

بررسی کاربرد عدد موج محلی در برآورد عمق داده‌های مغناطیسی؛ بررسی موردی: معدن سنگ آهن سیریز

مسلم فاتحی^۱، غلامحسین نوروزی^{۲*} و علی دباغ^۳

^۱دانشکده مهندسی معدن دانشگاه صنعتی اصفهان، ایران
^۲دانشکده مهندسی معدن، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، ایران
^۳دانشکده مهندسی معدن و متالورژی دانشگاه یزد، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۷/۲۴، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۷/۱۳)

چکیده

سیگنال تحلیلی یک کمیت مختلط است که می‌توان آن را با دو مولفه دامنه و فاز بیان کرد. عدد موج محلی برابر با شدت تغییرات مولفه فاز سیگنال تحلیلی است. در سال‌های اخیر این روش به‌طور گسترده در پردازش داده‌های مغناطیسی، شامل تعیین موقعیت افقی و عمق توده‌های مغناطیسی استفاده شده است. مانند دامنه سیگنال تحلیلی می‌توان عدد موج محلی مراتب بالاتر را نیز محاسبه و از آنها در تفسیر داده‌های مغناطیسی استفاده کرد. از روش عدد موج محلی به دو صورت در برآورد عمق توده‌های مغناطیسی استفاده می‌شود. (۱) برآورد عمق با استفاده از مقدار بیشینه عدد موج. در صورت داشتن دانش اولیه نسبت به مدل توده، می‌توان عمق برخی مدل‌های خاص (تماس (کنتاکت)، دایک نازک، و استوانه افقی) را برآورد کرد. برای این منظور فقط از مشتقات مرتبه دوم استفاده می‌شود. با استفاده از این روش می‌توان هم‌زمان با عمق، شاخص ساختاری توده را نیز برآورد کرد که این امر مستلزم استفاده از مشتقات مرتبه سوم میدان پتانسیل است و در صورت وجود نوفه در داده‌ها، می‌تواند بر نتایج تأثیرگذار. (۲) برآورد عمق و موقعیت افقی توده با استفاده از عدد موج محلی تعمیم‌یافته. در روش دوم بدون نیاز به دانش قبلی، نسبت به مدل توده می‌توان عمق و موقعیت افقی آن را برآورد کرد. روش‌های مبتنی بر عدد موج محلی روی داده‌های نیم‌رخ و شبکه‌بندی شده قابل اجرا هستند. در این مقاله به طور کامل روش‌های برآورد عمق بر مبنای عدد موج محلی معرفی و محدودیت‌ها، معایب و مزایای هر کدام با اعمال بر داده‌های مغناطیسی مصنوعی ذکر شده است. از این روش برای تفسیر داده‌های واقعی مغناطیسی در محدوده اکتشافی سیریز استفاده شده است.

واژه‌های کلیدی: برآورد عمق توده‌های مغناطیسی، فاز سیگنال تحلیلی، عدد موج محلی

The application of the local wavenumber for depth estimation of magnetic data; Case study: Siriz Iron Mine

Moslem Fatehi¹, Gholamhosein Norouzi^{2*} and Ali Dabbagh³

¹Faculty of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Iran

²Faculty of Mining Engineering, University of Tehran, Iran

³Department of Mining and Metallurgy Engineering, Yazd University, Yazd, Iran

(Received: 15 October 2012, accepted: 5 October 2013)

Summary

Depth detection of magnetic bodies is the most important goal in magnetic data interpretation, and there are so many different methods for this purpose. After Nabighian (1972) proposed the analytic signal and used it for magnetic data interpretation, so many authors and researchers have used the definition of analytic signal in magnetic data interpretation (Roest et al, 1992; Hsu et al, 1996, 1998; Thurston and Smith, 1997; Smith et al, 1998; Thurston et al, 2002; Salem et al, 2005, 2008; Keating, 2010).

The analytic signal is a complex relation, which its real and imaginary parts are horizontal and vertical derivatives of the magnetic field, respectively. Therefore, the analytic signal can be introduced by amplitude and phase. The amplitude of an analytic signal is equal to

the root square of horizontal and vertical derivatives ($|AS| = \sqrt{(\frac{\partial M}{\partial z})^2 + (\frac{\partial M}{\partial x})^2}$) and its

phase is equal to $\theta = \tan^{-1}[\frac{\partial M}{\partial z} / \frac{\partial M}{\partial x}]$. Both amplitude and phase can be used in magnetic

data interpretation. The maximum amplitude of an analytic signal can be used for edge detection (the maximum amplitude of an analytic signal is located on the body), and also for depth estimation. The depth estimation methods based on the amplitude of the analytic signal use the maximum amplitude of different orders of the analytic signal.

The local wavenumber is based on the gradient of phase and recently it has been used in magnetic data interpretations, such as edge and depth detection of magnetic sources. Like the amplitude of the analytic signal, high orders of the local wavenumber are calculated and used in magnetic data interpretation.

The local wavenumber is used for depth detection in two ways:

1) Depth estimation based on the maximum value of local wavenumber: The maximum value of the local wavenumber is located on the magnetic bodies and with a priori knowledge about the model of magnetic bodies (for example: contact, thin dike, horizontal cylinder, ...), magnetic source depth can be estimated. In this way, the depth detection's equation only use the second order derivative of magnetic field. Therefore, it is more suitable for interpretation of noisy data. However, in early stages of exploration, usually there is not any knowledge about the model of sources. Also, the depth can be estimated without any prior knowledge about the model, but it uses the third order derivative of the magnetic field.

2) The estimation of depth and horizontal location of source using the enhanced local wavenumber. In this method, a linear equation was obtained that estimates the depth and the horizontal location of the magnetic bodies without any prior knowledge about the model. A window is passed over the data and this linear relation is solved by the least square method. These methods only use the second order derivative of the magnetic field. These methods are applicable on profile and gridded data.

In this study, the local wavenumber-based methods are introduced and their advantages and disadvantages are discussed by applying to synthetic data. For these methods, we have developed code in MATLAB software. These methods are also applied to a magnetic anomaly in Ciriz in Kerman Province, Iran.

