

## تعیین رسانایی الکتریکی گوشته بالایی با استفاده از میدان Sq

شهاب ایزدی<sup>۱\*</sup>، اسداله جوع عطا بیرمی<sup>۲</sup> و منصوره منتهایی<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. استادیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

۳. استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۳/۲/۳۰، پذیرش نهایی: ۹۴/۷/۱۴)

یادداشت تحقیقاتی

### چکیده

دامنه طیف تغییرات میدان مغناطیسی زمین، گستره زمانی وسیعی از کسری از ثانیه تا بیش از ۳۰ میلیون سال را شامل می‌شود. این تغییرات به‌طور کلی به دو دسته تغییرات درازمدت و تغییرات زودگذر تقسیم می‌شوند. علت تغییرات درازمدت، درونی و علت تغییرات زودگذر، بیرونی است. میدان‌های متغیر مربوط به چشمه‌های بیرونی مثل تغییرات روزانه یا توفان‌های مغناطیسی، سبب ایجاد جریان‌های القایی درون زمین می‌شوند که میدان حاصل از این جریان‌ها در میدان مغناطیسی قابل مشاهده روی سطح زمین سهیم هستند. این موضوع القای ژئومغناطیسی نامیده می‌شود. عمق نفوذ امواج الکترومغناطیسی القا شده به درون زمین، به طول موج منبع میدان و رسانایی ناحیه‌ای که موج از آن عبور می‌کند، بستگی دارد. تغییرات میدان Sq نوعی از تغییرات زودگذر است که در ثبت‌های روزانه رصدخانه‌های مغناطیسی قابل مشاهده است. میدان Sq دارای چهار دوره تناوب غالب ۶، ۸، ۱۲ و ۲۴ ساعته است. در این مقاله با استفاده از تحلیل فوریه و تحلیل هم‌هنگ کروی میدان Sq، ضرایب گاوس مربوط به منشأهای داخلی و خارجی میدان محاسبه شده و با استفاده از مدل اشموکر (۱۹۷۰) رسانایی الکتریکی زمین برحسب عمق برای سال ۲۰۰۹ میلادی که سالی استثنایی به لحاظ آرام‌بودن از نظر فعالیت‌های مغناطیسی است و نتایج حاصل از داده‌های آن قابل اعتمادترند، به دست آمده است. یافته‌های ما با نتایج تحلیل داده‌های مربوط به سال‌های آرام خورشیدی قبل، انطباق دارد و نشان می‌دهد که رسانایی الکتریکی در اعماق بین ۱۵۰ تا ۵۳۰ کیلومتری به‌صورت نمایی با عمق تغییر می‌کند.

واژه‌های کلیدی: تغییرات روزهای آرام میدان مغناطیسی زمین، رسانایی الکتریکی، سال آرام خورشیدی، گوشته بالایی، هم‌هنگ

کروی

### ۱. مقدمه

توسط میدان مغناطیسی کنونی مغناطیده شوند یا میدان مغناطیسی گذشته را در خود ذخیره داشته باشند؛ این میدان معمولاً در سطح زمین در حدود چند هزار نانوتسلا و در ارتفاع هواپیماها در حدود ۳۰ نانوتسلا است. این میدان همراه میدان هسته زمین برای اندازه‌گیری‌های روی سطح زمین، میدان‌های داخلی به شمار می‌روند.

میدان مغناطیسی خارجی زمین شامل میدان‌های یون‌سپهری، مغناطیس‌سپهری و جریان‌های موجود در آن‌هاست. جریان‌های الکتریکی بر فراز سطح زمین که روزانه، فصلی و با الگوهای وابسته به عرض متغیرند، موجب القای جریان‌های الکتریکی در لایه‌های رسانای زمین می‌شوند. عمق این جریان‌های القایی علاوه بر خصوصیات طیفی منبع میدان، به تغییر رسانایی الکتریکی زمین هم بستگی دارد. میدان مختلط اندازه‌گیری شده در

چشمه‌های میدان ژئومغناطیس را برحسب موقعیتشان نسبت به سطح زمین، به دو گروه داخلی (واقع در داخل زمین) و خارجی (واقع در خارج زمین) تقسیم می‌کنند. قسمت عمده میدان داخلی ناشی از سازوکار ژئودینام واقع در هسته سیال‌گون خارجی است که بیش از ۹۷ درصد سهم میدان کل را شکل می‌دهد (لانژ و هاینز، ۱۹۹۸) و از حدود ۳۰۰۰۰ نانوتسلا در استوا تا ۵۰۰۰۰ نانوتسلا در قطبین متغیر است. بر اساس نظریه ژئودینامو، برهم‌کنش بین هسته مایع خارجی و میدان مغناطیسی زمین، نه تنها منبع جریانی است که تغییرات بلندمدت میدان را سبب می‌شود بلکه این میدان را در برابر زوال درازمدت که به دلیل اتلاف اهمی رخ می‌دهد، حفظ می‌کند (وورهایز، ۱۹۹۵). در سنگ‌کره کانی‌های فرومغناطیسی وجود دارد که زیر دمای کوری می‌توانند

پاسخ  $C$  و  $Z$ ، اندازه‌گیری در یک یا چند رصدخانه، در منطقه‌ای محدود کافی خواهد بود. تابع پاسخ  $Z$  امیدانسن را به دست می‌دهد و تابع پاسخ  $C$ ، عمق نفوذ میدان را به داخل زمین رسانا محاسبه می‌کند. در این مطالعه از تغییرات روزهای آرام ژئومغناطیسی با مؤلفه‌های طیفی ۶، ۸، ۱۲ و ۲۴ ساعته و تابع پاسخ  $C$  که برای تعیین رسانایی الکتریکی برحسب عمق مناسب‌تر است، رسانایی الکتریکی زمین در گوشته بالایی تعیین شده است.

