



Imam Khomeini International University

Vol. 7, No. 3, Autumn 2022



نشریه مهندسی منابع معدنی

Journal of Mineral Resources Engineering
(JMRE)

Research Paper

Inversion of Magnetometric Data in the Presence of Remanent Magnetization

Ghalehnoee M.H.¹, Ansari A.^{2*}

1- Ph.D, Dept. of Mining and Metallurgical Engineering, Yazd University, Yazd, Iran

2- Associate Professor, Dept. of Mining and Metallurgical Engineering, Yazd University, Yazd, Iran

Received: 16 Feb. 2021

Accepted: 30 May 2021

Abstract: Remanent magnetization is impossible to ignore in many applications of magnetic method including mineral exploration particularly iron ore, geomagnetism, regional investigation, and archaeological measurements. Magnetization vector inversion has made great attention in recent years since both distribution of the magnitude and direction of the magnetization have been obtained, therefore, it is easy to distinguish between different bodies especially when magnetic data are affected by remanent magnetization. In this research, the magnetization vector inversion (MVI) has presented: a 3D magnetic modelling is proposed from surface measurements to obtain magnetization distribution. The equations have solved in data-space least square to reduce computer memory requirements and speed up calculations. The algorithm has included the combination of three weights as depth weighting, distance weighting and compactness weighting in Cartesian direction. The method has been validated with a synthetic example including a dipping dyke and the results are acceptable compare with true magnetic anomaly.

Keywords: Magnetometry, Inversion, Remanent magnetization, Magnetization vector.

How to cite this article

Ghalehnoee, M. H., and Ansari, A. (2022). "Inversion of magnetometric data in the presence of remanent magnetization". Journal of Mineral Resources Engineering, 7(3): 1-18.

DOI: [10.30479/JMRE.2021.15087.1491](https://doi.org/10.30479/JMRE.2021.15087.1491)

*Corresponding Author Email: h.ansari@yazd.ac.ir

COPYRIGHTS



©2022 by the authors. Published by Imam Khomeini International University.

This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution 4.0 International (CC BY 4.0) (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

INTRODUCTION

Remanent magnetization is the presence of permanent magnetization in the subsurface bodies which is independent of Earth's inducing magnetic field. In many cases, strong remanent magnetization can be present and often has an unknown direction which significantly different from the direction of the inducing field.

Li [1] discussed significant advances have made in the inversion of magnetic data in the presence of significant remanent magnetization. In general, there are three strategies for inversion of magnetic data with respect to remanent magnetization: 1) inversion with direction estimation of the magnetization vector, 2) inversion by transforming magnetic data into another data that is insensitive to magnetization direction and 3) Magnetization Vector Inversion (MVI).

Given the magnetization vector values in three Cartesian directions, the inclination and declination of the magnetization vector can be easily calculated. The equations are same as Kubota and Uchiyama [2] but inversion solved in Data-Space least square algorithm. The advantages of this method are its high speed of execution and relatively good coherence of the magnetization directions. This method is validated with a synthetic example, which is simple with dipping dyke.

METHODOLOGY

Within an isotropic low-susceptibility bodies (e.g. $k < 0.1$ SI), the total magnetization \mathbf{J} is equal to the vector sum of induced magnetization \mathbf{J}_i and remanent magnetization \mathbf{J}_r , expressed as:

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_i + \mathbf{J}_r = k\mathbf{H}_o + \mathbf{J}_r \quad (1)$$

Where:

\mathbf{H}_o : the geomagnetic field

k : is the magnetic susceptibility, which is assumed to be isotropic throughout this paper.

The observed total magnetic field, the linear observation equation written as

$$\mathbf{T} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (2)$$

Where:

\mathbf{G} : the field anomaly matrix

\mathbf{m} : is the model parameter adjustment vector. The components of the model parameter vector (\mathbf{m}) written as

$$\mathbf{m} = (J_{x1}, J_{y1}, J_{z1}, J_{x2}, J_{y2}, J_{z2}, \dots, J_{xM}, J_{yM}, J_{zM})^t \quad (3)$$

Where:

t : the transposition operator

\mathbf{G} : is a $N \times 3M$ matrix (N and M is the number of data and parameter respectively) with the components given by

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} Gx_{11} & Gy_{11} & Gz_{11} & \dots & Gx_{1M} & Gy_{1M} & Gz_{1M} \\ Gx_{21} & Gy_{21} & Gz_{21} & \dots & Gx_{2M} & Gy_{2M} & Gz_{2M} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ Gx_{N1} & Gy_{N1} & Gz_{N1} & \dots & Gx_{NM} & Gy_{NM} & Gz_{NM} \end{bmatrix} \quad (4)$$

The components of magnetic field anomaly are more described by Liu et al. [3].

Solving equation 2 requires minimization of the total objective function [4],

$$2S(\mathbf{m}) = \|\mathbf{T} - \mathbf{G}\mathbf{m}\|_{Wd}^2 + \|\mathbf{m} - \mathbf{m}_o\|_{Wm}^2 = (\mathbf{T} - \mathbf{G}\mathbf{m})^t \mathbf{W}d^{-1} (\mathbf{T} - \mathbf{G}\mathbf{m}) + (\mathbf{m} - \mathbf{m}_o)^t \mathbf{W}m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_o) \quad (5)$$

Minimizing the total objective function in equation 5, yields an iterative algorithm in the data -space [4]

$$\mathbf{m}_k = \mathbf{m}_o + \mathbf{W}m_k \mathbf{G}^t (\mathbf{G}\mathbf{W}m_k \mathbf{G}^t + \mathbf{W}d_k)^{-1} (\mathbf{T}_{obs} - \mathbf{G}\mathbf{m}_o) \quad (6)$$

Where:

k : the number of iterations

\mathbf{T}_{obs} : denotes the measured data and the model weighting matrix \mathbf{W}_m consists of three matrices as depth-weighting function \mathbf{W}_z , distance matrix \mathbf{W}_{dis} , and compactness matrix \mathbf{W}_c ,

$$\mathbf{C}_k = \mathbf{W}_z \mathbf{W}_{dis} \mathbf{W}_{c(k)} \quad (7)$$

The depth weighting matrix \mathbf{W}_z represents a diagonal matrix whose nonzero elements are given by

$$wz_{jj} = (z_j + h)^3 \quad (8)$$

Where:

z_j : the depth of j -th voxel

h : is measurement height [5].

\mathbf{W}_{dis} introduced based on [6] a diagonal matrix whose nonzero elements are given by

$$wdis_{jj} = \left(\text{sqr}t\left(\sum_{i=1}^N (R_{ij} + R_o)^2 \right) \right)^{-1} \quad (9)$$

\mathbf{W}_{c_k} represents a diagonal matrix whose nonzero elements in k -th iteration are given by

$$wc_j^k = ((J_j^k)^2 + \varepsilon^2)^{0.5}, \quad j = 1, 2, 3, \dots, M \quad (10)$$

Where $J_j = (Jx_j^2 + Jy_j^2 + Jz_j^2)^{1/2}$ is magnetization magnitude of the model in j -th voxel.

Accordingly, the model weighting matrix $\mathbf{W}m_k$ ($3M \times 3M$) and $\mathbf{W}d_k$ [7] in k th iteration is given

$$\mathbf{C}_k = \begin{bmatrix} \mathbf{W}_z \mathbf{W}_{dis} \mathbf{W}_{c(k)} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{W}_z \mathbf{W}_{dis} \mathbf{W}_{c(k)} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{W}_z \mathbf{W}_{dis} \mathbf{W}_{c(k)} \end{bmatrix} \quad (11)$$

$$\mathbf{W}d_k = \mu^2 \times \text{diag}(\mathbf{G} \mathbf{W}m_k \mathbf{G}^T) \quad (12)$$

Where $\mu > 0$ is damping factor or regularization parameter which its value depends on the noise level associated with measured data, and $\mathbf{W}m_k$ is data-error weighting matrix in k -th iteration.

INVERSION OF SYNTHETIC DATA

To illustrate the efficiency of the proposed approach, the algorithm was tested using a synthetic example includes a dipping dyke with 45° west and 100 m top depth (Figure 1). Magnetization of the body is 2 A/m (0.05 SI) with magnetization inclination and declination of -25° and 330° respectively. The ambient field has strength of 50,000 nT, with a geomagnetic inclination 50° and declination 5° . The data set of the example are observed over a 21×17 grid of 50m spacing and contaminated with pseudorandom Gaussian noise with zero mean and a standard deviation of 5 nT (10% noise).

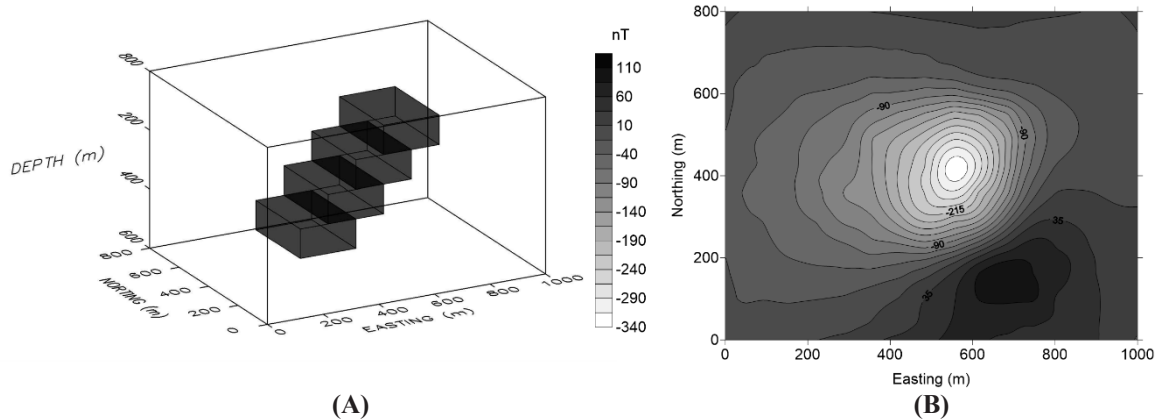


Figure 1. Synthetic example; **A:** a dipping dyke with 45° west and 100 m top depth; magnetization of the body is 2 A/m (0.05 SI), **B:** the magnetic data with magnetization inclination and declination of -25° and 330° respectively (The ambient field has strength of 50,000 nT, with a geomagnetic inclination 50° and declination 5° .)

The example is inverted using cubic voxels with the size of 30m in 15 iterations and $\mu = 0.3$. The cone-plot of the models and volume-rendered inversion results of the recovered effective susceptibility with the cut-off at 0.02 SI also recovered (Figure 2). In Figure 2, directions of the cones near the surface and the edge of the bodies are a bit disorder and as the depth increases, the direction of the cones becomes more regular and closer to real model. This condition is due to sparsity near the surface but, the overall recovered magnetization or susceptibility model even near the surface is acceptable. In order not to face this problem and to recover more reliable inversion, especially with outcropped magnetic bodies (ore body), a few upward-continuing is proposed.

