

بررسی نتایج حاصل از اعمال الگوریتم وارون سازی اکام بر داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد در منطقه کلاته رشم

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

^۱ دانشجوی دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

^۲ استادیار، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

^۳ استادیار، گروه ژئوفیزیک، دانشگاه اویسالا، سوئد.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۷/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۱/۲۰

چکیده

داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد در حوزه‌های زمان و بسامد برداشت می‌شوند. در حوزه زمان، تغییرات زمانی میدان مغناطیسی ثانویه و در حوزه بسامد مقدار خود میدان مغناطیسی ثانویه اندازه‌گیری می‌شود. در این نوشتار داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد حوزه بسامد با اعمال روش معکوس سازی اکام به مقادیری از مقاومت ویژه تبدیل می‌شوند که خواص الکتریکی لایه‌های افقی زمین را نشان می‌دهند. در این بررسی، تعداد لایه‌ها بسیار بیشتر از تعداد داده‌هاست. پس با انتخاب مناسب یک تابع هدف و کمینه کردن آن با استفاده از روش کمترین مربعات، به گونه‌ای عمل می‌شود که هم متغیرهای مدل دارای کوچک‌ترین ساختار باشند و هم داده‌ها به حد کافی برازش شوند. از برتری‌های این روش نیاز نداشتن به مدل اولیه است و مدل آغازگر هرچه باشد به مدل نهایی همگرا می‌شود. اعمال این روش بر داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد حاصل از مدل‌های مصنوعی، نتایج قابل قبولی را تولید می‌کند. این روش همچنین بر داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد منطقه کلاته رشم در استان سمنان اعمال شده است. مقاطع و نقشه‌های به‌دست آمده، وجود ناحیه کماتی شکل را، که در نقشه زمین‌شناسی مشخص شده، تأیید می‌کنند. افزون بر آن، این نقشه‌ها نشان می‌دهند که این ناحیه کماتی سبترتر از آن است که در سطح برونزد دارد و علت آن وجود آبرفت‌های با سبتری تقریباً ۷ متر است که در این ناحیه نهشته شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: الکترومغناطیسی هوابرد، ماتریس ژاکوبین، مدل‌سازی پیشرو یک بعدی، وارون‌سازی اکام.

*نویسنده مسئول: فرزاد شیرزادی تبار

E-mail: fshirzadi@ut.ac.ir

۱- مقدمه

در بررسی‌های الکترومغناطیسی هوابرد در حوزه بسامد، داده‌ها می‌توانند به صورت‌های گوناگونی برداشت شوند، اما رایج‌ترین نوع پیکربندی دستگاه‌های مورد نظر شامل سامانه‌های هم‌صفحه افقی (HC) و هم‌محور (CA) هستند که در شکل ۱ نشان داده شده‌اند. پیچ‌های گیرنده و فرستنده معمولاً در دستگاهی به نام پرند (bird) قرار می‌گیرند و از پایین بالگرد آویزان می‌شوند. در این نوع دستگاه‌ها معمولاً فاصله بین پیچ‌های گیرنده و فرستنده در مقایسه با شعاع این پیچ‌ها آنقدر بزرگ است که فرستنده به صورت یک دو قطبی مغناطیسی افقی یا عمودی فرض شود و بنابراین ظاهر معادلات به صورت ساده‌تری درمی‌آید.

روش‌های مختلفی برای تفسیر داده‌های الکترومغناطیسی حوزه بسامد وجود دارند که برای به‌دست آوردن متغیرهای الکتریکی زمین به کار برده می‌شوند. این روش‌ها به‌طور کلی در دو دسته قرار می‌گیرند: (۱) تبدیل مستقیم داده‌ها برای یک مدل کلی مانند یک نیم‌فضا و (۲) وارون‌سازی داده‌ها برای یک مدل به‌ویژه مانند زمین لایه‌ای برتری روش‌های تبدیل مستقیم این است که برای یک ورودی داده شده، جوابی یکتا و غیر قابل تغییر به دست می‌دهند. اما عیب آنها، این است که معمولاً یک تصویر غیر واقعی از زمین‌شناسی تولید می‌کنند (Fraser, 1978). اما روش‌های وارون‌سازی، با تکرار و مقایسه برازش داده‌های برداشت شده و محاسبه شده، هرچند به کندی انجام می‌گیرند، اما تصاویر و مقاطعی به دست می‌دهند که دارای قدرت تفکیک بالایی است (Farquharson et al., 2003).

روش مورد استفاده ما در این مطالعه روش مسئله وارون (inverse problem) است که در آن داده‌ها و متغیرهای مدل به طور همزمان به بهینه مقدار خود می‌رسند، یعنی داده‌های به‌دست آمده از مدل محاسبه شده، بهترین برازش را با داده‌های اصلی داشته باشند در حالی که متغیرهای مدل از حد معمول خود خارج نشوند.

وارون‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی یک بعدی از گذشته تا به حال انجام گرفته است. بیشتر این مطالعات بر روی وارون‌سازی داده‌های سیستم هم‌صفحه افقی (HC) انجام گرفته‌اند که از بین آنها Glenn et al. (1973) بر اساس برازش

داده‌ها و Fullagar & Oldenburg (1984) بر اساس کمینه شدن نرم مدل این کار را انجام داده‌اند. از آن به بعد تلاش برای به‌دست آوردن مدل‌های بهتر توسط افراد مختلف انجام شد. (Farquharson et al., 2003) هم برای به‌دست آوردن همزمان رسانایی و مغناطیس‌پذیری لایه‌ها از داده‌های هوابرد از روش‌های وارون‌سازی استفاده کرده‌اند. هدف اصلی نوشتار حاضر اعمال الگوریتم وارون‌سازی اکام (Occam's inversion - Constable et al., 1987) بر داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد برای پیکربندی هم‌صفحه افقی بر روی زمین لایه‌ای یک بعدی است. تعداد لایه‌هایی که برای وارون‌سازی انتخاب می‌شود باید به اندازه کافی زیاد باشد که به صورت مناسبی ساختار رسانایی زمین را معرفی کند. سبتری هر لایه ثابت است و با افزایش ژرفا به صورت لگاریتمی افزایش می‌یابد.

