تفسیر بی هنجاری های میدان پتانسیل با روش تصویر سازی پارامتر های توده (SPI)

كمال علمدار و عبدالحميد انصاري **

^ادانشآموخته کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، ایران آستادیار، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، ایران kamal.alamdar@gmail.com, h.ansari@yazduni.ac.ir

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱/۱۵، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۹/۲۲)

چکیدہ

یکی از روش های تفسیر بی هنجاری های میدان پتانسیل استفاده از تغییرات فازی داده ها است. از این ایده در بر آورد کردن مرز استفاده می شود و کمیت مورد استفاده زاویه تیلت یا زاویه فاز نام دارد. مزیت این کمیت وابسته نبودن آن به بردار مغناطیس شدگی توده سهولت در محاسبات مربوط به آن است. در این مقاله از تغییرات این کمیت که بسامد محلی نام دارد در بر آورد کردن پارامتر های توده مولد بی هنجاری مانند عمق توده و ضریب خود پذیری مغناطیسی آن استفاده شده است. این روش روی داده های مغناطیس مصنوعی مدل استوانه قائم در دو حالت بدون نوفه و با نوفه به کاررفته است. وجود نوفه در داده های مدل باعث انحراف مقادیر عمق بر آورد شده از عمق حقیقی توده شده است که در عمل برای حذف نوفه های موجود باید از فیلتر ادامه فراسو استفاده کرد. این روش همچنین روی داده های مغناطیسی بی هنجاری شماره ۲ معدن گل گهر سیرجان به کار رفته است. در این منطقه برای حذف نوفه های سطحی موجود بی هنجاری مغناطیسی کل گهر تا ارتفاع ۲۵/۱۵ متری به طرف بالا گسترش داده شده است. این روش تغییرات عمق توده مولد بی هنجاری گل گهر سیرجان را در نقاط گوناگون بین ۲۰ تا ۲۰ متری به طرف بالا گسترش داده شده است. این روش تغییرات عمق توده مولد بی هنجاری گل گهر سیرجان را در نقاط گوناگون بین ۲۰ تا ۲۰ متری به طرف بالا گسترش داده شده است. این روش تغییرات عمق توده مولد بی هنجاری گل گهر سیرجان را در نقاط گوناگون بین ۲۰ تا ۲۰ متر تعیین کرده است. نتایج حفاری های صورت گرفته در این منطقه، کارایی روش را تأیید می کند.

کارایی روش را تایید می کند. واژههای کلیدی: میدان پتانسیل، زاویه فاز، زاویه تیلت، بسامد محلی، خودپذیری مغناطیسی، گل گهر

Interpretation of potential field anomalies using source parameter imaging method (SPI)

Kamal Alamdar¹ and Abdolhamid Ansari^{1*}

¹Department of Mining and Metallurgy Engineering, Yazd University, Iran (Received: 04 April 2009, accepted: 13 December 2009)

Summary

One important goal in the interpretation of magnetic data is to determine the type and location of the magnetic source. This has recently become particularly important due to the acquisition of large volumes of magnetic data both in environmental and geological

*Corresponding author:

h.ansari@yazduni.ac.ir

*نگارنده رابط:

applications. Interpretation of the magnetic data involves determining the parameters that characterize the source of the observed anomaly. In this regard, depth to the top of the source is the most important parameter. To this end, there are generally two different approaches, namely the manual and automatic methods. Manual methods, as implied in the name need simple tools such as rulers, calculators and are commonly used in processing 2-D datasets or profiles. Additionally, these methods can be performed in the field, allowing the user to distinguish the noises from signals without recourse to the computer (due to their simplicity). However, because of the large amount of magnetic data that are being collected in the field of geology, using of more rapid and powerful methods are necessary. In contrast to manual methods, automatic methods have the ability to perform in both 2-D and 3-D datasets more rapidly and with at least as much precision.

A large number of automatic methods exist for interpreting magnetic data. These methods can be applied to profile data (Hartman, 1971; Naudy, 1971; Nabighian, 1972; Jian, 1976; Thompson, 1982; Atchuta Rao et al.). There are numerous methods that work on grided data, including 3-D Euler deconvolution (Reid et al., 1990), the 3-D analytic signal (Roest et al., 1992) and the enhanced analytic signal technique (Hsu et al., 1996). The results of these methods are usually displayed by plotting a symbol superimposed in the magnetic map in the source location. Consequently, the source boundary (horizontal location) must be evaluated by common edge detection methods, namely, zero crossing of the second-order vertical derivative or maximum value of the analytic signal prior to running a depth estimation method. In general, all automatic methods use derivatives of the magnetic data which is computed either in the space domain by the finite difference method or in the frequency domain by the Fast Fourier (FF) technique. Then, an appropriate equation is developed for depth estimation starting from a simple geometry model, such as sphere, dyke, or horizontal cylinder. The depth to top of the body measure is assessed by solving this equation either in the space or frequency domain. The proposed method extends the theory of the complex analytic signal by computing three complex attributes including instantaneous amplitude of the analytic signal, instantaneous phase and instantaneous frequency. It must be noted that the instantaneous concept is applied in the analysis of the temporal series (time dependent dataset) and because the magnetic data are spatial, analogous to temporal, we use the term local instead of instantaneous. These three quantities are obtained as shown below:

$$|A| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2},\tag{1}$$

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\partial M}{\partial z} / \frac{\partial M}{\partial x} \right),$$
(2)
$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \tan^{-1} \left[\frac{\partial M}{\partial z} / \frac{\partial M}{\partial x} \right],$$
(3)

where, A, θ and f are amplitude, phase and frequency, respectively. Phase variation of potential field data can be used as an interpretation method. This idea appears in edge detection with tilt angle or phase angle. The advantages using of this quantity include its independence of body magnetization direction and its ease of computation. In this paper variations of this quantity, termed local frequency, are used for source parameter estimation, such as body depth and susceptibility. This method has been applied on the synthetic magnetic data from a vertical cylinder in both noiseless and noisy data. The presence of the noise causes the estimated depth to differ from the actual body depth; therefore, in practice, the noise should be removed by the upward continuation technique. This method was also applied on real magnetic data from Anomaly No.2 in the Gol-Gohar mining area. In order to remove the superficial noise, the magnetic anomaly was

continued to 12.5m elevation. Using this method, it was found that causative body depth varies from 40 to 120 meters in different locations, which has broad correlation with explorative drilling results.

