

وارون غیرخطی داده‌های مغناطیسی با استفاده از روش گرادیان زیرفضا

علی نجاتی کلاته^{۱*}، حمیدرضا سیاه‌کوهی^۲، محمود میرزایی^۳ و ناصر حسین‌زاده گویا^۲^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران^۲ دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران^۳ استادیار، دانشگاه اراک، ایران

nejati_ali@yahoo.com, hamid@ut.ac.ir, m-mirzaei@araku.ac.ir, n_guya@yahoo.com

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۹/۳، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۶/۳۰)

چکیده

این مقاله یک روش پایدار، موثر و قابل انعطاف برای حل مسائل معکوس غیر خطی را برای مدل‌سازی معکوس داده‌های مغناطیسی معرفی می‌کند. روش تکراری عرضه شده در این مقاله به‌خوبی با مسائل معکوس غیر خطی با حجم زیاد پارامترهای مدل، سازگار است. روش گرادیان زیرفضا از پارامترسازی استفاده می‌کند که در آن عمق بالایی بلوک‌ها ثابت و عمق پایینی آنها متغیر است. در این روش پارامترهای مدل با توجه به بعد ابعادی متغیر، در زیرفضاهای مجزا رده‌بندی می‌شوند. روش عرضه شده روشی مبتنی بر تکرارهای متوالی است که در هر تکرار، تغییرات پارامترهای مدل در یک زیرفضای P بعدی از فضای M بعدی پارامترها به‌دست می‌آید (که با استفاده از این تغییرات، مدل اولیه به‌روز خواهد شد). بردارهای اساسی و تشکیل دهنده این زیرفضای P بعدی از آنالیز تجزیه به مقادیر منفرد ماتریس مشتقات دوم پارامترهای مدل استخراج می‌شود. از این بردارهای پایه ماتریس تصویر از فضای M بعدی پارامترهای مدل به زیرفضای P بعدی از پارامترهای مدل استفاده می‌شود.

این روش در وارون‌سازی داده‌هایی با درصد زیاد نوفه، نتایج خوبی را نشان داده است. همچنین وارون‌سازی با روش گرادیان زیرفضا با وارون‌سازی به روش مارکوارت-لونبرگ که روشی متداول و مرسوم در وارون‌سازی‌های مسائل غیر خطی است، مقایسه شده است. نتایج نشان می‌دهند که روش گرادیان زیرفضا علاوه بر همگرایی زمانی با سرعت بیشتر، دارای پایداری قابل‌ملاحظه‌ای نسبت به روش ذکر شده است. به منظور نشان دادن قابلیت‌های روش عرضه شده در موارد عملی ژئوفیزیک، وارون‌سازی داده‌های واقعی برداشت شده در ناحیه مغان در راستای یک نیم‌رخ صورت گرفته است که نتایج، همخوانی خوبی با نتایج حاصل از حفاری در این منطقه دارد.

واژه‌های کلیدی: داده‌های مغناطیسی، مدل‌سازی معکوس، روش گرادیان زیرفضا، همگرایی، مارکوارت-لونبرگ

Non-linear inversion of magnetic data using Gradient subspace method

Ali Nejati Kalateh^{1*}, Hamid Reza Siahkoochi², Mahmood Mirzaei³, and Nasser Hosseinzadeh Guya²¹Shahrood University of Technology, Iran²Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran³Arak University, Iran

(Received: 23 November 2008, accepted 21 September 2010)

*Corresponding author:

nejati_ali@yahoo.com

نگارنده رابط:

Summary

Inverse theory was developed by scientists and has been used in different scientific applications, such as geophysical tomography, image enhancement, curve fitting and determination of earth structure from geophysical data. Inverse theory provides mathematical techniques to obtain useful information about measurements (data). The information resulting from inversion usually reveals some specific properties of the geological structures, called model parameters. Inverse theory, in contrast to forward theory, which predicts results of measurements on the basis of a suggested model relevant to the problem, uses models that are adjusted and estimates the model parameters by using the data and some general principles. It should be noted that inverse theory provides information about unknown model parameters directly using measured data. In contrast to forward theory, inverse theory doesn't provide a basis for the model itself. Recently, considerable effort has been devoted to the explanation of gravity and magnetic anomalies by employing data inversion in the spatial domain.

Three major types of gravity and magnetic data inversion are discussed in geophysical literature. The first is "Inverting data for solving both physical and shape parameters". In this case, the inverse problem is completely non-unique. The non-uniqueness of the problem is visible in the two-dimensional section as a large number of well-defined local minima, some of which are distinguished as unfeasible. In this class, unacceptable solutions can be confined by specifying some of the model parameters. The second type of gravity and magnetic data inversion is "Inverting data for solving physical parameters". In this approach, the earth is divided into a limited number of cells of fixed size with unknown physical parameters, such as density and magnetization. The non-uniqueness of the solution is evident and algorithms have been developed to produce a single model by minimizing an objective function. The third type of gravity and magnetic data inversion is "Inverting data for solving shape parameters". In this class, physical parameters are assumed to be known and nonlinear operators must be design to determine geometry of the geophysical sources. However, geophysical inversion methods are most effective when a linear operator is applied; thus, the problem is usually linearized about some initial model and the inverse problem is solved iteratively.

This paper presents a robust, flexible and efficient algorithm to solve large scale non-linear inverse problems in geomagnetic surveys (the third type of gravity and magnetic data inversion). Considering the sensitivity of inverting magnetic data and the high level of noise in data acquisition, the inversion of magnetic data should be performed using advanced methods. These methods have high performance to handle noise data. The method is iterative, and at each iteration a perturbation of model parameters in a P-dimensional subspace of an M-dimensional model space are sought (the primary model is updated using perturbation values of the model parameters at each iteration).

This style of iterative subspace procedure is well adapted to non-linear inverse problems with many parameters and can be successfully applied to a variety of geopotential problems. The gradient subspace algorithm utilizes a model of parameterization in which the depth of each block is described as an unknown parameter. Model parameters are allocated to separate subspaces on the basis of different physical dimensionality (in this case, model parameters have the same physical dimension). Basis vectors of P-dimensional subspace are extracted by the SVD of a Hessian matrix (the second derivation of model parameters). M-dimensional model space is projected onto P-dimensional subspace using basis vectors.

If effective basis vectors are chosen for inversion procedures, the projected matrix is accurate with respect to original one. In new and small dimensions, inversion can be performed with great speed and is stable against noise. This procedure is very effective in accelerating convergence and obtaining a more accurate solution. Also, the inversion is robust with respect to data errors and poor initial estimations. The efficiency of the method is compared with one of the conventional methods of inversion of non-linear problems (Marquardt-Levenberg); the results show that the gradient subspace has fast and stable convergence in comparison to its performance in the conventional method. The practical effectiveness of this method is demonstrated by inversion of synthetic and real examples. The real magnetic data is acquired over the MOGHAN area, in the northwest of Iran. The results compared with those of seismic interpretation at the study area.

Key words: Magnetic data, modeling, inversion, subspace Gradient method, convergence, Marquardt-Levenberg

۱ مقدمه

در اغلب مسائل وارون ژئوفیزیکی رابطه‌ای غیر خطی میان مقادیر مشاهده‌ای و پارامترهایی که مدل را توصیف می‌کنند وجود دارد. راه عمومی به منظور حل مسائل وارون غیر خطی در ژئوفیزیک، استفاده از یک بسط خطی در همسایگی یک مدل مرجع است. در این صورت یک دستگاه معادلات خطی برای تغییرات پارامترهای مدل خواهیم داشت که با روش‌های خاص عددی قابل حل است (برخلاف مسائل وارون خطی که دستگاه معادلات را برای برآورد خود پارامترهای مدل حل می‌کنیم). در هر تکرار، از مدل به‌روز شده بعد از اعمال تغییراتی که از تکرار قبل به‌دست آمده است، در حکم مدل مرجع استفاده می‌کنیم. این روند را تا زمانی که به همگرایی مطلوب برسیم ادامه می‌دهیم، برای مثال وقتی که تغییرات پارامترهای مدل در دو تکرار کمتر از یک مقدار آستانه باشد.

