

بررسی معیار معرفی شده در برنامه WALDIM به منظور شناسایی ناهمسانگردی الکتریکی در ساختارهای زمین شناسی پیچیده؛ مطالعه موردی: حاشیه قاره‌ای

منصوره منتهایی^{۱*} و بنفشه حبیبیان دهکردی^۱

۱. استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۳/۳/۱۷، پذیرش نهایی: ۹۳/۱۱/۲۸)

چکیده

از میان روش‌های متعددی که برای تحلیل بعدیت داده‌های مگنتوتلوریک (MT) به کار می‌روند، تنها معیاری که در برنامه WALDIM بر مبنای مقادیر ناوردهای چرخشی WAL معرفی شده، قادر بوده است اثر حضور ساختارهای ناهمسانگرد الکتریکی را تشخیص دهد. شناخت ساختارهای ژئوالکتریک ناهمسانگرد، پیامدهای فراگیری در ارزیابی ذخایر اقتصادی، تفسیر جریان‌های هیدرولوژی و درک سیر تکاملی ساختارهای زمین‌شناسی دارد. در این مقاله اعتبار و توانایی ناوردهای چرخشی WAL در استخراج اثرات ناهمسانگردی موجود در داده‌ها، بررسی می‌شود. به این منظور مدل‌های مصنوعی حاوی ساختارهای ژئوالکتریک ناهمسانگرد از یک حاشیه قاره‌ای در نظر گرفته می‌شوند که به علت تقابل بسیار زیاد هدایت‌ویژه در دو طرف خط ساحل، برهم‌کنش قوی بین اثرات ناهمسانگردی و ناهمگنی الکتریکی وجود دارد. در ادامه قابلیت این ناوردها در شناسایی ناهمسانگردی ساختاری پوسته پایینی مربوط به حاشیه قاره‌ای جنوب مرکز شبلی ارزیابی می‌شود که پیش‌تر از شواهد دیگر (مهم‌ترین آن‌ها: توابع تبدیل ژئومغناطیس) استنباط شده است.

واژه‌های کلیدی: تحلیل بعدیت، حاشیه قاره‌ای، مگنتوتلوریک، ناوردهای چرخشی، ناهمسانگردی الکتریکی

۱. مقدمه

شناسایی، تحلیل و حذف این اعوجاج‌ها توسعه یافته‌اند، پیشرفت‌های چشمگیری را در تصویرسازی استوار ساختار هدایت‌ویژه زیرسطحی با استفاده از داده‌های MT موجب شده‌اند. بدون استفاده از این ابزار، تفسیرها و مدل‌های حاصل از داده‌های MT کاملاً غیرقابل اعتماد خواهند بود (چیو و جونز، ۲۰۱۲).

اولین بار سوئیفت با معرفی پارامتری که با چرخش تانسور امپدانس ناوردها باقی می‌ماند، معیاری برای سنجش اثرات اعوجاجی بر پاسخ‌های MT اندازه‌گیری شده، ارائه داد (سوئیفت، ۱۹۶۷). این پارامتر و معیارهای شبیه به آن که به طور معمول در تجزیه و تحلیل مقدماتی داده‌های MT کاربرد دارند، در اصطلاح اسکيو (پیش: skew) خوانده می‌شوند. رویکردهایی که بعد از آن ارائه شدند، علاوه بر ارزیابی آثار اعوجاجی بر داده‌ها، آن‌ها را از داده‌های اندازه‌گیری شده حذف می‌کنند. این روند با در نظر گرفتن مدل‌های برهم‌نهادی متشکل از ناهمگنی‌های کوچک مقیاس دو یا سه بعدی محلی و

در تحلیل داده‌های مگنتوتلوریک، چگونگی توزیع مکانی هدایت‌ویژه در زیر سطح زمین را در اصطلاح بعدیت ساختار ژئوالکتریک گویند. به بیان دقیق‌تر چگونگی توزیع مکانی پارامتر هدایت‌ویژه در زیر سطح زمین را به صورت خطی در یک بعد (1D)، سطحی در دوبعد (2D) یا حجمی در سه بعد (3D) می‌توان در نظر گرفت. اگرچه مطالعات نظری مبتنی بر نظریه القای الکترومغناطیس نشان می‌دهند که شکل تانسور امپدانس، به‌ویژه ارتباط بین مؤلفه‌های آن به نوع بعدیت ساختار ژئوالکتریک منطقه وابسته است و مثلاً در مورد یک ساختار همسانگرد دوبعدی، این تانسور پادقطری است، اما همان آزمایش‌های ابتدایی نشان دادند که اعوجاج گالوانی ناشی از ناهمگنی‌های محلی، اثر آنومالی منطقه‌ای را می‌پوشاند و باعث اعوجاج شکل تانسور امپدانس از الگوی استاندارد می‌شود که تئوری القای الکترومغناطیس پیش‌بینی می‌کند.

رویکردها و روش‌هایی که در چند دهه اخیر به منظور

بعدیت، قادر به شناسایی این ساختارها از روی پاسخ‌های MT نبودند (هایزه و پوئوس، ۲۰۰۱).

لحاظ کردن ساختارهای ژئوالکتریک ناهمسانگرد در مدل‌سازی داده‌های MT تأییدی است بر حضور الیاسینگ مکانی ساختارهای زمین در مکان‌هایی که حجم میانگین‌گیری میدان‌های پراکنشی EM (متناسب با طول‌موج این میدان‌ها) بزرگ‌تر از ابعاد شاخص یک مجموعه از ساختارهای جهت‌یافته است. در چنین محیط‌هایی، چگالی جریان لزوماً به موازات میدان الکتریکی نبوده بلکه تابعی از جهت‌گیری میدان در آن محیط است (وانامیکر، ۲۰۰۵). «ناهمسانگردی اتصال الکتریکی» ناشی از هندسه ریزشکاف‌های مملو از سیال یا گرافیت، می‌تواند وابستگی جهتی هدایت‌ویژه الکتریکی (ناهمسانگردی الکتریکی) را توجیه کند. به این علت ساختارهای ناهمسانگرد الکتریکی در نواحی زمین‌ساختی فعال، دارای اهمیت هستند و تشخیص و تفسیر ناهمسانگردی تأثیر برجسته‌ای در درک سیر تکاملی ساختارهای زمین‌شناسی و ارزیابی منابع اقتصادی دارد. مارتی (۲۰۱۴) مطالعه مروری جامعی شامل ابزارهای تشخیص ناهمسانگردی و رهیافت‌های متعدد مدل‌سازی آن همراه با مطالعات موردی، صورت داده است.