Key words: Potential field, phase angle, tilts angle, local frequency, susceptibility, fast Fourier transform (FFT), Gol-Gohar

روشهای زیادی و با کاراییهای متفاوت برای غلبه بر یک یا چندین مشکل بالا وجود دارد. انتقال به قطب شکل نامتقارن بی هنجاری مغناطیسی ناشی از مغناطیس شدگی غیر قائم را به شکل متقارن تبدیل می کند گویی که بیهنجاری در قطب برداشت شده است (بارانو، ۱۹۵۷). تبدیل شبه گرانی ماهیت دوقطبی بیهنجاری مغناطیسی را به ماهیت تکقطبی تبدیل میکند. برای رفع مشكل جابهجايي بين محل بي هنجاري مغناطيسي ثبت شده و موقعیت توده مولد نیز علاوهبر استفاده از فن انتقال به قطب از روش های گوناگون بر آورد کردن مرز استفاده میشود. از پرکاربردترین روشهای برآوردکردن مرز استفاده از مقدار صفر مشتق قائم مرتبه دوم و یا بیشینه مقدار مشتق افقی کل و سیگنال تحلیلی است (گرانت، ۱۹۶۵؛ برکول، ۱۹۶۵). مزیت استفاده از سیگنال تحلیلی وابسته نبودن اندازه آن به ویژگیهای بردار مغناطیس شدگی توده مانند زاویه میل، زاویه انحراف، مغناطیس باقیمانده و همچنین شیب توده است (سالم و راوت، ۲۰۰۳). مشکل استفاده از سیگنال تحلیلی هنگامی است که چندین توده با پارامترهای متفاوت در مجاورت هم قرار دارند، دراین صورت مرزهای توده در هم تداخل دارد (علمدار، ۱۳۸۸).

یکی دیگر از روشهای غلبه بر مشکلات فوق در تفسیر دادههای مغناطیسسنجی، تبدیل بیهنجاری مغناطیسی کل برداشت شده به کمیتهایی است که توده سبب شونده را تشریح کنند. در گذشته این ایده بهطور دستی روی نیمرخهای دوبُعدی و با استفاده از مجموعهای روش های میدان پتانسیل شامل گرانی سنجی و مغناطیس سنجی، از روش های پرکاربرد در زمینه بررسی های مقدماتی و تفصیلی ساختارهای زمین شناسی از جمله ساختارهای تماسی، کنتاکت ها، گسل ها و غیره مستند. نمونه بارز آن استفاده از این دو روش در مراحل مقدماتی اکتشاف نفت به منظور تشخیص ساختارهای رسوبی و همچنین گسل های احتمالی موجود در پی سنگ برای بررسی پیشینه رسوب گذاری در حوزه پیش گفته است. در این گونه مواقع، تفسیر علمی و قابل قبول داده های برداشت شده در گرو آشنایی مفسر با زمین شناسی معمومی، زمین شناسی ساختمانی و همچنین الگوی رسوب گذاری است. از طرف دیگر تفسیر داده های مغناطیس سنجی به دلایل زیر دشوارتر از تفسیر داده های

- ماهیت دو قطبی بیهنجاریهای مغناطیسی.

- جابهجایی بین موقعیت واقعی توده مولد بی هنجاری در زیر زمین با نقاط مشخصه نیمرخ برداشت شده. از مهمترین نقاط مشخصه یک نیمرخ مغناطیسسنجی نقطه فراگذر (محل صفر بی هنجاری) و نقطه اوج یا پیک (بیشینه مقدار بی هنجاری مغناطیسسنجی) هستند که در نیمرخهای مغناطیسی برداشت شده به غیراز قطب، نقاط مشخصه روی توده قرار نمی گیرد (اسپکتور و لاولر،

 شکل نامتقارن بی هنجاری های مغناطیسی ناشی از ساختارهای مایل (اسپکتور و لاولر، ۱۹۹۵).

۱ مقدمه

از منحنی های استاندارد (منحنی های مشخصه) صورت می گرفت. مهمترین روشهای دستی، روش پیترز در برآوردكردن عمق بىهنجارى مغناطيسى توده قائم با مغناطیس شدگی قائم و روش نصف عرض بی هنجاری برای برآوردکردن عمق از روی نیمرخ مؤلفه قائم مغناطیسی است. استفاده از منحنیهای استاندارد هنوز هم رایج است، چون به رایانه نیاز ندارد، استفاده از این روش ها در صحرا و حین برداشتها عملی است و از همه مهم تر این که مفسر با مشاهده نیمرخهای برداشت شده می تواند نوفه را از سیگنال تشخیص دهد (والی و همکاران، ۲۰۰۴). امروزه استفاده از ایده ارتباط بین بی هنجاری برداشت شده و پارامترهای توده (روش برآوردکردن پارامترهای توده سبب شونده) با استفاده از مدلسازی پیشرو و معکوس صورت می گیرد که لازمه آن استفاده از رایانه برای پردازش مجموعه دادههای بزرگ است. مزیت استفاده از روشهای خودکار قابلیت کاربرد آنها روی نیمرخهای دوبُعدي و نقشه هاي سه ُبعدي است. از روش هاي خود کار دوبُعدی می توان به روش نودی (۱۹۷۱)، روش ورنر دیکانولوشن (هارتمن، ۱۹۷۱؛ جیان، ۱۹۷۶) و روش اویلر دیکانولوشن دوبُعدی (تامسون، ۱۹۸۲) اشاره کرد. این روشها روی توده های دوبُعدی و با فرض اینکه امتداد توده بر خط برداشت عمود است، به بر آورد کردن عمق توده های سبب شونده می پردازند.

