

مقایسه تبدیل مستقیم و معکوس داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد حوزه بسامد برای یک مدل زمین لایه‌ای

فرزاد شیرزادی تبار^۱، بهروز اسکویی^{۲*} و مهرداد باستانی^۳

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

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

^۳ استادیار، سازمان زمین شناسی سوئد

(دریافت: ۸۹/۸/۲، پذیرش نهایی: ۹۰/۴/۱۳)

چکیده

محاسبات ریاضی برای به‌دست آوردن ساختارهای مقاومت ویژه الکتریکی از داده‌های الکترومغناطیسی با در نظر گرفتن زمین به‌صورت سه‌بُعدی بسیار پیچیده هستند. با در نظر گرفتن مدل زمین سه‌بُعدی به‌صورت مدل‌های ساده‌تر از یک طرف پیچیدگی محاسبات کمتر می‌شود و از طرف دیگر بخشی از اطلاعات از دست می‌رود. اما به‌رحال برای اینکه فهمیده شود که کدامیک از این فرض‌ها یا مدل‌های در نظر گرفته شده به واقعیت نزدیک‌تر هستند باید بین آنها مقایسه‌ای صورت گیرد. در این مقاله دو فرض برای زمین در نظر گرفته شده است: (۱) فرض زمین همگن که مقاومت ویژه و عمق براساس این فرض با استفاده از تبدیل داده‌ها به‌دست می‌آید و (۲) فرض زمین لایه‌ای که مقادیر مقاومت ویژه با استفاده از فرایند معکوس‌سازی محاسبه می‌شوند. نتایج بررسی‌ها روی مدل مصنوعی نشان می‌دهد که فرض زمین همگن، در سطح زمین مدل‌های نزدیک به واقعیت را به‌دست می‌دهد و در عمق دچار انحراف می‌شود؛ درحالی‌که مدل زمین لایه‌ای، هم در سطح و هم در عمق، پاسخ‌های بسیار بهتری به‌دست می‌دهد. مقایسه مقاطع به‌دست آمده از داده‌های واقعی هم تأیید می‌کند که با فرض زمین به‌صورت لایه‌ای، ساختارهای بیشتر با قدرت تفکیک بیشتری به‌دست می‌آید.

واژه‌های کلیدی: الکترومغناطیس هوابرد، تبدیل مستقیم، مدل نیم‌فضا، معکوس‌سازی، مدل زمین لایه‌ای

A comparison between the direct transform and the inversion of AEM data in frequency domain for a layered earth

Shirzaditabar, F.¹, Oskooi, B.² and Bastani, M.³

¹PhD student of geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Assistant professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³Assistant Professor, Geological Survey of Sweden

(Received: 24 Oct 2010, Accepted: 04 Jul 2011)

Abstract

Over the past three decades helicopter-borne electromagnetic (HEM) measurements have been used to reveal the resistivity distribution of the earth's subsurface for a variety of applications where knowledge of the electrical properties of the earth is important. HEM systems include a "bird" or sensor containing one or more pairs of transmitting and receiving coils. The separation between the rigidly mounted transmitting and receiving coils of a coil-pair typically lies between 4 and 8 m. The EM bird is towed under the helicopter by a 30–50 m long cable. This distance is optimum to minimize the helicopter

effects. The modern HEM systems use a multi-frequency devices operating at 4–6 frequencies ranging from 200 Hz to 200 kHz. The receiving coil measures the voltage induced by the primary field from the transmitting coil and by the secondary field from the earth. As the secondary field is very small compared to the primary field, the primary field is generally bucked out and the ratio between the secondary and primary fields is presented in ppm. If there are good electrical conductors below the measuring line there are electrical current induced give rise to a phase shift between the primary and secondary field. This means that the measured data is a complex quantity having in-phase and quadrature components.

There are two classes of interpretation tools to apply to HEM data that provide information to understand geological structures and processes. These are either direct transformation of data into a generalized half-space model at certain data frequencies, or inversion of multi-frequency data sets to prepare a layered (1-D) resistivity model of the earth.

In the transform method, the earth is assumed as a homogeneous half-space and then the resistivity of such an earth for each of data- associated to each frequency- is calculated. So, this method has the advantage of yielding a single solution for the given output parameter, and the disadvantage that the output parameters may provide a poorly resolved image of the geology.

In the inversion method used here, the earth is divided to some horizontal layers and each layer has its own resistivity and thickness. So, this method has the advantage of yielding a much better resolution for the given output parameter and the disadvantage that this method are slower compared to transform methods.

In this paper we compare the results using two methods for synthetic and real HEM data. Results from synthetic data show that the inversion method reveals more real structures than the transform method. On the other hand, because the calculated resistivity from transform method is proportional to the imaginary to real component ratio of secondary field at the same frequency, we can just have the number of resistivity values equal to the number of frequencies. But in inversion methods, we can increase the number of layers and get models with more resolution than models created by transform methods. Besides, because transform methods uses a homogeneous half-space to calculate the resistivity for each frequency, the calculated resistivity is an average resistivity of subsurface structures. However, the results from both methods are comparable at the surface. This is because of the fact that higher frequency EM signals cannot penetrate much into the ground, the resistivities associated with these high frequency secondary signals are about surface layers.

Applying the methods on real data confirm that the inversion method creates more reasonable models with better resolution than the models obtained using the transform method. Moreover, the models from inversion method can discriminate a resistive layer beneath the conductive layer much better than the models using transform method.

The results from this survey reveal that the inversion method yields better models than the transform method. But if the main aim of the field work is a reconnaissance work, not an exact exploration work, the transform method is proposed because its calculations are much lower than the inversion method.

Keywords: Airborne electromagnetic, Direct transform, Half-space model, Inversion, Layered model

۱ مقدمه

ضعیف از زمین‌شناسی تولید می‌کنند (فریزر، ۱۹۷۸).
 باین حال روش‌های معکوس‌سازی با روش تکرار، هرچند
 به کندی صورت می‌گیرند اما تصاویر و مقاطعی
 به‌دست می‌دهند که دارای قدرت تفکیک زیادی است
 (فارکواریسون و همکاران، ۲۰۰۳).

در این مقاله به مقایسه پاسخ‌های حاصل از دو روش
 بالا پرداخته شده است. برای این مقایسه، ابتدا مدل پیشرو
 یک بُعدی برای زمین لایه‌ای، سپس روش تبدیل مستقیم
 داده‌ها براساس مدل نیم‌فضای همگن و در آخر روش
 معکوس‌سازی شرح داده می‌شود. در نهایت هر دوی این
 روش‌ها روی داده‌های حاصل از مدل‌های مصنوعی
 متفاوت و نیز داده‌های برداشت شده در منطقه کلاته رشم
 در استان سمنان اعمال می‌شود و پاسخ‌های به‌دست آمده
 از آنها در هر مورد با هم مورد مقایسه قرار می‌گیرد.

