

بررسی ساختارهای ناهمسانگرد الکتریکی دوبعدی با استفاده از داده‌های مگنتوتلوریک

منصوره منتاهی^۱، بهروز اسکویی^۱، هایریش براسه^۲ و گرهارد کاپینوز^۲

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

^۲ دانشکده علوم زمین‌شناسی، دانشگاه برلین، برلین، آلمان.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۳/۲۳

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۳/۱۳

چکیده

بررسی‌های انجام شده در این پژوهش نشان می‌دهند که اعمال الگوریتم‌های وارون‌سازی دو بعدی خاص مدل‌های همسانگرد بر روی یک مجموعه داده مگنتوتلوریک (MT) متأثر از ناهمسانگردی، می‌تواند کلان ناهمسانگردی (macroanisotropy) را به‌طور مطلوبی بازیابی کند. در ابتدا نحوه اثرگذاری حضور ناهمسانگردی الکتریکی در مراحل معمول تفسیر داده‌های MT شامل تحلیل بعدیت و وارون‌سازی دوبعدی، بررسی شده است. به این منظور دو رخسار ناهمسانگرد (بلوک ناهمسانگرد و لایه ناهمسانگرد) که هر دو بخشی از مدل‌های کلاً دو بعدی را تشکیل می‌دهند، لحاظ شده و در هر مورد اثر روندهای ناهمسانگردی و تباین‌های مقاومت ویژه متفاوت بر تحلیل بعدیت و رفتار بردارهای القا بررسی شده است. این بررسی‌ها نشان می‌دهند که از تحلیل بعدیت داده‌های MT متأثر از ناهمسانگردی، سویی نزدیک به روند ناهمسانگردی را می‌توان برگزید. پس از چرخش داده‌ها در امتداد این جهت، انجام وارون‌سازی دوبعدی، ناهمسانگردی را به‌صورت قابل قبولی به شکل کلان‌ناهمسانگردی بازیابی می‌کند. این رویکرد در مورد یک مجموعه داده صحرائی که حضور ناهمسانگردی پیش‌تر در مورد آن تأیید شده، آزمایش شده است. نتایج این تحلیل نشان می‌دهد که ناهمسانگردی موجود در داده‌های واقعی به‌نحو مطلوبی به‌شکل کلان‌ناهمسانگردی در مدل نهایی حاصل از وارون‌سازی نمود یافته است.

کلیدواژه‌ها: مگنتوتلوریک، ناهمسان‌گردی الکتریکی، تحلیل بعدیت، بردار القا.

*نویسنده مسئول: منصوره منتاهی

E-mail: mmontaha@ut.ac.ir

۱- مقدمه

دوبعدی در مورد داده‌های متأثر از ناهمسانگردی بررسی می‌شود. نتیجه قابل توجه آن است که این فرایند ناهمسانگردی را به صورت یک سلسله از دایک‌های رسانا و مقاوم، معرف کلان‌ناهمسانگردی موجود در داده‌ها، بازیابی می‌کند. در این مقاله ابتدا پاسخ‌های MT ناشی از چند مدل ناهمسانگرد مصنوعی مورد توجه قرار گرفته و نتایج حاصل از تحلیل بعدیت آنها بررسی می‌شوند. سپس مراحل معمول برای وارون‌سازی مدل‌های همسانگرد دو بعدی، در مورد این داده‌ها اعمال می‌شود. در نهایت این رویکرد در مورد داده‌های صحرائی مربوط به منطقه‌ای در حاشیه قاره‌ای جنوب شیلی که حضور ناهمسانگردی در آن اثبات شده (Brasse et al., 2009) به کار رفته است.

۲- نمایش ریاضی توابع تبدیل MT

در روش MT نوسانات موجود در میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در سطح زمین و در باندهای بسامدی (f) متفاوت اندازه‌گیری می‌شوند. از روابط بین مؤلفه‌های این میدان‌ها که به‌عنوان توابع تبدیل MT شناخته می‌شوند برای تعیین مقاومت ویژه ساختارهای زیرسطح زمین استفاده می‌شود. تانسور پاگیری (امپدانس) Z به‌عنوان تابع تبدیل MT، که نوسانات مؤلفه‌های افقی میدان مغناطیسی (H_x, H_y) را به مؤلفه‌های افقی میدان الکتریکی (E_x, E_y) تبدیل می‌کند و تابع تبدیل ژئومغناطیسی T که این نوسانات را به مؤلفه قائم میدان مغناطیسی (H_z) القا شده توسط آنها مربوط می‌کند به صورت‌های زیر معرفی می‌شوند:

$$E = Z \cdot H, \quad Z = X + i Y = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (1)$$

$$H_z = T \cdot H = T_x H_x + T_y H_y, \quad T = [T_x, T_y] \quad (2)$$

Z و T توابع تبدیل مختلفی هستند که در بسامدهای مختلف محاسبه می‌شوند. در این روابط X و Y معرف بخش‌های حقیقی و موهومی تانسور پاگیری هستند و x, y, z سوهای مختلف سامانه مختصات کارترین را نشان می‌دهند. با جدایش بخش‌های

ساخت (fabric) معرف هر نوع جهت‌یافتگی ترجیحی سطوح محوری، درزه‌ها، رگه‌ها و یا محورهای بلورشناسی کانی‌ها است (Twiss & Moores, 1992). ارزیابی ساخت‌های حاصل از فرایندهای زمین‌ساختی در یک توده سنگی، اطلاعات مهمی را درباره منشأ و تاریخچه دگرشکلی آن فراهم می‌آورد. به این ترتیب این بررسی‌ها در شناخت مراحل دگرشکلی درونی زمین و چگونگی رخداد آنها در نزدیکی سطح، اهمیت بسیار زیادی دارند (Eaton & Jonse, 2006). ویژگی اصلی محیط‌های فراگیرنده ساخت‌های متأثر از زمین‌ساخت که شامل یک فاز رسانا (مثلاً سیال و یا گرافیت) نیز هستند، ناهمسانگردی خواص فیزیکی آنها است. بنابراین، اندازه‌گیری‌های ژئوفیزیکی ناهمسانگردی ابزار مهمی برای بررسی ساخت‌های حاصل از فرایندهای زمین‌ساختی فراهم می‌آورند و در این میان بررسی‌های ناهمسانگردی الکتریکی بسیار مورد توجه است (Wanamaker, 2005).

