمونیک پنجم a5,b5	ضرایب هارمونیک ششم a6,b6	ضرایب هارمونیک هفتم a7,b7	
0.920	0.303	0.548	0.505	0.515	0.237	-0.086	ماه اول
-0.570	0.427	1.013	0.368	0.071	-0.140	-0.058	ماه دوم
-0.912	-0.503	0.240	0.468	0.210	-0.154	-0.033	ماه سوم
-0.368	0.192	1.928	0.927	0.373	-0.042	0.084	ماه چهارم
-2.955	-1.575	0.157	0.989	0.416	-0.043	0.097	ماه پنجم
0.417	1.631	3.464	1.830	0.608	-0.030	-0.224	ماه ششم
-4.582	-0.833	1.833	1.328	-0.339	-0.276	-0.036	ماه هفتم
2.082	2.585	2.165	0.073	-0.308	-0.314	0.171	ماه هشتم
-4.601	-0.831	1.749	1.332	-0.273	-0.234	-0.091	ماه نهم
2.113	2.487	1.945	-0.099	-0.358	-0.324	0.216	ماه دهم
-7.234	-1.400	2.038	0.052	-0.397	0.267	-0.218	ماه یازدهم
3.472	3.899	1.295	-0.692	0.125	-0.331	-0.122	ماه دوازدهم
-6.692	-0.682	2.149	-0.057	-0.591	0.199	0.091	
2.573	2.998	0.334	-0.653	0.291	-0.359	-0.192	
-6.855	-0.224	2.389	0.758	-0.333	-0.084	-0.215	
3.904	4.016	1.780	-0.479	0.042	-0.115	-0.222	
-7.305	-1.623	2.423	1.032	-0.322	-0.336	-0.040	
5.006	5.501	3.342	-0.028	-0.104	0.054	0.257	
-5.375	-2.661	1.352	1.912	0.699	-0.003	-0.042	
1.690	4.063	4.253	1.248	0.078	0.156	0.308	
-2.537	-1.956	0.201	0.929	0.486	0.126	0.032	
0.104	1.508	2.491	0.777	0.299	0.064	0.181	
0.634	-0.206	1.025	0.971	0.539	-0.124	-0.346	
0.206	1.053	1.184	-0.019	-0.432	-0.505	-0.023	



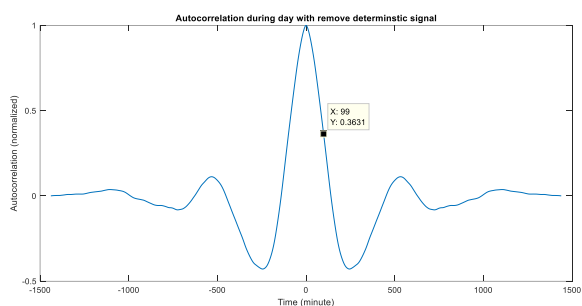
شکل ۱۰: نمایش متوالی میدان مغناطیسی رصدخانه در طول یک سال

ضرایب c1 و c2 براساس جدول مقدار متوسط میدان هر ماه و به

با توجه به مطالب ارائه شده و همچنین، بررسی نحوه تغییرات متوسط میدان مغناطیسی در طول سال ۲۰۲۱ ایستگاه Iznik که در شکل ۱۰ آمده، این قسمت از میدان گذرا نیز به صورت یک تابع خطی جمع شونده با مدل ماهانه، در نظر گرفته می‌شود.

$$Mc = c1 + c2 \cdot MOY \quad (11)$$

روزانه میدان گذرا به صورت یک فرایند تصادفی با متوسط صفر بوده که می‌تواند با مدل گوس مارکوف مدل گردد (Rasmussen et al., 2006). در مدل درجه یک گوس مارکوف دو پارامتر ثابت زمانی و واریانس نویز تعریف می‌شود که به کمک روش محاسبه تابع خودهم‌بستگی^۷ تعیین می‌گردد. برای این منظور، پس از تعیین تابع خودهم‌بستگی، اندازه آن در مقدار ورودی زمان صفر برابر واریانس و مقدار زمانی که در آن اندازه تابع خودهم‌بستگی به ۳۷ درصد مقدار اولیه کاهش می‌یابد، ثابت زمانی است. شکل ۱۳ تابع خودهم‌بستگی داده‌های میدان گذرا (TV) در طول یک روز (۲۰۲۱/۰۱/۰۱) است. توجه شود که میدان گذرا (TV) بدون قسمت غیر تصادفی است.