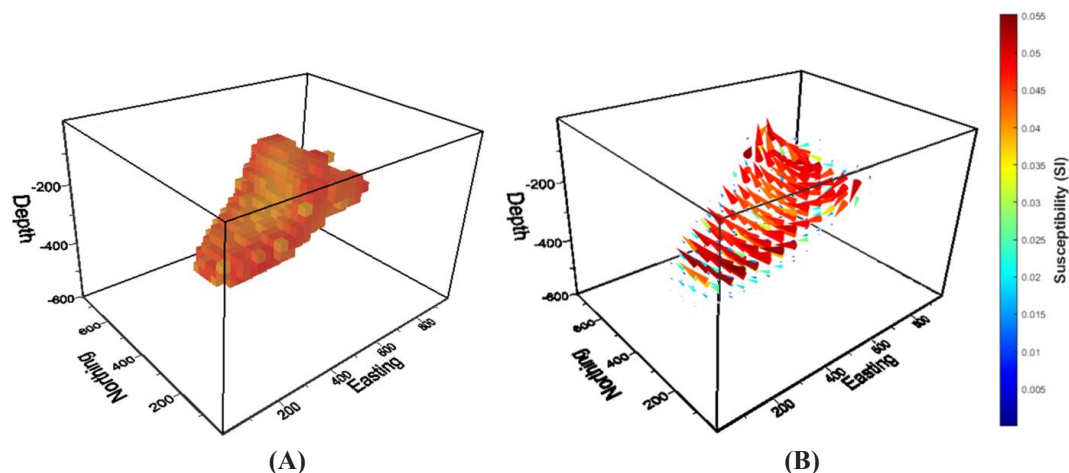


Figure 2. Inversion of the data in Figure 1; **A:** volume-rendered inversion results of the recovered effective susceptibility with the effective susceptibility cut-off at 0.02 SI, **B:** magnetization vector inversion as cone-plot with the size of the cone indicates the value of effective susceptibility

CONCLUSION

In this study, we presented the magnetization vector inversion process by minimizing the total objective function in data-space method. The proposed model weighting function integrates the depth weighting, compact weighting, and distance weighting functions into the inversion process. After modeling synthetic data and proving its validation, the Shavaz magnetic data was inverted and, the model presented here three separated magnetic body with two magnetization directions. The inversion give quite acceptable results compared to the information obtained from drilling and also two different anomaly was recovered.

REFERENCES

- [1] Li, Y. (2017). "From Susceptibility to Magnetization: Advances in the 3D Inversion of Magnetic Data in the Presence of Significant Remanent Magnetization". Edited by Tschirhart, V., and Thomas, M. D., Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration, 239-260.
- [2] Kubota, R., and Uchiyama, A. (2005). "Three-dimensional magnetization vector inversion of a seamount". Earth Planets Space, 57: 691-699.
- [3] Liu, S., Hu, X., Zhang, H., Geng, M., and Zuo, B. (2017). "3D magnetization vector inversion of magnetic data: improving and comparing methods". Pure and Applied Geophysics, 174: 4421-4444.
- [4] Tarantola, A. (1987). "Inverse problem theory". Elsevier Science.
- [5] Li, Y., and Oldenburg, D. W. (1996). "3D inversion of magnetic data". Geophysics, 61: 394-408.
- [6] Li, Y., and Oldenburg, D. W. (2000). "Joint inversion of surface and three-component borehole magnetic data". Geophysics, 65: 540-552.
- [7] Last, B. J., and Kubik, K. (1983). "Compact gravity inversion". Geophysics, 34: 65-74.



وارونسازی داده‌های مغناطیس‌سنجی در حضور مغناطیس پسماند

محمد حسین قلعه نویی^۱، عبدالحمید انصاری^{۲*}

۱- دکتر، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد

۲- دانشیار، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد

پذیرش: ۱۴۰۰/۰۳/۰۹

دریافت: ۱۳۹۹/۱۱/۲۸

چکیده

طی سال‌های اخیر وارونسازی بردار مغناطیدگی داده‌های مغناطیس‌سنجی به دلیل آنکه اندازه بردار مغناطیدگی و جهت آن را همزمان مدل می‌کند، مورد توجه ویژه قرار گرفته است. با وارونسازی بردار مغناطیدگی به ویژه زمانی که آنومالی‌ها تحت تاثیر مغناطیس بازماندی قرار گرفته باشند، آنومالی‌های متفاوت از هم را به راحتی می‌توان تشخیص داد. در این تحقیق از روش وارونسازی بردار مغناطیدگی (MVI) استفاده شده است: یک مدل سه بعدی از داده‌های برداشت شده از سطح زمین که توزیع اندازه بردار مغناطیدگی و جهت آن را به صورت فشرده یا حتی هموار مدل می‌کند. معادلات به دلیل آنکه نیاز به حافظه دسترسی کاهش یافته و همچنین محاسبات کامپیوتری کمتری انجام گیرد و در نتیجه سرعت انجام مدلسازی بالاتر برود، به روش حداقل مربعات در فضای داده‌ها حل می‌شوند. در این الگوریتم از ترکیب سه ماتریس وزنی عمق، فاصله و ماتریس فشردگی در دستگاه کارت‌زین استفاده می‌شود. الگوریتم ارایه شده با دو مدل مصنوعی مورد آزمایشی قرار گرفته است: مدل اول یک دایک شیبدار با جهت مغناطیدگی عمود بر بردار مغناطیسی زمین و مدل دوم شامل دو توده شیبدار در عمق‌های متفاوت و مغناطیدگی متفاوت از هم است. با توجه به پاسخ مناسب برای داده‌های مصنوعی، داده‌های مغناطیس‌سنجی کانسار آهن شواز واقع در استان یزد مدلسازی شد و نتایج به دست آمده انطباق زیادی با زمین‌شناسی و اطلاعات حفاری داشت.

کلمات کلیدی

مغناطیس‌سنجی، وارونسازی، مغناطیس بازماند، بردار مغناطیدگی.

استناد به این مقاله

قلعه نویی، م. ح.، انصاری، ع.؛ ۱۴۰۱؛ "وارونسازی داده‌های مغناطیس‌سنجی در حضور مغناطیس پسماند". نشریه مهندسی منابع معدنی، دوره هفتم، شماره ۳، ص ۱۸-۱.

DOI: 10.30479/JMRE.2021.15087.1491



۱- مقدمه

افقی و عمودی را شامل می‌شود. این داده‌ها در حالت سه بعدی بدون دانستن جهت مغناطیس بازمندی قابل محاسبه نیستند [۱۵]. محققان زیادی برای استفاده از داده‌های تبدیل یافته مغناطیسی که حساس به جهت مغناطیسی نبوده و یا وابستگی کمی به جهت مغناطیسی دارند تلاش کرده‌اند. این تبدیل‌ها شامل داده‌های اندازه میدان و داده‌های گرادیان کل میدان مغناطیسی [۱۲-۱۷] و تبدیل به داده‌های NSS است [۱۸، ۱۹]، بنابراین وارون‌سازی را می‌توان با هریک از این داده‌های تبدیل یافته انجام داد که نتایج آن توزیع اندازه مغناطیسی در فضای سه بعدی دستگاه کارتیزین است [۶، ۲۴-۲۰].

مشکل اصلی در وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی سنجی وجود مغناطیس بازمند با جهتی نامعلوم است. در هر دو روش یاد شده نتیجه به دست آمده همان توزیع اندازه مغناطیسی است، اما به طور ایده‌آل کل بردار مغناطیسی یعنی اندازه و جهت بردار مغناطیسی لازم است مدل شود. با توجه به سه برابر شدن تعداد پارامترها (سه مولفه بردار مغناطیسی در دستگاه کارتیزین و یا اندازه و جهت بردار در دستگاه کروی)، مساله وارون‌سازی به شدت غیریکتا می‌شود، بنابراین اضافه کردن شروطی لازم است تا توزیع بردار کلی مغناطیسی مدل شود. این شروط با تحمیل قید و یا با تغییر تابع هدف ایجاد می‌شود.

با توجه به مطالب گفته شده، تحقیقات زیادی برای وارون‌سازی بردار مغناطیسی ارائه شده است. کوبوتا و یوچیاها [۲۵] روشی جهت وارون‌سازی بردار مغناطیسی به هدف شناسایی کوه‌های دریایی ارائه دادند. للیور و اولدنبرگ [۲۶] مطالعات جامعی برای وارون‌سازی بردار مغناطیسی در دو دستگاه کارتیزین و کروی ارائه داده‌اند. در دستگاه کارتیزین یکی از مولفه‌ها موازی با جهت مغناطیس زمین و دو تای دیگر عمود بر جهت مغناطیس زمین در نظر گرفته شده است، اما در دستگاه کروی یکی از مولفه‌ها اندازه بردار مغناطیسی و دو تای دیگر شامل زاویه میل (Inclination) و زاویه انحراف یا آزیموت (Declination) بردار مغناطیسی است. آنها همچنین اذعان داشتند که برای اینکه نتیجه نهایی قابل تفسیر باشد، نیاز به تحمیل قیدهای زمین‌شناسی است. الی و همکاران [۲۷] هم روش مشابهی ارائه دادند، با این تفاوت که تغییراتی در تابع هدف ایجاد کردند که شامل تحمیل یک تابع فشردگی بر اندازه بردار مغناطیسی است. اگرچه جزئیات این الگوریتم در دسترس نیست، اما نتایج به دست آمده ارتباط قابل قبولی

مغناطیس بازمند به وجود مغناطیس داریم در یک پیکره می‌گویند که مستقل از میدان مغناطیسی القایی زمین است. زمانی که مغناطیس بازمند ضعیف است یا جهت موازی با مغناطیس زمین دارد، در تفسیر کمی داده‌های مغناطیس‌سنجی خطایی ایجاد نمی‌کند، اما در بسیاری موارد، مغناطیس بازمند وجود دارد و اغلب دارای جهت نامعلوم نسبت به مغناطیس زمین است. از آنجا که مغناطیسی کل، شامل جمع برداری مغناطیسی القایی ناشی از مغناطیس زمین و مغناطیس بازمند است، بنابراین وارون‌سازی مرسوم داده‌های مغناطیسی که بدون توجه به مغناطیس بازمند انجام می‌شود، غیرقابل اعتماد و ممکن است گمراه کننده باشد.

لی [۱] روش‌های مختلف و پیشرفت‌های سال‌های اخیر در مورد وارون‌سازی داده‌های مغناطیس‌سنجی را با در نظر گرفتن مغناطیس بازمند مورد بحث قرار می‌دهد. به طور کلی تاکنون سه روش وارون‌سازی با تخمین جهت مغناطیس بازمند، وارون‌سازی با تبدیل داده‌های مغناطیس‌سنجی به داده‌هایی که مستقل از مغناطیس بازمند هستند و یا وابستگی کم دارند و وارون‌سازی بردار مغناطیسی (MVI)، برای وارون‌سازی داده‌های مغناطیس‌سنجی با در نظر گرفتن مغناطیس بازمند وجود دارد.