مهم‌ترین تقابل هدایت‌ویژه الکتریکی در سطح زمین، در مرز خشکی و دریا روی می‌دهد. این تقابل اثر قوی بر القای الکترومغناطیس بر سطح زمین دارد و این پدیده را در محیط‌های اطراف خط ساحل کنترل می‌کند (لیلی، ۲۰۰۷). در این مقاله با در نظر گرفتن پاسخ مدل‌های مصنوعی و نیز داده‌های واقعی از یک حاشیه قاره‌ای فعال، حاوی ساختارهای ژئوالکتریک ناهمسانگرد، معیار پیشنهادشده در برنامه WALDIM برای شناسایی ناهمسانگردی الکتریکی در مرحله تحلیل بعدیت داده‌های MT ارزیابی می‌شود.

۲. ناوردهای چرخشی WAL

مجموعه‌ای از کمیت‌های اسکالر، I_1, I_2, \dots, I_7 و Q ، هستند که برحسب مؤلفه‌های تانسور MT محاسبه

ساختار بزرگ‌مقیاس دو یا سه‌بعدی منطقه‌ای و سپس جداسازی آثار منطقه‌ای و محلی، انجام می‌شود. این روش‌ها به دو دسته کلی تقسیم می‌شوند:

۱. روش‌هایی که بر ناوردهای چرخشی تانسور امیدانس مبتنی هستند (ویور و همکاران، ۲۰۰۰؛ بار، ۱۹۹۱).

۲. روش‌های عددی که با مدل‌سازی آثار اعوجاجی برحسب تانسورهای پائولی، از یک روش برازش کمترین مربعات استفاده کرده و پارامترهای اعوجاج را از برازش این مدل با داده‌های اندازه‌گیری‌شده، محاسبه می‌کنند (گروم و بیلی، ۱۹۸۹؛ مکینس و جونز، ۲۰۰۱).

از میان این روش‌ها، دسته دوم به دلیل رعایت نکات مسائل عددی مثل یکتایی پاسخ‌ها و نیز ملاحظات آماری در یافتن مدلی از اعوجاج که با داده‌های اندازه‌گیری در محدوده خطای این داده‌ها برازش دارد، رایج‌تر بوده و بسط و گسترش بیشتری یافته است (چیو و جونز، ۲۰۱۲). ضعف اصلی این دسته از روش‌ها آن است که تنها یک نوع بعد برای ساختار منطقه‌ای در نظر می‌گیرند و میزان برازش داده‌ها را با یک ساختار منطقه‌ای همسانگرد 2D می‌سنجند (مارتی و همکاران، ۲۰۰۹). به این دلیل نمی‌توان از این روش‌ها در تحلیل داده‌های MT به منظور شناسایی حضور یا عدم حضور ساختارهای ژئوالکتریک ناهمسانگرد استفاده کرد.

ویور و همکاران (۲۰۰۰) مجموعه‌ای شامل هفت پارامتر مستقل و یک پارامتر وابسته از ناوردهای چرخشی تانسور امیدانس، تحت عنوان ناوردهای چرخشی WAL را به عنوان معیاری برای تحلیل بعدیت داده‌های MT معرفی کردند. مهم‌ترین ویژگی این ناوردها آن است که بدون در نظر گرفتن هیچ فرض اولیه‌ای برای بعد ساختار ژئوالکتریک منطقه و فقط از صفرشدن مقادیر ناوردها، بیشینه اطلاعات از تانسور امیدانس بازیابی می‌شود. برنامه WALDIM بر اساس این ناوردها توسط مارتی و همکاران (۲۰۰۹) برای طبقه‌بندی ساختارهای ژئوالکتریک تدوین و سپس به منظور درج شرایط اضافی که حضور ساختارهای ناهمسانگرد الکتریکی را از ساختارهای 2D همسانگرد تمیز دهند، توسعه پیدا کرد (مارتی و همکاران، ۲۰۱۰). تا قبل از آن روش‌های تحلیل

بعدیت بر مبنای این ناورداها، خطای آن‌ها و حد آستانه‌ای صفر برای آن‌هاست.

در کاربرد معیار WAL در مورد داده‌های صحرایی نوفه‌دار با دو چالش اصلی مواجه هستیم: چالش اول خطای اندازه‌گیری داده‌هاست که در ضمن محاسبات به مقادیر ناورداها و بنابراین نوع بعد ساختار تعیین شده براساس آن‌ها، منتقل می‌شود. همچنین این مشکل ایجاب می‌کند تا در مواردی که بعد ساختار بر مبنای معیار WAL، موارد ۲ تا ۴ در جدول ۱ تشخیص داده شد، جهت روند ساختار و نیز پارامترهای اعوجاج با مقادیر خطای مربوطه تعیین شوند. دومین مشکل این واقعیت است که ناورداهای چرخشی محاسبه شده، اغلب صفر نیستند و بنابراین تعیین حد آستانه‌ای که مقادیر ناوردا را کوچک‌تر از آن را بتوان صفر در نظر گرفت، ضروری است. برای حل این مشکلات، خطای داده‌ها در برنامه WALDIM لحاظ و مقدار خطای ناورداهای WAL برحسب خطای داده‌های اندازه‌گیری شده، محاسبه می‌شوند. تخمین خطای ناورداها با استفاده از روش کلاسیک انتشار خطا و در مورد سایر پارامترها (جهت روند ساختار و پارامترهای اعوجاج) با افزودن نوفه گوسی متناسب با واریانس داده‌ها، انجام می‌گیرد (مارتی و همکاران، ۲۰۰۹).

