

استفاده از عدد موج چندمدلی به منظور برآورد عمق توده‌های دایک و پله‌ای شیب‌دار از

روی داده‌های مغناطیس‌سنجی

کمال علمدار^۱، ابوالقاسم کامکار روحانی^۱ و عبدالحمید انصاری^{۲*}

^۱دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

^۲دانشکده مهندسی معدن و متالورژی دانشگاه یزد، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۵/۱۲، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۹/۲۸)

چکیده

عدد موج محلی و عدد موج چندمدلی نشانگرهای مختلفی هستند که از سیگنال تحلیلی نتیجه می‌شوند. از این دو کمیت برای تفسیر داده‌های مغناطیسی دوبعدی حاصل از مدل تماسی، صفحه نازک و استوانه افقی استفاده می‌شود. در این مقاله عدد موج چندمدلی بهبودیافته‌ای معرفی شده است که از آن برای برآورد عمق مدل دایک شیب‌دار و همچنین عمق تا وسط مدل پله‌ای شیب‌دار استفاده می‌شود. این روش روی داده‌های مغناطیسی دوبعدی کاربرد دارد. بررسی رابطه عدد موج چندمدلی مدل‌های گوناگون منجر به توسعه تابع کلی می‌شود که فقط به عمق مدل وابسته است. در این مقاله با استفاده از روش برازش کمترین مربعات، عمق تا بالای توده‌ها برآورد می‌شود. این روش روی داده‌های مغناطیس دوبعدی مدل‌های دایک و پله‌ای شیب‌دار به کار برده شده است. همچنین این روش روی داده‌های نیم‌رخ مغناطیس‌سنجی به طول ۱۵۰ کیلومتر در گوشه شمال شرقی چهارگوش انارک به‌نحو موفقیت‌آمیز به کار برده شده است. در این بررسی دو توده دایکی‌شکل در عمق‌های ۲۸۰۰ و ۳۰۰۰ متری تشخیص داده شده است. این عمق‌ها درحکم نقطه شروع مدل‌سازی پیشرو تکراری مورد استفاده قرار گرفتند که در نتیجه، داده‌های نیم‌رخ صحرائی با مدل زمین‌شناسی مناسبی برازش شد. همچنین به‌منظور مقایسه نتایج از روش تحلیل طیف انرژی استفاده شد. این روش نیز وجود دو توده در عمق را نشان می‌دهد که در عمق‌های ۳۵۰۰ و ۲۴۸۰ متری از سطح زمین واقع شده است.

واژه‌های کلیدی: عدد موج محلی، عدد موج چندمدلی، دایک شیب‌دار، پله‌ای شیب‌دار، انارک

Depth estimation of the 2-D magnetic subsurface bodies using multimodel wavenumbers

Kamal Alamdar¹, Abolghasem Kamkar-Rouhani¹ and Abdul-hamid Ansari^{2*}

¹Shahrood University of Technology, Iran

²Department of Mining and Metallurgical Engineering, Yazd University, Iran

(Received: 12 August 2011, accepted: 18 December 2012)

Summary

An important problem in the interpretation of the magnetic data is the ability to understand the characteristics of the anomalous bodies that are the sources of the measured anomalies. A great deal can be interpreted by looking at the images of the magnetic data and its spatial derivatives. A quantitative interpretation of the magnetic data usually includes estimating dip, susceptibility, and most importantly, the depth to top

*Corresponding author:

h.ansari@yazduni.ac.ir

*نگارنده رابط:

of the sources of an anomalous magnetic response. Methods that exist for estimating depth work either on data recorded along a profile or data interpolated onto a regular grid. The advantage of the latter approach is that the resulting images are relatively simple and quick to produce, show regional structural patterns at the area under study, and are easily overlain on other geophysical and geological maps. However, many geophysical practitioners prefer to interpret individual profiles because finer sampling intervals generally lead to more accurate results. While this approach is considerably more laborious than using gridded data as its input, a richer understanding of the geology is resulted in this case. A variety of semiautomatic methods, based on using the derivatives of the magnetic anomalies, have been developed for the determination of causative source parameters such as boundary locations and depths. One of these techniques is the analytic signal method for magnetic anomalies initially used in its complex function form. It makes use of the Hilbert transform properties. Other methods for an automatic estimation of the source depth using profile data include the Naudy method, Werner deconvolution, Euler deconvolution, and the Phillips method. For these methods, the depth estimation procedure is applied to each point along the line. At those points where a source is detected, multiple solutions are returned, each based on a different assumed model. The interpreter must choose one of these solutions based on its understanding of geology or other complementary information from other geosciences data.

In recent years, we have shown the invention of some depth-estimation methods using the local wavenumber quantity. This quantity is one of the three attributes derived from the complex analytic signal. The local wavenumber is a spatial quantity (not to be confused with the Fourier wavenumber) and is analogous to the instantaneous frequency used in the analysis of temporal series. Thurston and Smith (1997) have employed the local wavenumber to estimate the depth of 2-D thin sheets and contacts, using a priori information (typically the judgment of the interpreter) to determine which model is more appropriate. This method was subsequently generalized by introducing the concept of a multimodel wavenumber (The term multimodel applies because this quantity gives the same result disregard of the source being a horizontal cylinder, a thin sheet, or a contact). However, in the case of dipping dyke model or slipping step model, the conventional multimodel wavenumber is a combination of a bell-shaped function and terms dependent on the dimensions of the source which complicate a quantitative analysis particularly the depth estimation. To extend the applicability of this method, we must define a quantity that has a bell-shaped functional form, but independent of the source dimensions, when the source of the magnetic response is either a dipping thick dyke or a sloping finite step.

In this paper, we document a further broadening of the applicability scope to include the dipping thick dykes and finite sloping steps by introducing an additional multimodel wavenumber called improved multimodel wavenumber. As in Thurston and Smith (1997) and Smith et al. (1998), we assume that the sources are two dimensional. We also present a new method to estimate the source depth using profile data as input. This method is based on the least-squares fitting of both the conventional and improved multimodel wavenumber from different geometry sources.

We illustrate this technique using synthetic 2-D magnetic data from a dipping dyke model and a slipping step model on a 150-km-long line of aeromagnetic data from the Northwestern part of Anarak quadrangle yielding two thick dykes between the depths of 2800 and 3000m. Using this solution as a starting point in the iterative forward modeling exercise, the measured data were in reasonable agreement with the model.