اندازه‌گیری‌های MT که به‌عنوان یکی از توانمندترین روش‌های سونداژزنی الکترومغناطیسی ساختار رسانایی زمین را تعیین می‌کنند، در بررسی‌های ناهمسانگردی الکتریکی کاربرد گسترده‌ای پیدا کرده‌اند. شناسایی ساختارهای ناهمسانگرد یک‌بعدی توسط پاسخ‌های MT ایجاد شده توسط آنها به آسانی امکان‌پذیر است. در چنین مواردی طول بردارهای القا صفر است اما مقاومت‌های ویژه و فازهای محاسبه شده از تانسور پاگیری (امپدانس) قطبش‌های متفاوتی (TE و TM) دارند (Kurtz et al., 1993; Kellet et al., 1992). افزون بر آن برای متمایز ساختن مدل‌های لایه‌ای ناهمسانگرد و دو بعدی همسانگرد، معیارهایی بر اساس یکنواختی مکانی داده‌ها توسط (Bahr et al., 2000) ارائه شده است. اما اگر مدل‌های کلی‌تری مثل ساختارهای ناهمسانگرد دو بعدی با امتداد ناهمسانگردی دلخواه در نظر گرفته شوند، تفکیک پاسخ‌های MT ناشی از آنها و ناهمگنی‌های دو بعدی یا سه بعدی دشوار خواهد بود. در این صورت قواعد معمولی که به منظور تحلیل بعدیت داده‌ها به کار می‌روند، به‌اشتباه ساختار دو بعدی همسانگردی را نشان می‌دهند که سوی امتداد آن به امتداد ساختار منطقه‌ای و امتداد ناهمسانگردی وابسته است. ابتدا این وضعیت به تفصیل و سپس اثرات ناشی از اعمال مراحل معمول در تفسیر مدل‌های همسانگرد

۳- طراحی و تحلیل داده‌های مصنوعی

در مدل‌سازی‌های انجام شده، دو رخسار ناهمسانگرد در نظر گرفته شده است: یک بلوک ناهمسانگرد و یک لایه ناهمسانگرد که هر دو بخشی از مدل‌های کلاً دوبعدی را تشکیل می‌دهند. داده‌های مصنوعی با استفاده از کد مدل‌سازی پیشرو مخصوص ساختارهای ناهمسانگرد دو بعدی (Pek & Verner (1997) تولید شده‌اند و سپس تحلیل بعدیت داده‌ها برای تعیین روند ساختار منطقه، با استفاده از روش تانسور فاز انجام گرفته است. برای هر مدل نتایج حاصل از این روش با روندی که از بردارهای القا پیشنهاد می‌شود، مقایسه شده و پس از چرخش توابع تبدیل در سوی روند برآورد شده، وارون‌سازی همزمان از داده‌های مقاومت ویژه ظاهری، فازها و توابع تبدیل ژئومغناطیسی انجام گرفته است. اثر روندهای ناهمسانگردی (α) و تقابل‌های مقاومت ویژه مختلف در هریک از این مراحل بررسی شده است.

در این پژوهش، وارون‌سازی‌ها با استفاده از کد (Rodi & Macki (2001) انجام شده‌اند. این برنامه برای کمیته‌سازی تابع هدفی که در حل مسائل وارون ژئوفیزیکی با آن مواجه هستیم، از الگوریتم شیب‌های مزدوج غیر خطی (Nonlinear Conjugate Gradient) استفاده می‌کند. در این روش فضای متغیرهای مدل توسط بردارهای پایه مزدوج بازسازی می‌شود. به این ترتیب، از دو کار سنگین و فشرده محاسباتی محاسبه کامل ماتریس ژاکوبین (متشکل از مشتقات اول تابع هدف) و دیگری حل کامل سامانه معادله‌های خطی روی فضای مدل، پرهیز می‌شود و کارایی روش وارون‌سازی هم از نظر سرعت انجام محاسبات و هم حافظه کامپیوتری مورد نیاز، ارتقا می‌یابد.

۳-۱. مدل الف: همبری (contact) قائم بین محیط‌های همسانگرد و ناهمسانگرد

اولین ساختار دوبعدی که بررسی شده یک گسل است که مقاومت ویژه یکی از صفحه‌های آن ناهمسانگرد است. مقاومت‌های ویژه اصلی بلوک ناهمسانگرد $\rho_{\max} = 3000 \Omega\text{m}$ و $\rho_{\min} = 10 \Omega\text{m}$ و نسبت به روند ساختار محلی است. صفحه دیگر گسل از نظر الکتریکی همسانگرد است ($\rho_p = 3000 \text{ m}\Omega$) و این گسل توسط یک لایه مقاوم $3000 \Omega\text{m}$ پوشیده شده است (شکل ۲-۱).

تحلیل بعدیت: پس از تولید داده‌های مصنوعی، تحلیل بعدیت آنها انجام گرفته و روند محاسبه شده در بازه‌های زمانی مختلف در شکل‌های ۲-۱ تا ۲-۳ نمایش داده شده است. نکته قابل توجه آن است که روند تعیین شده با روند ساختار دو بعدی منطقه (N-S) متفاوت بوده و به روند ناهمسانگردی ($\alpha = 60^\circ$) نزدیک است. در شکل ۳ نیز بردارهای القا به گونه‌ای یکنواخت و قائم بر جهت 60° در همه دوره‌های تناوبی قرار گرفته‌اند. بنابراین، تحلیل بعدیت و جهت‌گیری بردارهای القا، هیچ کدام امتداد واقعی ساختار را بازبایی نمی‌کنند، بلکه امتداد ناهمسانگردی موجود را نشان می‌دهند. در شکل ۳ تغییرات بیضی‌های تانسور فاز نیز قابل توجه است که در دوره‌های تناوبی کوتاه به شکل دایره‌ای با شعاع واحد هستند و پاسخ به دست آمده تنها به لایه همسانگرد بالایی نسبت داده می‌شود. در این مورد، طول بردارهای القا نیز صفر است. کشیدگی این بیضی‌ها در بازه زمانی ۱۰۰s-۱ و در بخش ناهمسانگرد پروفیل، معرف جدایش فازی بزرگی است که در نتیجه شیب مکانی مقاومت ویژه در این بخش رخ داده است.

