

تعیین رسانش الکتریکی و درجه حرارت گوشته فوقانی با استفاده از تغییرات میدان Sq

اسداله جوع عطا بیرمی^{۱*}، ناصر حسین زاده گویا^۲ و محمود میرزایی^۳

^۱ دانشجوی دکتری الکترومغناطیس، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

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

^۳ استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه اراک، ایران

(دریافت: ۸۷/۴/۲۴، پذیرش نهایی: ۸۸/۷/۲۱)

چکیده

رسانش الکتریکی گوشته فوقانی در قطاع امریکای شمالی با استفاده از مؤلفه‌های طیفی ۲۴، ۱۲، ۸ و ۶ ساعته تغییرات میدان Sq به دست آمده است. ضرایب هماهنگ کروی حاصل از تحلیل سه مؤلفه تغییرات آرام روزانه میدان برای سال آرام خورشیدی ۱۹۹۷ در یک روش مدل‌سازی به کار برده شده‌اند که اصلاح شده روش اشموکر (۱۹۷۰) است. از عمق ۱۰۰ تا ۶۵۰ کیلومتر، هدایت الکتریکی σ برحسب زیمنس بر متر را می‌توان با رابطه $\sigma = 0.0038 e^{0.0074d}$ نشان داد که در آن d، عمق برحسب کیلومتر است. از مدل‌های دما عمق می‌توان نتیجه گرفت که خواص سیلیکات‌های موجود در این نواحی منجر به رابطه تقریبی $\sigma = 1.42 \times 10^3 e^{-1.86 \times 10^{-4} T}$ می‌شوند که T دما در مقیاس کلون است.

واژه‌های کلیدی: رسانش الکتریکی، پاسخ الکترومغناطیسی، عمق پوستی، میدان Sq، رسانای هم‌ارز

Determination of the electrical conductivity and temperature of the upper mantle using Sq field

Joata Bayrami, A.¹, Hosseinzadeh Guya, N.² and Mirzaei, M.³

¹Ph. D. Student of Electromagnetism, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³Assistant Professor, Physics Department, Arak University, Iran

(Received: 14 July 2008, Accepted: 13 Oct 2009)

Abstract

A fluctuating electric current flowing in the Earth's atmosphere causes corresponding electric currents to flow in the conducting Earth below the source current. The depth of penetration of the induced currents is determined by the characteristics of the source currents as well as the distribution of electrically conducting materials in the Earth. At the Earth's surface observatories measure the composite of external (source) and internal (induced) field components from the currents. The quiet daily field variations, called Sq for 'solar quiet-time', provide a natural signal source with frequencies appropriate to upper mantle conductivity studies. This paper is concerned with the quiet-day field variations, their separation into external and internal contributions, and the use of this separation to profile the electrical conductivity of the Earth's upper mantle.

For the situation in which field measurements are available about a spherical surface that separates the source from the induced currents (and a current doesn't flow across this surface), Gauss (1838) devised a special solution of the differential electromagnetic field equations that is separable in the spherical coordinates r, θ and ϕ . In Gauss's solution, the

field terms that represent radial dependence appear as two series-one with increasing powers of the sphere radius, r , and one with increasing powers of $1/r$. As the value of r increases (outward from the sphere) the first series produces increased field strength, as if approaching external current sources. As the value of r decreases (toward the sphere center) the second series of $1/r$ terms indicate increased field strength, as if approaching internal current sources. Gauss had devised the way to separately represent the currents that were external and internal to his analysis sphere. For these external and internal series, there are individual spherical harmonic analysis (SHA) polynomial (Legendre) terms, each having two indices, degree m and order n . The full field is then represented as paired (external and internal Legendre terms) elemental parts, each satisfying the physical laws.

Gauss applied the SHA method to the global field observations and verified that most of the Earth's main field originated from internal sources. By the turn of the century, the method was also used to show that the daily, quiet-time geomagnetic field variations came mostly from sources of current external to the Earth (Schuster, 1889 and 1908); this finding led to the discovery of the ionosphere. We will analyze the quiet fields with this SHA to separate the Sq ionospheric source currents from the induced currents within the Earth.

On days undisturbed by solar-terrestrial field and particle activity the geomagnetic records from a surface observatory display a smooth variation of field during the daylight hours. These variations are dominated by 24-, 12-, 8-, and 6-hr spectral components that change slowly from day to day through the seasons. Some authors prefer to select quiet days by a limiting value of the day's A_p (e.g., $A_p = 10$). Others take a fixed number (e.g., five) of the quietest days for a given month, whatever the values may be. We have preferred to select those days for which no K_p index exceeded a limiting level (e.g., 2+) because active records can cause unrealistic conductivity computations.

The 19 North American observatories are selected in this study. There are 60 days in 1997 in which the global geomagnetic disturbance index, K_p , have all 8 daily values less than 2+. These days are taken as preliminary "quiet day" recordings. All observatories have 60-min sample records. The original recordings of field are in Universal Time (UT) as orthogonal north, east, and into-the-earth components of field as X, Y, and Z. The data for each component are Fourier analyzed for each quiet day.

In the method outlined by Schmucker (1970) for profiling the Earth's substructure, formulas are developed that provide the depth (d) and conductivity (σ) of apparent layers (substitute conductors) that would produce surface-field relationships similar to the observed components. These profile values,

$$d_{n,m} = z^* - \frac{P^*}{2} \text{ (km)} \quad (1)$$

and

$$\sigma_{n,m} = \frac{5.4 \times 10^4}{m \left(\pi \frac{P^*}{2} \right)^2} \text{ (S / m)} \quad (2)$$

need to be determined for each n, m set of SHA coefficients using the real z^* and imaginary $\frac{P^*}{2}$ parts of a complex induction transfer function, C_n^m , given as:

$$C_n^m = z^* - i \frac{P_n^*}{2} \quad (3)$$

Schmucker (1970) showed that the transfer function is obtained from the ratio of the field components, for a given n, m, as:

$$\left(\frac{Z}{X} \right)_{n,m} = \left[\frac{n(n+1)P_n^m(\theta)}{R \left(\frac{dP_n^m}{d\theta} \right)} \right] C_n^m \quad (4)$$

$$\left(\frac{Z}{Y} \right)_{n,m} = i \left[\frac{n(n+1)\sin\theta}{mR} \right] C_n^m \quad (5)$$

where X, Y and Z are the northward, eastward, and into the Earth field components in gammas, R is the Earth's radius in kilometers, θ is the colatitude at the field measurement location, and $P_n^m(\cos\theta)$ is the Schmidt normalized associated Legendre polynomial. To use the above conductivity-depth formulation, it is now necessary to find the individual n, m SHA terms of the three field components at the field-measurement location. With the fitted potential function (V) given as:

$$V(\theta, \phi) = \sum_{m=1}^4 \sum_{n=m}^{12} R [A_n^m \cos(m\phi) + B_n^m \sin(m\phi)] P_n^m(\cos\theta) \quad (6)$$

in which the cosine (A) and sine (B) coefficients of the expansion for the external (ex) and internal (in) parts are taken to be:

$$A_n^m = [a(ex)_n^m + a(in)_n^m] \quad (7)$$

$$B_n^m = [b(ex)_n^m + b(in)_n^m]$$

Campbell and Anderssen (1983) showed that Equations (1) and (2) may be determined directly from the SHA coefficients with the expressions

$$z^* = \frac{R}{n(n+1)} \left\{ \frac{A_n^m [na(ex)_n^m - (n+1)a(in)_n^m] + B_n^m [nb(ex)_n^m - (n+1)b(in)_n^m]}{(A_n^m)^2 + (B_n^m)^2} \right\} \quad (8)$$

$$\frac{p^*}{2} = \frac{R}{n(n+1)} \left\{ \frac{A_n^m [nb(ex)_n^m - (n+1)b(in)_n^m] - B_n^m [na(ex)_n^m - (n+1)a(in)_n^m]}{(A_n^m)^2 + (B_n^m)^2} \right\} \quad (9)$$

