

معرفی روشی برای مدل‌سازی دوبعدی اتوماتیک داده‌های مغناطیس‌سنجی با بررسی موردی منطقه مکران در جنوب شرق ایران

لقمان نمکی^۱، محمد کاظم حفیظی^{۲*} و محمود میرزایی^۳

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه فیزیک، دانشگاه اراک، ایران

(دریافت: ۸۷/۱۰/۱۴، پذیرش نهایی: ۸۸/۲/۲۲)

چکیده

مدل‌سازی داده‌های مغناطیس‌سنجی به دلیل اهمیت آن در تحلیل نقشه‌ها و نیم‌رخ‌های برداشت شده، از اهمیت بسزایی برخوردار است. با توجه به وجود ساختارهای کشیده و خطی فراوان در زمین، از جمله گسل‌ها، دایک‌ها و مانند آن و طراحی نیم‌رخ‌های برداشت عمود بر این ساختارها، منجر به توسعه الگوریتم‌های مدل‌سازی دوبعدی شده است. در این مقاله با اعمال تصحیحات و تغییراتی روی الگوریتم سه‌بعدی پیشنهاد شده محققان، یک روش مدل‌سازی دوبعدی اتوماتیک معرفی شده است. در این روش که وارون‌سازی توزیع خواص فیزیکی است، زمین مورد بررسی در زیر نیم‌رخ داده‌های برداشت شده، به تعداد زیادی منشورهای افقی با طول بی‌نهایت و با خودپذیری مغناطیسی ثابت، تقسیم می‌شود، به طوری که تعداد این منشورها به مراتب بیشتر از تعداد داده‌ها است، بنابراین یک مسئله فرومعین (under-determined) حل می‌شود. یک تابع هدف، به صورت تابعی از خطای داده‌ها، اندازه پارامترهای مدل و مشتقات آنها تعریف می‌شود و با کمینه کردن این تابع، توزیع خودپذیری مغناطیسی بهینه در داخل زمین به دست می‌آید. الگوریتم ساده است و حتی درحالی که هیچ‌گونه اطلاعات اولیه‌ای در دسترس نیست، جواب‌های قابل قبولی به دست می‌دهد. از دیگر مزایای این الگوریتم، شبیه بودن نتایج مدل‌سازی به زمین واقعی است و این از برتری‌های وارون‌سازی به روش توزیع خواص فیزیکی بر روش پارامترسازی است. الگوریتم در MATLAB برنامه‌نویسی شد و روی داده‌های حاصل از مدل‌های ساختگی، اعمال و صحت آن تأیید شد. سپس داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی یک خط پرواز شمالی-جنوبی در منطقه مکران واقع در جنوب غرب ایران مدل‌سازی شد. این منطقه در یک حوزه پشت کمان مربوط به فروانش سنگ‌گروه (لیتوسفر) اقیانوسی عمان به زیر سنگ‌گروه قاره‌ای ایران، قرار گرفته است و به علت وجود مجموعه سنگ‌های افیولیتی، بی‌هنجاری‌های مغناطیسی برجسته و واضحی مشاهده می‌شود. مدل‌های به دست آمده به خوبی ساختارهای منطقه را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: مدل‌سازی دوبعدی، وارون‌سازی، سد لگاریتمی، گرادیان مزدوج، توزیع پارامتر فیزیکی، مکران

A method for automatic inversion of magnetic data, a case study on Makran subduction zone, South-eastern Iran

Namaki, L.¹, Hafizi, M. K.² and Mirzaei, M.³

¹ Ph.D. student of Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

² Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Physics Department, Arak University, Iran

(Received: 3 Jan 2009, Accepted: 12 May 2009)

Abstract

Magnetic data inversion has a prominent role in geo-structural investigations. As lots

of geological structures, such as faults, dykes, contacts etc are elongated in a specific direction, 2D algorithms became widespread during the previous years. Modifying the existing algorithms on 3D data inversion, a method has been proposed for 2D inversion of profile magnetic data, based on the physical parameter distribution method. The subsurface is divided into a large number of infinitely long horizontal prisms, with square cross section and unknown susceptibilities.

A multi-term objective function is defined and an under-determined system of equation is solved to minimize it. The solution is the magnetic susceptibility of the prisms inside the earth. The regularization parameter makes a trade-off between the data error term and regularization term. The regularization term contains a model length term which defines the total model area in 2D problems and a first order difference model which make sure that the reconstructed model is smooth. Weighting coefficients have been considered for both of these terms to apply smallness as well as smoothness for the recovered model in different directions.

To use the extra information that may be available in the area such as drilling works, other geophysical studies and also the interpreter's imagination of the geological structures, weighting matrices have been inserted in the objective function. As there is no physical and geological meaning to the negative susceptibility, we used a positivity constraint inside the inversion equations to prevent negative values for susceptibility. Having all of these in hand, we expect the final model have a reasonable shape and more satisfy the true earth. In the absence of any extra information about the geological structure of the studied area, acceptable solutions are also obtained and this is the main feature of the physical distribution method. The algorithm uses a Newton step to solve the objective function minimization.

A MATLAB code was prepared to implement the algorithm. As the forward mapping matrix is sometimes very large, a pre-conditioned conjugate gradient routine was used as the main solver for the linear equation that appeared in the Newton minimization. It apparently speeds up the algorithm. The algorithm was tested on two synthetic examples, a dipped dyke and a faulted dyke model. The results show that the method is capable of generating smooth presentation of geological structures. To apply the algorithm on real data, a long aeromagnetic flight line data located at Makran was inverted to model geological structures in the area. Makran has been detected to be an active subduction zone in SE Iran. Subducting the Oman oceanic crust beneath the Lut continental lithosphere has made a typical Trench-Arc complex in the area. The main target along this profile was the Jamurian Depression basin which has been proved to be a fore-arc basin and its magnetic basement has been covered by thick sedimentary rocks.