اثر تغییرات در مقاومت ویژه محیط ۲: اثر تقابل مقاومت‌های ویژه بر جهت‌گیری بردارهای القا و نیز سوی روند محاسبه شده در مرحله تحلیل بعدیت با در نظر گرفتن مقادیر متفاوت مقاومت ویژه محیط ۲ (ρ_2) در شکل ۲-۱ (در حالی که مقاومت‌های ویژه اصلی محیط ناهمسانگرد ۱ ثابت هستند $\rho_{\max} = 3000 \Omega\text{m}$ ، $\rho_{\min} = 10 \Omega\text{m}$)، بررسی می‌شود. شکل ۴ بردارهای القای حقیقی را برای ایستگاه ۶ و در دوره تناوبی ۱۰۰s و ۱۰۰۰s به‌ازای مقادیر مختلف ρ_2 نشان می‌دهد. با تغییر مقاومت ویژه محیط ۲ از مقادیر زیاد

حقیقی و موهومی تابع تبدیل ژئومغناطیسی، بردارهای القا در محدوده‌های حقیقی و موهومی به صورت زیر معرفی می‌شوند (Berdichevsky & Dimitriva, 2008):

$$I(f) = \text{Re}(T_x(f)) \hat{e}_x + \text{Re}(T_y(f)) \hat{e}_y \quad (۳-الف)$$

$$J(f) = \text{Im}(T_x(f)) \hat{e}_x + \text{Im}(T_y(f)) \hat{e}_y \quad (۳-ب)$$

در این روابط $\text{Re}(T_{x,y})$ ، $\text{Im}(T_{x,y})$ به ترتیب بخش‌های حقیقی و موهومی تابع تبدیل ژئومغناطیسی و \hat{e}_x ، \hat{e}_y بردارهای یکه در امتداد محورهای x ، y سامانه مختصات کارتزین هستند. در مواردی که توزیع مقاومت ویژه زیرسطحی شامل یک بی‌هنجاری رسانای دوبعدی باشد، نمایش بردارهای القا برحسب بزرگی و زاویه‌ای که با محور افقی می‌سازند در بسامدهای مختلف، نشان می‌دهد که در محدوده حقیقی، این بردارها ($I(f)$) همواره به بیرون بی‌هنجاری و قائم بر روند ساختاری آن اشاره دارند، در حالی که در محدوده موهومی، این بردارها ($J(f)$) در بسامدهایی که بخش حقیقی بیشینه است، تغییر سو می‌دهند. بنابراین فهم چگونگی تغییرات بردارهای القا در محدوده حقیقی به گونه شهودی آسان‌تر بوده و معمولاً فقط از نمایش آنها استفاده می‌شود (Brasse et al., 2009). در این پژوهش نیز فقط چگونگی تغییرات این بردارها در محدوده حقیقی ($I(f)$) بررسی شده است. اطلاعات فاز و دامنه موجود در تانسور پاگیری توسط مقاومت ویژه و فاز مؤلفه‌های آن در بسامدهای مختلف (f) به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\phi_{kl} = \arg(z_{kl}) = \text{tg}^{-1} \left(\frac{\text{Im}(z_{kl})}{\text{Re}(z_{kl})} \right) \quad \text{و} \quad \rho_{kl} = \frac{0.2}{f} |z_{kl}|^2 \quad (۴)$$

در این روابط ρ_{kl} مقاومت ویژه ظاهری برحسب اهم-متر و ϕ_{kl} فاز پاگیری بر حسب درجه هستند. Z_{kl} نیز مؤلفه kl از تانسور پاگیری و $\text{Re}(z_{kl})$ و $\text{Im}(z_{kl})$ بخش‌های حقیقی و موهومی آن هستند (Simpson & Bahr, 2005).

در یک رویکرد جدید، Caldwell et al. (2004) اطلاعات فاز موجود در تانسور پاگیری را به صورت یک تانسور مرتبه دو (تانسور فاز) در نظر می‌گیرند. بر حسب بخش‌های حقیقی و موهومی تانسور پاگیری، تانسور فاز به صورت زیر معرفی می‌شود:

$$\Phi = X^{-1} \cdot Y \quad (۵)$$

اگر Φ به صورت مجموع یک تانسور متقارن و یک تانسور نامتقارن در نظر گرفته و بر حسب مقادیر و بردارهای ویژه برای هر بخش بازنویسی شود، خواهیم داشت:

$$\Phi = R^T (\alpha - \beta) \begin{pmatrix} \Phi_{\max} & 0 \\ 0 & \Phi_{\min} \end{pmatrix} R (\alpha + \beta) \quad (۶)$$

که در آن α ، سوی محور اصلی بخش متقارن تانسور و β معیار انحراف تانسور از تقارن است و بر حسب مؤلفه‌های تانسور فاز محاسبه می‌شوند. رابطه (۶) شکل تجزیه مقدار تکین تانسور فاز را دارد (Press et al., 1986) و بنابراین مقادیر بیشینه و کمینه Φ_{\max} و Φ_{\min} مقادیر اصلی یا تکین تانسور فاز هستند. نمایش نگاره‌ای (گرافیکی) این تانسور یک بیضی است (شکل ۱). اگر α را به عنوان زاویه‌ای در نظر بگیریم که موقعیت یک محور مرجع را نسبت به محورهای مختصات نشان می‌دهد، β موقعیت محور اصلی بیضی نسبت به این محور مرجع خواهد بود. طول محورهای اصلی و فرعی این بیضی Φ_{\max} و Φ_{\min} و سوی محور اصلی آن $\alpha - \beta$ است (Caldwell et al., 2004). در مواردی که ساختار هدایت ویژه منطقه‌ای همسانگرد و یک‌بعدی باشد، تانسور فاز بیضی است که در آن محورهای اصلی و فرعی برابر و در واقع بیضی به یک دایره کاهش یافته است. در مورد ساختارهای منطقه‌ای همسانگرد دو بعدی، محورهای اصلی و فرعی بیضی تانسور فاز موازی و یا قائم بر سوی روند ساختار هدایت ویژه منطقه‌ای خواهد بود و روند ساختار با تجزیه این تانسور به مقادیر تکین آن، تعیین می‌شود (Caldwell et al., 2004).

دوره‌های تناوبی بر خلاف مدل پیشین، جهت گیری بردارهای القا به صورت قائم بر سوی روند ناهمسانگردی (45°) نیستند. علت این رفتار دور از انتظار بردارهای القا آن است که جریان‌های الکتریکی پس از ورود به بخش ناهمسانگرد، در امتداد روند ناهمسانگردی قرار می‌گیرند و جریان‌های فوکوی منفی ثانویه‌ای در نیم‌لایه رسانای همسانگرد سطحی القا می‌کنند. مؤلفه‌های عمودی میدان مغناطیسی ثانویه ناشی از این جریان‌های فوکو باعث هم راستا شدن بردارهای القا با سوی روند ناهمسانگردی می‌شوند.