## ۲. میدان Sq

تغییرات میدان مغناطیسی Sq نمودی از یک سیستم جریان در یونسپهر است (ساباکا، السن و لائز، ۲۰۰۰). گرم‌شدن در قسمت روز و سردشدن در قسمت شب اتمسفر، بادهای کشندی را تولید می‌کند که پلاسمای یونسپهری را برخلاف میدان مغناطیسی زمین می‌راند و میدان‌های الکتریکی و جریاناتی را در ناحیه دینامو، ارتفاع بین ۲۰ تا ۸۰۰ کیلومتری، به وجود می‌آورد. این سیستم جریان نسبت به خط زمین - خورشید ثابت می‌ماند و تغییرات منظم روزانه را تولید می‌کند. این تغییرات را می‌توان مستقیماً در ثبت‌های مغناطیسی روزهای آرام مشاهده کرد؛ به همین دلیل به آن نام Sq داده‌اند. میدان‌های Sq، بسته به عرض جغرافیایی، فصل، فعالیت‌های خورشیدی و زمان، از مرتبه ۱۰ تا ۵۰ نانوتسلا هستند. اگر به ثبت‌های مغناطیسی یک رصدخانه ژئومغناطیسی توجه کنیم، روزهایی را مشاهده خواهیم کرد که تغییرات آن‌ها بسیار هموار یا حداقل بسیار اندک است. این تغییرات روزانه برگشت‌پذیر میدان ژئومغناطیسی را که در غیاب آشفتگی‌ها به وجود می‌آیند، روزهای آرام مغناطیسی می‌نامند. معیار تعیین روزهای آرام، شاخص‌های  $(K_p, A_p)$  هستند.

شاخص  $K$ ، آشفتگی را در مؤلفه افقی میدان مغناطیسی با یک عدد صحیح بین صفر تا ۹ مشخص می‌کند. این شاخص را با توجه به مقدار نوسان مشاهده‌شده روی مگنتومتر در فواصل سه‌ساعته محاسبه می‌کنند. نماد  $K$  از واژه آلمانی "Kennziffer" به معنی

سطح زمین از منبع و جریانات القایی به وسیله تحلیل هماهنگ‌های کروی به بخش‌های داخلی و خارجی تفکیک و از نسبت بین دامنه‌ها و فازهای این بخش‌ها، پروفیل رسانایی ویژه در اعماق زیاد تعیین می‌شود (اشموکر، ۱۹۷۹، ۱۹۷۰ و ۲۰۰۳). عمق نفوذ امواج الکترومغناطیسی، به طول‌موج منبع میدان و رسانایی ناحیه‌ای که موج از آن عبور می‌کند، بستگی دارد. با توجه به دوره تناوب ۶، ۸، ۱۲ و ۲۴ ساعته میدان Sq، برآورد رسانایی الکتریکی زمین تا گوشته بالایی، به اعماق بین ۵۰ تا ۶۰۰ کیلومتر محدود می‌شود (جاکوبس، ۱۹۸۹). چپمن (۱۹۱۹) و چپمن و بارتلز (۱۹۴۰) برای اولین بار رسانایی ویژه الکتریکی مربوط به این اعماق را با جداسازی میدان‌های داخلی و خارجی به دست آوردند. اشموکر (۱۹۷۰) روشی را برای پروفیل رسانایی زمین با استفاده از تابع انتقالی که از ضرایب هماهنگ کروی داخلی و خارجی در یک محل بهره می‌گرفت، طراحی کرد که بعدها کمپل و اندرسن (۱۹۸۳) و کمپل و همکاران (۱۹۹۸) آن را توسعه دادند.

توابع انتقال توابعی از زمان یا فرکانس هستند که رابطه‌ای خطی را بین مؤلفه‌های میدان مغناطیسی و بین بخش‌های داخلی و خارجی پتانسیل مغناطیسی بیان می‌کنند. به‌طور کلی سه تابع انتقال از اندازه‌گیری‌های سطح زمین محاسبه می‌شوند:

الف)  $Q$ : این تابع بخش‌های داخلی و خارجی تغییرات پتانسیل میدان ژئومغناطیسی را به هم مرتبط می‌کند.

ب)  $C$ : از نسبت بین مؤلفه‌های عمودی و افقی تغییرات میدان محاسبه می‌شود.

پ)  $Z$ : مؤلفه افقی جریان تلوریک را به تغییرات میدان ژئومغناطیسی مرتبط می‌کند.