Electrical conductivity properties of the upper mantle for a North American sector of the Earth have been determined using the 24-, 12-, 8-, and 6-hr spectral components of the quiet-day geomagnetic variations. Spherical harmonic coefficients obtained from an analysis of the three components of the quiet daily variation (Sq) field for the solar-quiet year of 1997 were applied to a modeling procedure that was modified from Schmucker's (1970) publication. From a depth of about 100 to 650 km, the conductivity, σ (S/m), may be represented by $\sigma = 0.0038e^{0.0074d}$ with d is the depth in kilometers. Small perturbations of conductivity indicating some layering at 100 to 400 and 400 to 650 km correspond to the similar behavior of the Earth's density in these regions. From temperature-depth models we infer that the multiphase bulk properties of the expected silicates in these regions behave approximately as $\sigma = 1.42 \times 10^3 e^{-1.86 \times 10^4/T}$ with T as the temperature in Kelvin.

Keywords: Electrical conductivity, Electromagnetic response, Skin depth, Sq field, Substitute conductor

۱ مقدمه

معمولاً به صورت نسبت بخش داخلی به خارجی تعریف می شود و به منبع خارجی میدان مغناطیسی و توزیع رسانش الکتریکی در زمین وابسته است (اشموکر، ۱۹۷۰). چون توزیع رسانش الکتریکی گوشته به میزان قابل توجهی در کنترل دما است، بنابراین با بررسی رسانش الکتریکی، می توان تغییرات رسانش الکتریکی با عمق در گوشته را براساس اثرات دما تفسیر کرد (جاکوبس، ۱۹۹۱). ثبت های روزانه تغییرات ژئومغناطیسی در هر نقطه ای از دنیا، مجموعه ای از تغییرات نامنظم از میدان را نشان می دهند که در حقیقت جمع مؤلفه های طیفی متنوعی هستند که معمولاً دامنه آنها با افزایش تناوب، افزایش می یابد. منابع جریان در جو بالایی و مغناطیس سپهر منشأ بسیاری از این تغییرات طیفی میدان شناخته شده اند. روزهایی وجود دارد که در آنها ثبت های مغناطیسی، تغییرات همواری از مؤلفه های طیفی با دوره های ۲۴، ۱۲، ۸ و ۶ ساعته توأم با نامنظمی های کوچکی را نشان می دهند. در این روزها، نوسان های سه مؤلفه متعامد میدان،

رسانش الکتریکی یکی از پارامترهای اساسی زمین است که می توان آن را در مقیاس جهانی مورد بررسی قرار داد. تحقیقات رسانش الکتریکی براساس بررسی تغییرات میدان مغناطیسی صورت می گیرد. جریان های الکتریکی جو که به صورت روزانه، فصلی و نیز با عرض تغییر می کنند در حکم منبع، جریان هایی را القا می کنند که درون لایه های رسانای زمین جاری می شوند، عمق این جریان های القا شده نه تنها به ویژگی های طیفی و مکانی میدان منبع بلکه به تغییرات رسانش الکتریکی درون زمین نیز بستگی دارد. این جریان های القایی به نوبه خود سبب ایجاد مؤلفه ای از تغییرات مغناطیسی می شوند که در سطح زمین قابل مشاهده و اندازه گیری است. در روی سطح زمین ترکیب مشاهده ای میدان های حاصل از منبع و جریان های القا شده را می توان با تحلیل هماهنگ گروی (Spherical Harmonic Analysis, SHA) تفکیک کرد. با تفکیک میدان های با منشأ داخلی و خارجی، می توان پاسخ الکترومغناطیسی زمین را برآورد کرد. این پاسخ

فوقانی و رابطه آن با درجه حرارت با استفاده از تغییرات روزهای آرام منطقه امریکای شمالی مربوط به سال آرام ۱۹۹۷ (جدیدترین سال آرام مغناطیسی در هنگام این تحقیق) و کاربرد روش هماهنگ‌های کروی تا درجه ۱۲ و مرتبه ۴ است. این داده‌ها ابزار مناسبی برای بررسی جریان‌های یون‌سپهری روزهای آرام مغناطیسی و بررسی رسانش الکتریکی در اختیار ما قرار می‌دهد.

۲ روش تعیین رسانش الکتریکی با استفاده از SHA رسانش الکتریکی گوشته فوقانی را می‌توان با استفاده از مؤلفه‌های طیفی ۲۴، ۱۲، ۸ و ۶ ساعته تغییرات Sq و با استفاده از روش کلاسیک هماهنگ‌های کروی به دست آورد. روش پردازش داده‌ها برای ضرایب SHA سال ۱۹۹۷ کاربرد این ضرایب برای تعیین رسانش الکتریکی را افزایش داده‌اند. با محدود کردن داده‌ها به نیمکره شمالی قاره امریکا و ایجاد کره‌ای که فقط این ناحیه را مدل‌سازی کند، پراکندگی داده‌ها که با تفاوت‌های ناحیه‌ای ایجاد می‌شود، محدود می‌شود. فن‌های هموارسازی عرضی به کار رفته در ضرایب فوریه تغییرات میدان Sq رصدخانه‌ها، اثرات بی‌هنجاری‌های پوسته محلی به منزله نوفه موجود در تحلیل هماهنگ را کاهش می‌دهد. ضرایب هماهنگ کروی حاصل از تحلیل سه مؤلفه تغییرات Sq برای سال آرام خورشیدی ۱۹۹۷ در یک روش مدل‌سازی که اصلاح شده روش اشموکر (۱۹۷۰) است، به دست آمده‌اند.

پتانسیل مغناطیسی نرده‌ای، V ، در متمم عرض θ و طول ϕ مربوط به تغییرات Sq در سطح زمین را می‌توان به صورت زیر نشان داد (کمپل و آندرسن، ۱۹۸۳):

$$V(\theta, \phi) = \sum_{m=1}^4 \sum_{n=m}^{12} R [A_n^m \cos(m\phi) + B_n^m \sin(m\phi)] P_n^m(\cos\theta) \quad (1)$$

که در آن R شعاع زمین و $P_n^m(\cos\theta)$

ثبت‌هایی را ایجاد می‌کنند که مشابه ثبت‌های بسیاری از روزهای پیشین است. چنین ثبت‌هایی را تغییرات آرام روزانه میدان ژئومغناطیسی (Quiet Daily Geomagnetic Field Variations) و هنگامی که اثرات نیروهای کشندی ماه حذف شود، تغییرات آرام روزانه خورشیدی (Solar Quiet Daily Variations (Sq)) می‌نامند. در حقیقت نمایش Sq در یک رصدخانه، مقادیر میانگین میدان در روزهای آرام است. برخی از محققان پنج روز آرام از یک ماه را انتخاب می‌کنند. برخی نیز از روزهایی استفاده می‌کنند که هشت شاخص Kp آن کوچک‌تر از یک مقدار مشخص باشد.

