

مدل سازی سه بُعدی داده های مغناطیسی معدن مروارید زنجان و اعتبارسنجی آن با داده های حفاری اکتشافی

مسلم فاتحی^۱، غلامحسین نوروزی^{۲*}، امید اصغری^۲ و فاطمه حاجیئی^۳

^۱دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

^۲دانشکده مهندسی معدن، پردیس دانشکده های فنی، دانشگاه تهران

^۳شرکت مجریان توسعه معادن آسیا

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۰/۱۷، تاریخ پذیرش: ۹۲/۹/۱۹)

چکیده

روش مغناطیس سنجی از جمله مهم ترین روش های ژئوفیزیکی است که به طور گسترده در اکتشاف کانسارها استفاده می شود. لذا برداشت، تفسیر و مدل سازی این داده ها از اهمیت خاصی برخوردار است و از جمله مهم ترین مراحل در اکتشافات تفصیلی و ماقبل حفاری های اکتشافی محسوب می شود. با مدل سازی این داده ها می توان اطلاعات ارزشمندی از مدل توده به دست آورد و از آن برای پیشنهاد موقعیت بهینه حفاری های اکتشافی استفاده کرد. در این مقاله مدل سه بُعدی خودپذیری مغناطیسی حاصل از داده های مغناطیسی معدن مروارید زنجان به دست آمده و با مدل حاصل از داده های گمانه های اکتشافی مقایسه شده است. مدل حاصل انطباق بسیار خوبی با مدل واقعی توده دارد و تغییرات خودپذیری مغناطیسی نیز به خوبی تغییرات درصد آهن در مدل واقعی را نشان می دهد.

واژه های کلیدی: مدل سازی سه بُعدی، داده های مغناطیسی، معدن مروارید زنجان

The 3D modeling of magnetic anomaly of Morvarid Zanjan deposit and method validation by using drilling data

Moslem Fatehi¹, GholamHossain Norouzi², Omid Asghari² and Fateme Hajiei³

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

²Faculty of Mining Engineering, University of Tehran, Iran

³Asia Mining Development

(Received: 6 January 2013, accepted: 10 December 2013)

Summary

Magnetic survey is one of the most important geophysical methods extensively used in mineral explorations. Therefore, the interpretation and modeling of this data is very important before doing any drilling exploration. Modeling this data makes it possible to choose the best position for drilling. In this study, the magnetic data of Morvarid Zanjan deposit has been modeled and a 3D model of the magnetic susceptibility has been achieved. The results were compared with the real model created with drilling exploration data.

There are many inversion algorithms for modeling the magnetic data. However, a principal difficulty with the inversion of the potential data is the inherent nonuniqueness. By Gauss' theorem, if the field distribution is known only on a bounding surface, there are infinitely many equivalent source distributions inside the boundary that can produce the known field. A second source for nonuniqueness is the fact that the magnetic observations are finite in number and are inaccurate. If there exists one model that reproduces the data, there will be other models that will reproduce the data to the same degree of accuracy .

Faced with this extreme nonuniqueness, authors have mainly taken two approaches in the inversion of magnetic data. The first one is the parametric inversion in which the parameters of a few geometrically simple bodies are sought in a nonlinear inversion and the values are found by solving an overdetermined problem. This methodology is suited for anomalies known to be generated by simple causative bodies, but it requires a great deal of a priori knowledge about the source expressed in the form of an initial parameterization, an initial guess for the parameter values, and limits on the susceptibility allowed.

In the second approach to inverting magnetic data, the earth is divided into a large number of cells of fixed size but of unknown susceptibility. Nonuniqueness of the solution is recognized and the algorithm produces a single model by minimizing an objective function of the model subject to fitting the data. Based on the second approach, Li and Oldenburg (1996) formed a multicomponent objective function that had the flexibility to generate different types of models. The objective function incorporates an optional reference model so that the constructed model is close to that. It penalizes roughness in three spatial directions, and it has a depth weighting designed to distribute the susceptibility with depth. Because there is no depth resolution inherent in the magnetic field data, the recovered model is occurred near the surface and takes away from its original position. The depth weighting function helps to locate the recovered model in its real position. Li and Oldenburg (1996, 2000) proposed relations for the depth weighting function. Additional 3-D weighting functions in the objective function can be used to incorporate further information about the model. The user can incorporate other information about the inversion model. The information might be available from other geophysical surveys, geological data, or the interpreter's qualitative or quantitative understanding of the geologic structure and its relation to the magnetic susceptibility.

In principle, this algorithm can be applied to large-scale data. Numerically, however, the computational complexity increases rapidly with the increasing size of the problem and the solution of a large-scale inversion of magnetic data is faced with two major obstacles. The first one is the large amount of computer memory required for storing the sensitivity matrix. And the second obstacle is the large amount of CPU time required for the application of the dense sensitivity matrix to vectors. These two factors directly limit the size of practically solvable problems. To encounter these obstacles, Li and Oldenburg (2003) used the fast wavelet transform along with thresholding the small wavelet coefficients to form a sparse representation of the sensitivity matrix. The reduced size of the resultant matrix allows the solution of large problems that are otherwise intractable. The compressed matrix is used to carry out fast forward modeling by performing matrix vector multiplications in the wavelet domain.

The algorithm used in this study is based on the mentioned multicomponent objective function and the fast wavelet transform is used to make a sparse representation of the sensitivity matrix to reduce the time and computer memory required for inversion.

Keywords: 3D modeling, magnetic data, Morvarid Zanjan deposit

۱ مقدمه

نیازمند فرضیاتی درباره نوع مدل بی‌هنجاری و مقادیر مربوط به آن است.

در روش دوم، برای وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی، حجم ساختار زیرسطحی به تعداد زیادی سلول، که مقدار خودپذیری مغناطیسی آنها مجهول است، تقسیم می‌شود. در این روش یک تابع هدف تعریف می‌شود و الگوریتم وارون‌سازی، آن را با هدف برازش داده‌های مغناطیسی حاصل از این مدل به داده‌های مشاهده‌ای، بهینه می‌کند و در نتیجه فقط یک مدل ایجاد می‌شود. در این خصوص تحقیقات گسترده‌ای صورت گرفته است. باتاچاریا (۱۹۶۴) بی‌هنجاری مغناطیسی حاصل از توده‌های منشوری‌شکل را با مغناطیس‌شدگی اختیاری مطرح کرد که راثو و بابو (۱۹۹۱) آن را توسعه دادند و یک روش سریع و عملی را برای محاسبه میدان مغناطیسی حاصل از یک سلول بیان کردند. لی و اولدنبِگ (۱۹۹۶) روشی را برای وارون‌سازی سه‌بُعدی داده‌های مغناطیسی معرفی کردند. در این روش یک تابع هدف، که ترکیبی از تابع هدف مدل و تابع برازش است، تعریف می‌شود. با بهینه‌سازی این تابع، مدل بهینه حاصل می‌شود. در این روش مفسر می‌تواند اطلاعات اولیه زمین‌شناسی را نیز در مدل‌سازی وارد کند و در نتیجه مدل دقیق‌تری ایجاد می‌شود.