۲- مدل‌سازی پیشرو یک بعدی

مسئله پیشرو در سامانه هم‌صفحه افقی، نیازمند محاسبه میدان مغناطیسی حاصل از یک دو قطبی مغناطیسی قائم است. نخستین بار Wait (1951) و پس از آن Frischknecht (1967) و همچنین Ward (1967) روابطی را برای میدان‌های مغناطیسی اولیه و ثانویه حاصل از یک پیچ افقی بر روی یک زمین لایه‌ای ارائه کرده‌اند. فرض کنید سامانه گیرنده و فرستنده مطابق شکل ۲ در ارتفاع h در روی یک زمین لایه‌ای قرار دارد. هر یک از لایه‌ها دارای رسانایی σ_i و سبتری ثابت h_i هستند. در اینجا فرض می‌شود که گذردهی دی الکتریکی و نفوذپذیری مغناطیسی ثابت و برابر با مقادیر آنها در خلأ باشند ($\mu = \mu_0, \epsilon = \epsilon_0$). میدان مغناطیسی اولیه توسط دو قطبی فرستنده ایجاد شده و داده‌ها در فاصله شعاعی r از آن اندازه‌گیری می‌شوند. مقدار r در برداشت‌های هوابرد بین ۶ تا ۸ متر است. در این شرایط، در یک زمین لایه‌ای، نسبت مؤلفه‌های عمودی میدان‌های مغناطیسی ثانویه به اولیه برای یک سامانه هم‌صفحه افقی به صورت زیر است (Wait, 1982):

$$\frac{H_z^s}{H_z^p} = -r^3 \int_0^\infty R_0(\lambda) e^{-\lambda(2h)} J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (1)$$

که J_{ij} را ماتریس حساسیت (sensitivity) یا ژاکوبین مشتق جزئی می‌نامیم و به صورت زیر تعریف می‌شود (به پیوست ۱ رجوع شود):

$$J_{ij} = \frac{\partial F_i}{\partial m_j} \quad i = 1, 2, \dots, N \quad , \quad j = 1, 2, \dots, M \quad (8)$$

پس می‌توانیم بنویسیم:

$$\Delta d_i = F_i(m^k + \Delta m) - F_i(m^k) = J_{ij} \Delta m \quad (9)$$

در اینجا Δd_i بردار اختلاف بین داده‌های اندازه‌گیری شده و پاسخ مدل و Δm بردار مجهولی است که باید حل شود و شامل اختلافات بین مدل به‌دست آمده جدید و مدل قبلی است. حال اکامین تکرار با بردار متغیرهای مدل m^k را در نظر بگیرید. در این صورت بردار متغیرهای مدل جدید به صورت $m^{k+1} = m^k + \Delta m$ خواهد بود. پس تابع هدف خطی شده ما در تکرار $k+1$ م به صورت زیر در می‌آید:

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

حال اگر قرار دهیم $\hat{d}(m^k) = d^{obs} - F(m^k) + J(m^k) m^k$ ، تابع هدف ما این‌گونه خواهد شد:

$$\Phi_{k+1} = \left\| W_d (\hat{d}(m^k) - J(m^k) m^{k+1}) \right\|^2 + \beta^2 \left\| W_m m^{k+1} \right\|^2 \quad (11)$$

بنابراین چون m^k دانسته فرض شده، کمینه شدن Φ_{k+1} فقط به m^{k+1} وابسته است. اگر از Φ_{k+1} نسبت به m^{k+1} مشتق گرفته و مساوی صفر قرار دهیم، به نتیجه زیر برای m^{k+1} می‌رسیم:

$$m^{k+1} = [J(m^k)^T W_d^T W_d J(m^k) + \beta^2 W_m^T W_m]^{-1} J(m^k)^T W_d^T W_d \hat{d}(m^k) \quad (12)$$

رابطه ۱۲ رابطه‌نهایی روش وارون‌سازی آکام است. مقدار عدم برازش (misfit) هم به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\chi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i - F_i}{s_i} \right)^2 \quad (13)$$

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

اگر اطلاعاتی از ساختار زیرسطحی زمین، مانند ژرفا یا ستبرای لایه‌ها و یا مقدار مقاومت ویژه آنها، که درستی آنها به اثبات رسیده باشد، در اختیار باشد می‌توان آنها را به عنوان اطلاعات اولیه یا مدل اولیه در فرایند وارون‌سازی جای داد. در این صورت فرایند وارون‌سازی به سمتی پیش می‌رود که پاسخ‌نهایی آن به این مدل اولیه نزدیک باشد. اما اگر هیچ مدل یا اطلاعات اولیه در اختیار نباشد، فرایند وارون‌سازی به سمتی پیش می‌رود که مدل به‌دست آمده کمترین ساختار (minimum structure) را داشته باشد در حالی که داده‌ها هم برازش شوند. در حقیقت این‌گونه نیست که در صورت نبود مدل اولیه، هیچ قید دیگری برای مدل به‌دست آمده وجود نداشته باشد. برازش داده‌ها تا یک حد مناسب، قیدی است که تضمین می‌کند، مدلی که با کمترین ساختار به‌دست آمده است، بهترین پاسخ برای فرایند وارون‌سازی است. نکته‌ای که در اینجا جای بحث دارد تفاوت مدل اولیه (primary or initial model) با مدل آغازگر (starting model) است. تفاوت این دو مدل در این است که مدل اولیه دارای اطلاعات مهمی در مورد ساختار مدل اصلی، مانند ستبرای ژرفای لایه‌ها، است اما مدل آغازگر فقط مدلی است که فرایند وارون‌سازی با آن شروع می‌شود و لزومی ندارد که پاسخ‌نهایی به آن نزدیک باشد. با شروع از یک مدل آغازگر، مدل به‌دست آمده در هر تکرار به مدل اصلی، که مورد نظر ما است، نزدیک‌تر 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 یا هر مقدار منطقی دیگری، به عنوان 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 وارون‌سازی به مدلی یکسان همگرا می‌شود. پیوست ۲، مقایسه مدل‌های به‌دست آمده با استفاده از دو مدل آغازگر متفاوت را نشان می‌دهد.

که در اینجا R_0 ضریب بازگشت موج الکترومغناطیسی از یک زمین لایه‌ای است که به ستبرای لایه‌ها، رسانایی الکتریکی آنها و نیز بسامد موج الکترومغناطیسی بستگی دارد، J_0 تابع بسل نوع اول مرتبه صفر و λ متغیر انتگرال‌گیری است.

۳- مسئله وارون

در اینجا از روش آکام برای حل مسئله وارون غیرخطی استفاده می‌شود. یک تابع هدف باید به گونه‌ای کمینه شود که داده‌ها را با منطق کمترین مربعات برازش کند. وارون‌سازی آکام، یک الگوریتم معروف برای مسائل غیر خطی است که توسط Constable et al. (1987) معرفی شد. Occam نام فیلسوف قرن چهاردهم است که بیان کرد توضیحات ساده‌تر باید همیشه به توضیحات پیچیده‌تر ترجیح داده شوند. انجام الگوریتم آکام بسیار راحت است و فقط به مدل پیشرو غیر خطی $F(m)$ و ماتریس ژاکوبین آن نیاز دارد و در عمل به خوبی کار می‌کند. ایده اساسی وارون‌سازی غیر خطی آکام، استفاده تکراری از خطی‌سازی محلی است. در زیر چگونگی انجام یک عملیات وارون‌سازی آکام شرح داده می‌شود.

