

张罗磊, 于 鹏, 王家林等. 光滑模型与尖锐边界结合的 MT 二维反演方法. 地球物理学报, 2009, 52(6): 1625~1632, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.06.025

Zhang L L, Yu P, Wang J L, et al. Smoothest model and sharp boundary based two-dimensional magnetotelluric inversion. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(6): 1625~1632, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.06.025

光滑模型与尖锐边界结合的 MT 二维反演方法

张罗磊, 于 鹏*, 王家林, 吴健生

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

摘 要 如何得到快速稳定的反演结果和更清晰的地质体分界面等问题仍然是当前 MT 反演研究的一个重点. 为了解决反演结果不能得到清晰的电性分界面的问题, 本文在前人研究的基础上, 基于 OCCAM 反演以及突出尖锐边界反演的思想, 结合最小支撑梯度泛函, 构建了新的反演目标函数, 并利用共轭梯度法优化目标函数, 实现了一种光滑模型与尖锐边界结合的 MT 二维反演方法. 模型实验证明了该方法的准确性, 通过与已发表的相关反演方法的结果进行比较, 证明了该方法在光滑稳定的基础上可突出对尖锐电性边界的刻画. 对广东徐闻地区的实测 MT 资料进行了处理, 表明了该方法的适用性和效果.

关键词 大地电磁测深, OCCAM 反演, 光滑模型, 尖锐边界, 共轭梯度反演

DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.06.025

中图分类号 P631

收稿日期 2008-04-29, 2009-05-22 收修定稿

Smoothest model and sharp boundary based two-dimensional magnetotelluric inversion

ZHANG Luo-Lei, YU Peng*, WANG Jia-Lin, WU Jian-Sheng

State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

Abstract How to get the rapid and stable inversion results and the clear geological interfaces is a focus problem in current Magnetotelluric (MT) inversion. With the purpose to represent clear boundary with resistivity discontinuity, the paper integrates the ideas of OCCAM inversion and sharp boundary inversion (SBI) to construct a new objective function for inversion by using the minimum gradient support functional and conjugate gradient inversion method to solve the optimal minimum. So the 2-D MT inversion method based on OCCAM and SBI is fulfilled. Through the model tests and comparisons with the related published inversion results, this method is proved accurate in determining sharp electrical interfaces based on the smoothest and stable models. It is also applied to process the field observed MT data in the regions of Guangdong Xuwen, the results indicate the effectiveness and feasibility of this method.

Keywords Magnetotelluric (MT), OCCAM inversion, Smoothest model, Sharp boundary inversion, Conjugate gradient (CG)

基金项目 国家高技术研究发展计划项目(863)(2006AA09Z359), 国家自然科学基金项目(40674063), 国家重点基础研究发展计划项目(973)(2007CB411706-02, 2007CB411702), 同济大学海洋地质国家重点实验室重点项目(MG20080103)和国家科技重大专项(2008ZX05005-005-009HZ)资助.

作者简介 张罗磊, 男, 1982 年生, 博士研究生, 主要从事大地电磁测深正反演方法的研究. E-mail: zhangluolei@163.com

* **通讯作者** 于 鹏, 男, 1969 年生, 教授, 博士生导师, 现于同济大学海洋与地球科学学院工作, 主要从事综合地球物理正反演方法的研究工作. E-mail: yupeng@tongji.edu.cn

1 引言

大地电磁测深(MT)反演方法中应用广泛的有 Constable 等提出的 OCCAM 法^[1,2], Smith 和 Booker 提出的 RRI 法^[3], Catherine de Groot-Hedlin 提出的 SBI 法^[4] (Sharp Boundary Inversion), 以及 Siripunvaraporn 和 Egbert 提出的 REBOCC 法^[5]. 同时, 国内许多学者也改进和研发了许多方法, 如戴世坤等^[6]提出 MT 二维和三维的连续介质快速反演方法, 将连续介质反演问题转变为泛函的变分问题, 具有计算量小、收敛快等特点; 杨辉等^[7]提出的带地形的 MT 多参量二维模拟退火约束反演方法, 将改进后的模拟退火方法引入到 MT 二维反演中, 此方法简单、高效、不需计算灵敏度矩阵, 是很有前途的非线性反演方法; 严良俊等^[8]提出一种 MT 资料的二次函数逼近非线性反演方法, 避免了常规的迭代反演过程中陷入局部极小问题, 实现了对目标函数求全局极小, 较好地解决了非惟一性问题; 胡祖志等^[9]提出 MT 非线性共轭梯度拟三维反演, 通过采用一维灵敏度矩阵代替三维灵敏度矩阵的方法, 提高了计算速度. 文献[10]、[11]曾较全面地论述了 MT 反演方法的现状和问题, 而如何得到快速稳定的反演结果和更清晰的地质体分界面等问题仍然是当前 MT 反演研究的一个热点.