از محدودیت‌های مدل‌سازی داده‌های میدان پتانسیل، در دست نداشتن تفکیک عمقی ذاتی این داده‌ها است. برای برطرف کردن این مشکل لی و اولدنبِگ (۱۹۹۶، ۲۰۰۰) تابع‌های وزن عمقی را معرفی کردند. با استفاده از تابع وزن عمقی در تابع هدف مدل، مدل بازیابی شده در موقعیت واقعی خود قرار می‌گیرد.

از دیگر محدودیت‌ها و موانع بر سر راه مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی، حجم زیاد ماتریس حساسیت و زمان زیاد موردنیاز برای ضرب این ماتریس در بردار مدل است. برای حل این مشکل لی و اولدنبِگ (۲۰۰۳) از تبدیل

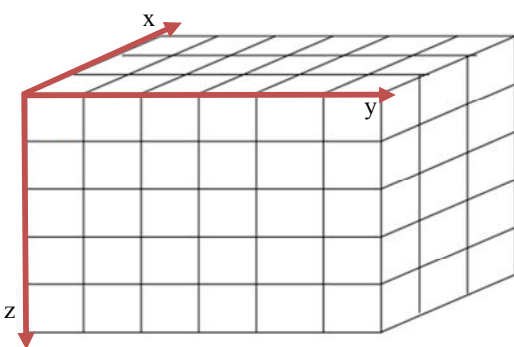
برداشت داده‌های مغناطیسی روشی مفید و متداول در اکتشاف بسیاری از مواد معدنی است؛ که در برخی به منزله روش اصلی ژئوفیزیکی (مانند اکتشاف آهن) و در برخی دیگر درحکم یک روش فرعی (مانند مس، ...) به کار می‌رود. برداشت مغناطیس‌سنجی، ساده و هزینه آن نسبت به دیگر روش‌ها کم است. لذا تفسیر و مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی اهمیت زیادی دارد. مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی از جمله مهم‌ترین اهداف و مراحل تفسیر و پردازش داده‌های مغناطیسی است و سال‌ها است که روش‌های گوناگونی برای این منظور پیشنهاد شده و از آنها استفاده می‌شود. یکی از مهم‌ترین مشکلات وارون‌سازی داده‌های میدان پتانسیل نایکتایی ذاتی آنها است. براساس نظریه گاوس، اگر میدان فقط روی یک سطح مرزی شناخته شده باشد، بی‌نهایت توزیع درون این محدوده وجود دارد که می‌توانند میدان مغناطیسی مشاهده‌ای روی آن سطح را بازتولید کنند. داده‌های میدان مغناطیسی تفکیک عمقی ذاتی ندارند و این باعث محدودیت و پیچیدگی مدل‌سازی این داده‌ها می‌شود. عامل دوم برای نایکتایی، محدود بودن تعداد داده‌های مشاهده‌ای و غیر دقیق بودن آنها است. اگر یک مدل بتواند داده‌های مشاهده‌ای را بازتولید کند، مدل‌های دیگری نیز وجود دارند که بتوانند آن داده‌ها را با همان دقت بازتولید کنند.

برای غلبه بر این عوامل نایکتایی دو روش برای وارون‌سازی داده‌های میدان مغناطیسی وجود دارد. روش اول، وارون‌سازی پارامتری است؛ که در آن تعداد کمی از پارامترهای هندسی مربوط به برخی توده‌های ساده را در یک وارون‌سازی غیرخطی جست‌وجو و مقادیر مجهول در یک مسئله وارون بیش‌معین (Overdetermined) را محاسبه می‌کنند. این روش برای بی‌هنجاری‌هایی که با توده‌های ساده ایجاد شده‌اند مناسب هستند. اما این روش

که $\vec{H}_0 = \vec{B}_0 / \mu_0$ ، نفوذپذیری مغناطیسی است. رابطه میدان مغناطیسی حاصل از این توزیع مغناطیس‌شدگی با رابطه زیر بیان می‌شود (لی و اولدنبرگ، ۲۰۰۰):

$$B(r) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{\Delta V} \nabla \nabla \frac{1}{|r-r'|} J dv, \quad (۰)$$

که در آن r و r' به ترتیب موقعیت نقطه مشاهده‌ای و توده هستند، ∇ روی r عمل می‌کند و ΔV حجم توده مغناطیسی است (لی و اولدنبرگ، ۲۰۰۰). در عمل حجم زیر سطح زمین به مشوره‌های کوچک تقسیم و به هر سلول مقدار ثابتی از تباین خودپذیری مغناطیسی اطلاق و میدان مغناطیسی حاصل از آنها محاسبه می‌شود (شکل ۱).



شکل ۱. زمین گسسته شده با تعداد سلول‌های سه‌بُعدی.

برای سادگی محاسبات معمولاً فرض می‌شود که هیچگونه مغناطیس باقی‌مانده (Remanent magnetization) وجود ندارد و مغناطیس‌زدایی (Demagnetization) صرف‌نظر کردنی است و فقط مغناطیس‌شدگی القایی وجود دارد. بنابراین رابطه میدان مغناطیسی به صورت زیر خواهد بود (بلیکلی، ۱۹۹۵):

$$B_j = \sum_{i=1}^N M_i b_{ij}, \quad (۳)$$

که B_j میدان مغناطیسی در نقطه اندازه‌گیری j ، M_i شدت مغناطیس‌شدگی سلول i و b_{ij} حساسیت مغناطیسی سلول i روی نقطه مشاهده‌ای j است (بلیکلی، ۱۹۹۵).

موجک استفاده کردند. با اعمال تبدیل موجک روی ماتریس حساسیت و در نظر گرفتن یک مقدار آستانه، تعداد زیادی از عنصرهای ماتریس حساسیت حذف می‌شود و در نتیجه سرعت مدل‌سازی افزایش می‌یابد.

ویلیامز (۲۰۰۸) و لیبور (۲۰۰۹) از داده‌های زمین‌شناسی و اطلاعات حاصل از گمانه‌ها در وارون‌سازی استفاده کردند و نتایج مدل‌سازی را بهبود دادند.

نمکی و همکاران (۱۳۸۹) روش مشابهی برای مدل‌سازی دو بُعدی داده‌های مغناطیسی را معرفی کردند و از آن برای مدل‌سازی داده‌های مغناطیس هواپرد روی منطقه مکران در جنوب ایران استفاده کردند.

در این مقاله از این روش برای مدل‌سازی داده‌های مصنوعی و داده‌های واقعی معدن آهن مروارید زنجان استفاده شده است. سپس مدل خودپذیری مغناطیسی به دست آمده از مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی با مدل واقعی توده، که از داده‌های حفاری اکتشافی و رخنمون‌ها به دست آمده است، مقایسه شده است. مقایسه این دو مدل نشان‌دهنده کارایی این روش در مدل‌سازی سه بُعدی داده‌های مغناطیسی است.