روش کلی ذکر شده در وارون‌سازی غیر خطی داده‌های گرانی و مغناطیس به‌منظور به‌دست آوردن پارامترهای هندسی را کرباتو (۱۹۶۵)، کاناراتنام (۱۹۷۲)، پدرسون (۱۹۷۷)، مینچیتی (۱۹۸۳) و میکاس (۱۹۹۲) به کار برده‌اند. حل هم‌زمان دستگاه‌های معادلات خطی هنگامی که داده‌ها و پارامترهایی که در مدل‌سازی به کار

می‌رود افزایش می‌یابد، دارای پیچیدگی‌های زیاد محاسباتی است. در این صورت استفاده از روش‌های خاص که بتواند بدون وارون‌سازی ماتریس‌های حجیم و بروزخطای محاسباتی زیاد، به همگرایی مطلوب دست یابد، برای حل مسائل ذکر شده مناسب است. در این تحقیق برای غلبه بر این مشکل و حل مسئله، از روش زیرفضا استفاده می‌شود. روش زیرفضا از کمینه‌سازی محلی تابع هدف در زیرفضای افزای شده با تعداد محدودی از بردارها در فضای پارامترهای مدل استفاده می‌کند. بردارهایی که برای افزای زیرفضای مزبور مورد استفاده قرار می‌گیرند، بردارهای پایه نامیده می‌شوند. میزان تاثیر و موفقیت روش زیرفضا بستگی به تعداد و نحوه انتخاب این بردارهای پایه دارد. روش زیرفضا و کاربردهای آن در حل مسائل بزرگ مقیاس به خوبی در کنت و ویلیامسون (۱۹۸۸)، میرزایی و بریدوود (۱۹۹۶)، اولدنبرگ و همکاران (۱۹۹۳) و سمبریج (۱۹۹۱) مورد بحث قرار گرفته است. در این مقاله روش گرادیان زیرفضا در وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی مصنوعی و واقعی مورد استفاده قرار می‌گیرد، این روش به دلیل قابلیت پایداری در برابر نوفه، روش مناسبی برای مدل‌سازی معکوس داده‌های ژئوفیزیکی که دارای درصد نوفه زیادی هستند (مانند داده‌های مغناطیسی) به‌شمار می‌رود.

۲ نظریه روش گرادیان زیرفضا

مسائل وارون را می‌توان عمدتاً به صورت مسائل کمینه‌سازی مطرح کرد تاراتولا (۲۰۰۵)، منکه (۱۹۸۹) و زادائف (۲۰۰۲)، که در آنها یک تابع هدف وابسته به داده‌های مشاهده‌ای و پیش‌بینی‌های نظری می‌بایست کمینه شود. شکل عمومی این توابع در ژئوفیزیک به صورت زیر است:

$$F(m) = \langle C_D^{-1}(d - d_{obs}), (d - d_{obs}) \rangle \quad (1)$$

که $\langle \cdot, \cdot \rangle$ نشانگر حاصل ضرب داخلی، C_D ماتریس کواریانس داده‌ها و m بردار پارامترهای مدل است که خصوصیات فیزیکی خاصی از مدل تعریف شده را بیان می‌کند. هدف مسائل وارون در ژئوفیزیک به دست آوردن یک بردار بهینه است که تابع هدف را کمینه کند. در صورتی که تابع $F(m)$ یک تابع هموار برای پارامترهای مدل باشد، می‌توان با استفاده از بسط تیلور محدود شده برای این تابع روابط زیر را نوشت سمبریچ (۱۹۹۱):

$$F^Q(m + \delta m) = F(m) + \langle \gamma, \delta m \rangle + \frac{1}{2} \langle H \delta m, \delta m \rangle \quad (2)$$

که γ بردار گرادیان و H ماتریس Hessian یا ماتریس مشتق دوم تابع هدف است. گرادیان تابع هدف به صورت زیر به دست می‌آید:

$$\gamma = \nabla_m F(m) = G^T C_D^{-1} [f(m) - d_{obs}] \quad (3)$$

که در آن

$$G = \nabla_m f(m) \quad (4)$$

و G ماتریس مشتقات فرشه برای تابع هدف نسبت به پارامترهای مدل است، که در مسائل وارون به آن ژاکوبی نیز می‌گویند. همچنین $G_{ij} = \frac{\partial f_i(m)}{\partial m_j}$ مشتق اول i امین داده را نسبت به تغییرات j امین پارامتر مدل نشان

می‌دهد. ماتریس هسه‌ای تابع هدف را می‌توان از روابط زیر محاسبه کرد:

$$H = \nabla_m \nabla_m F(m) = G^T C_D^{-1} G + \nabla_m G^T C_D^{-1} [f(m) - d_{obs}] \quad (5)$$

که در آن عبارت $\nabla_m G = \nabla_m \nabla_m f(m)$ وابستگی غیر خطی داده‌ها و پارامترهای مدل را بیان می‌کند و در مقایسه با عبارت اول رابطه (۵) دارای مقدار قابل توجهی نیست، لذا در محاسبه ماتریس هسه‌ای قابل صرف‌نظر کردن است. وانگ و هوسمان (۱۹۹۴). حال با در نظر گرفتن ماتریس C_M به منزله ماتریس کواریانس پارامترهای مدل، بردار شیب بالارونده Γ در فضای پارامترهای مدل، بر مبنای تعریف بردار گرادیان به صورت زیر بیان خواهد شد:

$$\Gamma = C_M \gamma \quad (6)$$

روش شیب پایین‌رونده (SD) پارامترهای مدل را در راستای بردار $(-\Gamma)$ به روز می‌کند. برای تقریبی از مسائل معکوس خطی می‌توان روش Conjugate Gradient (CG) را به کار برد که دارای آهنگی با سرعت مناسب برای همگرایی است. اما این روش برای مسائلی که در آنها وابستگی غیر خطی قوی میان داده‌ها و پارامترهای مدل وجود دارد، معمولاً به نتایج خوبی منجر نخواهد شد. روش گرادیان زیرفضا از این رو که از بردار گرادیان برای کمینه کردن تابع هدف F^Q استفاده می‌کند، به روش شیب پایین‌رونده در حل مسائل معکوس شباهت دارد. اما در این روش با استفاده از ماتریس مشتقات دوم تابع هدف هسه‌ای و ماتریس تصویر مسئله معکوس به جای حل در فضای پارامترهای مدل به زیرفضاهای کوچک‌تر تصویر می‌شود. در این صورت پارامترهای مدل نیز در این زیرفضاهای کوچک‌تر دارای تعریف جدید خواهند بود. پیامد روند ذکر شده به دست آوردن

$$\Gamma_A = C_M \begin{bmatrix} \gamma_A \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{bmatrix}, \dots, \Gamma_L = C_M \begin{bmatrix} \gamma_L \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{bmatrix} \dots \quad (11)$$

حال بردارهای پایه با بردار Γ به صورت زیر تعریف می‌شوند کنت و سمبریج (۱۹۹۸):

$$a^{(1)} = \|\Gamma_A\|^{-1} \Gamma_A, \quad a^{(2)} = \|\Gamma_B\|^{-1} \Gamma_B \quad (12)$$

با داشتن ضرایب بسط و بردارهای پایه و با استفاده از رابطه (۸) تغییرات پارامترهای مدل در هر تکرار به دست می‌آید و مدل اولیه در نظر گرفته شده در هر تکرار به روز خواهد شد.

۱-۲ حل مسئله مستقیم برای داده‌های دو بُعدی

مغناطیسی

به منظور مدل‌سازی دو بُعدی داده‌های میدان مغناطیسی ابتدا باید به حل مسئله مستقیم موضوع پرداخت. همچنان که در مدل‌سازی‌های دو بُعدی در مسائل میدان پتانسیل معمول است از یک مجموعه بلوک‌های قائم با عمق متفاوت که در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند، برای وارون‌سازی داده‌های میدان مغناطیسی کلی جهت مدل‌سازی ناپیوستگی‌ها استفاده می‌شود. تباین مغناطیدگی و جهت آن در هر بلوک به دلخواه مفسر می‌تواند تغییر کند. ابتدا به محاسبه اثر یک بلوک به صورت مجزا می‌پردازیم بدین منظور، مطابق شکل، محورهای مختصات را به صورت متعامد در جهت (x, z) که جهت مثبت z به سمت پایین است در نظر می‌گیریم.

در مدل‌سازی‌های دو بُعدی (چون مدل‌سازی دو بُعدی در این مقاله مد نظر است، بنابراین محور y عمود بر صفحه

سرعت و دقت در همگرایی و پایداری وارون‌سازی در برابر نوفه است.