هر یک از این توابع را می‌توان برای تعیین رسانایی الکتریکی داخل زمین به کار برد. روش الف، به روش پتانسیل، روش ب، به روش سونداژزنی عمیق مغناطیسی (GDS) و روش پ، به سونداژزنی مگنتوتلوریک (MTS) مشهورند. برای محاسبه تابع پاسخ  $Q$  به اندازه‌گیری‌های همزمان در سطح جهانی نیاز است؛ درحالی‌که برای توابع

متفاوت مقایسه شوند، مشابهت بسیار زیادی بین آن دو دیده می‌شود ولی فاز آن دو به اندازه اختلاف زمانی برحسب زاویه تفاوت دارد. بنابراین در اولین تقریب می‌توان گفت که تغییرات آرام روزانه، تابعی از عرض جغرافیایی و زمان محلی است. تعداد روزهای آشفته مغناطیسی در سال به فعالیت خورشیدی وابسته است؛ بدین صورت که تعداد روزهای آرام در سال با کاهش میانگین سالانه تعداد لکه‌های خورشیدی، افزایش می‌یابد. بیشترین فعالیت ژئومغناطیسی معمولاً تابع بیشینه تعداد لکه‌های خورشیدی از دو تا سه سال است؛ آرام‌ترین سطح فعالیت‌های ژئومغناطیسی نیز در زمان کمترین تعداد لکه‌های خورشیدی یا یک سال بعد از آن است (چپمن و بارتلز، ۱۹۴۰). درصد سالیانه شاخص‌های  $K_p$  پایین‌تر از یک سطح، بیانگر فراوانی روزهای آرام در سال‌های با کمینه لکه‌های خورشیدی است. شکل ۱ تعداد لکه‌های خورشیدی در سال‌های مختلف را نمایش می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، سال ۲۰۰۹ از سال‌هایی است که تعداد لکه‌های خورشیدی در آن کم است و سال آرام شناخته شده است؛ در حقیقت سال ۲۰۰۹ آرام‌ترین سال مغناطیسی مشاهده شده در طول حدود یک قرن است.

در شکل ۲ ترکیب طیفی رکوردی آرام برای مؤلفه Z آوریل ۲۰۰۹ در رصدخانه دوربس (Dourbes) نشان داده شده است؛ ملاحظه می‌شود که مؤلفه‌های طیفی ۲۴، ۱۲، ۸ و ۶ ساعته غالب‌اند و دامنه ضرایب فوریه با افزایش  $m$  به سرعت کاهش می‌یابند.

رقم مشخصه (*Characteristic digit*) آمده است و توسط بارتلز در ۱۹۳۸ معرفی شد.

مقیاس  $K$  شبه‌لگاریتمی است. جدول تبدیل از بیشینه نوسانات برحسب نانو تسلا به اندیس  $K$  از رصدخانه‌ای به رصدخانه دیگر متفاوت است؛ بدین صورت که رصدخانه‌های واقع در عرض‌های ژئومغناطیسی بالاتر، سطح نوسان بالاتری برای یک اندیس  $K$  مشخص دارند. برای مثال در رصدخانه گادهاون (Godhavn) واقع در گرینلند یک مقدار  $K$  معادل ۹ از نوساناتی در حدود ۱۵۰۰ نانو تسلا به دست می‌آید، درحالی‌که در کیل (Kiel) آلمان نوساناتی تنها در حدود ۵۰۰ نانو تسلا برای  $K=9$  ثبت می‌شوند. شاخص  $K_p$  با استفاده از میانگین وزن‌دهی شده شاخص‌های  $K$  از یک شبکه رصدخانه‌های ژئومغناطیسی محاسبه می‌شود.

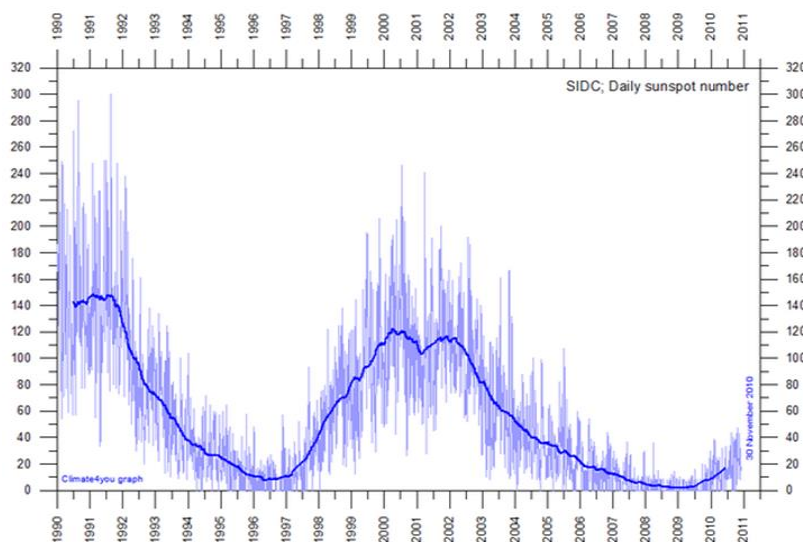
شاخص  $A$  میانگین سطح فعالیت مغناطیسی روزانه را نشان می‌دهد. از آنجا که مقیاس  $K$ ، با نوسانات مگنتومتر ارتباط غیرخطی دارد؛ میانگین‌گیری از یک مجموعه شاخص‌های  $K$  بی‌معنا خواهد بود؛ به همین دلیل ابتدا شاخص  $K$  را بر طبق جدول تبدیل زیر به یک مقیاس خطی  $a$  برمی‌گردانند. اندیس  $A$  صرفاً میانگین هشت اندیس  $a$  است. برای مثال اگر اندیس  $K$  برای یک روز ۳، ۴، ۶، ۵، ۳، ۲ و ۱ باشد، اندیس  $A$  روزانه طبق داده‌های جدول ۱ برابر است با:

$$A = (15 + 27 + 80 + 48 + 15 + 7 + 7 + 4) / 8 = 25.38$$

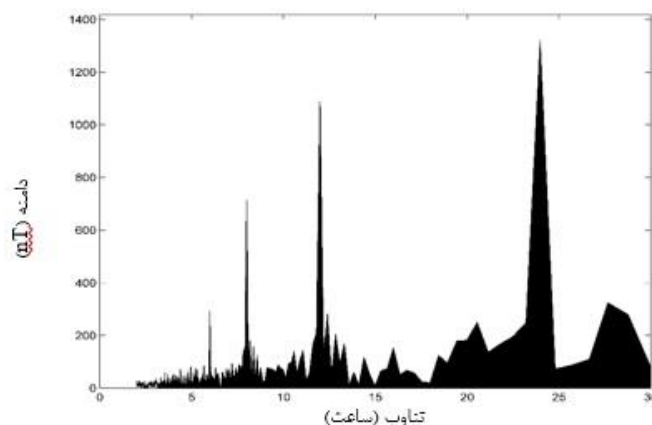
اگر ثبت‌های مغناطیسی یک روز آرام در دو رصدخانه با عرض جغرافیایی یکسان ولی با طول‌های

جدول ۱. ضرایب تبدیل اندیس  $K$  به اندیس  $a$ .

$K$	0	0+	1-	1	1+	2-	2	2+	3-	3	3+	4-	4	4+
$a$	0	2	3	4	5	6	7	9	12	15	18	22	27	32
$K$	5-	5	5+	6-	6	6+	7-	7	7+	8-	8	8+	9-	9
$a$	39	48	56	67	80	94	111	132	154	179	207	236	300	400



شکل ۱. تعداد لکه‌های خورشیدی در سال‌های مختلف (سایت سازمان ملی هوانوردی و فضایی آمریکا (NASA)).



شکل ۲. ترکیب طیفی یک رکورد آرام برای مؤلفه Z در رصدخانه دوریس؛ مؤلفه‌های طیفی ۶، ۸، ۱۲، ۲۴ ساعته غالب‌اند.

### ۳. روش تحقیق

پتانسیل مغناطیسی نرده‌ای  $V$ ، در متمم عرض و طول جغرافیایی  $\theta$  و  $\phi$  به شکل رابطه (۱) است:

$$V = R \sum_{m=1}^M \sum_{n=m}^N [A_n^m \cos(m\phi) + B_n^m \sin(m\phi)] P_n^m \quad (1)$$

$$= V(\theta, \phi)_{ex} + V(\theta, \phi)_{in}$$

که در آن، ضرایب کسینوسی ( $A$ ) و سینوسی ( $B$ ) به صورت رابطه (۲) هستند:

$$A_n^m = [(aex)_n^m + (ain)_n^m] \quad \text{و} \quad B_n^m = [(bex)_n^m + (bin)_n^m] \quad (2)$$

در این روابط  $R$  شعاع زمین و  $P_n^m$  توابع لژاندر وابسته است و  $(aex)_n^m$ ،  $(ain)_n^m$ ،  $(bex)_n^m$  و  $(bin)_n^m$ ، معرف ضرایب خارجی و داخلی کسینوسی ( $a$ ) و سینوسی ( $b$ )

هماهنگ کروی هستند. میدان‌های داخلی و خارجی از این ضرایب  $a$  و  $b$  بازسازی می‌شوند (چپمن و بارتلز، ۱۹۴۰؛ ماتسوشیتا، ۱۹۶۷). در تحلیل پتانسیل میدان  $Sq$  را به طور معمول بالاترین مرتبه،  $m$  را ۴ و بالاترین درجه و  $n$  را بین ۸ تا ۱۲ انتخاب می‌کنند.

داده‌های ژئومغناطیسی در دسترس شامل رکوردهای سه مؤلفه  $X$ ،  $Y$ ،  $Z$  (افقی - شمالی، افقی - شرقی و عمودی) میدان مغناطیسی زمین به عنوان تابعی از زمان هستند که در تعدادی از نقاط توزیع شده در سطح زمین ثبت شده‌اند. به منظور دستیابی به بسامدهای موجود در هر مجموعه داده و نیز توان طیف در هر بسامد، این داده‌ها در حوزه بسامد تجزیه و تحلیل می‌شوند. بنابراین اولین

تابع پاسخ C، به صورت زیر تعریف می شود (اشموکر، ۱۹۷۰):

$$C_n^m = z - ip \quad (۶)$$

که در آن،

$$z = \frac{R}{n(n+1)} \left\{ \begin{array}{l} A_n^m [n(aex)_n^m - (n+1)(ain)_n^m] \\ + B_n^m [n(bex)_n^m - (n+1)(bin)_n^m] \end{array} \right\} \quad (۷)$$

$$p = \frac{R}{n(n+1)} \left\{ \begin{array}{l} A_n^m [n(bex)_n^m - (n+1)(bin)_n^m] \\ - B_n^m [n(aex)_n^m - (n+1)(ain)_n^m] \end{array} \right\} \quad (۸)$$