اگر جهت مغناطیس بازمند به طریقی تخمین زده و یا محاسبه شود با قرار دادن آن در معادلات پیشرو به سادگی می‌توان وارون‌سازی را انجام داد. این روش ساده‌ترین و دقیق‌ترین روش برای وارون‌سازی داده‌های مغناطیس‌سنجی است [۵-۲]. لی و همکاران [۶] با استفاده از این روش داده‌های مختلفی در آمریکای شمالی را مدل‌سازی کرده‌اند. برای تخمین جهت مغناطیسی روش‌های متعددی وجود دارد که می‌توان به روش هلبیگ [۷-۱۰]، روش موجک WME [۱۱] و روش همبستگی متقابل [۹، ۱۲، ۱۳] اشاره کرد. این روش زمانی مناسب است که یک یا چند توده جدا از هم و تفکیکی وجود داشته باشد که جهت مغناطیس بازمند در کل این توده‌ها یکسان باشد، بنابراین زمانی که توده‌هایی با جهت مختلف مغناطیس بازمند و نزدیک به هم وجود داشته باشد، این روش قابل اعتماد نخواهد بود.

نبیقیان [۱۴] نشان داد که گرادیان کل داده‌های مغناطیسی و اندازه بردار مغناطیس در حالت دو بعدی مستقل از مغناطیس بازمند است که مشتقات مغناطیسی در جهت

۲- وارون‌سازی فشرده بردار مغناطیدگی $CMVI$

در طول یک پیکره همگن مغناطیسی با خودپذیری مغناطیسی پایین (کمتر از SI ۰٫۱)، مغناطیدگی کل J برابر با جمع برداری مغناطیس القایی J_i و مغناطیس بازماندی J_r است:

$$J = J_i + J_r = kH_o + J_r \quad (1)$$

که در آن:

H_o : اندازه میدان مغناطیسی زمین
 k : خودپذیری مغناطیسی است.

بی مغناطیدگی خودزا (self-demagnetization) باعث تغییر جهت مغناطیدگی می‌شود به طوری که در وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی به ویژه زمانی که خودپذیری توده بالا (بیشتر از SI ۰٫۱) باشد، امکان ۱۰ الی ۱۵ درجه تغییر در بردار مغناطیدگی وجود دارد [۲۰، ۶].

در این تحقیق، مساله وارون برای دسته‌ای از بلوک‌های مستطیلی به صورت تکراری حل می‌شود به طوری که ابعاد هر بلوک طی فرآیند تکرار ثابت و مغناطیدگی J_j در آنها تغییر می‌کند که $j=1, 2, \dots, M$ و M تعداد بلوک‌ها است. میدان مغناطیسی ΔT_{ij} برای بلوک j ام در ایستگاه i ام از رابطه زیر به دست می‌آید [۲۶]:

$$\Delta T_{ij} = Jx_j Gx_{ij} + Jy_j Gy_{ij} + Jz_j Gz_{ij}, \quad (2)$$

که در آن:

Jx_j, Jy_j, Jz_j : سه مولفه بردار مغناطیدگی در بلوک j ام
 $Gx_{ij}, Gy_{ij}, Gz_{ij}$: آنومالی‌های میدان (کرنل) در ایستگاه i ام در اثر بلوک j ام هستند به طوری که x جهت شرق، y جهت شمال و z جهت عمق را نشان می‌دهد.

با دانستن اینکه $T_i = \sum_{j=1}^M \Delta T_{ij}$ میدان مغناطیسی مشاهده شده (اندازه‌گیری شده) است، ارتباط آن با پارامترهای مدل از طریق یک رابطه خطی به فرم ماتریسی به شکل زیر است:

$$T = Gm \quad (3)$$

که در آن:

G : ماتریس کرنل یا آنومالی میدان
 m : بردار پارامترهای مدل است.

مولفه‌های بردار پارامترهای مدل m به فرم زیر نوشته می‌شود:

را بین مولفه‌های مغناطیدگی نشان می‌دهد. لیو و همکاران [۲۲-۲۴] روشی دو مرحله‌ای برای داده‌های مغناطیس‌سنجی سطحی و چاه‌پیمایی به صورت دو و سه بعدی ارائه دادند که در آن ابتدا اندازه مغناطیدگی به وسیله داده‌های تبدیل یافته اندازه میدان مغناطیسی مدل و سپس در مرحله بعدی با معلوم بودن توزیع اندازه مغناطیدگی، جهات بردار مغناطیدگی در دستگاه کروی به صورت غیرخطی وارون‌سازی شد. فورنیر [۲۹، ۲۸] روشی را توسعه داد که در آن یک تابع با نرْم‌های مختلف (Lp-norm) به تابع هدف اضافه شد. این روش از سایر روش‌های یاد شده جامع‌تر و کامل‌تر است.

در روش وارون‌سازی بردار مغناطیدگی، توزیع اندازه مغناطیدگی معرف شکل هندسی توده است، در حالی که تغییرات جهت مغناطیدگی، تفاوت بین توده‌های مغناطیسی مختلف را نشان می‌دهد. در این تحقیق وارون‌سازی فشرده بردار مغناطیدگی^۱ (یک روش وارون‌سازی سه بعدی از داده‌های برداشت شده از سطح زمین که توزیع اندازه بردار مغناطیدگی و جهت آن را به صورت فشرده یا حتی هموار مدل می‌کند) ارائه می‌شود. زیر سطح زمین به بلوک‌هایی تقسیم‌بندی می‌شود که هر بلوک سه مولفه بردار مغناطیدگی (Jx, Jy, Jz) در دستگاه کارتزین را در بردارد، که با داشتن این سه مولفه زاویه میل و انحراف بردار مغناطیدگی به سادگی به دست می‌آید. معادلات کاملاً شبیه به کوبوتا و یوجیاما [۲۵] است ولی به روش حداقل مربعات در فضای داده‌ها حل می‌شوند. برای وارون‌سازی صحیح در توابع هدف از ماتریس عمق و ماتریس فاصله استفاده می‌شود. این روش نسبت به روش‌های یاد شده سرعت اجرای بیشتر و کاربری راحت‌تر و آسان‌تری به دلیل وجود ضرایب کمتر دارد، در یک مرحله قابل انجام است و همچنین بین جهت‌های مختلف مغناطیدگی در بلوک‌ها (پارامترها) همبستگی قابل قبولی برقرار است. همچنین معادلات در فضای داده‌ها حل می‌شود. الگوریتم ارائه شده با دو مدل مصنوعی راستی‌آزمایی می‌شود. مدل اول یک دایک شیب‌دار با جهت مغناطیدگی عمود بر بردار مغناطیسی زمین و مدل دوم شامل دو توده شیب‌دار در عمق‌های متفاوت و مغناطیدگی متفاوت از هم است. بعد از مدلسازی داده‌های مصنوعی و با توجه به سنجش راستی‌آزمایی نتایج این داده‌ها، داده‌های مغناطیس‌سنجی کانسار آهن شواز واقع در استان یزد مدلسازی و نتایج به دست آمده با زمین‌شناسی و اطلاعات حفاری مقایسه و ارزیابی می‌شود.

$$\mathbf{Wm}_k = \mathbf{W}_z \mathbf{W}_{dis} \mathbf{W}_c(k) \quad (8)$$

ماتریس وزنی عمق \mathbf{W}_z ، یک ماتریس قطری است که عناصر غیر صفر آن به شکل زیر تعریف می‌شود:

$$wz_{jj} = (z_j + h)^3 \quad (9)$$

که در آن:

z_j : عمق زامین بلوک

h : ارتفاع برداشت است [۲].

به دلیل اینکه تابع عمق کاملاً یک بعدی است (یعنی برای یک نقطه)، یک تابع یا ماتریس دیگری نیز باید در نظر گرفته شود. به عبارت دیگر، اثر زوال سیگنال‌های مغناطیسی سه بعدی است، بنابراین استفاده از تابع عمق به تنهایی کافی نیست، این مشکل زمانی خود را بیشتر نشان می‌دهد که توده‌های مغناطیسی نزدیک یکدیگر و در عمق‌های مختلف واقع شوند یا در نزدیکی لبه‌های فضای برداشت داده‌ها قرار گرفته باشند. در این حالت آنومالی‌های عمیق‌تر ممکن است در عمق واقعی خود مدل نشوند و حتی تفکیک جانبی توده‌ها هم ممکن است ضعیف باشد. تابع وزنی دیگری تحت عنوان ماتریس وزن حساسیت یا ماتریس وزن مقیاس توسط لی و اولدنبرگ [۳۱] معرفی شد که از ماتریس کرنل، $wS_{jj} = (\text{sqrt}(\sum_{i=1}^N G_{ij}^2))$ ، به دست می‌آید. آنها همچنین تابع وزنی فاصله را نیز معرفی کردند که برابر است با $wdis_{jj} = \text{sqrt}(\sum_{i=1}^N (R_{ij} + R_o)^2)$ که R_{ij} فاصله بین بلوک j ام و ایستگاه مشاهده‌ای i ام و R_o ضریب متعادل کننده است، بنابراین برای تشکیل یک وزن سه بعدی مناسب جهت وارون‌سازی بردار مغناطیدگی، ماتریس \mathbf{W}_{dis} بر مبنای [۳۱] به فرم قطری تعریف می‌شود که عناصر غیر صفر آن به شکل زیر تعریف می‌شود:

$$wdis_{jj} = \left(\text{sqrt} \left(\sum_{i=1}^N (R_{ij} + R_o)^2 \right) \right)^{-1} \quad (10)$$

همچنین، ماتریس فشردگی \mathbf{W}_c که قطری است، عناصر غیر صفر آن به شکل زیر به دست می‌آید:

$$wC_{sj}^k = ((J_s^k)^2 + \varepsilon^2)^{0.5} \quad (11)$$

$$j = 1, 2, 3, \dots, M$$

که در آن:

s : مولفه‌های مغناطیدگی در سه راستای کارترین x ، y و z است.

$$\mathbf{m} = (J_{x1}, J_{y1}, J_{z1}, J_{x2}, J_{y2}, J_{z2}, \dots, J_{xM}, J_{yM}, J_{zM})^t \quad (4)$$

که t علامت ترانپوز ماتریس است. ماتریس کرنل \mathbf{G} با اندازه $N \times 3M$ (که M و N به ترتیب تعداد داده‌ها و پارامترها است) به شکل زیر تعریف می‌شود:

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} Gx_{11} & Gy_{11} & Gz_{11} & \dots & Gx_{1M} & Gy_{1M} & Gz_{1M} \\ Gx_{21} & Gy_{21} & Gz_{21} & \dots & Gx_{2M} & Gy_{2M} & Gz_{2M} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ Gx_{N1} & Gy_{N1} & Gz_{N1} & \dots & Gx_{NM} & Gy_{NM} & Gz_{NM} \end{bmatrix} \quad (5)$$