ماتریس تصویر A را به صورت زیر در نظر بگیرید سمبریج (۱۹۹۱):

$$A_{ij} = a_i^{(j)} \quad (7)$$

$$i = 1, \dots, N \quad j = 1, \dots, K$$

که K تعداد بردارهای پایه $\{a^{(j)}\}$ ، N طول بردارهای پایه است. تغییرات پارامترهای مدل در زیرفضای افراز شده برحسب بردارهای پایه برابر است با:

$$\delta m = -\sum_{j=1}^K \alpha_j a^{(j)} \quad (8)$$

ضرایب α_j از کمینه کردن تابع هدف (رابطه ۲) به دست می‌آیند. بدین منظور $\frac{\partial F^e}{\partial \alpha_j} = 0, \quad j = 1, \dots, K$ است. بنابراین یک دستگاه معادلات با K مجهول به دست می‌آید، در این صورت برای ضرایب بسط به صورت ماتریسی داریم:

$$\alpha = (A^T H A)^{-1} A^T \gamma \quad (9)$$

ماتریس هسه‌ای تصویر شده $(A^T H A)$ دارای ابعاد $K \times K$ است که نسبت به وارون‌سازی ماتریس هسه‌ای با ابعاد $M \times M$ دارای شرایط بهتری است. بردارهای پایه‌ای که برای تعریف ماتریس تصویر از آنها استفاده می‌شود، وابسته به بردار Γ هستند. در صورتی که بتوان پارامترهای مدل را به L رده متفاوت بسته به شرایط هندسی یا تفاوت در بُعد فیزیکی تقسیم کرد، داریم:

$$\gamma_L = \nabla_{m_L} F(m), \quad L = A, B, \dots \quad (10)$$

بردار شیب بالارونده را در فضای کامل پارامترهای مدل به صورت زیر بازسازی می‌کنیم:

قسمت بالا آمده است را با $M(x, z)$ نشان دهیم، داریم:

$$M(x, z) = 2kT \sin \delta (1 - \cos^2 \alpha \cos^2 i) \quad (13)$$

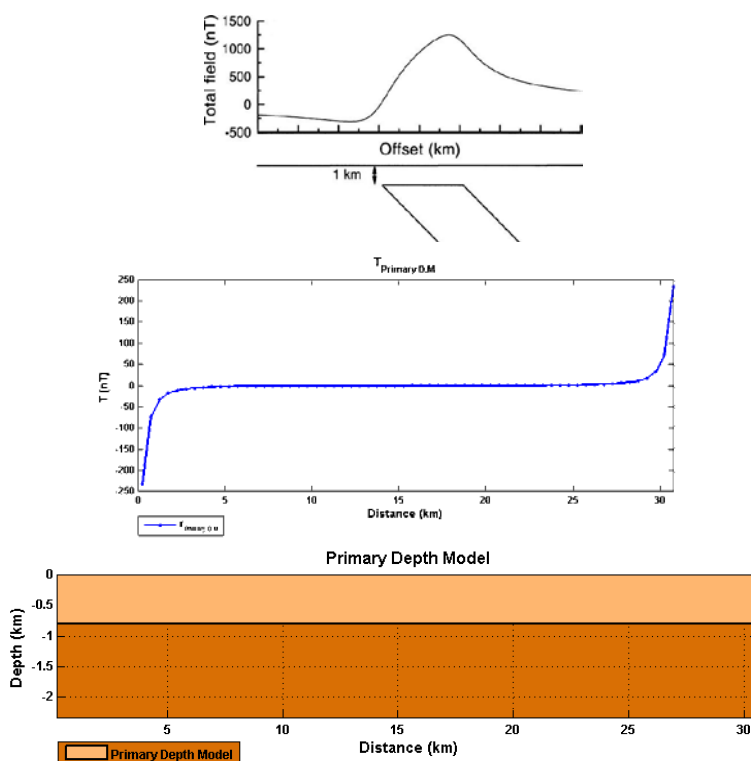
$$\times \left[\left(\tan^{-1} \frac{(x-x_0)+b}{h} - \tan^{-1} \frac{x-b}{h} \right) \cos \theta \right]$$

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

که در آن x, z به ترتیب مختصات قائم و افقی، x_0 مختصات افقی مرکز دایک، h عمق بالایی دایک، T, k به ترتیب مغناطیس پذیری و شدت میدان مغناطیسی محیط، δ, i به ترتیب زاویه میل میدان مغناطیسی و زاویه شیب دایک، $\theta = 2I - \delta - 90$ ، $I = \tan^{-1} \left(\frac{\tan i}{\sin \alpha} \right)$ و α راستای دایک است.

کاغذ است) در ژئوفیزیک فرض اساسی و متداول بر آن است که داده‌ها در راستای عمود بر بی‌هنجاری برداشت شده است و در راستای نیم‌رخ یعنی همان راستای محور y بی‌هنجاری دارای تغییرات فاحشی نباشد. در مدل‌سازی حوضه‌های رسوبی این روش از اهمیت زیادی برخوردار است، زیرا در یک حوضه رسوبی می‌توان با انتخاب مناسب جهت نیم‌رخ، به مدل‌سازی هندسه دو بُعدی حوضه پرداخت.

در شکل ۱- قسمت بالا بی‌هنجاری میدان کلی مغناطیسی برحسب نانتوسلا برای یک دایک شیب‌دار با عمق ۱ کیلومتر و شیب ۴۵ درجه. زاویه میل مغناطیسی ۴۵ درجه رسم شده است. اگر میدان مغناطیسی کلی ناشی از یک دایک با عمق نامحدود همانند آنچه در شکل ۱-



شکل ۱. قسمت بالا) میدان مغناطیسی کلی ناشی از یک دایک در عمق ۱ کیلومتر، شیب ۴۵ درجه و زاویه میل مغناطیسی ۴۵ درجه. تاستون و همکاران (۲۰۰۲)، قسمت وسط- بی‌هنجاری میدان کلی مغناطیسی عمق مدل اولیه، (قسمت پایین) مدل عمقی اولیه (پایین) محور عمودی عمق مدل اولیه را برحسب کیلومتر نشان می‌دهد.

خودپذیری با استفاده از اطلاعات اولیه یا مشاهده مستقیم زمین‌شناسی به منزله پارامتر معلوم در نظر گرفته می‌شود. میدان مغناطیسی کلی (واحد میدان کلی مغناطیسی نانوتسلا، یعنی برابر با 10^{-9} تسلا است) زمینه با بزرگی ۴۸۰۰۰ نانوتسلا، زاویه انحراف ۴۵ درجه، زاویه میل صفر و زاویه انحراف برای بردار مغناطیدگی در هر بلوک به تبعیت از میدان زمینه دارای زاویه انحراف ۴۵ درجه است. راستای نیم‌رخ نیز به گونه‌ای انتخاب شده است که عمود بر جهت شمال مغناطیسی باشد. خودپذیری مغناطیسی نیز در هر بلوک 0.02 SI در نظر گرفته شده است. لازم به ذکر است که در مورد داده‌های واقعی، زوایای میل و انحراف میدان زمینه و مغناطیدگی جسم، در حکم پارامترهای معلوم با استفاده از IGRF یا به صورت مستقیم اندازه‌گیری می‌شود.

در صورتی که در محیط مغناطیس بازماند نیز وجود داشته باشد، به دلیل اینکه مغناطیدگی بازماند در مقاسیه با مغناطیس القایی دارای مقدار بسیار ناچیزی است، اغلب از این پارامتر در وارون‌سازی‌های داده‌های مغناطیسی صرف‌نظر می‌شود. این پارامتر در فیزیک سنگ و دیرینه‌مغناطیس بیشتر مورد توجه است و در این گونه تحقیقات، با ابزارهای خاصی میدان القایی را از نمونه‌ها حذف می‌کنند تا امکان بررسی مغناطیس بازماند (به دلیل مقادیر مغناطیدگی بازماند) فراهم شود. هندسه ساختار مدل زمین مصنوعی در نظر گرفته شده و داده‌های مربوط به میدان مغناطیسی کل ناشی از آن با اضافه کردن ۵٪ نوفه (نسبت نوفه به سیگنال ۵٪ در نظر گرفته شده) در شکل ۲ آمده است.

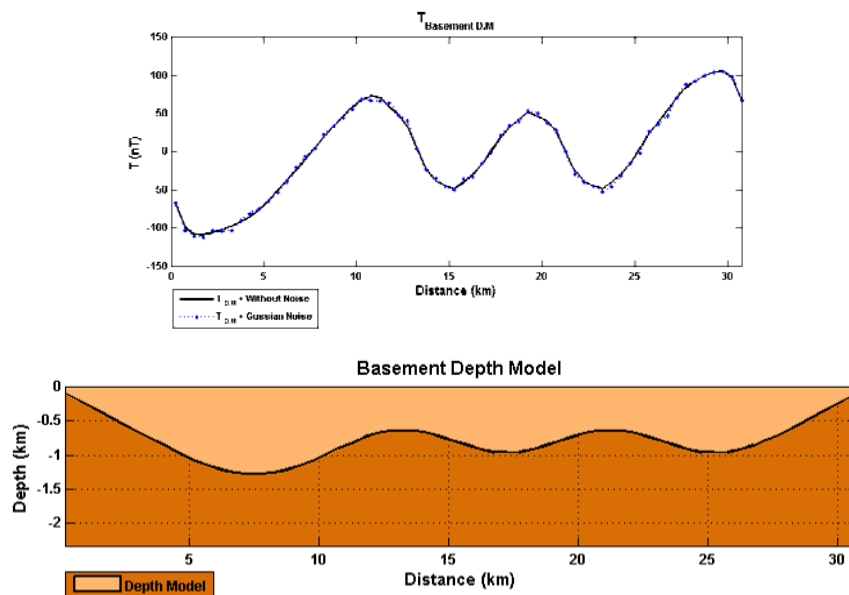
بیشینه میزان نوفه اضافه شده به داده‌ها ۷/۹۶ نانوتسلا است و میانگین مجذور نوفه برای کل داده‌ها برابر با ۳/۰۸ نانوتسلا است. از داده‌های مصنوعی که بدین ترتیب تولید شده‌اند در حکم داده‌های ورودی به روند وارون‌سازی با روش زیرفضا استفاده می‌کنیم. در شکل ۳ نتایج

به منظور محاسبه اثر یک دایک قائم با عمق محدود می‌توان میدان کلی به دست آمده از دو دایک را با اختلاف عمقی مورد نظر با یک میزان مغناطیس‌پذیری اما با علامت مخالف را جمع جبری کرد. محاسبات مستقیم از این رو که همه روش‌های بُعدی و محاسبات وارون‌سازی بر مبنای آنها صورت می‌گیرد، اهمیت فوق‌العاده‌ای دارد.