کمپل و آندرسن (۱۹۸۳) با استفاده از داده‌های روزهای آرام در ۱۹۶۵ رسانش الکتریکی گوشته فوقانی در امریکای شمالی را با استفاده از روش تحلیل هماهنگ‌های کروی و کاربرد تابع انتقال C به دست آورد. در این تحقیق مرتبه و درجه هماهنگ‌های کروی به ترتیب ۴ و ۱۲ در نظر گرفته شده بود.

کنتستابل (۱۹۹۳) با استفاده از میانگین توابع پاسخ به دست آمده روبرتز (۱۹۸۴) و شولتز و لارسن (۱۹۸۷) برای بسامدهای در گستره 10^{-3} تا 10^{-1} 8.54×10^{-3} تا 8.64×10^{-1} سیکل بر روز، ساختار رسانش الکتریکی گوشته را به دست آورد.

کمپل و همکاران (۱۹۹۸) با استفاده از داده‌های روزهای آرام سال ۱۹۹۰ مربوط به هشت رصدخانه مغناطیسی موقت در استرالیا هدایت الکتریکی گوشته فوقانی را تعیین کردند.

چاندراسخار و همکاران (۲۰۰۳) نیز با استفاده از داده‌های روزهای آرام ۱۹۹۶ در طول ۲۱۰ درجه هدایت الکتریکی را تعیین کردند. در این تحقیق مرتبه و درجه هماهنگ‌های کروی به ترتیب ۴ و ۵ در نظر گرفته شده بود.

هدف این تحقیق تعیین رسانش الکتریکی گوشته

که در آن

$$Z^* = \frac{R}{n(n+1)} \left\{ \frac{A_n^m [na(ex)_n^m - (n+1)a(in)_n^m] + B_n^m [nb(ex)_n^m - (n+1)b(in)_n^m]}{(A_n^m)^2 + (B_n^m)^2} \right\} \quad (4b)$$

و

$$\frac{p^*}{2} = \frac{R}{n(n+1)} \left\{ \frac{A_n^m [nb(ex)_n^m - (n+1)b(in)_n^m] - B_n^m [na(ex)_n^m - (n+1)a(in)_n^m]}{(A_n^m)^2 + (B_n^m)^2} \right\} \quad (4c)$$

که R شعاع زمین برحسب کیلومتر است. نسبت مؤلفه Z (درون سو) به X (شمال سو) میدان خواهد شد:

$$\left(\frac{Z}{X}\right)_{n,m} = \left[\frac{n(n+1)P_n^m(\theta)}{R \left(\frac{dP_n^m}{d\theta} \right)} \right] C_n^m \quad (5a)$$

و نسبت Z به Y (شرق سو) در یک متمم عرض معین θ خواهد شد:

$$\left(\frac{Z}{Y}\right)_{n,m} = i \left[\frac{n(n+1)\sin\theta}{mR} \right] C_n^m \quad (5b)$$

عمق یک لایه رسانای هم‌ارز با مرتبه m و درجه n عبارت است از:

$$d_{n,m} = z^* - \frac{p^*}{\gamma} \quad (6)$$

و رسانش یک لایه یکنواخت جایگزین در این عمق خواهد شد:

چند جمله‌ای‌های لژاندر وابسته به هنجار شده به روش اشمیت هستند؛ A_n^m و B_n^m ضرایب کسینوسی و سینوسی SHA متشکل از بخش‌های خارجی (ex) و داخلی (in) هستند و عبارت‌اند از:

$$\begin{aligned} A_n^m &= [a(ex)_n^m + a(in)_n^m] \\ B_n^m &= [b(ex)_n^m + b(in)_n^m] \end{aligned} \quad (2)$$

میدان‌های داخلی و خارجی با این ضرایب a و b بازسازی می‌شوند (چپمن و بارتلز، ۱۹۴۰؛ ماتسوشیتا، ۱۹۶۷). معادلات القا برای تحلیل‌ها برحسب ضرایب SHA (a,b) نوشته می‌شود. با کاربرد نمادگذاری متداول اعداد مختلط برای تحلیل القا، نسبت مؤلفه داخلی به خارجی S_n^m با مرتبه m و درجه n از میدان ژئومغناطیسی سطحی تعریف می‌شود. S_n^m به صورت زیر تعریف می‌شود (کمپل و آندرسن، ۱۹۸۳):

$$\begin{aligned} S_n^m &= \frac{R/(n+1) - C_n^m}{R/n + C_n^m} \\ S_n^m &= u + iv \end{aligned} \quad (3a)$$

که در آن

$$u = \frac{a(ex)_n^m a(in)_n^m + b(ex)_n^m b(in)_n^m}{[a(ex)_n^m]^2 + [b(ex)_n^m]^2} \quad (3b)$$

و

$$v = \frac{b(ex)_n^m a(in)_n^m - a(ex)_n^m b(in)_n^m}{[a(ex)_n^m]^2 + [b(ex)_n^m]^2} \quad (3c)$$

پس تابع انتقال مختلط القا C_n^m (برحسب کیلومتر) به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$C_n^m = z^* - i \frac{p^*}{\gamma} \quad (4a)$$

ضرایب، افزایش می‌یابد. مقادیر متنوعی از K_m در رابطه (۱۰) آزموده شدند. افزایش بیشتر در K_m باعث کاهش ناچیزی در پراکندگی مقادیر هدایت عمق می‌شود اما در عین حال حذف بیشتر مؤلفه‌های با مرتبه بالاتر m که دامنه کمتری دارند، را به دنبال دارد.

نسبت دامنه‌های چهار مؤلفه هماهنگ برای داده‌های ۱۹۹۷ امریکای شمالی برای مؤلفه‌های ۲۴، ۱۲، ۸ و ۶ ساعته عبارت‌اند از: ۱ : ۰٫۸۰۹ : ۰٫۴۲۱ : ۰٫۲۰۲. از این رو فرض شده است که چهار مقدار K_m نیز باید به همین نسبت باشند. این انتخاب بیان می‌دارد که خطاها برای مؤلفه‌های هماهنگ Sq مشابه هستند. سپس توزیع‌های متعددی از رسانش - عمق با افزایش تدریجی K_1 (K_2 ، K_3 و K_4 نیز با نسبت‌های فوق تعیین شدند) به دست آمد. در ابتدا فرض بر این بود که نیم‌رخ عمومی رسانش الکتريکی باید تغییرات منظمی با عمق مانند آنچه برای نیم‌رخ چگالی یا دما دیده می‌شود، داشته باشد. بنابراین بهترین K_1 براساس دامنه‌های سالانه چهار مؤلفه طیفی ۱۹۹۷ مقداری حدود ۱٫۴ به دست آمد.

شاخص‌های مغناطیسی K_p و A_p به منزله معیار انتخاب روز آرام در نظر گرفته شده‌اند. پنج روز از آرام‌ترین روزهای هر ماه که شاخص $K_p \leq 2$ و $A_p \leq 10$ باشد به منزله روزهای آرام هر ماه انتخاب شده‌اند. از میان رصدخانه‌های مغناطیسی موجود در امریکای شمالی، آنهایی که داده‌های سال ۱۹۹۷ را به صورت کامل داشته‌اند، انتخاب شده‌اند که اسامی، کد شناسایی، مختصات جغرافیایی و مختصات مغناطیسی آنها در جدول ۱ و موقعیت آنها روی زمین در شکل ۱ آمده است.