۲ روش تحقیق

۱-۲ مدل‌سازی پیشرو

در وارون‌سازی یکی از محاسبات مورد نیاز، مدل‌سازی پیشرو است. برای یک میدان مغناطیسی القایی \vec{B}_0 ، مغناطیس‌شدگی (مغناطیدگی) \vec{J} ، به تباین خودپذیری مغناطیسی توده با سنگ‌های اطراف بستگی دارد. زمانی که تباین خودپذیری بسیار کوچک است، مغناطیس‌شدگی متناسب با تباین خودپذیری مغناطیسی و برابر با حاصل ضرب آن در میدان مغناطیسی القایی است:

$$\vec{J} = k\vec{H}_0, \quad (۱)$$

۲-۲ وارون سازی

وارون سازی با بهینه سازی تابع هدفی که ترکیبی از تابع هدف مدل ϕ_m و تابع هدف برازش ϕ_d است، صورت می گیرد (لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۶):

۱-۲-۲ تابع هدف مدل

تابع هدف مدل به صورت زیر است:

$$\begin{aligned} \phi_m(m) = & \alpha_s \int_V w_s \{w(z)[m(r) - m_0]\}^2 dv \\ & + \alpha_x \int_V w_x \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial x} \right\}^2 dv \\ & + \alpha_y \int_V w_y \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial y} \right\}^2 dv \\ & + \alpha_z \int_V w_z \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial z} \right\}^2 dv \end{aligned} \quad (۴)$$

که در آن، تابع w_s وزن هر سلول در مدل مرجع است. در مکان هایی که اطمینان مفسر نسبت به مدل مرجع زیاد است وزن های بزرگ تری در نظر گرفته می شود. تابع های w_x ، w_y و w_z وزن هموارشدگی بین دو سلول مجاور در راستاهای x ، y و z هستند. وزن های α_x ، α_y و α_z نسبت همواری (Smoothness) به نزدیکی (Smallness) در مدل هستند. $W(z)$ تابع وزن عمقی و m_0 مدل مرجع است. می توان رابطه (۴) را به صورت $\phi_m(m) = \phi_{ms} + \phi_{mv}$ نوشت که در آن ϕ_{ms} مربوط به بخش اول رابطه (۴) و ϕ_{mv} مربوط به سه بخش دیگر باقی مانده در رابطه (۴)، شامل تغییرات مدل در سه جهت مکانی هستند. ϕ_{ms} نزدیکی مدل بازیابی شده به مدل اولیه و ϕ_{mv} همواری مدل در جهت های گوناگون را کنترل می کنند (لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۶).

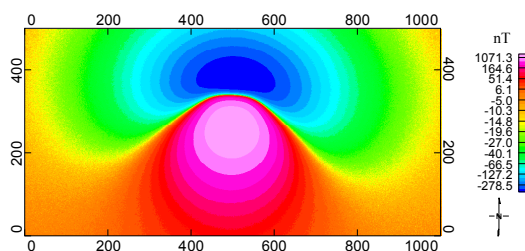
۲-۲-۲ تابع هدف برازش داده ها

همواره داده های مشاهده ای با نوفه همراه هستند؛ بنابراین

نباید داده های محاسبه ای (Predicted) کاملاً بر داده های مشاهده ای برازش شوند؛ زیرا در غیر این صورت مدل بازیابی شده اشتباه خواهد بود. برازش نشدن داده ها به صورت زیر تعریف می شود (لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۶):

$$\phi_d = \left\| W_d(d - d^{obs}) \right\|_2^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^{obs} - d_i^{pre}}{\sigma_i} \right)^2, \quad (۵)$$

فرض می شود که نوفه در داده ها توزیع نرمال با میانگین صفر و انحراف استاندارد σ دارد. W_d یک ماتریس قطری است که اُمین عنصر آن $1/\sigma_i$ و σ_i انحراف استاندارد داده مشاهده ای اُم است (لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۶).



شکل ۲. میدان مغناطیسی باقی مانده حاصل از یک مدل مصنوعی مکعبی شکل با ابعاد ۱۰۰ متر، واقع در عمق ۵۰ متر و با تباین خودپذیری مغناطیسی ۰.۵SI. شدت میدان مغناطیسی زمین ۴۷۴۰۰ nT، زاویه میل ۵۴ درجه و زاویه انحراف مغناطیسی ۴ درجه در نظر گرفته شده است.

۳-۲-۲ تابع وزن عمقی

داده های میدان پتانسیل تفکیک عمقی ذاتی ندارند و در زمان مدل سازی قطع نظر از عمق واقعی توده، ساختارها در نزدیک سطح زمین متمرکز می شوند. در بیان مدل سازی، این اثر نمود واضح کاهش سریع کرنل ها (درایه های ماتریس حساسیت) با افزایش عمق است. با توجه به اینکه مقدار کرنل داده های مغناطیسی به سرعت کاهش می یابد، فقط با استفاده از تابع کرنل نمی توان ساختارهایی که در فاصله زیادی از نقاط مشاهده ای قرار دارند، ایجاد کرد. می توان با تعریف تابع وزن عمقی بر این کاهش ذاتی و تمایل ساختارها به قرارگیری در سطح غلبه کرد (لی و

$$(G_{\xi}^T G_{\xi} + \mu W_m^T W_m + \lambda^{(n)} X^{-2}) \Delta m = -G_{\xi}^T \delta d - \mu W_m^T W_m \delta m + \lambda^{(n)} X^{-1} e$$
 (۷)

که در آن $X = \text{diag} \{m_1, \dots, m_M\}$ و $\delta d = G_{\xi} m^{(n-1)} - d_{obs}$ ، $e = \{1, \dots, 1\}$ و $\delta m = m^{(n-1)} - m_0$ برای جست‌وجو Δm را تعیین می‌کند و از آن برای ساختن مدل جدید استفاده می‌شود:

$$m^{(n)} = m^{(n-1)} + \Delta m. \quad (۸)$$

برای اتمام فرایند تکرار، شرط همگرایی داده‌های واقعی به داده‌های محاسبه‌ای و همچنین همگرا شدن بردار تغییرات پارامتر Δm ملاک قرار گرفته می‌شود. یعنی باید بعد از تکرار، داده‌های واقعی به داده‌های محاسبه‌ای نزدیک‌تر شوند و در ضمن تغییرات Δm نیز به کمترین مقدار برسد. برای حل رابطه مرکزی (۷) از روش گرادیان مزدوج (gradient conjugate) استفاده می‌شود. این روش برای ماتریس‌های بزرگ و تنگ بهینه‌ترین روش است.

۲-۲-۵ فشرده‌سازی ماتریس حساسیت با استفاده از تبدیل موجک

موانع موجود بر سر راه مدل‌سازی حجم زیاد داده‌ها، حافظه زیاد موردنیاز برای ذخیره‌سازی ماتریس حساسیت و زمان بر بودن اعمال ماتریس حساسیت روی بردار مدل هستند. با استفاده از تبدیل موجک یک حالت تنگ (sparse) از ماتریس حساسیت ایجاد می‌شود که می‌توان بر این مشکل غلبه کرد. تبدیل موجک یک تابع هموار، ضرایب نزدیک به صفر زیادی دارد. با صفر قرار دادن ضرایب ماتریس حساسیت که از یک حد آستانه کمتر هستند، ماتریس حساسیت تنگ ایجاد می‌شود. با این عمل، حجم محاسبات و حافظه موردنیاز کاهش می‌یابد، ضمن اینکه تابع اصلی با دقت زیادی بازایی می‌شود (لی و اولدبرگ، ۲۰۰۳).