Keywords: Magnetic bodies depth detection, phase of analytic signal, local wavenumber

۱ مقدمه

دایک نازک در نظر گرفت. برآورد عمق این توده‌ها، که می‌توان آنها را دایک ضخیم در نظر گرفت، با استفاده از روابط مربوط به تماس و دایک نازک امکان‌پذیر نیست. تورستون و همکاران (۲۰۰۲) براساس عدد موج محلی روابطی برای برآورد عمق این مدل‌ها (دایک ضخیم و توده‌های لایه‌ای شکل شیب‌دار) معرفی کردند. مشکل روش‌های اسمیت و همکاران (۱۹۹۸) و تورستون و همکاران (۲۰۰۲) استفاده از مشتقات مرتبه سوم است که باعث ایجاد نوفه و پیچیده‌تر شدن تفسیر می‌شود.

سالم و اسمیت (۲۰۰۵) با بهنجارش عدد موج محلی مرتبه اول، روشی را برای برآورد عمق توده‌های مغناطیسی دو بُعدی و نوع مدل عرضه کردند. زمانی که موقعیت افقی توده با استفاده از مقدار بیشینه عدد موج محلی تعیین شد، می‌توان عمق توده را بدون اطلاع از شاخص ساختاری برآورد کرد. سپس با استفاده از اطلاعات به‌دست آمده برای عمق و موقعیت افقی توده، مدل توده نیز تعیین می‌شود.

سالم و همکاران (۲۰۰۵) روش توسعه داده شده عدد موج محلی، موسوم به عدد موج محلی تعمیم یافته ((Enhanced Local Wavenumber (ELW)) را برای برآورد موقعیت توده‌های دو بُعدی معرفی کردند. روش ELW بر مبنای عدد موج محلی افقی مرتبه اول و عدد موج محلی قائم میدان مغناطیسی است. در این روش مانند روش اوایلر یک رابطه خطی بین عدد موج محلی افقی و قائم و موقعیت توده به‌دست می‌آید که می‌توان با استفاده از روش کمترین مربعات موقعیت توده را به‌دست آورد. این روش فقط از مشتقات مرتبه دوم میدان مغناطیسی استفاده می‌کند و وابسته به مدل توده نیست؛ در نتیجه مشکلات روش‌های قبلی را برطرف می‌کند. سالم و همکاران (۲۰۰۸) این روش را برای برآورد عمق داده‌های شبکه‌بندی شده نیز توسعه دادند. کیتینگ (۲۰۱۰) با استفاده از محاسبه عدد موج محلی مرتبه اول در حداقل

برآورد عمق توده‌های مغناطیسی یکی از مسائل ضروری در تفسیر داده‌های مغناطیس‌سنجی است و از گذشته تا به حال روش‌های متعددی برای این منظور توسعه داده شده است. در سال‌های اخیر و بعد از معرفی روش سیگنال تحلیلی (نیقیان؛ ۱۹۷۲، ۱۹۷۴) از این روش و روش‌های وابسته به آن به‌طور گسترده در تفسیر داده‌های مغناطیسی استفاده شده است. سیگنال تحلیلی یک کمیت مختلط است که می‌توان آن را با دو مولفه دامنه (amplitude) و فاز (phase) بیان کرد. دامنه سیگنال تحلیلی برابر با برآیند مشتق افقی و قائم میدان مغناطیسی و مولفه فاز آن برابر با نسبت بین مشتق قائم و افقی است. از هر دو کمیت می‌توان در تفسیر داده‌های مغناطیسی استفاده کرد. از عرض دامنه سیگنال تحلیلی (آنچوتا و همکاران، ۱۹۸۱؛ روئست و همکاران، ۱۹۹۲؛ دبگلیا و کورپل، ۱۹۹۷؛ مکلود و همکاران، ۱۹۹۳) و بیشینه مقدار آن (هسو و همکاران، ۱۹۹۶، ۱۹۹۸) برای برآورد عمق و دیگر پارامترهای مربوط به توده‌های مغناطیسی استفاده شده است. فاتحی و همکاران (۱۳۹۲) ضمن بررسی و توسعه رابطه دامنه سیگنال تحلیلی، قابلیت روش‌های بر مبنای مشتقات دامنه سیگنال تحلیلی را مورد تحقیق قرار دادند.

تورستون و اسمیت (۱۹۹۷) عدد موج محلی، که برابر با مشتق فاز سیگنال تحلیلی است، را معرفی کردند و با استفاده از آن عمق، شیب و تباین خودپذیری تماس‌های مغناطیسی را برآورد کردند. اسمیت و همکاران (۱۹۹۸) عدد موج محلی مرتبه دوم، که در آن به جای میدان مغناطیسی از مشتق قائم آن استفاده می‌شود، را معرفی کردند و با استفاده از عدد موج محلی مرتبه اول و دوم روابطی برای برآورد عمق و شاخص ساختاری توده‌های مغناطیسی معرفی کردند. روش آنها برای تماس، دایک نازک و استوانه افقی قابل استفاده بود. در طبیعت بسیاری از توده‌های مغناطیسی را می‌توان حد واسط بین تماس و

(۱۹۹۸) رابطه عدد موج محلی مرتبه دوم را به صورت زیر بیان کردند:

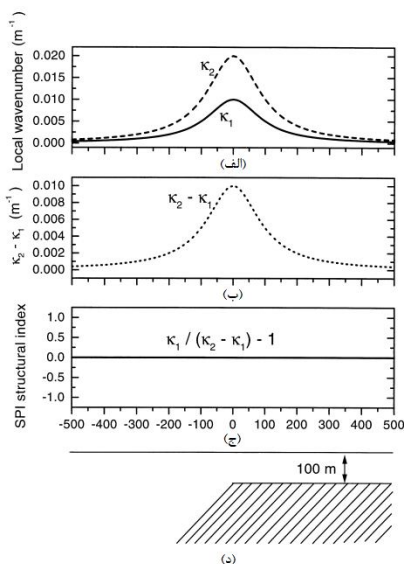
$$k_2(x) = \frac{\partial}{\partial x} \text{tg}^{-1} \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right) / \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right) \right], \quad (2)$$

$$k_2(x) = \frac{1}{|AS_1|^2} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 M}{\partial z^2} \right) \times \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right) \right) \times \left(\frac{\partial^2 M}{\partial z^2} \right) \right], \quad (3)$$