از بین همه داده‌های ساعتی در روزهای آرام مغناطیسی، پس از اعمال قیدهای پیش‌گفته، داده‌های موجود در جدول ۲ حاصل شده است.

$$\sigma_{n,m} = \frac{5/4 \times 10^{\epsilon}}{m \left(\pi \frac{p^*}{2} \right)^2} (S/m) \quad (7)$$

اعتبار معادلات (۶) و (۷) محدود به شرایط زیر است (اشموکر، ۱۹۷۰):

$$-45^\circ \leq \arg(C_n^m) \leq 0^\circ \quad (8)$$

که در آن \arg ، شناسه (Argument) تابع مختلط C_n^m است.

به منظور حذف داده‌های غیرمعمول محتمل در داده‌ها باید دو معیار قابل قبول دیگر نیز وارد شود. اولین آن مربوط به $\arg(S_n^m)$ است که در واقع اختلاف فاز بین ضرایب SHA داخلی و خارجی است. هنگامی که این اختلاف کوچک یا منفی باشد، مقادیر غیرواقعی از رسانش الکتريکی به دست خواهد آمد. از جمله این مقادیر می‌توان به اعداد منفی برای رسانش الکتريکی اشاره کرد که مقداری غیرقابل قبول است. از این رو به منظور حذف چنین داده‌هایی قید زیر آورده می‌شود:

$$\arg(S_n^m) \geq 9^\circ \quad (9)$$

دومین معیار حاکی از این حقیقت است که ضرایب SHA با دامنه‌های بسیار کم به طور کاملاً بارزی برآوردهای ضعیفی از هدایت را به دست می‌دهند. از این رو قید زیر آورده می‌شود.

$$\left[(A_n^m)^2 + (B_n^m)^2 \right]^{-1} \geq K_m \quad (10)$$

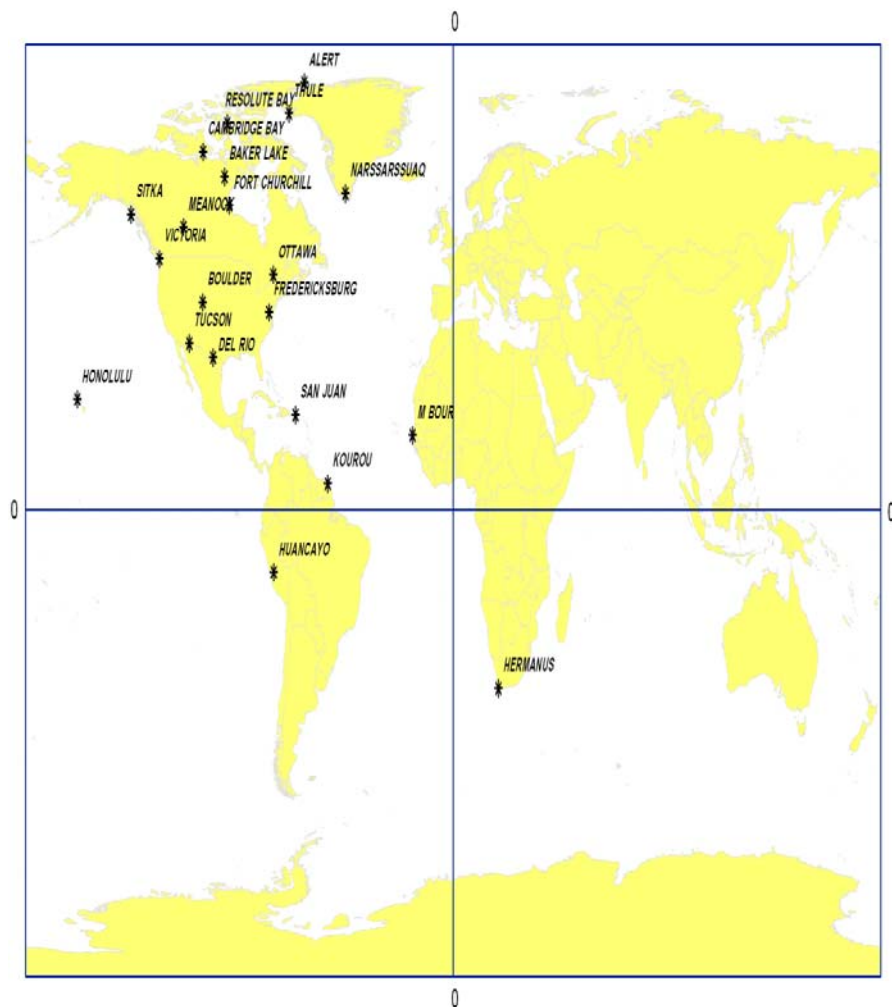
که در آن K_m یک ثابت متفاوت برای هر m و هر مجموعه‌ای از داده‌ها است.

۳ تحلیل داده‌ها

خطاهای نسبی موجود در ضرایب SHA با کاهش دامنه

جدول ۱. رصدخانه‌های مغناطیسی امریکای شمالی فعال در ۱۹۹۷ و مختصات جغرافیایی و مغناطیسی آنها.

کد	نام رصدخانه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عرض مغناطیسی	طول مغناطیسی
THL	THULE	76.53	-68.89	87.17	13.00
ALE	ALERT	82.5	-62.5	86.51	160.10
RES	RESOLUTE BAY	74.7	-94.9	83.11	299.60
CBB	CAMBRIDGE BAY	69.2	-105	76.81	301.1
BLC	BAKER LAKE	64.33	-96.03	73.51	320.90
NAQ	NARSSARSSUAQ	61.1	-45.2	70.15	39.3
FCC	FORT CHURCHILL	58.77	-94.1	68.3	327.6
MEA	MEANOOK	54.62	-113.33	61.81	305.4
SIT	SITKA	57.05	-135.33	60.38	279.40
OTT	OTTAWA	45.4	-75.55	56.06	355.1
VIC	VICTORIA	48.52	-123.42	54.31	296.9
FRD	FREDERICKSBURG	38.21	-77.37	48.84	353.1
BOU	BOULDER	40.14	-105.24	48.73	320.1
TUC	TUCSON	32.25	-110.83	40.24	315.6
DLR	DEL RIO	29.49	-100.92	38.65	327.00
SJG	SAN JUAN	18.38	-66.12	29.02	6
HON	HONOLULU	21.32	-158.06	21.59	269.40
MBO	M BOUR	14.39	-16.96	20.37	57.50
HUA	HUANCAYO	-12.05	-75.34	-1.55	355.80



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی رصدخانه‌های مغناطیسی فعال امریکای شمالی در ۱۹۹۷.

۴ نتایج

عمق است؛ رسانش الکتریکی صفحات قاره‌ای و اقیانوسی ممکن است از لایه مجاور آنها بیشتر باشد. بنابر چنین دلایلی، ناحیه قابل بررسی در این تحقیق بین اعماق حدود ۱۰۰ تا ۶۵۰ کیلومتر است. معادله برازش شده بر این داده‌ها براساس روش کمترین مربعات به صورت زیر به دست آمده است:

$$\sigma = 0.0038 e^{-0.0074 d} \quad (S/m) \quad (11)$$

σ رسانش الکتریکی برحسب زمینس بر متر (S/m) و d عمق برحسب کیلومتر (km) است. شکل ۲ رابطه رسانش الکتریکی - عمق با استفاده از داده‌های جدول ۲ را نشان می‌دهد. پارامترهای آماری این برازش نیز در شکل آمده است.