اولدبرگ، ۱۹۹۶، ۲۰۰۰). برای داده‌های سطحی، حساسیت مغناطیسی به‌طور برجسته‌ای در راستای عمق کاهش می‌یابد. بنابراین می‌توان از تابع وزن عمقی به‌صورت $W(z) = \frac{1}{(z + z_0)^{3/2}}$ استفاده کرد.

۲-۲-۴ بهینه‌سازی

با در نظر گرفتن موارد ذکر شده و محدودیت مثبت بودن مدل، حالت گسسته تابع هدف به‌صورت زیر خواهد بود (ویلیامز، ۲۰۰۸):

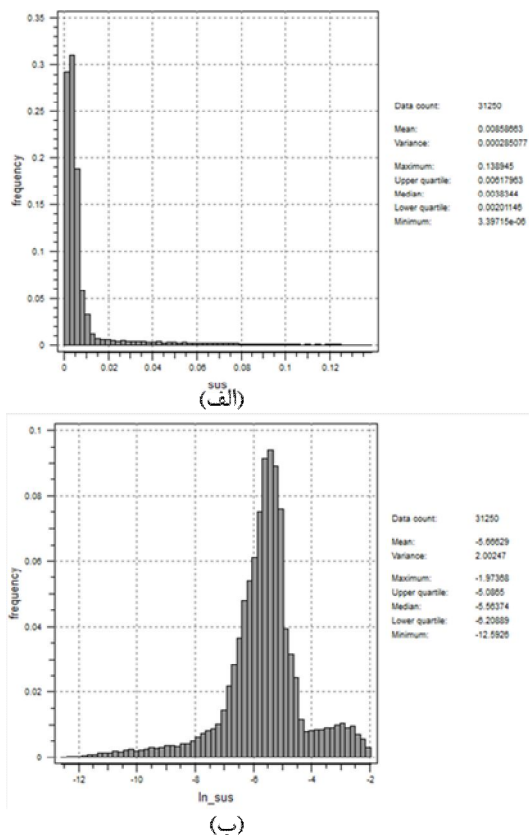
$$\phi = \|W_d (Gm - d^{obs})\|^2 + \mu \|W_m (m - m_0)\|^2 - 2\lambda \sum_{j=1}^M \ln(m_j) \quad (۶)$$

که $-2\lambda \sum_{j=1}^M \ln(m_j)$ تابع سد (barrier) و λ پارامتر سد هستند و به‌منظور مثبت ماندن مدل بازایی شده بهینه به تابع هدف اضافه شده‌اند. پارامتر μ نیز پارامتر تنظیم است که در طول بهینه‌سازی ثابت در نظر گرفته می‌شود. با توجه به وجود جمله سد لگاریتمی که یک تابع غیر خطی از پارامترهای مدل است، تابع هدف غیرخطی می‌شود و به‌صورت تکرار، با استفاده از روش گوس-نیوتن حل می‌شود.

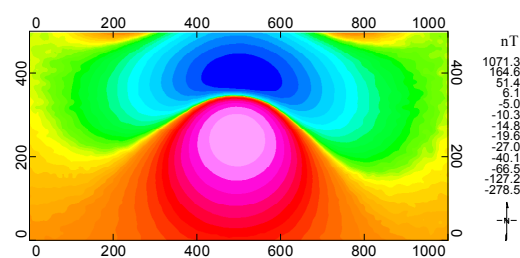
بهینه‌سازی با یک مقدار زیاد برای λ و یک مدل اولیه که تمام عنصرهای آن مثبت هستند شروع می‌شود، سپس در هر تکرار مقدار λ کاهش می‌یابد و به‌ازای آن جواب به‌دست می‌آید. به جای آنکه در هر تکرار یک بهینه‌سازی کامل صورت گیرد برای هر مقدار از λ یک گام نیوتنی (Newton step) محاسبه و سپس طول گام تنظیم می‌شود تا اینکه مدل جدید نیز مثبت باشد. همچنین مقدار کاهش یافته λ برای تکرار بعد نیز مشخص می‌شود. در تکرار n ام یک گام نیوتنی روی رابطه (۶) اعمال می‌شود تا رابطه زیر به‌دست آید (لی و اولدبرگ، ۲۰۰۳).

۲-۲-۶ مدل‌سازی داده‌های مصنوعی

برای بررسی قابلیت روش بیان شده در مدل‌سازی، از داده‌های مصنوعی استفاده شده است. مدل مکعبی شکلی با ابعاد (۱۰۰*۱۰۰*۱۰۰) متر واقع در عمق ۵۰ متر، با تباین خودپذیری مغناطیسی SI ۵٪ در نظر گرفته می‌شود. شدت میدان مغناطیسی زمین ۴۷۴۰۰ nT، زاویه میل ۵۴ درجه و زاویه انحراف مغناطیسی ۴ درجه در نظر گرفته می‌شود. داده‌های مغناطیسی روی نیم‌رخ‌های شمالی-جنوبی با فاصله ۲۰ متر و فاصله ایستگاه‌ها ۱۰ متر محاسبه می‌شود. سپس ۱۰ درصد نوفه با توزیع نرمال و انحراف استاندارد ۳/۵ و با میانگین صفر به داده‌ها اضافه می‌شود تا حساسیت مدل‌سازی به نوفه نیز بررسی شود. شکل ۲ نقشه میدان مغناطیسی باقی‌مانده حاصل از این مدل را نشان می‌دهد. میدان مغناطیسی محاسبه‌ای در شکل ۳ نشان داده شده است.



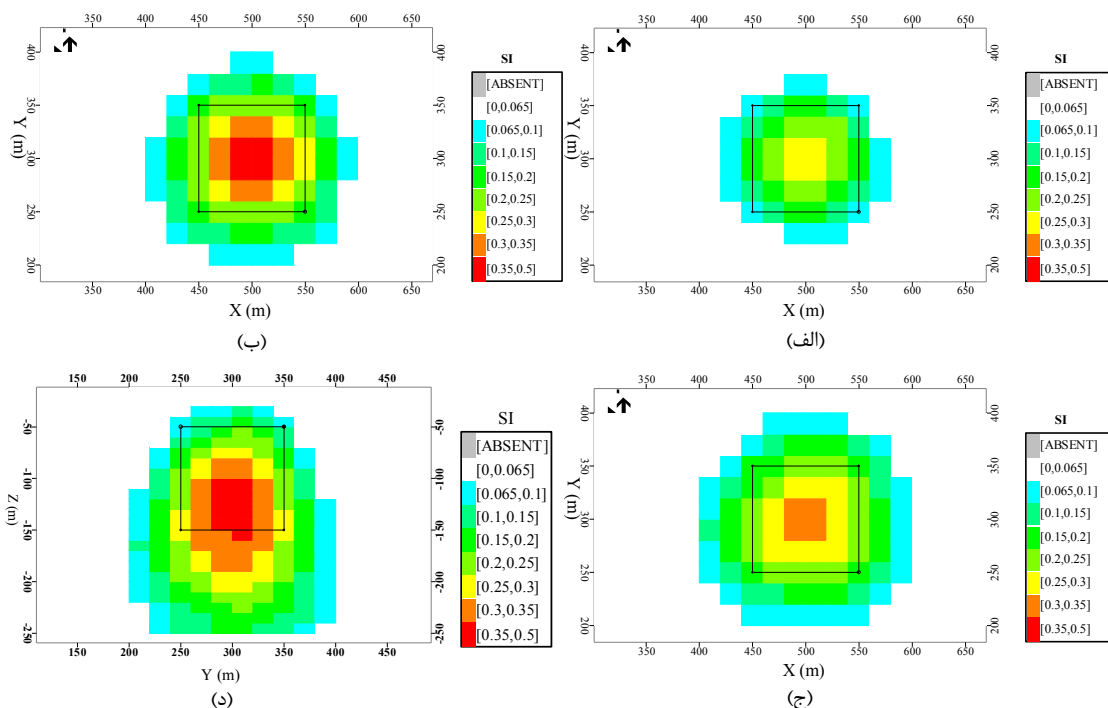
شکل ۴. (الف) بافت‌نگار فراوانی خودپذیری مغناطیسی مدل بازایی شده. (ب) بافت‌نگار فراوانی لگاریتم خودپذیری مغناطیسی مدل بازایی شده.