روش های اویلر دیکانولوشن سه بعدی (ریید و همکاران، ۱۹۹۰؛ ماشایاندبو و همکاران، ۲۰۰۴)، سیگنال تحلیلی سه بعدی (روئست و همکاران، ۱۹۹۲) و مشتقات بالاتر سیگنال تحلیلی (هسو و همکاران، ۱۹۹۶) از مهم ترین روش های بر آورد کردن عمق سه بعدی هستند. نتایج حاصل از این روش ها معمولاً با استفاده از دایره هایی که قطر آنها متناسب با عمق بر آورد است روی نقشه های هم مقیاس با نقشه مغناطیسی نشان داده می شود. مزیت روش های سه بعدی امکان تطابق بین عمق بر آورد توده در

نیمرخهای مجاور هم و همچنین نبود لزوم عمود بودن امتداد توده بر نیمرخ است (سالم و اسمیت، ۲۰۰۵). روشی که در این مقاله عرضه میشود بر آوردکردن عمق در حوزه بسامد و براساس تغییرات فاز (زاویه تیلت در مبحث بر آورد مرز) دادههای میدان پتانسیل است که روش تصویرسازی پارامترهای منبع نام دارد. روش پیش گفته توانایی کار روی دادههای سه بعدی را دارد و مزایای آن به شرح زیر است:

- در این روش نقشه زاویه تیلت از دادههای میدان پتانسیل تهیه میشود که کمینه مقدار آن روی مرزهای توده سببشونده قرار میگیرد و برخلاف مشتق قائم مرتبه دوم هیچگونه جابهجایی بین مقدار کمینه و مرزهای توده وجود ندارد.

– نتایج این روش به پارامترهای بردار مغناطیسی زمین و همچنین بردار مغناطیسشدگی توده (زاویه میل و انحراف) بستگی ندارد.

در این نوشته این روش روی دادههای مغناطیسی مدل استوانه قائم (بدون نوفه و نوفهدار) و همچنین روی دادههای واقعی مغناطیس سنجی بی هنجاری شماره ۲ معدن گل گهر سیرجان به کار رفته است.

۲ نظریهٔ روش

روش پیش گفته از نظریهٔ سیگنال تحلیلی استفاده میکند. قبل از توضیح کامل روش، دانستن مفاهیم زیر ضروری است:

– فاز لحظهای (محلی): کمیتی زاویهای و بیانگر زاویه بین مشتق قائم و مشتق افقی کل دادههای میدان پتانسیل است. – بسامد لحظهای(محلی): این کمیت بیانگر نرخ تغییرات فاز محلی نسبت به محور های x و y است.

اصطلاح "لحظهای" بیشتر هنگام تحلیل سریهای زمانی کاربرد دارد مانند بسامد لحظهای، فاز لحظهای و دامنه لحظهای. اما چون دادههای میدان پتانسیل از نوع

 $(\mathbf{1})$

$$A(x, y) = |A| \exp(j\theta), \tag{(Y)}$$

که A دامنه عدد مختلط یا اندازه سیگنال تحلیلی و j فاز عدد مختلط (زاویه تیلت مبحث برآوردکردن مرز) و به ترتيب از روابط زير محاسبه مي شوند.

$$|A| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}, \qquad (\mathbf{r})$$

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\partial M}{\partial z} \middle/ \frac{\partial M}{\partial x} \right), \tag{(f)}$$

آچوتا راؤ و همکاران، (۱۹۸۱) اندازه سیگنال تحلیلی و زاویه فاز (روابط (۳) و(۴)) را برای بر آوردکردن عمق از روی نیمرخهای دوبُعدی به کار گرفتند. برای برآوردکردن عمق بهصورت سهبُعدی که در این نوشتار معرفی میشود، کمیت دیگری به نام بسامد محلی f، نیاز است که از رابطه زیر بهدست می آید:

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \tan^{-1} \left[\frac{\partial M}{\partial z} / \frac{\partial M}{\partial x} \right], \qquad (\Delta)$$

بسامد محلی f، بهصورت نرخ تغییرات فاز محلی نسبت به محورهای xوy تعریف می شود. در تحلیل دادههای میدان پتانسیل به جای بسامد *f*ه از واژه عدد موج k، استفاده می شود که با رابطه زیر به هم وابستهاند(سالم و همکاران، ۲۰۰۸):

$$k=2\pi f$$
, (s)
ترکیب روابط (۵) و (۶) و با استفاده از فرمول مشتق
بع معکوس مثلثاتی تانژانت $d(an^{-1}\phi)/dx$ رابطه

$$k = \frac{1}{|A|^2} \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z} \frac{\partial M}{\partial x} - \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} \frac{\partial M}{\partial z} \right). \tag{V}$$

نهايي محاسبه عدد موج محلي بهصورت زير است.

۲-۲ تصویرسازی پارامترهای توده سبب شونده (بر آورد کردن پارامترهای توده) در این قسمت با استفاده مفاهیم اولیهای که در قسمت قبل

دادههای مکانی هستند در این نوشته از اصطلاح جایگزین آن به نام "محلى" استفاده مىشود. استفاده از تابع سیگنال تحلیلی در این روش به دو دلیل زیر است: - تابع سیگنال تحلیلی هم در مورد بیهنجاریهای میدان کل و هم در مورد مؤلفه افقی میدان پتانسیل تعریف می شود. مورد اول برای بر آورد کردن عمق مدل های صفحه نازک و مورد دوم در برآوردکردن عمق مدل کنتاکت شيبدار استفاده مي شود. – استفاده از سیگنال تحلیلی منجر به برآوردکردن مرز بدون نیاز به دانستن ویژگیهای مغناطیس شدگی توده مىشود.