۲ مدل‌سازی پیشرو یک بُعدی

در سامانه‌ی هوابرد الکترومغناطیسی حوزه بسامد، فرستنده و
 گیرنده به‌صورت سیم‌پیچ‌هایی افقی یا عمودی درون
 محفظه‌ای به‌نام پرند قرار می‌گیرند و با کابلی از زیر
 بالگرد آویزان می‌شوند (شکل ۱). از آنجا که فاصله بین
 فرستنده و گیرنده نسبت به شعاع فرستنده بسیار بیشتر
 است، می‌توان سیم‌پیچ فرستنده را به‌صورت یک دوقطبی
 مغناطیسی در نظر گرفت. نحوه قرارگیری سیم‌پیچ‌های
 فرستنده و گیرنده نسبت به هم باعث ایجاد پیکربندی‌های
 متفاوتی می‌شود که هر یک به‌صورت خاصی نسبت به
 تغییرات مقاومت ویژه زمین حساسیت دارند. معمول‌ترین
 نوع این پیکربندی‌ها، هم‌صفحه افقی (*horizontal*
coplanar) است که در آن هر دوی سیم‌پیچ‌های فرستنده
 و گیرنده در یک صفحه افقی قرار دارند و بنابراین
 فرستنده به‌صورت یک دوقطبی قائم در نظر گرفته
 می‌شود (شکل ۲). ویت (۱۹۸۲) نسبت مؤلفه‌های قائم

وقتی که یک میدان الکترومغناطیسی در درون زمین انتشار
 پیدا کند، طبق قانون القای فاراده در هر رسانایی که در
 مسیرش باشد جریان‌های الکتریکی القا می‌کند. شدت این
 جریان‌های القا شده به مقاومت ویژه جسم رسانا و بسامدی
 که میدان اولیه با آن تولید شده بستگی دارد. شدت این
 جریان‌های القا شده برای مقاومت ویژه کمتر و بسامد
 بزرگ‌تر، بیشتر است.

در هر نقطه در محدوده میدان الکترومغناطیسی، میدان
 الکتریکی و میدان مغناطیسی قابل اندازه‌گیری‌اند اما در
 روش الکترومغناطیس هوابرد معمولاً میدان مغناطیسی
 اندازه‌گیری می‌شود. سامانه‌های متنوعی برای اندازه‌گیری
 میدان ثانویه به‌صورت زمینی و هوابرد ساخته و به کار
 گرفته شده‌اند. شکل ۱ نمونه‌ای از روش برداشت داده‌های
 الکترومغناطیسی هوابرد (*Airborne Electromagnetic*)
 را نشان می‌دهد. دستگاه‌های جدید اندازه‌گیری
 الکترومغناطیسی هوابرد، میدان مغناطیسی ثانویه حاصل از
 القای جریان در لایه‌های زمین، که ناشی از میدان‌های
 الکترومغناطیسی اولیه با بسامدهای متفاوت‌اند، را با سرعت
 ۱۰ داده در ثانیه اندازه‌گیری می‌کنند. پس در هر پرواز،
 تعداد داده‌های زیادی برداشت می‌شود که باید به
 پارامترهایی تبدیل شوند تا بتوان با آنها توزیع مقاومت
 ویژه زمین با عمق را در هر نقطه برآورد کرد.

روش‌های گوناگونی برای تفسیر داده‌های
 الکترومغناطیسی حوزه بسامد وجود دارد که از آنها برای
 به‌دست آوردن خواص الکتریکی زمین استفاده می‌شود.
 این روش‌ها به‌طور کلی در دو دسته قرار می‌گیرند: ۱-
 تبدیل مستقیم داده‌ها برای یک مدل کلی مثل یک نیم‌فضا
 و ۲- معکوس‌سازی داده‌ها برای یک مدل به‌خصوص مثل
 زمین لایه‌ای. مزیت روش‌های تبدیل مستقیم این است که
 برای یک ورودی داده شده، جوابی یکتا و غیرقابل تغییر
 به‌دست می‌دهند. اما عیب آنها این است که یک تصویر

که در آن، h ارتفاع پرواز از سطح زمین و ε نسبت فاز و برابر با نسبت مؤلفه موهومی به مؤلفه حقیقی داده‌ها در هر بسامد است. با استفاده از تعریف عمق پوست (skin depth) در مسائل الکترومغناطیسی، $\delta = 503.3 \sqrt{\frac{\rho}{f}}$ که f بسامد است، مقاومت ویژه ظاهری هم به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\rho_a = 3.948 \times 10^{-6} \delta_a^2 f \quad (3)$$

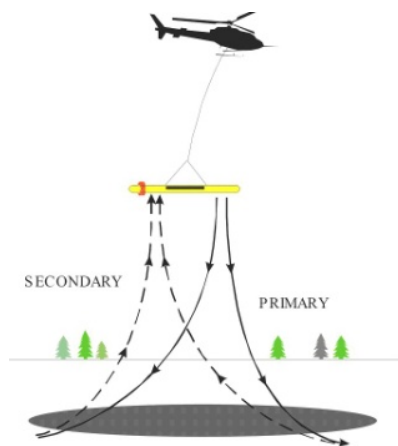
سنگپیل (۱۹۸۸) رابطه زیر را برای عمق ظاهری، که بیشترین مقدار جریان در آن شارش می‌یابد، عرضه کرده است:

$$z_a^* = \frac{\delta_a}{2} \quad (4)$$

بنابراین با داشتن مقادیر حقیقی و موهومی داده‌ها در هر بسامد، می‌توان یک مقاومت ویژه ظاهری را به یک عمق ظاهری نسبت داد.

۴ مدل‌سازی معکوس به روش اکام

رابطه (۱) فرمول‌بندی مدل پیشرو است که در هنگام استفاده از بسامدهای متفاوت می‌توان برای تولید داده‌ها، آن را به صورت رابطه ضمنی $d = G(m)$ نوشت که در آن بردار داده‌ها برای بسامدهای متفاوت با طول N ، G مدل پیشرو غیرخطی و m بردار پارامترهای مدل است.



شکل ۱. نمای ساده‌ای از برداشت داده‌های الکترومغناطیسی هواپرد حوزه بسامد.

میدان مغناطیسی ثانویه به اولیه حاصل از یک دوقطبی مغناطیسی قائم نوسان‌کننده را که در ارتفاع h از سطح یک زمین لایه‌ای قرار دارد به صورت زیر بیان کرده است:

$$\frac{H_z^s}{H_z^p} = -r^3 \int_0^\infty R(\lambda) e^{-\lambda(2h)} J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (1)$$

که در آن، r فاصله بین سیم‌پیچ‌های گیرنده و فرستنده، R ضریب بازگشت از سطح زمین لایه‌ای (که به تعداد و ضخامت لایه‌ها، مقاومت ویژه الکتریکی آنها و همچنین بسامد استفاده شده بستگی دارد)، λ پارامتر انتگرال‌گیری و J_0 تابع بسل نوع اول مرتبه صفر است. هریک از لایه‌ها دارای مقاومت ویژه ρ_i و ضخامت h_i هستند که برای هر لایه ثابت در نظر گرفته می‌شود. در اینجا فرض شده است که گذردهی دی‌الکتریکی و نفوذپذیری مغناطیسی ثابت و برابر با مقادیر آنها در خلأ باشد ($\mu = \mu_0$ ، $\varepsilon = \varepsilon_0$). امواج الکترومغناطیسی با دوقطبی فرستنده که حاوی جریان متناوب I با بسامد ω است تولید و میدان مغناطیسی ثانویه در فاصله شعاعی r از آن اندازه‌گیری می‌شوند. مقدار r در برداشت‌های هواپرد بین ۶ تا ۸ متر است.