بسامدهای موجود در تغییرات روزانه میدان به اعماقی محدود می‌شوند که رسانش الکتریکی تا حدود ۶۵۰ کیلومتر را می‌توان تعیین کرد. ناهمگنی‌های جانبی سنگ‌سپهر در چند ۱۰ کیلومتر اولیه زمین تا ناپیوستگی قاره‌ای موهو استفاده از هماهنگی‌های کروی در این گستره کم عمق را محدود می‌کند. از عمق ۱۰۰ کیلومتری به بعد رسانش الکتریکی یک مقیاس ناحیه‌ای دارد و مقدار آن نسبت به آنچه در لایه‌های کم عمق دارد، بیشتر است (کمپل و آندرسن، ۱۹۸۳). جدول ۲ مجموعه داده‌های این تحلیل را نشان می‌دهد.

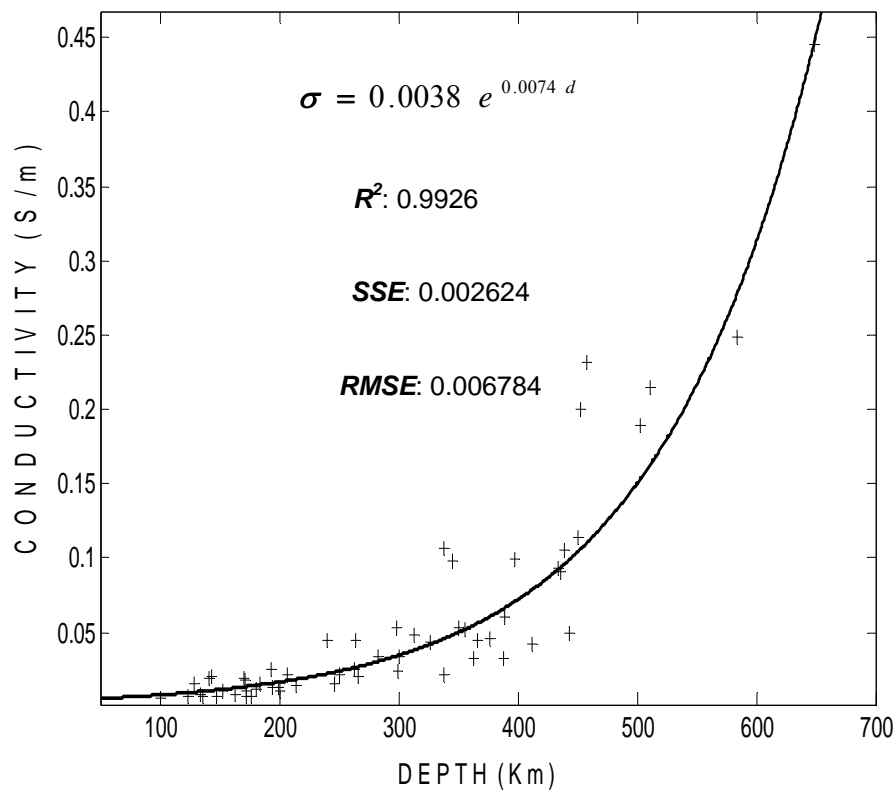
علاوه بر این، روش تحلیلی اشموکر (۱۹۷۰) که در اینجا به کار رفته است مستلزم افزایش رسانش الکتریکی با

جدول ۲. مقادیر محاسبه شده رسانش الکتریکی - عمق و ضرایب مربوط به میدان‌های داخلی و خارجی در ماه‌های ۱۹۹۷.

m	n	Km	Component(hr)	aex	bex	ain	bin	d	σ	month
3	4	0.60	8	3.33	-1.30	0.79	-1.12	184	0.016	Jan
4	4	0.30	6	-2.99	-0.39	-1.04	0.32	299	0.024	Jan
1	7	1.40	24	2.30	1.73	0.54	-0.40	298	0.053	Feb
1	6	1.40	24	-9.43	-6.90	-2.52	1.33	313	0.048	Feb
3	4	0.60	8	2.59	1.79	1.02	0.24	377	0.046	Feb
3	4	0.60	8	3.50	-0.97	0.41	-1.13	177	0.007	Feb
4	6	0.30	6	-0.43	-0.07	-0.15	0.08	143	0.020	Feb
2	6	1.00	12	-4.13	5.08	0.68	1.82	207	0.021	Mar
2	5	1.00	12	-4.18	5.16	0.71	1.78	246	0.015	Mar
2	3	1.00	12	-7.51	1.66	-2.49	1.39	389	0.060	Mar
2	3	1.00	12	-7.79	1.24	-2.70	1.07	439	0.105	Mar
2	2	1.00	12	-8.47	0.98	-3.04	1.07	443	0.049	Mar
3	3	0.60	8	5.11	-0.27	1.50	-1.31	123	0.007	Mar
3	4	0.60	8	2.35	1.14	0.95	0.03	300	0.034	Mar
3	4	0.60	8	1.43	1.61	0.63	0.43	397	0.099	Mar
4	6	0.30	6	-1.23	2.55	0.03	0.76	356	0.052	Mar
4	5	0.30	6	-1.29	-0.13	-0.36	0.07	436	0.091	Mar
4	6	0.30	6	-0.51	-0.30	-0.07	-0.02	648	0.445	Mar
1	2	1.40	24	7.98	0.60	3.16	-0.78	264	0.045	Apr
3	3	0.60	8	1.73	-3.02	-0.26	-1.32	101	0.006	Apr
1	6	1.40	24	-0.91	0.76	-0.07	0.23	458	0.232	May
4	4	0.30	6	-1.00	1.61	0.01	0.73	194	0.013	May
4	4	0.30	6	0.26	1.28	0.12	0.34	584	0.248	Jun
3	3	0.60	8	4.14	2.29	1.89	-0.01	181	0.012	Jul
3	8	0.60	8	7.28	-6.31	0.41	-1.94	345	0.098	Jul
4	5	0.30	6	-0.11	0.81	0.21	0.20	136	0.007	Jul
4	4	0.30	6	1.02	0.57	0.42	-0.09	163	0.008	Jul
4	4	0.30	6	-2.45	2.76	-0.41	1.36	250	0.022	Jul
2	3	1.00	12	-5.12	5.44	-1.63	2.68	338	0.106	Aug
3	3	0.60	8	5.50	-3.22	1.64	-2.33	129	0.015	Aug
3	4	0.60	8	1.14	-1.36	-0.04	-0.64	172	0.010	Aug
4	5	0.30	6	0.76	0.89	0.40	-0.03	147	0.007	Aug

ادامه جدول ۲.