Key words: Local wavenumber, multimodel wavenumber, dipping Dyke, slipping step, Anarak

۱ مقدمه

معمولاً تفسیر کمی داده های مغناطیسی شامل برآورد شیب، ضریب خودپذیری مغناطیسی و از همه مهم تر برآورد عمق منابع مولد بی هنجاری مغناطیسی است. روش های برآورد عمق موجود، قابلیت کاربرد روی داده های مغناطیسی دو بُعدی در امتداد نیم رخ و همچنین داده های سه بُعدی درون یابی شده روی یک شبکه منظم را دارند. مزیت روش های برآورد عمق سه بُعدی این است که تصاویر مربوط به خروجی آنها به نسبت ساده هستند و به سرعت تولید می شوند؛ به اضافه اینکه الگوی ساختار ناحیه ای منطقه را به نمایش می گذارند و به منظور مقایسه، به سادگی روی نقشه های زمین شناسی و نقشه های حاصل از دیگر روش های ژئوفیزیکی قرار می گیرند. با این حال بسیاری از متخصصان ترجیح می دهند تا روش های دو بُعدی را برای تفسیر داده ها به کار گیرند. دلیل این امر آن است که با انتخاب یک فاصله نمونه برداری مناسب که فاصله رقمی سازی (Digitizing interval) نیز نامیده می شود و استفاده از روش های تفسیر دو بُعدی روی سری عددهای حاصل از رقمی سازی نیم رخ مورد نظر نتایج دقیق تری حاصل می شود. هر چند روش های دو بُعدی از لحاظ داده های ورودی نسبت به روش های سه بُعدی پُر زحمت هستند اما خروجی آنها (نتایج) در شناخت و انطباق با زمین شناسی منطقه توأمندتر از روش های سه بُعدی است. روش های خود کار برآورد عمق دو بُعدی شامل روش نودی (نودی، 1971)، روش ورنر و اهمامیخت (جیان، ۱۹۷۶؛ هارتمن و همکاران، ۱۹۷۱)، اوپلر و اهمامیخت (تامسون، ۱۹۸۲) و روش فیلیپس (فیلیپس، ۱۹۷۹) هستند. روش های برآورد عمق سه بُعدی شامل اوپلر و اهمامیخت سه بُعدی (رئید و همکاران، ۱۹۹۰؛ نیقیان و هانسن، ۲۰۰۱؛ ماشایاندبو و همکاران، ۲۰۰۱)، تصویر سازی پارامتری توده (تورستون و اسمیت، ۱۹۹۷)، مشتق زاویه تیلت (سالم و همکاران، ۲۰۰۸) هستند.

در همه روش های دو بُعدی، برآورد عمق در راستای نیم رخ و اکثراً در نقاط بیشینه صورت می گیرد. در این نقاط که ابتدا وجود توده اثبات می شود (با استفاده از روش های موجود در برآورد لبه) بسته به مدل های زمین شناسی متفاوت در حل معادله، راه حل های چند گانه نیز تولید می شود. در مرحله بعد مفسر باید یکی از این جواب ها را انتخاب کند. در سال های اخیر استفاده از عدد موج در برآورد عمق توده های مغناطیسی رواج یافته است. عدد موج یکی از سه کمیتی است که از سیگنال تحلیلی مختلط نتیجه می شود (تورستون و اسمیت، ۱۹۹۷؛ نیقیان، ۱۹۷۲). عدد موج محلی کمیت مکانی است (با عدد موج فوریه اشتباه نشود) و برای تحلیل سری های مکانی به کار برده می شود. در سری های زمانی به جای عدد موج محلی از بسامد لحظه ای (تانر و همکاران، ۱۹۷۹) استفاده می شود. تورستون و اسمیت (۱۹۹۷) از عدد موج محلی برای برآورد عمق مدل های صفحه نازک دو بُعدی و تماسی استفاده کردند. در این روش اطلاعات عمقی مربوط به هر دو مدل تولید می شود سپس مفسر با توجه به داوری و رأی خود، عمق برآوردی مناسب مربوط به مدل تماسی یا صفحه نازک را انتخاب می کند. این روش به تدریج با ظهور اصطلاح عدد موج چندمدلی بهبود یافت (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۸). اصطلاح چندمدلی از این حیث به کار برده می شود که استفاده از آن منجر به تولید نتایج یکسان صرف نظر از مدل هندسی مورد استفاده، اعم از مدل استوانه افقی، صفحه نازک یا مدل تماسی می شود.

در این مقاله استفاده از عدد موج چندمدلی برای مدل های دایک ضخیم شیب دار و مدل پله ای شیب دار بسط داده می شود. همانند روش اسمیت و تورستون (۱۹۹۷) و اسمیت و همکاران (۱۹۹۸) در این مقاله نیز فرض می شود که مدل ها دو بُعدی هستند. همچنین در این مقاله روش جدیدی برای برآورد عمق از روی داده های

مغناطیسی $M(x, y)$ برای دایک شیب‌دار دو بُعدی از رابطه زیر نتیجه می‌شود (گی، ۱۹۶۳):

$$M(x, z) = 2KT \sin \delta (1 - \cos^2 i \cos^2 \alpha) \times [(A) \cos \theta + B \sin \theta].$$

$$A = \tan^{-1} \frac{(x - x_0) + b}{h} - \tan^{-1} \frac{x - b}{h} \quad (1)$$

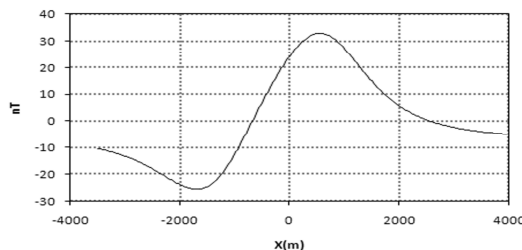
$$B = \frac{1}{2} \ln \frac{((x - x_0) - b)^2 + h^2}{(x + b)^2 + h^2}$$

که x و z مختصات دکارتی در امتداد قائم و افقی، x_0 نقطه مرکزی دایک (مبدأ)، h عمق تا بالای توده، K اختلاف خودپذیری مغناطیسی، T شدت میدان مغناطیسی اطراف، δ شیب توده، i زاویه میل بردار مغناطیسی، b نصف عرض دایک، $\theta = 2I - \delta - 90$ و $I = \arctan(\tan i / \sin \alpha)$ با استفاده از روابط عدد موج محلی مرتبه اول و دوم (جدول ۱) و جای‌گذاری رابطه (۱) در آنها بعد از ساده‌سازی رابطه عدد موج محلی مرتبه اول و دوم مربوط به دایک شیب‌دار

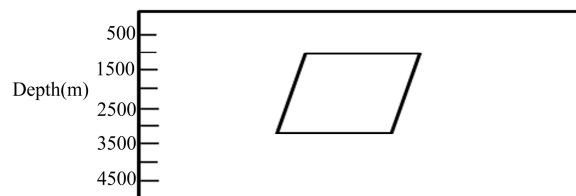
مغناطیسی دو بُعدی در راستای نیم‌رخ عرضه شده است. این روش براساس برازش کمترین مربعات تابع زنگوله‌ای شکل بر عدد موج چندمدلی است. این روش روی داده‌های مغناطیسی مصنوعی و همچنین داده‌های مغناطیسی واقعی نیم‌رخ مغناطیس‌سنجی به طول ۱۵۰ کیلومتر در گوشه شمال غربی چهارگوش انارک به کار رفته است.