که $|AS|$ و $|AS_1|$ به ترتیب سیگنال تحلیلی ساده و سیگنال تحلیلی مرتبه اول هستند. اسمیت و همکاران (۱۹۹۸) رابطه کلی عدد موج محلی مرتبه‌های اول و دوم را برای سه مدل تماس، دایک‌های نازک و استوانه افقی به صورت زیر عرضه کردند:

$$k_j = \frac{(n+j)z}{z^2 + (x-x_0)^2}, \quad (5)$$

که n ، شاخص ساختاری توده (برای تماس $n=0$ ، لایه نازک $n=1$ و استوانه افقی $n=2$) و z مرتبه عدد



شکل ۱. (الف) عدد موج محلی مرتبه اول k_1 و دوم k_2 روی یک مدل تماس. (ب) $(k_2 - k_1)$. (ج) شاخص ساختاری برآورد شده برای مدل تماس. (د) مدل تماس (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۸).

موج است. رابطه (۵) نشان می‌دهد که عددهای موج محلی مرتبه اول و دوم به تباین خودپذیری مغناطیسی،

دو ارتفاع متفاوت، عمق و شاخص ساختاری توده را برآورد کرد. وی همچنین از این روش برای بررسی همگنی توده‌ها نیز استفاده کرد.

در این مقاله ضمن معرفی روش‌های برآورد عمق بر مبنای عدد موج محلی، با اعمال آنها روی داده‌های مصنوعی، کارایی و دقت آنها مقایسه می‌شود. همچنین از این روش برای تفسیر داده‌های مغناطیسی روی بی‌هنجاری سیریز در استان کرمان استفاده می‌شود.

۲ روش تحقیق

۱-۲ نظریه روش

از عدد موج محلی برای برآورد عمق توده‌های مغناطیسی به دو صورت استفاده می‌شود. (۱) استفاده از مقدار بیشینه عدد موج محلی. (۲) عدد موج محلی تعمیم یافته.

۱-۱-۲ برآورد عمق با استفاده از مقدار بیشینه عدد

موج محلی

با در نظر گرفتن $\frac{\partial M}{\partial z}$ و $\frac{\partial M}{\partial x}$ به ترتیب در حکم مشتق افقی و قائم میدان مغناطیسی، عدد موج محلی به صورت زیر بیان می‌شود (تورستون و اسمیت، ۱۹۹۷):

$$k = \frac{\partial}{\partial x} \text{tg}^{-1} \left[\frac{\partial M}{\partial z} / \frac{\partial M}{\partial x} \right]. \quad (1)$$

با استفاده از رابطه مشتق تابع معکوس مثلثاتی تانژانت $(d(\text{tg}^{-1}\varnothing)/dx = 1/(1+\varnothing^2))$ ، رابطه نهایی عدد موج محلی به صورت زیر خواهد بود (تورستون و همکاران، ۱۹۹۷):

$$k_1(x) = \frac{1}{|AS|^2} \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z} \frac{\partial M}{\partial x} - \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} \frac{\partial M}{\partial z} \right). \quad (2)$$

می‌توان مانند سیگنال تحلیلی تعمیم یافته (هسو، ۱۹۹۶)، مراتب بالاتر عدد موج محلی را با قرار دادن مشتق قائم میدان مغناطیسی $\frac{\partial M}{\partial z}$ ، به جای میدان مغناطیسی M در رابطه عدد موج محلی به دست آورد. اسمیت و همکاران

کرده بودند و پس از برآورد عمق، شیب و تباین خودپذیری مغناطیسی تماس را نیز به دست آورده بودند.

مراحل اجرای روش:

برای اجرای این روش ابتدا لازم است مشتقات میدان مغناطیسی (حداکثر مشتق سوم) محاسبه و با استفاده از آنها عدد موج محلی مرتبه اول و دوم محاسبه شود. سپس مقادیر بیشینه عدد موج محلی با استفاده از الگوریتم تعیین بیشینه بلیکلی و سیمپسون (۱۹۸۶) تعیین می‌شود. با توجه به اینکه عدد موج محلی مرتبه اول از مشتقات مرتبه دوم و عدد موج محلی مرتبه دوم از مشتقات مرتبه سوم استفاده می‌کند، هر دو شدیداً به نوفه حساس هستند؛ در این مرحله نقاط زیادی انتخاب می‌شود که مربوط به توده مغناطیسی نیستند و در هنگام برآورد عمق توده باید به این نقاط توجه داشت. در مرحله بعد مقادیر عدد موج محلی اول و دوم در این نقاط انتخاب می‌شود. در برخی نقاط موقعیت مقدار بیشینه عددهای موج محلی اول و دوم یکسان نیستند و در صورتی که دقیقاً از این مقادیر استفاده شود، عمق برآوردی دقت لازم را نخواهند داشت. در این مقاله برای برطرف کردن این مشکل، ابتدا بیشینه مقادیر یکی از دو عدد موج محلی تعیین می‌شود و سپس با انتخاب پنجره‌ای، بیشینه مقدار عدد موج محلی دیگر در آن پنجره تعیین، و از این زوج داده برای برآورد شاخص ساختاری و سپس عمق توده‌ها استفاده می‌شود.

جدول ۱. نتایج حاصل از برآورد عمق و موقعیت افقی با استفاده از روش‌های پیش‌گفته برای مدل مصنوعی.