۳ تبدیل مستقیم داده‌ها به مقاومت ویژه و عمق ظاهری بر اساس مدل نیم‌فضا

در مدل نیم‌فضا، زمین به صورت همگن در نظر گرفته می‌شود که مقاومت ویژه الکتریکی آن در همه نقاط یکسان است. با این فرض، در هر بسامد می‌توان یک مقاومت ویژه الکتریکی به دست آورد و آن را به یک عمق به خصوص نسبت داد. بنابر فرض همگن بودن زمین، روابط مدل‌سازی پیشرو بسیار ساده خواهد شد و می‌توان از آنها مقادیر مقاومت ویژه و عمق ظاهری را محاسبه کرد. ماندری (۱۹۸۴) رابطه زیر را برای عمق پوست ظاهری (apparent skin depth) در یک زمین همگن عرضه کرده است:

$$\delta_a = h \varepsilon^{1.23} \quad (2)$$

که به این پارامترها داده می‌شود یکسان باشد. ماتریس وزنی داده‌ها W_d هم به صورتی روی داده‌ها عمل می‌کند که آن داده‌ای که خطای کمتری دارد، وزن بیشتری می‌گیرد و برعکس. چون روابط (۵) و (۶) باید هم‌زمان برقرار باشند، پس می‌توان گفت که با یک مسئله بهینه‌سازی روبه‌رو هستیم که می‌توان برای آن یک تابع هدف کلی به صورت زیر نوشت:

$$\Phi = \|W_d(\mathbf{d}^{obs} - \mathbf{G}(\mathbf{m}))\|^2 + \beta^2 \|W_m \mathbf{m}\|^2 \quad (7)$$

که در آن، β پارامتر تعادل (*trade-off parameter*) است که تعیین می‌کند هر یک از این جملات به چه اندازه باید کمینه شوند. پارامتر تعادل باید طوری انتخاب شود که داده‌ها برازش شوند. اگر داده‌ها برازش نشوند، آن مقداری از پارامتر تعادل باید انتخاب شود که کمترین مقدار برازش نیافته را به دست دهد (کانستبل و همکاران، ۱۹۸۷).

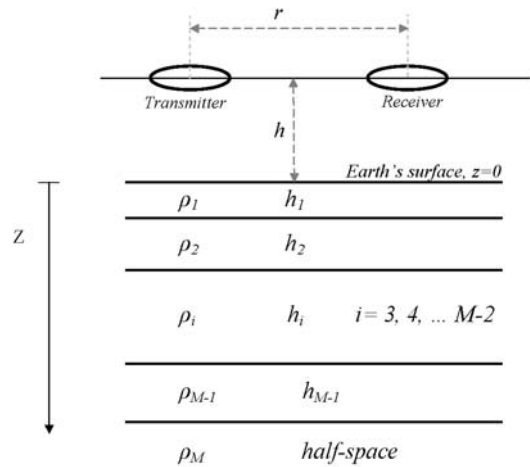
برای به دست آوردن مدل، باید تابع هدف کلی کمینه شود که این کار با گرفتن مشتق Φ نسبت به \mathbf{m} و برابر قرار دادن آن با صفر به دست می‌آید ($\frac{\partial \Phi}{\partial \mathbf{m}} = 0$). از طرفی مدل پیشرو \mathbf{G} کاملاً غیرخطی است. بنابراین حل رابطه $\frac{\partial \Phi}{\partial \mathbf{m}} = 0$ بسیار پیچیده می‌شود. برای اینکه بتوان $\frac{\partial \Phi}{\partial \mathbf{m}} = 0$ را حل کرد باید مدل پیشرو را به صورت محلی خطی کرد. این کار با بسط تیلور \mathbf{G} حول یک مدل شناخته شده صورت می‌گیرد و مشتقات مرتبه‌های بالا حذف می‌شوند. فرض کنید مدل \mathbf{m}^k در تکرار k ام معلوم باشد. برای مدل \mathbf{m}^{k+1} می‌توان نوشت:

$$\begin{aligned} \mathbf{G}(\mathbf{m}^{k+1}) &= \mathbf{G}(\mathbf{m}^k + \Delta \mathbf{m}) \\ &= \mathbf{G}(\mathbf{m}^k) + \left. \frac{\partial \mathbf{G}}{\partial \mathbf{m}} \right|_{\mathbf{m}^k} \Delta \mathbf{m} \end{aligned} \quad (8)$$

تابع هدف کل برای \mathbf{m}^{k+1} به صورت زیر است:

$$\begin{aligned} \Phi_{k+1} &= \|W_d(\mathbf{d}^{obs} - \mathbf{G}(\mathbf{m}^{k+1}))\|^2 \\ &+ \beta^2 \|W_m \mathbf{m}^{k+1}\|^2 \end{aligned} \quad (9)$$

با جای گذاری رابطه (۸) در رابطه (۹) به



شکل ۲. شکل هندسی یک دستگاه اندازه‌گیری هم‌صفحه افقی در برداشت‌های الکترومغناطیسی هوابرد در حوزه بسامد r فاصله بین فرستنده و گیرنده، h ارتفاع سامانه برداشت از سطح زمین و مقادیر h_i و ρ_i به ترتیب، ضخامت و مقاومت ویژه الکتریکی هر یک از لایه‌ها هستند.

روش معکوس‌سازی مورد استفاده در اینجا روش اکام (*Occam*) است که کانستبل و همکاران (۱۹۸۷) ابداع کرده‌اند. در این روش یک تابع هدف طوری کمینه می‌شود که داده‌ها با روش کمترین مربعات برازش شوند. به بیان ریاضی می‌توان نوشت:

$$\min \varphi_m = \|W_m \mathbf{m}\|^2 \quad (5)$$

به شرط اینکه،

$$\varphi_d = \|W_d(\mathbf{d}^{obs} - \mathbf{G}(\mathbf{m}))\|^2 = \varphi_d^* \quad (6)$$

که در آن، \mathbf{m} بردار پارامترهای مجهول مسئله، W_m ماتریس وزنی پارامترهای مدل (فارکوآرسون و آلدنبرگ، ۱۹۹۳)، W_d ماتریس وزنی داده‌ها که یک ماتریس قطری شامل عکس انحراف معیار هر داده، \mathbf{d}^{obs} بردار داده‌های برداشت شده و φ_d^* مقدار برازش مطلوب نشده (*desired misfit*) است. W_m ممکن است به صورت ماتریس یک I ، ماتریس مشتق اول یا ماتریس مشتق دوم و یا هر ترکیبی از اینها باشد. اگر هیچ اطلاعاتی از پارامترهای مدل در اختیار نداشته باشیم، بهتر است وزنی

می‌کند مدلی که با کمترین ساختار به دست آمده است، بهترین پاسخ برای فرایند معکوس سازی است. نکته مهمی که در اینجا باید مطرح شود تفاوت مدل اولیه (*primary or initial model*) با مدل آغازگر (*starting model*) است. مدل اولیه حاوی اطلاعات مهمی در مورد ساختار مدل اصلی، مثل ضخامت یا عمق لایه‌ها، است اما مدل آغازگر فقط مدلی است که فرایند معکوس سازی با آن شروع می‌شود و لزومی ندارد که پاسخ نهایی به آن نزدیک باشد. با شروع از یک مدل آغازگر، مدل به دست آمده در هر تکرار به مدل اصلی، که مورد نظر است، نزدیک تر می‌شود، تا جایی که به مقدار برازش مناسب داده‌ها برسیم. مدل آغازگر می‌تواند به صورت یک زمین همگن با مقاومت ویژه ۱، ۱۰، ۲۰، ۵۰ و یا هر مقدار منطقی دیگری، به منزله مقاومت ویژه زمین، باشد. به عبارت دیگر می‌توان گفت که مدل آغازگر همان m^k در شروع محاسبات است. در این صورت، مدل آغازگر هر مقداری که داشته باشد، پاسخ فرایند معکوس سازی به مدلی یکسان همگرا می‌شود.