۲ عدد موج چندمدلی

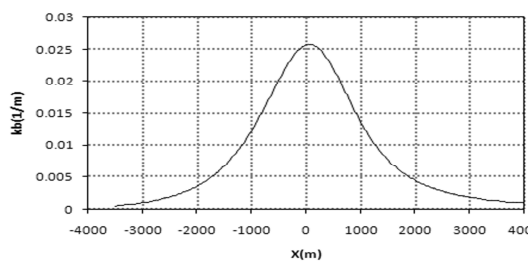
تورستون و اسمیت (۱۹۹۷) و اسمیت و همکاران (۱۹۹۸) عدد موج محلی مرتبه اول و دوم و چندمدلی را معرفی کردند که در اینجا به ترتیب با k_1 ، k_2 ، k_a نشان داده می‌شود. همچنین با در نظر گرفتن مدل‌های هندسی استوانه افقی، صفحه نازک و تماسی روابط ریاضی را برای این سه کمیت به دست دادند که نتایج آن در جدول ۱ آمده است. متأسفانه معیار موجود در جدول ۱ مربوط به k_a برای دیگر مدل‌های هندسی صادق نیست. برای مثال پاسخ



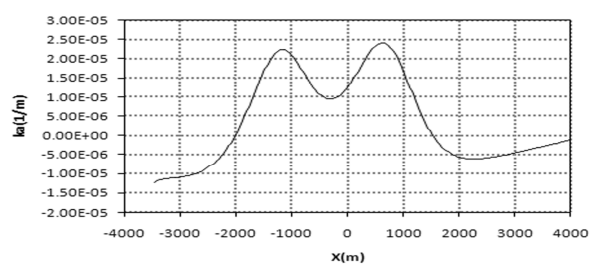
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۱. کاربرد روش روی داده‌های مغناطیسی مصنوعی مدل دایک شیب‌دار. (الف) مقطع دو بُعدی مدل دایک شیب‌دار در عمق ۱۰۰۰ متری از سطح زمین و با شیب ۴۵ درجه. (ب) پاسخ مغناطیسی مدل به ازای زاویه میل و انحراف به ترتیب برابر با ۵۰ و ۵ درجه و شدت میدان مغناطیس ۶۰۰۰۰ نانوتسلا. (ج) منحنی k_a داده‌های مغناطیسی قسمت ب. (د) منحنی k_b داده‌های مغناطیسی قسمت ب.

جدول ۱. عدد موج محلی و چندمدلی مربوط به مدل های هندسی متفاوت.

مرجع	استوانه افقی	صفحه نازک	مدل تماسی	تعریف	نوع	عدد موج
تورستون و اسمیت (۱۹۹۷)	$\frac{3h}{h^2 + (x - x_0)^2}$	$\frac{2h}{h^2 + (x - x_0)^2}$	$\frac{h}{h^2 + (x - x_0)^2}$	$\frac{\partial}{\partial x} \tan^{-1} \left[\frac{\frac{\partial M}{\partial x}}{\frac{\partial M}{\partial z}} \right]$	مرتبه اول	k_1
اسمیت و همکاران (۱۹۹۸)	$\frac{4h}{h^2 + (x - x_0)^2}$	$\frac{3h}{h^2 + (x - x_0)^2}$	$\frac{2h}{h^2 + (x - x_0)^2}$	$\frac{\partial}{\partial x} \tan^{-1} \left[\frac{\frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z}}{\frac{\partial^2 M}{\partial z^2}} \right]$	مرتبه دوم	k_2
اسمیت و همکاران (۱۹۹۸)	$\frac{h}{h^2 + (x - x_0)^2}$	$\frac{h}{h^2 + (x - x_0)^2}$	$\frac{h}{h^2 + (x - x_0)^2}$	$k_2 - k_1$	چندمدلی	k_a

همانند
(۲)
آن روی توده قرار می گیرد و در طرفین آن دو قله دیگر قرار دارد. از آنجا که رابطه (۴) به عمق و عرض توده وابسته است در نتیجه برای برآورد عمق مناسب نیست. به طور مشابه در مورد توده مدل پله ای شیب دار دو بُعدی رابطه پاسخ مغناطیسی آن $M(x, y)$ ، از رابطه زیر نتیجه می شود (گرنیت و وست، ۱۹۶۵):

$$M(x, z) = 2KT \sin \delta (1 - \cos^2 i \cos^2 \alpha) \times \left[\frac{1}{2} \cos \varphi \ln(A) + \sin \varphi (B) - \tan^{-1} \left(\frac{x - x_0}{h} \right) \right], \quad (5)$$

$$A = \frac{[(x - x_0) - t \cot \delta]^2 + (h + t)^2}{x^2 + h^2}$$

$$B = \tan^{-1} \frac{(x - x_0) - t \cot \delta}{h + t}$$

که x_0 مختصات لبه بالایی مدل پله ای، t ضخامت مدل و $\varphi = \delta - 2I$ است. با جایگذاری رابطه (۵) در روابط عدد موج محلی مرتبه اول و دوم جدول ۱ و بعد از ساده سازی، روابط زیر نتیجه می شود:
(۶)

$$k_1 = \frac{h}{h^2 + (x - x_0)^2} + \frac{(h + t)}{\left[(h + t)^2 + (x - x_0)^2 - t \cot \alpha [t \cot \alpha + 2(x - x_0)] \right]}$$

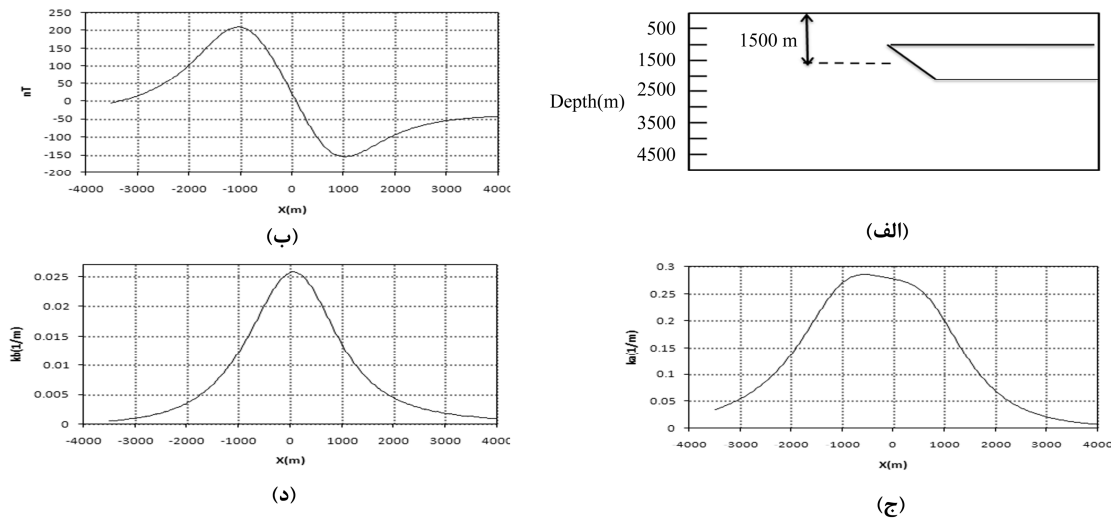
$$k_1 = \frac{h}{\left[[(x - x_0) + b]^2 + h^2 \right]} + \frac{h}{\left[[(x - x_0) - b]^2 + h^2 \right]}$$