روش برآورد عمق	x1	z1	x2	z2
غیر وابسته به شاخص ساختاری	145	62	355	62
شاخص ساختاری	0.56		0.5	
تماس	145	40	355	41
دایک نازک	145	80	355	82.5
عدد موج محلی تعمیم یافته	141	61	356.5	62

شیب توده، زاویه میل، انحراف و شدت میدان مغناطیسی وابسته نیستند (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۸). شکل منحنی عددهای موج مرتبه اول و دوم روی مدل‌های دو بُعدی ذکر شده شبیه به هم است و در $x = x_0$ (محل توده) متقارن و بیشینه مقدارشان در این مکان است (شکل ۱). بنابراین می‌توان از این ویژگی در تعیین موقیت افقی توده نیز استفاده کرد. تنها تفاوت بین k_1 و k_2 ، تغییر در ضریب دامنه وابسته به شاخص ساختاری توده است. عمق توده‌ها را هم می‌توان بدون پیش‌فرض نسبت به مدل توده و همچنین با در نظر گرفتن یک فرض اولیه برای مدل توده برآورد کرد. با در نظر گرفتن $k_a = k_2 - k_1$ ، که بیشینه مقدار آن در نقطه $x = x_0$ قرار می‌گیرد، می‌توان عمق توده را بدون پیش‌فرض نسبت به مدل توده، با استفاده از رابطه زیر به دست آورد (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۸):

$$z_a = 1/k_a = 1/(k_2 - k_1). \quad (6)$$

همچنین می‌توان شاخص ساختاری را با استفاده از رابطه زیر به دست آورد (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۸):

$$(n = k_1/(k_2 - k_1) - 1). \quad (7)$$

در صورتی که از قبل شاخص ساختاری توده مشخص باشد، می‌توان تنها با استفاده از عدد موج محلی مرتبه اول عمق آن را با رابطه زیر محاسبه کرد (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۸):

$$z_0 = \frac{n+1}{k_1}. \quad (8)$$

بنابراین عمق تماس، دایک و استوانه افقی به ترتیب از روابط $z_c = \frac{1}{k_1}$ ، $z_d = \frac{2}{k_1}$ و $z_h = \frac{3}{k_1}$ به دست می‌آید. تورستون و اسمیت (۱۹۹۷) رابطه برآورد عمق مدل تماس با استفاده از عدد موج محلی ($z_c = \frac{1}{k_1}$) را قبلاً عرضه

۲-۱-۲ برآورد عمق با استفاده از عدد موج محلی تعمیم یافته

روش‌های برآورد عمق بر مبنای عدد موج محلی بیان می‌شوند، یا از مشتقات مرتبه سوم استفاده می‌کنند (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۸؛ تورستون و همکاران، ۲۰۰۲)، و یا به فرضی درباره شاخص ساختاری توده نیاز دارند (تورستون و اسمیت، ۱۹۹۷). به همین علت روش‌های کاملاً کارآمدی برای برآورد عمق توده‌های مغناطیسی نیستند. روش دیگری بر مبنای عدد موج محلی مرتبه اول را سالم و همکاران (۲۰۰۵) برای داده‌های مغناطیسی روی یک نیم‌رخ معرفی کردند و بعدها سالم و همکاران (۲۰۰۸) آن را برای داده‌های شبکه‌بندی شده نیز توسعه دادند.

سالم و همکاران (۲۰۰۵) روش توسعه داده شده عدد موج محلی را که عدد موج محلی تعمیم یافته (ELW) نامیده می‌شود معرفی کردند. روش ELW بر مبنای عدد موج محلی افقی مرتبه اول و عدد موج محلی قائم میدان مغناطیسی است. این ترکیب اجازه محاسبه موقعیت توده (برای توده‌های دو بُعدی) را بدون اطلاع از وضعیت مدل توده می‌دهد. بنابراین روش ELW یک روش دو بُعدی غیر وابسته به نوع مدل توده است که حداکثر از مشتقات مرتبه دوم استفاده می‌کند. می‌توان فاز محلی را با انتگرال گیری از عدد موج محلی به دست آورد (سالم و همکاران، ۲۰۰۵):

$$\theta = \int_x k_x dx = (N+1) \tan^{-1} \left(\frac{x-x_0}{z-z_0} \right) + c, \quad (9)$$

که c ثابت انتگرال گیری است. با مشتق گیری از فاز محلی θ در راستای z ، عدد موج محلی قائم به دست می‌آید (سالم و همکاران، ۲۰۰۵):

$$k_z = \frac{(n+1)(x-x_0)}{(x-x_0)^2 + (z-z_0)^2}, \quad (10)$$

k_x (عدد موج محلی افقی، رابطه (۲)) و k_z (عدد موج محلی قائم، رابطه (۱۰)) زوج تبدیل هیلبرت هستند (سالم و همکاران، ۲۰۰۵). عدد موج محلی قائم به روش‌های گوناگونی محاسبه می‌شود. برای مثال می‌توان از عدد موج محلی افقی، تبدیل هیلبرت گرفت و یا از رابطه فاز محلی در راستای z مشتق گرفت (سالم و همکاران، ۲۰۰۵):

$$k_z = \frac{-1}{|A|^2} \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z} \frac{\partial M}{\partial z} - \frac{\partial^2 M}{\partial z^2} \frac{\partial M}{\partial x} \right). \quad (11)$$

با تقسیم عدد موج محلی افقی (رابطه (۲)) بر عدد موج محلی قائم (رابطه (۱۱))، یک رابطه خطی به دست می‌آید (سالم و همکاران، ۲۰۰۵):

$$k_x x_0 + k_z z_0 = k_x x + k_z z, \quad (12)$$

رابطه (۱۲) یک رابطه خطی و مشابه با رابطه واهامیخت اوایلر است و به سبب نیاز نداشتن به دانش قبلی درباره مدل توده، نسبت به آن برتری دارد. بنابراین مانند روش اوایلر پنجره‌ای روی داده‌های منطقه حرکت داده میشود. در هر پنجره n نقطه که مختصات آنها (z, x) و عدد موج محلی افقی و قائم آنها (k_x, k_z) معلوم است، قرار می‌گیرد. بنابراین برای هر پنجره یک رابطه ماتریسی به صورت زیر خواهیم داشت:

$$\begin{bmatrix} k_{x1} & k_{z1} \\ \vdots & \vdots \\ k_{xn} & k_{zn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ z_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 k_{x1} + z_1 k_{z1} \\ \vdots \\ x_n k_{xn} + z_n k_{zn} \end{bmatrix}. \quad (13)$$

جدول ۲. نتایج حاصل از برآورد عمق و موقعیت افقی با استفاده از روش‌های پیش گفته برای مدل مصنوعی نوفه‌دار.