عمق لایه رسانای هم‌ارز با مرتبه m و درجه n عبارت

است از:

$$d_{n,m} = z - p \quad km \quad (۹)$$

و برای محاسبه رسانایی از تابع جهانی (رابطه ۱۰) استفاده می شود:

$$\sigma_{n,m} = \frac{5.4 \times 10^4}{(m\pi p)^2} \quad (۱۰)$$

البته باید توجه داشت که صحت روابط (۹) و (۱۰) محدود به شرط رابطه (۱۱) است:

$$-45^\circ \leq \arg C_n^m \leq 0^\circ \quad (۱۱)$$

گام، تحلیل فوریه رکوردهای مغناطیسی است. به منظور استخراج ضرایب فوریه مؤلفه‌های تناوبی، روابط (۳)، (۴) و (۵) را به کار می‌بریم:

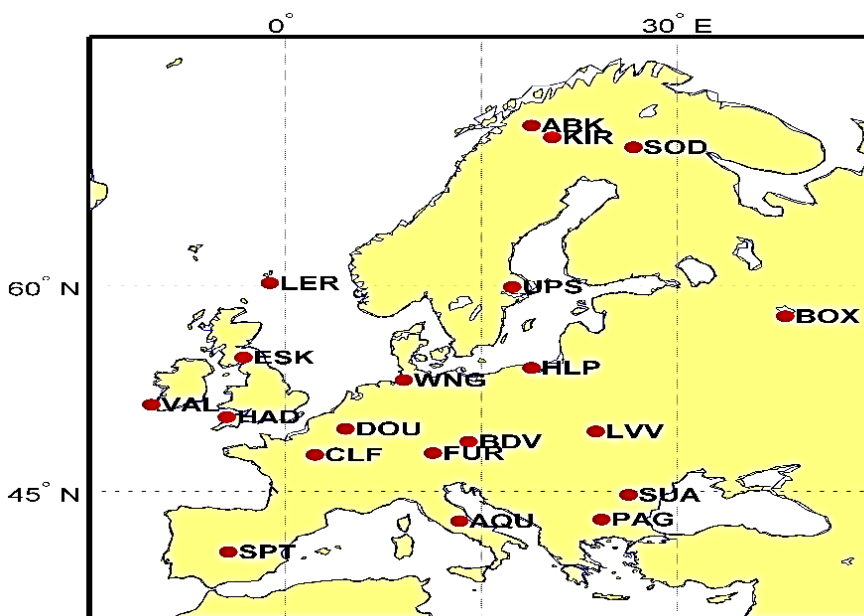
$$C_m = \left(\frac{1}{12}\right) \sum_{i=1}^{24} E_i \cos mT_i \quad (۳)$$

$$S_m = \left(\frac{1}{12}\right) \sum_{i=1}^{24} E_i \cos mT_i \quad (۴)$$

$$C_0 = \left(\frac{1}{24}\right) \sum_{i=1}^{24} E_i \cos mT_i \quad (۵)$$

که در آن،  $T_i = \frac{2\pi i}{24}$  زمان محلی در مقیاس زاویه‌ای و  $E_i$

مقدار یکی از مؤلفه‌های میدان (معمولاً X، Y، Z) در -i امین ساعت (محلی) است؛ همچنین  $C_m$  و  $S_m$  به ترتیب ضرایب فوریه کسینوسی و سینوسی مؤلفه میدان مغناطیسی هستند. مشخصات رصدخانه‌های استفاده شده در این تحقیق در شکل ۳ و جدول ۲ نمایش داده شده است. برای دو مؤلفه X و Z این رصدخانه‌ها، تحلیل فوریه صورت گرفت. با برابر قراردادن ضرایب سینوسی و کسینوسی حاصل از تحلیل فوریه با ضرایب سینوسی و کسینوسی حاصل از هماهنگ‌های کروی، می‌توان ضرایب گاوس مربوط به منشأهای داخلی و خارجی را محاسبه کرد.



شکل ۳. مختصات جغرافیایی رصدخانه‌های مغناطیسی که از داده‌های آن‌ها در این تحقیق استفاده شده است.

جدول ۲. مشخصات رصدخانه‌های مغناطیسی که از داده‌های آن‌ها در این تحقیق استفاده شده است.

نام ایستگاه	کد	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عرض مغناطیسی	طول مغناطیسی
Abisko	ABK	68.36	18.82	66.01	114.9
L'Aquila	AQU	42.38	13.32	42.44	94.48
Budkov	BDV	49.08	14.02	48.78	97.64
Borok	BOX	58.07	38.23	53.33	123.57
Chambon-La-Foret	CLF	48.03	2.26	49.9	85.71
Dourbes	DOU	50.1	4.6	51.47	88.94
Eskdalemuir	ESK	55.32	356.8	57.86	83.85
Furstenfeldbruck	FUR	48.17	11.28	48.4	94.63
Hartland	HAD	51	355.52	53.97	80.22
Hel	HLP	54.61	18.82	53.22	104.69
Kiruna	KIR	67.83	20.42	65.28	115.63
Lerwick	LER	60.13	358.82	62.02	89.15
Lvov	LVV	49.9	23.75	47.85	107.12
Panagyurishte	PAG	42.52	24.18	40.63	104.91
Sodankyla	SOD	67.37	26.63	63.86	120.18
San Pablo-Toledo	SPT	39.55	355.65	42.87	75.94
Surlari	SUA	44.68	26.25	42.37	107.55
Uppsala	UPS	59.9	17.35	58.49	106.42
Valentia	VAL	51.93	349.75	55.88	74.69
Wingst	WNG	53.74	9.07	54.14	95.07

۴. نتایج  
بهترین برازش ممکن را که به صورت یک تابع نمایی است، مشاهده می‌کنیم.