Ophiolite and ultramafic rock outcrops at the Makran ranges which have made high frequency anomalies, showed that the basement might have the same composition. The results prove that there is a trapped oceanic crust remnant at the basement of the Jazmurian Depression. Geological hypothesis suggest that this basement was made under an extensional regime before or at the time of the subduction.

Key words: 2D modeling, Inversion, Conjugate gradient, Physical parameter distribution, Makran.

۱ مقدمه

مقاصد گوناگونی از آنها استفاده می‌کنند (شارما، ۱۹۶۶؛ کو و شارپ، ۱۹۸۳ و تسوکاس و پاپازاچوس، ۱۹۹۲). بیشتر این الگوریتم‌ها نیازمند یک مدل پیش‌فرض مانند دایک، استوانه و مانند آن هستند و بعضی از آنها از مدل‌های عمومی‌تر مانند اشکال دو بُعدی با مقطع چندضلعی استفاده می‌کنند (بلیکلی، ۱۹۹۶ و تالوانی، ۱۹۶۰). سپس توابع هدف ساخته شده بهینه‌سازی و پارامترهای مجهول مدل محاسبه می‌شوند. در الگوریتم عرضه شده، محدوده مورد بررسی به تعداد زیادی منشورهای افقی دو بُعدی با مقطع مربعی (و یا مستطیلی) طول بی‌نهایت و خودپذیری مغناطیسی مجهول تقسیم‌بندی می‌شود. سپس یک مسئله خطی فرومعیّن برای به دست آوردن خودپذیری مغناطیسی هر کدام از منشورها حل می‌شود. برخلاف روش‌های قبلی، هیچ فرضی برای شکل مدل به دست آمده در نظر گرفته نمی‌شود و توزیع خودپذیری مغناطیسی منشورها می‌تواند در نهایت به هر شکلی در بیاید. مشابه این کار در گرانی‌سنجی از سوی محققان دیگر (لاست و کویک، ۱۹۸۳) به روش دیگری صورت گرفته است. پس از انتخاب مدل‌های مستقیم یک تابع هدف به صورت مجموع نرم دوم اختلاف داده‌های ثبت شده و محاسبه شده و نرم دوم پارامترهای مدل تعریف می‌شود. با کمینه کردن این تابع هدف، پارامترهای بهینه شده مدل (خودپذیری مغناطیسی بهینه منشورها) به دست می‌آید. به دلیل فرومعیّن بودن مسئله، نبود یکتایی در جواب‌ها بسیار زیاد است. مسائل ژئوفیزیکی معمولاً بدشرط (ill-conditioned) هستند، به همین دلیل از روش‌های قاعده‌مندسازی استفاده می‌شود تا جواب‌های معنی‌دار به دست آید. این کار با افزایش جملاتی به تابع هدف صورت می‌پذیرد. با توجه به اینکه خودپذیری مغناطیسی منفی برای سنگ‌ها تعریف نشده است. بنابراین اعمال یک قید مثبت مانند به تابع هدف باعث حذف

جمع آوری داده‌های ژئوفیزیک هوابرد در مسیرهای پروازی عمود بر ساختارهای زمین‌شناسی صورت می‌پذیرد. در این امتدادها داده‌های زیادی ثبت شده و جزئیات خوبی از پدیده‌های زمین‌شناسی در بی‌هنجاری‌های ثبت شده دیده می‌شود. در عین حال در امتداد عمود بر خطوط پرواز، تا خط مجاور، هیچ داده‌ای وجود ندارد. به همین دلیل است که داده‌ها پس از برداشت شبکه‌بندی (gridding) می‌شوند، تا کل محدوده برداشت شده در همه راستاها دارای توزیع یکنواختی از نقاط شود. در این حالت در بین خطوط پرواز، نقاطی به روش درون‌یابی اضافه می‌شود و در امتداد خطوط پرواز در بین هر دو نقطه شبکه، معمولاً چندین داده پروازی حذف می‌شود. در پروژه‌هایی که فاصله بین خطوط پرواز آنها بسیار افزایش می‌یابد، این مسئله حادتر می‌شود و شبکه‌بندی داده‌ها منجر به از دست رفتن اطلاعات زیادی در امتداد مسیر پرواز می‌شود. استفاده از همه داده‌ها در الگوریتم‌های سه بُعدی، حجم محاسبات را بسیار زیاد می‌کند و زمان محاسبات را افزایش می‌دهد و گاه محاسبات را غیرممکن می‌سازد. این مسئله باعث شد تا با اعمال تغییراتی در الگوریتم سه بُعدی، از آن برای مدل‌سازی دو بُعدی در راستای خط پرواز استفاده شود و داده‌های هر خط پروازی برحسب نیاز مدل‌سازی شود. از آنجایی که کل سطح کشور ایران تحت پوشش داده‌های هوابرد با فواصل خطوط پرواز ۷٫۵ کیلومتر قرار دارد، بنابراین وجود یک الگوریتم مدل‌سازی دو بُعدی به خوبی می‌تواند در تحلیل و تفسیر داده‌های موردنظر در امتدادهای برداشت شده، مورد استفاده قرار گیرد. علاوه بر آن، این الگوریتم همانند دیگر الگوریتم‌های دو بُعدی، کاربردهای فراوان مدل‌سازی دو بُعدی را دارد. الگوریتم‌های مدل‌سازی دو بُعدی به خوبی مورد بررسی قرار گرفته‌اند و به دلیل سادگی ژئوفیزیک‌دان‌ها برای

طول بی‌نهایت در فاصله r_i از نقطه اندازه‌گیری به صورت زیر بیان می‌شود (بلیکلی، ۱۹۹۶).

$$\Delta T(r_i) = \sum_{n=1}^N \sum_{l=1}^4 (\hat{f}_x B_{lx}^n + \hat{f}_z B_{lz}^n) \quad (1)$$

که $\Delta T(r_i)$ پاسخ مغناطیسی منشور λ_m در فاصله r_i از نقطه اندازه‌گیری است که در واقع به صورت مجموع پاسخ چهاروجه نازک این منشور بیان می‌شود. \hat{f}_x ، \hat{f}_z ، B_{lx}^n ، B_{lz}^n کسینوس هادی میدان مغناطیسی زمین و B_{lx}^n ، B_{lz}^n پاسخ مغناطیسی وجه‌های این منشور است.