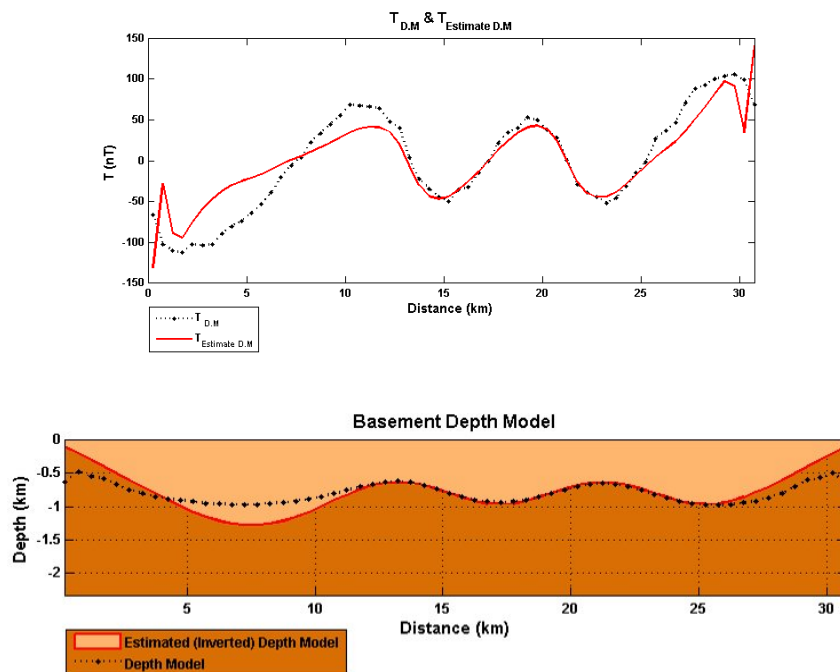
۲-۲ کارایی روش گرادیان زیرفضا در وارون‌سازی
در مثال‌هایی که آورده خواهد شد، تباین مغناطیس‌پذیری لایه‌ها (علامت) با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی یا سایر اطلاعات ژئوفیزیکی تعیین و به مثابه اطلاعات اولیه استفاده می‌شود. در این مثال‌ها، مدل اولیه به کار رفته برای وارون‌سازی عبارت است از ی مدلی ساده با عمق یکسان ۰/۸ کیلومتر برای همه بلوک‌ها. این مدل و میدان مغناطیسی کلی ناشی از آن برحسب نانوتسلا در شکل ۱ (قسمت وسط و پایین) آمده است. قابل ذکر است که هر چه وابستگی یک روش در وارون‌سازی به مدل اولیه کمتر باشد، روش کارآمدتر و الگوریتم به کار رفته در آن قوی‌تر است. روش عرضه شده، از خصوصیت اخیر بهره‌مند است.

۲-۱-۲ وارون‌سازی داده‌های مصنوعی

به منظور درک بهتر از چگونگی کارایی روش و جزئیات مربوط به آن از وارون‌سازی داده‌های مصنوعی در طول یک نیم‌رخ با طول ۳۰/۷۵ کیلومتر و فاصله نمونه‌برداری ۰/۵ کیلومتر برای داده‌های مولفه میدان مغناطیسی کلی استفاده شده است. سنگ کف یا ناپیوستگی مغناطیسی با استفاده از یک مجموعه از بلوک‌های قائم (همچنان که در اغلب مدل‌سازی‌های دو بُعدی مرسوم است) شبیه‌سازی می‌شود. برای این مجموعه از بلوک‌های قائم، ارتفاع بلوک‌ها در حکم پارامترهای ناشناخته وارون‌سازی و



شکل ۲. (قسمت بالا) بی‌هنجاری میدان مغناطیسی کل ناشی از مدل مصنوعی. منحنی توپو بی‌هنجاری بدون نوفه و منحنی خطچین بی‌هنجاری با نوفه ۰/۵. (قسمت پایین) مدل مصنوعی با طول ۳۰/۷۵ کیلومتر و خودپذیری SI ۰/۰۲ است.

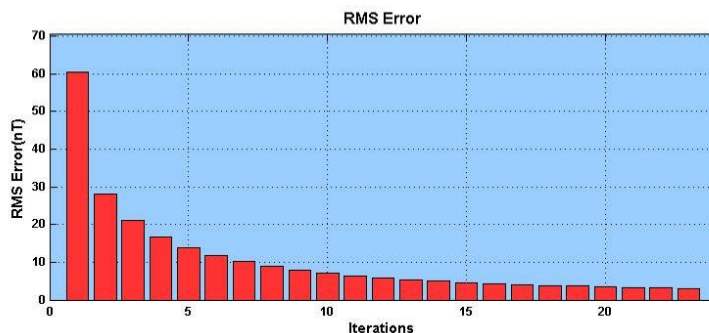


شکل ۳. (قسمت بالا) منحنی خطچین داده‌های ناشی از مدل مصنوعی به همراه نوفه و منحنی سرخ (توپو) داده‌های برآوردشده ناشی از وارون‌سازی در تکرار اول، (قسمت پایین) منحنی خطچین مدل مصنوعی و منحنی سرخ مدل برآورد شده در تکرار اول است.

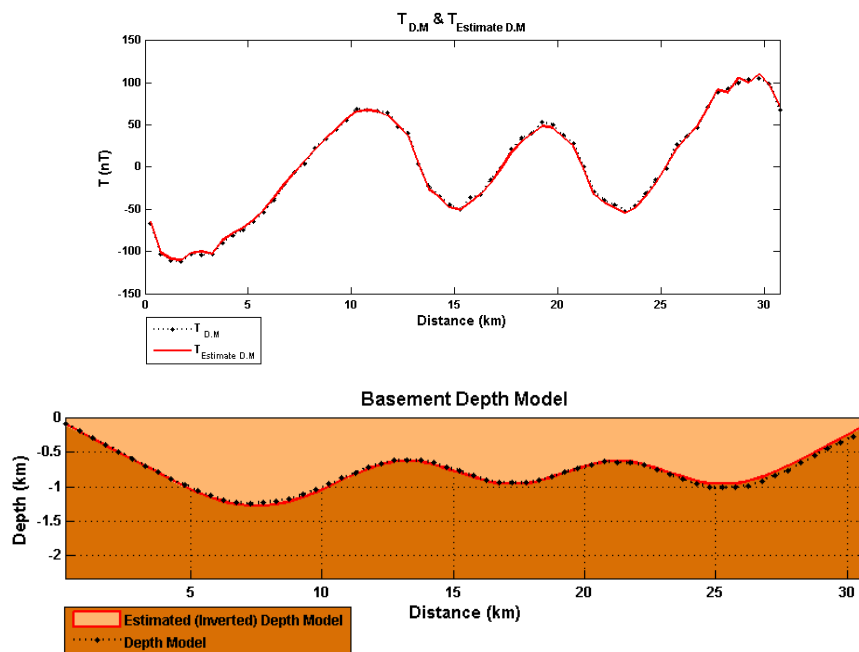
در جدول ۱ مقادیر میدان کلی مغناطیسی به ترتیب بدون نوفه، مقادیر نوفه با سطح نوفه ۵٪، میدان محاسبه شده در روند وارون‌سازی بعد از تکرار اول (در شکل ۳ نشان داده شده است)، میدان محاسبه شده در روند وارون‌سازی بعد از تکرار بیستم (این مقادیر در شکل ۵ رسم شده‌اند). به روشنی و با استناد به رسم مقادیر جدول ۱ (که در دو شکل ۳ و ۵ نمایش داده شده است) می‌توان دید که مقادیر میدان محاسبه شده در وارون‌سازی در تکرار بیستم (ردیف آخر) با داده‌هایی که از مدل مصنوعی استخراج شده‌اند (ردیف سوم) همخوانی و نزدیکی زیادی دارد. این داده‌ها در دو شکل ۵ با رنگ‌های مشکی خط‌چین برای داده‌های مدل مصنوعی و با رنگ سرخ برای داده‌های محاسبه شده در روند وارون‌سازی رسم شده است.

هندسه ساختار زمین در مدل مصنوعی در نظر گرفته شده و داده‌های میدان کل مغناطیس ناشی از آن با اضافه کردن ۲۰٪ نوفه در شکل ۶ آمده است. بیشینه میزان نوفه اضافه شده به داده‌ها در این حالت ۲۴/۲۰ نانوتسلا است و میانگین مجذور نوفه برای کل داده‌های مصنوعی ایجاد شده برابر با ۱۰/۹۳ نانوتسلا است. از داده‌های مصنوعی که بدین ترتیب تولید شده‌اند، همانند مثال قبل در حکم داده‌های ورودی به روند وارون‌سازی با روش زیرفضا استفاده می‌کنیم.