۵ مثال‌های مصنوعی

در این بخش برای مقایسه پاسخ‌های دو روش ذکر شده در بخش پیشین، این روش‌ها را بر داده‌های حاصل از مدل‌های مصنوعی متفاوت اعمال می‌کنیم. برای اینکه داده‌های مصنوعی بتوانند نقش زمین واقعی را داشته باشند، به آنها نوفه تصادفی گاوسی با انحراف معیار ۱٪ از مقدار هر داده اضافه شده است. برای همه مدل‌ها فاصله جدایی بین گیرنده و فرستنده ۶/۴ متر و ارتفاع آن ۳۰ متر از سطح لایه اول در نظر گرفته شده است و داده‌ها در بسامدهای ۸۷۵، ۴۹۲۰ و ۳۳۰۰۰ هرتز محاسبه شده‌اند. مدلی که با آن فرایند معکوس سازی صورت گرفته نیز یک مدل ۳۰ لایه است.

$$\Phi_{k+1} = \left\| W_d(\hat{d}(m^k) - J(m^k)m^{k+1}) \right\|^2 + \beta^2 \left\| W_m m^{k+1} \right\|^2 \quad (10)$$

می‌رسیم که،

$$J(m^k) = \left. \frac{\partial G}{\partial m} \right|_{m^k} \quad \text{و} \quad \hat{d}(m^k) = d^{obs} - G(m^k) + J(m^k)m^k$$

ماتریس مشتقات مرتبه اول یا ماتریس ژاکوبی (*Jacobian matrix*) است که اثر تغییرات در داده‌ها را به تغییرات در پارامترهای مدل مرتبط می‌کند (به پیوست رجوع شود). حال با کمینه کردن Φ_{k+1} نسبت به پارامترهای مدل در این تکرار، یعنی m^{k+1} داریم:

$$m^{k+1} = [J(m^k)^T W_d^T W_d J(m^k) + \beta^2 W_m^T W_m]^{-1} J(m^k)^T W_d^T W_d \hat{d}(m^k) \quad (11)$$

رابطه (۱۱) رابطه نهایی روش معکوس سازی اُکام است. مقدار برازش نیافته (*misfit*) هم به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\chi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i - G_i(m)}{s_i} \right)^2 \quad (12)$$

که در آن، s_i عدم قطعیت یا انحراف معیار در داده اُم است. اگر خطاها (عدم قطعیت در داده‌ها) به صورت گاوسی و مستقل باشند، مقدار χ^2 برابر ۱ خواهد بود.

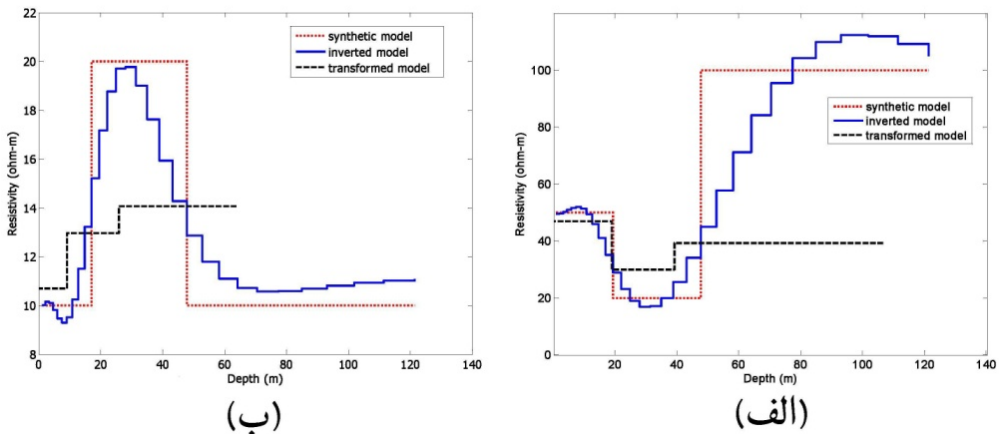
اگر اطلاعاتی از ساختار زیرسطحی زمین که صحت آنها مثلاً با روش‌های لرزه‌ای یا چاه‌نگاری به اثبات رسیده باشد، در اختیار باشد، می‌توان آنها را در حکم اطلاعات اولیه یا مدل اولیه در فرایند معکوس سازی جای داد. در این صورت فرایند معکوس سازی به سمتی پیش می‌رود که پاسخ نهایی آن به این مدل اولیه نزدیک باشد. اما اگر هیچ مدل یا اطلاعات اولیه‌ای در اختیار نباشد، فرایند معکوس سازی به سمتی پیش می‌رود که مدل به دست آمده کمترین ساختار (*minimum structure*) را داشته باشد و در عین حال داده‌ها هم برازش شوند. در واقع این طور نیست که در صورت نبود مدل اولیه، هیچ قید دیگری برای مدل به دست آمده وجود نداشته باشد. برازش داده‌ها تا یک حد مناسب، قیدی است که تضمین

در مورد مدل‌های به‌دست آمده از فرایند معکوس‌سازی می‌توان گفت که هر دو مدل به‌دست آمده به‌خوبی توانسته‌اند مقادیر مقاومت ویژه را، به‌خصوص در لایه‌های بالایی، بازسازی کنند؛ هرچند که مدل شکل ۴-الف، به این دلیل که حاصل از داده‌های بدون نوفه است، مقادیر مقاومت ویژه در لایه‌های متفاوت را بهتر بازسازی کرده است.

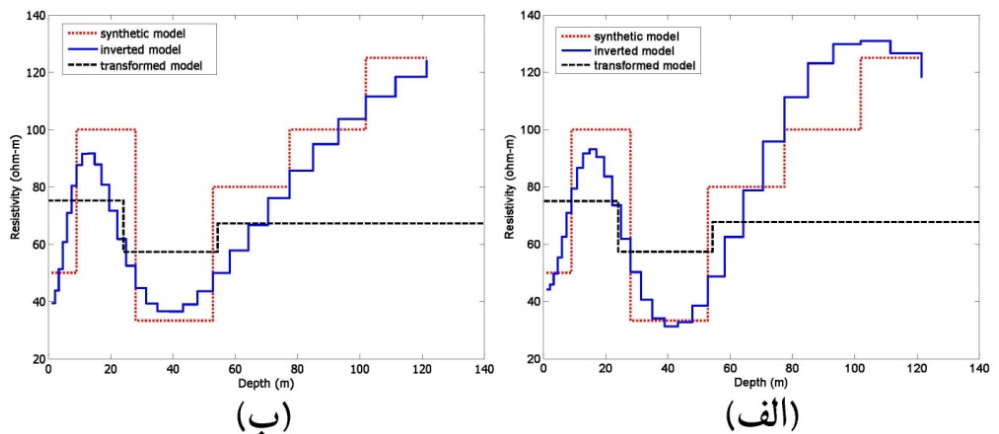
شکل ۵ باز هم مدل ۶ لایه قبلی را نشان می‌دهد که داده‌های آن در بسامدهای متفاوت از قبل محاسبه شده‌اند. در شکل ۵-الف علاوه بر داده‌های بسامدهای قبلی، از داده‌های بسامد 200kHz هم استفاده شده است و عملاً به چهار بسامد پرداخته است. همان‌گونه که انتظار می‌رود، مدل حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها، چهار لایه را تشخیص داده است که در مقایسه با شکل ۴-ب، لایه اول، مربوط به بسامد 200kHz ، مقاومت ویژه را بهتر تشخیص داده است اما مقادیر بعدی، همانند شکل ۴-ب به‌دست آمده‌اند. با این حال مدل حاصل از معکوس‌سازی، در مقایسه با مدل شکل ۴-ب، بهتر توانسته است مقاومت ویژه لایه‌های اول تا سوم را تشخیص دهد که این به‌علت اضافه شدن یک داده در بسامد بالا به داده‌های قبلی است. لیکن در شکل ۵-ب برای اینکه تأثیر مقدار بسامد امواج الکترومغناطیسی استفاده شده را بر دو روش مدل‌سازی مورد تحقیق، بررسی کنیم، از بسامدهای ۱، ۳ و ۱۰۰ کیلوهرتز برای محاسبه مدل پیشرو در همان مدل ۶ لایه استفاده کرده‌ایم. با توجه به مدل‌های به‌دست آمده کاملاً واضح است که مدل حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها اصلاً نتوانسته است هیچ‌یک از مقادیر مقاومت ویژه و عمق لایه‌ها را تشخیص دهد. این در حالی است که مدل حاصل از معکوس‌سازی، مقادیر مقاومت ویژه در عمق‌های متفاوت را، به‌خصوص در لایه اول و سوم، به‌خوبی برآورد کرده است.