رفتار بیضی‌های تانسور فاز در دوره‌های تناوبی کوتاه نشان‌دهنده پاسخ رولایه همسانگرد و به شکل دایره‌هایی با شعاع واحد هستند. در فاصله زمانی میان 30 و 100 ثانیه جدایش فازی بزرگی در نتیجه شیب مکانی مقاومت ویژه، رخ داده است. در دوره‌های تناوبی بالاتر و با رفتن به بخش‌های ژرف‌تر، اثر لایه ناهمسانگرد در پاسخ بیضی‌های تانسور فاز کم‌تر شده اما سوی بردارهای القا همچنان تحت تأثیر ناهمسانگردی، منحرف شده است.

اثر تباین مقاومت ویژه‌ها: نتایج بالا به‌ازای تباین مقاومت ویژه متفاوت دو محیط همسانگرد سطحی، به‌نحو چشمگیری تغییر نمی‌کند. تحلیل بعدیت داده‌ها یک ساختار دوبعدی با سوی روندی نزدیک به روند ناهمسانگردی را نشان می‌دهد. سوی بردارهای القا نیز در امتداد روند ناهمسانگردی است.

اثر روند ناهمسانگردی: به‌ازای روندهای ناهمسانگردی (α_p) متفاوت تحلیل بعدیت داده‌ها بر اساس نتایج پیشین ساختاری دوبعدی با سوی روند α_p را نشان می‌دهد. اما بردارهای القا رفتار پیچیده‌تری دارند. شکل ۱۰ این بردارها را در ایستگاه ۷، در دوره تناوب s 1000 و به‌ازای روندهای ناهمسانگردی متفاوت نشان می‌دهد. این بردارها در صفر و 90° ، مانند مورد همسانگرد دوبعدی رفتار می‌کنند (به سمت خاور و خارج از رسانا اشاره دارند) اما با افزایش α از صفر به تدریج می‌چرخند تا به انحراف بیشینه که به تقابل مقاومت ویژه میان نواحی مجزای مدل بستگی دارد، می‌رسند. به‌ازای مقاومت‌های ویژه نمایش داده شده در شکل ۸- a ، این انحراف بیشینه در $\alpha_p = 30^\circ$ رخ داده است.

وارون‌سازی دوبعدی: پس از این که داده‌ها به سوی روند مشخص شده از روش تانسور فاز (45°) چرخانده شدند، مدل‌سازی وارون با استفاده توأم از داده‌های مقاومت ویژه ظاهری، فاز و تابع تبدیل ژئومغناطیس انجام می‌گیرد و شکل ۱۱ مدل پایانی حاصل را نشان می‌دهد. نکته قابل توجه آن است که در این مورد، پس از چرخش داده‌ها در سوی روند ناهمسانگردی و انجام وارون‌سازی دوبعدی، مدل نهایی، ناهمسانگردی واقعی را به‌صورت یک سلسله از دایک‌های رسانا و مقاوم در بر دارد. برازش داده‌ها و پاسخ‌های مدل، برحسب جذر میانگین مجذور خطاها (root mean square) بسیار مطلوب و 0.2 / درصد است.

۴- نتایج تحلیل داده‌های واقعی

به عنوان یک مورد واقعی از برداشت‌های صحرائی MT متأثر از ناهمسانگردی، یک مجموعه داده مربوط به دوره‌های بلند تناوبی ($2000s$ - 10) مربوط به ۲۲ ایستگاه در منطقه حاشیه قاره‌ای جنوب شیلی بررسی می‌شود. این منطقه میان عرض‌های جغرافیایی $34^\circ S$ - $41^\circ S$ و طول‌های جغرافیایی $74^\circ W$ - $71^\circ W$ ، جایی که صفحه اقیانوسی نازکا به زیر قاره آمریکای جنوبی فرورانده می‌شود، قرار گرفته است. ایستگاه‌ها در امتداد یک پروفیل خاوری-باختری، عمود بر حوزه فرورانش و در عرض جغرافیایی $39^\circ / 39^\circ$ قرار گرفته‌اند. این پروفیل از قطعه‌های زمین‌شناسی: رشته کوه‌های موازی ساحلی (Coastal Cordillera)، دره طولی (Longitudinal Valley) و کمان آتشفشانی می‌گذرد. داده‌های برداشت شده ابتدا توسط کد پردازش Egbert (1997) مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و توابع تبدیل MT شامل تانسور پاکیری و تابع تبدیل ژئومغناطیسی محاسبه شده‌اند. نکته قابل توجه در تحلیل اولیه داده‌ها، جهت گیری دور از انتظار

($10000 \Omega m$) به مقادیر کم ($2 \Omega m$) این بردارها از یک سوی WNW به یک سوی ENE می‌چرخند و فقط درحالی که $\rho_p = \rho_{max}$ باشد، سوی این بردارها بر روند ناهمسانگردی ($\alpha_p = 60^\circ$) عمود است. در نتیجه بردارهای القا جهت گیری ثابتی ندارند و برحسب ρ_p های متفاوت، سوی آنها تغییر می‌کند.

شکل‌های ۲- e تا b و ۵ سوی روند برآورد شده را با در نظر گرفتن مقادیر مختلف $3 \Omega m$ و 3000 ، ρ_p و مقادیر ثابت ($\rho_{min} = 10 \Omega m$) و ($\rho_{max} = 3000 \Omega m$) برای محیط ناهمسانگرد ۱، نشان می‌دهند (خط‌چین‌های سرخ). مقادیر این امتداد مستقل از مقاومت ویژه محیط دوم و نزدیک به روند ناهمسانگردی (در این مثال 60°) است. **اثر روند ناهمسانگردی:** همین بررسی به‌ازای مقادیر متفاوت روند ناهمسانگردی انجام گرفت و رفتاری مشابه با بخش پیش دیده شد: روش تانسور فاز، ساختاری دوبعدی با روندی کم‌وبیش در امتداد روند ناهمسانگردی α_p را نشان می‌دهد. از سوی دیگر بردارهای القا تنها اگر مقاومت ویژه محیط دو (ρ_p) با ρ_{max} برابر باشد، بر سوی α_p عمود هستند. **وارون‌سازی دوبعدی:** نتایج حاصل از وارون‌سازی دوبعدی وقتی روندی برابر $\alpha_p = 60^\circ$ در نظر گرفته شود، ارائه شده است. پس از چرخش 60° داده‌ها، وارون‌سازی توأم داده‌های مقاومت ویژه ظاهری، فازها و تابع تبدیل ژئومغناطیسی، مدل نهایی نمایش داده شده در شکل ۶ را نتیجه می‌دهد. در بخش خاوری این مدل ناهمسانگردی به‌صورت یک سلسله از رساناها و نارساناها ظاهر شده است. این پدیده را می‌توان به‌صورت یک توالی از دایک‌های به‌طور متناوب رسانا و مقاوم در نظر گرفت که با توجه به قدرت تفکیک مدل‌سازی وارون، بسیار عریض هستند و در ژرفا محدود شده‌اند. بنابراین وارون‌سازی دوبعدی، کلان ناهمسانگردی موجود در مدل اولیه را به‌خوبی بازیابی کرده است. افزون بر این، پاسخ‌های مدل حاصل از وارون‌سازی به گونه‌ای مطلوب با داده‌های مدل اولیه همخوانی دارند (شکل ۷).