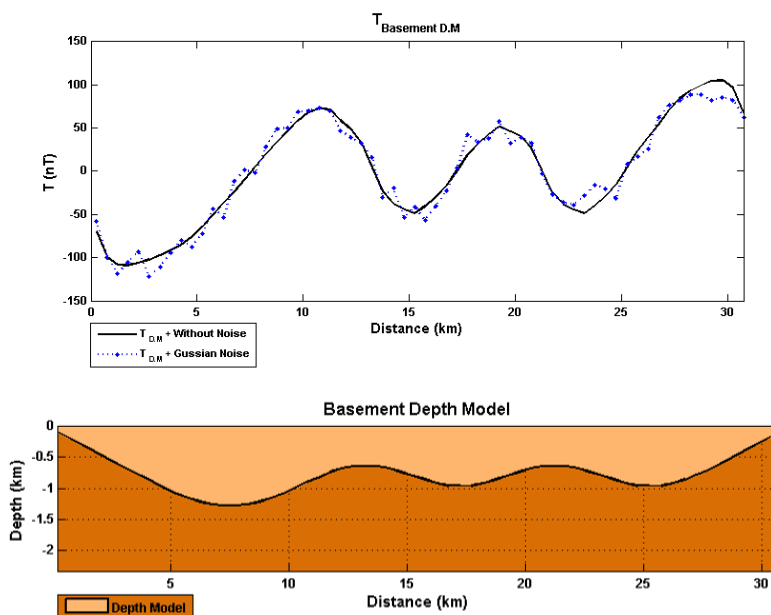
وارون‌سازی در تکرار اول نشان داده شده است. در تکرار اول خطای میانگین مجذور بین داده‌های مصنوعی تولید شده و نتایج برآورد شده با وارون‌سازی برابر با ۶۰/۴۰ نانوتسلا است. وارون‌سازی را برای تکرارهای متوالی تا زمانی ادامه می‌دهیم که این خطای میانگین مجذور کمتر از میانگین مجذور نوفه برای کل داده‌ها یعنی کمتر از ۳/۰۸ نانوتسلا شود. وارون‌سازی برای ۲۳ تکرار متوالی صورت گرفته و خطای میانگین مجذور با روند همگرایی مناسب به ۳/۰۶ نانوتسلا یعنی کمتر از حد خطای موجود در داده‌ها می‌رسد. روند کاهش خطای میانگین مجذور در تکرارهای متوالی در شکل ۴ نشان داده شده است. نتایج وارون‌سازی و میزان برازش داده‌های مصنوعی تولید شده با داده‌های برآورد شده ناشی از وارون‌سازی در شکل ۵ نشان داده شده است. برای نشان دادن پایداری روش وارون‌سازی گرادیان زیرفضا در برابر نوفه با شرایط مثال بالا نسبت نوفه به سیگنال را به ۲۰٪ افزایش می‌دهیم. به طور معمول در مقالات ژئوفیزیکی برای نشان دادن پایداری روش‌ها و الگوریتم‌های وارون‌سازی از درصد‌های نوفه به سیگنال به مراتب کمتر از ۲۰٪ استفاده می‌شود. اما همان‌طور که در قبل اشاره شد، یکی از خصوصیات بارز این روش، پایداری زیاد در برابر نوفه است و این مقدار از درصد نوفه به سیگنال یک حد بالا در این زمینه به شمار می‌آید.



شکل ۴. خطای میانگین مجذور برای ۲۳ تکرار متوالی.



شکل ۵. (قسمت بالا) منحنی خطچین داده‌های ناشی از مدل مصنوعی و منحنی سرخ (توپر) داده‌های برآوردشده ناشی از وارون‌سازی، (قسمت پایین) منحنی خطچین مدل مصنوعی و منحنی سرخ مدل برآورد شده با استفاده از وارون‌سازی بعد از ۲۳ تکرار است.



شکل ۶. (قسمت بالا) بی‌هنجاری میدان مغناطیسی کلی ناشی از مدل مصنوعی. منحنی توپر بی‌هنجاری بدون نوفه و منحنی خطچین بی‌هنجاری با نوفه ۰.۲٪، و (قسمت پایین) مدل مصنوعی با طول ۳۰/۷۵ کیلومتر و خودپذیری SI ۰.۰۲ است.

که هدف وارون‌سازی مسائل بزرگ مقیاس ژئوفیزیکی است، در این صورت، اختلاف زمان اجرای میان دو روش بسیار زیاد است. نکته اساسی قابل تأمل دیگر در وارون‌سازی با این دو روش این است که در صورتی که معیار توقف تکرارهای متوالی در هر دو روش را از برنامه حذف و وارون‌سازی را برای ۳۰ تکرار متوالی عملی کنیم، منحنی‌های خطای RMS در دو روش به صورت زیر خواهد بود:

با مقایسه دو منحنی در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود که در روش گرادیان زیرفضا اگرچه همگرایی بعد از ۷ تکرار متوالی اتفاق می‌افتد اما در تکرارهای بعدی نیز تغییرات فاحشی در میزان خطای RMS مشاهده نمی‌شود و وارون‌سازی با یک روند کاملاً پایدار صورت می‌گیرد. در مقابل در روش مارکوارت-لونبرگ، وارون‌سازی بعد از ۱۵ تکرار متوالی صورت می‌گیرد اما در تکرارهای بعدی نوفه موجود در داده‌ها کمینه شده و وارون‌سازی به سمت واگرایی پیش می‌رود و از روند پایداری خارج می‌شود.

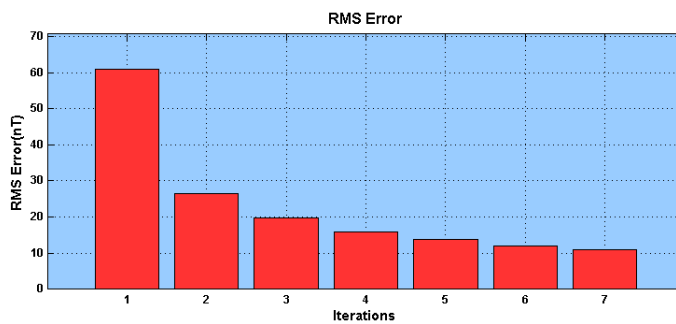
۲-۲-۲ وارون‌سازی داده‌های واقعی

در منطقه دشت مغان به علت رخنمون سنگ‌های ترشیری و جوان‌تر، از سنگ‌های دوران دوم و قدیم‌تر اطلاعات چندان زیادی در دست نیست. در اواخر کرتاسه، اوائل پالئوسن چین خوردگی در مقیاس وسیعی در شمال ایران به وقوع پیوسته که به نظر می‌رسد منطقه دشت مغان نیز تحت تأثیر این چین خوردگی واقع شده است. و سنگ‌های ترشیری به صورت دگرشیب روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. این دگرشیبی در غرب دشت مغان با مقاطع لرزه‌نگاری تایید شده است.

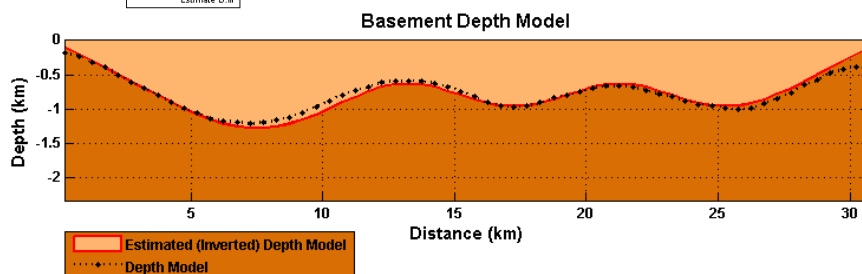
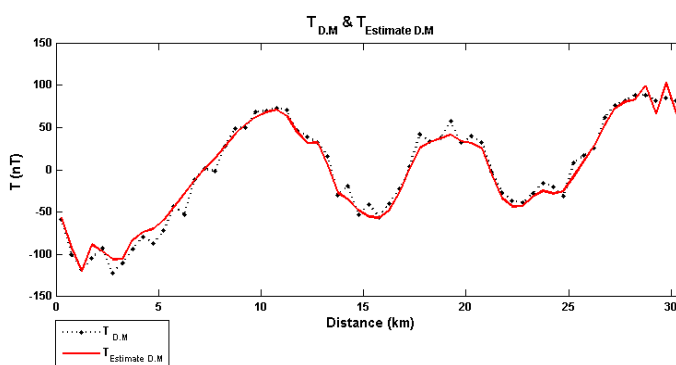
وارون‌سازی برای ۷ تکرار متوالی صورت گرفته است و خطای میانگین مجذور بین داده‌های مصنوعی تولید شده و نتایج برآورد شده با وارون‌سازی برابر با ۱۰/۸۴ نانتوسلا است. این مقدار کمتر از میانگین مجذور نوفه برای کل داده‌ها (۱۰/۹۳ نانتوسلا) است (با در نظر گرفتن نسبت نوفه به سیگنال ۲۰٪) این امر نشان می‌دهد که تلاش برای افزایش دقت وارون‌سازی موجب کمینه سازی نوفه خواهد شد. نتایج وارون‌سازی در شکل ۷ و ۸ نشان داده شده است. علی‌رغم اعمال این میزان نوفه به داده‌ها همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، مدل عمقی در نظر گرفته شده به خوبی با الگوریتم گرادیان زیرفضا بازیافت شده است.