در برنامه WALDIM به منظور آنکه در هر ایستگاه تخمین پایدارتری از بعد ساختار به دست آید، محدوده پریودی در هر ایستگاه به بازه‌هایی متشکل از چند دهه یا بخشی از یک دهه تقسیم می‌شود. در این صورت بعد هر بازه پریودی، مد ریاضی داده‌ها (یعنی پاسخ‌های تحلیل بعدی که بیشترین نرخ رویداد را دارند) در آن بازه است. رویکرد آماری این برنامه با آنچه در مکینس-جونز (۲۰۰۱) به کار رفته، از این لحاظ متفاوت است که اگرچه در برنامه WALDIM از نتایج منفرد تحلیل بعد در هر بازه پریودی، میانگین‌گیری می‌شود اما در روش دوم، روند ساختار و پارامترهای اعوجاج از برازش کمترین مربعات در هر بازه پریودی تعیین می‌شوند. یکی از ناسازگاری‌هایی که در این برنامه به‌طور

می‌شوند. این تانسور به شکل زیر به تانسور امپدانس (Z) مربوط است:

$$M = \mu_0 Z \quad (1)$$

این کمیت‌ها به جهت‌گیری محورهای اندازه‌گیری بستگی ندارند و با چرخش محورهای مختصات ناوردا باقی می‌مانند. هفت ناوردا اول مستقل از یکدیگرند و Q پارمتر وابسته‌ای است که برحسب سایر ناورداها تعیین می‌شود. این ناورداها به گونه‌ای تعریف شده‌اند که نمایش واضحی بر یک دی‌گرام دایره‌ای مور داشته باشند (شکل ۱) و همچنین بتوان بعد ساختار ژئوالکتریک نزدیک به ایستگاه اندازه‌گیری را برحسب آن‌ها طبقه‌بندی کرد. معیارهای تحلیل بعد ژئوالکتریک برحسب صفر یا غیرصفر بودن مقادیر ناورداهای WAL در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

I_1, I_2 ناورداهای بنیادین تانسور MT محسوب می‌شوند که صرف نظر از بعد ساختار ژئوالکتریک و حضور یا نبود اعوجاج گالوانی همواره غیرصفر هستند و از آن‌ها به منظور بهنجارسازی اندازه سایر ناورداها به مقدار یک، استفاده می‌شود. بنابراین با اینکه I_1, I_2 بعد امپدانس را دارند، سایر ناورداها فاقد بعد هستند. همچنین در صورتی که بتوان از سایر ناورداها صرف نظر کرد، مقاومت ویژه و فاز ساختار یک بعدی مرتبط با داده‌های MT را از روی این پارامترها می‌توان محاسبه کرد. اگر علاوه بر I_1 و I_2 دو ناوردا چرخشی بعد (I_3, I_4) نیز صفر باشند، ساختار منطقه‌ای مرتبط با داده‌ها، 2D است (مورد ۲ در جدول ۱). صفر یا غیرصفر بودن ناورداهای چرخشی I_5 تا I_7 ، بعد ژئوالکتریک مربوط به داده‌های اندازه‌گیری را برحسب درجه‌های مختلف اعوجاج گالوانی، طبقه‌بندی می‌کند (موارد ۳ و ۴ در جدول ۱).

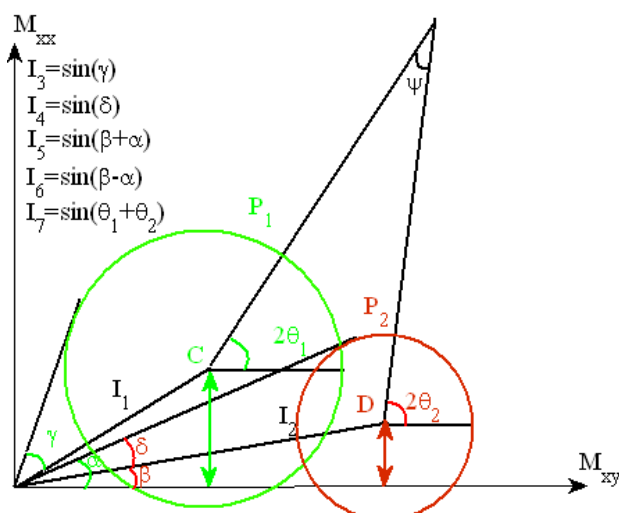
۳. برنامه WALDIM

این برنامه در محیط برنامه‌نویسی فرتن تدوین شده و ابزاری است برای تحلیل بعد مجموعه‌ای از داده‌های اندازه‌گیری شده یا مصنوعی. کارکرد اصلی این برنامه، محاسبه ناورداهای WAL از تانسور امپدانس و تحلیل

در نتایج تحلیل بعد بر مبنای معیار WAL، اصلی ترین نشانه حضور ساختارهای ژئوالکتریک ناهمسانگرد معرفی شده است (مارتی و همکاران، ۲۰۱۰).

در دو بخش بعد با در نظر گرفتن مدل های مصنوعی و داده های واقعی از حواشی قاره ای، کارایی این معیار را در شناسایی حضور ساختارهای ناهمسانگرد الکتریکی ارزیابی می کنیم.

خاص به آن پرداخته شده، مواردی است که بر حسب معیار ناوردهای WAL، بعد ساختار 2D ارزیابی می شود، اما زوایای روند محاسبه شده از قسمت های حقیقی و موهومی تانسور MT تفاوت درخور توجهی دارند. در این موارد برنامه بعد ساختار را 3D/2D ارزیابی و روند ساختار ژئوالکتریک و زوایای پیچش و برش معرف اعوجاج گالوانی را بازیابی می کند. رویداد این وضعیت



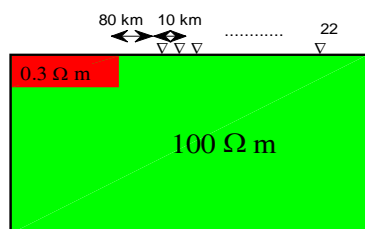
شکل ۱. بیان تصویری دایره حقیقی و موهومی مور که از چرخش کامل بخش های حقیقی و موهومی مؤلفه های M_{xx} , M_{xy} تانسور مگنتوتلوریک حاصل می شوند. رنگ سبز دایره حقیقی و پارامترهای مربوط به آن را نشان می دهد. رنگ قرمز همان پارامترها را برای بخش موهومی این مؤلفه ها نشان می دهد (ویور و همکاران، ۲۰۰۰).

جدول ۱. معیارهای تحلیل بعدیت بر حسب مقادیر ناوردهای چرخشی WAL از تانسور MT (ویور و همکاران، ۲۰۰۰).