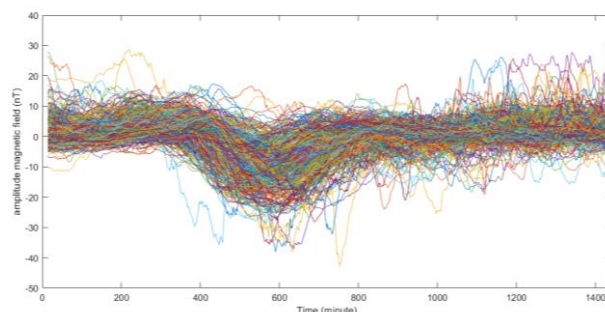


شکل ۱۳: سیگنال خودهم‌بستگی نرمالیزه میدان (TV) در طول روز ۲۰۲۱/۰۱/۰۱

با توجه به شکل فوق ثابت زمانی برابر با ۹۹ دقیقه است. واریانس میدان (TV) نیز برابر با ۱۹.۸۸۱۳ محاسبه شده است. این دو پارامتر مربوط به محاسبات مدل تصادفی گوس مارکوف هست و از روش تعیین تابع خودهم‌بستگی بدست می‌آید و لزوماً با مقادیر اندازه گیری متغیر تصادفی ارتباط فیزیکی و یا شباهت تابعی ندارد. از آنجایی که میدان گذرا (TV) تصادفی است جهت افزایش دقت محاسبه ثابت زمانی و واریانس، بهتر است از میانگین ثابت زمانی و واریانس از روزهای یک ماه یا روزهای یک سال استفاده شود (و یا بصورت تابع درجه یک برازش شود). در ادامه دو روش میتوان در پیش گرفت. در روش اول، پارامترهای مدل تصادفی برای هر ماه به طور مستقل محاسبه میشود و مدل بدست آمده برای هر ماه نیز به همان صورت استفاده می‌شود. در روش دوم پارامترهای مدل گوس مارکوف برای کل سال ثابت لحاظ میشود و با محاسبه میانگین پارامترهای روزهای آرام کل یک سال بدست می‌آید. در این مقاله از مدل ماهانه استفاده شده است. شکل ۱۴ نمودار تابع خودهم‌بستگی داده‌های (TV) برای تمامی روزهای سال و شکل ۱۵ نمودار میانگین ماهانه تابع خودهم‌بستگی داده‌های (TV) نشان داده شده است. توجه شود توالی داده‌های هر روز به عنوان ورودی تابع خودهم‌بستگی در نظر گرفته شده است.

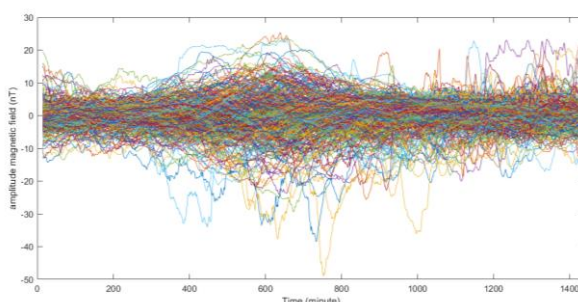
روش حداقل مجموع مربعات خطا بدست آورده می‌شود که $c1=47658.8$ و $c2=5.66$.

لازم بذکر است، همان‌طور که در (Meyer et al. 2008) ارائه شده، میدان مغناطیسی ناشی از هسته زمین از مدل IGRF قابل محاسبه است که شامل تغییرات دوره چند ساله نیز می‌باشد که تغییرات سکولار می‌نامند و این ضرایب مدل IGRF هر ۵ سال بروزرسانی می‌شود و با حذف مقدار مرجع، مقدار سکولار نیز کسر می‌گردد. اما میدان مغناطیسی هسته در طول دوره ۵ ساله دارای تغییراتی است که تا بروزرسانی بعدی ضرایب مدل IGRF، بروزرسانی نمی‌شود که این تغییرات در این مدل ارائه شده، در قالب تغییرات میدان گذرا گنجانده می‌شود. حال در ادامه با حذف این مدل خطی مربوط به تغییرات سالانه، محدوده تغییرات اندازه میدان گذرا ماهانه و روزانه به یکدیگر نزدیک می‌شود. که این موضوع در شکل ۱۱ نشان داده شده است.



شکل ۱۱: میدان مغناطیسی با میانگین غیر صفر روزانه

در این شکل مشخص است که میدان مغناطیسی همچنان دارای سیگنال غیر تصادفی و مربوط به همان مدل ماهانه -روزانه است که مدل‌سازی شده است. بنابراین با حذف مدل ماهانه (که در مرحله قبل بدست آمده است) از داده‌های هر روز، داده‌های روزانه به صورت کاملاً تصادفی و با متوسط صفر بدست می‌آید که در شکل ۱۲ نشان داده شده است.