m	n	Km	Component(hr)	aex	bex	ain	bin	d	σ	month
4	7	0.30	6	0.30	0.63	0.14	0.06	366	0.044	Aug
4	4	0.30	6	0.87	-1.24	-0.01	-0.60	153	0.010	Aug
2	2	1.00	12	-6.81	4.44	-2.30	2.53	283	0.034	Sep
2	5	1.00	12	-3.54	9.65	-0.09	2.44	511	0.214	Sep
3	6	0.60	8	1.33	-0.30	0.16	-0.34	266	0.020	Sep
3	6	0.60	8	1.48	-0.23	0.28	-0.28	327	0.043	Sep
3	7	0.60	8	2.28	1.12	0.43	-0.28	363	0.033	Sep
3	5	0.60	8	-0.32	-0.99	-0.17	-0.23	450	0.114	Sep
3	4	0.60	8	0.47	-3.48	-0.05	-1.20	453	0.200	Sep
4	7	0.30	6	6.56	-0.33	1.53	-1.73	141	0.019	Sep
4	6	0.30	6	11.68	-0.27	1.58	-3.11	201	0.010	Sep
1	2	1.40	24	7.64	3.25	3.10	0.55	434	0.093	Oct
1	2	1.40	24	7.59	3.96	3.07	1.02	503	0.189	Oct
2	2	1.00	12	-4.85	2.77	-1.48	1.51	388	0.032	Oct
4	6	0.30	6	-0.63	0.53	0.09	0.23	172	0.007	Oct
2	5	1.00	12	-2.53	-0.24	-0.29	0.78	134	0.008	Nov
2	2	1.00	12	9.07	-0.10	3.67	-1.34	170	0.019	Nov
2	4	1.00	12	-2.91	-0.62	-0.99	0.49	171	0.018	Nov
2	2	1.00	12	-6.56	1.34	-2.55	1.10	350	0.053	Nov
4	4	0.30	6	-1.97	0.93	-0.45	0.70	199	0.013	Nov
4	7	0.30	6	-1.19	0.46	-0.04	0.36	214	0.014	Nov
2	8	1.00	12	-2.34	-0.29	-0.36	0.48	240	0.044	Dec
2	7	1.00	12	-2.15	-0.32	-0.10	0.48	338	0.022	Dec
2	2	1.00	12	-4.98	-0.26	-1.88	0.35	412	0.042	Dec
4	4	0.30	6	-1.53	0.04	-0.61	0.27	193	0.025	Dec
4	4	0.30	6	-1.53	-0.85	-0.67	-0.07	263	0.025	Dec



شکل ۲. مقادیر رسانش الکتریکی حاصل از تحلیل داده‌های روزهای آرام ۱۹۹۷ در آمریکای شمالی. نمودار نمایی (معادله ۱۱) بهترین برازش برای این داده‌ها را نشان می‌دهد. پارامترهای آماری ضریب تبیین R^2 ، مجموع مربعات خطاها SSE، ریشه متوسط مربع خطاها RMSE در شکل مشخص شده‌اند.

۵ رابطه رسانش الکتریکی و دما در گوشته فوقانی

اندازه گیری‌های ژئومغناطیسی در اکتشاف و ارزیابی منابع زمین‌گرمایی و نیز تعیین دما زمین نقش مهمی را بازی می‌کنند. زیرا رسانش الکتریکی تا اندازه زیادی به دما (و نیز فشار) بستگی دارد. برای گستره عمقی مناسب با شرایط ترمودینامیکی، هدایت الکتریکی سیلیکات‌های چندفازی قابل انتظار در این اعماق را می‌توان به صورت تابعی از دما T به صورت زیر نشان داد (توزر، ۱۹۷۹):

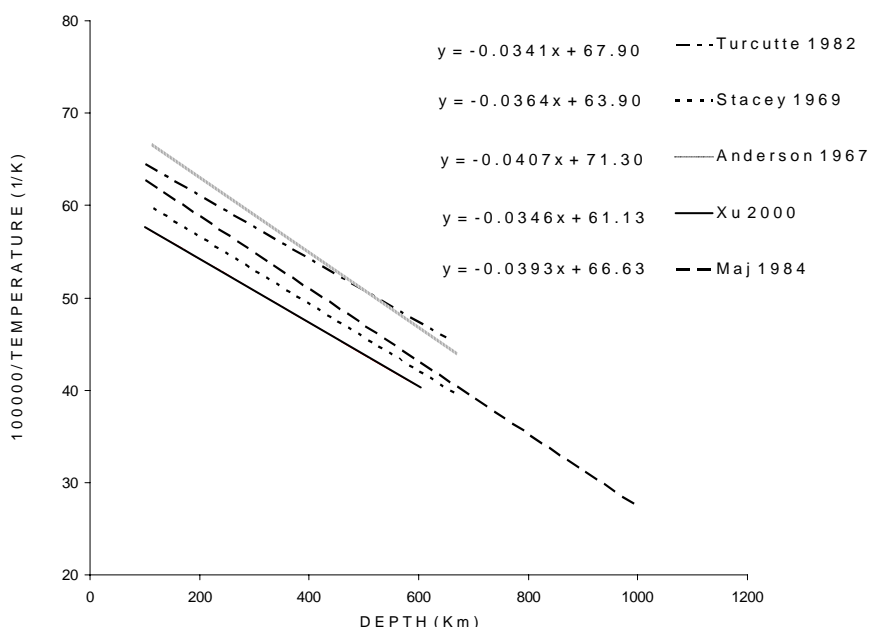
$$\sigma = \sum_j C_j e^{-D_j/T} = \bar{C} e^{-\bar{D}/T} \quad (12)$$

C_j و D_j مقادیر ثابتی هستند. \bar{C} معمولاً کمتر از ۳ و \bar{D} ثابت‌هایی برای خواص رسانش سیلیکات‌ها است (توزر، ۱۹۷۹). بنابراین، تغییرات رسانش الکتریکی با عمق (معادله‌ی ۱۱) نشان می‌دهد که با افزایش عمق از ۱۰۰ کیلومتر تا ۶۵۰ کیلومتر، دما به صورت خطی افزایش می‌یابد. با مساوی قرار دادن معادلات (۱۱) و (۱۲) برای دما برحسب کلونین

خواهیم داشت:

$$\frac{10^5}{T} = \frac{[-740d + 10^5 \text{Ln}(263\bar{C})]}{\bar{D}} \quad (13)$$

که \bar{C} و \bar{D} ثابت‌های معادله (۱۲) و d عمق برحسب کیلومتر است. \bar{C} و \bar{D} ، T و d در این معادله مجهول‌اند. اگر دو مجهول اول را بتوان با مدل‌سازی‌های مناسب آزمایشگاهی به دست آورد، نیم‌رخ دما عمق را می‌توان برای گوشته فوقانی حل کرد (شانکلند و واف، ۱۹۷۷). به‌طور مشابه، با داشتن رابطه $T-d$ ، \bar{C} و \bar{D} را می‌توان با تفریق شیمیایی قابل انتظار در اعماق زمین (به احتمال زیاد اولیون) به دست آورد. با استفاده از پنج برآورد مشخص دما با عمق (آندرسن، ۱۹۶۷؛ استیسی، ۱۹۶۹؛ تورکات و شوبرت، ۱۹۸۲؛ ماج، ۱۹۸۴؛ کسو و همکاران، ۲۰۰۰) می‌توان مقادیر \bar{C} و \bar{D} را به دست آورد (شکل ۳).



شکل ۳. نمودار تغییرات معکوس درجه حرارت با عمق در گوشته فوقانی حاصل از کارهای (آندرسون، ۱۹۶۷؛ استیسی، ۱۹۶۹؛ تورکات، ۱۹۸۲؛ ماج، ۱۹۸۴؛ کسو، ۲۰۰۰). با افزایش عمق درجه حرارت افزایش می‌یابد (معکوس آن کاهش یافته است). روابط مربوط این محققان در شکل آورده شده است.