مجموع پاسخ‌های منشورها در نقاط برداشت را می‌توان به صورت معادله خطی زیر نوشت:

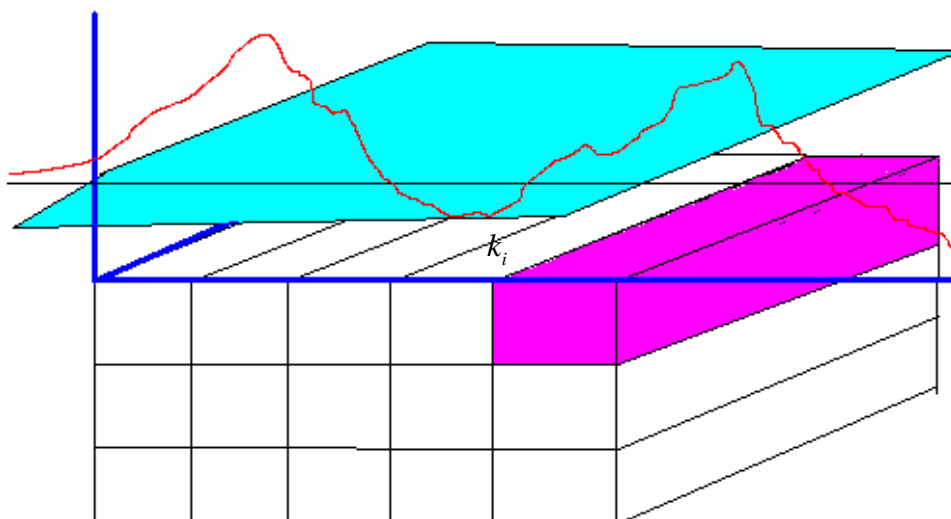
$$\vec{d} = G\vec{k} \quad (2)$$

که \vec{d} شدت کل میدان بی‌هنجاری مغناطیسی محاسبه شده در نقاط برداشت و \vec{k} بردار خودپذیری المان‌های مدل و G نیز ماتریس کرنل مغناطیسی است که ارتباط بین پاسخ مغناطیسی و خودپذیری مغناطیسی در نقاط برداشت را بیان می‌کند.

مجموعه‌ای از جواب‌ها و نزدیک‌تر شدن به مدل نهایی می‌شود. مسئله دیگری که نتایج مدل‌سازی را غیرمنطقی می‌سازد، افزایش تمرکز خودپذیری‌های به‌دست آمده در نزدیک سطح زمین است که این به دلیل خاصیت ذاتی میدان‌های پتانسیل در میرا شدن اثر آنها با افزایش فاصله از منشأ است. لی و اولدنبرگ در ۱۹۹۶ یک ماتریس وزنی پیشنهاد کردند که با اعمال آن به ماتریس کرنل، این میرا شدن خنثی می‌شود و امکان برابری به همه منشورها برای شرکت در فرایند وارون‌سازی داده می‌شود. بنابراین در نتایج مدل‌سازی آنها شاهد یک توزیع خاصیت فیزیکی با عمق هستیم که همخوانی بیشتری با ساختارهای زمین‌شناسی دارد. در این مقاله ماتریس وزنی متناسب با الگوریتم دو بُعدی تغییر یافت و به پارامترهای مدل اعمال شد.

۲ مدل‌سازی پیشرو (forward modeling)

زمین مورد بررسی در زیر نیم‌رخ داده‌های مغناطیسی به تعداد زیادی المان‌های منشوری افقی با مقطع مربعی و با طول بی‌نهایت و عمود بر نیم‌رخ تقسیم می‌شود (شکل ۱). پاسخ مغناطیسی یک منشور افقی با سطح مقطع مربعی و



شکل ۱. المان‌های منشوری انتخاب شده برای مدل‌سازی مستقیم.

۳ وارون‌سازی (inversion)

با توجه به اینکه تعداد داده‌ها در یک نیم‌رخ بسیار کمتر از تعداد منشورها است، بنابراین با حل معادله، بی‌نهایت جواب به دست خواهد آمد. از لحاظ فیزیکی نیز بی‌نهایت توزیع منشأهای مغناطیسی هم‌ارز در داخل یک سطح بسته می‌توان در نظر گرفت که پتانسیل حاصل از آنها در سطح یکسان است (قضیه گوس). بنابراین نیاز به اعمال مجموعه‌ای از قیدها (به خود معادله و جواب‌های معادله) است که تعداد جواب‌ها را محدود کند و از طرف دیگر دستگاه معادلات به دست آمده را از بدشرطی در آورد و قابل حل سازد. مجموعه‌ای از قیدها که حاصل اطلاعات پیشین (priori information) و فیزیک مسئله‌اند و در تحقیق حاضر اعمال شده‌اند و تقریباً در اکثر مسائل معکوس ژئوفیزیکی نیز قابل اعمال هستند، در زیر به طور خلاصه مطرح می‌شود.