بردار داده‌های d به صورت مجموعه‌ای از داده‌های اندازه‌گیری شده تعریف می‌شود:

$$d = [d_1 \ d_2 \ \dots \ d_N]^T \quad (2)$$

و بردار متغیرهای مدل m هم به صورت یک سری از متغیرهای مجهول تعریف می‌شود:

$$m = [m_1 \ m_2 \ \dots \ m_M]^T \quad (3)$$

که N تعداد داده‌ها و M تعداد متغیرهای مدل و T نشانه ترانپوز است. ارتباط تابعی بین متغیرهای مدل و داده‌ها به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$d_i = F_i(m) \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (4)$$

که در اینجا F یک عملگر غیر خطی است که با اعمال آن بر m داده‌ها به دست می‌آیند. در اینجا هدف اصلی ما در روش وارون‌سازی، به‌دست آوردن مدلی است که از نظر ژئوفیزیکی قابل تفسیر باشد و بتواند مشاهدات را به طور مناسبی بازسازی کند. این امر با کمینه کردن تابع هدف مدل صورت می‌گیرد در حالی که داده‌ها هم به طور مناسبی برازش شوند (Constable et al., 1987; Oldenburg, 1994).

بنابراین مسئله وارون را می‌توان به صورت زیر بیان کرد:

$$\min \phi_m = \left\| W_m m \right\|^2 \quad \text{subject to} \quad \phi_d = \left\| W_d (d^{obs} - F(m)) \right\|^2 \quad (5)$$

که W_m ماتریس وزنی $M \times M$ مدل (Farquharson and Oldenburg, 1993)، علامت $\| \cdot \|$ بیانگر اندازه، W_d ماتریس وزنی داده‌ها، که یک ماتریس قطری با مؤلفه‌های برابر با عکس انحراف معیار (خطا) هر داده است، و d^{obs} هم بردار داده‌های دیده شده با طول N هستند. ماتریس W_d به گونه‌ای روی داده‌ها عمل می‌کند که آن داده‌ای که خطای کمتری دارد، وزن بیشتری می‌گیرد و بالعکس. در حقیقت ما با یک مسئله بهینه‌سازی روبرو هستیم و باید تابع هدف زیر را کمینه کنیم:

$$\Phi = \left\| W_d (d^{obs} - F(m)) \right\|^2 + \beta^2 \left\| W_m m \right\|^2 \quad (6)$$

که در اینجا β متغیر تعادل است که تعادلی میان کمینه شدن متغیرهای مدل و اختلاف داده‌های دیده شده و به‌دست آمده برقرار می‌کند. در هر تکرار، بهترین مقدار برای متغیر تعادل به گونه‌ای انتخاب می‌شود که داده‌ها برازش شوند. در صورتی که داده‌ها برازش نشوند، آن مقدار از متغیر تعادل انتخاب می‌شود که بهترین برازش را به دست بدهد (Constable et al., 1987). تابع هدف زمانی کمینه می‌شود که مشتق آن نسبت به متغیرهای مجهول صفر باشد یعنی $\frac{\partial \Phi}{\partial m} = 0$. برای مسائل الکترومغناطیسی هواپرد، تابع $F(m)$ به طور کامل غیرخطی است. برای این‌که مسئله را به طور محلی خطی کنیم، $F(m)$ را حول یک بردار متغیر مدل m^k معلوم بسط تیلور می‌دهیم و فقط مشتق مرتبه اول را نگه می‌داریم و مشتقات مرتبه‌های بالاتر را حذف می‌کنیم:

$$F_i(m^k + \Delta m) = F_i(m^k) + J_{ij} \Delta m \quad (7)$$

(Farquharson et al., 2003). برای محاسبه تمام مدل‌ها، مدل آغازگر به صورت یک نیم‌فضای ۱۰ اهم متری انتخاب شده است. عمل تکرار در فرایند وارون‌سازی باید آتقدر ادامه یابد که به مقدار عدم برازش مطلوب برسیم. اگر خطای داده‌ها به صورت گوسی باشد، این مقدار عدم برازش مطلوب بر اساس رابطه ۱۳، برابر با ۱ خواهد بود. بنابراین تا زمانی که χ^2 بزرگ‌تر از ۱ باشد باید عمل تکرار ادامه یابد. اگر مقادیر خطاها به درستی برآورد شده باشند، با انجام چند عمل تکرار، به مقدار عدم برازش نزدیک به ۱ خواهیم رسید. در غیر این صورت هر چه هم که تعداد تکرارها زیاد باشد، مقدار عدم برازش ممکن است به ۱ نزدیک نشود. یعنی چون مقادیر درستی در مورد خطاهای داده‌ها در اختیار نداریم، ممکن است در نقاطی، مقادیر بالایی برای عدم برازش داشته باشیم. به همین دلیل، برای اینکه مدت زمان انجام محاسبات خیلی زیاد نشود، تعداد تکرارها را به ۱۰ تکرار محدود نموده‌ایم. لازم به یادآوری است که مقدار خطای تخصیص داده شده به هر داده، که برابر ۱ درصد از مقدار هر داده است، مقدار معمول خطا در برداشت‌های الکترومغناطیسی هواپرد است (Farquharson et al., 2003) و لزوماً خطای واقعی به این مقدار نیست و ممکن است بیشتر از این هم باشد. برای انتخاب متغیر تعادل β ، در هر تکرار ۲۰ مقدار اولیه، با یک محدوده بزرگ از ۱ تا ۵۰۰، برای متغیر تعادل در نظر گرفته شد و بهترین انتخاب برای این متغیر در همان تکرار، آن مقداری در نظر گرفته شد که کمترین مقدار عدم برازش را به دست می‌داد. در شکل ۵ مقطع به‌دست آمده از اعمال فرایند وارون‌سازی بر داده‌های پرواز شماره L30792، که در مرکز منطقه مورد بررسی قرار دارد، به همراه منحنی عدم برازش برای این خط پرواز نشان داده شده است.

مهم‌ترین ساختارهایی که در این مقطع دیده می‌شوند یکی رولایه‌ای رسانا در ایستگاه‌های حدود ۳۰ تا ۶۰ و دیگری ساختاری در بین ایستگاه‌های ۵۰ تا ۹۰ است که به نظر می‌رسد به صورت دایک یا توده‌ای نفوذی باشد که از نظر الکتریکی مقاوم است. این ساختار در نقشه زمین‌شناسی، پایین‌تر از توده کمانی و پهن‌تر از آن است و به احتمال زیاد ادامه همان توده از جنس آندزیت پورفیری است که از آبرفت پوشیده شده است. افزون‌براین یک رولایه تا ژرفای حدود ۱۰ متری در کل مقطع دیده می‌شود که احتمالاً به علت آبرفت‌هایی است که از مناطق بالادستی بر روی این منطقه نهشته شده است. شکل ۶ هم مقاطع به‌دست آمده از وارون‌سازی ۱۱ خط پرواز را، که در این تحقیق استفاده شده‌اند، در کنار هم نشان می‌دهد.

در شکل ۷، هشت نقشه مقاومت ویژه که مربوط به لایه‌های مختلف زمین در منطقه مورد نظر هستند، به همراه نقشه زمین‌شناسی برای مقایسه، نمایش داده شده‌اند. ژرفای هر یک از نقشه‌ها در بالای آنها مشخص شده است. مقیاس مقاومت ویژه برای همه نقشه‌ها یکسان بوده و در کنار نقشه‌ها نشان داده شده است.