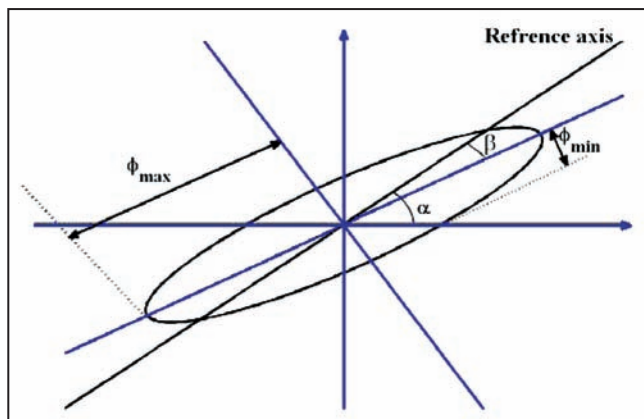
۳- ۲. مدل ب: همبری قائم میان دو محیط همسانگرد واقع بر یک لایه ناهمسانگرد

دومین مدلی که بررسی می‌شود، از یک محیط همسانگرد با مقاومت ویژه $200 \Omega m$ ، شامل یک رسانای سطحی $0.3 \Omega m$ تشکیل شده که در زیر آن یک لایه ناهمسانگرد با مقاومت‌های ویژه اصلی $\rho_{||} = 1 \Omega m$ و $\rho_{\perp} = 300 \Omega m$ و روند ناهمسانگردی $\alpha_p = 45^\circ$ قرار گرفته است (شکل ۸- a). این مدل ترکیب‌بندی چیره در اندازه‌گیری‌های مگنتوتلوریک در محیط‌های نزدیک اقیانوس است.

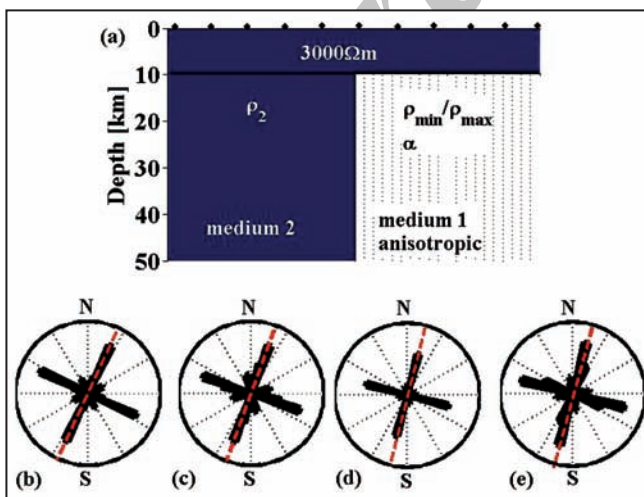
تحلیل بعدیت: نتایج حاصل از تحلیل بعدیت این داده‌ها با استفاده از روش تانسور فاز و برای بازه‌های متفاوت دوره تناوب در شکل‌های ۸- b تا e نمایش داده شده است. روند محاسبه شده برای داده‌های حاصل از این مدل در بازه‌های زمانی مختلف با روند ساختار محلی (N-S) به‌طور کامل متفاوت و در بیشتر آنها منطبق با روند ناهمسانگردی است. به این ترتیب، یک روند چیره 45° برای وارون‌سازی دوبعدی این داده‌ها در نظر گرفته می‌شود.

شکل ۹ چگونگی تغییرات بردارهای القا و بیضی‌های تانسور فاز را در یک محدوده از دوره‌های تناوبی متفاوت نشان می‌دهد. الگوی رفتار بردارهای القا در این مورد که در آن یک ساختار دوبعدی تحت تأثیر یک لایه ناهمسانگرد واقع است، نسبت به مدل پیشین کاملاً متفاوت است و برحسب بسامد تغییر می‌کند. در دوره‌های تناوبی کوتاه که ژرفای نفوذ امواج EM کوچک است طول آنها صفر است. در دوره‌های تناوبی میانی ($30s$ - 1) که ژرفای نفوذ این امواج به اندازه کافی بزرگ نیست تا به لایه ناهمسانگرد برسد و فقط تحت تأثیر تقابل جانبی هدایت ویژه میان دو محیط همسانگرد (اقیانوس و خشکی) قرار دارند، این بردارها امتداد باختری-خاوری دارند و بر اساس انتظار، عمود بر امتداد ساختار منطقه (N-S) جهت گیری کرده‌اند و با دور شدن از این ناهمگنی در ایستگاه‌های دورتر طول این بردارها ناچیز شده است. با افزایش دوره تناوب پاسخ لایه ناهمسانگرد به‌صورت انحراف بردارهای القا از امتداد باختری-خاور (عمود بر استرایک ساختار منطقه) ظاهر می‌شود. در این

نواحی رسانا و مقاوم باشد، حضور ناهمسانگردی در منطقه نتیجه‌گیری می‌شود. روش معرفی شده در این مقاله در مورد داده‌های MT مربوط به یک حوزه فرورانش در جنوب شیلی به منظور بررسی حضور یا عدم حضور ناهمسانگردی استفاده شد. مدل پایانی یک سلسله از بی‌هنجاری‌های رسانای فراوان را در یک محدوده ژرفی مشخص نشان می‌دهد که مطابق با نتایج حاصل از مدل‌سازی مصنوعی محیط دو بعدی مشتمل بر یک لایه ناهمسانگرد است و با یافته‌های پیشین در این منطقه، مبنی بر حضور یک لایه ناهمسانگرد (Brasse et al, 2009)، همخوانی دارد. نتایج حاصل از مدل‌سازی‌های مصنوعی نشان می‌دهند که بردارهای القا به شدت تحت تأثیر ساختارهای ناهمسانگرد قرار می‌گیرند و سوی آنها به روند ناهمسانگردی، تباین مقاومت ویژه‌ها و دوره تناوب بستگی دارد. سوی آنها به طور عموماً با سوی قائم بر روند ساختار دو بعدی و یا با روند ناهمسانگردی، منطبق نیست. بنابراین استفاده از آنها به منظور تعیین روند ساختار دو بعدی یا روند ناهمسانگردی، نادرست است.