روش برآورد عمق	x1	z1	x2	z2
غیر وابسته به شاخص ساختاری	140	72	360	62
شاخص ساختاری	0.7		0.56	
تماس	140	36	360	38
دایک نازک	140	82	360	86
عدد موج محلی تعمیم یافته	137	69	358	69

مرتبه اول است. عمق برآورد شده با استفاده از روش عدد موج محلی برابر با ۶۱ متر و خطای آن تقریباً برابر با دیگر روش‌ها است، اما با توجه به اینکه به فرض اولیه‌ای درباره مدل توده نیاز ندارد و فقط از مشتقات مرتبه دوم میدان مغناطیسی استفاده می‌کند، نسبت به دیگر روش‌ها برتری دارد. در این روش علاوه بر عمق، موقعیت افقی توده نیز برآورد می‌شود. موقعیت افقی برآورد شده با این روش برابر با ۱۴۱ و ۳۵۶ متر و موقعیت واقعی لبه‌های توده به ترتیب ۱۵۰ و ۳۵۰ متر است.

برای بررسی اثر نوفه روی نتایج برآورد عمق با استفاده از روش‌های بیان شده، به داده‌های مغناطیسی حاصل از مدل شکل ۲، ۱۰ درصد نوفه اضافه شد. نتایج برآورد عمق با استفاده از روش‌های متفاوت برای داده‌های نوفه‌ای در جدول ۲ نشان داده شده است. شکل ۲-ه عمق برآورد شده به روش عدد موج محلی تعمیم یافته برای داده‌های نوفه‌ای را نشان می‌دهد. شکل مدل استفاده شده در شکل ۲-و نشان داده شده است.

۳-۲ بررسی اثر ادامه فراسو روی نتایج برآورد عمق معمولاً در تفسیر داده‌های مغناطیس، برای حذف نوفه‌های سطحی از فیلتر ادامه فراسو استفاده می‌شود. برای بررسی اثر این فیلتر روی نتایج برآورد عمق با استفاده از روش عدد موج محلی از داده‌های مصنوعی استفاده شد. برای این منظور دایکی با ضخامت ۲۰ متر، واقع در عمق ۶۰ متر و موقعیت افقی ۵۰۰ در نظر گرفته شد. میدان مغناطیسی به ارتفاع‌های متفاوت (۵، ۱۰، ۲۰) گسترش داده شد و با استفاده از روش‌های برآورد عمق ذکر شده، عمق آنها برآورد شد. نتایج به دست آمده (جدول ۳) نشان می‌دهد که باید ارتفاع گسترش داده شده را از عمق برآورد شده کم کرد.

و سپس با استفاده از روش کمترین مربعات می‌توان مجهولات را به دست می‌آورد. با استفاده از روش کمترین مربعات می‌توان علاوه بر موقعیت توده، خطای برآورد را نیز به دست آورد و از آن به عنوان معیاری برای پذیرش و یا رد جواب به دست آمده استفاده کرد.

۲-۲ برآورد عمق داده‌های مصنوعی

برای بررسی کارایی روش‌های پیش گفته در برآورد عمق توده‌های مغناطیسی، از داده‌های مصنوعی استفاده شده است. برای این منظور منشور مربعی با ابعاد ۲۰۰ متر و گسترش عمقی ۱۰۰ متر و واقع در عمق ۵۰ متری در نظر گرفته شد. تباین خودپذیری مغناطیسی این توده برابر با SI ۰/۰۱، شدت میدان مغناطیسی ۴۵۶۰۰ nT، زاویه میل و انحراف مغناطیسی نیز برابر با ۴۵ و ۲/۵ درجه در نظر گرفته شده است. نیم‌رخ شمالی-جنوبی انتخاب و روش‌های پیش گفته روی آن اعمال شده است (شکل ۲). شکل ۲- الف نیم‌رخ میدان مغناطیسی القایی حاصل از این توده را نشان می‌دهد. شکل ۲-ب نیم‌رخ برگردان به قطب، شکل ۲-ج عدد موج محلی مرتبه اول و شکل ۲-د برآورد عمق به روش عدد موج محلی تعمیم یافته است. نتایج به دست آمده با استفاده از روش‌های بیان شده در جدول ۱ نشان داده شده است. با توجه به عریض بودن توده، عدد موج محلی روی لبه‌ها مقدار بیشینه نشان داده و در نتیجه عمق توده را در آن نقاط برآورد کرده است. تقریباً عمق برآورد شده روی هر دو لبه یکسان‌اند و تفاوت زیادی با هم ندارند. عمق برآورد شده با استفاده از روش برآورد عمق غیر وابسته به مدل توده (رابطه ۶) برابر با ۶۲ متر است. خطای برآورد عمق، کمتر از ۲۵ درصد است. عمق برآورد شده با فرض تماس برابر با ۴۰ متر و با فرض دایک نازک برابر با ۸۰ متر است. شاخص ساختاری برآوردی نیز برابر با ۰/۵ است. موقعیت افقی برآورد شده در این روش نیز معادل با موقعیت بیشینه عدد موج محلی