در نقشه سطح زمین، توده‌هایی با مقاومت ویژه بسیار پایین دیده می‌شوند که توسط ساختاری با مقاومت ویژه بالاتر قطع شده‌اند. تعدادی توده با مقاومت ویژه بالا هم به صورت پراکنده دیده می‌شوند. در نقشه ژرفای ۳/۳ متری اصلاً ساختاری با مقاومت ویژه پایین در شمال خاور منطقه دیده نمی‌شود، بنابراین این ساختار ژرفا و ستبرای زیادی ندارد. از سوی دیگر مقدار مقاومت ویژه به‌طور کلی بالاتر رفته و نیز توده‌های مقاوم پهن‌شدگی بیشتری پیدا کرده‌اند. نقشه بعدی در ژرفای ۷/۷ متری هم محو شدن بیشتر ساختار رسانا در جنوب منطقه و پهن‌شدگی بیشتر ساختار مقاوم را نشان می‌دهند. افزون‌براین در این نقشه، توده‌های مقاوم به صورت یک ساختار به هم پیوسته درآمده‌اند که نشان می‌دهد آنها از یک منشأ هستند. در ژرفای ۱۳/۵ متری ساختار مقاوم دیگری در بالای این ساختار مقاوم کمانی شکل در بخش شمال خاوری منطقه پدیدار شده که روند آن مشابه با ساختار کمانی است. همین ساختارها در نقشه ژرفای ۲۱/۳ هم وجود دارند با این تفاوت که مقدار مقاومت ویژه ساختار کمانی شکل با افزایش ژرفا، افزایش یافته و همچنین پهن‌شدگی آن، که بیشتر از سمت جنوب است، بیشتر شده است. از سوی دیگر، توده‌های رسانایی که

در شکل ۳ نتایج حاصل از اعمال این روش وارون‌سازی بر داده‌های مصنوعی حاصل از یک مدل سه لایه، که به داده‌ها یک نوفه تصادفی گوسی با انحراف معیار ۱ درصد مقدار هر داده اضافه شده، نشان داده شده است. مدل در نظر گرفته شده برای وارون‌سازی یک مدل ۳۰ لایه تا ژرفای ۱۲۰ متری است. مدل به دست آمده، که تا حد زیادی به مدل مصنوعی نزدیک است، پس از ۷ تکرار به مقدار عدم برازش برابر با ۱/۰۰۷ رسیده است که نشان از بازسازی قابل قبول داده‌ها دارد.

۴- وارون‌سازی داده‌های واقعی

۴-۱. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

گستره مورد مطالعه که در جنوب دامغان و خاور سمنان و در پهنه ساختاری ایران مرکزی و در مرکز نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم قرار دارد، دارای تنوع ترکیب سنگ‌شناختی است. عوامل فرسایشی باعث ایجاد ریخت‌شناسی مختلفی، مانند شکل دره‌ها و شکل آبراهه‌ها، شده است. منطقه مورد مطالعه شامل نهشته‌های کربناتی در دو سوی تنگه رشم و واحدهای آهکی- دولومیتی دگرگون شده با ارتفاع زیاد است. در مناطق پست‌تر، سنگ‌های آتشفشانی، شیست‌ها و اسلیت‌های دگرگون‌شده دیده می‌شود (عامری و همکاران، ۱۳۸۸). اما در میان تمامی ساختارهای موجود در این منطقه، یک رخنمون مشخص به شکل کمان از جنس آندزیت پورفیری دیده می‌شود که بخشی از آن در اثر فرسایش خرد شده و بخش‌هایی از آن توسط آبرفت پوشیده شده است. اصلی‌ترین منشأ این آبرفت‌ها ساختاری شامل کلریت اپیدوت- شیست، میکاشیست و کوارتزیت با رگه‌های سفید کوارتزی مربوط به دوره اول و در شمال منطقه و همچنین ساختاری با توف‌های بلورین داسیتی سفید تا آبی و توف‌های پرشی مربوط به دوره سوم است. این آبرفت‌ها در مسیر خود از ساختارهای گدازه‌ای آندزیتی درشت بلور و یا با ساختار پرشی همراه با توف‌های مربوطه به رنگ قهوه‌ای یا قرمز عبور می‌کنند و بخشی از سنگ‌ها و خاک‌های این مناطق را با خود حمل می‌کنند. در بخش شمال خاوری هم آبرفت‌هایی با جنس توف، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، شیست، میکاشیست، گدازه‌های آندزیت بازالتی، سنگ‌های فراابزیک و مرمر که از ساختارهای آتشفشانی دگرگون شده دوره اول عبور می‌کنند، قرار دارند. شکل ۴ نقشه منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد که از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم برگرفته شده است.

۴-۲. برداشت داده‌ها: دستگاه الکترومغناطیسی هواپرد در سال ۲۰۰۱ میلادی توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور از شرکت کانادایی فوگرو خریداری شده است. اولین پروژه در زمستان ۱۳۸۱ با حضور کارشناسان شرکت فوگرو در دامغان شروع شد و پس از انتقال دانش فنی و کارشناسی، ادامه پروژه در سال ۱۳۸۲ توسط کارشناسان داخلی پایان یافت. در فرایند انجام این پروژه، فاصله خطوط پرواز ۲۰۰ متر و ارتفاع پرنده از سطح زمین بین ۳۰ تا ۶۰ متر بوده است. گیرنده الکترومغناطیسی شامل سه جفت سیم‌پیچ هم‌صفحه افقی با بسامدهای ۸۷۵، ۴۹۲۰ و ۳۳۰۰۰ هرتز و دو جفت سیم‌پیچ هم‌محور با بسامدهای ۹۲۷ و ۴۴۹۰ هرتز است. میزان جدایی تمامی جفت سیم‌پیچ‌ها هم ۶/۴ متر است. دستگاه مغناطیس سنج هم در داخل پرنده به همراه ارتفاع‌سنج لیزری قرار دارد. یک دستگاه GPS به همراه آنتن آن در بالگرد نصب شده که همزمان با ثبت داده‌ها موقعیت طول و عرض و ارتفاع جغرافیایی را ثبت می‌کند. در این بررسی فقط از داده‌های الکترومغناطیسی برداشت شده از پیکربندی هم‌صفحه افقی استفاده شده است.