شکل ۱- نمایش نگاره‌ای (گرافیکی) یک تانسور به صورت یک بیضی. محورهای اصلی و فرعی این بیضی به ترتیب توسط ناوردهای سامانه مختصاتی $(\Phi_{min}, \Phi_{max}, \beta)$ تعیین می‌شوند. این ناوردها مشخصه‌های فیزیکی ذاتی تانسور را که به سامانه مختصات مرجع وابسته نیستند، نشان می‌دهند.



شکل ۲- (a) مدل دوبعدی متشکل از یک گسل (محیط ۱ ناهمسانگرد با مقاومت ویژه‌های اصلی $\rho_{min} = 10 \text{ m}\Omega$ / $\rho_{max} = 3000 \text{ m}\Omega$ ، $\alpha_s = 60^\circ$ و محیط ۲ همسانگرد) که توسط یک لایه مقاوم $3000 \text{ m}\Omega$ پوشیده شده است. (b تا e) نمودارهای گل‌سرخ نشان‌دهنده سوی امتداد برآورد شده برای باندهای دوره‌ای مختلف به ترتیب: 10000 s ، 1000 s ، 100 s ، 10 s . در بیشتر موارد این امتداد منطبق با روند ناهمسانگردی است.

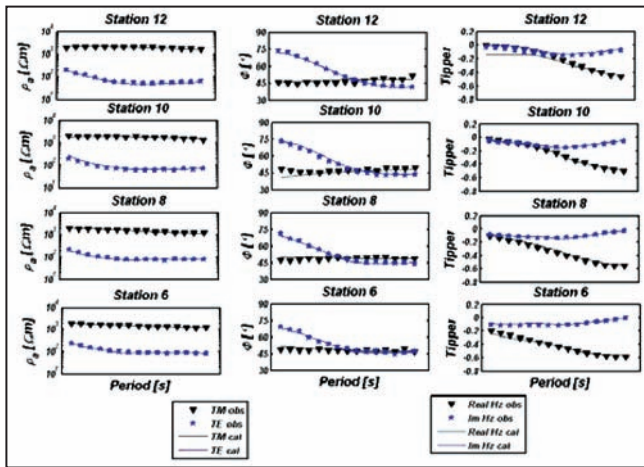
بردارهای القا است که در دوره‌های بلند تناوبی در همه ایستگاه‌ها به‌طور منظم به‌وسیله شمال‌خاور- جنوب‌باختر منحرف شده‌اند. توضیح این رفتار غیرعادی بردارهای القا با به کاربردن مدل‌های ساده دوبعدی و سه‌بعدی از ساختارهای زمین‌شناسی امکان‌پذیر نبوده است و فقط مدل دوبعدی مشتمل بر یک لایه ناهمسانگرد در ژرفای ۲۰ کیلومتری و با امتداد ناهمسانگردی $50^\circ - 40^\circ$ جهت‌گیری این بردارهای القا را توجیه کرده است (Brasse et al., 2009). مدل‌سازی‌های ناهمسانگردی انجام شده نشانگر حضور پوسته‌ای با شکستگی‌های ژرف و مملو از سیال است که به طور عمده در امتداد $50^\circ - 40^\circ$ (جنوب‌باختر- شمال‌خاور)، مورب نسبت به حاشیه قاره‌ای و منطبق با سوی میدان تنش محلی قرار گرفته‌اند.

به منظور کاربرد رویکرد مورد اشاره در این مقاله و انجام وارون‌سازی دو بعدی، ضروری است که ابتدا یک روند ثابت برای ساختار هدایت ویژه منطقه‌ای تعیین شود. تفسیر دوبعدی داده‌ها تنها پس از چرخش آنها در جهت این امتداد امکان‌پذیر خواهد بود. در مورد این مجموعه از داده‌ها امتداد ساختار منطقه‌ای با استفاده از روش تانسور فاز در سوی N-S محاسبه شده است (شکل ۱۲). وارون‌سازی همزمان از داده‌های مقاومت ویژه و فاز قطبش‌های TE و TM با استفاده از کد (Rodi & Mackie, 2001) انجام گرفت. شکل ۱۳ مدل دوبعدی به دست آمده از وارون‌سازی را که با داده‌ها به گونه مطلوبی با خطای $1/2 \text{ rms}$ درصد، برازش یافته نشان می‌دهد. برجسته‌ترین نتیجه این وارون‌سازی، وجود یک سلسله از بی‌هنجاری‌های رسانا در ژرفای میان ۲۵ و ۵ است که در بخش دره‌طولی به سیال‌های موجود در گسل‌های این منطقه و در ناحیه کمان آتشفشانی به ذوب بخشی نسبت داده شده‌اند (Montahaei et al., 2010). تعدد این بی‌هنجاری‌های تکرار شده با نتایج حاصل از وارون‌سازی مدل لایه ناهمسانگردی که در زیر همبری دو محیط همسانگرد قرار گرفته است (بخش ۳-۲، شکل ۱۱)، یکسان است. به‌طور کلی در تفسیر نتایج حاصل از وارون‌سازی دو بعدی داده‌های MT این حباب‌های رسانای تکرار شده به عنوان اثر تصنعی (artifact) حضور یک سلسله از دایک‌های رسانا و مقاوم در نظر گرفته می‌شوند که ابعاد جانبی آنها بسیار کوچک‌تر از تفکیک‌پذیری توابع تبدیل MT است و به راحتی اثبات می‌شود که پاسخ حاصل از این دایک‌ها معادل با یک محیط ناهمسانگرد است (Simpson & Bahr, 2005). به این ترتیب این حباب‌های رسانای تکرار شده در مدل نهایی می‌تواند نشانگر حضور ناهمسانگردی در داده‌ها باشد. این نتیجه یافته‌های پیشین در این منطقه مبنی بر وجود یک لایه ناهمسانگرد در ژرفای ۲۰ کیلومتری را که از تحلیل سوگیری غیرعادی بردارهای القا به دست آمده است (Brasse et al., 2009)، مورد تأیید قرار می‌دهد و نیز با شواهد زمین‌شناسی، میدان تنش ایجاد شده از حرکت صفحه‌ها و گسل‌های متعدد موجود در منطقه (Lopez-Escobar et al., 1995)، منطبق است.