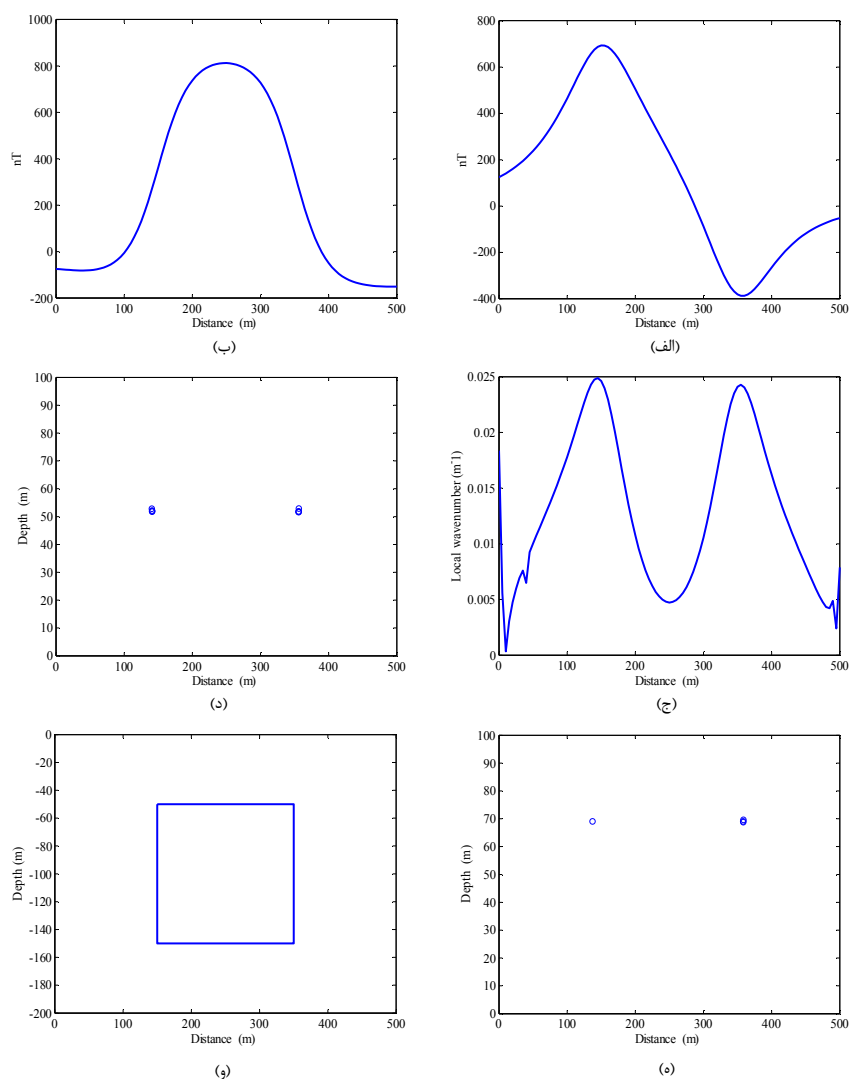
(به مرکزیت شهر زرنند) واقع شده است. این محدوده اکتشافی در شرق پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی قرار گرفته است که به نوبه خود بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا به شمار می‌رود. ماده معدنی در این محدوده اکتشافی عنصر فلزی آهن است که عمدتاً به شکل کانی اولیه و مغناطیسی مگنتیت رخمون پیدا کرده است. از

جدول ۳. بررسی اثر گسترش به سمت بالا روی نتایج برآورد عمق به روش عدد موج محلی.

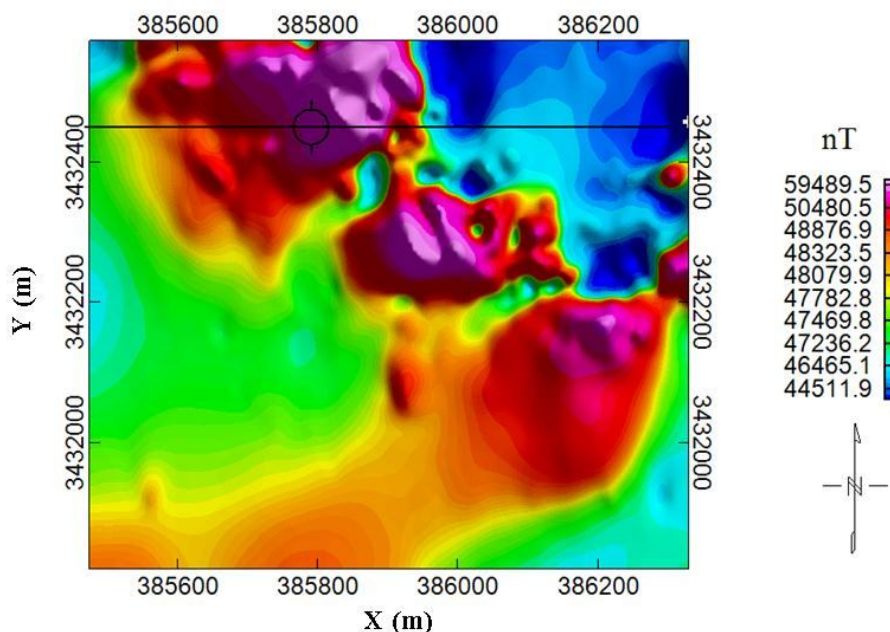
Upward	Za	ELW	Zd
0	69	71	60
5	76	74	65
10	82	78	70
20	95	89	78

۴-۲ زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

کانی‌سازی آهن مگنتیتی سیریز در شمال غرب بخش سیریز (به مرکزیت روستای سیریز) و غرب شهرستان زرنند



شکل ۲. (الف) میدان مغناطیسی باقیمانده حاصل از مدلی با طول ۲۰۰ متر و واقع در عمق ۵۰ متر. زاویه میل و انحراف مغناطیسی به ترتیب برابر با ۴۵ و ۲/۵ درجه در نظر گرفته شده است. لبه‌های این توده در ۱۵۰ و ۳۵۰ قرار گرفته‌اند. (ب) برگردان به قطب. (ج) عدد موج محلی مرتبه اول. (د) عمق برآورد شده با روش عدد موج محلی تعمیم‌یافته. (ه) عمق برآورد شده با روش عدد موج محلی تعمیم‌یافته برای داده مصنوعی همراه با نوفه. (و) شکل توده (مرز توده با چهارضلعی آبی‌رنگ نشان داده شده است).



شکل ۳. نقشه میدان مغناطیسی برگردان به قطب شده منطقه مورد بررسی. نیم‌رخ استفاده شده و موقعیت گمانه حفر شده در شکل نشان داده شده است.

به‌ندرت در برخی موارد کم‌شیب‌تر یا پُرشیب‌تر از این حالت می‌شود. ماده معدنی در این حالت، به تقریب از شیب کمر بالای خود تبعیت می‌کند که گاهی حتی به‌صورت میان‌لایه‌های موجود در یک تناوب با سنگ دربرگیرنده (به‌منزله باطله اصلی) به چشم می‌خورد، تشکیل شده است (و ثوقی، ۱۳۹۰).