شکل ۳ یک مدل مصنوعی سه لایه به همراه مدل‌های به‌دست آمده از اعمال دو روش تبدیل مستقیم داده‌ها براساس مدل زمین همگن و معکوس‌سازی داده‌ها براساس زمین لایه‌ای حاصل از داده‌های این مدل مصنوعی را نشان می‌دهد. در شکل ۳-الف یک لایه رسانا در بین دو لایه مقاوم قرار گرفته است. همچنان‌که در شکل پیدا است مدل حاصل از معکوس‌سازی توانسته است مقدار مقاومت ویژه و عمق لایه‌های اول و دوم را به‌خوبی بازسازی کند و مقدار تقریبی مقاومت ویژه و عمق لایه سوم را نیز معین سازد. این در حالی است که مدل حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها، مقاومت ویژه و عمق لایه اول را نزدیک به واقعیت بازیابی کرده اما در تشخیص مقاومت ویژه و عمق لایه دوم و به‌خصوص لایه سوم، دچار انحراف بسیار زیادی شده است. در مورد شکل ۳-ب هم که در آن یک لایه مقاوم در بین دو لایه رسانا قرار داده شده است، مدل حاصل از معکوس‌سازی در بازیابی مقادیر مقاومت ویژه و عمق به‌خوبی عمل کرده است. این در حالی است که مدل حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها فقط توانسته است مقدار مقاومت ویژه لایه اول را نزدیک به واقعیت برآورد کند. این مدل حتی قادر به تشخیص کمتر بودن مقدار مقاومت ویژه در لایه سوم نسبت به لایه دوم نبوده است.

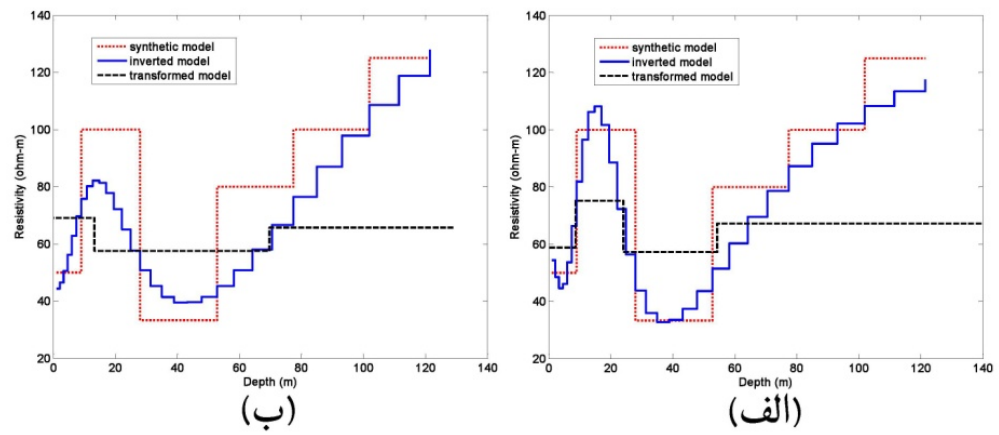
در شکل ۴ یک مدل ۶ لایه با توالی مقاومت ویژه‌ها در نظر گرفته شده است. در شکل ۴-الف از داده‌های بدون نوفه و در شکل ۴-ب از داده‌های با نوفه استفاده شده‌اند. در هر دو شکل بالا، مدل حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها نتوانسته است مقادیر مقاومت ویژه را در عمق‌های متفاوت برآورد کند. همچنین در هر دو شکل، مدل‌های حاصل از تبدیل مستقیم بسیار به هم نزدیک‌اند. با این حال



شکل ۳. مقایسه پاسخ‌های حاصل از تبدیل مستقیم و معکوس داده‌های حاصل از یک مدل مصنوعی سه لایه. در (الف) لایه‌ای رسانا در بین دو لایه مقاوم و در (ب) لایه‌ای مقاوم بین دو لایه رسانا قرار گرفته است. در هر دو شکل، پاسخ حاصل از معکوس‌سازی، مدل‌ها را بهتر بازسازی کرده است.



شکل ۴. مدل مصنوعی ۶ لایه به همراه مدل‌های به دست آمده از روش تبدیل مستقیم داده‌ها و معکوس‌سازی داده‌ها. داده‌ها در (الف) بدون نوفه و در (ب) همراه با نوفه هستند. در هر دو حالت، پاسخ حاصل از معکوس‌سازی، مدل‌ها را بهتر بازسازی کرده است در حالی که مدل حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها خیلی به نوفه حساس نیست.



شکل ۵. مدل مصنوعی ۶ لایه به همراه مدل‌های به دست آمده از روش تبدیل مستقیم داده‌ها و معکوس‌سازی داده‌ها. داده‌ها در (الف) در بسامدهای ۸۷۵، ۴۲۰، ۳۳۰۰۰ و ۲۰۰۰۰۰ هرتز و در (ب) در بسامدهای ۱، ۳ و ۱۰۰ کیلو هرتز محاسبه شده‌اند.

داده‌ای با بسامد زیاد، به معنی اضافه شدن فقط یک لایه جدید در مدل حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها است اما در روش معکوس‌سازی، این افزایش داده، موجب متأثر شدن کل مدل و بهتر شدن آن می‌شود. در هر حال، چون روش تبدیل مستقیم داده‌ها از فرض زمین همگن برای محاسبه مقادیر مقاومت ویژه و عمق استفاده می‌کند، در نتیجه نمی‌تواند قدرت تفکیک زیادی داشته باشد و برای هر بسامد استفاده شده مقادیر متوسطی از مقاومت ویژه را به عمق خاصی نسبت می‌دهد. اما روش معکوس‌سازی چون از فرض زمین لایه‌ای استفاده می‌کند، بنابراین دارای قدرت تفکیک بیشتری است. با این تفاسیر، در بهترین حالت، می‌توان گفت که مدل‌سازی با تبدیل مستقیم داده‌ها با فرض زمین همگن، فقط می‌تواند مقادیر مقاومت ویژه لایه سطحی را نزدیک به واقعیت برآورد کند.

۶ مثال صحرائی

منطقه مورد بررسی در محدوده چهارگوش ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ تروود در استان سمنان واقع شده و جزئی از زون ساختاری ایران مرکزی است. این زون که محل قدیمی‌ترین قاره ایران است، در دوران اول و اوایل دوران دوم، ساختار فلات قاره‌ای داشته است ولی در اواخر دوران دوم و سوم به زون کوه‌زایی بسیار فعالی تبدیل شده است. این زون در عهد حاضر شاهد فعالیت ماگمایی بسیار گسترده‌ای بوده است که حاصل آن در منطقه تروود، کمربند آتشفشانی نفوذی تروود-چاه شیرین است که به صورت یک فرازمین با طول حدود ۱۰۰ و پهنای بیش از ۱۰ کیلومتر با روند شمال شرق-جنوب غرب (به موازات گسل‌های تروود و انجیلو)، حاشیه شمالی کویر مرکزی ایران را تشکیل می‌دهد. این محدوده دارای تنوع ترکیب سنگ‌شناختی است. عوامل فرسایشی باعث ایجاد ریخت‌شناسی متفاوتی، مثل شکل دره‌ها و شکل آبراهه‌ها،

به‌طور کلی مقایسه مدل‌های به‌دست آمده از اعمال دو روش موردنظر بر داده‌های مصنوعی نشان می‌دهد که روش معکوس‌سازی، پاسخ‌های بهتری نسبت به روش تبدیل مستقیم داده‌ها به‌دست می‌دهد. استفاده از تعداد لایه‌های زیاد در روش معکوس‌سازی، باعث انعطاف‌پذیر شدن این روش برای بهتر نشان دادن مقادیر مقاومت ویژه در لایه‌های متفاوت شده است. این مدل‌ها همچنین نشان می‌دهند که روش معکوس‌سازی، قادر به شناسایی لایه مقاوم در بین دو لایه رسانا هم هست؛ هرچند که ممکن است مقاومت ویژه آن را به‌درستی و به‌طور کامل تعیین نکند. این در حالی است که مدل حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها در تشخیص مقادیر مقاومت ویژه برای یک زمین لایه‌ای کاملاً دچار انحراف می‌شود.