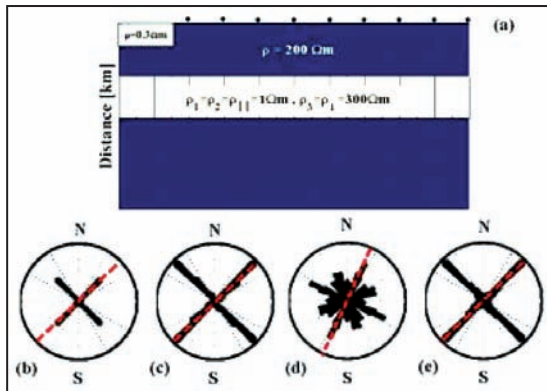
۵- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از مدل‌سازی‌های انجام گرفته نشان می‌دهند که اعمال روش معرفی شده در این مقاله بر روی داده‌های MT، امکان پی‌جویی وجود یا عدم وجود ساختارهای ناهمسانگرد الکتریکی را فراهم می‌آورد.

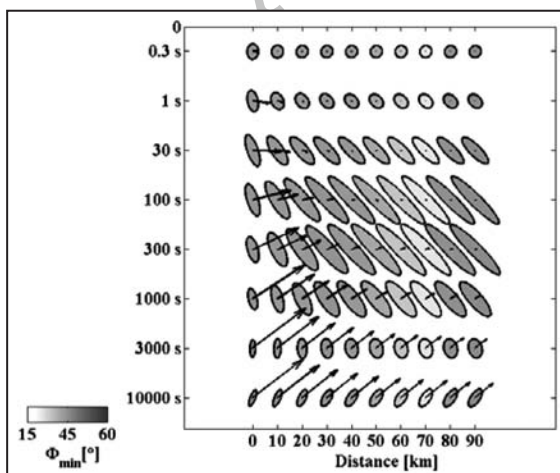
کاربرد این روش در مورد داده‌های MT ناشی از مدل‌های مصنوعی با متغیرهای ناهمسانگردی معین نشان می‌دهد سویی که از تحلیل بعدیت این داده‌ها به دست می‌آید الزاماً، روند ساختار منطقه‌ای نیست بلکه سازگار با روند ناهمسانگردی است. چرخش داده‌ها در امتداد این سو و انجام وارون‌سازی دو بعدی، یک سلسله از نواحی رسانا و مقاوم فراوان را نشان می‌دهد که معرف کلان ناهمسانگردی است. بدین ترتیب چنانچه در بررسی داده‌های MT منطقه‌ای که هیچ‌گونه اطلاعات اولیه از حضور ناهمسانگردی در آن وجود ندارد، مدل نهایی حاصل از اعمال رویکرد مورد اشاره در این مقاله شامل یک سلسله از



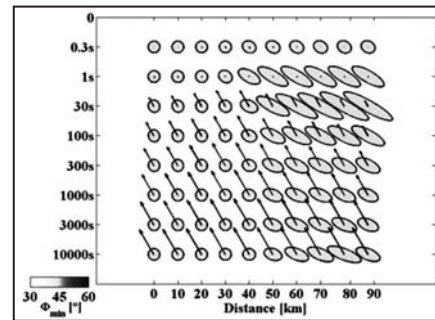
شکل ۷- داده‌های مصنوعی مدل ۱ و نتایج حاصل از وارون‌سازی. پاسخ‌های مدل حاصل از وارون‌سازی به‌نحو مطلوبی با داده‌های مدل اولیه برازش دارند.



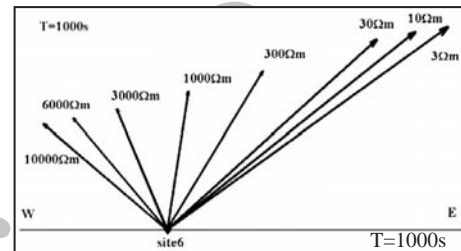
شکل ۸- (a) مدل دو بعدی متشکل از یک رسانای سطحی که در یک نیم‌فضای $200\Omega m$ قرار گرفته و بر روی یک لایه ناهمسانگرد با مقاومت‌های ویژه اصلی $\rho_{\min} = 1\Omega m$ ، $\rho_{\max} = 300\Omega m$ واقع شده است. $\alpha_D = \alpha_L = 0^\circ$ ، $\alpha_S = 45^\circ$. (b تا e) نمودارهای گل‌سرخ نشان‌دهنده سوی روند برآورد شده برای باندهای دورهای مختلف $10 - 100s$ ، $100 - 1000s$ ، $1000 - 10000s$ ، $10000 - 100000s$.



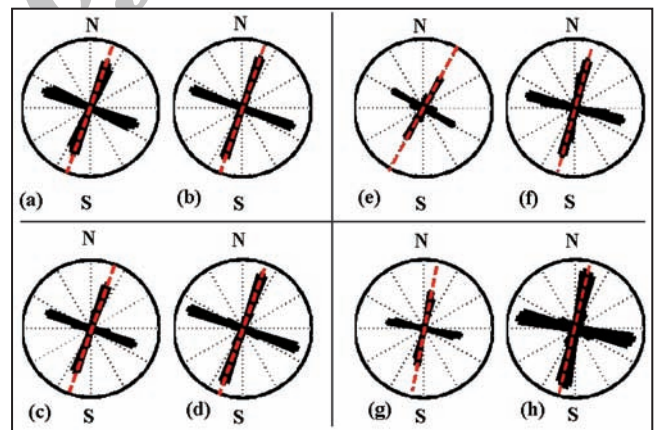
شکل ۹- بیضی‌های تانسور فاز و بردارهای القای حقیقی که در محل ایستگاه‌های مختلف حاصل از مدل شکل ۸- a، نمایش داده شده است.



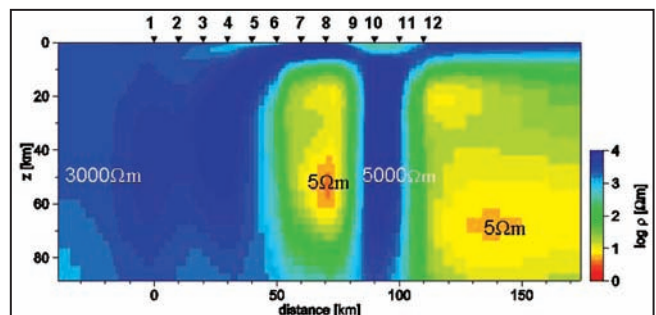
شکل ۳- بیضی‌های تانسور فاز و بردارهای القای حقیقی در محل ایستگاه‌های مختلف مدل ۲ - a، نمایش داده شده است.



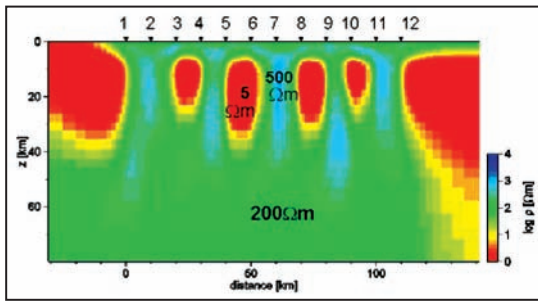
شکل ۴- جهت‌گیری بردارهای القا که به‌ازای مقاومت‌های ویژه مختلف محیط ۲ ثابت نیست.