شکل ۱۲: میدان مغناطیسی با میانگین صفر روزانه

حال این تغییرات تصادفی دارای میانگین صفر می‌باشد و میتوان آن را بصورت یک فرایند گوس مارکوف مدل کرد که در قسمت بعد به آن پرداخته می‌شود.

۳-۳- مدل‌سازی و تعیین پارامترهای مدل گوس مارکوف

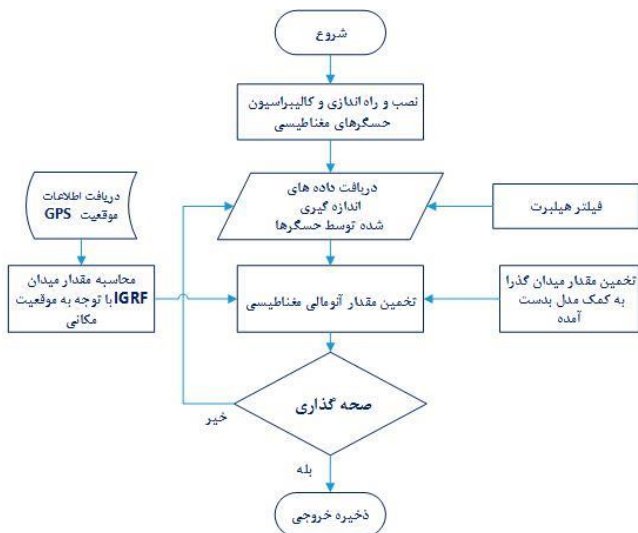
برای بخش تصادفی میدان گذرا

در این بخش، داده‌های میدان مغناطیسی مربوط به روزهای آرام خورشیدی یک سال، پس از حذف میدان اصلی و مدل سالانه، ماهانه و

^۷ Autocorrelation

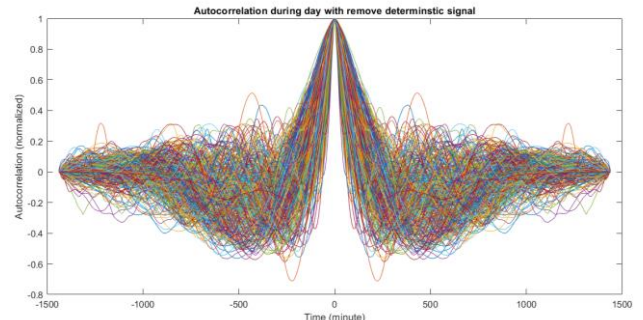
توجه می باشد (شاهسونی، ۱۴۰۰). در ابتدا جهت داده برداری، حسگرهای مغناطیس مناسب بر روی وسیله نقلیه و یا یک پهپاد نصب می شود که نیاز به رعایت الزامات خاص و کالیبراسیون دقیق جهت حذف اثر مغناطیسی وسیله بر روی داده های مغناطیسی دارد. در صورت استفاده از وسیله نقلیه زمینی که روی سطح حرکت می کند، همواره باید تاثیر تجهیزات و سازه های مصنوعی در طول مسیر را بر روی میدان مغناطیسی و داده های اندازه گیری مدنظر قرار داد که داده ها نباید مورد اغتشاش و اعوجاج قرار گیرد (Sushchenko et al., 2022). همچنین، در صورت استفاده از داده برداری هوایی، تاثیر ارتفاع پرواز بر روی تغییرات و اندازه میدان باید لحاظ گردد. در واقع ارتفاع به عنوان یک فیلتر پایین گذر بر روی داده ها عمل می نماید و با افزایش دامنه نرخ تغییرات و دامنه آن کاهش می یابد و تقریباً به ازای هر ۱۰۰۰ متر ۲۵ نانو تسلا از دامنه تغییرات کاسته می شود (Luyendyk, 1997). با پرواز در ارتفاع مشخص بر روی مناطق موردنظر داده برداری صورت می گیرد و سپس مقدار آنومالی براساس روشی که در این بخش ارائه می گردد برای مناطق مختلف تعیین می گردد. مراحل تخمین آنومالی میدان شامل این مراحل می باشد:

- ۱) اندازه گیری و جمع آوری داده ها
- ۲) کالیبراسیون و کاهش اثر نویز
- ۳) محاسبه مقدار میدان مرجع با توجه به موقعیت هر داده
- ۴) تخمین مقدار میدان گذرا (TV) با توجه به مدل زمانی بدست آمده برای منطقه
- ۵) حذف مقادیر میدان اصلی زمین و میدان خارجی
- ۶) تخمین مقدار آنومالی مغناطیسی و صحت گذاری آن