۴-۳. اعمال الگوریتم وارون‌سازی بر داده‌های واقعی منطقه کلاته رشم: برای

انجام فرایند وارون‌سازی بر داده‌های واقعی و به دلیل کم بودن ژرفای نفوذ روش هواپرد الکترومغناطیسی، زمین به صورت یک زمین ۲۰ لایه تا ژرفای ۶۰ متری در نظر گرفته شده است که لایه آخر یک نیم‌فضای همگن است. افزون‌براین چون مقادیر عدم قطعیت در داده‌ها مشخص نیست، یک نوفه تصادفی گوسی با انحراف معیار ۱ درصد مقدار هر داده به عنوان مقدار خطای همان داده در نظر گرفته شد

۵- نتیجه‌گیری

روش آکام در بازسازی مقادیر مقاومت ویژه یا رسانایی لایه‌های زمین به خوبی عمل می‌کند. روش‌هایی که برای مدل‌سازی از داده‌های الکترومغناطیسی استفاده می‌کنند، معمولاً در تشخیص توده‌های مقاوم الکتریکی که در زیر توده‌های رسانا قرار گرفته‌اند، کارآیی کامل ندارند در حالی که پاسخ‌های به‌دست آمده از روش وارون‌سازی نشان می‌دهند که این روش قادر به بازسازی توده مقاوم در زیر توده رسانا است. افزون‌براین در این روش می‌توان تعداد لایه‌ها را برای داشتن تفکیک بیشتر افزایش داد و تعداد نقشه‌های زیادی را که هر یک به ژرفای ویژه‌ای مربوط می‌شوند به دست آورد و از این نظر این روش بر روش‌های تبدیل مستقیم داده‌ها برتری ویژه‌ای دارد؛ هرچند که مدت زمان انجام عملیات بالاتر می‌رود. مسئله مهم دیگر این است که با این روش در این روش از اطلاعات اولیه برای به‌دست آوردن مدل استفاده نشده است، اما مدل‌های به‌دست آمده قابل قبول هستند و داده‌های مشاهده شده را به خوبی برازش کرده‌اند.

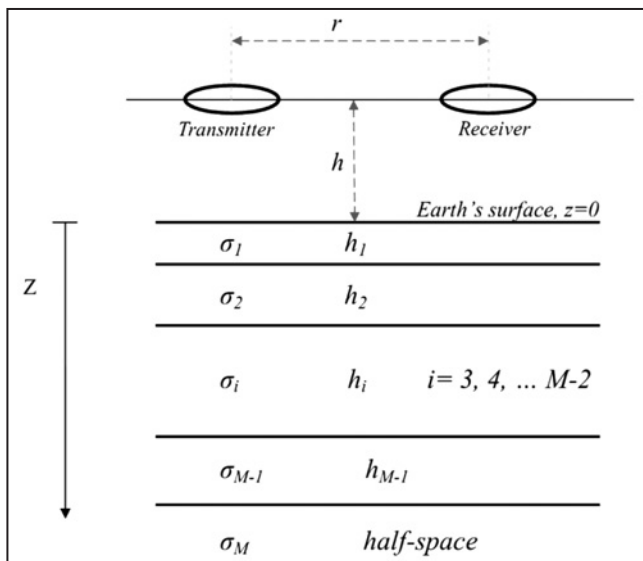
نتایج به دست آمده از اعمال این روش بر داده‌های منطقه کلاته رشم نشان می‌دهد که سطح منطقه توسط آبرفت‌هایی به ستبرای تقریبی ۷ متر پوشیده شده است که البته در مناطق پایین‌تر این ستبرای بیشتر می‌شود. همچنین ساختار کمانی دیده شده در نقشه زمین‌شناسی، که از جنس آندزیت پورفیری است، دارای پهنای بیشتر و دارای شیبی به سمت داخل کمان است که بخش‌هایی از آن در سمت جنوبی پروژندگی این ساختار، در زیر آبرفت پنهان شده است. شباهت زیاد نقشه‌های مربوط به ژرفای ۴۵ و ۵۰ متری هم نشان‌دهنده حد ژرفای نفوذ روش الکترومغناطیس هوابرد حوزه بسامد در این منطقه است.

سپاسگزاری

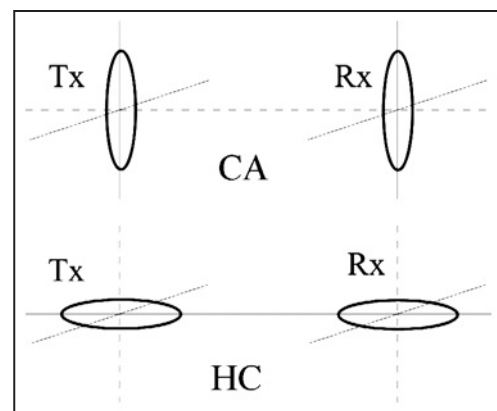
از همکاری جناب آقای مهندس محمدی، ریاست بخش ژئوفیزیک هوایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برای در اختیار قرار دادن داده‌های هوابرد الکترومغناطیسی و همچنین راهنمایی‌های آقایان خیرالهی، سبطی و رضوی، از مهندسان سازمان زمین‌شناسی، سپاسگزاری می‌شود.

به صورت پراکنده در پایین ساختار کمانی شکل در جنوب آن قرار داشتند، دوباره شروع به گسترش کرده‌اند و تا ژرفای ۳۱/۵ متری گسترش آنها همچنان ادامه دارد. در این ژرفا، دیگر نمی‌توان توده‌های رسانا را توده‌هایی پراکنده نامید، چرا که به هم متصل شده و خود ساختاری رسانا را شکل داده‌اند. همچنین در این ژرفا، مرز ساختار کمانی شکل با ساختارهای اطراف آن یک مرز مشخص است. در نقشه‌های با ژرفاهای بیشتر به نظر نمی‌رسد که تغییرات زیادی در مقایسه با نقشه ژرفای ۳۱/۵ متری داشته باشیم، هرچند که تغییرات جزئی قابل مشاهده هستند. این که از ژرفای حدود ۳۱/۵ متر به بعد نمی‌توانیم تغییرات قابل ملاحظه‌ای را تشخیص دهیم، می‌تواند بیانگر این باشد که ژرفای نفوذ سیگنال‌های الکترومغناطیسی در بسامدهایی که استفاده شده است، بیش از این مقدار نبوده است و در عمل ژرفای کاوش در این منطقه و با این بسامدها به همین مقدار محدود می‌شود.