$$k_2 = \frac{-h}{h^2 + (x - x_0)^2} + \frac{2h}{\left[(x - x_0)^2 - b^2 \right]^2 + h^2} + \frac{2h}{\left[(x - x_0)^2 + b^2 \right]^2 + h^2}, \quad (3)$$

در نتیجه عدد موج چندمدلی که به شکل تفاضل عدد موج مرتبه اول و دوم تعریف می شود به صورت رابطه زیر نوشته می شود:

$$k_a = k_2 - k_1 = \frac{-h}{h^2 + (x - x_0)^2} + \frac{h}{\left[(x - x_0) + b \right]^2 + h^2} + \frac{h}{\left[(x - x_0) - b \right]^2 + h^2}, \quad (4)$$

رابطه (۴) نشان می دهد که عدد موج چندمدلی از سه قسمت تشکیل شده که هر کدام نماینده یک تابع متقارن زنگوله شکل است. قسمت اول که منفی است مستقیماً بالای مرکز توده قرار می گیرد. جمله های دوم و سوم رابطه (۴) دارای دو دامنه مثبت و بیشینه هستند که با جابه جایی یکسان نسبت به وسط توده قرار گرفته اند. مجموع این سه جمله تابع متقارنی است که کمینه مقدار



شکل ۲. کاربرد روش روی داده‌های مغناطیسی مصنوعی مدل پله‌ای شیب‌دار. (الف) مقطع دو بُعدی مدل پله‌ای شیب‌دار در عمق ۱۰۰۰ متری از سطح زمین و با شیب ۱۳۵ درجه. (ب) پاسخ مغناطیسی مدل به ازای زاویه میل و انحراف به ترتیب برابر با ۵۰ و ۵ درجه و شدت میدان مغناطیس ۶۰۰۰۰ نانوتسلا. (ج) منحنی k_a داده‌های مغناطیسی قسمت ب. (د) منحنی k_b داده‌های مغناطیسی قسمت ب.

همین امر استفاده از آن را در تحلیل کمی توده دشوار می‌سازد.

برای توسعه کاربرد این کمیت (عدد موج چندمدلی) لازم است تا کمیت جدیدی تعریف شود که علاوه بر اینکه شکل آن به صورت یک تابع زنگوله‌ای است، مستقل از ابعاد (هندسه) مدل نیز باشد (یا به طور معادل فقط تابعی از عمق باشد) و در ضمن این استقلال در مورد هر دو مدل دایک نازک یا پله‌ای شیب‌دار وجود داشته باشد. این کمیت عدد موج چندمدلی بهبود یافته نام دارد و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$k_b = 2k_2 - k_1 \quad (9)$$

در مورد مدل دایک شیب‌دار با جایگزینی روابط (۲) و (۳) روابط عدد موج محلی مرتبه اول و دوم مربوط به آن در رابطه (۹) و بعد از ساده‌سازی رابطه زیر نتیجه می‌شود:

$$k_b = \frac{h}{h^2 + (x - x_0)^2} \quad (10)$$

(۷)

$$k_1 = \frac{h}{h^2 + (x - x_0)^2} + \frac{2(h+t)}{\left[(h+t)^2 + (x-x_0)^2 - t \cot \alpha [t \cot \alpha + 2(x-x_0)] \right]} - \frac{2(2h+t)}{\left[(2h+t)^2 + 4(x-x_0)^2 - t \cot \alpha [-t \cot \alpha + 4(x-x_0)] \right]}$$

با جایگذاری رابطه‌های (۶) و (۷) در رابطه مربوط به عدد موج محلی چندجمله‌ای k_a ، رابطه زیر به دست می‌آید:

(۸)

$$k_a = \frac{h}{h^2 + (x - x_0)^2} + \frac{(h+t)}{\left[(h+t)^2 + (x-x_0)^2 - t \cot \alpha [t \cot \alpha + 2(x-x_0)] \right]} - \frac{2(2h+t)}{\left[(2h+t)^2 + 4(x-x_0)^2 - t \cot \alpha [-t \cot \alpha + 4(x-x_0)] \right]}$$

همانند مدل دایک نازک، عدد موج چندمدلی مدل پله‌ای شیب‌دار نیز از سه قسمت تشکیل شده است که به صورت تابع متقارن زنگوله شکل هستند. همچنین این سه جمله تابعی از ابعاد مدل (نه فقط عمق آن) است و

می‌دهد. در شکل ۱-۵ نمودار عدد موج چندمدلی بهبودیافته (k_b) مرتبه دوم داده‌های قسمت الف آمده است.

شکل ۲ عدد موج محلی چندمدلی مربوط به مدل پلهای شیبدار را نشان می‌دهد (شکل ۲- الف). شکل ۲- ب پاسخ مغناطیسی مدل را به ازای شدت میدان مغناطیسی ۶۰۰۰۰ نانوتسلا و زاویه میل و انحراف به ترتیب برابر با ۵۵ و ۴ درجه نشان می‌دهد. عمق تا بالای مدل ۲/۵ کیلومتر و عرض آن ۴ کیلومتر فرض شده است. شیب مدل برابر با ۱۳۵ درجه فرض شده است. در شکل ۲- ج نمودار عدد موج محلی چندمدلی (k_a) داده‌های قسمت الف آمده است. در شکل ۲-۵ نمودار عدد موج چندمدلی بهبودیافته (k_b) داده‌های قسمت الف آمده است.