۲-۱ کمیتهای مختلط (مفاهیم اولیه) نبیقیان، (۱۹۷۲) تابع سیگنال تحلیلی را بهصورت یک تابع مختلط که قسمت حقیقی آن مشتق افقی و قسمت مجازی آن مشتق قائم دادههای میدان پتانسیل است تعریف کرد. وي دو راه را براي محاسبه سيگنال تحليلي معرفي كرد: ۱– محاسبه مشتق قائم و افقی دادههای میدان پتانسیل و ترکیب آنها به صورت عدد مختلط با ویژگیهای گفته شده.

۲- استفاده از خاصیت تبدیل هیلبرت بین مشتق قائم و افقى ميدان يتانسيل.

برای حالت دوبُعدی سیگنال تحلیلی بهصورت زیر تعريف

می شود (نبیقیان، ۱۹۷۲):

$$A(x,z) = \frac{\partial M(x,y)}{\partial x} - i \frac{\partial M(x,y)}{\partial z},$$

 $M(x,z)$ میدان پتانسیل برداشت شده (در اینجا میدان

که (v مغناطیسی)، i مؤلفه موهومی، z و x مختصات دکارتی که به ترتیب در جهتهای قائم به طرف پایین و به طرف شرق جهت دار شده است. نمایش قطبی معادله (۱)

گفته شد، به بر آورد کردن پارامترهای توده مدل کنتاکت شیبدار پرداخته می شود. شکل طرحوار (شماتیک) از مدل پیش گفته در شکل ۱ نشان داده شده است. اگر *M* بیانگر پاسخ مغناطیسی حاصل از توده کنتاکت شیبدار باشد، آنگاه گرادیانهای قائم و افقی *M* از روابط زیر محاسبه می شوند (تورستون و براون، ۱۹۹۴):

$$\frac{\partial M}{\partial z} = 2KFc\sin d \qquad (A)$$

$$\times \frac{x\cos(2I - d - 90) - h\sin(2I - d - 90)}{h^2 + x^2},$$

$$\frac{\partial M}{\partial x} = 2KFc\sin d \tag{4}$$

$$h\cos(2I - d - 90) + r\sin(2I - d - 90)$$

 $\times \frac{h\cos(2t - u - 50) + x\sin(2t - u)}{h^2 + x^2}$ که K، اختلاف خودپذیری توده با سنگهای اطراف، F $c = 1 - \cos^2 i \sin^2 \alpha$ شدت ميدان مغناطيسي اطراف، $c = 1 - \cos^2 i \sin^2 \alpha$ زاویه بین شمال مغناطیسی و محور i x زاویه میل lphad , tan $I = \tan i / \cos \alpha$, بردار مغناطیس اطراف، شیب مدل کنتاکت که از جهت مثبت محور x اندازه گیری می شود و h عمق تا بالای توده است. همهٔ کمیتهای زاویه ای بر حسب درجه اندازه گیری می شوند. در رابطه فوق i، زاویه میل بردار مغناطیس محل برداشت است و کاملاً مستقل از ویژگی های مغناطیس شدگی توده (زاویه میل مغناطیس شدگی توده) است. در نتیجه یکی از مزایای این روش در مواردی است که اطلاعاتی در مورد مغناطیس باقیمانده توده در دسترس نیست. با جای گذاری روابط (۸) و (۹) در رابطه طول موج محلی (۷) رابطه ای مطابق با رابطه زیر بر حسب عمق توده و متغیر x بەدست مى آيد.

$$k = \frac{h}{h^2 + x^2},\tag{(1.)}$$

رابطه (۱۰) نشان میدهد که بیشینه مقدار طول موج محلی به مقدار زاویه میل بردار مغناطیس زمین و همچنین بردار مغناطیس شدگی توده بستگی ندارد. با انتخاب دستگاه مختصات که مبدإ آن (x = 0، دقیقاً در بالای لبههای توده قرار گیرد، میتوان عمق تا بالای توده را طبق رابطه زیر محاسبه کرد.

$$x = 0 \implies k = \frac{1}{h} \implies h = \frac{1}{k},$$
 (11)

برای محاسبه شیب توده، گرادیانهای افقی و قائم پاسخ مغناطیسی توده (روابط(۸) و (۹)) را در رابطه (۴) جایگذاری میکنیم که به رابطه زیر خواهیم رسید: $\theta = \tan^{-1}$ (۱۲) $\left(\frac{x\cos(2I - d - 90) - h\sin(2I - d - 90)}{h\cos(2I - d - 90) + x\sin(2I - d - 90)}\right)$

$$\theta = \tan^{-1}$$
$$(-h\sin(2I -$$

d - 90



شکل ۱. مدل کنتاکت شیبدار به همراه پاسخ مغناطیسی و کاربرد فیلترهای متفاوت روی آن (آچوتا رائو و همکاران، ۱۹۸۱).

درصد خطا	عمق تخمینی (متر)	عمق حفاری (متر)	مختصات نقطه حفاري	رديف
١٢/٧	۴۸	۵۵	X=590, Y=400	١
١٢/٧	۱۲۰	١٢٧	X=700, Y=180	٢
٣/٣	۵٨	۶.	X=800, Y=400	٣
11/11	٨٠	٩٠	X=1340, Y=200	۴
۶/۲۵	٨٠	٨۵	X=1340, Y=400	۵

جدول ۱. مقایسه نتایج حفاری مربوط به پنج نقطه از بی هنجاری شماره دو گلگهر سیرجان با مقادیر عمق برآورد شده و درصد خطای مربوط به آن.