الف) قید کمینه کردن اختلاف بین داده‌های مصنوعی و برداشت شده (data miss-fit): این شرط روی داده‌ها اعمال می‌شود تا اختلاف داده‌های مصنوعی حاصل از رابطه (۲) با داده‌های واقعی کمینه شود. این قید به صورت یک جمله مستقل در تابع هدف می‌آید.

$$\begin{aligned} \varphi_d &= \sum_{i=1}^N \left(\frac{\bar{d}^{\text{obs}} - \bar{d}^{\text{cal}}}{\sigma_i} \right)^2 \\ &= W_d \left\| \bar{d}^{\text{obs}} - \bar{d}^{\text{cal}} \right\|_2^2 \end{aligned} \quad (3)$$

\bar{d}^{obs} داده‌های برداشت شده، \bar{d}^{cal} داده‌های محاسبه شده و σ_i انحراف معیار داده نام است. این انحراف معیارها بر روی قطر اصلی ماتریس W_d قرار می‌گیرد.

ب) قید کوچک‌ترین پارامترهای مدل (minimum model norm): در این حالت فرض بر این است که مدل بازسازی شده دارای کمترین اختلاف با یک مقدار اولیه است. این مقدار اولیه معمولاً از فیزیک مسئله و زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی قابل حصول است. در

مورد داده‌های مغناطیس‌سنجی با توجه به کوچک بودن مقادیر خودپذیری مغناطیسی، در صورت نبود مقادیر اولیه پارامترهای مدل، کوچک‌ترین مقدار یعنی مقدار صفر نتایج منطقی می‌دهد و در واقع طول خود پارامترهای مدل کمینه می‌شود. در عمل بهتر است که مقادیر خودپذیری زمینه سنگ‌های منطقه درحکم مدل مرجع \bar{k}_0 در نظر گرفته شود.

$$\varphi_{ms} = \left\| W_{ms} (\bar{k} - \bar{k}_0) \right\|_2^2 \quad (4)$$

که W_{ms} یک ماتریس وزنی به منظور اعمال اطلاعات جانبی به معادله است و در صورت نبود این اطلاعات، ماتریس همانی در نظر گرفته می‌شود.

ج) قید هموار بودن پارامترهای مدل همواری (smoothness): با توجه به پیوستگی موجود در ساختارهای زمین‌شناسی از جمله توده‌های نفوذی، دایک‌ها و مانند آن، انتظار می‌رود که این پیوستگی در مدل‌های بازسازی شده نیز وجود داشته باشد و مدل‌هایی که خیلی گسسته و تنک (sparse) باشند قابل تفسیر نیستند. بنابراین لازم است که یک شرط هموار بودن پارامترهای مدل اعمال شود. این قید با کمینه کردن تغییرات پارامترهای مدل قابل استحصال است.

$$\varphi_{md} = \left\| W_{md} (\bar{k} - \bar{k}_0) \right\| \quad (5)$$

که ماتریس وزنی W_{md} شامل مشتقات مرتبه اول پارامترهای مدل در راستای x و z است.

د) قید مثبت ماندن پارامترهای مدل (positivity constraint): پارامترهای مدل در روش مورد بررسی همان خاصیت خودپذیری مغناطیسی منشورهای افقی است. از آنجایی که خودپذیری مغناطیسی منفی برای سنگ‌ها وجود خارجی ندارد، باید با اعمال این شرط در حین محاسبات وارون‌سازی از منفی شدن پارامترهای مدل اجتناب کرد. برای اعمال این شرط از روش سد لگاریتمی

با کمینه کردن تابع هدف بالا، پارامترهای مدل بهینه به دست می‌آید. با توجه به وجود جمله سد لگاریتمی (logarithmic barrier term) که یک تابع غیرخطی از پارامترهای مدل است، تابع هدف بالا غیرخطی می‌شود و به صورت تکرار، با استفاده از روش گوس-نیوتن حل می‌شود (شیر و لی، ۲۰۰۴). در این روش بردار توزیع پارامترهای مدل \bar{k}^n نامیده می‌شود و به دنبال یافتن توزیع جدید پارامترهای مدل در تکرار جدید \bar{k}^{n+1} با پیدا کردن بردار مقدار تغییرات پارامترهای مدل $\Delta\bar{k}$ هستیم.

$$\bar{k}^{n+1} = \bar{k}^n + \Delta\bar{k} \quad (۸)$$

با جایگذاری روابط (۸) و (۱) در رابطه (۷) داریم:

$$\varphi = \left\| (\bar{d}^{obs} - G(\bar{k}^n + \Delta\bar{k})) \right\|_2^2 + \mu \left\| W_m(\bar{k}^n + \Delta\bar{k} - \bar{k}_0) \right\|_2^2 - 2\lambda \sum_{j=1}^M \ln(k_j) \quad (۹)$$

با کمینه کردن این معادله در هر تکرار بردار تغییرات خودپذیری مغناطیسی $\Delta\bar{k}$ به دست می‌آید. برای این کار از مشتق معادله (۹) نسبت به $\Delta\bar{k}$ برابر صفر قرار داده می‌شود.

$$A\Delta\bar{k} = \bar{b} \quad (۱۰)$$

و

$$A = G^T G + \beta W_m^T W_m + \lambda X^{-2} \quad (۱۱)$$

$$\bar{b} = G^T \delta \bar{d}^n - \beta W_m^T W_m \delta \bar{k}^n - \lambda X^{-1} \bar{e} \quad (۱۲)$$

که در آن $\delta \bar{d} = \bar{d}^n - \bar{d}^{obs}$ و $\delta \bar{k}^n = \bar{k}^n - \bar{k}_0$ و X یک ماتریس قطری است که پارامترهای مدل روی قطرهای آن قرار دارد و \bar{e} نیز یک بردار با مؤلفه‌های یک است. با جایگذاری $\Delta\bar{k}$ در رابطه (۸) بردار مقدار پارامترهای

استفاده شده است که به صورت یک جمله اضافی به تابع هدف نهایی اضافه شود. اعمال این قید، مسئله را از حالت ساده خطی به غیرخطی تبدیل می‌کند که باید به روش تکرار حل شود و مستلزم صرف زمان بیشتری است.