با توجه به رابطه (۱۰) در مورد مدل دایک شیبدار بیشینه مقدار تابع k_b در نقطه $x = x_0$ رخ می‌دهد و استفاده از این تابع در برآورد عمق مدل؛ عمق تا بالای مدل h را به دست می‌دهد. اما در مورد مدل پلهای شیبدار بیشینه مقدار آن در نقطه $x = x_0 + t \frac{\cot \delta}{2}$ (نسبت به موقعیت لبه آن $x = x_0$) اتفاق می‌افتد و استفاده از آن در برآورد عمق مدل برخلاف دایک شیبدار، عمق تا نقطه وسط مدل $h + \frac{t}{2}$ را می‌دهد. این ویژگی به طور طرحوار در شکل ۲ نشان داده شده است. برای مدل‌های تماسی صفحه نازک و استوانه افقی (که اسمیت و همکاران (۱۹۹۸) رابطه عدد موج آنها را به دست آورده‌اند) بعد از جایگذاری روابط عدد موج محلی مربوط به آنها و ساده سازی تابع k_b در مورد این سه مدل به ترتیب برابر است با:

$$k_b = 0 \quad (12)$$

$$k_b = \frac{h}{h^2 + (x - x_0)^2}, \quad (13)$$

$$k_b = \frac{2h}{h^2 + (x - x_0)^2}, \quad (14)$$

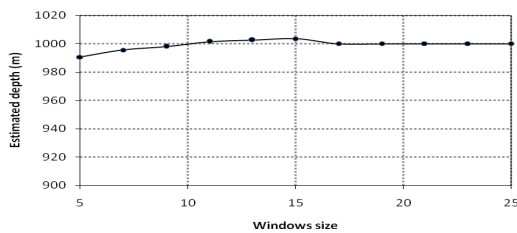
به طور مشابه در مورد مدل پلهای شیبدار با جایگذاری روابط (۶) و (۷) در رابطه (۹) و بعد از یک مرحله ساده‌سازی داریم:

$$k_b = \frac{h + \frac{t}{2}}{\left(h + \frac{t}{2}\right)^2 + \left(t \frac{\cot \delta}{2} - (x - x_0)\right)^2}. \quad (11)$$

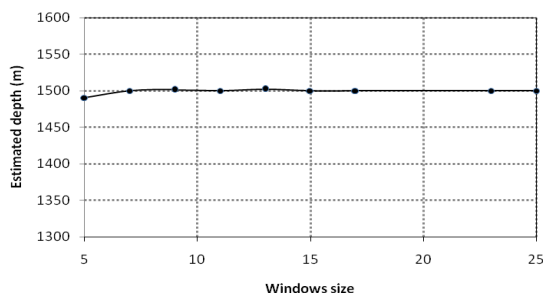
با تعریف کمیت k_b به صورت بالا و جایگذاری عدد موج محلی مرتبه اول و دوم مدل‌های دایک نازک شیبدار و پلهای شیبدار در آن تابعی زنگوله شکل به دست می‌آید که فقط به عمق توده وابسته است و مستقل از هندسه توده است. مزیت روش مطرح شده را از دو دیدگاه می‌توان مورد توجه قرار داد. دیدگاه اول کمیت پایه مورد استفاده یعنی عدد موج است. مزیت اصلی استفاده از کمیت عدد موج در برآورد عمق، وابسته نبودن تغییرات آن به امتداد مغناطیس‌شدگی و شیب قرارگیری توده مولد بی‌هنجاری است. این ویژگی این امکان را فراهم می‌کند تا پارامترهای موقعیتی (مکانی) توده مانند عمق (موقعیت قائم) و موقعیت افقی توده با دقت بیشتری تعیین شوند. دیدگاه دوم عدد موج چندمدلی بهبود یافته است که در این مقاله معرفی شده است. همان‌طور که بیان شد، این کمیت تابع زنگوله شکلی مستقل از هندسه مدل و فقط تابعی از عمق است. این ویژگی برخلاف عدد موج چندمدلی متداول (k_a) است که تابعی از هندسه و ابعاد توده است.

شکل ۱ عدد موج محلی مرتبه اول، مرتبه دوم و چندمدلی مربوط به دایک شیبدار با شیب ۴۵ درجه را نشان می‌دهد (شکل ۱- الف). شکل ۱- ب پاسخ مغناطیسی مدل را به ازای شدت میدان مغناطیسی ۶۰۰۰۰ نانوتسلا و زاویه میل و انحراف به ترتیب برابر با ۵۵ و ۴ درجه نشان می‌دهد. عمق تا بالای مدل ۱/۵ کیلومتر و عرض آن ۴ کیلومتر فرض شده است. شکل ۱- ج نمودار عدد موج چندمدلی (k_a) داده‌های قسمت الف را نشان

جلوگیری، و به این ترتیب جابه‌جایی بین منحنی عدد موج توده‌های مجاور هم لحاظ شود. این پارامتر با استفاده از روش‌های معکوس‌سازی قابل برآورد است. در مواردی که توده‌ها جدا از هم (منزوی) هستند مقدار این پارامتر صفر در نظر گرفته می‌شود. در این مقاله برای برآورد عمق از برازش هر دو تابع k_a و k_b به تابع (۱۵) به روش کمترین مربعات استفاده شده است.



شکل ۳. نتیجه برآورد عمق مدل دایک شیب‌دار شکل ۱ با استفاده از روش عدد موج چندمدلی. تغییرات عمق توده به صورت تابعی از اندازه پنجره مورد استفاده در محاسبات نشان داده شده است.



شکل ۴. نتیجه برآورد عمق مدل پله‌ای شیب‌دار شکل ۲ با استفاده از روش عدد موج چندمدلی. تغییرات عمق توده به صورت تابعی از اندازه پنجره مورد استفاده در محاسبات نشان داده شده است.

برای هر نقطه مربوط به بی‌هنجاری مغناطیسی مورد بررسی، تابع k_a از روابط جدول ۱ محاسبه می‌شود. در مرحله بعد پارامترهای H ، X و B (در صورتی که صفر نباشد) با استفاده از روش کمترین مربعات و به گونه‌ای که بیشترین انطباق با k_a داشته باشند، برآورد می‌شود. روش کمترین مربعات با استفاده از پنجره متحرکی که روی داده‌ها حرکت می‌کند و مرکز آن روی نقطه نظر قرار

۳ روش بررسی (برآورد عمق با استفاده از عدد موج چندمدلی)