بر اساس شکل (۵) رسانایی ویژه الکتریکی در گوشته فوقانی به صورت نمایی با عمق متغیر است و از رابطه (۱۲) تبعیت می‌کند.

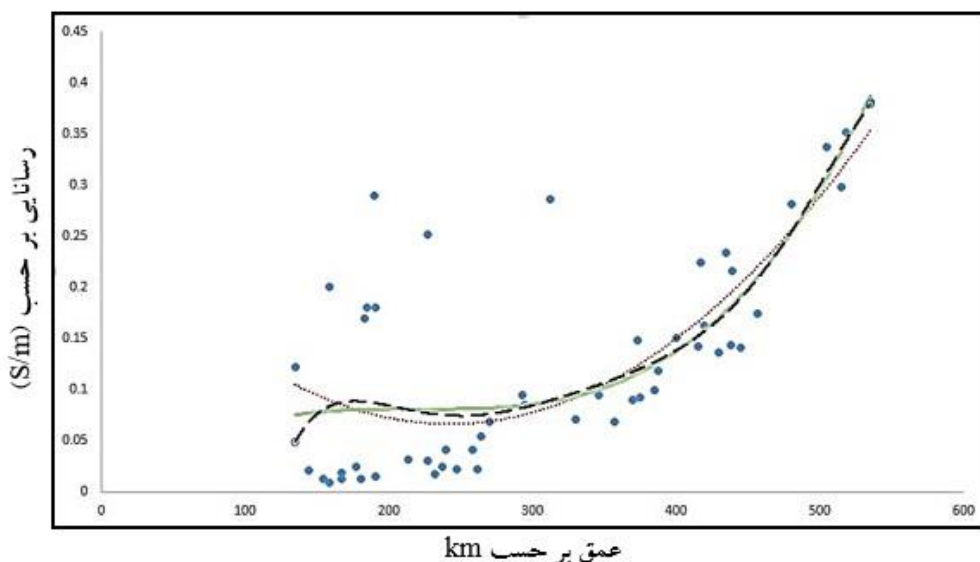
$$\sigma = ae^{bd} \quad (12)$$

نتیجه نهایی حاصل از تحلیل تابع پاسخ C (رابطه ۶)، در شکل‌های ۴ و ۵ آمده است. در شکل ۴ چند نمونه از برازش‌های اعمال شده، نمایش داده شده است. این شکل نشان می‌دهد که هیچ‌کدام از این برازش‌ها نمی‌توانند برای داده‌های به دست آمده مناسب باشند. اما در شکل ۵

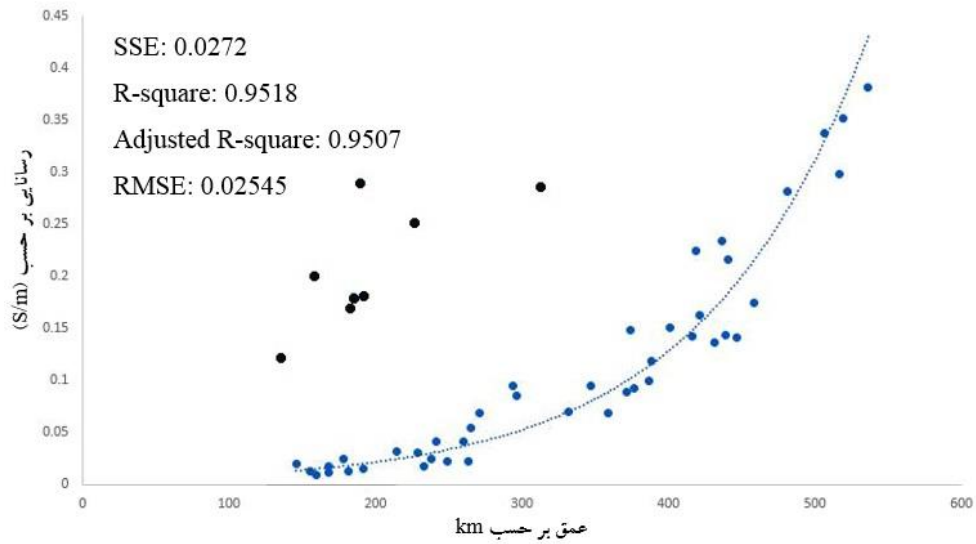
هستند. هرچند این سال به لحاظ فعالیت مغناطیسی سال آرامی نیست و پراکندگی موجود چند خمیدگی را در خط رگرسیون نشان می‌دهد، روند کلی پروفیل رسانندگی برحسب عمق را کاملاً تأیید می‌کند. این پروفیل از S/m ۰/۰۲۵ در عمق ۱۳۰ کیلومتری شروع می‌شود و به تدریج افزایش می‌یابد و در عمق ۲۵۰ کیلومتری به S/m ۰/۰۴۵ می‌رسد. شیب نمودار در ۳۶۰ کیلومتری به نزدیکی S/m ۰/۱۱ می‌رسد و با افزایشی بسیار ملایم‌تر در ۴۷۰ کیلومتری مقدار آن برابر S/m ۰/۱۳ می‌شود. جوع عطا بیرمی (۱۳۸۷) با استفاده داده‌های ثبت شده در رصدخانه دانشگاه تهران و بهره‌گیری از نوعی خاص از تغییرات روزهای آرام یعنی «بی»های مغناطیسی که دوره تناوبی حدود سه ساعت دارند، تغییرات عمقی رسانایی ویژه الکتریکی را تعیین کرده است (شکل ۷). در شکل ۸ مقادیر رسانش الکتریکی حاصل از تحلیل داده‌های روزهای آرام ۱۹۹۷ که به لحاظ مغناطیسی جزو سال‌های آرام قرار می‌گیرد، در امریکای شمالی نمایش داده شده است. در شکل‌های ۷ و ۸ مانند نتایج این تحقیق، پیوستگی در پروفیل رسانایی برحسب عمق کاملاً مشخص است که این مسئله می‌تواند نمایانگر عدم تغییر فاز یا تغییر ترکیب در گوشته فوقانی باشد.