طریقه محاسبه ماتریس آنومالی میدان یا ماتریس کرنل به طور مفصل [۲۹، ۲۴] بیان شده است. برای حل کردن معادله ۳، نیاز به کمینه کردن تابع هدف کل است [۳۰] یعنی:

$$2S(\mathbf{m}) = \|\mathbf{T} - \mathbf{Gm}\|_{Wd}^2 + \|\mathbf{m} - \mathbf{m}_o\|_{Wm}^2$$

$$= (\mathbf{T} - \mathbf{Gm})^t \mathbf{Wd}^{-1} (\mathbf{T} - \mathbf{Gm}) + (\mathbf{m} - \mathbf{m}_o)^t \mathbf{Wm}^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_o) \quad (6)$$

که از تابع هدف خطای برازش وزن دار داده و تابع هدف وزن دار مدل تشکیل شده است. \mathbf{Wd}^{-1} و \mathbf{Wm}^{-1} ماتریس‌های قطری‌اند که به ترتیب از واریانس خطای تخمین و واریانس مدل تشکیل شده‌اند و \mathbf{m}_o مدل اولیه یا مدل مرجع است که از فعالیت اکتشافی قبلی مانند حفاری‌ها و یا روش‌های ژئوفیزیکی و اطلاعات زمین‌شناسی تخمین زده می‌شود. در صورت نبود اطلاعات زمین‌شناسی، \mathbf{m}_o برابر با صفر در نظر گرفته می‌شود. با کمینه کردن تابع هدف کل در معادله ۷، یک الگوریتم تکراری در فضای داده‌ها (data-space) ایجاد می‌شود [۳۰]:

$$\mathbf{m}_k = \mathbf{m}_o + \mathbf{Wm}_k \mathbf{G}^t (\mathbf{G} \mathbf{Wm}_k \mathbf{G}^t + \mathbf{Wd}_k)^{-1} (\mathbf{T}_{obs} - \mathbf{Gm}_o) \quad (7)$$

که در آن:

k : تعداد تکرار

\mathbf{T}_{obs} : بردار داده‌های مشاهده‌ای است.

ماتریس وزن مدل \mathbf{Wm} شامل ضرب سه ماتریس وزنی عمق \mathbf{W}_z ، ماتریس وزنی فاصله \mathbf{W}_{dis} و ماتریس فشردگی \mathbf{W}_c است:

بنابراین، ماتریس‌های وزنی مدل شامل Wm_k به اندازه $(3M \times 3M)$ و Wd_k (به روش لاست و کوبیک، ۱۹۸۳) [۳۲] در تکرار k ام به دست می‌آید:

$$Wm_k = \quad (12)$$

$$\begin{bmatrix} W_z W_{dis} W_{cx(k)} & 0 & 0 \\ 0 & W_z W_{dis} W_{cy(k)} & 0 \\ 0 & 0 & W_z W_{dis} W_{cz(k)} \end{bmatrix}$$

$$Wd_k = \mu^2 \times \text{diag}(GWm_k G^T) \quad (13)$$

که در آن:

$0 < \mu$: فاکتور مهار یا پارامتر تنظیم است و مقدار آن به میزان نویز موجود در داده‌های اندازه‌گیری شده بستگی دارد
 Wd_k : ماتریس وزنی خطای داده‌ها در تکرار k ام است.
 برای ایجاد یک مدل قابل قبول از نظر فیزیکی، با در نظر گرفتن اطلاعات زمین‌شناسی، چاه‌پیمایی و آزمایشگاهی، شدت مغناطیدگی هر بلوک باید از معادله زیر پیروی کند:

$$J_j \leq J_{\max(j)} \quad (14)$$

اگر در یک تکرار J_j از مقدار بازه خود تجاوز کند، یعنی از این مقدار بیشتر شود در این بلوک این مقدار به عدد بازه خود برگردانده می‌شود و در آن ثابت می‌ماند. در این حالت ادامه روند وارون‌سازی انجام می‌شود.

بعد از وارون‌سازی، محاسبه جهات مغناطیدگی (زاویه میل I_m و زاویه انحراف D_m) برای هر بلوک به سادگی انجام‌پذیر است:

$$I_m = \sin^{-1} \left(\frac{J_z}{J} \right) \quad \text{and} \quad D_m = \tan^{-1} \left(\frac{J_y}{J_x} \right) \quad (15)$$

نتایج وارون‌سازی همچنین به عنوان خودپذیری مغناطیسی موثر قابل نمایش است. خودپذیری مغناطیسی موثر به صورت یک معادله خطی محاسبه می‌شود:

$$S_{eff} = J \frac{\mu_0}{T_0} \quad (16)$$

که در آن:

$$J = (J_x^2 + J_y^2 + J_z^2)^{0.5}$$

S_{eff} : خودپذیری مغناطیسی موثر
 T_0 : شدت میدان مغناطیسی القایی زمین (برای قسمت‌های وسیعی از ایران این کمیت بین ۴۵۰۰۰ نانوتسلا تا ۴۹۰۰۰

نانوتسلا است)

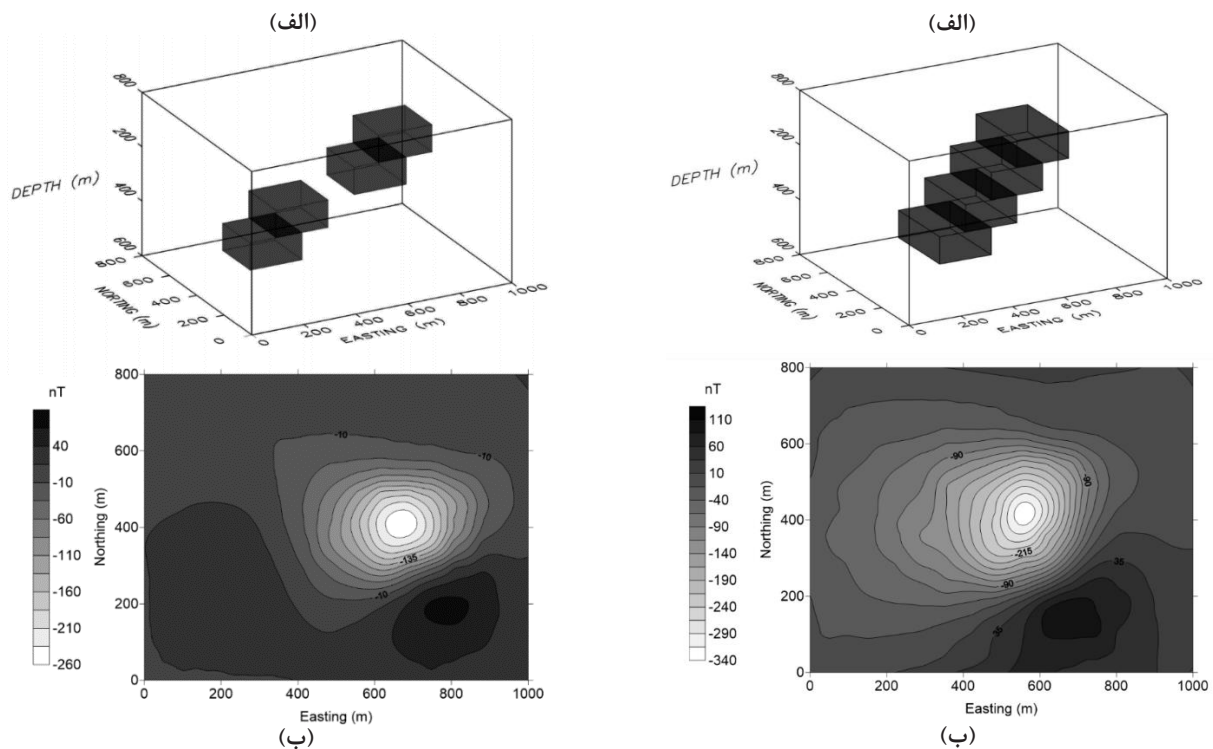
μ_0 : نفوذپذیری مغناطیسی خلا است ($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$).

۳- وارون‌سازی داده‌های مصنوعی

برای نشان دادن قابلیت و توانایی‌های روش یاد شده، الگوریتم به وسیله دو مدل مصنوعی بررسی می‌شود. مدل اول شامل یک دایک شیب‌دار با شیب ۴۵ درجه به سمت غرب و عمق قسمت فوقانی ۱۰۰ متر است (شکل ۱). مغناطیدگی پیکره $2 A/m$ (معادل $0.5 SI$) در نظر گرفته می‌شود و زوایای میل و انحراف مغناطیدگی به ترتیب ۲۵- و ۳۳۰ درجه است. اندازه میدان مغناطیس زمین ۵۰۰۰۰ نانوتسلا و با زوایای میل و انحراف ۵۰ و ۵ درجه در نظر گرفته می‌شود. مدل دوم از دو توده در دو عمق متفاوت (کم‌عمق و عمیق) با شیب کلی ۴۵ درجه به سمت غرب و مغناطیس زمین مانند مثال اول با مغناطیدگی $2 A/m$ برای هر دو توده تشکیل شده است. عمق سطح توده فوقانی و تحتانی به ترتیب ۱۰۰ و ۳۰۰ متر است و زوایای میل و انحراف مغناطیدگی برای توده فوقانی ۲۵- و ۳۳۰ درجه و برای توده عمیق ۷۰ و ۴۵ درجه است (شکل ۲). داده‌های هر دو مدل مصنوعی طی شبکه مشاهده‌ای 17×21 با فاصله‌گذاری ۵۰ متری انجام شده و به طور مصنوعی به اندازه ۱۰٪ به نویز با توزیع گوسی (نویز گوسی با میانگین صفر و انحراف معیار ۵ نانوتسلا) آلوده شده است.

مثال‌های مصنوعی اول و دوم با بلوک‌های مکعبی به اندازه ۳۰ متر و با ۱۵ بار تکرار و انتخاب $\mu = 0.3$ وارون‌سازی شد. شکل‌های ۳ و ۴ نتایج وارون‌سازی مثال اول و شکل‌های ۵ و ۶ نتایج وارون‌سازی مثال دوم را نشان می‌دهد. مدل سه بعدی بردار مغناطیدگی و بلوکی با مقدار حد خودپذیری مغناطیسی $0.2 SI$ در شکل ۳ نشان داده می‌شود. همان‌طور که در شکل ۳ دیده می‌شود، جهت بردارهای مغناطیدگی نزدیک سطح زمین کمی حالت نامنظم دارد ولی با افزایش عمق جهت بردارهای مغناطیدگی منظم‌تر می‌شود که در مجموع مدل نهایی جهات قابل قبولی دارد. برای رفع کامل این مشکل به ویژه زمانی که پیکره مغناطیسی رخنمون دارد، می‌توان بسته به حجم و نوع آنومالی‌ها مقداری گسترش به بالا انجام داد.