از مقایسه مدل‌های به‌دست آمده از داده‌های نوفه‌دار و بدون نوفه هم مشخص شد که پاسخ‌های مدل‌سازی معکوس نسبت به پاسخ‌های تبدیل مستقیم داده‌ها به نوفه حساس‌تر هستند اما این حساسیت باعث نمی‌شود که مدل‌های به‌دست آمده از روش معکوس‌سازی از مدل اصلی بسیار دور شوند. مدل‌های حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها، به این دلیل که با نسبت مؤلفه موهومی به مؤلفه حقیقی میدان ثانویه مرتبط هستند و این مقادیر به اندازه ۱٪ از مقادیرشان تغییر داشته‌اند، تغییر زیادی از خود نشان نمی‌دهند. از سوی دیگر اضافه کردن داده‌های بیشتر و نیز تغییر مقدار بسامد امواج الکترومغناطیسی استفاده شده می‌تواند تغییرات قابل ملاحظه‌ای در پاسخ‌های هر دو مدل ایجاد کند. واضح است که با افزایش داده‌ها، به مدل بهتری خواهیم رسید. مطابق رابطه $\delta = 503.3 \sqrt{\frac{\rho}{f}}$ ، امواج الکترومغناطیسی با بسامد زیاد، عمق نفوذ کمتری دارند و داده‌هایی که با استفاده از این امواج بسامد زیاد محاسبه می‌شوند، اطلاعات بیشتری از ساختارهای سطحی دارند که شکل ۵-الف هم این مطلب را تأیید می‌کند. افزودن

شده است. منطقه مورد بررسی شامل نهشته‌های کربناته در دو سوی تنگه رشم و واحدهای آهکی دولومیتی دگرگون شده با ارتفاع زیاد است. در مناطق پست‌تر، سنگ‌های آتشفشانی، شیست‌ها و اسلیت‌های دگرگون شده دیده می‌شود (عامری و همکاران، ۱۳۸۸). شکل ۶ نقشه منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد.

دستگاه الکترومغناطیسی هوابرد در سال ۲۰۰۱ از سوی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور از شرکت کانادایی فوگرو خریداری شد و اولین طرح با استفاده از آن در زمستان ۱۳۸۱ با حضور کارشناسان شرکت فوگرو در دامغان صورت گرفت. گیرنده الکترومغناطیسی شامل سیم‌پیچ‌های گوناگونی است که سه جفت از آنها سیم‌پیچ هم‌صفحه افقی با بسامدهای ۸۷۵، ۴۹۲۰ و ۳۳۰۰۰ هرتز هستند. میزان جدایی همه جفت سیم‌پیچ‌ها، ۶/۴ متر است. برای اجرای فرایند معکوس‌سازی از داده‌های واقعی و به دلیل کم بودن عمق نفوذ روش هوابرد الکترومغناطیسی، زمین به صورت یک زمین ۲۰ لایه تا عمق ۶۰ متری در نظر گرفته شده که لایه آخر، یک نیم‌فضای همگن است. به علاوه چون مقادیر عدم قطعیت در داده‌ها مشخص نیست، یک نوفه تصادفی گاوسی با انحراف معیار ۱٪ مقدار هر داده به مثابه مقدار خطای همان داده در نظر گرفته شد (فارکوآرسون و همکاران، ۲۰۰۳). برای محاسبه همه مدل‌ها، مدل آغازگر، به صورت یک نیم‌فضای ۱۰ اهم‌متری انتخاب شده است. عمل تکرار در فرایند معکوس‌سازی باید آن قدر ادامه پیدا کند که به مقدار برازش‌نیافته مطلوب برسیم. اگر خطای داده‌ها به صورت گاوسی باشد، این مقدار برازش‌نیافته مطلوب طبق رابطه (۱۲)، برابر با ۱ خواهد بود. بنابراین تا زمانی که χ^2 بزرگ‌تر از ۱ باشد، باید عمل تکرار ادامه یابد. اگر مقادیر خطاها مشخص باشد با چند عمل تکرار، به مقدار برازش‌نیافته نزدیک به ۱ خواهیم رسید. در غیر این صورت، هرچه هم که تعداد تکرارها در فرایند

معکوس‌سازی زیاد باشد، مقدار برازش‌نیافته ممکن است به ۱ نزدیک نشود. یعنی چون مقادیر درستی در مورد خطاهای داده‌ها در اختیار نداریم، ممکن است در نقاطی، مقادیر بزرگی برای برازش‌نیافتن داشته باشیم. به همین دلیل برای اینکه مدت زمان محاسبات خیلی زیاد نشود، تعداد تکرارها را به ۱۰ تکرار محدود کرده‌ایم. لازم به ذکر است که مقدار خطای تخصیص داده شده به هر داده، که برابر ۱٪ از مقدار هر داده است، مقدار معمول خطا در برداشت‌های الکترومغناطیسی هوابرد است (فارکوآرسون و همکاران، ۲۰۰۳) و لزوماً خطای واقعی به این مقدار نیست و ممکن است بیشتر از این هم باشد.

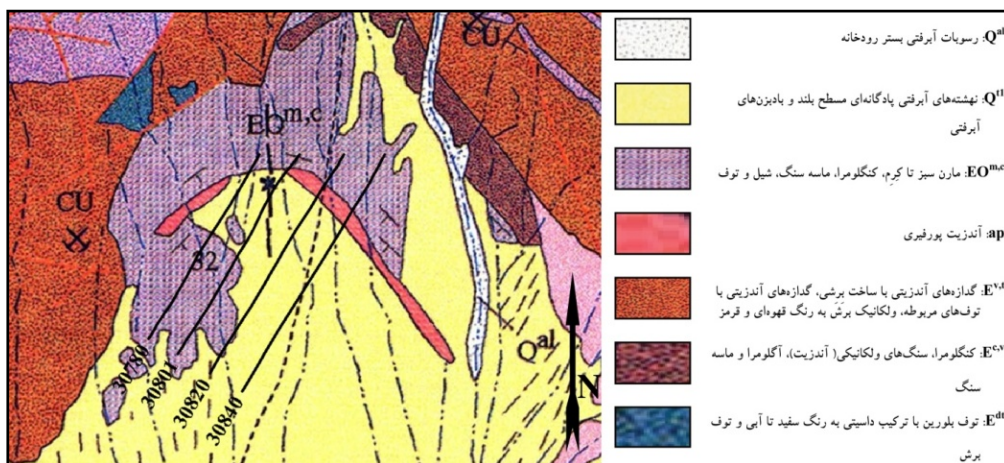
برای انتخاب پارامتر تعادل β ، در هر تکرار ۲۰ مقدار اولیه، با یک محدوده بزرگ از ۱ تا ۵۰۰، برای پارامتر تعادل در نظر گرفته شد و بهترین انتخاب برای این پارامتر در همان تکرار، آن مقداری در نظر گرفته شد که کمترین مقدار برازش‌نیافته را به دست می‌داد.