در صورتی که فقط از تابع k_a برای برآورد استفاده شود می‌توان از نقطه بیشینه تابع برای این منظور استفاده کرد. این شیوه روش را فقط به مدل‌های تماسی، صفحه نازک و استوانه افقی محدود می‌سازد. اما در این مقاله با توسعه روش پیش‌گفته در مورد مدل‌های دایک شیب‌دار ضخیم و پله‌ای شیب‌دار، چون از هر دو تابع k_a و k_b برای برآورد استفاده می‌شود، مفسر باید تصمیم بگیرد که از تابع k_a (جدول ۱) و یا از تابع k_b (رابطه (۹)) استفاده کند. بدون شک برای بسیاری از داده‌های مغناطیسی برداشت‌شده تصمیم‌گیری در مورد نوع مدل و به دنبال آن انتخاب تابع k_a یا k_b برای برآورد عمق تا حدودی غیرممکن است. علاوه بر این مشکل، تشخیص نقاط بیشینه مربوط به تابع‌های k_a و k_b به دلیل وجود نوفه‌های متفاوت نیز مسئله‌ای جدی است. به این دو دلیل برآورد عمق در نقاط بیشینه و با استفاده از مقادیر بیشینه دو تابع k_a و k_b کار ساده‌ای نیست. در این مقاله روش بهبود یافته‌ای براساس انطباق منحنی (برازش منحنی) معرفی و از آن استفاده شده است. اساس این روش، روابط (۴)، (۸) و همچنین روابط (۱۰) تا (۱۴) است که نشان می‌دهد حداقل یکی از تابع‌های k_a و k_b زنگوله‌ای شکل هستند. در نتیجه شکل کلی زیر برای تابع هدف که فقط به عمق توده وابسته است پیشنهاد می‌شود:

$$f(x) = \frac{H}{H^2 + (x - X)^2} + B, \quad (15)$$

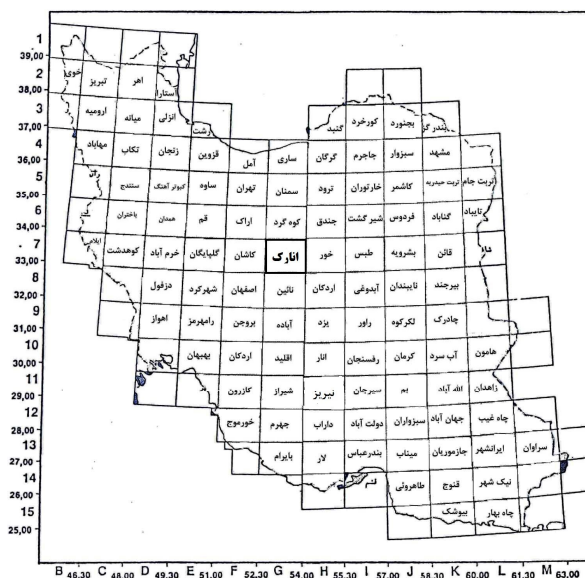
که $H = h$ و $X = x_0$ برای دایک شیب‌دار دو بُعدی، مدل تماسی، صفحه نازک و استوانه افقی و برای مدل پله‌ای شیب‌دار $H = h + t/2$ و $X = x_0 + t \cot \delta / 2$ است. پارامتر B برای این منظور در رابطه وارد شده تا از تداخل بین منحنی‌های عدد موج توده‌های مجاور هم

انارک در نقشه ایران در شکل ۵ نشان داده شده است. شکل ۶ نقشه زمین‌شناسی ساده شده چهارگوش زمین‌شناسی انارک را نشان می‌دهد. اکثر نقاط این منطقه از آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده است. همچنین در این منطقه می‌توان سنگ‌های رسوبی و آذرین اسیدی تا بازی را در کنار یکدیگر مشاهده کرد. نقشه هم‌مقدار مغناطیسی منطقه مورد بررسی در شکل ۷ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود در این نقشه از گوشه شمال‌شرقی تا اواسط نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی دیده می‌شود که دارای روند شمال‌شرقی - جنوب غربی و دارای سه مرکز مجزا به نام‌های A، B و C است. از روی شواهد نقشه زمین‌شناسی مرکز A را می‌توان ناشی از سنگ‌های آندزیت و گابرو تلقی کرد. اما در مراکز B و C بیشتر آبرفت مشاهده می‌شود و از این رو نمی‌توان منبعی را حداقل در سطح به آنها نسبت داد. به همین دلیل روی این مراکز و عمود بر امتداد آنها مقطعی تهیه شد تا از لحاظ عمقی بیشتر مورد بررسی قرار گیرند. موقعیت مقطع با خط چین سیاه‌رنگ در نقشه زمین‌شناسی ساده شده و همچنین نقشه مغناطیس‌سنجی نشان داده شده است. شکل

دارد، صورت می‌پذیرد. چون نصف عرض تابع‌های زنگوله‌ای (فاصله بین نقطه بیشینه تابع تا نقطه‌ای که بیشینه تابع به نصف کاهش می‌یابد) برابر با عمق توده است. بنابراین ابعاد پنجره موردنظر باید تقریباً به اندازه نصف میانگین عمق توده در نظر گرفته شود. با این کار نتایج برآورد عمق دقت بیشتری خواهد داشت. همین مراحل در مورد تابع k_b نیز تکرار و پارامترهای X، H و B برآورد می‌شود. شکل ۳ نتیجه برآورد عمق مدل دایک شیب‌دار را به ازای اندازه پنجره مورد استفاده نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود با افزایش پنجره مورد استفاده نتایج برآورد عمق به عمق واقعی مدل در تولید داده‌های مغناطیسی نزدیک‌تر می‌شود. شکل ۴ نتیجه برآورد عمق تا وسط مدل پله‌ای شیب‌دار را (H) به ازای اندازه پنجره مورد استفاده در محاسبات نشان می‌دهد.

۴ کاربرد روی داده‌های مغناطیس‌سنجی واقعی

در این قسمت روش عدد موج چندمدلی برای برآورد عمق داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی نیم‌رخ به طول ۱۵۰ کیلومتر که از شمال شرق چهارگوش زمین‌شناسی انارک تهیه شده است به کار برده می‌شود. موقعیت چهارگوش



شکل ۵. موقعیت چهارگوش زمین‌شناسی انارک در نقشه ایران.

توده‌های مغناطیسی متناسب است. شکل ۹-الف نمودار طیف انرژی داده‌های مغناطیسی مراکز B و C از نقشه مغناطیسی منطقه (مستطیل سیاه رنگ) را نشان می‌دهد. این شکل از دو قطعه خط تشکیل شده که بیانگر دو جامعه آماری یا دو توده مولد زیرسطحی است. شکل ۹-ب- نمودار عمق برآورد شده را نشان می‌دهد. این نمودار عمق دو توده عمقی را ۲۴۸۰ و ۳۵۰۰ متر برآورد می‌کند.