جهت مغناطیدگی مثال اول نیز مدل شده است. نمودار پراکندگی قطبی (polar scatter plot) زوایای میل و انحراف به همراه هیستوگرام دو بعدی و یک بعدی در شکل ۴ نشان



شکل ۲: مثال مصنوعی دوم؛ الف) دو دایک دایک شیب‌دار با شیب ۴۵ درجه به سمت غرب و در دو عمق متفاوت فوقانی ۱۰۰ متر و تحتانی ۳۰۰ متر (مغناطیدگی پیکره ۲ آمپر بر متر $(0.05 SI)$ است.)، ب) داده‌های مغناطیسی کل مشاهده شده (زوایای میل و انحراف مغناطیدگی برای پیکره فوقانی به ترتیب ۲۵- و ۳۳۰ درجه و پیکره عمیق به ترتیب ۷۰ و ۴۵ درجه است؛ اندازه میدان مغناطیسی زمین ۵۰,۰۰۰ نانوتسلا و زوایای میل و انحراف زمین به ترتیب ۵۰ و ۵ درجه فرض می‌شود.)

به کار برده می‌شود. محدوده مورد مطالعه در ایران مرکزی و در حاشیه شمالی زون سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۷). محدوده مورد مطالعه در یک دشت هموار که از غرب به کفه تاقستان منتهی می‌شود قرار داشته و ارتفاعاتی با روند شمال غرب- جنوب شرقی در شمال آن دیده می‌شود (شکل ۸). در این پهنه دشتی که از جنوب ناپین شروع شده و تا شرق دهشیر ادامه می‌یابد، شمار زیادی عدسی با کانی‌سازی آهن (عموماً مگنتیت) وجود دارد که تعدادی از آنها در کنار واحدهای کربناته کرتاسه و پرمین به وجود آمده‌اند و برخی از آنها در کنار دایک‌های حد واسط تشکیل شده‌اند.

بر همین اساس و با توجه به هم‌شیب نبودن با واحدهای رسوبی به نظر می‌رسد در ارتباط با فعالیت‌های ماگمایی منطقه پدیدار گشته‌اند.

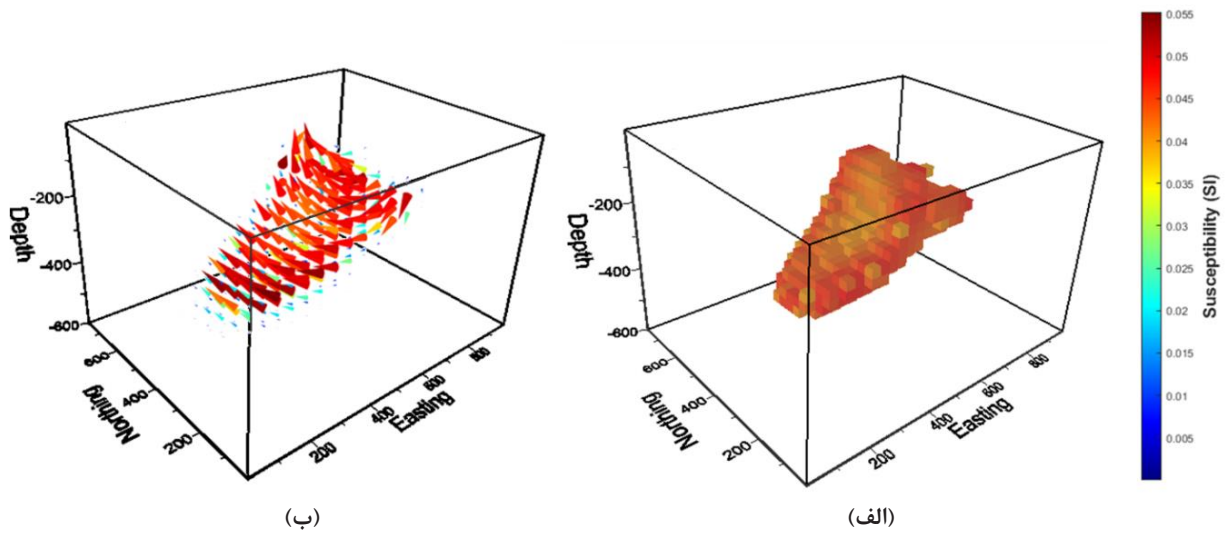
شکل ۱: مثال مصنوعی اول؛ الف) یک دایک شیب‌دار با شیب ۴۵ درجه به سمت غرب و عمق فوقانی ۱۰۰ متر (مغناطیدگی پیکره ۲ آمپر بر متر $(0.05 SI)$ است.)، ب) داده‌های مغناطیسی کل مشاهده شده (زوایای میل و انحراف مغناطیدگی به ترتیب ۲۵- و ۳۳۰ درجه است؛ اندازه میدان مغناطیسی زمین ۵۰,۰۰۰ نانوتسلا و زوایای میل و انحراف زمین به ترتیب ۵۰ و ۵ درجه فرض می‌شود.)

داده شده است. نمودار پراکندگی قطبی جهات مغناطیدگی هر بلوک را نشان می‌دهد به طوری که شعاع نمودار معرف زاویه میل و محیط آن معرف زاویه انحراف (آزیموت) است. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، توزیع زوایای میل و انحراف تطابق نسبتاً خوبی با مقدار حقیقی خود دارد.

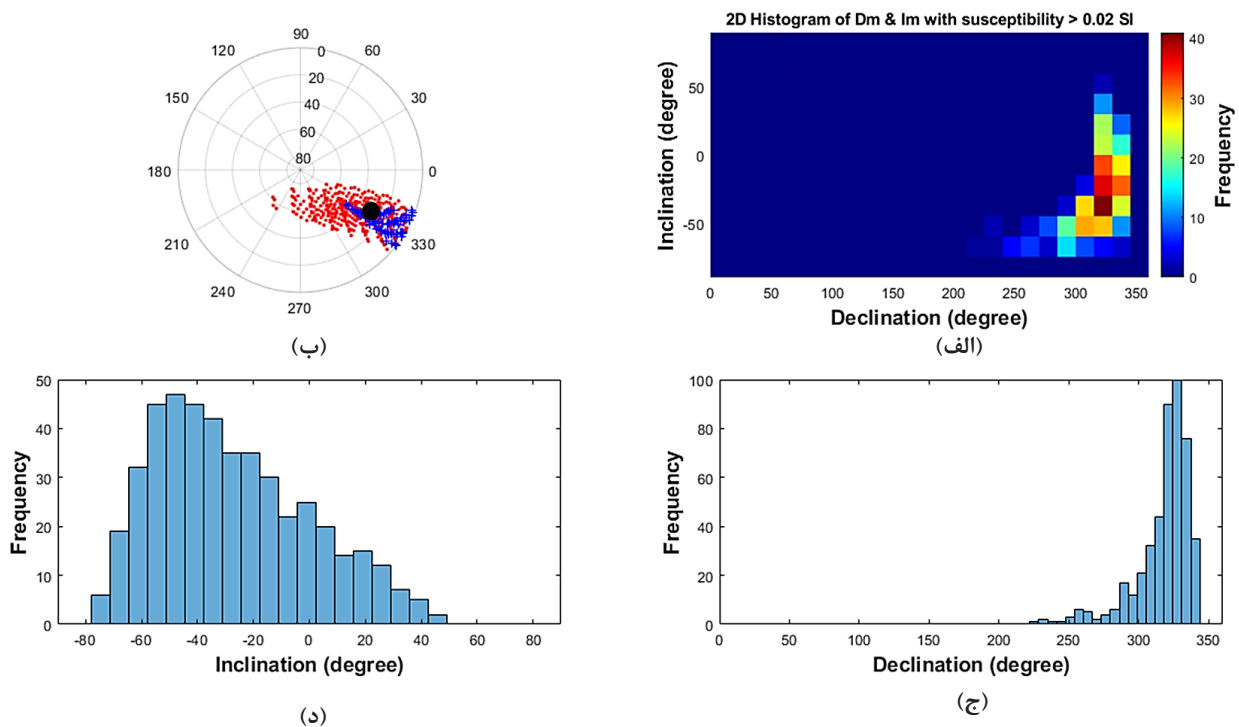
جهت مغناطیدگی مثال دوم نیز مانند مثال اول مدل شده است. نمودار پراکندگی قطبی زوایای میل و انحراف به همراه هیستوگرام دو بعدی و یک بعدی در شکل ۶ نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، دو توزیع متفاوت در نمودارها و هیستوگرام‌ها، کاملاً تفکیک شده و قابل مشاهده است.

۴- مدلسازی داده‌های مغناطیسی سنجی کانسار آهن شواز

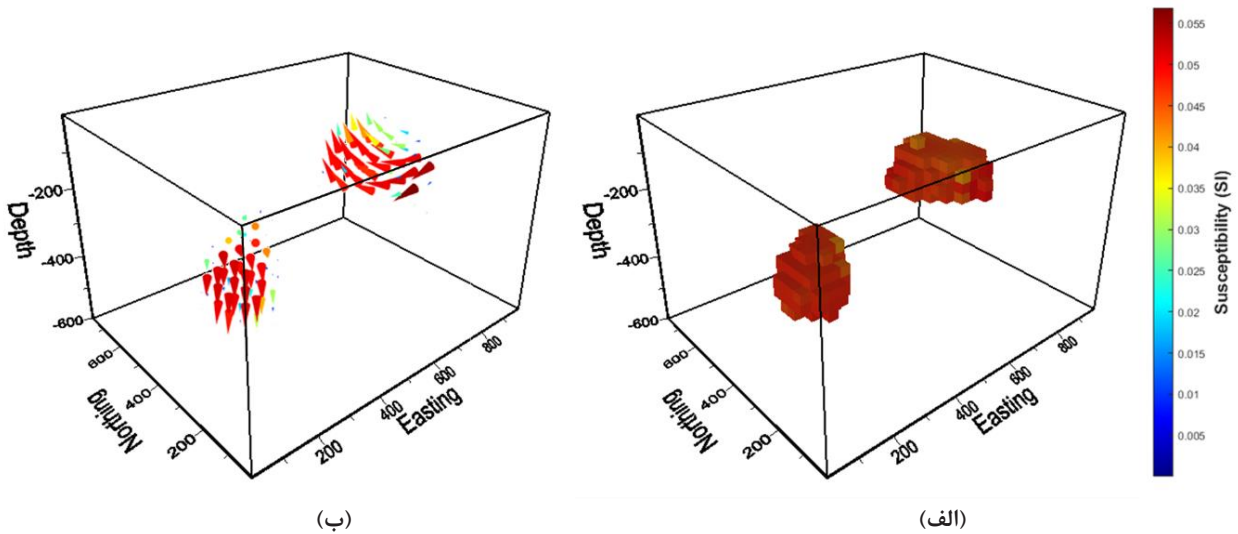
روش وارون‌سازی مورد بحث بر روی داده‌های مغناطیسی سنجی، معدن سنگ آهن شواز در جنوب غرب یزد



شکل ۳: نتایج وارون‌سازی مثال اول؛ الف) مدل سه بعدی بلوکی خودپذیری مغناطیسی موثر با مقدار حد $0.02 SI$ و ب) مدل سه بعدی بردار مغناطیسی به شکل نمودار مخروطی (اندازه هر مخروط نشان‌دهنده مقدار خودپذیری موثر است).