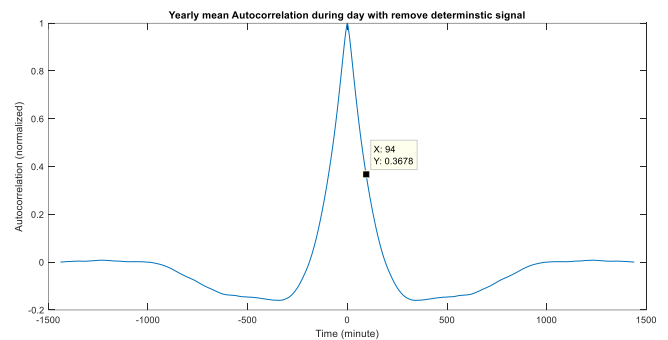
شکل ۱۶: فلوجارت نحوه تخمین آنومالی میدان مغناطیسی توسط حسگر متحرک

در ادامه به شرح نحوه انجام مراحل پرداخته می شود. ابتدا مسیر حرکت به طول حدود ۷۰۰ کیلومتر از نقطه ی شروع مسیر به طول و عرض جغرافیایی 48.4° و 29.7° به نقطه انتهای مسیر با طول و عرض جغرافیایی 50.6° و 29.1° تعیین می شود. داده برداری در شش



شکل ۱۴: سیگنال خودهمبستگی میدان (TV) در طول روزهای سال

همان طور که ملاحظه می شود با توجه به تصادفی بودن داده های (TV)، نمودار خودهمبستگی نیز دارای تغییراتی در طول روزهای سال است. این تغییرات در نمودار میانگین ماهانه خودهمبستگی کمتر می باشد. برای محاسبه ثابت زمانی متوسط لازم است سیگنال میانگین سالانه خودهمبستگی محاسبه شود. در شکل ۱۵ میانگین سالانه خودهمبستگی نشان داده شده است.



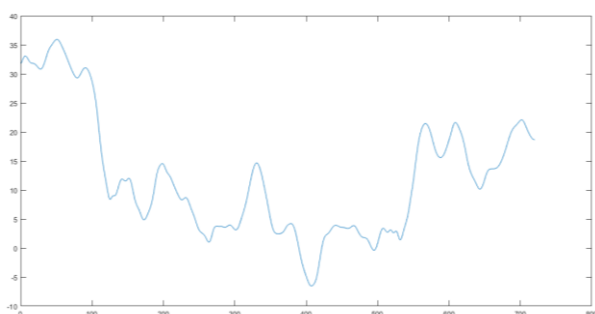
شکل ۱۵: میانگین سالانه تابع خودهمبستگی در طول سال ۲۰۲۱

همان طور که در شکل ۱۵ مشاهده می شود، مقدار متوسط ثابت زمانی محاسبه شده برابر ۹۴ دقیقه است. همچنین، میانگین واریانس 15.4512 محاسبه شده است. بدین ترتیب براساس داده ایستگاه زمینی، می توان یک مدل مناسب برای تغییرات گذرا (TV) میدان مغناطیسی زمین در روزهای آرام خورشیدی سال بدست آورد.

در ادامه نشان داده میشود که این مدل تغییرات گذرا (TV) خطای متوسط کمتر از ۸ نانو تسلا را برای روزهای آرام فراهم می نماید، به طوری که در دوره زمانی و محدوده مکانی مشخصی بدون رجوع به داده های اندازه گیری شده، می توان مقدار میدان گذرا (TV) را با دقت بهتر از ۸ نانو تسلا تخمین بزند و سپس با کسر این مقدار و مقدار مرجع IGRF، مقدار مغناطیسی آنومالی بدست آورد و دیگر نیازی به دسترسی آنلاین به داده رصدخانه جهت محاسبه مقدار آنومالی نیست.