شکل ۲. کاربرد روی دادههای مغناطیسی بدون نوفه استوانه قائم. (الف) پاسخ مغناطیسی مدل استوانه قائم در عمق ۵۰۰ متری. زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس شدگی توده به ترتیب برابر با ۶۰ و ۱۵ درجه و توده بدون مغناطیس باقی مانده در نظر گرفته شده است. (ب) نقشه فیلتر فاز محلی دادههای قسمت (الف) (کمینه مقدار فاز محلی(آبی رنگ) نشاندهنده مرز مدل است. (ج) نقشه فیلتر سیگنال تحلیلی دادههای قسمت (الف) بیشینه مقدار سیگنال تحلیلی روی مرز مدل قرار گرفته است. (د) نتایج برآورد عمق به روش SPI که بهصورت دایرههای روی مرزهای توده قرار گرفته است. قطر همهٔ دایرهها یکسان و برابر با ۵۰۰ متر است که با عمق واقعی توده در تولید بی هنجاری مغناطیسی مدل کاملاً برابر است. (ه) نقشه اختلاف ضریب خودپذیری مغناطیسی توده مدل.

چون داده های مغناطیسی برداشت شده ماهیت گسسته دارند، با استفاده از روش اختلاف محدود و در حوزه مکان می توان گرادیان افقی داده ها را محاسبه کرد. محاسبه گرادیان قائم داده ها، در حوزه بسامد و با تبدیل فوریه صورت می گیرد. پس از محاسبه گرادیان داده ها، مقدار زاویه فاز θ طبق رابطه (۴) تعیین می شود؛ در نتیجه مقدار این کمیت معلوم است. اما رابطه (۱۲) بیانگر رابطه بین شیب توده D و زاویه فاز θ است که چون مقدار زاویه فاز طبق توضیح بالا معلوم است با استفاده از رابطه (۱۳) می توان شیب توده را محاسبه کرد. توضیح روابطی که در این نوشتار از آنها برای محاسبه گرادیان قائم و افقی داده ها استاده شده در زیر آمده است:

اگر M(x,y) معرف برداشتهای گسسته میدان پتانسیل i = $M_{i,j}$ معرف برداشتهای گسسته میدان پتانسیل i = $M_{i,j}$ ماتریس دادههای میدان پتانسیل در 1,2,... و 1,2,... و 1,2,...1,2

$$\frac{\partial M(x,y)}{\partial x} = \frac{M_{i+1,j} - M_{i-1,j}}{2\Delta x},$$
 (14)

$$\frac{\partial M(x, y)}{\partial y} = \frac{M_{i, j+1} - M_{i, j-1}}{2\Delta y}.$$
 (10)

اما به خاطر خاصیت پتانسیلی حاکم بر دادهها و صادق بودن معادله لاپلاس برای آنها طبق رابطه زیر میتوان گرادیان قائم دادهها را محاسبه کرد:

$$\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial z^2}$$
(19)
= $0 \Rightarrow \frac{\partial^2 M}{\partial z^2} = -\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right),$

درنهایت ضریب خودپذیری مغناطیسی توده با سنگ های اطراف با جای گذاری روابط(۸) و (۹) در رابطه (۳) بهدست می آید:

 $K = \frac{|A|}{2kFcSind},\tag{W}$

که k طول موج محلی و d شیب محلی است و پارامترهای دیگر قبلاً تعریف شدهاند.

هنگام کاربرد روابط فوق فرض بر این است که اثر مجاورت تودههای مجاور هم حداقل است. از طرف دیگر چون در این روش از مشتقات مرتبه دوم استفاده می شود، در صورت وجود توده های مجاور اثر آنها ناچیز است.

برآورد کردن پارامترهای توده روی داده های سهٔ بعدی (شبکهای) نیز عملی است. این کار دو مزیت به همراه دارد. اول اینکه با آن خطای احتمالی ناشی از عمود نبودن امتداد توده بر خط برداشت حذف می شود. دوم اینکه بر خلاف روش های بر آورد کردن مرز مانند اویلر و نودی، هیچ گونه محدودیتی در انتخاب ابعاد پنجره مورد استفاده در بر آورد وجود ندارد.

در عمل برای اعمال این روش روی دادههای شبکهای، مراحل زیر طی می شود:

 ۱- محاسبه گرادیان قائم داده های میدان پتانسیل در حوزه بسامد.

۲- محاسبه گرادیان افقی داده ها در جهت امتداد توده.
 ۳- استفاده از فرمول های (۱) تا (۱۷) تا رسیدن به پارامتر های توده مانند عمق، شیب و اختلاف ضریب خودپذیری.

۳ کاربرد روش روی داده های مغناطیسی مصنوعی تو ده های مدل

به منظور بررسی کاربردی روش SPI در تفسیر بیهنجاریهای میدان، این روش روی دادههای مصنوعی فاز دادههای نوفهای شکل ۳-الف را نشان میدهد. در این شکل کمینه مقدار زاویه فاز (آبی رنگ) روی مرز توده قرار گرفته است که قسمتی از آن توسط نوفههای موجود پوشیده شده است. شکل ۳-ج نقشه سیگنال تحلیلی دادههای مغناطیسی قسمت (الف) را نشان میدهد. در این شکل مقادیر بیشینه بیانگر مرز مدل است. با مشاهده شکلهای ۳–ب و ۳–ج می توان اثر نوفه را پیکهای اضافي و پراکنده بیان کرد که بهصورت جابهجایی ظاهری بین مرز واقعی توده (دایره مشکی رنگ) و مرز برآوردشده مشاهده میشود. شکل ۳–د نقشه توزیع خودپذیری مغناطیسی مدل را نشان میدهد. برطبق این شکل خودپذیری مغناطیسی در نواحی توده بیشینه و در اطراف، کمینه است. اما وجود نوفه، پیکهای اضافی را سبب شده که حدود توده را بهصورت پخش نشان میدهد. شکل ۳-ه نتایج بر آورد کردن عمق مدل را نشان میدهد. نتایج بهصورت دایرههایی که قطر آنها با عمق بر آورد شده متناسب است روی نقشه پاسخ مغناطیسی توده قرار گرفته است. وجود نوفه در داده ها دو مطلب را ثابت می کند. اول اینکه نتایج برآورد عمق کاملاً در نقاط مرزی توده صورت نگرفته و بهصورت پراکنده در نقاط خارج از توده نیز وجود دارد. دوم اینکه مقادیر عمق برآورد شده از عمق واقعی توده در تولید بیهنجاری مغناطیسی تفاوت دارد. بر این اساس عمق توده بین ۴۷۰ تا ۵۱۵ متر (در مقابل عمق واقعی ۵۰۰ متر) برآورد شده است. در عمل برای حذف نوفه های سطحی به منظور جلوگیری از متأثر شدن نتایج برآورد عمق، باید از فیلترهای کاهش نوفه مانند فیلتر ادامه فراسو استفاده شود. ارتفاع ادامه فراسو برابر با ب تا ب فاصله نیمرخهای برداشت مغناطیس سنجی انتخاب می شود (تورستون و براون، ۱۹۹۴).