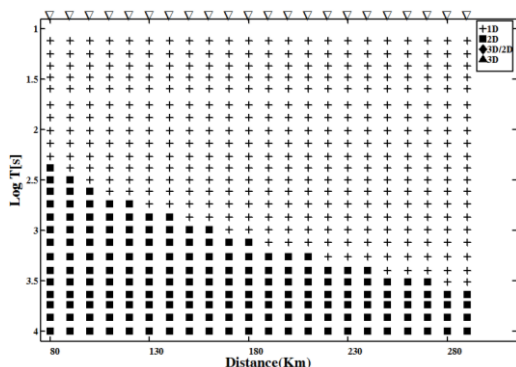
| نماد | بعدیت ژئوالکتریک | مقادیر I_3 تا I_7 و Q | مورد |
|------|--|--|-------|
| + | 1D | $I_3 = I_4 = I_5 = I_6 = 0$ | ۱ |
| ■ | 2D | $I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ or $Q = 0$ ($\Lambda_4 \neq 0$) | ۲ |
| * | 3D/2D twist | $I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $I_7 = 0$ | ۳ الف |
| × | 3D/1D2D اعوجاج گالوانی بر یک ساختار 1D یا 2D | $I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $Q = 0$ | ۳ ب |
| ☆ | 3D/1D2D diagonal اعوجاج گالوانی بر یک ساختار 1D یا 2D که منجر به تانسور امپدانس قطری شده است. | $I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ or $Q = 0$ ($\Lambda_4 = 0$) | ۳ پ |
| • | 3D/2D حالت کلی اعوجاج گالوانی بر یک ساختار 2D | $I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 \neq 0$; $I_7 = 0$ | ۴ |
| ▲ | 3D | $I_7 \neq 0$ | ۵ |

نامحدود، پیچیدگی‌های ساختاری بیشتر به مدل اولیه اضافه می‌شوند. در این مدل‌ها امتداد پروفیل، تعداد ایستگاه‌ها و فاصله بین آن‌ها سازگار با پروفیل داده‌های واقعی، طراحی شده‌اند.

اولین مدل معرف ساده‌ترین موقعیت زمین‌شناسی است که در یک حاشیه قاره‌ای همسانگرد رخ می‌دهد. در این مدل (شکل ۲-الف) اقیانوس به صورت نیم‌لایه‌ای رسانا با ضخامت تقریبی 4.6 km و مقاومت ویژه $0.3 \Omega m$ گنجانده شده است. آنچه که در نتیجه تحلیل بعد پاسخ‌های MT این مدل مشاهده می‌کنیم (شکل ۲-ب)، در ژئوالکترومغناطیس به اثر ساحل معروف است (لیلی، ۲۰۰۷) و نمودی است از طول تطبیقی (adjustment length) بسیار بلند امواج EM در همبری دو محیط با تقابل هدایت ویژه زیاد. اثر این تقابل تا فواصل بسیار دور از خط ساحل (به عنوان مرز همبری) نیز حضور داشته و فقط با دور شدن از آن به پریودهای بالاتر منتقل می‌شود. در موارد 2D، روند ساختاری بازیابی شده بر مبنای معیار WAL منطبق با امتداد خط ساحل، صفر درجه است.



(الف)



(ب)

شکل ۲. (الف) سطح مقطع ساده‌ترین مدل از یک حاشیه قاره‌ای؛ (ب) الگوی تحلیل بعد حاصل از بررسی پاسخ‌های MT شکل (الف) با استفاده از برنامه WALDIM.

۴. تحلیل بعد پاسخ مدل‌های مصنوعی ناهمسانگرد از حواشی قاره‌ای با استفاده از برنامه WALDIM مدل‌سازی ساختارهای ژئوالکتریک ناهمسانگرد

در یک ساختار ژئوالکتریک ناهمسانگرد پارامتر هدایت ویژه الکتریکی (σ) که بر مبنای قانون اهم در هر نقطه ساختار، این دو بردار را به هم مربوط می‌کند.

$$J = \sigma E \quad (2)$$

به شکل یک تانسور مرتبه دو متقارن، مثبت و معین است (پک و ورنر، ۱۹۹۷). به منظور مدل‌سازی پاسخ‌های MT این ساختارها، تانسور هدایت ویژه به شکل یک تانسور قطری، شامل مقادیر ویژه تانسور هدایت ویژه و سه تانسور چرخش که مشابه چرخش‌های بنیادین اوایلر در مکانیک کلاسیک هستند، بسط می‌یابد. به این ترتیب برای محاسبه پاسخ MT هر بلوک از یک ساختار ناهمسانگرد، شش متغیر مستقل، شامل سه مقدار ویژه اصلی تانسور هدایت ویژه ($\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$) و زوایای روند (α_s)، شیب (α_d) و سوگیری (α_i) باید لحاظ شوند. در مدل‌سازی‌های ناهمسانگردی الکتریکی در این مقاله، به منظور کاستن از پیچیدگی‌های مسئله، زوایای شیب و سوگیری برابر مقدار ثابت صفر و هدایت ویژه در دو راستا از فضای سه بعدی برابر ($\sigma_x = \sigma_z$) در نظر گرفته شده‌اند. این شرایط موجب می‌شود تا مسئله ناهمسانگردی کلی به ناهمسانگردی آزمون‌تی تقلیل یابد.

۴.۱. مدل‌های مصنوعی

ابتدا چند مدل ناهمسانگرد مصنوعی از چینش زمین‌شناسی که در حواشی قاره‌ای با آن‌ها مواجه هستیم، مورد توجه قرار گرفته و پاسخ‌های MT ناشی از آن‌ها با استفاده از برنامه پک و ورنر (۱۹۹۷) محاسبه شده‌اند. در ادامه با افزودن ۲ درصد نوفه گوسی به این پاسخ‌ها، بعد ژئوالکتریک آن‌ها با استفاده از برنامه WALDIM (مارتی و همکاران، ۲۰۰۹)، ارزیابی شده است. بررسی‌ها از ساده‌ترین مدل حاشیه قاره‌ای شروع می‌شود و سپس با افزودن ساختارهای ناهمسانگرد الکتریکی محدود و

۵. ارزیابی کد WALDIM به منظور شناسایی ناهمسانگردی الکتریکی در حاشیه قاره‌ای جنوب شیلی حاشیه قاره‌ای جنوب شیلی

داده‌های واقعی بررسی شده در این مقاله، در جنوب و مرکز شیلی برداشت شده‌اند؛ جایی که صفحه اقیانوسی نازکا به طور مایل و با زاویه تقریبی ۲۵ درجه نسبت به حاشیه صفحه، به زیر قاره آمریکای جنوبی فروزانده می‌شوند. این قسمت از ناحیه آند مرکزی محدود به عرض‌های جغرافیایی (۳۸ تا ۴۰ درجه جنوب) از نظر زمین‌ساختی منطقه گذاری است که قسمت‌های مرتفع و پهن آند مرکزی (در عرض‌های جغرافیایی ۳ تا ۳۶ درجه جنوب که میانگین ارتفاع و پهنای آن به ترتیب ۴ کیلومتر و ۸۰۰ کیلومتر است) را از قسمت‌های کم ارتفاع و باریک آند پاتاگونیایی (در عرض‌های جغرافیایی ۳۸ تا ۴۶ درجه جنوب، با میانگین ارتفاع کمتر از ۱ کیلومتر و پهنای حدود ۳۰۰ کیلومتر) جدا می‌کند. تفاوت نوع دگرشکلی‌های تراکمی در شمال و جنوب این منطقه گذار و همچنین ساختار و فعالیت ناشناخته آن در اعماق پایین تا فصل مشترک صفحات و به ویژه درون ناحیه لرزه‌زای جفت شده (Seismogenic Coupling Zone)، اجرای پیمایش‌های متعدد ژئوفیزیکی را در این منطقه ایجاب کرده است (کراوسینگ، ۲۰۰۳).