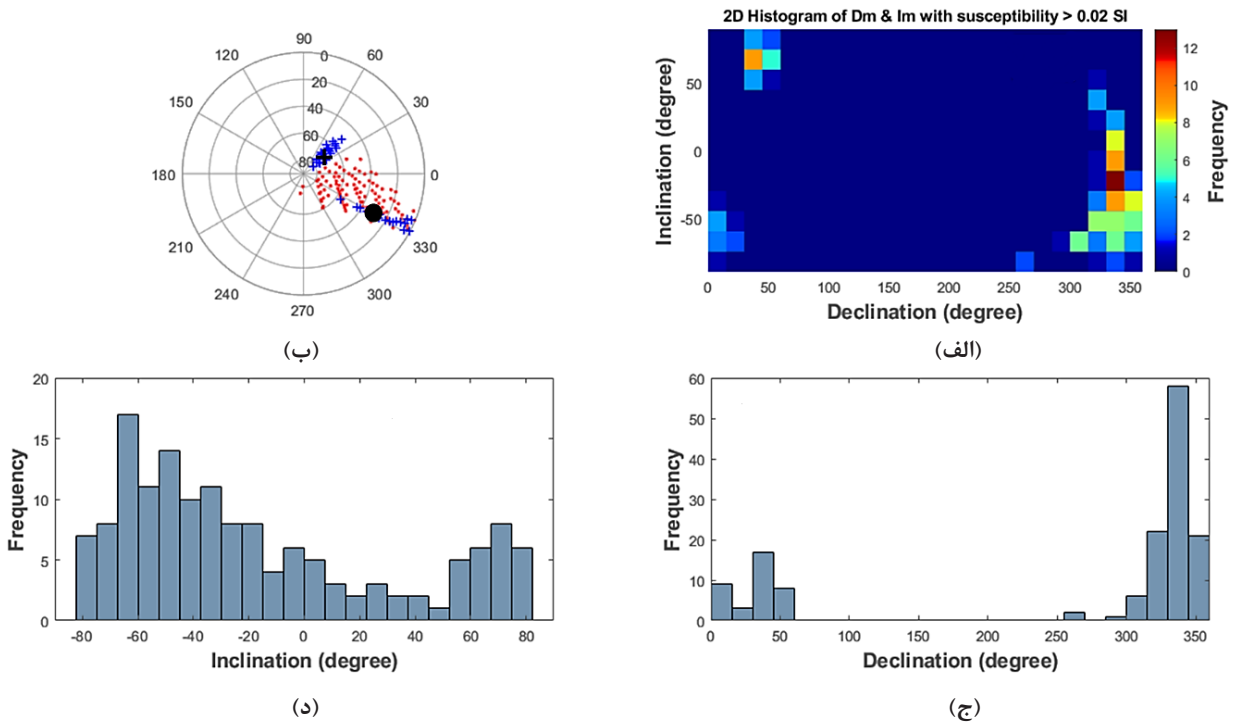
شکل ۴: نتایج وارون‌سازی مثال مصنوعی اول؛ الف) هیستوگرام دو بعدی، ب) نمودار پراکندگی قطبی، ج) هیستوگرام توزیع زاوایای انحراف و د) هیستوگرام توزیع زاوایای میل زمانی (مقادیر بیش از $0.02 SI$ است؛ نقاط قرمز موید زاویه میل منفی و زاوایای میل مثبت با علامت مثبت نشان داده شده است؛ همچنین دایره توپر مشکی محل جهت واقعی پیکره مغناطیسی است).



(ب)

(الف)

شکل ۵: نتایج وارون سازی مثال مصنوعی دوم: (الف) مدل سه بعدی بلوکی خودپذیری مغناطیسی موثر با مقدار حد $0.02 SI$ و (ب) مدل سه بعدی بردار مغناطیدگی به شکل نمودار مخروطی (اندازه هر مخروط نشان دهنده مقدار خودپذیری موثر است).



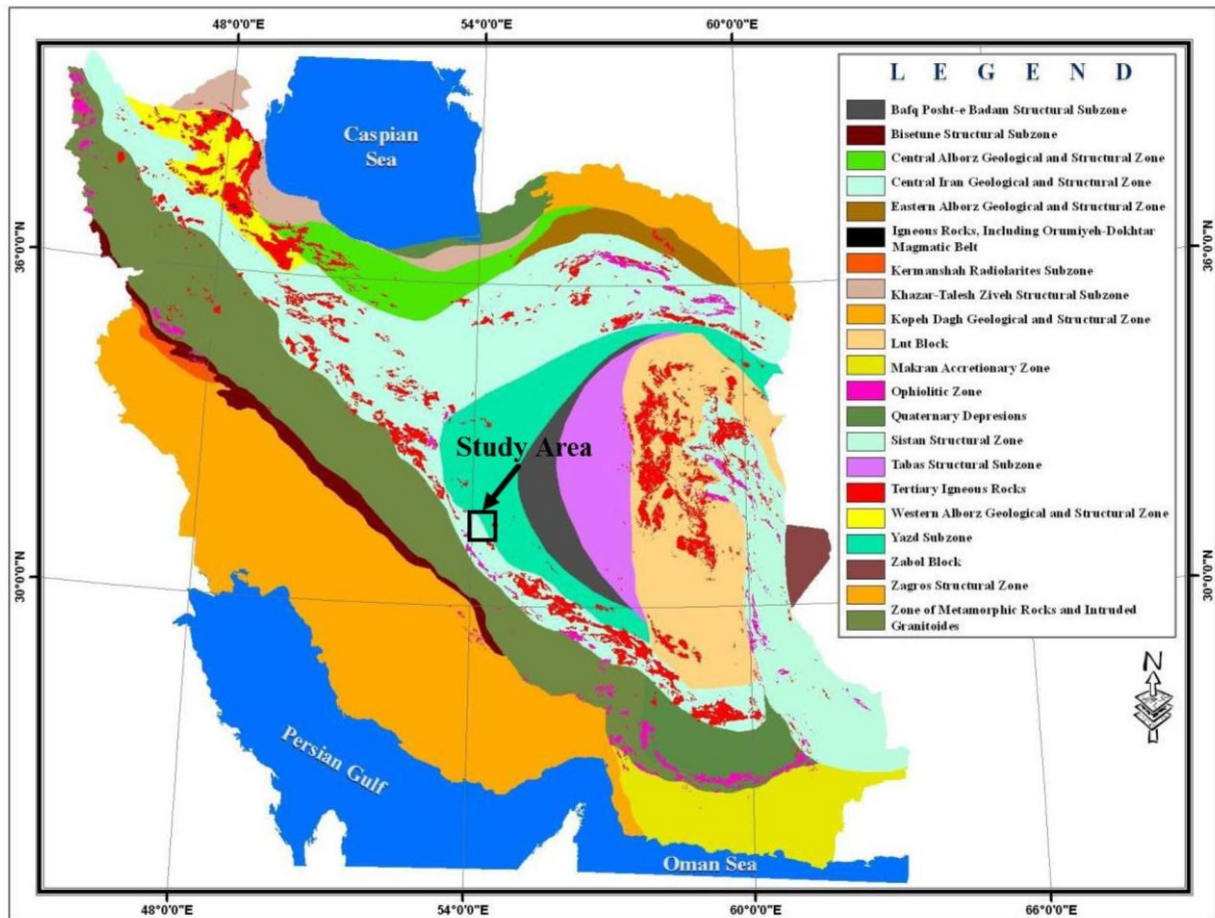
(ب)

(الف)

(د)

(ج)

شکل ۶: نتایج وارون سازی مثال مصنوعی دوم: (الف) هیستوگرام دو بعدی، (ب) نمودار پراکندگی قطبی، (ج) هیستوگرام توزیع زوایای انحراف و (د) هیستوگرام توزیع زوایای میل زمانی (مقادیر بیش از $0.02 SI$ است؛ نقاط قرمز مویید زاویه میل منفی و زوایای میل مثبت با علامت مثبت نشان داده شده است؛ همچنین دایره توپر مشکی و صلیب مشکی محل های جهت واقعی بیکره مغناطیسی است).



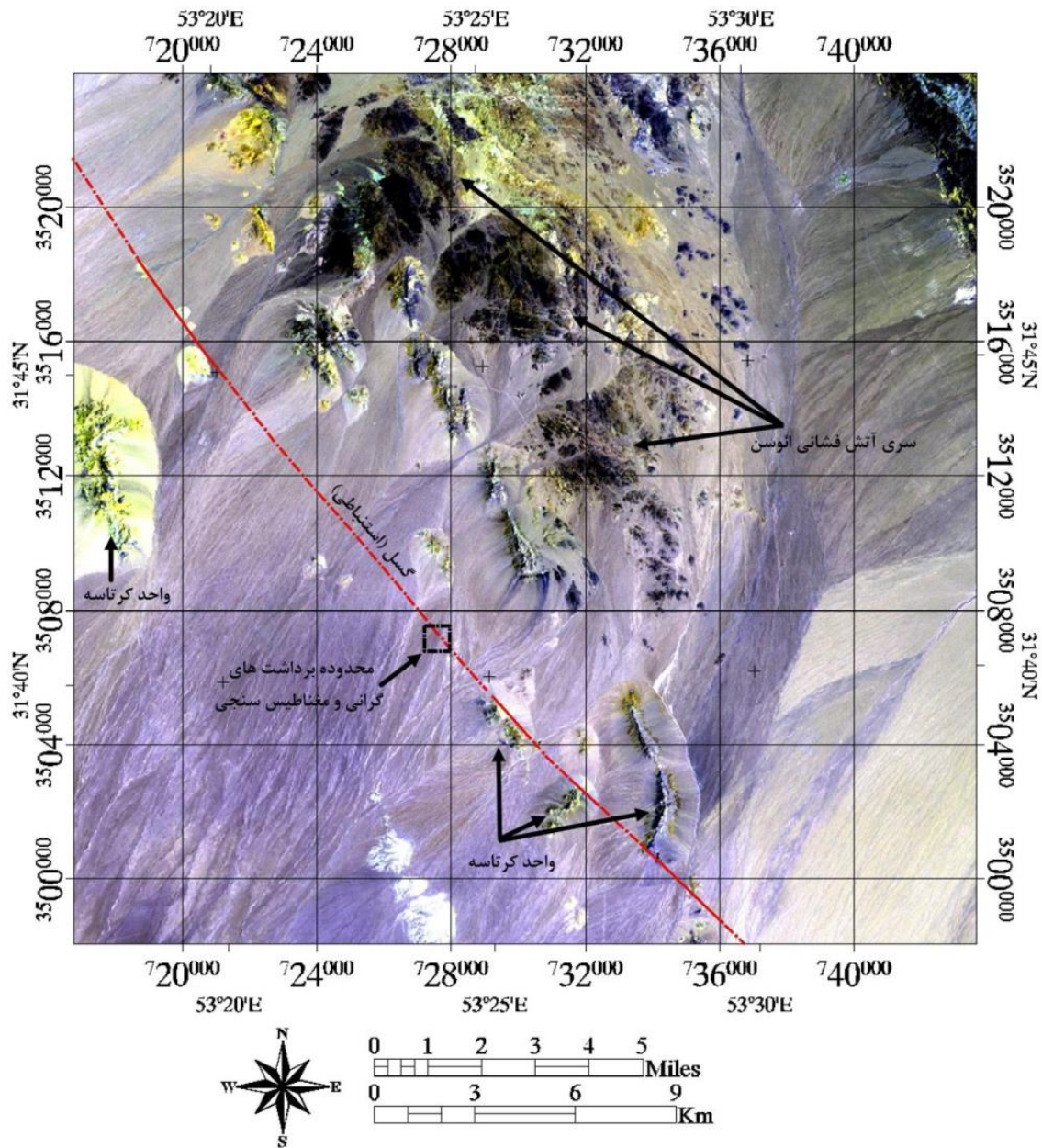
شکل ۷: قرارگیری محدوده اکتشافی در زون زمین‌شناسی - ساختاری ایران

و یقین کانی‌سازی بعد از کرتاسه انجام شده و از طرفی چون در زون ولکانیکی ائوسن قرار گرفته می‌توان کانی‌سازی و جایگزینی کانه‌های فلزی را به زمان ائوسن یا اندکی پس از آن نسبت داد. به طور کلی، هیچ رخنمون سنگی در محدوده وجود ندارد و از این رو مشکلات عمده‌ای در خصوص تعیین نوع کانسار و درک فرآیندهای تشکیل‌دهنده آن به قوت خود باقی است. تنها نتایج حفاری‌های مغزه‌گیری در محدوده است که نشان می‌دهد کانی‌سازی مگنتیت به شکل رگه در درون توف تشکیل شده است.