مدل استوانه قائم در دو حالت متفاوت اعمال شده است. در حالت اول کاربرد روش روی دادههای مغناطیسی بدون نوفه به کار برده می شود. عمق تا سطح فوقانی مدل ۵۰۰ متر و اختلاف ضریب خودپذیری آن با سنگهای اطراف ۰/۰۱۵ در دستگاه cgs لحاظ شده است. زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس شدگی توده به ترتیب برابر با ۶۰ و ۱۵ درجه و توده بدون مغناطیس باقیمانده فرض شده است. در شکل۲-الف پاسخ مغناطیسی توده مدل آمده است. رنگهای گرم بیانگر شدتهای زیاد و رنگهای سرد نماینده شدت های کم هستند. در شکل۲-ب نقشه فاز محلی دادههای قسمت الف آمده است. دراین شکل مقادیر کمینه فاز محلی (رنگ آبی) روی مرز توده قرار دارد. شکل۲-ج نقشه سیگنال تحلیلی دادههای قسمت الف را نشان میدهد که بیشینه مقدار آن روی مرز مدل قرار دارد. در شکل ۲-د نتایج بر آورد عمق توده با روش SPI آمده که بهصورت دایرههای متناسب با عمق روی مرز توده قرار گرفته است اندازه هر دایره معادل ۵۰۰ متر است که برابر عمق واقعی توده در تولید بی هنجاری مغناطیسی است. شکل۲-ه نقشه اختلاف ضریب خودپذیری مغناطیسی مدل با سنگهای اطراف را نشان می دهد که بیشینه مقدار آن (۰/۰۱۵) مساوی مقداری است که در تولید بی هنجاری از آن استفاده شده است (علمدار، (1771)

در حالت دوم، روش پیش گفته روی دادههای مغناطیسی نوفهدار مدل استوانه قائم مثال اول آزمایش میشود. برای بررسی اثر نوفه بر نتایج روش پیش گفته، نوفهای با توزیع گوسی و با میانگین صفر و انحراف استاندارد ۲ نانوتسلا به دادههای مغناطیسی اضافه شده است. شکل ۳-الف پاسخ مغناطیسی مدل، بعد از اضافه شدن نوفه گوسی را نشان میدهد. رنگهای گرم شدتهای زیاد و رنگهای سرد شدتهای کم را نشان میدهند. شکل ۳-ب نقشه زاویه



شکل ۳. کاربرد روش روی دادههای مغناطیسی نوفهدار استوانه قائم (مثال اول). زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس شدگی توده به ترتیب برابر با ۶۰ و ۱۵ درجه و توده بدون مغناطیس باقی مانده است. برای بررسی اثر نوفه بر نتایج، نوفه گوسی با میانگین صفر و انحراف استاندارد ۲ نانوتسلا به دادهها اضافه شده است. (الف) پاسخ مغناطیسی مدل استوانه قائم بعد از اضافه کردن نوفه. (ب) نقشه زاویه فاز دادههای قسمت (الف) که کمینه مقدار آن روی مرز توده قرار گرفته است. (ج) نقشه سیگنال تحلیلی دادههای قسمت (الف) که بیشینه مقدار آن روی مرز توده قرار گرفته است. (د) نقشه تغییرات خودپذیری مغناطیسی توده. (ه) نتایج برآورد عمق توده به روش SPI که بهصورت دایره های متناسب با عمق نشان داده شده است. وجود نوفه گوسی، موجب انحراف مقادیر برآورد شده از عمق



شکل ۴. کاربرد روش روی دادههای مغناطیسی مصنوعی مدل منشور قائم. قاعده مدل، مستطیلی است به ابعاد ۲ × ۴ کیلومتر و در عمق ۵۰۰ متری قرار دارد. زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس اطراف به ترتیب ۶۰ و ۱۵ درجه است و مغناطیس باقیماندهای با شدت ۵-۳ A ۵ و با زاویه میل و انحراف به ترتیب ۲۵ و ۵ درجه به توده اضافه شده است. (الف) نقشه پاسخ مغناطیسی مدل منشوری با مغناطیس باقیمانده. (ب) نقشه زاویه فاز دادههای قسمت (الف). (ج) نقشه سیگنال تحلیلی دادههای قسمت الف. (د) نتایج برآورد عمق توده به روش SPI بهصورت دایرههای متناسب. (ه) نقشه توزیع خودپذیری مغناطیسی توده.