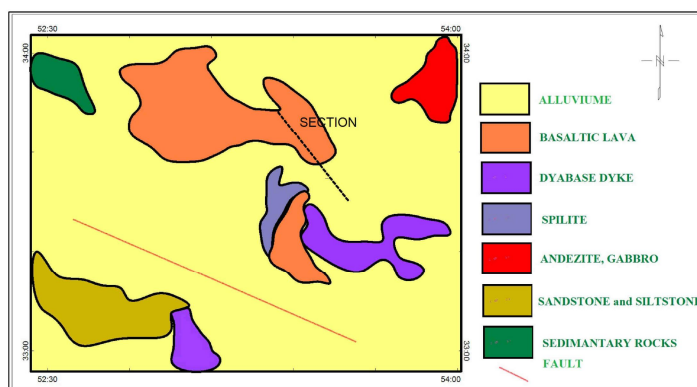
همچنین نتایج روش عرضه شده در این مقاله با روش عدد موج ارتقا یافته (Enhanced Local Wavenumber) عرضه شده سالم و همکاران (۲۰۰۵) مقایسه می‌شود. این روش با ترکیب معادله اوایلر و اهمامیخت و سیگنال تحلیلی از طریق مشتق مرتبه دوم معادله اوایلر، رابطه دوتعدی زیر را برای برآورد عمق توده‌های زیرسطحی به دست می‌دهد:

$$k_x x + k_z z = k_x x_0 + k_z z_0, \quad (16)$$

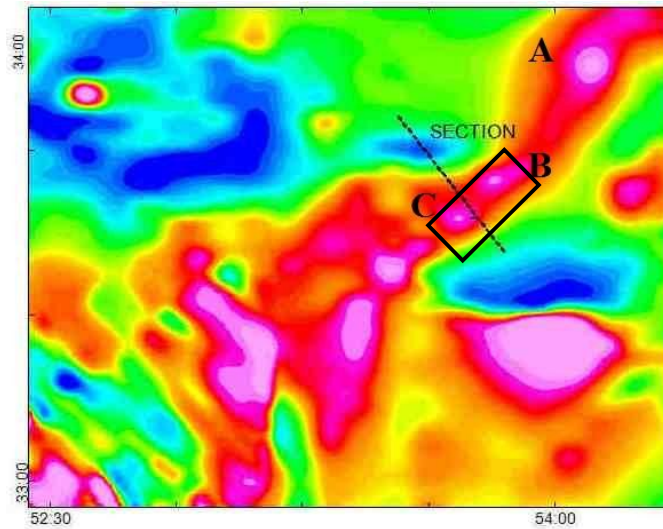
که (x, z) موقعیت نقطه برداشت، (x_0, z_0) مختصات چشمه زیرسطحی و k_x و k_z عدد موج محلی قائم و افقی است. مشکل این روش برجستگی نوفه‌ها هنگام محاسبه و کاربرد مشتق‌های مرتبه بالا است. نتیجه استفاده از این روش در مورد داده‌های نیم‌رخ تهیه شده از چهارگوش انارک در شکل ۱۰ نشان داده شده است. این روش عمق توده مولد را بین ۲۴۸۰ تا ۳۰۰۰ متر برآورد می‌کند.

۸-الف مقطع مغناطیسی تهیه شده را نشان می‌دهد. شکل ۸-ب مربوط به عدد موج چندمدلی متداول (k_a) است که در حوزه مکان و از مشتق‌گیری فاز محلی داده‌ها (جدول ۱) محاسبه شده است. در این شکل دو قله منفی وجود دارد که می‌توان آنها را به وجود دو توده نسبت داد. در شکل ۸-ج منحنی عدد موج چندمدلی بهبود یافته داده‌های قسمت الف را نشان می‌دهد که در آن دو قله مثبت ظاهر شده است. به منظور برآورد عمق توده از روش عدد موج چندمدلی بهبود یافته استفاده شده است. این روش وجود دو توده در عمق ۲۸۰۰ و ۳۰۰ متری را پیش‌بینی می‌کند. همین عمق‌ها- به منزله نقطه شروع مدل‌سازی پیش‌رو تکراری انتخاب شدند و بعد از ۲۵ تکرار مدل زمین‌شناسی معنی‌داری تولید کردند (شکل‌های ۸-د و ۸-ه). لازم به ذکر است که قبل از مدل‌سازی و به منظور کاهش نوفه‌های سطحی، داده‌های نیم‌رخ مغناطیس‌سنجی تا ارتفاع ۱۰ متری به سمت بالا گسترش یافته‌اند.

به منظور مقایسه نتایج این روش از روش برآورد عمق تحلیل طیف انرژی نیز استفاده شد. در این روش مقادیر طیف انرژی داده‌ها به ازای عدد موج های متفاوت محاسبه و نمودار آنها رسم می‌شود. این نمودار از قطعه خطوطی تشکیل می‌شود که هرکدام به نوعی مبین جامعه آماری داده‌ها است. شیب این قطعه خط‌ها با عمق تا بالای



شکل ۶. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده چهارگوش انارک. خط‌چین سیاه رنگ موقعیت مقطع تهیه شده را نشان می‌دهد.



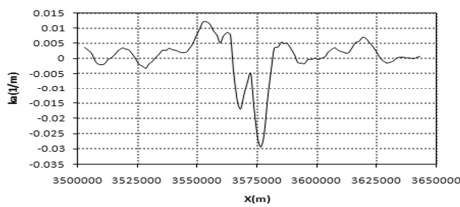
شکل ۷. نقشه هم مقدار مغناطیسی چهارگوش زمین شناسی انارک. خط چین سیاه رنگ موقعیت مقطع تهیه شده را نشان می دهد. مستطیل نشان داده شده مربوط به بخشی از داده های مغناطیسی است که در برآورد عمق به روش طیف انرژی از آن استفاده شده است

۵ بحث و نتیجه گیری

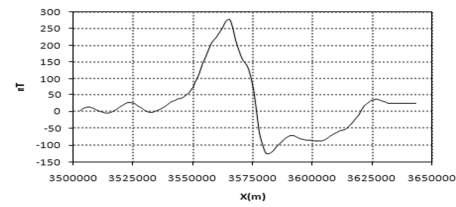
محاسبه می شود. در این مقاله تابع عدد موج چندمدلی مربوط به مدل های استوانه افقی، صفحه نازک، مدل پله ای شیب دار و مدل دایک شیب دار معرفی شده است. چون

عدد موج محلی تابع زنگوله شکلی است که صرف نظر از

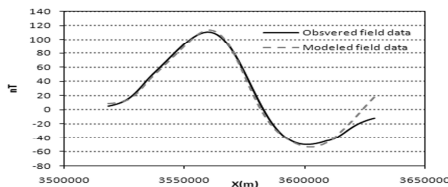
$$\text{هندسه مدل زیرسطحی از رابطه } \frac{H}{H^2 + (x - X)^2}$$



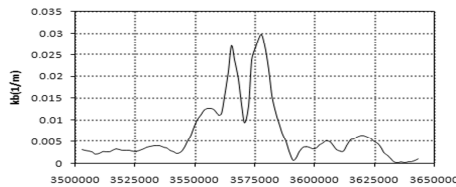
(ب)



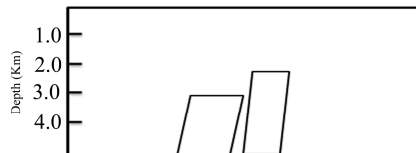
(الف)



(د)