شکل ۳. میدان مغناطیسی محاسبه‌ای حاصل از مدل بازایی شده در وارون‌سازی.

مقطع افقی مدل بازایی شده در عمق‌های ۷۵، ۱۰۰ و ۱۲۵ متری به ترتیب در شکل ۵-الف، ب، ج نشان داده شده است. لبه‌های مدل واقعی با مربع سیاه‌رنگ روی شکل نشان داده شده است. مقطع قائم مدل با امتداد شمالی جنوبی نیز در $x=500$ در شکل ۵-د نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که مدل‌سازی به خوبی توانسته است مدل واقعی را بازتولید کند.

برای تعیین مرز توده، بافت‌نگار مقادیر خودپذیری مغناطیسی مدل بازایی شده رسم شد (شکل ۴-الف). توزیع خودپذیری مغناطیسی برای این مدل نرمال نیست و به توزیع لگ-نرمال شبیه است. از مقادیر خودپذیری مغناطیسی لگاریتم گرفته شد (شکل ۴-ب) و پس از تعیین میانگین و انحراف استاندارد آن، مقدار $SI 0.065$ که معادل با $(\bar{x} + 2s)$ ، (که در آن \bar{x} میانگین و s انحراف معیار است) است در حکم حد انتخاب شد.



شکل ۵. مقطع افقی مدل بازیابی شده در عمق‌های (الف) ۷۵، (ب) ۱۰۰، (ج) ۱۲۵، (د) مقطع قائم در طول ۵۰۰ چارچوب مشکی، موقعیت مرز توده را نشان می‌دهد.

۳ بررسی موردی: معدن مروارید زنجان

۳-۱ زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

معدن سنگ آهن مروارید در جنوب شرقی زنجان در کوه‌های طارم (شکل ۶) قرار دارد. راه دسترسی آن از ۲۳ کیلومتری آزادراه زنجان- قزوین شروع می‌شود و از زیرگذر به طرف شمال، ۸ کیلومتر جاده آسفالت‌تاروستای مروارید ادامه می‌یابد. گستره مورد بررسی در پهنه زمین‌شناسی ساختاری البرز و زیرپهنه طارم قرار دارد. این زیرپهنه که پهنای آن تا دره رودخانه قزل‌اوزن ادامه دارد، روند شمال غرب- جنوب شرق دارد. شکل ۷ نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی را نشان می‌دهد که برگرفته از نقشه ۱:۵۰۰۰ منطقه است. توده معدنی مگنتیت گستره مورد بررسی را می‌توان از نظر چگونگی تشکیل و نوع کانسار با کانسنگ آهن کایرونا در سوئد و معدن آهن بافق یزد مشابه دانست. برخی از ویژگی‌های زمین‌شناسی این منطقه به صورت زیر است:

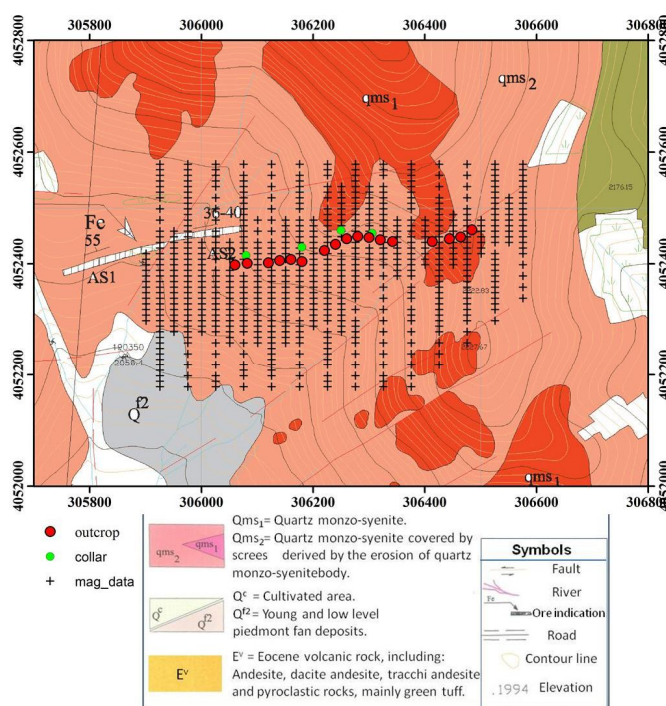
کانه زایی مگنتیت آپاتیت دار مروارید در زون البرز غربی- آذربایجان قرار گرفته است. محققان گوناگون در خصوص ماگماتیسم دوران سوم این زون، موقعیت‌های گوناگون ژئودینامیکی را مدنظر قرار داده‌اند. این محیط‌ها شامل حاشیه فعال قاره‌ای، مدل حوضه کششی پشت قوس و مدل جزایر قوسی هستند. بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های ولکانیک و پلوتونیک ائوسن- الیگوسن البرز غربی- آذربایجان نشان می‌دهد که به احتمال زیاد جایگاه ژئودینامیکی «قوس ماگمایی پس تصادم» آرمانی‌ترین مدل پیشنهادی برای این نوار است که با شواهد زمین‌شناسی در مقیاس ناحیه‌ای نیز تطابق مناسبی نشان می‌دهد. بر پایه این مدل، نوارهای ولکانو- پلوتونیک دوران سوم زون‌های ارومیه- دختر و البرز غربی- آذربایجان به منزله قوس‌های ماگمایی بعد از تصادم فرورانش نئوتتیس در نظر گرفته شده‌اند (باتیان، ۱۳۸۷).



شکل ۶. موقعیت جغرافیایی و راه های منطقه.