یکی از مزیتهای این روش این است که که نتایج آن به بردار مغناطیس شدگی توده بستگی ندارد. برای اثبات این موضوع در این قسمت روش پیش گفته روی دادههای مغناطیسی مدل منشور قائم با فرض وجود مغناطیس باقیمانده به کار برده میشود. مدل مصنوعی منشوری است با وجوه قائم و قاعده مستطیل به ابعاد ۲×۴ کیلومتر که در عمق ۵۰۰ متری قرار دارد و اختلاف خودپذیری مغناطیسی آن با اطراف برابر با ۰/۰۱۵ در دستگاه cgs لحاظ شده است. امتداد توده با راستای شمال زاویه ۱۵ درجه میسازد و زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس اطراف به ترتیب ۶۰ و ۱۵ درجه فرض شده است. مغناطیس باقیمانده با شدت A.m⁻¹ ۵ و با زاویه میل و انحراف به ترتيب ۲۵ و ۵ درجه به توده اضافه شده است. شكل ۴–الف نقشه پاسخ مغناطيسي توده مدل را نشان میدهد. در شکلهای ۴–ب و ۴–ج به ترتیب نقشه زاویه فاز و نقشه سیگنال تحلیلی دادههای مغناطیسی قسمت الف آمده است. شکل ۴-د مربوط به نتیجه برآورد عمق توده (مدل با استفاده از روش SPI است. نتایج بهصورت دایرههایی که قطر آنها با عمق برآورد شده متناسب است روی نقشه پاسخ مغناطیسی مدل نشان داده شده است. هر دایره معادل ۵۰۰ متر است که برابر عمق اولیه توده در تولید بی،هنجاری مغناطیسی است. شکل ۴-ه نقشه توزیع ضریب خودپذیری مغناطیسی توده را نشان میدهد که بیشینه مقدار آن برابر خودپذیری مغناطیسی اولیه توده ۰/۰۱۵ در دستگاه cgs است.

۶ کاربرد روی دادههای مغناطیسسنجی بیهنجاری شماره دو معدن گل گهر سیرجان ذخایر سنگ آهن گل گهر در جنوب ایران، در بخش غربی استان کرمان و در ۵۵ کیلومتری جنوب غربی شهرستان سیرجان در طول جغرافیایی تقریبی ۵۵ درجه و

عرض جغرافیایی تقریبی ۲۹ درجه واقع شده است. کانسار آهن گلگهر با شش بی هنجاری مجزا (از شماره ۱ تا ۶) در محدودهای به طول تقریبی ۱۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۴ کیلومتر، زیر پوشش قابل توجه آبرفتها قرار داشته و هیچ گونه رخنمون ماده معدنی در سطح مشاهده نمی شود. مجموع تودههای ناحیه گلگهر دارای درصد بالایی از كانى مگنتيت به همراه هماتيت است. تحقيقات مغناطیس سنجی در محدوده بی هنجاری شماره ۲ روی ۲۱ نیمرخ با فاصله ۱۰۰ متر صورت گرفته است. روی هر نیمرخ ۳۱ ایستگاه برداشت با فاصله ۴۰ متری قرار دارد. میدان مغناطیس زمینه در محل برداشت بر طبق سیستم IGRF برابر با ۴۶۳۰۰ نانوتسلا تعیین شده است که این مقدار از مقادیر قرائت شده در ایستگاههای اندازه گیری کسر شده است. روی بیهنجاری مغناطیسی شماره ۲ گل گهر چندین حلقه گمانه اکتشافی حفر شده که در این گمانهها عمق تا رسیدن به سطح فوقانی توده مشخص شده و بین ۶۰ تا ۱۲۷ متر متغیر است (انصاری، ۱۳۸۵).

شکل ۵-الف نقشه هم مقدار مغناطیس محدوده مورد بررسی را نشان می دهد که با استفاده از فیلتر ادامه فراسو تا ارتفاع ۱۲/۵ متری گسترش داده شده است. علامت (×) موقعیت ایستگاههای برداشت را نشان می دهد. اعداد روی نقشه مربوط به بخشی از نتایج حفاری چاه های اکتشافی است که در محدوده مورد بررسی حفر شده است. شکل ۵-ب نقشه زاویه فاز دادههای مغناطسی قسمت (الف) را نشان می دهد. در این نقشه مقادیر کمینه روی مرز توده آهن قرار گرفته است. شکل ۵-ج نقشه سیگنال تحلیلی دادههای قسمت (الف) را نشان می دهد که بیشینه مقدار آن تعیین کننده محدوده کانسار آهن است. در شکل ۵-د نقشه تغییرات ضریب خودپذیری مغناطیسی توده آهن را نشان می دهد که بین ۲۰۲۶، تا ۲۰۰۱، در دستگاه IS نشان می دهد که بین ۲۰۲۶، تا ۲۰۰۱، در دستگاه IS



شکل ۵. کاربرد روی دادههای مغناطیس سنجی بی هنجاری شماره ۲ گل گهر سیرجان. (الف) نقشه هم مقدار مغناطیسی محدوده مورد بررسی که تا ارتفاع ۱۲/۵ متری گسترش داده شده است. علامت (×) بیانگر ایستگاههای برداشت مغناطیس سنجی و اعداد مربوط به بخشی از حفاریهای اکتشافی صورت گرفته است. (ب) نقشه زاویه فاز دادههای قسمت (الف). کمینه مقدار زاویه فاز روی مرز توده آهن قرار دارد. (ج) نقشه سیگنال تحلیلی دادههای قسمت (الف). در این شکل مقادیر بیشینه محدوده توده را مشخص میکند. (د) نقشه تغییرات ضریب خودپذیری مغناطیسی توده که مقادیر بیشینه آن در نواحی توده آهن قرار گرفته است. (ه) نقشه محدوده توده را من را می از معان الفی معدار زاویه فاز روی مرز توده آهن قرار دارد. (ج) نقشه سیگنال تحلیلی دادههای قسمت (الف). در این شکل مقادیر بیشینه محدوده توده را مشخص میکند. (د) نقشه تغییرات ضریب خودپذیری مغناطیسی توده که مقادیر بیشینه آن در نواحی توده آهن قرار گرفته است. (ه) نتایج بر آورد عمق به روش SPI بصورت دایره های متناسب با عمق بر آورد شده به همراه نتایج حفاری های اکتشافی.

و درصد خطای مربوط به آن را نشان میدهد.