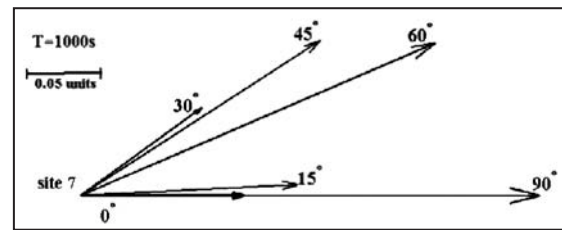
شکل ۵- سوهای استریک و قتی مقاومت ویژه محیط ۲ $300\Omega m$ (ρ_p) (شکل‌های a تا d) و $3\Omega m$ (شکل‌های e تا h) باشد، برای باندهای دورهای مختلف $(10 - 10000s)$ ، $(100 - 1000s)$ ، $(1000 - 10000s)$.



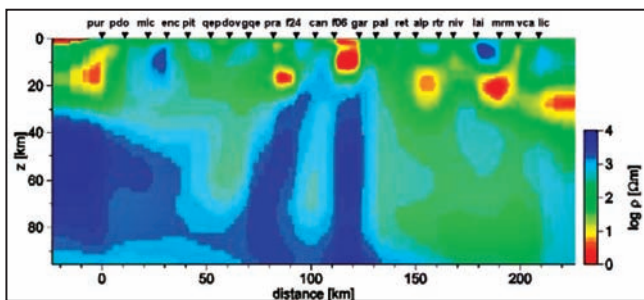
شکل ۶- مدل حاصل از وارون‌سازی داده‌ها پس از چرخش 60° آنها. در صورت چرخش داده‌ها به سوی استریک ناهمسانگردی، ماکروناهمسانگردی به‌صورت توالی بلوک‌های رسانا و مقاوم شبیه‌سازی شده است.



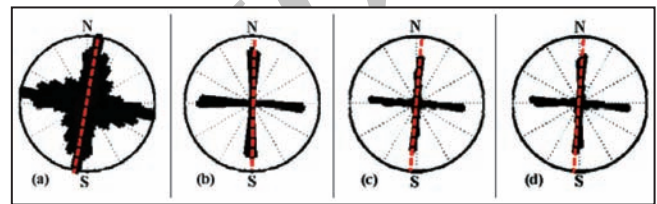
شکل ۱۱- مدل حاصل از وارون‌سازی داده‌ها پس از چرخش 45° آنها یک ساختار ماکروناهمسانگرد را نشان می‌دهد که لایه ناهمسانگرد در (شکل ۸- a) را شبیه‌سازی می‌کند.



شکل ۱۰- جهت‌گیری بردارهای القا مربوط به مدل ب، در دوره $1000s$ و به ازای استرایک‌های ناهمسانگردی متفاوت.



شکل ۱۳- مدل حاصل از وارون‌سازی دو بعدی داده‌های پروفیل لایما در جنوب شیلی، ماکروناهمسانگردی را به صورت یک سلسله از حباب‌های رسانای تکرار شده، بازیابی کرده است.



شکل ۱۲- نمودارهای گل سرخی نشان‌دهنده سوی استرایک الکتریکی در طول پروفیل لایما و در بازه‌های دوره‌ای مختلف به ترتیب: $1000s$ ، $1000s$ ، $1000s$ ، $1000s$ ، $1000s$ ، $1000s$ ، $1000s$ ، $1000s$ ، $1000s$ ، $1000s$.

References

- Bahr, K., Bantim, M., Jantos, Chr., Schneider, E. & Storz, W., 2000- Electrical anisotropy from electromagnetic array data: implications for the conduction mechanism and for distortion at long periods, *Phys. Earth Planet. In.* 119: 237–257.
- Berdichevsky, M. & Dmitriev, V. I., 2008- *Models and Methods of Magnetotellurics*, Springer- Verlag Berlin Heidelberg.
- Brasse, H., Kapinos, G., Li, Y., Mütschard, L., Soyer, W. & Eydam, D., 2009- Structural electrical anisotropy in the crust at the South-Central Chilean continental margin as inferred from geomagnetic transfer functions, *Phys. Earth Planet. In.*, 173: 7-16.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., Brown, C., 2004 - The magnetotelluric phase tensor, *Geophys. J. Int.* 158: 457–469.
- Eaton, D. & Jones, A., 2006- Tectonic fabric of the subcontinental lithosphere: Evidence from seismic, magnetotelluric and mechanical anisotropy, *Phys. Earth Planet. In.* 158: 85-91.
- Egbert, G. D., 1997- Robust multiple-station magnetotelluric data processing, *Geophys. J. Int.*, 130: 475–496.
- Kellett, R. L., Mareschal, M. & Kurtz, R. D., 1992- A model of lower crustal electrical anisotropy for the Pontiac sub-province of the Canadian shield. *Geophys. J. Int.* 111: 141–150.
- Kurtz, R. D., Craven, J. A., Niblett, E. R. & Stevens, R. A., 1993- The conductivity of the crust and mantle beneath the Kapuskasing Uplift: electrical anisotropy in the upper mantle. *Geophys. J. Int.* 113: 483–498.
- López-Escobar, L., Cembrano, J. & Moreno, H., 1995- Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37° – 46° S). *Rev. geol. Chile* 22: 219–234.
- Montahaei, M., Brasse, H. & Oskooi, B., 2010- (in press) Crustal conductivity structure of a continental margin, from magnetotelluric investigations. *J. Earth & Space Physics* vol. 36.
- Pek, J. & Verner, T., 1997- Finite difference modelling of magnetotelluric fields in 2D anisotropic media. *Geophys. J. Int.*, 128: 505–521.
- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A. & Vetterling, W. T., 1986- *Numerical Recipes: the art of scientific computing*. Cambridge university press, Cambridge.
- Rodi, W. & Mackie, R. L., 2001- Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversions, *Geophysics*, 66: 174–187.
- Simpson, F. & Bahr, K., 2005- *Practical Magnetotellurics*, Cambridge Univ. Press.
- Twiss, R. J., Moores, E. M., 1992- *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, New York, 532 pp.
- Wannamaker, P. E., 2005- Anisotropy versus heterogeneity in continental solid earth electromagnetic studies: fundamental response characteristics and implications for physicochemical state. *Surv. Geophys.* 26: 733–765.