قید دیگر مورد نیاز که در وارون‌سازی داده‌های مغناطیس‌سنجی، تابع وزن عمقی (depth weighting function) است. همان‌طور که می‌دانیم مقدار المان‌های ماتریس کرنل مغناطیسی با افزایش عمق کاهش می‌یابد که این به دلیل متناسب بودن میدان‌های پتانسیل با توان‌هایی از تابع $\frac{1}{r}$ است. این قضیه باعث می‌شود که المان‌های عمیق‌تر نتوانند در محاسبات وارون‌سازی به خوبی خود را نشان دهند در نتیجه مدل بازسازی شده در نزدیک سطح زمین تجمع پیدا می‌کند و قدرت تفکیک عمقی آن از دست می‌رود. برای حل این قضیه یک ماتریس وزنی تعریف می‌شود که پارامترهای مدل را نسبت به عمق متعادل می‌کند و احتمال حضور المان‌های عمیق‌تر در محاسبات را افزایش می‌دهد، بنابراین، مدل نهایی به قسمت‌های عمیق‌تر زمین تمایل نشان می‌دهد و شکل مدل واقعی‌تر خواهد شد (لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۶ و ۲۰۰۳). ماتریس وزنی به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$W = \frac{1}{(Z + Z_0)^{\eta/2}} \quad (۶)$$

که Z مرکز اولین منشور مدل، Z_0 و η نیز دو مجهول این ماتریس هستند و به روش کمترین مربعات غیرخطی از برازش تابع $W^2(Z)$ و منحنی میرایی واقعی کرنل مغناطیسی به دست می‌آیند.

بعد از اعمال همه قیدهای پیش‌گفته به داده‌ها و پارامترهای مدل، تابع هدف زیر به دست می‌آید:

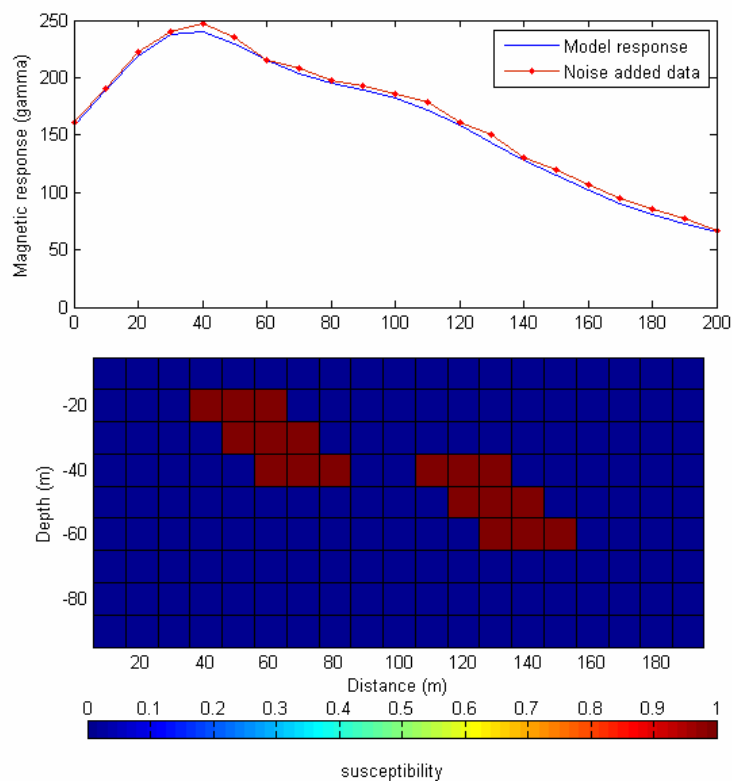
$$\phi = \left\| (\bar{d}^{obs} - \bar{d}^{cal}) \right\|_2^2 + \mu \left\| W_m(\bar{k} - \bar{k}_0) \right\|_2^2 - 2\lambda \sum_{j=1}^M \ln(k_j) \quad (۷)$$

ماتریس‌های تنک را ذخیره‌سازی می‌کنند (لی و اولدنبرگ، ۲۰۰۳). با اعمال این الگوریتم تا حدود ۵۰٪ ماتریس فوق تنک شده است.

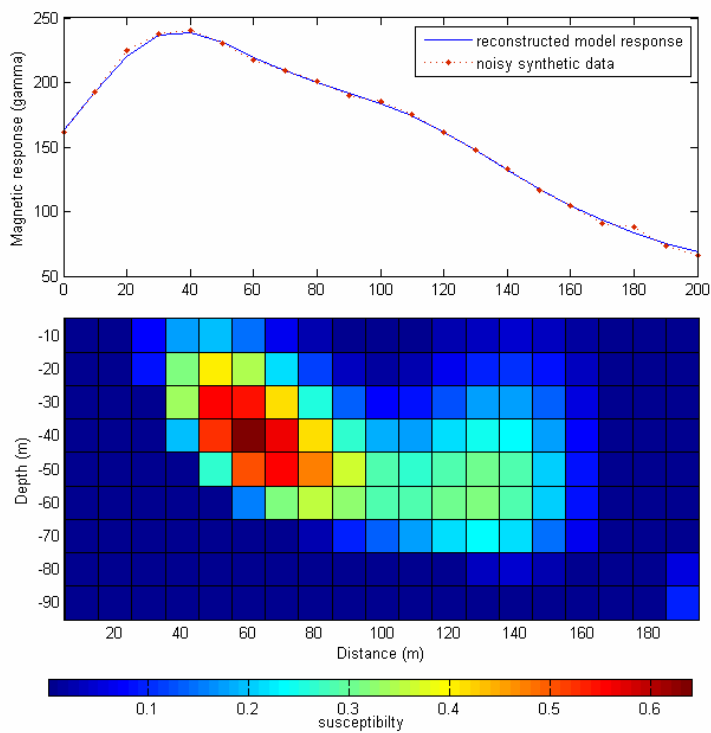
۴ داده‌های مصنوعی (synthetic data)