داده‌های MT به سه پروفیل غربی-شرقی مربوط هستند که در عرض‌های جغرافیایی ۳۹/۳، ۳۸/۹ و ۳۸/۲ درجه جنوب، واقع شده و از ساحل اقیانوس آرام تا مرز آرژانتین گسترش یافته‌اند. اگرچه بر مبنای قرارداد ویزه (۱۹۶۲) در ترسیم بردارهای القا، به علت امتداد شمال-جنوب خط ساحل به عنوان اصلی‌ترین مرز بین ساختارهای ژئوالکتریک رسانا و مقاوم، راستای غرب-شرق برای این بردارها انتظار می‌رود، اما نکته شایان توجه در مورد داده‌های تپیر این منطقه آن است که در تمام ایستگاه‌ها و در پریودهای بلند، صرف نظر از واحد زمین‌شناسی که بر آن واقع شده‌اند، بردارهای القا همگی از راستای غرب-شرق به سمت شمال انحراف یافته‌اند (شکل ۵).

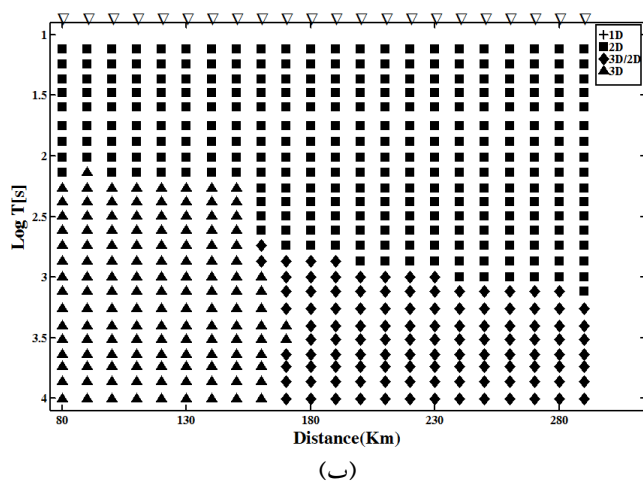
در گام بعد، لایه ناهمسانگردی به ضخامت 8 km با نسبت ناهمسانگردی $\frac{\rho_{min}}{\rho_{max}} = \frac{10}{1000}$ و روند ناهمسانگردی $\alpha_s = 45^\circ$ در عمق 9 کیلومتری مدل قبل اضافه شده است (شکل ۳-الف). شکل ۳-ب نتیجه تحلیل بعد پاسخ‌های MT این مدل را نشان می‌دهد. موارد 2D که در الگوی تحلیل بعد این مدل در پریودهای کوتاه و در تمام ایستگاه‌ها مشاهده می‌شوند، روند ناهمسانگردی ($\alpha_s = 45^\circ$) را بازیابی کرده‌اند. به این نکته باید توجه داشت که نزدیک‌ترین ایستگاه تا اقیانوس 80 کیلومتر فاصله دارد و بازیابی امتداد خط ساحل (روند 0°) تنها با نزدیک شدن ایستگاه به اقیانوس و تحلیل داده‌ها در پریودهای کوتاه‌تر از یک ثانیه، امکان‌پذیر است. در ایستگاه‌های نزدیک به اقیانوس، اثر ترکیبی اقیانوس و لایه ناهمسانگرد قوی‌تر بوده و با بعد 3D نمود یافته است. با دور شدن از اقیانوس با توجه به ضعیف‌تر شدن اثر ساحل، نتایج تحلیل بعد به شکل 3D/2D ظاهر شده و اثر حضور ساختار ناهمسانگرد به وضوح نمود یافته است.

در پیچیده‌ترین مورد از مدل‌های مصنوعی، گسترش لایه ناهمسانگرد در مدل قبل از سمت چپ محدود شده و یک ساختار ناهمسانگرد دوبعدی بازسازی شده است. در اینجا نیز بعدهای 2D بازیابی شده در پریودهای پایین‌تر، روندی منطبق بر روند ناهمسانگردی نشان می‌دهند ($\alpha_s = 45^\circ$). نکته قابل توجه در نتایج تحلیل بعد این مدل، اثر برهم‌نهاد همبری دو محیط و ناهمسانگردی الکتریکی نیم لایه سمت چپ مدل است. این اثر موجب شده تا بعد ساختار در پریودهای بلندتر همه ایستگاه‌ها به شکل 3D نمود یابد. تنها در سه ایستگاه واقع در انتهای سمت راست مدل که به اندازه کافی از همبری دور هستند، اثر ساختار ناهمسانگرد بر نتایج تحلیل بعد در چند پریود معدود نمود یافته است. بنابراین نبود نتایج تحلیل بعد 3D/2D که در برنامه WALDIM به عنوان معیار اصلی وجود ساختار ناهمسانگرد معرفی شده است، الزاماً به معنی نبود ساختارهای ناهمسانگرد الکتریکی نیست، بلکه ناشی از ضعف الگوریتم در شناسایی ساختارهای ناهمسانگرد در حضور دیگر پیچیدگی‌های ساختار ژئوالکتریک است.