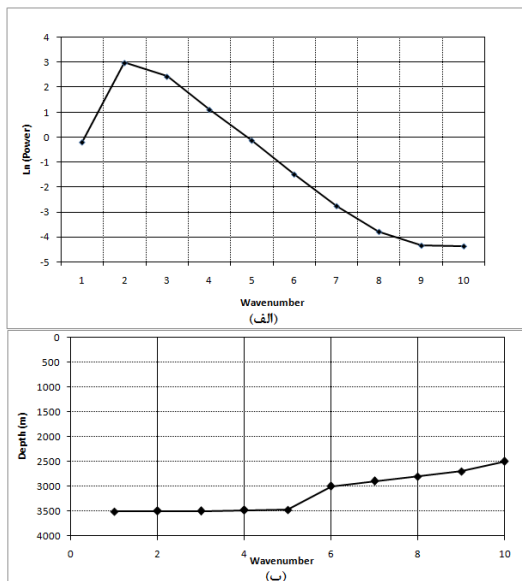


(ج)



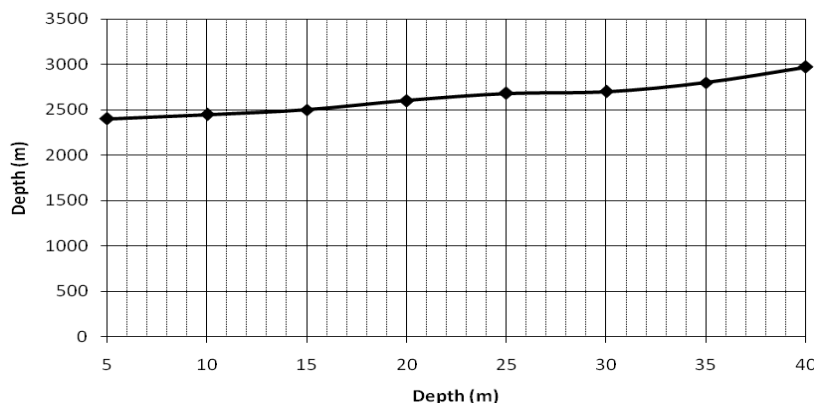
(ه)

شکل ۸ کاربرد روی داده های مغناطیس هوایی نیم رخ به طول ۱۵۰ کیلومتر در شمال غرب چهارگوش انارک. (الف) نیم رخ داده های مغناطیس هوایی. (ب) منحنی عدد موج متداول داده های قسمت الف. (ج) منحنی عدد موج بهبود یافته داده های قسمت الف. (د) نتیجه مدل سازی تکراری پیش رو با استفاده از عمق های به دست آمده از روش عدد موج چندمدلی. (ه) مقطع دو بُعدی توده های دایکی پیش بینی شده.



شکل ۹. مقایسه نتایج روش عرضه شده در این مقاله با روش برآورد عمق تحلیل طیف انرژی. (الف) نمودار طیف انرژی مربوط به مراکز B و C از نقشه مغناطیس چهارگوش انارک. این شکل از دو قطعه خط تشکیل شده که وجود دو توده مولد را نشان می‌دهد. (ب) نمودار برآورد عمق مربوط به قسمت الف. این شکل عمق دو توده را به ترتیب ۲۴۸۰ و ۳۵۰۰ متر برآورد می‌کند.

تابع عدد موج چندمدلی از مشتق مرتبه اول داده‌های مغناطیسی استفاده می‌کند نتایج آن کمتر به نوفه حساس است. عدد موج چندمدلی متداول مربوط به مدل‌های دایک و پله‌ای شیب‌دار علاوه بر عمق به عرض آنها هم وابسته است؛ لذا برای برآورد عمق مناسب نیست. در این مقاله عدد موج چندمدلی بهبودیافته معرفی شده که فقط به عمق مدل وابسته است. این کمیت تابعی از جابه‌جایی (X)، موقعیت توده زیرسطحی (X) و عمق توده (H) است و به پارامتر دیگری از مدل وابسته نیست، لذا برای برآورد عمق توده می‌توان از آن استفاده کرد. الگوریتم برآورد عمق با استفاده از عدد موج چندمدلی از برازش به روش کمترین مربعات استفاده می‌کند. برازش در مورد هر دو تابع عدد موج چندمدلی متداول و بهبودیافته اجرا می‌شود. در این مقاله این روش روی داده‌های مغناطیس‌سنجی مدل‌های مصنوعی و داده‌های مغناطیس‌سنجی واقعی نیم‌رخ مغناطیس هوایی به طول ۱۵۰ کیلومتر در شمال غرب انارک به کار برده شده است. این بررسی دو توده دایکی شکل را در عمق‌های ۲۸۰۰ و ۳۰۰۰ متری مشخص کرده است. استفاده از نتایج روش عدد موج چندمدلی بهبودیافته در مدل‌سازی پیش‌رو تکراری منجر به تولید مدل زمین‌شناسی معنی‌داری شده است.



شکل ۱۰. مقایسه نتایج روش با روش عدد موج عرضه شده سالم و همکاران (۲۰۰۵). این روش عمق توده‌ها را بین ۲۴۸۰ تا ۳۰۰۰ متر برآورد می‌کند.

- Nabighian, M. N., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated interpretation: *Geophysics*, **37**, 507–517
- Naudy, H., 1971, Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles: *Geophysics*, **36**, 717–722.
- Phillips, J. D., 1979, ADEPT: A program to estimate depth to magnetic basement from sampled magnetic profiles: U.S. Geol. Survey Open- File Report, 79-367.
- Smith, R. S., Thurston, J. B., Dai, T., and MacLeod, I. N., 1998, ISPITM—The improved source parameter imaging method: *Geophys. Prosp.*, **46**; 141–151.
- Taner, M. T., Koehler, F., and Sheriff, R. E., 1979, Complex seismic trace analysis: *Geophysics*, **44**, 1041–1063.
- Thompson, D. T., 1982, EULDPH—A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*, **47**, 31–37.
- Thurston, J. B., and Smith, R. S., 1997, Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI(TM) method: *Geophysics*, **62**, 807–813.

۶ تشکر و قدردانی

بدین وسیله از جفری تورستون و ریچارد اسمیت از دانشگاه لیدز انگلستان به خاطر راهنمایی و مشاوره لازم در این تحقیق، تشکر و قدردانی می شود.

۷ منابع

- Gay, S. P., 1963, Standard curves for the interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies: *Geophysics*, **28**, 161–200.
- Grant, F. S., and West, G. F., 1965, *Interpretation Theory in Applied Geophysics*: 2nd edition, McGraw-Hill Book Co, 458p.
- Hartman, R. R., Teskey, D. J., and Friedberg, J. L., 1971, A system for rapid digital aeromagnetic interpretation: *Geophysics*, **36**, 891–918.
- Jain, S., 1976, An automatic method of direct interpretation of magnetic profiles: *Geophysics*, **41**, 531–545.