شکل ۷ مقاطع مقاومت ویژه به دست آمده از تبدیل مستقیم و نیز معکوس‌سازی داده‌ها برای نیم‌رخ‌های مشخص شده در نقشه زمین‌شناسی را نشان می‌دهد. مقطع حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها در بالای مقطع حاصل از معکوس‌سازی قرار گرفته است تا بتوان به راحتی پاسخ‌های این دو روش را با هم مقایسه کرد. این مقاطع طوری رسم شده‌اند که شروع آنها از قسمت جنوب غربی منطقه است و به سمت شمال شرقی امتداد دارند.

در شکل ۷-الف مدل‌های به دست آمده برای نیم‌رخ شماره 30780 نمایش داده شده‌اند. در مدل حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها از ایستگاه ۱ تا حدود ۴۰ یک مدل رسانا مشاهده می‌شود که عمق تا ته لایه سوم ۲۰ متر برآورد شده است. در حالی که در مدل حاصل از معکوس‌سازی در محدوده این ایستگاه‌ها، یک رولایه رسانا دیده می‌شود که در زیر آن یک ناحیه مقاوم‌تر و در نهایت بازهم ناحیه‌ای رسانا تا عمق ۶۰ متری مشاهده

می‌شود. این رولایه مربوط به آبرفت‌هایی از جنس مارن، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل و توف است. مقایسه نتایج این دو محدوده ثابت می‌کند که مدل حاصل از تبدیل داده‌ها، قادر به بازیابی کامل لایه مقاوم در بین دو لایه رسانا نیست. از سوی دیگر، رولایه رسنایی که در بین ایستگاه‌های حدود ۶۰ تا حدود ۸۰ در مقطع معکوس‌سازی شده مشاهده می‌شود، در مقطع تبدیل مستقیم به صورت یک لایه ضخیم‌تر و با مقاومت ویژه بیشتر برآورد شده است. اما عمده‌ترین ساختاری که در هر دوی این مدل‌ها دیده می‌شود، ساختار مقاومی است که در مرکز این مدل‌ها قرار گرفته است. در مقایسه با نقشه زمین‌شناسی، این ساختار مربوط به توده‌ای از جنس آندزیت پورفیری است که قسمتی از آن در سطح زمین برونزد دارد. از آنجا که این ساختار از نظر الکتریکی مقاوم است، پس مقطع حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها توانسته تا عمق بیشتری را مشخص کند که این به عمق نفوذ سیگنال‌های الکترومغناطیسی برمی‌گردد. در ایستگاه حدود ۹۰، مقادیر به دست آمده در سطح در هر دو مقطع، مقادیری با مقاومت ویژه زیاد هستند که به نظر می‌رسد، همان برونزد این ساختار از جنس آندزیت پورفیری در سطح زمین باشد. در ایستگاه‌های بالاتر از ۱۰۰ هم مقدار

مقاومت ویژه در سطح نسبت به ساختارهای عمقی‌تر کمتر است و در مقایسه با نقشه زمین‌شناسی، که آثار سطح زمین را نشان می‌دهد، این کاهش مقاومت ویژه به علت وجود آبرفت‌هایی از جنس مارن، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل و توف است. در مقطع شکل ۷-ب برای نیم‌رخ شماره 30801، ساختاری رسانا در سطح در ایستگاه‌های از ۱ تا حدود ۷۰ مشاهده می‌شود که باز هم ناشی از وجود آبرفت در منطقه است. در لایه سوم در مقطعی که از تبدیل مستقیم به دست آمده، مقاومت ویژه، کمتر از لایه‌های بالاتر برآورد شده است که این منطقه در مقطع معکوس‌سازی شده به صورت بهتری قابل مشاهده است. باز هم ساختار با مقاومت ویژه زیاد در ایستگاه‌های حدود ۶۰ تا ۱۰۰ و با ضخامت زیاد در هر دو مدل مشاهده می‌شود. در ایستگاه‌های از ۱۰۰ به بعد هم مقادیر مقاومت ویژه در سطح، به علت وجود آبرفت، کاهش دارد اما نتایج به دست آمده در مقطع معکوس‌سازی شده توانسته است ساختارهایی مقاوم را در زیر این رولایه‌های رسانا تشخیص دهد. ولی چنین تشخیصی در مقطع تبدیل مستقیم شده، به خوبی صورت نگرفته است.



شکل ۶. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی به همراه خطوط پرواز (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).

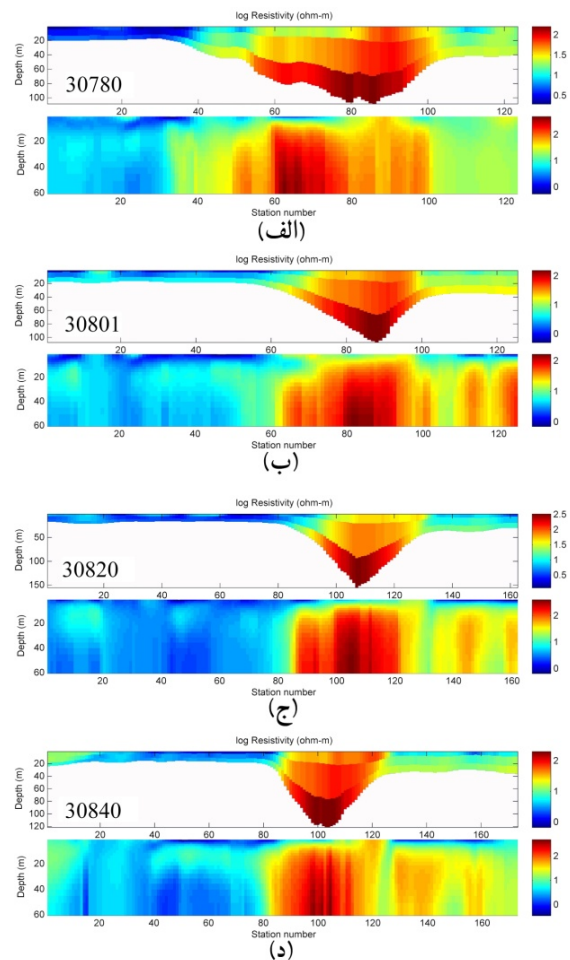
تفکیک بسیار کمتری مشاهده می‌شود.

روندهای ذکر شده در بالا، به‌طور کلی برای مقطع شکل ۷-د هم صادق هستند. باین‌حال مهم‌ترین تفاوتی که در اینجا وجود دارد، وجود ساختاری در بین ایستگاه‌های ۴۰ تا ۶۰ و در عمق بین ۱۰ تا ۲۰ متری در مقطع معکوس‌سازی شده است. این ساختار در مقطع تبدیل شده اصلاً مشخص نشده است که دلیل آن وجود یک رولایه با رسانایی زیاد در سطح این منطقه است.

با مقایسه مقاطع به‌دست آمده در روی هر نیم‌رخ، می‌توان گفت که قدرت تفکیک روش معکوس‌سازی بسیار بیشتر از روش تبدیل مستقیم داده‌ها است و نیز تشخیص ساختارهای مقاوم در زیر ساختارهای رسانا در روش معکوس‌سازی بسیار بهتر انجام گرفته است.