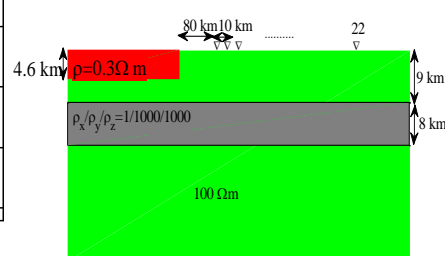
بعد پاسخ‌های این مدل جلب توجه می‌کند، آن است که بعد 3D/2D به عنوان شاخص معرفی شده مبنی بر وجود ناهمسانگردی، حضور معناداری ندارد و به صورت تصادفی در نتایج تحلیل بعد برخی ایستگاه‌ها در تعدادی از پریودها، نمود یافته است. به ویژه در ایستگاه‌های نزدیک به لبه رساناهای کوچک مقیاس نزدیک (ایستگاه‌های ۶، ۷، ۱۲، ۲۰ و ۲۲ در شکل ۶-ب اثر 3D/2D معرف ناهمسانگردی وجود نداشته و نتایج تحلیل بعدیت به صورت 3D/2D general ظاهر شده‌اند. این واقعیت نشان می‌دهد که در این ایستگاه‌ها آثار اعوجاج گالوانی این توده‌ها غلبه داشته و اثر ساختار ناهمسانگرد را پوشانده‌اند.

مدل‌سازی‌های معمول دو و سه بعدی از داده‌های این منطقه نتوانسته‌اند علت رویداد این اثر را تعیین کنند. تنها مدل‌سازی‌های ناهمسانگرد مستقیم و معکوس از این داده‌ها قادر بوده‌اند آن را به صورت اثر برهم‌نهادی از یک نیم‌لایه ناهمسانگرد عمیق، توده‌های کوچک مقیاس رسانای سطحی در مجاورت اقیانوس و صفحه اقیانوسی مقاوم فرورونده، شبیه‌سازی کنند (براسه و همکاران، ۲۰۰۹؛ منتهایی و اسکویی، ۲۰۱۴).

شکل ۶-الف برازش پاسخ MT حاصل از مدل‌سازی مستقیم ناهمسانگرد از این داده‌ها (برگرفته از براسه و همکاران، ۲۰۰۹) و شکل ۶-ب تحلیل بعد صورت گرفته از پاسخ‌های امپدانس این مدل است. آنچه در نتایج تحلیل

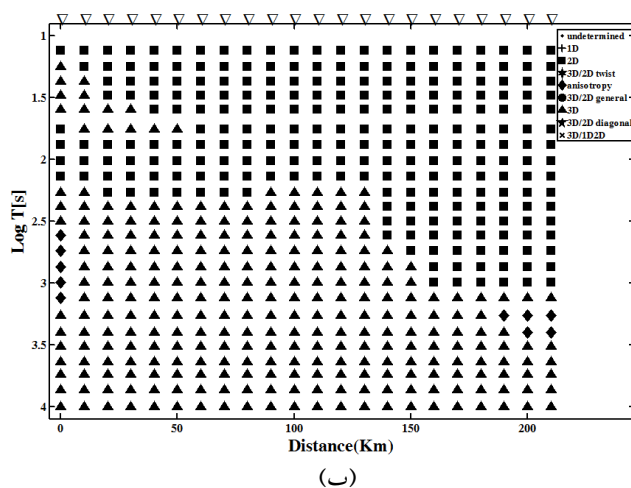


(ب)

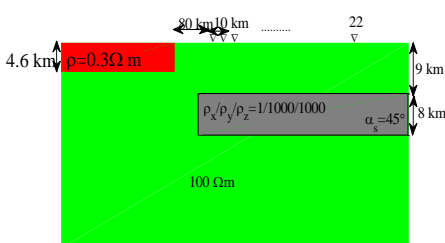


(الف)

شکل ۳. (الف) سطح مقطع مدل یک حاشیه قاره‌ای، حاوی یک لایه ناهمسانگرد؛ (ب) الگوی تحلیل بعد حاصل از بررسی پاسخ‌های MT شکل (الف) با استفاده از برنامه WALDIM.

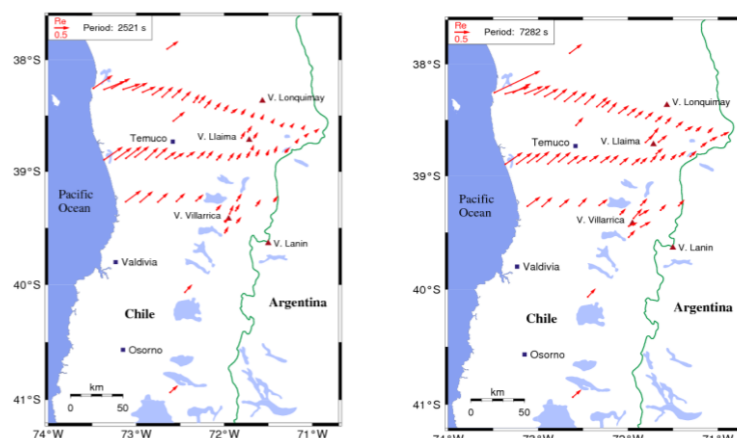


(ب)

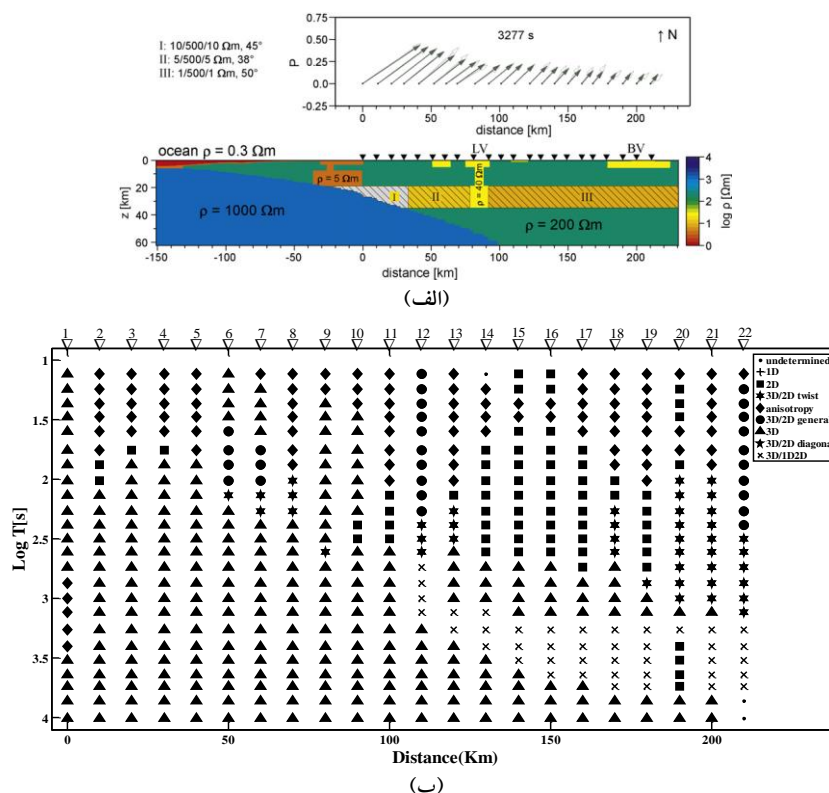


(الف)

شکل ۴. (الف) سطح مقطع مدل یک حاشیه قاره‌ای، حاوی یک نیم‌لایه ناهمسانگرد؛ (ب) الگوی تحلیل بعد حاصل از بررسی پاسخ‌های MT شکل (الف) با استفاده از برنامه WALDIM.