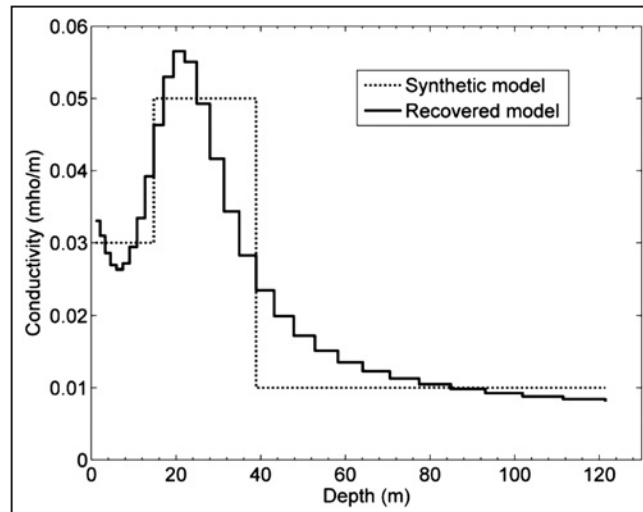
در مقایسه همه این نقشه‌ها با هم، آنچه که بیشتر از همه مورد توجه است، ساختاری با مقاومت ویژه بالا و تقریباً کمانی شکل است که از ژرفای حدود ۷ متری نمایان شده و احتمالاً تا ژرفای زیاد ادامه دارد و با توجه به نقشه زمین‌شناسی، به احتمال از جنس آندزیت پورفیری است. این ساختار پهن‌تر از آن است که در نقشه زمین‌شناسی مشخص شده است. بنابراین می‌توان نتیجه‌گیری کرد که آبرفت‌هایی با ستبرای تقریباً ۷ متری سطح این منطقه را پوشانده است و کل این ساختار، که به احتمال توده‌ای نفوذی و به شکل دایک است، در سطح زمین برونزد خیلی کمی دارد. همچنین با توجه به مقادیر مقاومت ویژه در لایه‌های مختلف، می‌توان درک کرد که مقاومت ویژه لایه‌های سطحی، بسیار کمتر از لایه‌های ژرفایی است. از آنجا که داده‌ها در فصل زمستان برداشت شده‌اند ممکن است نفوذ آب در داخل آبرفت‌های این منطقه، باعث بیشتر شدن رسانایی الکتریکی در سطح شده باشد، اما ساختارهای ژرف‌تر، هم به دلیل یک دست بودن و هم به دلیل این که آب در آنها نفوذ نکرده، مقاومت ویژه بالاتری دارند. ناحیه دایره‌ای درون کمان، که از بررسی نقشه زمین‌شناسی شامل رسوبات آبرفتی است، دارای مقاومت ویژه کمتری نسبت به خود کمان است و در آن مناطق با مقاومت ویژه بسیار کم، هم به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند. افزون‌براین با توجه به ترتیب نمایان شدن توده کمانی شکل در ژرفاهای مختلف، می‌توان درک کرد که این ساختار دارای شیبی به سمت درون کمان است.



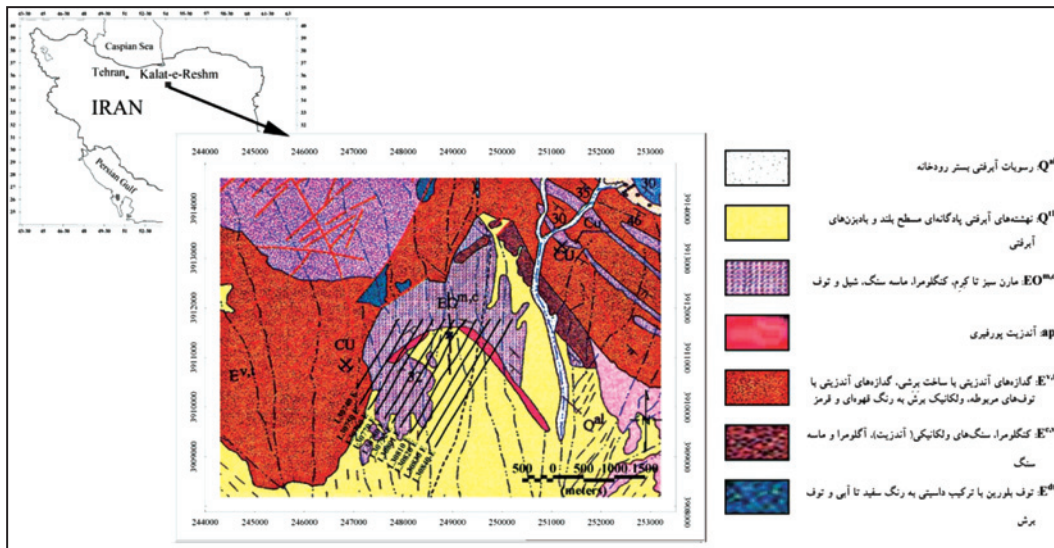
شکل ۲- هندسه سامانه هم صفحه افقی. یک پیچه فرستنده در ارتفاع h در روی سطح یک زمین یک بعدی قرار گرفته است. گیرنده در فاصله شعاعی r از فرستنده قرار دارد. زمین به صورت M لایه مدل شده که رسانایی در لایه i ام برابر σ_i است.



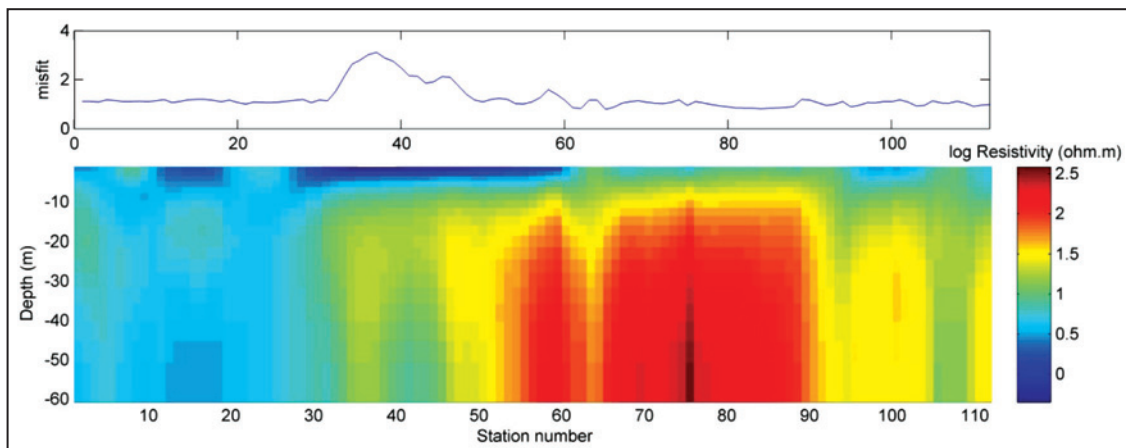
شکل ۱- پیکربندی‌های معمول در برداشت‌های الکترومغناطیسی هوابرد: هم‌صفحه افقی (HC) و هم‌محور (CA). T_x و R_x به ترتیب پیچه‌های فرستنده و گیرنده هستند.



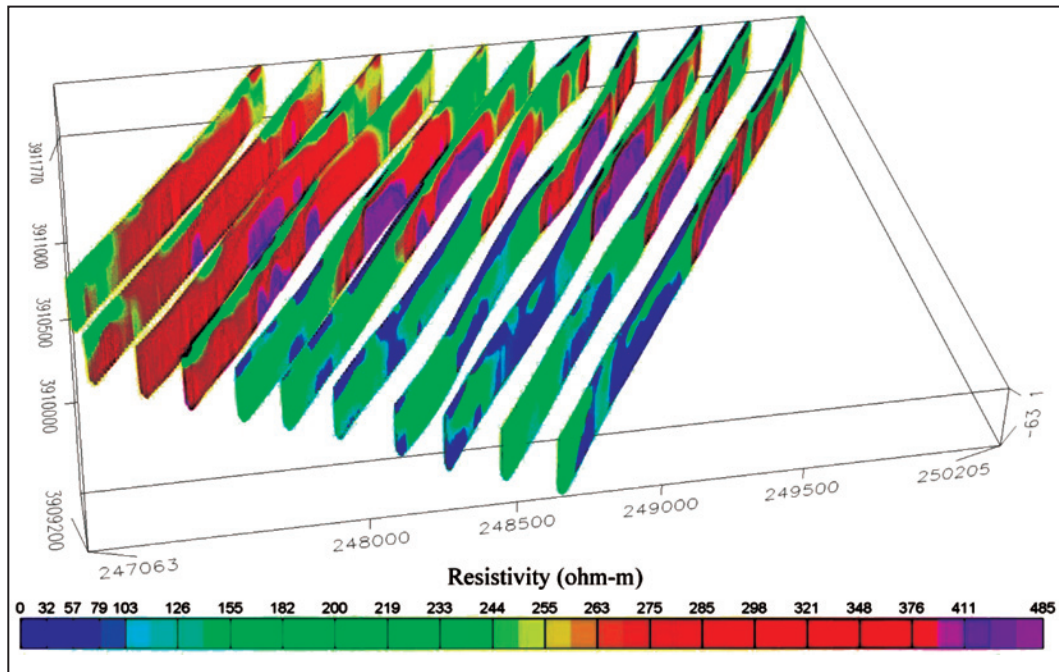
شکل ۳- مدل بازسازی شده (خطوط توپر) توسط اعمال روش وارون‌سازی بر داده‌های مدل مصنوعی سه لایه (نقطه‌چین).