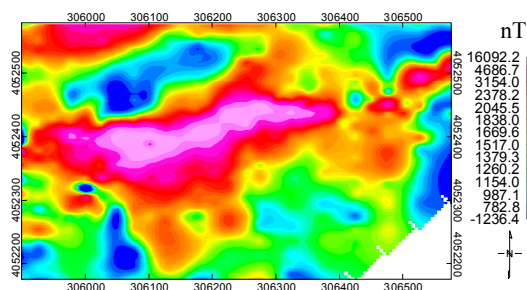
پیریت و بورنیت هستند. علاوه بر این، کانی هایی مانند تورینایت، ایلمنیت، مگنتیت اسپینل دار، گالن و اسفالریت به وسیله الکترون مایکروپروب شناسایی شده است. کانی های اورانیوم دار از جمله اورانینیت نیز در این کانسار به کمک آنالیز XRD شناسایی شده است، ولی این کانی ها در بررسی های میکروسکوپی دیده نشده اند. مگنتیت در سطوح رخ، به شکستگی ها و از حاشیه بلورها به مارتیت و یا هماتیت تبدیل شده است. کانی های سولفیدی نیز به کانی هایی از جمله گوتیت، لپیدوکروزیت، مالاکیت،

در محدوده تحقیقاتی مروارید، کانی سازی در درون توده نیمه عمیق کوارتز مونوزونیت و واحدهای آتشفشانی - رسوبی (تراکیت، تراکی آندزیت و توف برش) ائوسن روی داده است و این احتمال وجود دارد که کانی سازی در ارتباط با نفوذ توده در درون سنگ های ولکانیکی ائوسن رخ داده باشد. بنابراین سن کانه زایی مربوط به زمان بعد از ائوسن است. مهم ترین کانی های موجود در این کانه زایی مگنتیت، آپاتیت، اکتینولیت، پیروکسن، مونازیت، کوارتز، کربنات، کانی های سولفیدی از جمله کالکوپیریت،



شکل ۷. نقشه زمین‌شناسی به همراه توپوگرافی منطقه اکتشافی مروارید (گزارش زمین‌شناسی معدن مروارید).

مدل‌سازی سه‌بُعدی با استفاده از نرم‌افزار MAG3D صورت گرفت. ابتدا برای حذف نوفه‌های سطحی، داده‌ها ۱۰ متر به سمت بالا گسترش داده شدند و سپس در موقعیت نقاط برداشت، مقدار گسترش داده شده محاسبه و در مدل‌سازی از آنها استفاده شد. نقشه میدان مغناطیسی حاصل از مدل بازیابی شده با مدل‌سازی در شکل ۹ نشان داده شده است. مدل بازیابی شده به‌خوبی داده‌های مشاهده‌ای را بازتولید کرده است.



شکل ۸. میدان مغناطیسی باقی‌مانده روی بی‌هنجاری شرقی AS3 مروارید زنجان.

کولیت، و کالکوسیت اکسیده شده‌اند. موناژیت در دو مرحله، یکی به‌صورت انکلوزین در آپاتیت و دیگری به مقدار کمی دیرتر در درون رگه - رگچه‌های کربناتی تشکیل شده است (نباتیان، ۱۳۸۷).

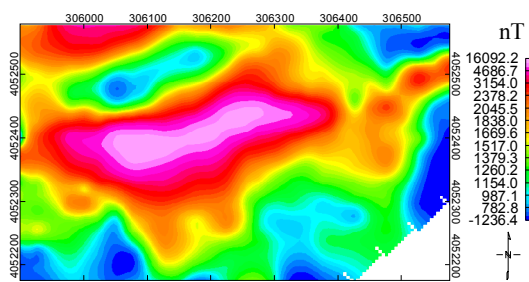
۲-۳ مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی مروارید زنجان داده‌های مغناطیسی روی نیم‌رخ‌هایی با فاصله ۵۰ متر و فاصله بین نقاط برداشت ۲۰ متر، اندازه‌گیری شده‌اند. این فاصله‌ها در برخی نقاط و روی بی‌هنجاری‌ها به نصف کاهش یافته است. پارامترهای میدان مغناطیسی در منطقه مورد بررسی با استفاده از مختصات یک نقطه از منطقه، از سامانه IGRF عبارتند از: شدت میدان مغناطیسی ۴۷۴۰۰ نانوتسلا، زاویه میل ۵۴ درجه و زاویه انحراف ۴/۵ درجه. همچنین متوسط خوانش‌های صورت گرفته در ایستگاه مبنا برابر با ۴۷۵۵۰ نانو تسلا است. نقشه میدان مغناطیسی باقی‌مانده روی توده شرقی بی‌هنجاری AS3 در شکل ۸ نشان داده شده است.

عیار FeO در ارتفاع‌های ۲۱۷۰ و ۲۱۳۵ متر هستند. در این شکل‌ها تغییرات رنگ بیانگر تغییرات درصد FeO است. در شکل ۱۳ لاگ سنگ‌شناسی گمانه‌های اکتشافی استفاده شده برای مدل‌سازی نشان داده شده است.

۳ نتیجه‌گیری

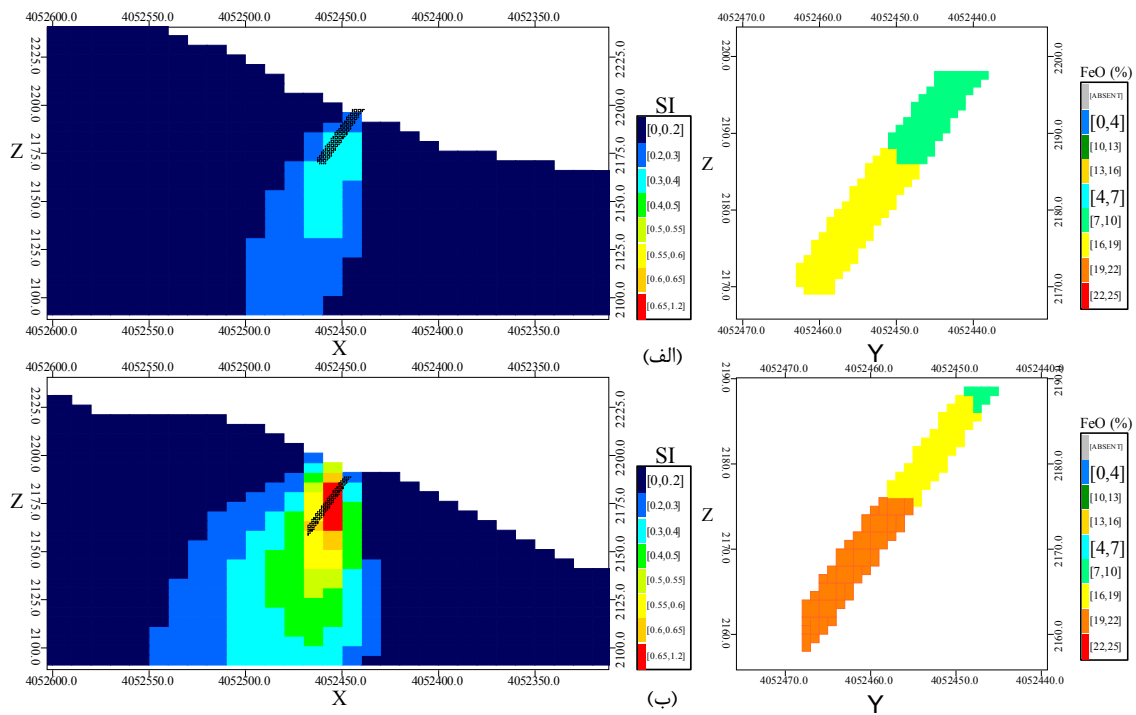
مدل‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی مهم‌ترین بخش تفسیر این داده‌ها است و می‌توان از مدل به‌دست آمده برای طراحی نقاط حفاری اکتشافی استفاده کرد. در این تحقیق، مدل‌سازی سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی کانسار آهن مروارید زنجان صورت گرفت. مدل حاصل شامل تعداد زیادی سلول است که به هرکدام از این سلول‌ها یک مقدار از خودپذیری مغناطیسی وابسته شده است. با توجه به در دسترس بودن داده‌های توپوگرافی منطقه، مدل‌سازی با در نظر گرفتن توپوگرافی و بدون آن عملی شد و مدل حاصل با نتایج به‌دست آمده از نمونه‌برداری در رخنمون‌ها و حفاری‌های اکتشافی مورد مقایسه قرار گرفت. نتیجه حاصل از این دو مدل‌سازی (با در نظر گرفتن توپوگرافی و بدون آن) مشابه هستند؛ هرچند مدل حاصل از مدل‌سازی با در نظر گرفتن داده‌های توپوگرافی به واقعیت نزدیک‌تر است.