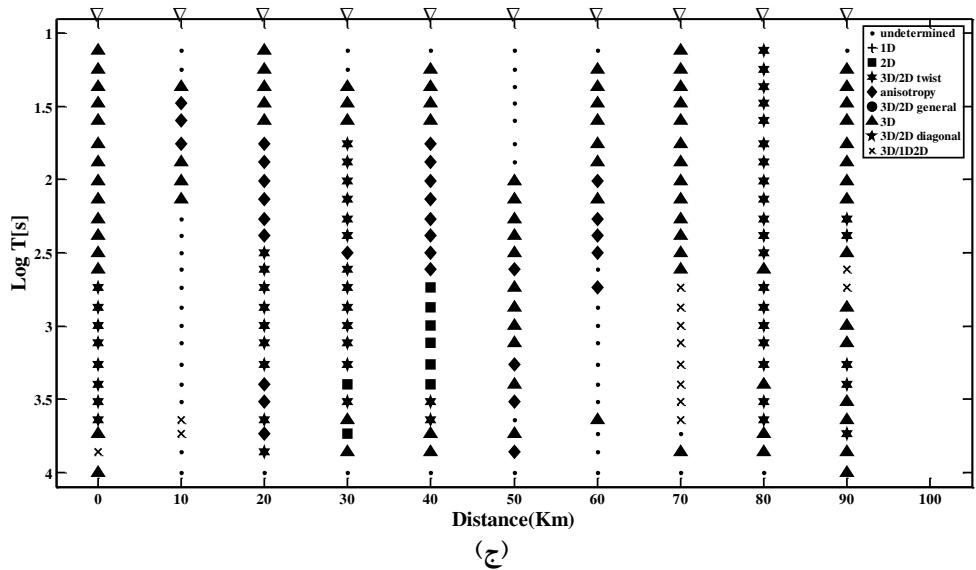
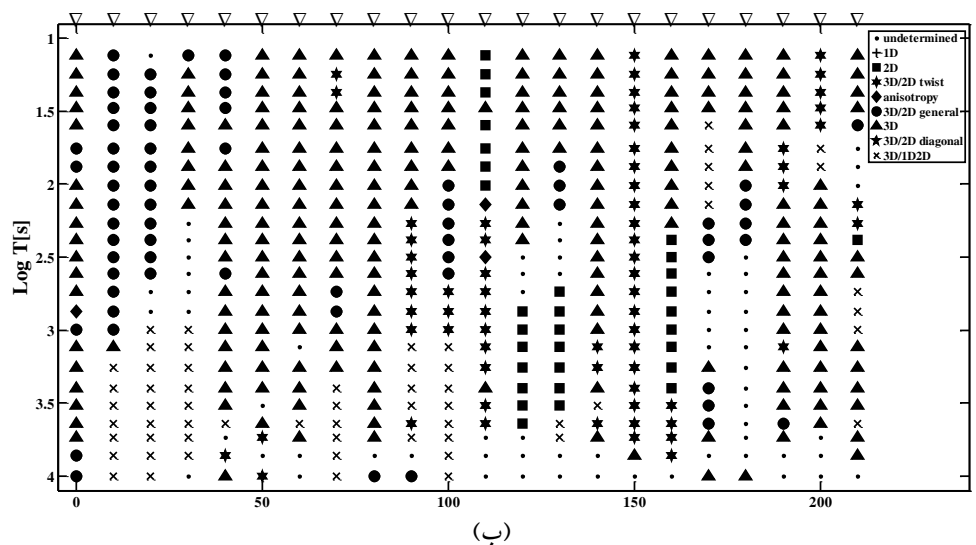
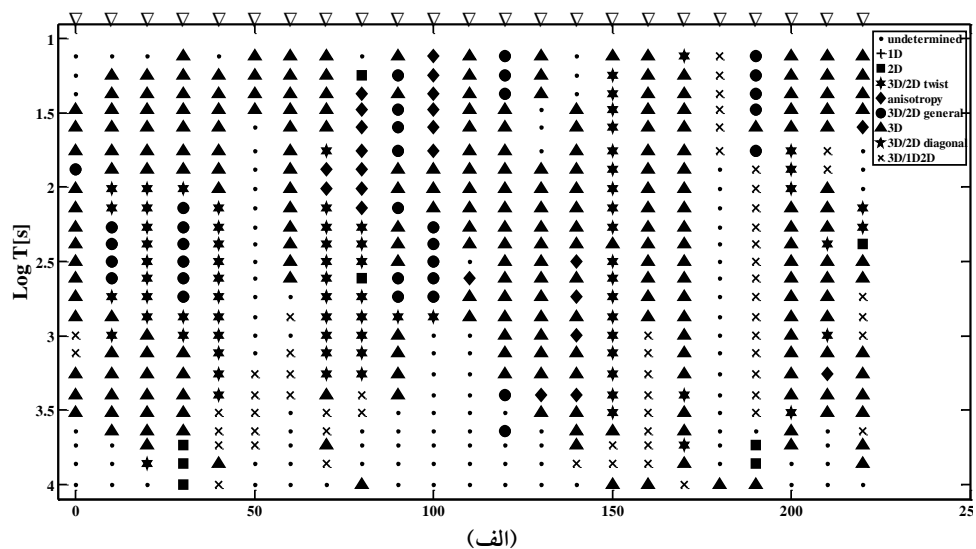
شکل ۵. بخش حقیقی بردارهای القا در پریودهای بلند در سرتاسر این منطقه تحت تأثیر ساختار رسانای عمیق از امتداد W-E به سمت شمال منحرف شده‌اند.