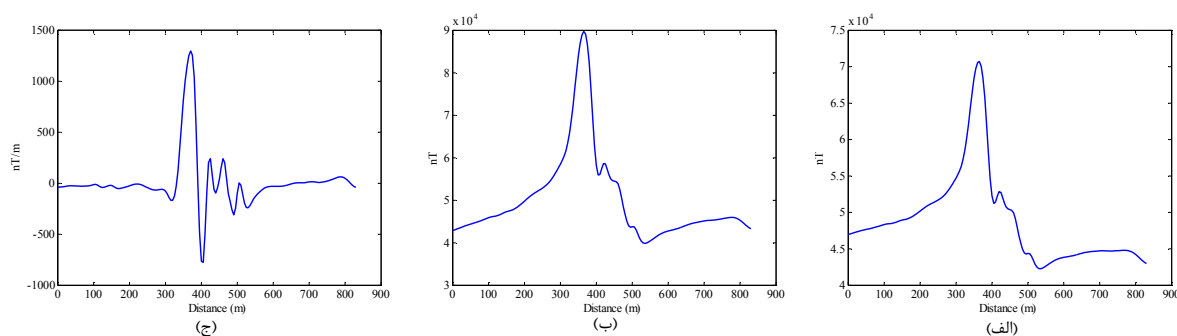
۲-۵ برآورد عمق داده‌های مغناطیسی واقعی بی‌هنجاری سیریز

روش‌های برآورد عمق ذکر شده روی داده‌های مغناطیسی برداشت شده در محدوده اکتشافی سیریز، در استان کرمان اعمال شده‌اند. مشخصات میدان مغناطیسی این منطقه بر مبنای سامانه IGRF، عبارت‌انداز: شدت میدان مغناطیسی کل: ۴۶۳۰۰ نانوتسلا، زاویه میل مغناطیسی: ۴۷.۹ و زاویه انحراف مغناطیسی ۲/۶ درجه. برداشت مغناطیس‌سنجی در منطقه مورد بررسی روی نیم‌رخ‌های با امتداد شرقی -

دیدگاه زمین‌شناختی، ماده معدنی در قالب رگه، عدسی و پهنه‌های آهنی عمدتاً در مرز همبری میان توده‌های کربناته (دولومیتی) - آواری (شیل) کامبرین جای گرفته است و روند غالب شمال غربی-جنوب شرقی دارد. در همبری توده نفوذی سیریز با دولومیت کوهبنان سنگ‌های دگرته‌ساز سبز رنگی تشکیل شده که غنی از فلوگوپیت، مگنتیت، هماتیت، آمفیبول هستند و به‌طور کلی این واحد دگرته‌ساز (متاسوماتیت) میزان کانی‌سازی آهن در پهنه‌های همبری است. شیب کلی ماده معدنی بین ۴۰ تا ۶۰ درجه به سمت جنوب‌غرب (متوسط ۵۰ درجه) است و

جدول ۴. نتایج برآورد عمق داده‌های مغناطیس واقعی

روش برآورد عمق	عمق برآوردی (متر)
غیر وابسته به شاخص ساختاری	۲۱
با فرض تماس	۸
با فرض دایک نازک	۲۸
عدد موج محلی تعمیم یافته در	۳۸۵۸۰۸
	۳۸۵۸۵۰



شکل ۴. نیم‌رخ میدان مغناطیسی بازماند روی داده‌های واقعی در محدوده اکتشافی سیریز. (الف) نیم‌رخ میدان مغناطیسی باقی‌مانده. این نیم‌رخ شمالی جنوبی است. (ب) برگردان به قطب. (ج) مشتق قائم میدان برگردان به قطب شده.

با فرض تماس و دایک نازک نیز به ترتیب برابر با ۸ و ۲۸ متر است. عمق برآورد شده با استفاده از روش عدد موج محلی تعمیم‌یافته در ۳۸۵۸۰۸، ۱۰ متر و در ۳۸۵۸۴۹ (۳۸۰ محلی) و ۲۱ متر است.

در موقعیت ۳۸۵۷۹۰ یک گمانه حفر شده است و عمق برخورد آن با توده ۱۹ متر است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در این گمانه در جدول ۵ نشان داده شده است. بنابراین نتایج برآورد عمق به واقعیت نزدیک است.

۳ نتیجه‌گیری

برآورد عمق توده‌های مغناطیسی یکی از هدف‌های تفسیر و پردازش داده‌های مغناطیسی است و روش‌های متنوعی برای این منظور مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این نوشته روش عدد موج محلی معرفی و از آن برای برآورد عمق داده‌های مغناطیسی مصنوعی و داده‌های واقعی بی‌هنجاری مگنتیتی سیریز استفاده شد. روش عدد موج محلی بر مبنای تغییرات فاز سیگنال تحلیلی است. روش‌های برآورد عمق بر مبنای عدد موج محلی به دو دسته تقسیم می‌شوند: روش‌هایی که برای برآورد عمق از مقدار بیشینه عدد موج محلی استفاده می‌کنند و روشی که شبیه به رابطه اوایلر است و بدون نیاز به فرضی درباره شاخص ساختاری، موقعیت افقی و عمق توده را برآورد می‌کند. با استفاده از مقدار بیشینه عدد موج محلی می‌توان علاوه بر عمق،

غربی صورت گرفته است. فاصله بین نیم‌رخ‌ها برابر با ۲۰ متر و فاصله ایستگاه‌ها روی هر نیم‌رخ ۱۰ متر است. شکل ۳ نقشه میدان مغناطیسی برگردان به قطب شده منطقه مورد بررسی است، و روی آن موقعیت ایستگاه‌های اندازه‌گیری میدان مغناطیسی، گمانه حفاری شده و نیم‌رخ استفاده شده نشان داده شده است

نیم‌رخ میدان مغناطیسی کل در شکل ۴-الف نشان داده شده است. این نیم‌رخ در راستای شرقی-غربی و تقریباً عمود بر امتداد توده در نظر گرفته شده است. نیم‌رخ برگردان به قطب در شکل ۴-ب نشان داده شده است. برای تعیین جهت شیب توده مشتق قائم روش مناسبی است. مشتق قائم در جهت مخالف توده‌های شیب‌دار، بی‌هنجاری منفی بیشتری نسبت به جهت شیب توده نشان می‌دهد (فاتحی و نوروزی، ۱۳۹۱). شکل ۴-ج مشتق قائم اعمال شده روی نیم‌رخ برگردان به قطب را نشان می‌دهد. پیک منفی مشتق قائم در سمت شرق توده است و بیانگر شیب توده به سمت غرب است.