مدل مغناطیسی به‌دست آمده به‌خوبی روند کانی‌سازی و شیب توده را نشان می‌دهد اما با توجه به بزرگ‌تر بودن فاصله نقاط برداشت (۱۰ متر) نسبت به ضخامت توده (تقریباً ۵ متر)، مدل به‌دست آمده از مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی گسترده‌تر از مدل واقعی کانسار است. بنابراین برای آنکه بتوان با استفاده از مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی و با دقت مناسبی ضخامت توده را تعیین کرد، باید فاصله نقاط برداشت کوچک‌تر از ضخامت واقعی توده باشد.

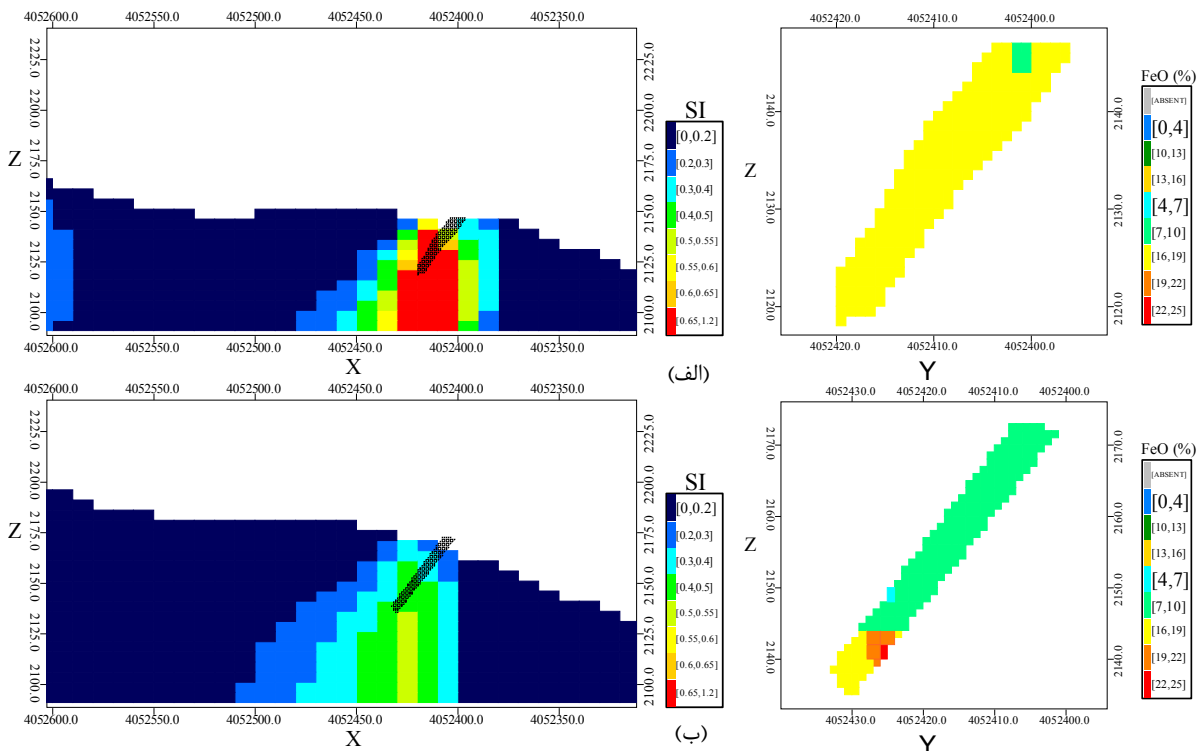


شکل ۹. میدان مغناطیسی باقی‌مانده حاصل از مدل بازیابی شده از مدل‌سازی.