۴- پیاده سازی الگوریتم تخمین مقدار آنومالی میدان مغناطیسی توسط حسگر متحرک

جهت داده برداری ژئوفیزیک هوایی استفاده از پهپاد بسیار مورد



شکل ۱۸: داده‌های اندازه‌گیری پس از تبدیل هیلبرت و کسر مقدار میدان مرجع مطابق مدل IGRF

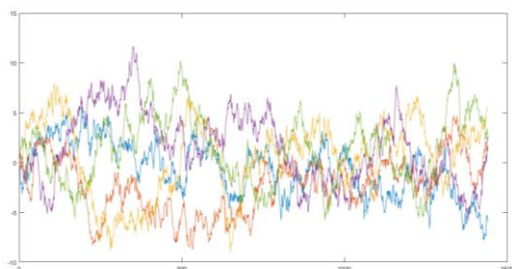
۴-۲- حذف مقدار میدان گذرا (TV) با توجه به مدل بدست آمده برای منطقه

در این مرحله مدل میدان گذرا (TV) نیز با استفاده از داده‌های ذخیره شده سال قبل رصدخانه که در محدوده مسیر می‌باشد و در بخش قبل مطالعه و مدل شده، بدست می‌آید. مدل بدست آمده برای ماه ۶-۲۰۲۱ شامل دو قسمت تصادفی و غیرتصادفی می‌باشد. قسمت تصادفی به صورت فرآیند گوس مارکوف می‌باشد که دارای پارامترهای ثابت زمانی و واریانس ذیل است.

جدول ۳: پارامترهای مدل گوس مارکوف بدست آمده برای ماه ژوئن

پارامترها	مقدار مدل شده از داده‌ها
واریانس	$\delta^2 = 15.97$
ثابت زمانی	$\tau = 181 \text{ s}$

که شکل پنج مرتبه شبیه‌سازی مونت کارلو آن در شکل ۱۹ آمده است.



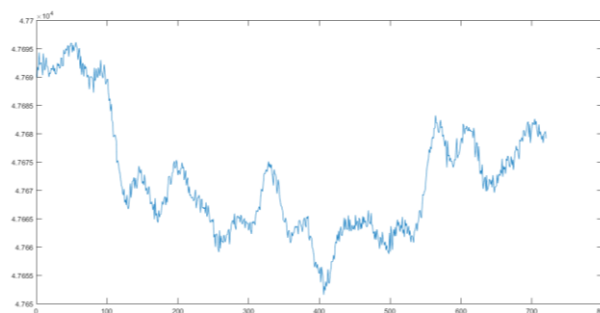
شکل ۱۹: پنج شبیه‌سازی برای مولفه تصادفی تغییرات روزانه میدان گذرا (TV) در ماه ژوئن

همچنین، قسمت غیرتصادفی که به صورت سری فوریه مدل گردید و که ضرایب هارمونیکهای فضایی مربوط به ماه ششم در جدول ۴ می‌باشد.

جدول ۴: مقادیر ضرایب هارمونیکهای فضایی مربوط به مدل میدان گذرا در ماه ششم

هارمونیک اول	a1,b1
هارمونیک دوم	a2,b2
هارمونیک سوم	a3,b3
هارمونیک چهارم	a4,b4
هارمونیک پنجم	a5,b5
هارمونیک ششم	a6,b6
هارمونیک هفتم	a7,b7

آزمایش مجزا و در شش روز مختلف از روزهای آرام شش ماه پی در پی ژوئن الی نوامبر سال ۲۰۲۲ صورت می‌گیرد که عبارتند از ۵ ژوئن، ۷ ژوئیه، ۸ اگوست، ۳ سپتامبر و ۱۲ اکتبر و ۱۲ نوامبر. داده‌برداری در روز حوالی ساعت ۶ صبح به وقت محلی از نقطه شروع و در ارتفاع ۴۰ متر و با سرعت متوسط ۸۰ کیلومتر بر ساعت انجام می‌شود و اندازه‌گیری با استفاده از یک فلاکس گیج با رنج اندازه‌گیری مغناطیس زمین و با حساسیت و نویز بهتر از دو نانو تسلا صورت می‌گیرد. در ادامه ابتدا الگوریتم تعیین و تخمین آنومالی، برای روز ۵ ژوئن انجام می‌گیرد که داده‌های مربوطه به صورت ذیل می‌باشد:



شکل ۱۷: میدان اندازه‌گیری شده در آزمایش روز ۵ ژوئن ۲۰۲۲

پس از اندازه‌گیری و جمع‌آوری داده‌ها، ابتدا لازم است با کمک روش‌های کاهش نویز، حتی‌الامکان اثر نویز کاهش داده شود. در این مقاله از روش تبدیل هیلبرت استفاده شده است (Rato et al., 2008). به کمک روش تبدیل هیلبرت و حذف IMFهای کم اهمیت، اثر نویز فرکانس بالا خروجی کاهش می‌یابد و مجموعه داده با عدم قطعیت و پراکندگی کمتر بدست می‌آید.