لازم به ذکر است که برای شکل‌های ۶ و ۸ نیز جدول مشابه با آنچه در جدول ۱ بدان اشاره شد، وجود دارد این مقادیر همان‌طور که گفته شد در دو شکل مزبور رسم شده است. روش مارکوارت-لونبرگ یکی از روش‌های بسیار متداول در وارون‌سازی مسائل غیرخطی در ژئوفیزیک است. مارکوارت (۱۹۶۳). به منظور مقایسه این روش با روش گرادیان زیرفضا، مثال ذکر شده را با کلیه پارامترها و شرایط در نظر گرفته شده با این روش نیز بررسی می‌کنیم:

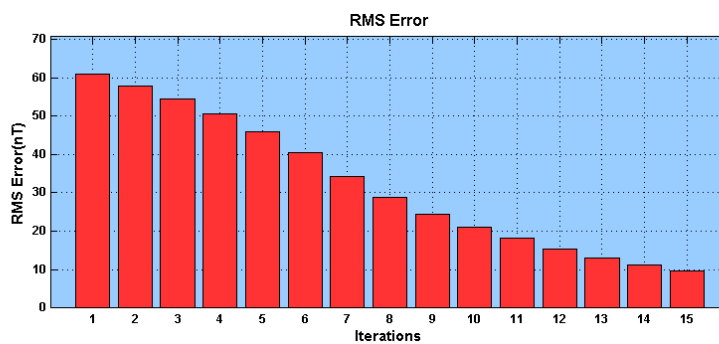
وارون‌سازی با یک رایانه با مشخصات IGB رم و CPU Core 2Duo 1.66 صورت گرفته است، روش ذکر شده بعد از ۱۵ تکرار متوالی همگرا می‌شود و زمان اجرای برنامه ۰/۹۲ ثانیه است، در صورتی که زمان اجرای برای روش گرادیان زیرفضا برابر با ۰/۴۵ ثانیه است. بنابراین با مقایسه شکل ۷ و شکل ۹ مشاهده می‌شود که همگرایی در روش گرادیان زیرفضا، با آهنگی سریع‌تر و در زمان کمتر صورت می‌گیرد. این مسئله زمانی بسیار حائز اهمیت است



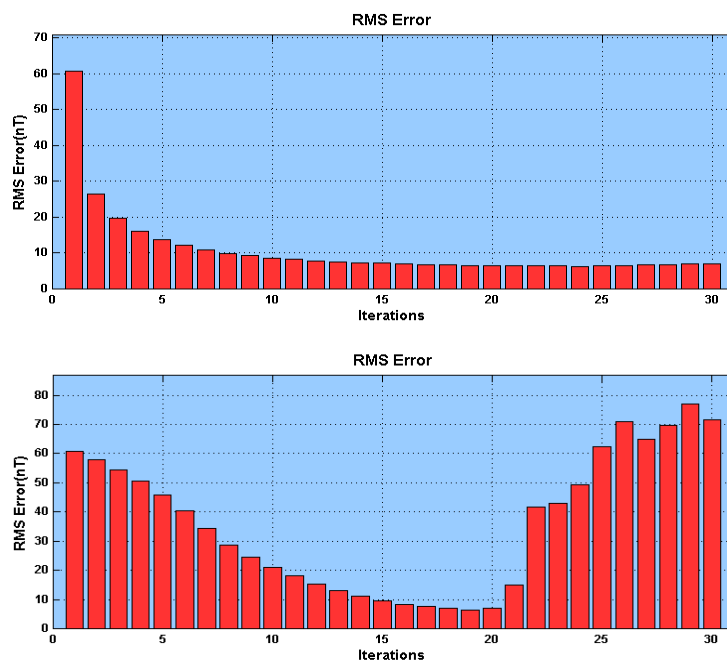
شکل ۷. خطای میانگین مجذور برای ۷ تکرار متوالی و نسبت نوفه به سیگنال ۰.۲٪.



شکل ۸. (قسمت بالا) منحنی خط‌چین داده‌های ناشی از مدل مصنوعی و منحنی سرخ (توپر) داده‌های برآوردشده ناشی از وارون‌سازی، (قسمت پایین) منحنی خط‌چین مدل مصنوعی و منحنی سرخ مدل برآوردشده با استفاده از وارون‌سازی بعد از ۷ تکرار است.



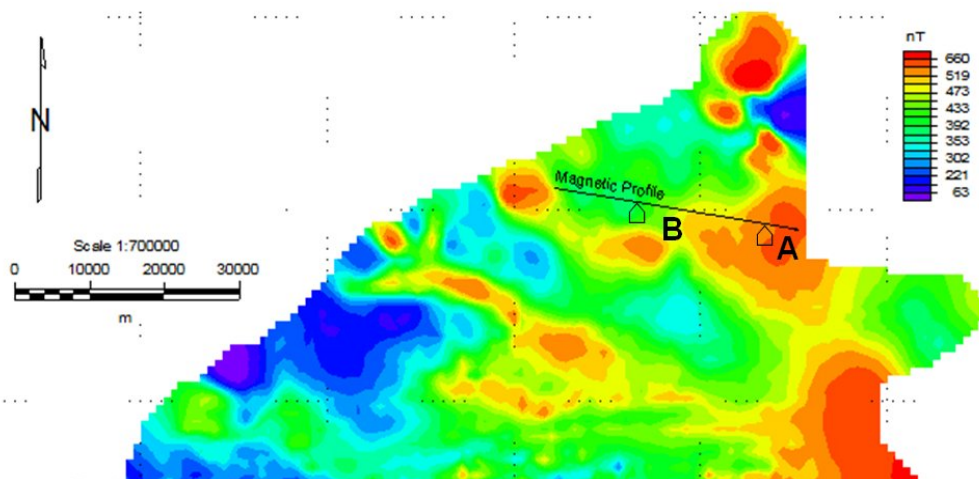
شکل ۹. خطای میانگین مجذور برای ۱۵ تکرار متوالی با استفاده از روش مارکواریت-لونبرگ و نسبت نوفه به سیگنال ۰.۲٪.



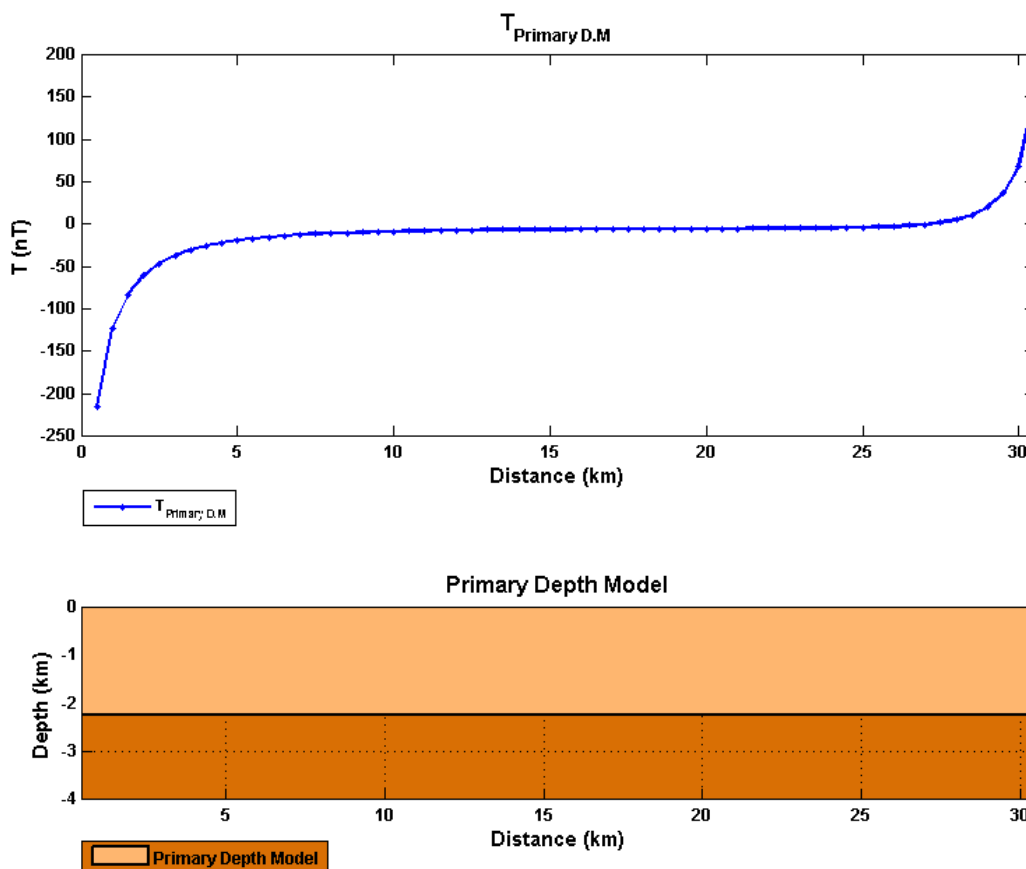
شکل ۱۰. (قسمت بالا) مقایسه خطای RMS دو روش وارون‌سازی با استفاده از گرادیان زیرفضا و (قسمت پایین) مارکوارت-لونبرگ.