که در آن،  $\sigma$  رسانایی برحسب (S/m)،  $d$  عمق برحسب (km) و  $a$  و  $b$  ضرایب معادله هستند که مقادیر آن‌ها به ترتیب با ۹۵ درصد اطمینان در بازه (۰/۰۷۷۴۷ - ۰/۰۳۸۱۲) و (۰/۰۸۵۶۳ - ۰/۰۷۸۷۰) قرار دارد و مقادیر وسط بازه یعنی ۰/۰۵۷۷۹ برای  $a$  و ۰/۰۷۸۷ برای  $b$  انتخاب شده‌اند. همچنین برای حذف داده‌های نابهنجار (نقاط سیاه‌رنگ در شکل ۵)، منحنی خطی شده معادله ۱۲ را به صورت لگاریتم رسانایی برحسب عمق، رسم و فاصله تمام مقادیر را از این خط محاسبه کردیم. هشت نقطه نابهنجار نشان داده شده به صورت نقاط سیاه‌رنگ در شکل ۵ خارج از محدوده فاصله اطمینان ۸۸ درصد قرار می‌گیرند و از نتایج حذف شده‌اند.

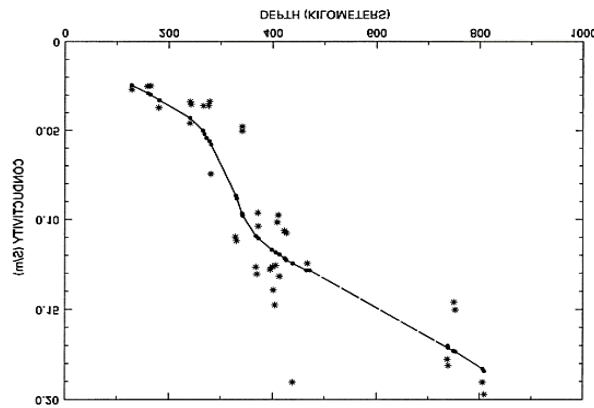
چند نمونه از کارهای پیشین در شکل‌های ۵ تا ۷ برای مقایسه آورده شده است. در شکل ۵، نتایج کار کامل (۱۹۹۸) با استفاده از تحلیل هماهنگ کروی برای تغییرات روزهای آرام سال ۱۹۹۰ در استرالیا که به لحاظ فعالیت مغناطیسی سال فعالی است، به منظور تأکید بر مهم بودن انتخاب داده‌ها از یک سال آرام نشان داده شده است. در این شکل ستاره‌ها مقادیر محاسبه شده رسانایی برحسب عمق هستند و دایره‌های سیاه‌رنگ که با خط به هم وصل شده‌اند، رگرسیون مقادیر برازش داده شده



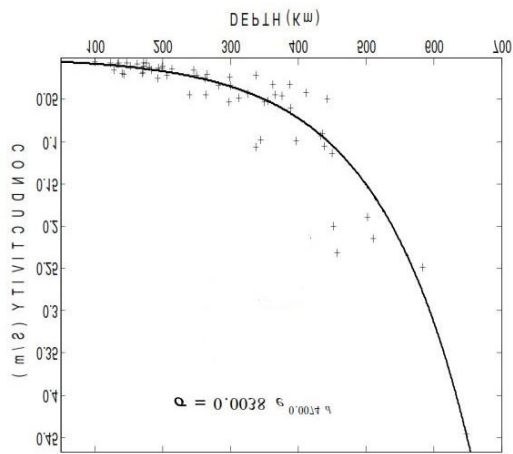
شکل ۴. توابع چندجمله‌ای برازش داده شده به نتایج به دست آمده؛ منحنی قرمز رنگ تابع درجه دو، منحنی سبز رنگ تابع درجه سه و منحنی مشکی رنگ تابع درجه شش است. هیچ‌کدام از این توابع در اعماق بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتری برازش مناسبی را نشان نمی‌دهند.