عمق برآورد شده برای این توده با استفاده از روش‌های بیان شده در جدول ۴ نشان داده شده است. موقعیت افقی برآورد شده برای توده با استفاده از بیشینه عدد موج محلی ۳۸۵۸۰۸ (۳۴۰ محلی) است. در این موقعیت عمق برآورد شده با استفاده از رابطه غیر وابسته به فرض اولیه درباره شاخص ساختاری برابر با ۲۰ متر است. عمق برآورد شده

جدول ۵. نتایج تجزیه شیمیایی گمانه روی نیم‌رخ مورد بررسی.

FROM	TO	FE	FEO	FE2O3	FROM	TO	FE	FEO	FE2O3
19.0	21.1	21.9	9.3	31.3	76.1	78.6	38.0	17.0	54.3
21.1	23.6	16.5	6.0	23.5	78.6	81.1	39.9	18.2	56.1
23.6	26.1	23.4	9.0	33.4	81.1	83.6	20.7	10.0	29.7
26.1	28.6	23.4	9.0	33.4	83.6	86.1	27.2	16.7	38.9
28.6	31.1	16.1	6.6	23.0	86.1	88.6	20.1	9.9	28.7
31.1	33.6	31.6	10.9	45.2	88.6	91.1	24.8	12.3	35.5
33.6	36.1	12.5	4.5	17.9	91.1	93.6	49.7	21.0	71.1
36.1	38.6	21.2	8.8	30.3	93.6	96.1	47.0	21.9	67.3
38.6	41.1	32.6	13.2	46.6	96.1	98.6	56.1	23.2	80.3
41.1	43.6	45.8	19.4	65.5	98.6	101.1	57.5	23.9	82.2
43.6	46.1	47.7	21.5	68.1	101.1	103.6	55.5	23.5	79.4
46.1	48.6	38.9	17.8	55.6	103.6	106.1	58.7	24.7	83.9
48.6	51.1	18.6	8.2	26.7	106.1	108.6	54.8	22.8	78.3
51.1	53.6	21.3	10.7	30.4	108.6	111.1	50.5	21.3	72.1
53.6	56.1	25.1	11.6	35.9	111.1	113.6	51.5	21.3	73.6
56.1	58.6	13.0	8.0	18.6	113.6	116.1	50.3	21.5	71.9
58.6	61.1	18.1	8.7	25.9	116.1	118.6	47.3	20.3	67.6
61.1	63.0	11.1	5.9	15.9	118.6	121.1	42.3	18.8	60.4
69.0	71.1	9.4	4.0	13.4	121.1	123.6	52.1	21.5	74.5
71.1	73.6	18.5	7.2	26.5	123.6	126.1	48.5	22.1	69.4
73.6	76.1	39.6	18.2	56.6	126.1	127.5	39.4	17.7	56.3

منابع

و ثوقی، ب.، زمین‌شناسی عمومی محدوده اکتشافی سیریز مجتمع، صنعت و معدن ذوب آهن جنوب شرق ایران، تابستان ۱۳۹۰.

فاتحی. م.، و نوروزی. غ. ح.، ۱۳۹۱، تخمین مرز و شیب توده‌های مغناطیسی با استفاده از مشتقات مرتبه اول میدان مغناطیسی: چهارمین کنفرانس مهندسی معدن، ۱۵۷-۱۶۴.

فاتحی. م.، نوروزی. غ. ح.، و حاجی‌ئی، ف.، ۱۳۹۲، تخمین عمق توده‌های مغناطیسی با استفاده از مشتقات سیگنال تحلیلی: مجله ژئوفیزیک ایران، ۷(۴).

شاخص ساختاری توده را نیز برآورد کرد اما مشکل این روش، استفاده آن از مشتقات مرتبه سوم میدان مغناطیسی است. در این نوشتار اثر فیلتر ادامه فراسو بر نتایج برآورد عمق نیز بررسی و چنین نتیجه‌گیری شد که ارتفاع گسترش داده شده باید از عمق برآوردی کم شود تا به عمق واقعی نزدیک‌تر باشد. از روش عدد موج محلی برای تفسیر داده‌های مغناطیسی در بی‌هنجاری سیریز استفاده شد. روی نیم‌رخ تفسیر شده، عمق توده بین حدود ۲۰ متر برآورد کرد که با نتایج حاصل از گمانه حفر شده روی این نیم‌رخ مطابقت دارد.

- Nabighian, M. N., 1974, Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: *Geophysics*, **39**, 85-92.
- Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal: *Geophysics*, **57**, 116-125.
- Salem, A., Ravat, D., Smith, R., and Ushijima, K., 2005, Interpretation of magnetic data using an enhanced local wavenumber (ELW) method: *Geophysics*, **70**, 7-12.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, and R., Ravat, D., 2008, Interpretation of magnetic data using tilt – angle derivatives: *Geophysics*, **73**, 1-10.
- Salem, A., and Smith, R., 2005, Depth and structural index from normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies: *Geophysical Prospecting*, **53**, 83-89.
- Smith, R. S., Thurston, J. B., Dai, T. F., and MacLeod, I. N., 1998, ISPI -The improved source parameter imaging method: *Geophysical Prospecting*, **46**, 141-151.
- 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.
- Thurston, J. B., Smith, R. S., and Guillon, J. C., 2002, A multi model method for depth estimation from magnetic data: *Geophysics*, **67**, 555-561.
- Atchuta Rao, D., RamBabu, H., Sanker and Narayan, P. Y., 1981, Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: The complex gradient method: *Geophysics*, **46**, 1572-1578.
- Blakely, R. J., and Simpson, R. W., 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies: *Geophysics*, **51**, 1494-1498.
- Debeglia, N., and Corpel, J., 1997, Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives: *Geophysics*, **62**(1), 87-96.
- Hsu S. K., Coppens, and D., Shyu, C. T., 1998, Depth to magnetic source using the generalized analytic signal: *Geophysics*, **63**, 1947-1957.
- Hsu, S. K., Sibuet, J. C., and Shyu, C. T., 1996, High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique: *Geophysics*, **61**(2), 373-386.
- Keating, P., 2010, Improved use of the local wavenumber in potential-field interpretation: *Geophysics*, **74**, 75-85.
- Nabighian, M. N., 1972, The analytic signal of 2dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, **37**, 507- 517.