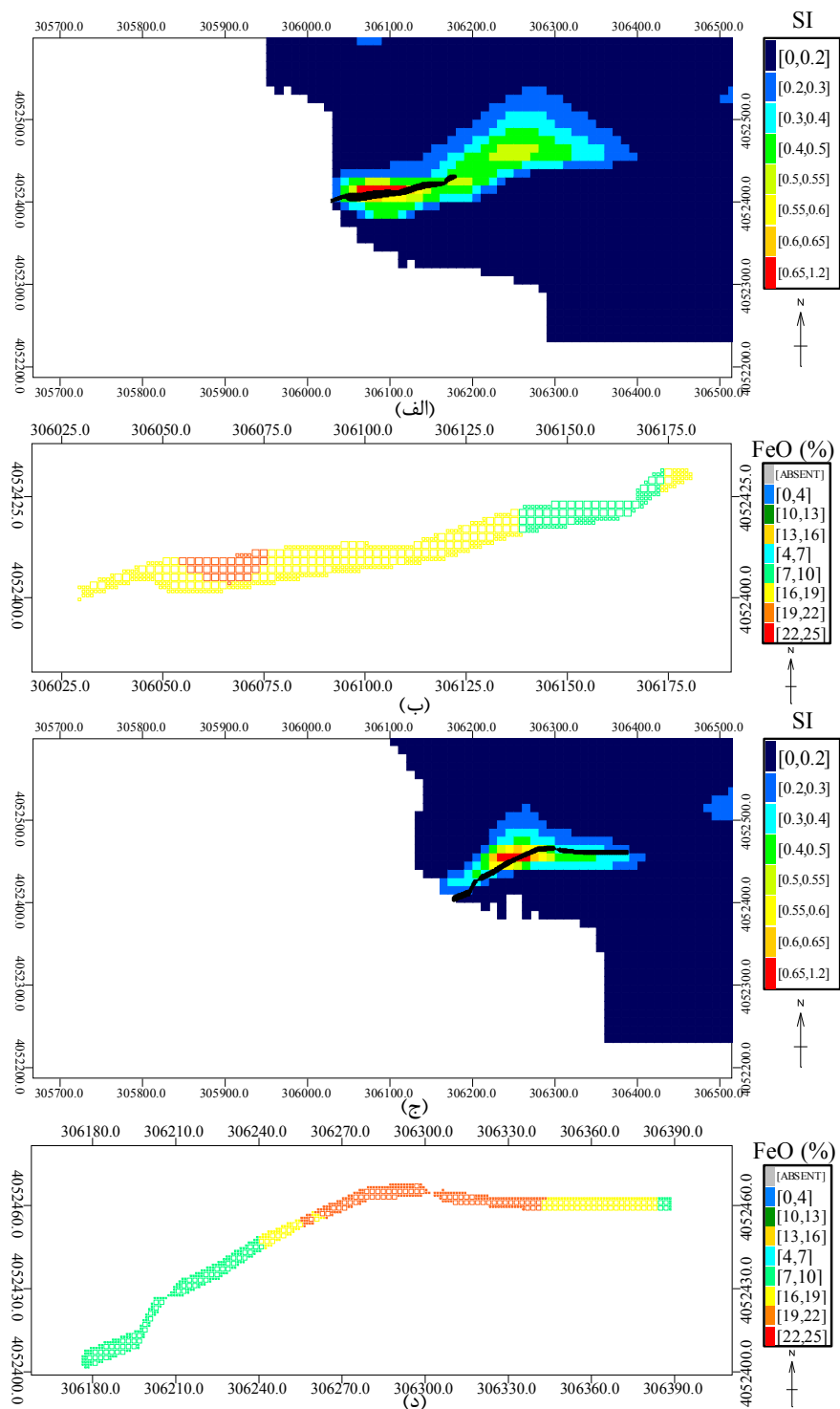
شکل ۱۰- الف مقطع قائم مدل بازیابی شده در $x=306360$ و شکل ۱۰- ب در $x=306270$ هستند. موقعیت مدل عیاری توده، که از داده‌های گمانه‌های اکتشافی و رخنمون‌ها به‌دست آمده است، نیز مشخص شده است. در سمت راست این تصاویر مدل عیاری مربوط به FeO در همان موقعیت نشان داده شده است. هرچند ابعاد مدل بازیابی شده از مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی بزرگ‌تر از مدل واقعی است، موقعیت توده دقیقاً منطبق بر مقادیر زیاد خودپذیری مغناطیسی در هر افق و مقطع است. تغییرات عیار FeO نیز با تغییرات خودپذیری مغناطیسی مدل بازیابی شده مطابقت دارد. شکل ۱۱- الف مقطع قائم در $x = 306080$ (نیم‌رخ A) و شکل ۱۱- ب مقطع قائم در $x = 306180$ (نیم‌رخ B) هستند. در شکل ۱۲- الف مقطع افقی مدل بازیابی شده و مدل واقعی در ارتفاع ۲۱۷۰ متر و شکل ۱۲- ج نیز مقطع افقی در ارتفاع ۲۱۳۵ متر هستند. در این شکل‌ها تصویر رنگی زمینه مدل بازیابی شده است که تغییرات رنگ آن، تغییرات خودپذیری مغناطیسی است. مقادیر بالای خودپذیری مغناطیسی موقعیت توده است. در همین شکل‌ها بخش مشکی‌رنگ مدل واقعی توده که از نتایج حفاری‌های اکتشافی به‌دست آمده است. موقعیت مدل واقعی کاملاً منطبق بر مقادیر زیاد خودپذیری مغناطیسی است. شکل‌های ۱۲- ب و ۱۲- د مقاطع افقی مدل واقعی



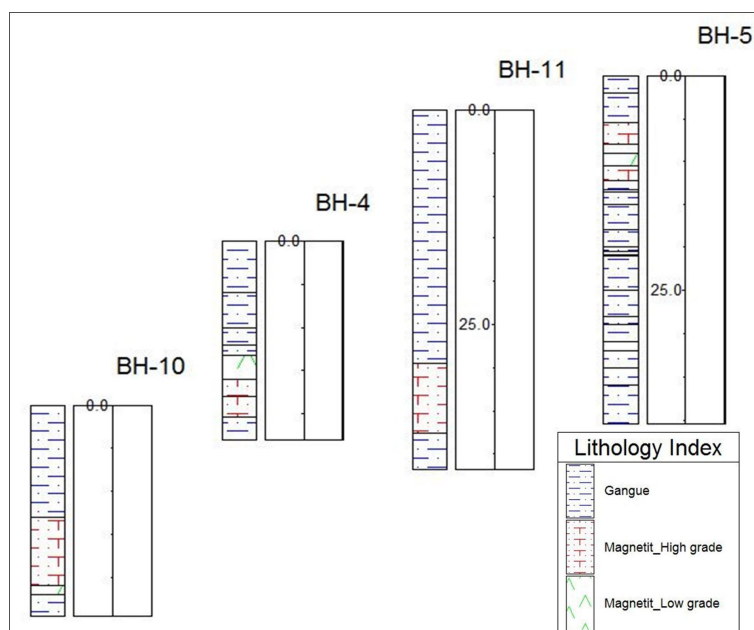
شکل ۱۰. مقطع قائم و در راستای شمالی جنوبی از مدل بازیابی شده در (الف) $x=306360$ (ب) $x=306270$



شکل ۱۱. مقطع قائم و در راستای شمالی جنوبی از مدل بازیابی شده در (الف) $x=306080$ (ب) $x=306180$



شکل ۱۲. (الف) مقطع افقی مدل بازیابی شده در افق ۲۱۳۵ متر. (ب) مدل عیار FeO در عمق ۲۱۳۵ متر. (ج) مدل خودپذیری مغناطیسی در عمق ۲۱۷۰ متر. (د) مدل عیار FeO در عمق ۲۱۷۰ متر.



شکل ۱۳. لاگ سنگشناسی گمانه‌های اکتشافی.

- due to prism-shaped bodies with arbitrary magnetization: *Geophysics*, **29**, 5 17-53 1.
- Lelievre, P. G., 2009, Integrating Geologic and Geophysical Data through Advanced Constrained Inversions: PhD Thesis, The University of British Columbia, Canada.
- Li, Y., and Oldenburg, D. W., 2000, Joint inversion of surface and three component borehole magnetic data: *Geophysics*, **65**, 540–552.
- Li, Y., and Oldenburg, D. W., 1996, 3-D inversion of magnetic data: *Geophysics*, **61**, 394-408.
- Li, Y., and Oldenburg, D. W., 2003, Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method: *Geophysical Journal International*, **152**, 251-265.
- Rao, D. B., and Babu, N. R., 1991, A rapid methods for three-dimensional modeling of magnetic anomalies: *Geophysics*, **56**, 1729-1737.
- Williams, N. C., 2008, Geologically – constrained UBC – GIF Gravity and Magnetic Inversions with Examples from the Agnew – Wiluna Greenstone Belt, Western Australia: PhD Thesis, The University of British Columbia, Canada.

منابع

- بلیکلی، د.، ۱۳۸۷، «تئوری پتانسیل در گرانی و مغناطیس کاربردی»، ترجمه‌ی حسین‌زاده‌گویا، ن. انتشارات دانشگاه تهران.
- نباتیان، ق.، ۱۳۸۷، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، جنوب شرق زنجان: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- نمکی، ل.، حفیظی، م.ک. و میرزایی، م.، ۱۳۸۹، معرفی روشی برای مدل‌سازی دو بُعدی اتوماتیک داده‌های مغناطیس‌سنجی با بررسی موردی منطقه مکران در جنوب شرقی ایران: مجله فیزیک زمین و فضا، **۱۳۶**(۱)، ۱۲۷-۱۳۷.
- گزارش زمین‌شناسی معدن مروارید، شرکت معریان توسعه معادن آسیا، آبان ۱۳۸۵.
- Blakely, R. J., 1995, Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge Univ. Press.
- Bhattacharyya, B. K., 1964, Magnetic anomalies