همان‌طور که در شکل ۱۸ ملاحظه می‌شود، تغییرات و نویزهای فرکانس بالا در داده اصلاح و حذف شده است. لازم به ذکر است که روش ارائه شده بر روی صحت و درستی داده‌ها، تأثیر منفی کمتر از یک نانو تسلا دارد (Rato et al., 2008).

۴-۱- محاسبه و حذف مقدار میدان مرجع با توجه به موقعیت مربوط به هر داده

در این مرحله ابتدا موقعیت جغرافیایی حسگر تعیین می‌شود. جهت تعیین موقعیت جغرافیایی نیز از یک GPS استفاده شده است. بدین ترتیب می‌توان با داشتن موقعیت جغرافیایی مقدار میدان مغناطیسی هسته را براساس مدل IGRF محاسبه کرد. با کسر مقدار میدان مرجع بدست آمده از داده‌های اندازه‌گیری، مقدار باقی‌مانده شامل مقدار آنومال و مقدار میدان گذرا (TV) است. در شکل زیر مقدار میدان اندازه‌گیری پس از کسر IGRF نشان داده شده است.

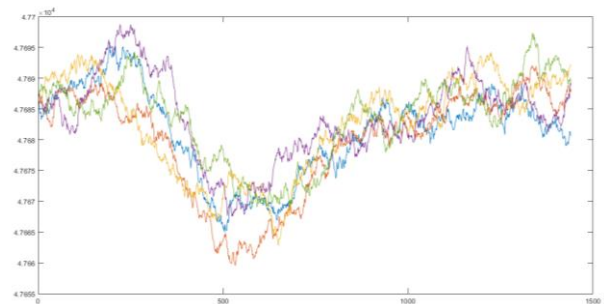
	تست اول	تست دوم	تست سوم	تست چهارم	تست پنجم	میانگین
واریانس خطای تخمین آنومالی	3.97	12.51	28.24	10.73	18.29	14.75

بر این اساس، روش ارایه شده برای آزمایش روز ۵ ژوئن، متوسط واریانس خطای تخمین کمتر از ۱۵ و در نتیجه انحراف معیار خطا کمتر از ۴ نانو تسلا است.

حال در ادامه این روش را برای پنج آزمایش دیگر و در روزهای مختلف تکرار میشود و خطای متوسط هر کدام محاسبه میشود. نتیجه این آزمایشها در جدول زیر آمده است.

-7.2282	-1.4101	2.0412	0.0518	-0.3944	0.2626	-0.2125
3.4687	3.8984	1.2992	-0.6921	0.1236	-0.3295	-0.1241

براین اساس مجموع این دو مدل تصادفی و غیر تصادفی به صورت زیر می‌باشد:



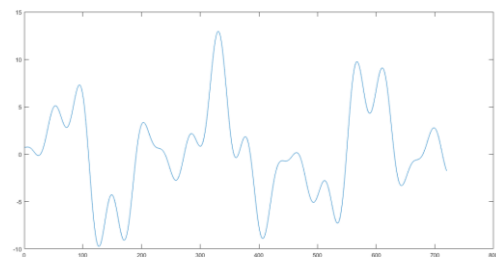
شکل ۲۰: پنج شبیه سازی برای میدان گذرا روزانه در ماه ۶ سال

اکنون می‌توان با کسر مدل میدان گذرا (TV) از داده اندازه‌گیری در طول مدت داده برداری، تخمینی از آنومالی مسیر بدست آورد. که این تخمین برای پنج مرتبه شبیه‌سازی به صورت زیر می‌باشد:

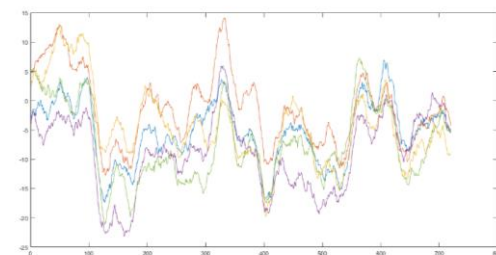
جدول ۶: واریانس و انحراف معیار خطای تخمین آنومالی شبیه سازی مونت کارلو برای شش آزمایش مختلف سال ۲۰۲۲

انحراف معیار	میانگین واریانس خطا	واریانس خطای تخمین آنومالی مربوط به ۵ تکرار شبیه سازی					آزمایش
		پنجم	چهارم	سوم	دوم	اول	
3.83	14.75	18.29	10.73	28.24	12.51	3.97	۵ ژوئن
8.04	64.71	99.17	49.09	92.38	22.74	60.18	۷ ژوئیه
5.89	34.70	50.83	33.88	35.84	18.94	33.99	۸ آگوست
6.04	36.54	48.69	17.49	29.32	71.62	15.59	۳ سپتامبر
3.22	10.38	9.57	13.72	9.79	11.76	7.04	۱۲ اکتبر
3.38	11.41	10.73	10.59	7.80	12.51	15.39	۱۲ نوامبر