شکل ۶. (الف) مدل ناهمسانگرد دوبعدی که بهترین برازش را با بخش حقیقی بردارهای القا داشته است (براسه و همکاران، ۲۰۰۹) و (ب) الگوی تحلیل بعد حاصل از بررسی پاسخ‌های MT شکل (الف) با استفاده از برنامه W.A.L.D.I.M.

نشوند. بنابراین اگرچه معیار معرفی شده بر مبنای ناوردهای چرخشی WAL قادر است اثر حضور ساختارهای ژئوالکتریک ناهمسانگرد را در مورد مدل‌های زمین‌شناسی خاص و تا حدودی ساده، شناسایی کند اما در موارد پیچیده‌تری که شاهد برهم‌نهی ناهمسانگردی الکتریکی و ناهمگنی‌های ساختاری هستیم، کارایی لازم را ندارد. در این شرایط استنتاج حضور یا نبود اثر ناهمسانگردی الکتریکی در داده‌ها، مستلزم اجرای روش‌های تحلیلی مکمل مثل مدل‌سازی وارون است.

شکل ۷ (الف تا ج) نتایج تحلیل بعد داده‌های حاشیه قاره‌ای جنوب شیلی را در امتداد سه پروفیل tipteq, Llaima, Villarica نشان می‌دهد. در اینجا نیز نتایج 3D/2D anisotropy به صورت محدود و تصادفی در برخی ایستگاه‌ها و در تعدادی از پریودها ظاهر شده‌اند. در مورد این منطقه فعال زمین‌ساختی، تعدد توده‌های رسانای نزدیک سطحی، آثار اعوجاج گالوانی قوی را به وجود آورده که به همراه پیچیدگی ساختارهای ژئوالکتریک در این منطقه باعث شده است آثار ناشی از ناهمسانگردی الکتریکی، در نتایج تحلیل بعد ظاهر



شکل ۷. الگوی تحلیل بعدیت حاصل از داده‌های MT سه پروفیل (الف) شمالی، (ب) مرکزی و (ج) جنوبی در جنوب مرکزی شیلی (شکل ۵) با استفاده از برنامه WALDIM.

۶. نتیجه گیری

در این پژوهش با در نظر گرفتن مدل‌های متعدد از ساختارهای ناهمسانگرد در یک حاشیه قاره‌ای، کارایی معیار گفته شده در برنامه WALDIM به منظور شناسایی ساختارهای ژئوالکتریکی ناهمسانگرد، ارزیابی شده است. نتایج حاصل از مدل‌سازی‌های عددی نشان می‌دهند که اگرچه این معیار قادر است برای ساختارهای 2D حاوی یک لایه ناهمسانگرد، اثر حضور ناهمسانگردی الکتریکی را شناسایی کند اما در صورت حضور رساناهای کوچک مقیاس نزدیک سطحی، اثر اعوجاج گالوانی ناشی از این توده‌ها غالب بوده و شناسایی حضور ناهمسانگردی الکتریکی بر مبنای این معیار را دشوار می‌سازد (شکل ۷). همچنین افزودن پیچیدگی‌های ساختاری بیشتر به مدل، به طور مثال همبری دو

محیط همسانگرد و ناهمسانگرد (شکل ۶) در نتایج تحلیل بعد به صورت یک اثر 3D ظاهر می‌شود.

بنابراین فقدان موارد 3D/2D anisotropy در نتایج تحلیل بعد داده‌های واقعی از منطقه‌ای که حضور ناهمسانگردی الکتریکی پیش‌تر در آن اثبات شده، از ضعف معیار معرفی شده در برنامه WALDIM (مارتی و همکاران، ۲۰۱۰) برای شناسایی ناهمسانگردی الکتریکی حکایت دارد. به عبارت دیگر الگوریتم ارائه شده در این برنامه قادر نیست در نتایج تحلیل بعد داده‌های امیدانس مربوط به یک منطقه پیچیده زمین‌شناسی، اثر ناهمسانگردی الکتریکی را از آثار اعوجاج گالوانی و پیچیدگی‌های ساختاری تمیز دهد.

مراجع

- Bahr, K., 1991, Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 66, 24-38.
- Brasse, H., Kapinos, G., Li, Y., Mütschard, L., Soyer, W. and 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.
- Chave, A. and Jones, A., 2012, the Magnetotelluric method, theory and practice, Cambridge University Press.
- Groom, R. W. and Bailey, R. C., 1989, Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *J. Geophys. Res.*, 94, 1913-1925.
- Heise, W. and Pous, J., 2001, Effects of anisotropy on the two-dimensional inversion procedure, *Geophys. J. Int.*, 147, 610-621.
- Krawczyk, CM, SPOC Team, 2003, Amphibious seismic survey images plate nterface at 1960 Chile earthquake, *EOS* 84(32), 301, 304-305.
- Lilley, T., 2007, Coast effect of induced currents, *ENCYCLOPEDIA of GEOMAGNETISM AND PALEOMAGNETISM*, Springer.
- McNeice, G. W. and Jones, A. G., 2001, Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data, *Geophysics*, 66(1), 158-173.
- Martí, A., Queralt, P. and Ledo, J., 2009, Waldim: a code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. *Comp. Geosci.*, 35, 2295-2303.
- Martí, A., Queralt, P., Ledo, J. and Farquharson, C., 2010, Dimensionality imprint of electrical anisotropy in magnetotelluric responses, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 182, 139-151.
- Martí, A., 2014, The role of electrical anisotropy in magnetotelluric responses: from modelling and dimensionality analysis to inversion and interpretation, *Surveys in Geophysics.*, Doi:10.1007/s10712-013-9233-3.
- Montahaei, M. and Oskooi, B., 2014, Magnetotelluric inversion for azimuthally anisotropic resistivities employing artificial neural networks, *Acta Geophysica*, 62(1), 12-43.
- Pek, J. and Verner, T., 1997, Finite-difference modeling of magnetotelluric fields in two-dimensional anisotropic media, *Geophys. J. Int.*, 128, 505-521.
- Swift, C. M., 1967, A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States, Ph.D. thesis, MIT, Cambridge, MA.
- Wannamaker, P., 2005, Anisotropy versus heterogeneity in continental solid Earth electromagnetic studies: fundamental response characteristics and implications for physicochemical state, *Surveys in Geophysics*, 26, 733-765, doi: 10.1007/s10712-005-1832-1.
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K. and Lilley, F. E. M., 2000, Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophys. J. Int.*, 141, 321-336.
- Wiese, H., 1962, Geomagnetische tiefentellurik teil II: die streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen, *Pageoph*, 52, 83-103.