شمالی، ماه به ماه و در روزهایی که شاخص مغناطیسی $n-2 \leq K_p$ بوده، تحلیل شده است؛ این تحلیل برای $n-4$ تا $n-1$ (های فرد صورت گرفته است و مقادیر K_1 تا K_4 به ترتیب ۱٫۲، ۰٫۶، ۰٫۴ و ۰٫۳ گاما انتخاب شده است. رابطه بین رسانش الکتریکی - عمق برای اعماق ۱۴۰ تا ۶۱۱ کیلومتری زمین به صورت $(\sigma = 0.0067 e^{0.0070d})$ به دست آمده است. این نیم‌رخ‌ها در شکل ۴ آمده است.

شکل ۵ نیز نیم‌رخ هدایت الکتریکی - عمق مربوط به گوشته فوقانی زمین با استفاده از تغییرات روزهای آرام مغناطیسی را نشان می‌دهد (کمپل و همکاران ۱۹۹۸).

در شکل ۴ مشاهده می‌شود که منحنی تیره‌تر $(\sigma = 0.0067 e^{0.0070d})$ کمپل و آندرسن (۱۹۸۳) را می‌توان به‌طور تقریبی میانگین سایر منحنی‌ها در نظر گرفت. به‌همین منظور منحنی حاصل از تحقیق حاضر $(\sigma = 0.0038 e^{0.0074d})$ با این منحنی مقایسه می‌شود. شکل ۶ این مقایسه را نشان می‌دهد.

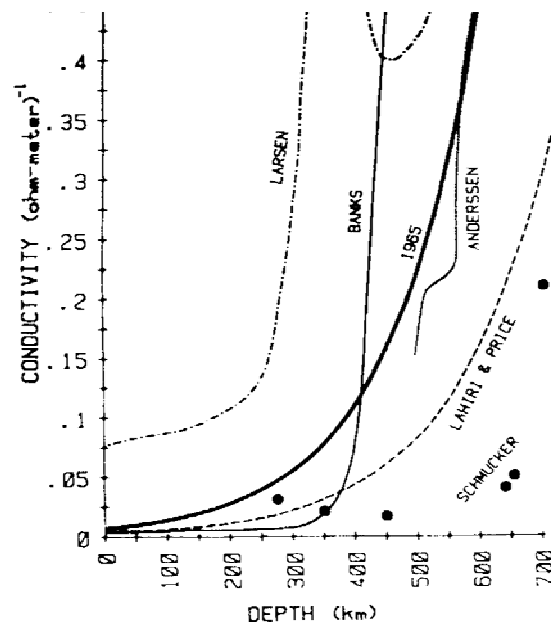
با میانگین‌گیری از این مقادیر، خواهیم داشت $\bar{D} = 1.86 \times 10^4$ و $\bar{C} = 1.42 \times 10^3$. رابطه رسانش الکتریکی سیلیکات‌های چندفازی در این گستره عمقی خواهد شد:

$$\sigma = 1.42 \times 10^3 e^{-1.86 \times 10^4 / T} \quad (14)$$

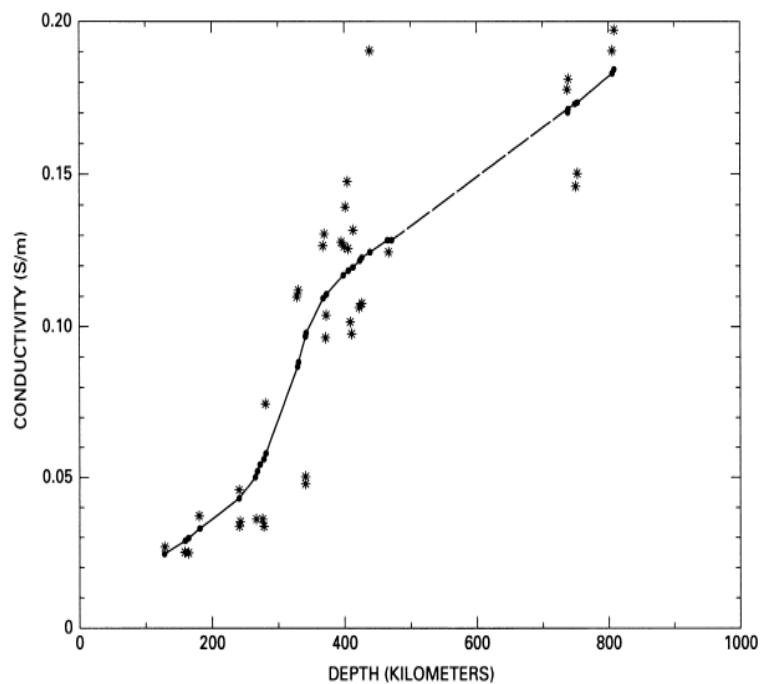
که T دما در مقیاس کلون است.

۶ مقایسه با کارهای پیشین

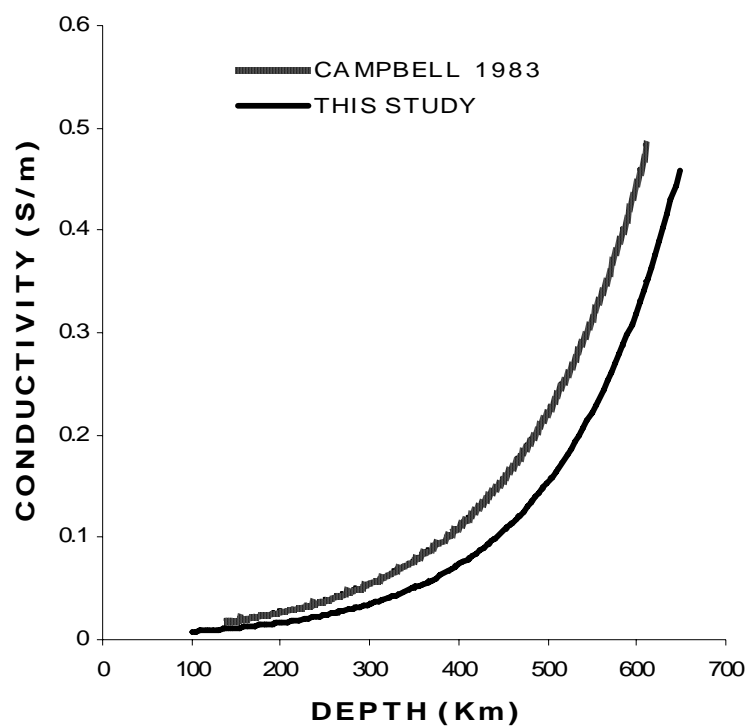
برآوردهای دیگری از رسانش الکتریکی در این گستره عمقی نیز وجود دارد. پنج برآورد از این برآوردها عبارت‌اند از: لاهیری و پرایس، ۱۹۳۹؛ بانکز، ۱۹۶۹؛ لارسن، ۱۹۷۵؛ آندرسن و همکاران، ۱۹۷۹؛ اشموکر، ۱۹۷۹ و کمپل، ۱۹۸۳. کمپل و آندرسن (۱۹۸۳) با بررسی داده‌های میدان Sq سال آرام ۱۹۶۵ در منطقه امریکای شمالی، رسانش الکتریکی گوشته فوقانی را به دست آورده‌اند. داده‌های ۱۳ رصدخانه در ناحیه امریکای



شکل ۴. مقادیر رسانش الکتریکی مربوط به لاهیری و پرایس (۱۹۳۹)، بانکز (۱۹۶۹)، لارسن (۱۹۷۵)، آندرسن (۱۹۷۹)، اشموکر (۱۹۷۹) و کمپل (۱۹۸۳). منحنی تیره‌تر مربوط به کار کمپل (۱۹۸۳) با استفاده از داده‌های سال ۱۹۶۵ است (کمپل و آندرسن، ۱۹۸۳).