همانطور که ملاحظه میشود در شش تست مربوط به روزهای مختلف در ماههای مختلف بعضی از روزها دارای خطای تخمین و انحراف معیار در حدود ۳ الی ۵ نانو تسلا میباشد که دقت مناسبی برای بسیاری از کاربرد ها میباشد و در یک آزمایش خطای تخمین بدست آمده به ۸ نانو تسلا رسیده است. این مقدار خطا نیز در بسیاری از کاربرد ها با توجه به کم هزینه بودن داده برداری مغناطیسی توجیه دارد.



(الف)



(ب)

شکل ۲۱: مقدار واقعی تغییرات آنومالی در طی مسیر (ب) پنج مرتبه شبیه سازی و تخمین آنومالی برای آزمایش روز ۵ ژوئن

متوسط واریانس خطای تخمین آنومالی برای تست روز ۵ ژوئن بشرح جدول ۵ می‌باشد:

جدول ۵: جدول واریانس بدست آمده برای خطای تخمین آنومالی در پنج مرتبه شبیه سازی تست روز ۵ ژوئن ۲۰۲۲

۵- نتیجه‌گیری

همان‌طورکه در این مقاله ارائه شد، روش مبتنی بر اندازه‌گیری آنومالی مغناطیسی بعنوان یکی از روش‌های مهم ژئوفیزیک و مورد استفاده در تولید نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و شناسایی هرچه دقیق‌تر ساختارهای زیرسطحی و اکتشافات معدنی و نفتی می‌باشد. در این راستا ارائه روشی جهت اندازه‌گیری آنومالی مغناطیسی توسط یک حسگر در حال حرکت هوایی اهمیت ویژه دارد. به کمک روش ارائه شده در این مقاله جهت مدل‌سازی تغییرات زمانی میدان مغناطیسی زمین بصورت مجموع مدل تصادفی مبتنی بر مدل گوس مارکوف و مدل غیرتصادفی مبتنی بر مدل توسعه مجموعه هارمونیک‌های فضایی صورت گرفته است و امکان تخمین میدان گذرا برای یک موقعیت مکانی و زمانی معین با دقت ۸ نانو تسلا فراهم شده است و بدین ترتیب مقدار آنومالی مغناطیسی با دقت بهتر از ۸ نانو تسلا توسط یک حسگر در حال حرکت تخمین زده شده است که صحت این مطلب با داده‌برداری و شبیه‌سازی تصادفی به روش مونت کارلو و تکرار آن در شش روز مختلف مورد بررسی و تایید قرار گرفت.

۶- فهرست نمادها

نمونه‌ای از فهرست نمادها در زیر آورده شده است.

نماد	شرح
Sq	Solar Quiet
EEJ	Equatorial Electrojet
IAGA	International Association of Geomagnetism and Aeronomy
IGRF	International Geomagnetic Reference Field
NGA	National Geospatial-Intelligence Agency
DGC	Defence Geographic Centre
WMM	World Magnetic Model
NGDC	National Geophysical Data Center
NCEI	National Centers for Environmental Information
EMM	Enhanced Magnetic Model
IAGA	International Association of Geomagnetism and Aero
IGRF	International Geomagnetic Reference Field
TV	Temporal Variation
FOGM	First Order Gauss Markov
SA	Solar Activity
LA	Lunar Age
DOY	Day of Year
MOY	Month of Year
LT	Local Time