خطای میانگین مجذور برای ۳۰ تکرار متوالی و برابر با ۷/۴۰ نانوتسلا است که بعد از ۳۰ تکرار متوالی به صورت پایدار و ثابت باقی می‌ماند. منحنی افت خطای میانگین مجذور در شکل ۱۳ آمده است. روند کاهش افت خطا در تکرارهای متوالی، آرام و پایدار است. در شکل ۱۲ نتایج نهایی مدل‌سازی بعد از ۳۰ تکرار متوالی و ناپیوستگی مدل‌سازی شده نشان داده شده است. با استفاده از نتایج تفسیر و پردازش لرزه‌ای عمق بالاآمدگی ناپیوستگی بازالتی در قسمت شرقی نیم‌رخ حدود ۸۵۰ متر که در شکل ۱۱ با نقطه A نشان داده شده است و در عمیق‌ترین افق که در شکل ۱۱ با نقطه B نشان داده شده، ۳۷۵۰ متر است. با توجه به شکل ۱۴ می‌توان دید که نتایج مدل‌سازی داده‌های میدان مغناطیسی کلی همخوانی قابل‌قبولی با نتایج به‌دست آمده ناشی از تفسیر نتایج لرزه‌نگاری در ناحیه پیش گفته دارد.

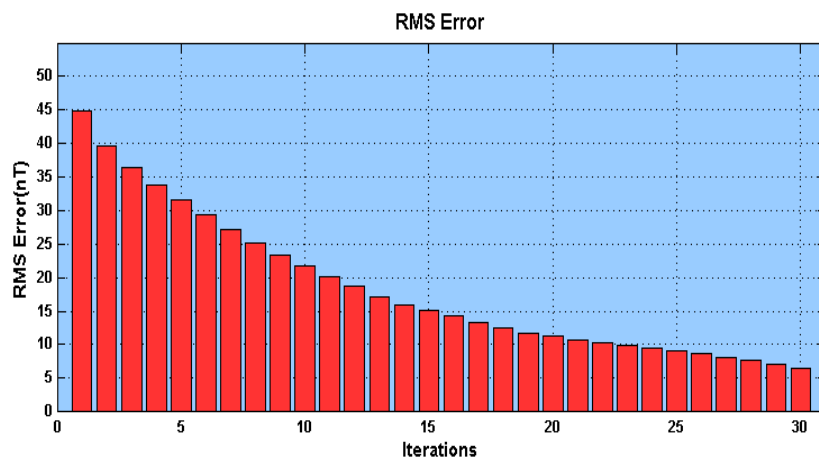
نیم‌رخ داده‌های میدان مغناطیسی کلی در ناحیه مغان که با IGRF تصحیح شده، در شکل ۱۱ نشان داده شده است. نیم‌رخ مزبور به گونه‌ای انتخاب شده است که با نیم‌رخ‌های لرزه‌ای موجود در ناحیه، از نظر موقعیت جغرافیایی نزدیک باشد تا امکان مقایسه نتایج با داده‌های لرزه‌ای وجود داشته باشد. نیم‌رخ مزبور به طول ۳۰/۵ کیلومتر دارای ۶۱ نقطه برداشت داده با فاصله ۰/۵ کیلومتر است. به منظور وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی، از یک مدل اولیه با عمق یکسان ۲/۱ کیلومتر استفاده شده است. داده‌های ناشی از مدل اولیه در شکل ۱۲ نشان داده شده است. خودپذیری مدل اولیه نیز بر مبنای اختلاف میان خودپذیری رسوبات منطقه و ناپیوستگی (بالاآمدگی) بازالتی با استفاده از اطلاعات موجود زمین‌شناسی برابر با SI ۰/۰۰۰۹ در نظر گرفته شده است. هدف در اینجا مدل‌سازی مرز میان رسوبات و این ناپیوستگی بازالتی است.



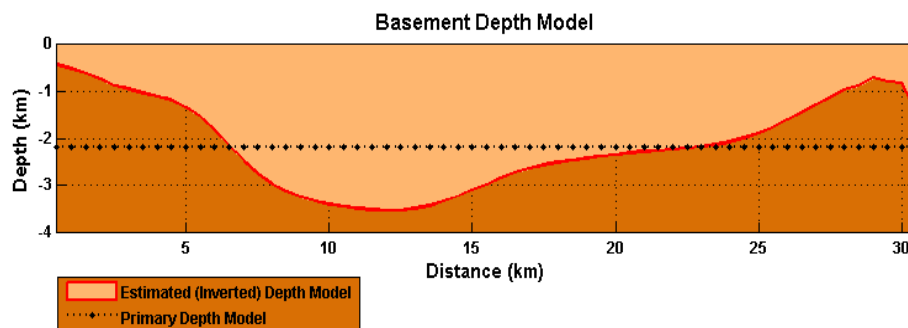
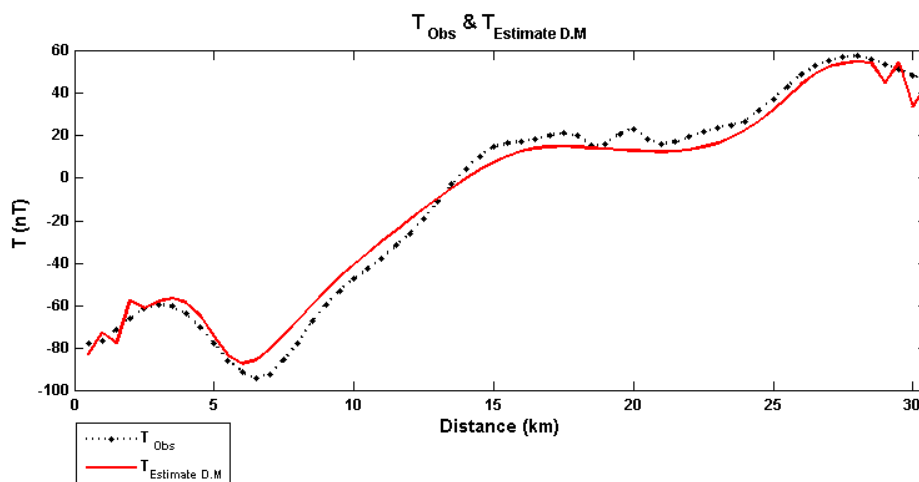
شکل ۱۱. نیم‌رخ انتخاب شده از داده‌های میدان مغناطیسی کلی که با IGRF تصحیح شده است.



شکل ۱۲. قسمت بالا- بی‌هنجاری میدان مغناطیسی کلی ناشی از مدل عمقی اولیه، قسمت پایین- مدل عمقی اولیه.



شکل ۱۳. خطای میانگین مجذور برای ۳۰ تکرار متوالی.



شکل ۱۴. (قسمت بالا) منحنی خط‌چین داده‌های واقعی و منحنی سرخ (توپر) داده‌های برآوردشده ناشی از وارون‌سازی، (قسمت پایین) منحنی سرخ (توپر) مدل اولیه و منحنی خط‌چین مدل برآوردشده با استفاده از وارون‌سازی بعد از ۳۰ تکرار است.

جدول ۱. مقادیر میدان کلی مغناطیسی در تکرارهای اول و بیستم و بدون نوفه و مقادیر نوفه برای سطح ۵٪.