یک برنامه رایانه‌ای به زبان MATLAB برای اجرای مدل‌سازی مستقیم و وارون نوشته شد و برای آزمون صحت الگوریتم عرضه شده، مدل یک دایک شیب‌دار گسل‌خورده و پاسخ مغناطیسی آن محاسبه شد. این مدل به شکل سه‌بعدی از سوی محققان گوناگون برای آزمون الگوریتم‌های وارون‌سازی به کار رفته است (لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۶ و پورتیاگوئین و ژادانوف، ۲۰۰۲). شکل ۲ خودپذیری این دایک برابر با واحد و شیب آن به سمت جنوب است. مغناطیدگی فقط به صورت القایی و نه بازماندگی برای آن در نظر گرفته شده است. زاویه میل میدان زمین به صورت فرضی برابر ۸۰ درجه و زاویه انحراف آن برابر ۵ درجه در نظر گرفته شد. داده‌های تولید شده با برنامه مزبور پس از اضافه شدن نوفه، درحکم ورودی برنامه وارون‌سازی در نظر گرفته و مدل حاصل از آن بازسازی شد (شکل ۳). همانطور که ملاحظه می‌شود نتایج وارون‌سازی موفق بوده و شکل کلی ساختار مورد نظر بازسازی شده است. اثرات نوفه در مدل نیز ناچیز است. با افزایش نوفه در داده‌ها، پارامتر قاعده‌مندسازی نیز افزایش می‌یابد تا وزن بیشتری به جمله مدل و وزن کمتری به داده‌ها اعمال شود. نتیجه طبیعی چنین افزایشی نرم شدن بیشتر مدل با افزایش نوفه است. از طرف دیگر مدل بازسازی‌شده نرم‌تر از مدل واقعی است و در محدوده نسبتاً بزرگ‌تری، گستردگی دارد. این به دلیل اعمال شرط هموار بودن پارامترهای مدل است. این قضیه باعث شده است که خودپذیری مغناطیسی محاسبه شده نیز کمتر از مقدار واقعی آن به دست آید.

جدید \bar{k}^{n+1} به دست می‌آید. برای اتمام فرایند تکرار شرط همگرایی مقدار داده‌های واقعی به مصنوعی و همچنین همگرا شدن، بردار تغییرات پارامتر $\Delta \bar{k}$ ملاک قرار گرفته است، یعنی انتظار می‌رود بعد از هر تکرار داده‌های تولید شده، به داده‌های واقعی نزدیک‌تر شود و بعد از رسیدن مقدار اختلاف این دو به یک مقدار مشخص (تولانس) فرایند تکرار متوقف و بردار پارامترهای به دست آمده در این مرحله درحکم بردار نهایی توزیع خودپذیری مغناطیسی پذیرفته می‌شود. معادله خطی (۱۰) در داخل تکرار به روش گرادیان‌های مزدوج حل می‌شود. این روش برای ماتریس‌های بزرگ و تنک بهینه‌ترین روش است. در بعضی موارد تعداد زیاد داده‌ها و طول زیاد نیم‌رخ منجر به ایجاد یک ماتریس کرنل بسیار بزرگ خواهد شد که حتی ذخیره‌سازی آن بدون هیچ‌گونه محاسبه‌ای کاری دشوار خواهد بود. برای مثال در بررسی موردی ذکر شده در این مقاله، تعداد داده‌های ثبت شده در امتداد نیم‌رخ حدود ۱۰۰۰ داده (با فواصل حدود ۵۰ متر) و تعداد منشورها در امتداد نیم‌رخ ۲۰۰ عدد (با اندازه سلول cell size) ۲۰۰ متر) و در امتداد قائم (عمقی) ۵۰ منشور در نظر گرفته شد، بنابراین ماتریس کرنل نهایی G دارای بعد 1000×12500 و 1.25×10^6 المان شد. از آنجایی که اثر همه المان‌های موجود روی داده‌های مصنوعی تولیدشده یکسان نیست، می‌توان با اعمال ماتریس تبدیل موجک، همه روابط را به حوزه عدد موج (مقیاس) برد و سپس اثر همه المان‌هایی از کرنل تبدیل شده را که از یک مقدار مشخص (threshold) کمترند صفر کرد. این کار منجر به متراکم شدن ماتریس نمی‌شود، بلکه فقط ماتریس را در حوزه موجک تنک (sparse) می‌کند و در نتیجه از الگوریتم‌های تنک در همه محاسبات وارون‌سازی استفاده می‌شود که به مراتب سریع‌تر از الگوریتم‌های عادی عمل می‌کنند. این الگوریتم‌ها فقط المان‌های غیر صفر



شکل ۲. مدل مصنوعی یک دایک گسل خورده برای آزمودن برنامه وارون.