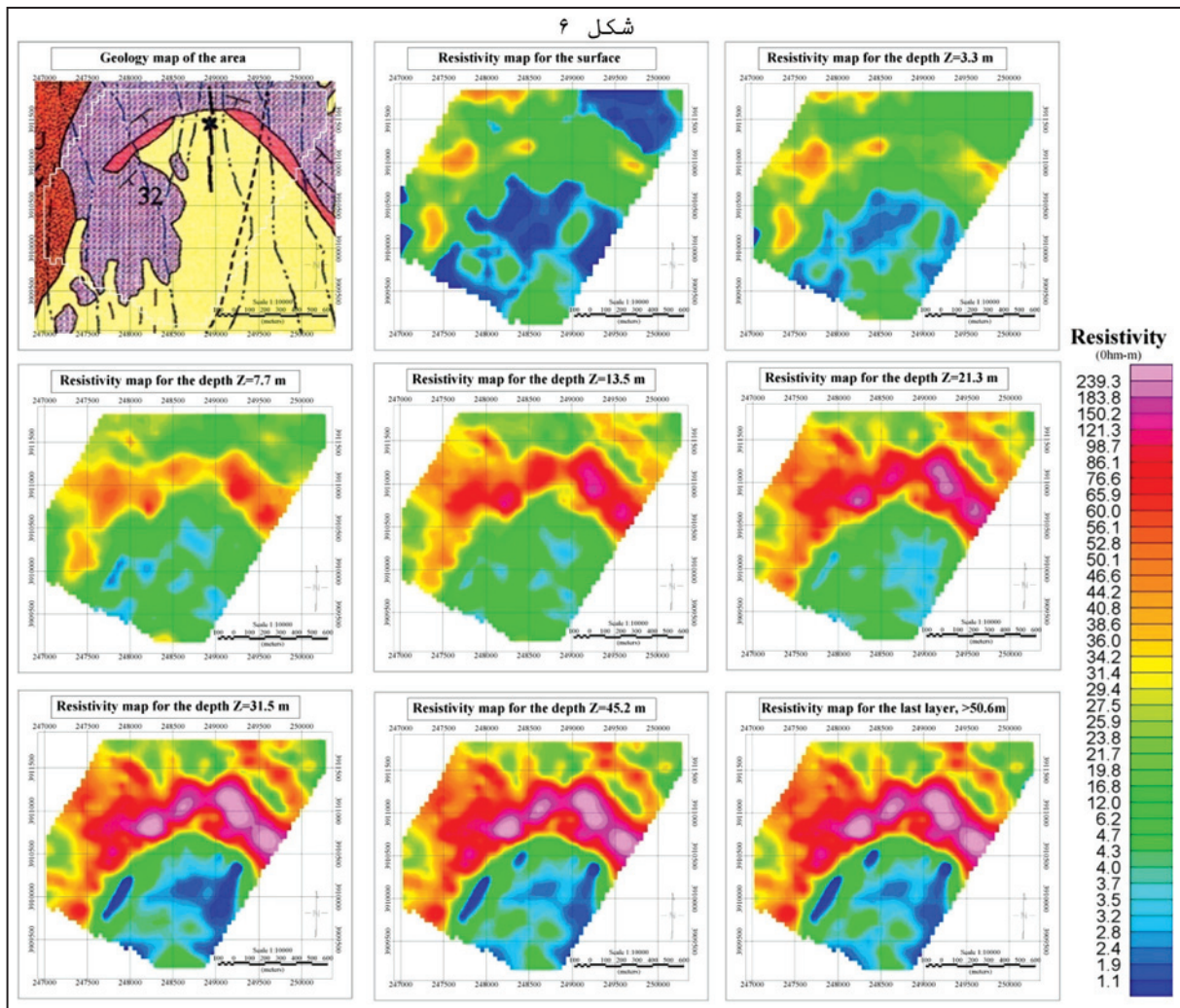
شکل ۴- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه خطوط پرواز، در کنار موقعیت جغرافیایی آن در ایران (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).



شکل ۵- مقطع مقاومت ویژه به‌دست آمده از وارون‌سازی داده‌های برداشت شده بر روی خط پرواز شماره L30792.



شکل ۶- مقاطع مقاومت ویژه حاصل از وارون‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هوابرد برای ۱۱ خط پرواز مشخص شده در نقشه زمین‌شناسی منطقه.



شکل ۷- نقشه‌های مقاومت ویژه الکتریکی از ژرفاهای مختلف زمین در منطقه کلاته رشم. ژرفای هر نقشه در بالای آن مشخص شده است. نقشه زمین‌شناسی به همراه مرز منطقه مورد مطالعه در گوشه بالا سمت چپ مشخص است.

پیوست ۱

مشتقات پاره‌ای ماتریس ژاکوبین از روش تحلیلی و مطابق با روشی که (Huang & Fraser, 2003) به کار گرفته‌اند، محاسبه شده است. این ماتریس ژاکوبین 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 متغیرهای مجهول مدل محاسبه کرد. چون مجهول در اینجا مقاومت ویژه است، پس مشتقات نسبت به این متغیر محاسبه می‌شوند. تنها جمله‌ای که در مدل پیشرو (رابطه ۱ در متن مقاله) به مقاومت ویژه وابسته است $R_0(\lambda)$ است، پس باید مشتقات $R_0(\lambda)$ را نسبت به متغیرهای ρ_i محاسبه کنیم:

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

که در آن $N_0 = \frac{\lambda}{i \mu_0 \omega}$ و Y_1 از رابطه بازگشتی زیر محاسبه می‌شود:

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

که در این رابطه $d_i = \frac{i \mu_0 \omega}{\rho_i}$ ، $u_i = (\lambda^2 + \gamma_i^2)^{1/2}$ ، $N_i = \frac{u_i}{i \mu_0 \omega}$

ستبرای لایه‌ها هستند. با داشتن این روابط از مدل پیشرو می‌توانیم بنویسیم:

پ ۳)

$$\frac{\partial R_0(\lambda)}{\partial \rho_i} = \frac{-\frac{\partial Y_1}{\partial \rho_i} (N_0 + Y_1) - \frac{\partial Y_1}{\partial \rho_i} (N_0 - Y_1)}{(N_0 + Y_1)^2} = \frac{-2N_0}{(N_0 + Y_1)^2} \frac{\partial Y_1}{\partial \rho_i}$$

که ρ_i مقاومت ویژه در لایه i ام است. همچنین می‌توانیم با استفاده از قاعده مشتقات زنجیری بنویسیم:

$$\frac{\partial Y_1}{\partial \rho_i} = \frac{\partial Y_1}{\partial Y_2} \frac{\partial Y_2}{\partial Y_3} \dots \frac{\partial Y_{i-1}}{\partial Y_i} \frac{\partial Y_i}{\partial \rho_i} \quad (۴)$$

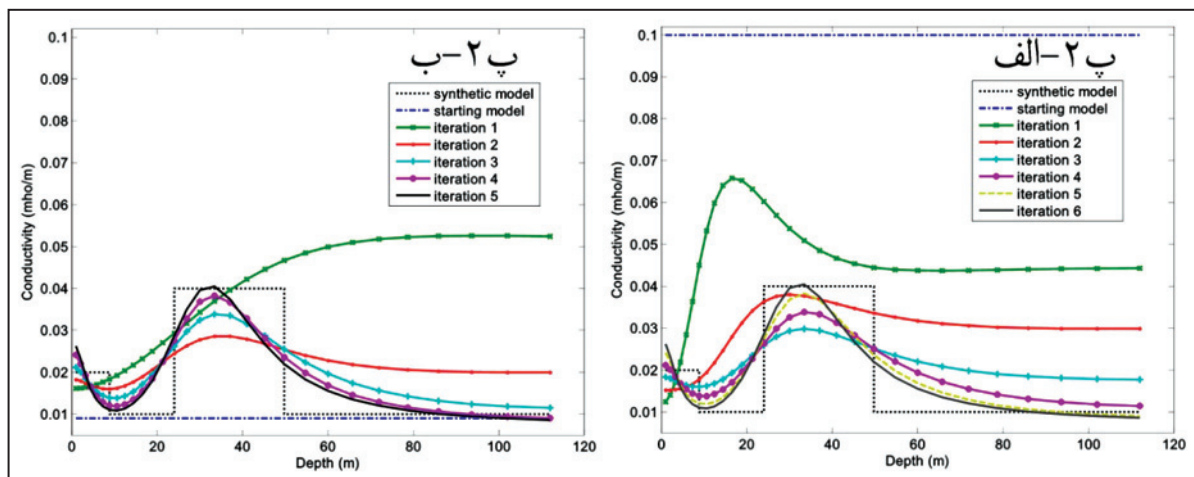
و با استفاده از رابطه بازگشتی $Y_i = N_i \frac{Y_{i+1} + N_i \tanh(u_i h_i)}{N_i + Y_{i+1} \tanh(u_i h_i)}$ می‌توانیم بنویسیم:

$$\frac{\partial Y_i}{\partial Y_{i+1}} = \frac{N_i^2 [1 - \tanh^2(u_i h_i)]}{[N_i + Y_{i+1} \tanh(u_i h_i)]^2} \quad (۵)$$

و مشتق Y_1 نسبت به متغیر ρ_i در لایه i ام را هم می‌توانیم محاسبه کنیم. در نهایت با جایگزین کردن روابط به دست آمده، $\frac{\partial R_0(\lambda)}{\partial \rho_i}$ را محاسبه می‌کنیم (Huang & Fraser, 2003).

پیوست ۲

در این پیوست، مدل‌های به دست آمده با استفاده از دو مقدار مختلف برای مدل آغازگر با هم مقایسه شده‌اند. مقایسه دو شکل زیر نشان می‌دهد که با وجود این که مدل آغازگر متفاوت است و همچنین هیچ اطلاعات اولیه‌ای هم استفاده نشده است، اما پاسخ فرایند معکوس سازی در نهایت یکسان است؛ هر چند که مدل شکل پ ۲-الف، با مدل آغازگر برابر با ۱۰ اهم متر یا رسانایی ۰/۱ موهو بر متر، با یک تکرار بیشتر نسبت به مدل شکل پ ۲-ب، با مدل آغازگر برابر با ۱۱۱ اهم متر یا رسانایی ۰/۰۰۹ موهو بر متر، به مدل نهایی همگرا شده است. در واقع اگر مدل آغازگر انتخاب شده، از مدل اصلی دورتر باشد مسئله معکوس با استفاده از تعداد تکرارهای بیشتری به مدل نهایی همگرا می‌شود.



شکل پ ۲-الف) مدل آغازگر دارای مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر یا رسانایی ۰/۱ موهو بر متر و پ ۲-ب) دارای مقاومت ویژه ۱۱۱ اهم متر یا رسانایی ۰/۰۰۹ موهو بر متر است اما با این حال مدل نهایی یکسان است.

کتابنگاری

عامری، ع.، رضوی، س.ا. و جعفری، ف.، ۱۳۸۸- بررسی بی‌هنجاری‌های ژئوفیزیک هوایی با روش مغناطیس‌سنجی و RS, IP در منطقه رشم - استان سمنان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۱۴ صفحه.

References

- Constable, S. C., Parker, R. L. & 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. & Oldenburg, D. W., 1993- Inversion of time domain electromagnetic data for a horizontally layered earth: *Geophys. J. Internat.*, 114, 433-442.
- Farquharson, C. G., Oldenburg, D. W. & 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.
- Frischknecht, F. C., 1967- Fields about an oscillating magnetic dipole over a two-layer earth and application to ground and airborne electromagnetic surveys: *Quarterly of the Colorado School of Mines*, 62, No. 1.
- Fullagar, P. K. & Oldenburg, D. W., 1984- Inversion of horizontal loop electromagnetic frequency sounding: *Geophysics*, 49, 150-164.
- Huang, H. & Fraser, D. C., 2003- Inversion of helicopter electromagnetic data to a magnetic conductive layered earth, *Geophysics*, 68, 1211-1223.
- Glenn, W. E., Ryu, J., Ward, S. H., Peeples, W. J. & Phillipps, R. J., 1973- The inversion of vertical magnetic dipole sounding data: *Geophysics*, 38, 1109-1129.
- Oldenburg, D. W., 1994- Practical strategies for the solution of large scale electromagnetic inverse problems: *Radio Science*, 26, 1081-1099.
- Wait, J. R., 1951- The magnetic dipole over the horizontally stratified earth: *Canadian Journal of Physics*, 29, 577-592.
- Wait, J. R., 1982- *Geo-Electromagnetism*, Academic press, 268 p.
- Ward, S. H., 1967- Electromagnetic theory for geophysical applications, in Ward, S. H., Ed., *Mining geophysics*, 2, Theory: Soc. Expl. Geophys., 13-196.