شکل ۵. نیم‌رخ رسانش الکتریکی - عمق مربوط به گوشته فوقانی زمین که با استفاده از تغییرات روزهای آرام مغناطیسی به دست آمده است (کمپل و همکاران، ۱۹۹۸).



شکل ۶. مقایسه رسانش الکتریکی - عمق مربوط به گوشته فوقانی زمین با استفاده از تحلیل میدان SHA در روزهای آرام سال ۱۹۶۵ (کمپل و آندرسن، ۱۹۸۳) و سال آرام ۱۹۹۷ (تحقیق حاضر). هر دو منحنی نمایی و حاکی از افزایش هدایت الکتریکی با عمق هستند و تطابق خوبی را نیز نشان می‌دهند.

۷ نتیجه گیری

عمیق تر گوشته فوقانی نسبت به قسمت های بالایی است. و دیگر اینکه نیم رخ رسانش الکتریکی - عمق حاصل، تقریباً میانگین نیم رخ های پیشین است. از طرف دیگر تطابق خوبی بین مقادیر هدایت الکتریکی تحقیق حاضر و کارهای پیشین دیده می شود. رابطه رسانش الکتریکی - دما نیز برای گوشته فوقانی در این ناحیه از نیم کره شمالی به دست آمده است که حاکی از رابطه مستقیم این دو مشخصه فیزیکی زمین است.

منابع

- Anderson, D. L., 1967, Phase changes in the upper mantle: Science, **157**, 1165-1173.
- Anderssen, R. S., Devane, J. F., Gustafson, S. A. and Winch, D. E., 1979, The qualitative character of the global electrical conductivity of the earth: Phys. Earth Planet. Inter., **20**, 15-21.
- Banks, R. J., 1969, Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle, Geophys. J. R. Astr. Soc., **17**, 457-487.
- Campbell, W. H. and Anderssen, R. S., 1983, Conductivity of the subcontinental upper mantle: an analysis using quiet-day 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 ionospheric currents and their application to upper mantle conductivity in Australia: Earth Planets Space, **50**, 347-360.
- Gauss, C. F., Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus, in Resultate aus den Beobachtungen des magnetischen Vereins im Jahr 1838, edited by C. F. Gauss and W. Weber, translated from the German by E. Sabine and R. Taylor, Sci. Mem. Select. Trans. Foreign Acad. Learned Soc. Foreign J., **2**, 184-251, 1841
- Chandrasekhar, E., Oshiman, N. and Yumoto, K., 2003, On the role of oceans in the geomagnetic induction by Sq along the 210° magnetic meridian region: Earth Planets Space, **55**, 315-326.
- Chapman, S., and Bartels, J., 1940, Geomagnetism, 1049 pp., Oxford University press.
- Constable, S., 1993, Constraints on mantle

سال ۱۹۹۷ یک سال آرام برای فعالیت های مغناطیسی بوده است. منابع یون سپهری به شکلی قابل پیش بینی در این سال عمل کرده اند؛ نفوذ جریان های آشفته به درون یون سپهر در سال ۱۹۹۷ نسبت به سال های فعال تر احتمالاً بسیار کمتر رخ داده است. از این رو در چنین شرایط آرامی، توصیف هماهنگ های کروی میدان سطحی به خوبی می تواند مبین شرایط فیزیکی باشد. در ضمن سال آرام ۱۹۹۷ نسبت به سال های فعال، نوفه کمتری دارد. به همین دلیل، مدل های رسانش الکتریکی حاصل از ضرایب هماهنگ های کروی در این سال بسیار منطقی و پذیرفتنی است.

روش پردازش داده ها برای ضرایب SHA سال ۱۹۹۷ استفاده از این ضرایب را برای تعیین رسانش الکتریکی افزایش داده است. با محدود کردن داده ها به نیم کره شمالی قاره امریکا و ایجاد کره ای که فقط این ناحیه را مدل سازی کند، پراکندگی داده ها که از تفاوت های ناحیه ای ایجاد می شود، محدود می شود. فنون هموارسازی عرضی به کار رفته در ضرایب فوریه تغییرات میدان Sq رصدخانه ها، اثرات بی هنجاری های پوسته محلی به منزله نوفه موجود در تحلیل هماهنگ را کاهش می دهد. یک مدل جدید از رسانش الکتریکی گوشته فوقانی با استفاده از داده های تغییرات روزهای آرام، Sq برای قطاع امریکای شمالی به دست آمده است. معیار تعیین روزهای آرام شاخص مغناطیسی Kp بوده است. آرام ترین پنج روز هر ماه به منزله روزهای آرام انتخاب شده است. سال ۱۹۹۷ (در هنگام این تحقیق) آخرین سال آرام از نظر مغناطیسی بوده است. بنابراین از داده های این سال استفاده شده است. در کل تعداد ۱۹ رصدخانه در ۱۹۹۷ از استوا تا قطب در این ناحیه داده های تمام سال را داشته اند. یکی از عارضه های اصلی این نیم رخ رسانش الکتریکی - عمق، شیب بیشتر رسانش الکتریکی در قسمت های

- Turcotte, D. L. and Schubert, G., 1982, *Geodynamics*, Cambridge University Press, New York.
- Xu, Y., Shankland, T. and Poe, B., 2000, Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle: *J. geophys. Res.*, **105**, (B12), 27865-27875.
- electrical conductivity from field and laboratory measurements: *J. Geomag. Geoelectr.*, **45**, 707- 728.
- Lahiri, B. N. and Price, A. T., 1939, Electromagnetic induction in non-uniform conductors and the determination of the conductivity of the Earth from terrestrial magnetic variations, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A237*, 509-540.
- Larsen, J. C., 1975, Low frequency (0.2-6.0 cpd) electromagnetic study of deep mantle electrical conductivity beneath the Hawaiian Islands', *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **43**, 17-46.
- Maj, S., 1984, Thermal energy and heat flow in the Earth's interior: Chapter 4 of *Physics and Evolution of the Earth's Interior*, **1**, 149-221, PWN- Polish Scientific Publisher.
- Matsushita, S., 1967, Solar quiet and lunar daily variation fields, In *physics of Geomagnetic Phenomena* (eds S. Matsushita and W. H. Campbell). Academic Press, New York, 302-424.
- Roberts, R. G., 1984, The long-period electromagnetic response of the Earth: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **78**, 547-572.
- 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.
- Schuster, A., 1889, The diurnal variation of terrestrial magnetism, *Phil Trans. Roy. Soc. London (A)* **180**, 467-518.
- Schuster, A., 1908, The diurnal variation of terrestrial magnetism, *Philos. Trans. Roy. Soc. Lon., Ser. A*, **208**, 163-204.
- Schultz, A. and Larsen, J. C., 1987, On the electrical conductivity of the Earth's interior I: mid-mantle response function computation: *Soc., Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **88**, 763-781.
- Shankland, T. J. and Waff, H. S., 1977, Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle: *J. Geophys. Res.*, **82**, 5409-5417.
- Stacey, F. D., 1969, *Physics of the Earth*, John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Tozer, D. C., 1979, The interpretation of upper mantle electrical conductivities: *Tectonophys.*, **56**, 147-163.