اولین شواهد وجود کانه‌زایی سنگ آهن مگنتیتی در زیر آبرفت‌های عهد حاضر به وسیله برداشت‌های مغناطیس‌سنجی زمینی کشف شده است. داده‌های مغناطیس‌سنجی در ۱۹۸۰ ایستگاه با ابعاد شبکه ۱۰*۲۰ و ۲۰*۴۰ متر در مساحت ۴۹ هکتار برداشت شده‌اند (شکل ۹). پس از انجام تصحیحات لازم، مشخص شد که بازه تغییرات شدت کل میدان

این عدسی‌ها عموماً در زیر آبرفت‌های عهد حاضر مدفون‌اند و تعدادی نیز بروزند دارند که این بروزها با طول چند ده متر به رنگ قهوه‌ای تیره در پهنه‌های دشتی نمایان‌اند. در برخی نواحی، هوازگی بر آنها اثر کرده و پیشرفت هوازگی در بعضی قسمت‌ها باعث تبدیل مگنتیت به هماتیت و هماتیت به لیمونیت شده است.

در محدوده، یک گسل پنهان در زیر آبرفت‌های عهد حاضر با روندی شمال غرب- جنوب شرقی وجود دارد که شواهد آن در خارج محدوده مشاهده می‌شود (شکل ۸). کانی‌سازی سنگ آهن در ارتباط با این گسل انجام شده است. به نظر می‌رسد کانه‌زایی بر اثر بازشدگی گسل و نفوذ محلول‌های سرشار از آهن به درون واحدهای قدیمی‌تر صورت پذیرفته است. زمان نفوذ محلول‌های آهن‌دار به درستی مشخص نیست، ولی از آنجا که مواد فلزی درون درز و شکاف‌ها به صورت دایک، واحدهایی با سن کرتاسه در خارج محدوده را قطع کرده‌اند به طور قطع

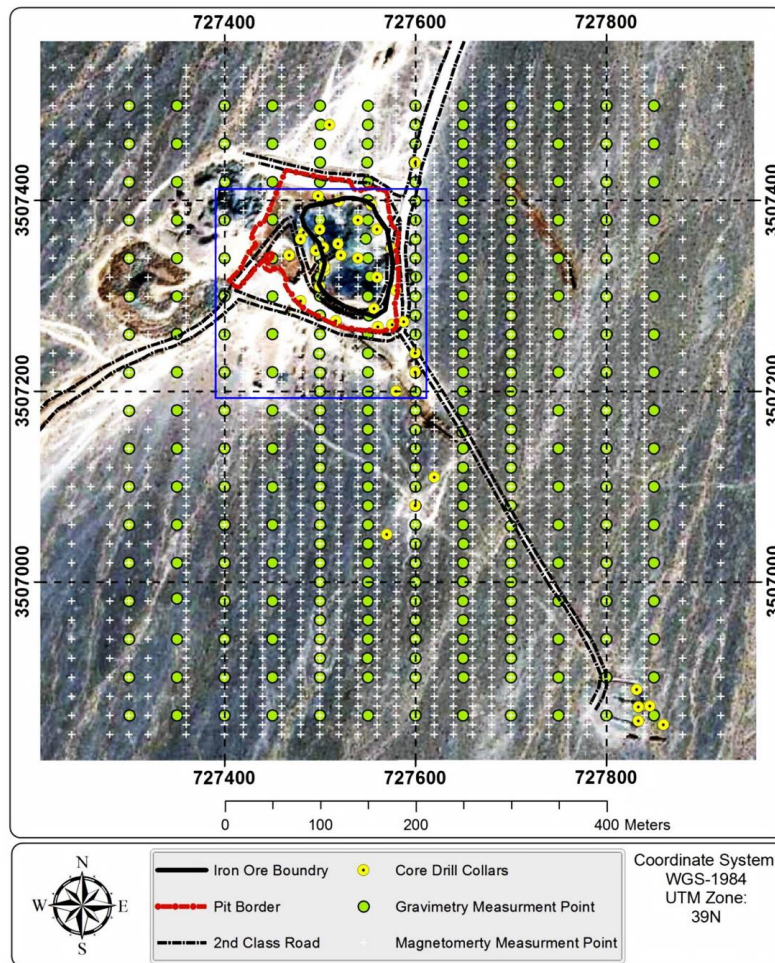


شکل ۸: قرارگیری محدوده اکتشافی در پهنا دشت (جنوب سری آتشفشانی ائوسن)

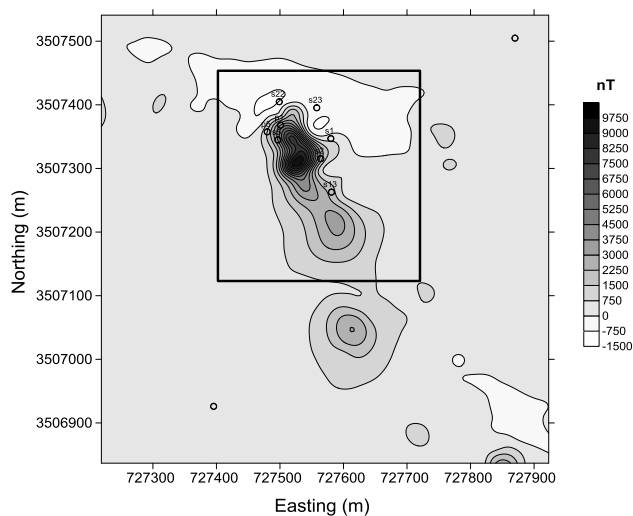
با زوایای میل و انحراف به ترتیب ۴۹ و ۳٫۵ درجه است. شایان ذکر است که برای از بین بردن نویزهای فرکانس بالا و خطای شبکه بندی، ادامه فراسو به ارتفاع ۵ متر بر داده ها اعمال شده است.

در کانسار شواز گمانه های اکتشافی متعددی نیز حفر شده است که ۷ عدد از آنها در آنومالی شمالی است. عیار FeO از ۶ تا ۱۸ درصد متغیر است. شکل ۱۱-الف، موقعیت و مشخصات گمانه های حفر شده در این ناحیه را نشان می دهد.

مغناطیسی از ۳۸۹۶۸ تا ۶۸۱۰۸ نانوتسلا متغیر است که این بازه بزرگ نشانه وجود سنگ آهن مگنتیتی در محدوده برداشت است. ترسیم نقشه شدت کل میدان مغناطیسی نشان دهنده یک دو قطبی مغناطیسی است که این موضوع احتمال وجود ماده معدنی مگنتیتی را قوت می بخشد. برای بررسی دقیق تر، مقدار IGRF از داده های شدت کل کسر و نقشه مغناطیس باقیمانده ترسیم شد (شکل ۱۰). اندازه میدان مغناطیس زمین در این ناحیه حدود ۴۷۰۰۰ نانوتسلا



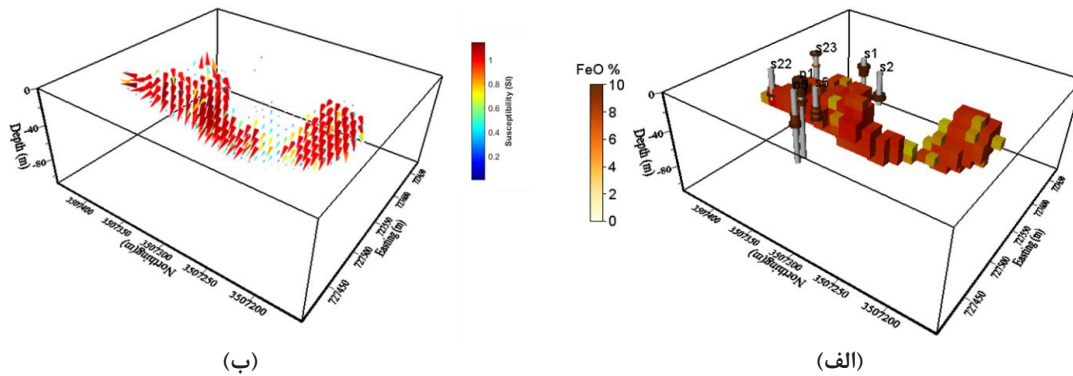
شکل ۹: محل ایستگاه‌های برداشت گرانی (دایره سبز رنگ) و مغناطیس‌سنجی (علامت مثبت سفید)، محدوده پیت و رخنمون آنومالی شمالی ماده معدنی