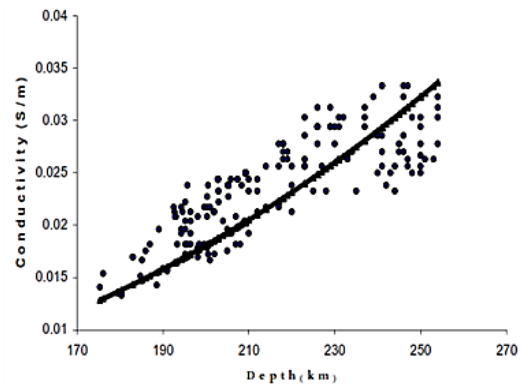
شکل ۵. نمودار رسانایی برحسب عمق برای داده‌های سال آرام ۲۰۰۹ در اروپا.



شکل ۶. پروفیل رسانایی - عمق برای گوشته فوقانی زمین با استفاده از میدان Sq سال ۱۹۹۰ (کمپل و همکاران، ۱۹۹۸).



شکل ۸. مقادیر رسانش الکتریکی حاصل از تحلیل داده‌های روزهای آرام ۱۹۹۷ در آمریکای شمالی (جوع عطا بیرمی، ۱۳۸۹).



شکل ۷. تغییرات رسانایی ویژه الکتریکی برای گوشته فوقانی با استفاده از تغییرات «بی»‌های مغناطیسی (جوع عطا بیرمی، ۱۳۸۷).



- Campbell, W. H. and Anderssen, R. S., 1983, Conductivity of the sub-continental upper mantle: an analysis using quiet-day geomagnetic records of North America, *J. Geomag. Geoelectr.*, 35, 367-382.
- Campbell, W. H., Barton, C. E., Chamalaun, F. H. and Welsh, W., 1998, Quiet-day ionosphere currents and their application to upper mantle conductivity in Australia, *Earth Planets Space.*, 50, 347-360.
- Chapman, S., 1919, The solar and lunar diurnal variation of the Earth's magnetism, *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A218:1-118.
- Chapman, S. and Bartels, J., 1940, *Geomagnetism*, Clarendon Press, 1049 pp. Oxford.
- Jacobs, J. A., 1989, *Geomagnetism - volume 3*, Academic Press, London.
- Langel, R. A. and Hinze, W. J., 1998, *The magnetic field of the Earth's lithosphere: the satellite perspective*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Matsushita, S., 1967, Solar quiet and lunar daily variation fields, Chapter III-1, pp. 302-424, in *Physics of Geomagnetic Phenomena*, edited by S. Matsushita and W. Campbell, 1398 pp., Academic Press.
- Schmucker, U., 2003, Horizontal spatial gradient sounding and geomagnetic depth sounding in the period range of daily variation. In: *Protokoll über das Kolloquium elektromagnetische Tiefenforschung* ISSN 0946-7467, 20. Kolloquium: Königstein, 29. 09-3.10, 228-237.
- Schmucker, U., 1970, An introduction to induction anomalies, *J. Geomag. Geoelectr.*, 22, 9-33.
- Schmucker, U., 1979, Erdmagnetische Variationen und die elektrische Leitfähigkeit in tieferen Schichten der Erde, *Sitzungsberichte u. Mitteilungen der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft*, 4, 45-102.

## ۵. نتیجه گیری

در این تحقیق رسانایی الکتریکی بین اعماق ۱۵۰ تا ۵۳۰ کیلومتری با استفاده از چهار مؤلفه طیفی غالب ۶، ۸، ۱۲ و ۲۴ ساعته تغییرات روزهای آرام در سال ۲۰۰۹ محاسبه شده است که به لحاظ آرام بودن فعالیت‌های خورشیدی سالی استثنایی است و نتایج حاصل از آن قابل اعتمادتر است. چنانکه مشاهده می‌شود، رسانایی با عمق افزایش می‌یابد و ناپوستگی در آن وجود ندارد. این ویژگی می‌تواند مبین این باشد که تغییر فاز یا تغییر ترکیب در این قسمت از گوشته بالایی وجود ندارد. نتایج به دست آمده با نتایج پیشین مقایسه شده که حاکی از همخوانی قابل قبولی است.

## مراجع

- جوع عطا بیرمی، ا.، حسین زاده گویا، ن. و میرزایی، م.، ۱۳۸۷، تعیین رسانایی ویژه الکتریکی و درجه حرارت گوشته فوقانی زمین با استفاده از تغییرات ژئومغناطیسی روزهای آرام، م. فیزیک زمین و فضا، ۳۴(۴)، ۴۹-۶۶.
- جوع عطا بیرمی، ا.، حسین زاده گویا، ن. و میرزایی، م.، ۱۳۸۹، تعیین رسانش الکتریکی و درجه حرارت گوشته فوقانی با استفاده از تغییرات میدان  $s_q$ ، م. فیزیک زمین و فضا، ۳۶(۲)، ۷۵-۸۹.
- Voorhies, C. V., 1995, Time-varying fluid flow at the top of earth's core derived from definitive geomagnetic reference field models, *J. Geophys. Res.*, 100, 10029-10039.