۷- منابع

- <https://doi.org/10.46792/fuoyejet.v7i4.949>.
- Chulliat, A., and et al., 2015, The US/UK World Magnetic Model for 2015-2020: Technical Report, National Geophysical Data Center, NOAA
- C. Du, C., and et al., 2022, Mitigation Methods of Short-time Diurnal Magnetic Noise in Airborne Magnetic Survey, 2022 2nd Asia-Pacific Conference on Communications Technology and Computer Science (ACCTCS), Shenyang, China, , 374-378, <https://doi.org/10.1109/ACCTCS53867.2022.00083>.
- Gao, Q., and et al., 2020, Compensation Method for Diurnal Variation in Three-Component Magnetic Survey, Applied Sciences, 10(3), 986.
- Haberle, V., and et al., 2022, Direct Determination of Geomagnetic Baselines during Quiet Periods for Low-and Mid-Latitude Observatories, Journal of Geophysical Research: Space Physics, 127(8), p.e2022JA030407.
- Janzhura, A.S. and Troshichev, O.A., 2008, Determination of the running quiet daily geomagnetic variation, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 70(7) , 962-972.
- Luyendyk, A.P.J., 1997, Processing of airborne magnetic data. Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(2), 31-38.
- Maus, S., and McLean, S., 2015, The US/UK World Magnetic Model for 2010-2015, National Geophysical Data Center, NOAA.
- Mandea, M., Purucker. M., 2005, Observing, Modeling, and Interpreting Magnetic Fields of the Solid Earth, Surveys in Geophysics 26(4), 415-459.
- Mandrikova, O., Polozov, Y., and Khomutov, S., 2022, Wavelet Model of Geomagnetic Field Variations and Its Application to Detect Short-Period Geomagnetic Anomalies. Applied Sciences, 12(4), p.2072.
- Meyer, B., Chulliat, A., Saltus, R., 2017, Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3), Geochemistry, Geophysics, Geosystems, <https://doi.org/10.1002/2017GC007280>
- Nair, M., and et al., 2021, Next Generation High-Definition Geomagnetic Model for Wellbore Positioning, Incorporating New Crustal Magnetic Data. the Offshore Technology Conference, Virtual and Houston, Texas, August. Paper Number: OTC-31044-MS doi: <https://doi.org/10.4043/31044-MS>
- Peng, X., Wei, Y., and Zou, W., 2022, Airborne Navigation by Geomagnetic Field Based on LSTM. In Proceedings of 11th International Congress, 81, 132-140.
- Pilkington, M., 1997, 3-D magnetic imaging using conjugate gradients, GEOPHYSICS, 62(4), 1045-1346
- Qiu, Sh., and et al., 2022, Observations and Analysis of the Mid-Latitude Atmospheric Electric Field during Geomagnetic Activity, Journal of Geophysical Research: Space Physics 127.11, e2022JA030785.
- Rasmussen, C.E., and Williams, C.K.I., 2006, Gaussian Processes for Machine Learning, The MIT Press, ISBN 0-262-18253-X.

شاهسونی، ه.، ۱۴۰۰، مروری بر استفاده از پهنپاد در مغناطیس‌سنجی هوابرد، نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، ۷(۳)، ۲۲۷-۲۴۰.

قدس، ع.، ۱۳۹۵، مقدمه‌ای بر روش‌های مغناطیس‌سنجی و گرانی‌سنجی، بخش علوم زمین دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان.

Aroyehun, M.T., 2022, Aeromagnetic Survey as Reconnaissance Technique for Groundwater Exploration in a Typical Southwestern Nigeria Basement Complex, FUOYE Journal of Engineering and Technology,

- Riabova, S.A., 2022, Study of the Multifractality of Geomagnetic Variations at the Belsk Observatory. *Doklady Earth Sciences*, 507(2).
- Rato, R.T., Ortigueira, M.D. and Batista A.G., 2008, On the HHT, its problems, and some solutions, *Mechanical Systems and Signal Processing*, 22(6), 1374-1394.
- Su, W., 2022. Magnetic Anomaly Data Detection of Local Marine Geomagnetic Field Model considering Robust Trend Surface Scientific Calculation Algorithm. *Scientific Programming*, 2022. <https://doi.org/10.1155/2022/4055976>
- Sushchenko, O., and et al., 2022, Airborne Sensor for Measuring Components of Terrestrial Magnetic Field, 2022 IEEE 41st International Conference on Electronics and Nanotechnology (ELNANO), Kyiv, Ukraine, , 687-691, doi: 10.1109/ELNANO54667.2022.9926760.
- Su, Sh., Chen, Sh. and Zhao, H., 2022, Taylor Polynomial Spatial Reference Field Method for Field Geomagnetic Diurnal Variation Reduction. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 58(6) 981-991.
- Vichare G., and Rajaram R., 2009, Comparative study of models of Earth's magnetic field derived from Oersted, CHAMP and SAC-C Magnetic Satellite Data, *J. Ind. Geophys. Union*, 13(1), 33-42.
- Yamazaki Y., and et al., 2011, An empirical model of the quiet daily geomagnetic field variation, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 116(A10), <https://doi.org/10.1029/2011JA016487>
- Zhao, X., and et al., 2022, Analysis of the geomagnetic component Z daily variation amplitude based on the Geomagnetic Network of China during solar quiet days. *Chinese Journal of Geophysics*, 65(10), 3728-3742
- [1] <http://www.geomag.bgs.ac.uk/education/earthmag.html>
- [2] <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/EMM/>