No.	X (Location)	TMF (nT) of Synthetic Model	5% Noise (nT)	Calculated TMF (nT) in Iteration Number=1	Calculated TMF (nT) in Iteration Number=20
1	0.3	-69.6	2.8	-107.2	-65.6
2	0.8	-98.9	-3.4	-17.1	-100.8
3	1.3	-108.3	-2.2	-105.0	-106.8
4	1.8	-108.5	-3.5	-110.1	-109.5
5	2.3	-105.7	3.2	-85.8	-102.5
6	2.8	-101.8	-2.1	-67.6	-100.3
7	3.3	-97.2	-5.2	-54.0	-102.7
8	3.8	-91.7	2.5	-42.3	-86.7
9	4.3	-84.9	4.4	-33.6	-78.4
10	4.8	-76.0	2.0	-28.0	-72.0
11	5.3	-64.4	0.4	-23.7	-63.2
12	5.8	-50.6	-2.6	-18.7	-51.2
13	6.3	-37.2	-2.3	-12.3	-36.3
14	6.8	-23.8	3.7	-5.2	-20.3
15	7.3	-9.2	3.5	1.0	-5.7
16	7.8	5.6	-1.8	6.6	7.8
17	8.3	20.1	2.4	12.4	21.1
18	8.8	33.1	0.7	18.6	33.5
19	9.3	45.8	-1.1	25.3	45.0
20	9.8	58.4	-2.5	33.0	56.8
21	10.3	68.0	0.9	40.3	65.9
22	10.8	72.9	-5.5	45.2	67.2
23	11.3	71.1	-4.8	47.9	66.3
24	11.8	58.6	6.1	47.9	61.1
25	12.3	48.3	-0.2	42.2	49.1
26	12.8	32.3	8.0	24.7	36.4
27	13.3	4.3	-0.7	-7.0	3.6
28	13.8	-23.1	0.5	-36.6	-26.0
29	14.3	-37.2	2.8	-51.1	-35.2
30	14.8	-43.5	-0.5	-54.7	-47.8

ادامه جدول ۱. مقادیر میدان کلی مغناطیسی در تکرارهای اول و بیستم و بدون نوفه و مقادیر نوفه برای سطح ۵٪.

31	15.3	-48.7	-1.6	-50.7	-50.4
32	15.8	-40.4	4.3	-41.2	-41.6
33	16.3	-29.8	-2.6	-29.3	-32.4
34	16.8	-17.1	2.4	-15.8	-19.7
35	17.3	1.0	-1.5	-0.9	-1.5
36	17.8	19.2	2.3	14.1	17.4
37	18.3	32.0	2.6	27.4	30.4
38	18.8	42.7	-2.5	38.6	39.1
39	19.3	51.3	1.6	47.3	48.6
40	19.8	46.5	3.1	50.2	46.5
41	20.3	40.7	-3.2	44.7	34.8
42	20.8	27.4	1.1	28.3	25.0
43	21.3	1.1	-0.1	-1.0	-1.7
44	21.8	-25.2	-3.7	-30.8	-32.2
45	22.3	-38.4	-0.8	-46.7	-41.7
46	22.8	-44.0	-0.5	-51.8	-47.9
47	23.3	-48.6	-3.3	-51.0	-53.9
48	23.8	-39.7	-5.9	-44.2	-48.3
49	24.3	-28.5	-2.8	-33.1	-34.4
50	24.8	-15.1	0.0	-20.5	-18.2
51	25.3	4.0	-5.2	-7.5	1.4
52	25.8	23.6	3.8	4.7	21.8
53	26.3	38.6	-1.8	15.1	35.6
54	26.8	53.4	-6.3	26.2	47.9
55	27.3	70.7	0.3	40.5	68.9
56	27.8	83.8	4.5	56.9	91.6
57	28.3	92.9	0.2	73.6	88.7
58	28.8	99.5	0.5	92.6	106.5
59	29.3	104.0	-0.1	113.4	99.6
60	29.8	104.9	0.5	105.8	106.8
61	30.3	96.3	2.7	25.8	95.8
62	30.8	67.6	0.6	119.8	74.2

- Corbato, C. E., 1965, A least-square procedure for gravity interpretation: *Geophysics*, **30**, 228-233.
- Kennett, B. L. N., and Sambridge, M. S., 1998, Inversion for multiple parameter classes: *Geophys. J. Int.*, **135**, 304-306.
- Kennett, B. L. N., and Williamson, P. R., 1988, Subspace methods for large-scale non-linear inversion: *Mathematical Geophysics, a survey of recent development in seismology and geodynamics*, 139-154.
- Kunaratnam, K., 1972, An interactive method for solution of a non-linear inverse problem in magnetic interpretation: *Geophysical Prospecting*, **20**, 439-447.
- Menke, W., 1989, *Geophysical data analysis discrete inverse theory*: Academic Press Inc.
- Mickus, K. L., 1992, Inversion of gravity and magnetic data for lower surface of a 2.5 dimensional sedimentary basin: *Geophysical Prospecting*, **40**, 171-191.
- Minichetti, V., 1983, Simultaneous interactive magnetic and gravity inversion: *Geophysical Prospecting*, **31**, 929-944.
- Mirzaei, M., and Bredewout, J. W., 1996, 3-D microgravity data inversion for detecting cavities: *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, **1**, 249-270.
- Marquardt, D. W., 1963, An algorithm for least-square estimation of non-linear parameters: *J. Soc. Indust. Appli. Math*, **2**, 276-291.
- Oldenburg, D. W., McGillivray, P. R., and Ellis, R. G., 1993, Generalized subspace method for large-scale inverse problems: *Geophys. J. Int.*, **114**, 12-20.
- Pedersen, L. B., 1977, Interpretation of potential field data - a generalized inverse approach: *Geophysical Prospecting*, **25**, 199-230.
- Sambridge, M. S., 1991, Non-linear arrival time inversion: constraining velocity anomalies by seeking smooth models in 3-D: *Geophys. J. Int.*, **102**, 635-677.
- Tarantola, A., 2005, *Inverse problem theory: methods for data fitting and model parameter estimation*: ELSEVIER, Amsterdam, The Netherlands.
- Thurston, J. B., Smith, R. S., and Guillon, J., 2002, A multimodel method for depth estimation from magnetic data: *Geophysics*, **67**, 555-561.
- Yanghua, W., and Houseman, G. A., 1994, Inversion of reflection seismic amplitude data for interface geometry: *Geophys. J. Int.*, **117**, 92-110.

۳ نتیجه گیری

در شکل های ۳ و ۵ (که داده های آن به صورت عددی و برای نمونه در جدول ۱ آمده است)، و شکل های ۶ و ۸ نتایج وارون سازی داده های مصنوعی با استفاده از روش گرادیان زیرفضا رسم شده است. در این شکل ها و جدول ۱ به روشنی می توان دید که مدل بازیافت شده با استفاده از روش زیرفضا با مدل مصنوعی در نظر گرفته شده همخوانی زیادی دارد (منحنی های مربوط به مدل بازیافت شده در شکل ۵ و ۸ با رنگ سرخ و مدل مصنوعی با رنگ مشکی نشان داده شده است) بالایی دارد. این مسئله همان طور که در متن مقاله نیز بدان اشاره شده است با دو سطح نوفه متفاوت به انجام رسیده است.

باتوجه به حساسیت زیاد وارون سازی با استفاده داده های مغناطیسی و نوفه زیاد همراه با این داده ها، لزوم به کارگیری روش های وارون سازی ساخت یافته مانند گرادیان زیرفضا که توانایی زیادی در وارون سازی داده های نوفه ای دارند در وارون سازی اینگونه داده ها ضروری به نظر می رسد. روش های سنتی مانند روش مارکوارت-لونبرگ که به صورت معمول در وارون سازی داده های گرانی برای شبیه سازی ناپیوستگی های چگالی به کار می روند، در وارون سازی داده های مغناطیسی به علت طبیعت دوقطبی منشأ مغناطیسی و نوفه زیاد داده های مغناطیسی ناپایدار و دارای روند همگرایی کنند است. از روش زیرفضا گذشته از مزایای ذکر شده، می توان در وارون سازی سامانه های بزرگ مقیاس که در آنها خطای محاسبات عددی نقش تعیین کننده ای در دقت و زمان وارون سازی دارند، در حکم ابزاری قوی در وارون سازی داده های ژئوفیزیکی استفاده کرد.

منابع

گزارش تفسیر داده های ژئوفیزیکی مغان، ۱۳۸۱، شرکت ملی نفت ایران.

۳) با استفاده از فرمول‌بندی روش گرادیان زیرفضا تغییرات پارامترهای مدل را به دست می‌آوریم.

۴) با اعمال تغییرات پارامترهای مدل روی مدل اولیه، مدل به روز شده به دست می‌آید.

۵) داده‌های میدان کلی مغناطیسی مشاهده شده و داده‌های نظری به دست آمده در روند وارون‌سازی مقایسه می‌شود

۶) اگر خطای میانگین مجذور بین داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های نظری کمتر از یک معیار معین (با نظر مفسر) باشد، مدل به دست آمده در حکم پاسخ مسئله در نظر گرفته می‌شود. در غیراین صورت به مرحله ۳ رفته و الگوریتم دوباره تکرار خواهد شد.

Zhdanov, M. S., 2002, Gophysical inverse theory and regularization problems, methods in geochemistry and geophysics: ELSEVIER

پیوست

الگوریتم وارون‌سازی ژئوفیزیکی با استفاده از روش گرادیان زیرفضا دارای مراحل زیر است:

۱) داده‌های میدان کلی مغناطیسی بعد از برداشت و پردازش‌های مربوط (شامل تصحیح‌ها و جداسازی و تفکیک بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای و محلی) به منظور وارون‌سازی آماده می‌شوند.

۲) با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی در صورت وجود، مدل اولیه به منظور وارون‌سازی، در نظر گرفته می‌شود.