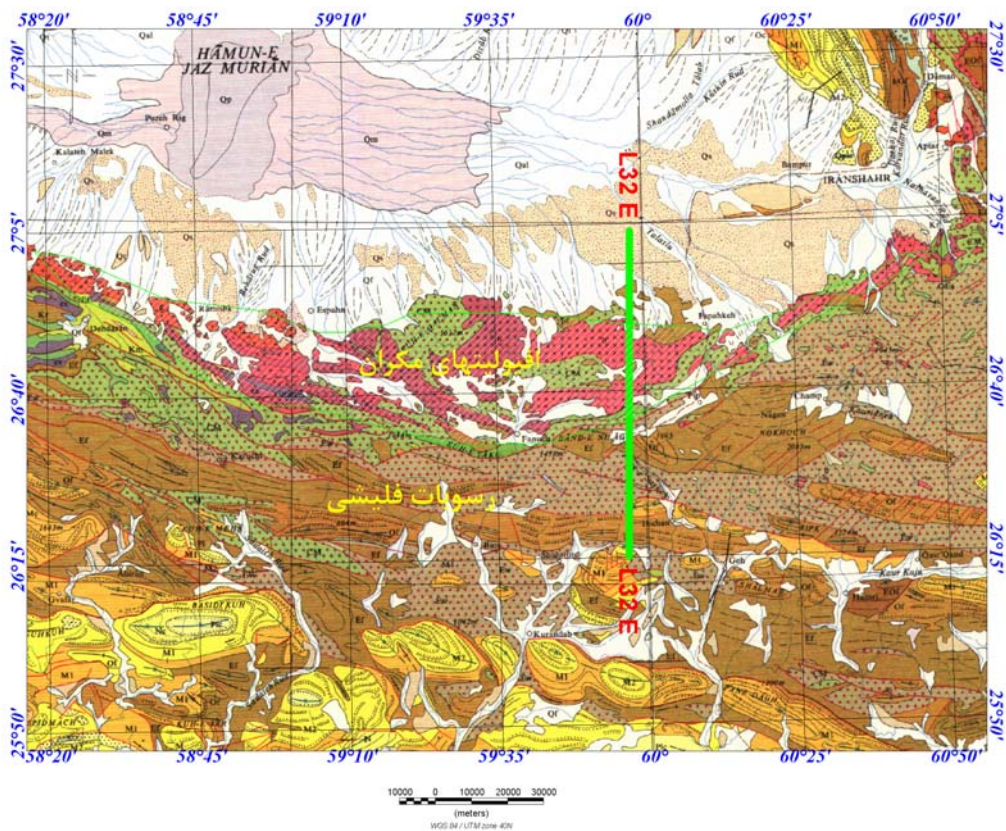


شکل ۳. نتیجه وارون سازی روی داده های مصنوعی و مدل بازسازی شده.

۵ داده‌های واقعی و بررسی موردی

همین قضیه نیز ایده طراحی الگوریتمی براساس تغییر الگوریتم سه‌بُعدی، به الگوریتم دو بُعدی را به نگارندگان داده است. محل خط L32، انتخاب شده برای مدل‌سازی دو بُعدی در شکل ۴ نشان داده شده است. این نیم‌رخ طوری انتخاب شده است که بخشی از آن روی رسوبات فلیشی جنوب مکران و بخشی روی رخنمون‌های افیولیتی مکران و مابقی آن روی رسوبات فروافتادگی جازموریان قرار گرفته است. بدین ترتیب، مدل‌سازی هر سه قسمت باهم و مقایسه آنها امکان پذیر می‌شود. مدل‌سازی شده در شکل ۵ نشان داده شده است. در این شکل داده‌های برداشت شده با هواپیما در امتداد خط شمالی-جنوبی برحسب گاما (نانوتسلا) در بالا و توزیع خودپذیری در زیر نیم‌رخ (مدل‌سازی شده) در زیر آن نشان داده شده است.

بعد از موفقیت الگوریتم در داده‌های مصنوعی، این برنامه رایانه‌ای روی داده‌های واقعی اعمال شد. داده‌های مزبور، داده‌های مغناطیسی هوایی است که در دهه ۱۹۷۰ از سوی شرکت Aero Service برای سازمان زمین‌شناسی کشور برداشت شده‌اند. فاصله بین خطوط پرواز ۷٫۵ کیلومتر است. این فاصله در برداشت‌های هوایی زیاد است و در مقیاس شناسایی اولیه ساختارهای زمین (reconnaissance) قرار می‌گیرد، بنابراین اطلاعات زیادی در این حالت ثبت نشده است. برخلاف فاصله بین خطوط، نرخ داده‌برداری در امتداد خطوط برداشت بسیار زیاد بوده و حدوداً در هر ۵۰ متر، یک داده ثبت شده است. این قضیه نشان می‌دهد که مدل‌سازی دو بُعدی در راستای خطوط دارای قدرت تفکیک مکانی بسیار زیادی است که در راستای عمود بر خطوط پرواز چنین نیست.



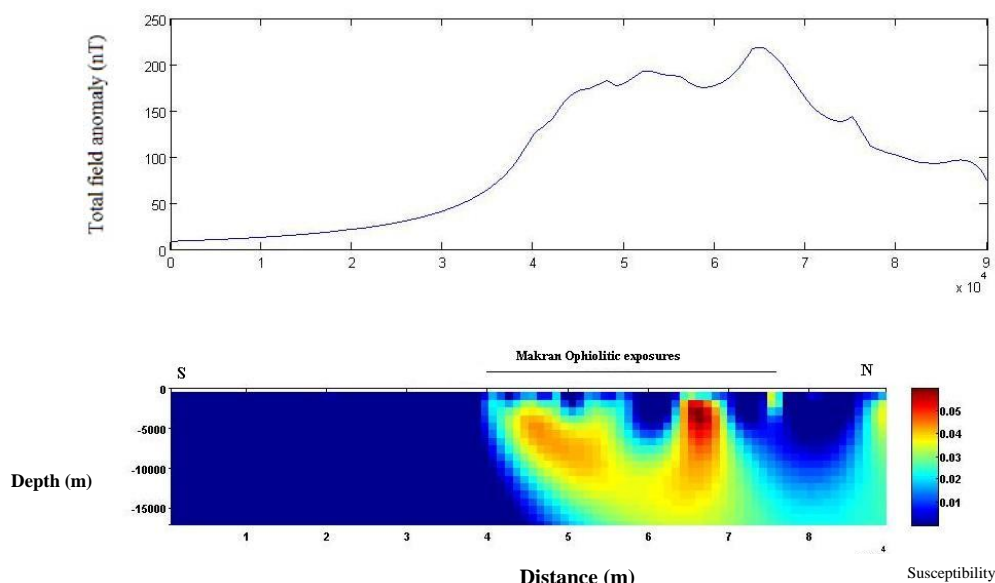
شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی منطقه و محل نیم‌رخ انتخاب شده برای وارون‌سازی دو بُعدی.