از مزایای این روش وابسته نبودن نتایج به ویژگیهای بردار مغناطیس شدگی توده و همچنین امکان دخالت دادن کل بیهنجاری برداشت شده در عملیات بر آورد کردن عمق است. به عبارت دیگر در این روش علاوه بر دادههای دارای شدت زیاد که مستقیماً روی بی هنجاری قرار دارند، دادههای مجاور نیز مورد بر آورد قرار می گیرند. بی هنجاری مغناطیسی منطقه به صورت دایره های با اندازه های متفاوت، متناسب با عمق بر آورد شده نشان داده شده است. از روی این نقشه عمق توده در نقاط گوناگون بین ۴۰ تا ۱۲۰ متر تعیین شده است. با توجه به شکل۵-ه نزدیکی عمق های بر آورد شده با نتایج حفاری حاکی ازدقت زیاد این روش است. جدول ۱ نتایج حفاری در ۵ نقطه از بی هنجاری مغناطیس سنجی معدن سنگ آهن گل گهر سیر جان به همراه نتایج بر آورد عمق به روش SPI

۵ نتیجه گیری

علوم زمین، تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدني كشور. علمدار، ک.، ۱۳۸۸، تجزیه و تحلیل دادههای میدان پتانسیل در بعد فرکانس در تعیین ویژگیهای تودههای معدنی: پایاننامه کارشناسی ارشد اکتشاف معدن، دانشگاه بز د. Atchuta Rao, D., Ram Babu, H. V., and Sanker Narayan, P. V, 1981, Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: The complex gradient method: Geophysics, 46, 1957, A new method for

Baranov, V., interpretation of aeromagnetic maps: pseudogravimetric anomalies: Geophysics, 22, 359-383.

1572-1578.

آهن: مجموعه مقالات بیست و ینجمین گردهمایی

- Bracewell, R., 1965, The Fourier transform and its applications: McGraw-Hill Book Co.
- Grant, F. s., and West, G. F., 1965, Interpretation theory in applied geophysics: McGraw-Hill Book Co.
- Hartman, R. R., Teskey, D. J., and Friedberg, J. L., 1971, A system for rapid digital aeromagnetic interpretation: Geophysics, 36, 891-918.
- Hsu, S. K., Sibuet, J. C., and Shyu C. T., 1996, High-resolution detection of geologic boundaries from potential field anomalies: An analytic enhanced signal technique: Geophysics, 36, 891-918.
- Jian, S., 1976, An automatic method of direct interpretation of magnetic profiles: Geophysics, 41, 531-541.
- Mushayandebvu, M. F., Van, P., Reid, A. B., and Fairhead, J. D., 2004, Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution: Geophysics, 66, 814–823.
- Nabighian, M. N., 1972, The analytic signal of two- dimensional magnetic bodies with polygonal cross- section: Its properties and use for automated anomaly interpretation: Geophysics, **37**, 507-517.
- Naudy, H., 1971, Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles: Geophysics, 36, 712-722.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millet, A. J, and Somerton, I. W., 1990, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: Geophysics, 55, 80-91.

یکی از مهمترین مراحل تفسیر بیهنجاریهای میدان پتانسیل، بر آورد عمق منابع مولد بی هنجاری است. در این راستا روش های رایانهای گوناگونی چون اویلر دیکانولوشن دو و سهبُعدی، ورنر دیکانولوشن و نودی دوبُعدي و سيگنال تحليلي سهبُعدي وجود دارد. روشي که در این مقاله معرفی شده است براساس تغییرات فازی دادهها استوار است و تصویرسازی پارامترهای توده (برآورد پارامترهای توده) نام دارد و ضمن آن علاوه بر عمق، اختلاف خودپذیری مغناطیسی توده با اطراف نیز بر آورد می شود. این روش روی داده های مدل استوانه قائم (دادههای بدون نوفه و با نوفه) به کار رفته است. وجود نوفه در داده های مصنوعی استوانه قائم باعث انجراف عمق برآورد شده از عمق واقعی توده در تولید بی هنجاری مغناطیسی شده است. برای جلو گیری از تأثیر نوفه بر نتایج بر آورد عمق، ضروری است که آنها با استفاده از فیلتر ادامه فراسو حذف شوند. كاربرد موفقيت آميز اين روش روی دادههای مغناطیسی مصنوعی مدل منشور قائم با وجود مغناطيس باقىمانده حاكي از وابسته نبودن نتايج اين روش به بردار مغناطیس شدگی توده است. همچنین این روش روی دادههای مغناطیس سنجی بی هنجاری شماره ۲ گل گهر سیرجان به کار رفته است. برای جلوگیری از اثر نوفههای سطحی بر نتایج برآورد عمق، بیهنجاری مغناطیسی تا ارتفاع ۱۲/۵متری به طرف بالا گسترش داده شده است. با استفاده از این روش عمق توده مسبب بی هنجاری مغناطیسی بین ۴۰ تا ۱۲۰ متر متغیر است که با نتايج حفاري هاي اكتشافي صورت گرفته مطابقت دارد.

منابع

انصاری، ع. ح.، ۱۳۸۵، قابلیتهای روش ژئوفیزیکی گرانیسنجی در تعیین مشخصات کانسارهای سنگ

- Spector, A., and Lawler, T. L., 1995, Application of aeromagnetic data to mineral potential evaluation in Minnesota: Geophysics, **60**, 1704-1714.
- 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 Brown, R. J., 1994, Automated source-edge location with a new variable pass-band horizontal gradient operator: Geophysics, **59**, 546-554.
- Vallee, M. A., Smith, R. S., and St.-Hilaire, C., 2004, Estimating depth and model type using the continuous wavelet transform of magnetic data: Geophysics, 69, 191–199.

- Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal: Geophysics, 57, 116-125.
- Salem, A., and Ravat, D., 2003, A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data: Geophysics, 68, 1952–1961.
- Salem, A., Ravat, D., Smith, R. S., and Ushijima, K., 2008, Interpretation of magnetic data using an enhanced local wavenumber (ELW) method: Geophysics, 70, L7-L12.
- Salem, A., and Smith, R. S., 2005, Depth and structural index from the normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies: Geophysical Prospecting, 51, 83–89.