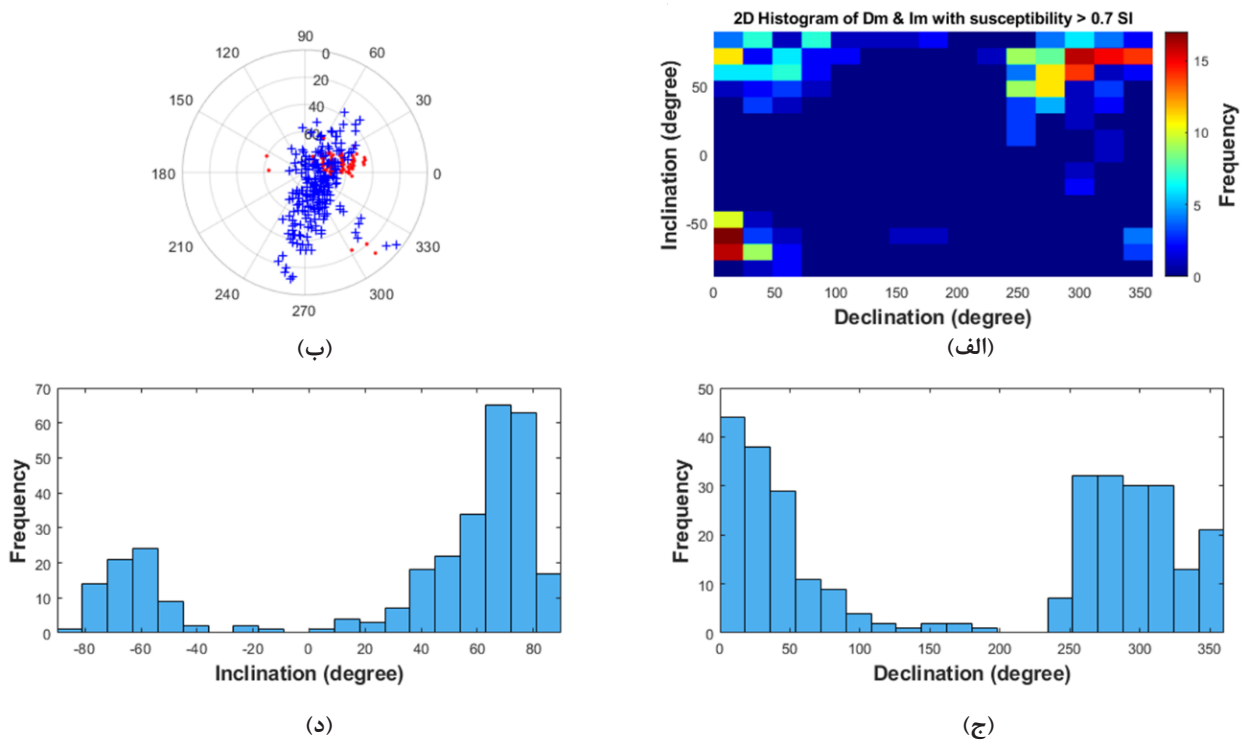
شکل ۱۰: داده‌های باقیمانده (محلی) مغناطیس‌سنجی پس از حذف IGRF و گسترش ۵ متری به بالا (مربع سیاه رنگ داده‌های انتخاب شده برای وارون‌سازی و دوایر کوچک محل حفاری است).

حد خودپذیری مغناطیسی SI ۰٫۷ در شکل ۱۱ نشان داده می‌شود. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، جهت بردارهای مغناطیدگی بسیار متفاوت با مغناطیس زمین در این ناحیه است. جهات مغناطیدگی نیز مدل شده است. نمودار پراکندگی

داده‌های مغناطیس‌سنجی شواز (داده‌های شکل ۱۰) با ابعاد بلوک‌های مکعبی ۱۰ متر انتخاب $\mu = 0.5$ با حد ۱ در واحد SI (حدود $35 A/m$) مورد وارون‌سازی قرار گرفت. شکل‌های ۱۱ و ۱۲ نتایج وارون‌سازی داده‌های شواز را نشان می‌دهد. مدل سه بعدی بردار مغناطیدگی و بلوکی با مقدار



شکل ۱۱: نتایج وارون‌سازی داده‌های مغناطیس‌سنجی شواز؛ (الف) مدل سه بعدی بلوکی خودپذیری مغناطیسی موثر با مقدار حد SI ۰٫۷ و حفاری‌های اکتشافی انجام شده، (ب) مدل سه بعدی بردار مغناطیدگی به شکل نمودار مخروطی (اندازه هر مخروط نشان‌دهنده مقدار خودپذیری موثر است).



شکل ۱۲: نتایج وارون‌سازی داده‌های مغناطیس‌سنجی شواز؛ (الف) هیستوگرام دو بعدی، (ب) نمودار پراکندگی قطبی، (ج) هیستوگرام توزیع زوایای انحراف و (د) هیستوگرام توزیع زوایای میل (زمانی که مقادیر بیش از SI ۰٫۷ است؛ نقاط قرمز موید زاویه میل منفی و زوایای میل مثبت با علامت مثبت نشان داده شده است).

- [5] Portniaguine, O., and Zhdanov M. S. (1999). "Focusing geophysical inversion images". *Geophysics*, 64: 874-887. DOI: 10.1190/1.1444596.
- [6] Li, Y., Shearer, S. E., Haney, M. M., and Dannemiller, N. (2010). "Comprehensive approaches to 3D inversion of magnetic data affected by remanent magnetization". *Geophysics*, 75: L1-L11.
- [7] Lourenco, J. S., and Morrison, H. F. (1973). "Vector magnetic anomalies derived from measurements of a single component of the field". *Geophysics*, 38: 359-368.
- [8] Phillips, J. D. (2005). "Can we estimate total magnetization directions from aeromagnetic data using Helbig's formulas". *Earth, Planets, and Space*, 57: 681-689.
- [9] Dannemiller, N., and Li, Y. (2006). "A new method for estimation of magnetization direction". *Geophysics*, 71: L69-L73.
- [10] Bilim, F., and Ates, A. (2004). "An enhanced method for estimation of body magnetization direction from pseudogravity and gravity data". *Computers & Geosciences*, 30: 161-171.
- [11] Haney, M., and Li, Y. (2002). "Total magnetization direction and dip from multiscale edges". 72nd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 735-738.
- [12] Haney, M., Johnston, C., Li, Y., and Nabighian, M. (2003). "Envelopes of 2D and 3D magnetic data and their relationship to the analytic signal: Preliminary results". 73rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 596-599.
- [13] Shi, Z., den Hartog, M., Pryer, L., Djomani, Y. P., and Connors, K. (2013). "A new technique for low magnetic latitude transformation: Synthetic model results and examples". ASEG Extended Abstracts 2013.
- [14] Nabighian, M. (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.
- [15] Nabighian, M. (1984). "Towards a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations". *Geophysics*, 49: 780-786.
- [16] Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M. (1992). "Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal". *Geophysics*, 57: 116-125.
- [17] Stavrev, P., and Gerovska, D. (2000). "Magnetic field

قطبی زوایای میل و انحراف به همراه هیستوگرام دو بعدی و یک بعدی در شکل ۱۲ نشان داده شده است. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، توزیع زوایای میل و انحراف تطابق نسبتاً خوبی با مقدار حقیقی خود دارد و دارای دو دسته جهت مغناطیدگی است. یکی از آنها با زوایای مغناطیدگی میل و انحراف حدود -70° و 15° درجه مربوط به توده عمیق‌تر و دیگری با زوایای مغناطیدگی میل و انحراف حدود 70° و 270° درجه که مربوط به توده‌های نزدیک به سطح زمین است.

۵- نتیجه‌گیری

در این تحقیق، روش وارون‌سازی بردار مغناطیدگی به صورت فشرده ارائه داده شده است که تابع هدف در فضای داده‌ها کمینه می‌شود. ماتریس وزن مدل از سه ماتریس عمق، ماتریس فاصله و ماتریس فشردگی تشکیل شده است. مدل نهایی به صورت فشرده و با لبه‌های تیز است. همچنین با بیشتر بودن عمق آنومالی‌ها یا توده‌های مغناطیسی جهات مغناطیدگی یک دست‌تر و منظم‌تر می‌شود و بالعکس قسمت‌های سطحی آنومالی یا آنومالی‌های کم‌عمق جهات مغناطیدگی نامنظم‌تری دارند که در این حالت پیشنهاد می‌شود کمی گسترش به بالا انجام شود. بعد از وارون‌سازی داده‌های مصنوعی و اثبات قابلیت و جامعیت روش مورد مطالعه، داده‌های کانسار آهن شواز واقع در استان یزد مورد وارون‌سازی قرار گرفت که دو دسته آنومالی با جهات مغناطیدگی متفاوت تا عمق 120 متر و هر دو دسته آنومالی متفاوت با مغناطیس زمین در این ناحیه به دست آمده است.

۶- مراجع

- [1] Li, Y. (2017). "From Susceptibility to Magnetization: Advances in the 3D Inversion of Magnetic Data in the Presence of Significant Remanent Magnetization". Edited by Tschirhart, V., and Thomas, M. D., *Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 239-260.
- [2] Li, Y., and Oldenburg, D. W. (1996). "3D inversion of magnetic data". *Geophysics*, 61: 394-408.
- [3] 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.
- [4] Pilkington, M. (1997). "3-D magnetic imaging using conjugate gradients". *Geophysics*, 62: 1132-1142.

- [25] Kubota, R., and Uchiyama, A. (2005). "Three-dimensional magnetization vector inversion of a seamount". *Earth Planets Space*, 57: 691-699.
- [26] Lelièvre, P. G., and Oldenburg, D. W. (2009). "A 3D total magnetization inversion applicable when significant, complicated remanence is present". *Geophysics*, 74(3): L21-L30.
- [27] Ellis, R. G., de Wet, B., and Macleod, I. N. (2012). "Inversion of magnetic data for remanent and induced sources". ASEG Extended Abstracts 2012.
- [28] Fournier, D. (2015). "A Cooperative Magnetic Inversion Method with L_p -norm Regularization". MSc Thesis, University of British Columbia.
- [29] Fournier, D. (2019). "Advanced potential field data inversion with L_p -norm regularization". PhD. thesis, The University of British Columbia.
- [30] Tarantola, A. (1987). "Inverse problem theory". Elsevier Science.
- [31] Li, Y., and Oldenburg, D. W. (2000). "Joint inversion of surface and three-component borehole magnetic data". *Geophysics*, 65: 540-552.
- [32] Last, B. J., and Kubik, K. (1983). "Compact gravity inversion". *Geophysics*, 34: 65-74.
- [18] Wilson, H. S. (1985). "Analysis of the magnetic gradient tensor: Defence Research Establishment Pacific". Technical Memorandum, 8: 5-13.
- [19] Beiki, M., Clark, D. A., Austin, J. R., and Foss, C. (2012). "Estimating source location using normalized magnetic source strength calculated from magnetic gradient tensor data". *Geophysics*, 77: J23-J37.
- [20] Shearer, S. (2015). "Three-dimensional inversion of magnetic data in the presence of remanent magnetization". M.Sc. thesis, Colorado School of Mines.
- [21] Pilkington, M., and Beiki, M. (2013). "Mitigating remanent magnetization effects in magnetic data using the normalized source strength". *Geophysics*, 78: J25-J32.
- [22] Liu, S., Hu, X., Liu, T., Feng, J., Gao, W., and Qiu, L. (2013). "Magnetization vector imaging for borehole magnetic data based on magnitude magnetic anomaly". *Geophysics*, 78: D429-D444.
- [23] Liu, S., Hu, X., Xi, Y., Liu, T., and Xu, S. (2015). "2D sequential inversion of total magnitude and total magnetic anomaly data affected by remanent magnetization". *Geophysics*, 80: K1-K12.
- [24] Liu, S., Hu, X., Zhang, H., Geng, M., and Zuo, B. (2017). "3D magnetization vector inversion of magnetic data: improving and comparing methods". *Pure and Applied Geophysics*, 174: 4421-4444.

¹ Magnetization Vector Inversion