۷ نتیجه‌گیری

در نظر گرفتن زمین واقعی سه‌بعدی به‌صورت یک نیم‌فضای همگن یا یک زمین لایه‌ای یک‌بعدی فرض‌هایی برای ساده کردن محاسبات برای به‌دست آوردن خواص فیزیکی زمین هستند. در این بررسی با استفاده از مدل‌های مصنوعی متفاوت ثابت شد که مدل زمین لایه‌ای پاسخ‌های قابل‌قبول‌تری نسبت به مدل زمین همگن به‌دست می‌دهد. در مدل زمین همگن، برای هر بسامد یک مقاومت ویژه ظاهری به‌دست می‌آید که عملاً به‌صورت مقدار متوسطی از مقادیر مقاومت ویژه ساختارهای متفاوت موجود در زمین واقعی است اما در مدل زمین لایه‌ای یک‌بعدی مقدار مقاومت ویژه هر لایه منحصر به همان لایه است هرچند که محاسبه این مقدار با در نظر گرفتن مقادیر مقاومت ویژه همه لایه‌ها به‌دست آمده است. بنابراین معکوس‌سازی داده‌ها براساس مدل زمین لایه‌ای قدرت تفکیک بیشتری نسبت به تبدیل داده‌ها براساس مدل زمین همگن دارد و ساختارهای بیشتری را مشخص می‌کند. به‌هر حال پاسخ‌های هر دو مدل در سطح



شکل ۷. مقاطع مقاومت ویژه حاصل از تبدیل مستقیم داده‌ها و معکوس‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هواپرد برای چهار خط پرواز. در هر شکل، مقطعی که با تبدیل مستقیم به دست آمده‌اند در بالای مقاطع معکوس‌سازی شده قرار دارند و شماره پروازها هم در هر حالت مشخص است.

در مقاطع شکل ۷-ج برای نیم‌رخ 30820، ساختاری با رسانایی کم در منطقه بین ایستگاه‌های ۱ تا حدود ۸۰ مشخص است که مقطع معکوس‌سازی شده آن را تا عمق ۶۰ متری بازسازی کرده اما در مقطع تبدیل مستقیم شده، عمق آن بسیار کمتر برآورد شده است. باز هم ساختار مقاومی مشاهده می‌شود که به‌صورت یک دایک نمایش داده شده است. در انتهای نیم‌رخ، باز هم رولایه‌های رسانا و ساختارهای مقاوم در زیر آنها در مقطع معکوس‌سازی شده به چشم می‌رسد که در مقطع تبدیل مستقیم شده، با

که در این رابطه $N_i = \frac{u_i}{i \mu_0 \omega}$ ، $u_i = (\lambda^2 + \gamma_i^2)^{1/2}$ ، $\gamma_i^2 = \frac{i \mu_0 \omega}{\rho_i}$ و ضخامت لایه‌ها هستند. با داشتن این روابط از مدل پیشرو می‌توانیم بنویسیم:

$$\frac{\partial R_0(\lambda)}{\partial \rho_1} = \frac{-\frac{\partial Y_1}{\partial \rho_1} (N_0 + Y_1) - \frac{\partial Y_1}{\partial \rho_1} (N_0 - Y_1)}{(N_0 + Y_1)^2} \quad (\text{پ-۳})$$

$$= \frac{-2N_0}{(N_0 + Y_1)^2} \frac{\partial Y_1}{\partial \rho_1}$$

که در آن، ρ_1 مقاومت ویژه در لایه l ام است. همچنین می‌توانیم با استفاده از قاعده مشتقات زنجیری بنویسیم:

$$\frac{\partial Y_1}{\partial \rho_1} = \frac{\partial Y_1}{\partial Y_2} \frac{\partial Y_2}{\partial Y_3} \dots \frac{\partial Y_{l-1}}{\partial Y_l} \frac{\partial Y_l}{\partial \rho_1} \quad (\text{پ-۴})$$

و با استفاده از رابطه بازگشتی $Y_l = N_l \frac{Y_{l+1} + N_l \tanh(u_l h_l)}{N_l + Y_{l+1} \tanh(u_l h_l)}$ می‌توانیم بنویسیم:

$$\frac{\partial Y_l}{\partial Y_{l+1}} = \frac{N_l^2 [1 - \tanh^2(u_l h_l)]}{[N_l + Y_{l+1} \tanh(u_l h_l)]^2} \quad (\text{پ-۵})$$

و مشتق Y_l نسبت به پارامتر ρ_l در لایه l ام را هم می‌توانیم محاسبه کنیم. در نهایت با جایگزین کردن روابط به دست آمده، $\frac{\partial R_0(\lambda)}{\partial \rho_1}$ را محاسبه می‌کنیم (هوانگ و فریزر، ۲۰۰۳).

منابع

عامری، ع.، رضوی، س.ا. و جعفری، ف.، ۱۳۸۸، گزارش بررسی بی‌هنجاری‌های ژئوفیزیک هوایی با روش مغناطیس‌سنجی و IP, RS در منطقه رشم استان سمنان، سازمان سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Constable, S. C., Parker, R. L. and Constable, C. G., 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, **52**, 289-300.

Farquharson, C. G. and Oldenburg, D. W., 1993, Inversion of time domain electromagnetic data for a horizontally layered earth, *Geophys. J. Internat.*, **114**, 433-442.

زمین، که به داده‌های بسامد زیاد مربوط می‌شوند، شباهت بیشتری به هم دارند. به‌طور کلی می‌توان گفت که هرچند پاسخ‌های مدل زمین لایه‌ای واقعی‌تر هستند اما اگر هدف کارهای اکتشافی دقیق نباشد، می‌توان از مدل زمین همگن به دلیل سرعت زیاد محاسبات صرفاً در کارهای شناسایی، یعنی تعیین محل و نه عمق ساختارهای مقاومت ویژه، استفاده کرد.

تشکر و قدردانی

نگارندگان از مدیریت و کارشناسان بخش ژئوفیزیک هوایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به‌خاطر راهنمایی و نیز در اختیار قرار دادن داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد سپاس‌گزار می‌کنند.

پیوست

مشتقات جزئی ماتریس ژاکوبی از روش تحلیلی و مطابق با روشی که هوانگ و فریزر (۲۰۰۳) به کار گرفته‌اند محاسبه شده است. این ماتریس ژاکوبی تغییرات در مدل را به تغییرات در داده‌ها وابسته می‌کند و بنابراین عامل مهمی در مسئله معکوس است. برای محاسبه، باید مشتق مدل پیشرو را نسبت به پارامترهای مجهول مدل محاسبه کرد. چون مجهول در اینجا مقاومت ویژه است، پس مشتقات نسبت به این پارامتر محاسبه می‌شوند. تنها جمله‌ای که در مدل پیشرو (رابطه (۱) در متن مقاله) به مقاومت ویژه وابستگی دارد $R_0(\lambda)$ است، پس باید مشتقات $R_0(\lambda)$ را نسبت به پارامترهای ρ_l محاسبه کنیم:

$$R_0(\lambda) = \frac{(N_0 - Y_1)}{(N_0 + Y_1)} \quad (\text{پ-۱})$$

که در آن $N_0 = \frac{\lambda}{i \mu_0 \omega}$ و Y_l از رابطه بازگشتی زیر

محاسبه می‌شود:

$$Y_i = N_i \frac{Y_{i+1} + N_i \tanh(u_i d_i)}{N_i + Y_{i+1} \tanh(u_i d_i)} \quad (\text{پ-۲})$$

- conductive layered earth, *Geophysics*, **68**, 1211-1223.
- Mundry, E., 1984, On the interpretation of airborne electromagnetic data for the two-layer case, *Geophys. Prosp.*, **32**, 336-346.
- Sengpiel, K. P., 1988, Approximate inversion of airborne EM data from a multi-layered ground, *Geophys. Prosp.*, **36**, 446-459.
- Wait, J. R., 1982, *Geo-Electromagnetism*, Academic press.
- Farquharson C. G., Oldenburg, D .W. and Routh, P.S., 2003, Simultaneous 1D inversion of loop-loop electromagnetic data for magnetic susceptibility and electrical conductivity: *Geophysics*, **68**, 1857-1869.
- Fraser, D. C., 1978, Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system, *Geophysics*, **43**, 144-172.
- Huang, H. and Fraser, D. C., 2003, Inversion of helicopter electromagnetic data to a magnetic