کمان ماگمایی (magmatic arc) این فرورانش نسبت داده شده است (نمکی، ۱۳۸۳).

۷ نتیجه گیری و پیشنهادات

نتایج به دست آمده در این مقاله نشان می‌دهد که الگوریتم معرفی شده می‌تواند نتایج قابل قبولی از توزیع خودپذیری مغناطیسی در زیر سطح زمین، حتی در نبود اطلاعات جانبی از جمله نوع سنگ‌های منطقه، لاگ‌های حفاری و مانند آن به دست دهد. از دیگر مزایای روش امکان اعمال اطلاعات اضافی از ساختارهای زیرسطحی حاصل از گمانه‌ها و دیگر روش‌های ژئوفیزیکی و تحلیل‌های مفسر از منطقه مورد بررسی، از راه ماتریس‌های وزنی به مدل است و می‌تواند مدل نهایی را تا حد امکان به واقعیت زمین‌شناسی منطقه نزدیک کند. مدل‌های ساخته شده به این روش نرم‌تر از مدل واقعی‌اند که در بعضی موارد از جمله بررسی کنتاکت‌ها، گسل‌ها و مانند آن به علت تیز بودن لبه‌ها، باید در هنگام تفسیر مدل‌ها در نظر گرفته شوند. از دیگر مزیت‌های روش معرفی شده، پایدارماندن در مقابل افزایش نوفه به داده‌ها است که دلیل آن، متغیر بودن پارامتر قاعده‌مندسازی در تابع هدف است.

در مدل به دست آمده در راستای خط L32 مشاهده می‌شود که رسوبات فلیشی همان‌طور که در داده‌ها نیز دیده می‌شود، دارای هیچ‌گونه پاسخی نیستند و خودپذیری مغناطیسی مرتبط با آن صفر به دست آمده است (رنگ آبی پررنگ در مدل شکل ۵). پس از آن به یک باره افیولیت‌های مکران با شیبی حدود ۳۰ درجه به سمت شمال خود را نشان می‌دهد. پس از گذر از یک زون بدون رخنمون که در نقشه زمین‌شناسی نیز مشهود است، یک رخنمون دیگر از سنگ‌های افیولیتی ظاهر می‌شود که در مدل با یک شیب نسبتاً قائم دیده می‌شود. خودپذیری مغناطیسی این توده قائم افیولیتی نیز بیشتر از رخنمون پیشین است که این امر به احتمال زیاد به تغییرات کانی‌شناسی این نوع سنگ‌ها مربوط می‌شود. در انتهای خط، گودال جازموریان ملاحظه می‌شود که با رسوبات غیرمغناطیسی پر شده است. این مدل به خوبی با فرایند فرورانش سنگ‌گره اقیانوسی عمان به زیر ایران و ساختارهای ناشی از آن تطابق دارد. تحقیقات زمین‌شناسی و سائزموکتونیک نشان داده است که این فرورانش با شیب ملایم به زیر سنگ‌گره قاره‌ای ایران صورت می‌گیرد و آتشفشان‌های بزمان در شمال جازموریان نیز به



شکل ۵. مدل بازسازی شده در راستای نیم‌رخ شمالی - جنوبی L32.

Tsokas, G.N and Papazachos, C. B, 1992. Two-dimensional inversion filters in magnetic prospecting: Application to the exploration for buried antiquities. *Geophysics*, **57**(8), 1004-1013.

منابع

شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۶۹، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ کل ایران.

نمکی، ل.، ۱۳۸۳، مدل‌سازی داده‌های مغناطیس‌سنجی منطقه جازموریان و ارتباط آن با پدیده‌های زمین‌شناسی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

Blakely, J. 1996, Potential theory in gravity and magnetic applications. Stanford university Press. USA.

Ku, C.C. and Sharp, J. A., 1983, Werner deconvolution for automatic magnetic interpretation and its refinement using Marquardt's inverse modeling. *Geophysics*, **48**, 754-774.

Last, B. J and Kubic, K, 1983, Compact gravity inversion. *Geophysics*. **48**, 713- 721.

Lelièvre, P.G., Oldenburg D.W., Phillips N, 2006, 3D magnetic inversion for total magnetization in areas with complicated remanence, SEG/New Annual Meeting., New Orleans, Louisiana, USA. 953-957.

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, *Geophys. J. Int.*, **152**, 251-265.

Pilkington, M., 1997. 3-D magnetic imaging using conjugate gradients., *Geophysics*, **62**, 1132-1142

Portniaguine, O, Zhadanov, M. S, 2002 3-D magnetic inversion with data compression and image focusing. *Geophysics*, **67**, 1532-1541.

Sharma, P.V., 1966, Rapid computation of magnetic anomalies and demagnetization effects caused by bodies of arbitrary shape. *Pure, Appl. Geophys*, **64**, 89-109.

Shearer, S., and Li, Y, 2004, 3D Inversion of magnetic total gradient data in the presence of remanent magnetization: 74th Annual International Meeting, SEG, Expanded, 23, 774-777.

Talwani, M., 1960, Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, **25**, 203-225.