对于光滑模型反演, OCCAM 法^[1,2]是最常用的一种, 它寻找有极小可能构造意义下符合数据的模型. 为了压制虚假构造, 模型的粗糙度必须最小化. 对二维构造, Constable 等人不仅考虑模型的垂向光滑问题, 还考虑了横向光滑问题. 它是一种很稳定的算法, 不过由于粗糙度必须最小化, 因此会出现电性突变界面刻画模糊, 反演结果不清晰的问题.

对于突出尖锐边界反演, 主要有 Catherine de Groot-Hedlin 提出的 SBI 法^[4], 该方法把地质构造表示为有限数量的具有均匀电导率的层, 这些层的深度在横向上是变化的(即不同测点下同一层的深度是不同的), 反演的参数是各层的电导率以及所有测点下各层的深度. 并且通过引入光滑限制条件及控制地质单元之间电导率差异的办法使反演变得稳定并避免产生多余构造细节的现象. 欧东新^[12,13]曾将该方法进行了一定的改善. 然而该方法在块体建模方面存在缺陷, 此外模型也不利于二维反演中灵敏度矩阵的计算. 同时, Portniaguine 等^[14~16]提出了聚焦反演成像法, 此方法是建立在一种全新的稳

定器(最小支撑泛函或最小梯度支撑泛函)的基础上, 并结合惩罚泛函能反演出比常规最大平滑类反演方法更清晰、聚焦的地电图像. 聚焦反演成像在此基础上改变稳定器的类型, 能比较清晰地反演出物性变化较大的界面. 它已成功地应用到三维重力反演、三维磁力反演及可控源大地电磁测深法反演中, 都取得了很好的效果. 刘小军^[17,18]曾将该方法运用于 MT 数据的反演, 取得了一定的效果. 不过由于聚焦的作用, 有时候会使构造形态发生畸变, 令反演结果不准确.

本文通过分析光滑模型反演以及尖锐边界反演各自的优缺点, 考虑可以通过构造新的目标函数, 即在数据误差项的基础上加上光滑泛函和最小梯度支撑稳定泛函形成两个稳定器, 从而将这两类反演结合起来计算, 得到了一种既具有二者优点又摒弃缺点的反演方法.

2 模型与算法

2.1 模型构建和正演方法

将地下电性结构表示为矩形剖分网格的形式, 每个网格内取均一的电阻率, 对电性界面或块体的模拟, 取决于网格剖分的疏密, 来保证正反演的精度. 反演的模型参数为每个网格内的电阻率: $\text{model} = (\rho_1, \rho_2, \rho_3, \dots, \rho_{n-1}, \rho_n)$, 其中: ρ 为网格内的电阻率; n 为网格的数目.

考虑到上述模型构建方式, 以及计算时间、精度以及稳定性的要求, MT 二维正演使用矩形网格有限元法^[19,20]进行大地电磁场正演模拟, 得到的结果精度可满足反演计算的要求.

2.2 灵敏度矩阵的求取

本文采用互易定理结合有限单元法求解灵敏度矩阵^[21~23]. 其基本思想是根据源点与接收点可以互换的原理, 将源点放到 MT 的测点处, 做一次正演求得测点上主场对研究区所有单元的偏导数, 同时也可以同样的思想来计算辅助场的偏导数. 主要过程为 Helmholtz 方程中电磁场参数对地下单元电导率求偏导, 从而直接得到灵敏度值的偏微分方程. 利用电磁场的互易性, 在确定边界条件后, 通过在测点和测点以下几个点源, 采用有限元法直接求取主场和辅助场的偏导数值.

2.3 光滑模型与尖锐边界结合的反演方法研究

2.3.1 正则化反演理论

地球物理反演中为了改善解的稳定性和非惟一

性问题,通常是引入 Tikhonov 的正则化思想^[24,25]:

$$P^\alpha(\mathbf{m}) = \phi(\mathbf{m}) + \alpha s(\mathbf{m}), \quad (1)$$

其中: $P^\alpha(\mathbf{m})$ 为总目标函数; α 为正则化因子, \mathbf{m} 为模型参数; $\phi(\mathbf{m})$ 为观测数据与预测数据之差的平方和(即数据目标函数); $s(\mathbf{m})$ 为稳定器(先验约束条件的模型目标函数)。

2.3.2 以 OCCAM 为基础的光滑模型反演

对于光滑模型反演, OCCAM 反演原理^[1,2]实际上是求一个多层地球模型的最光滑解,即在一定的拟合误差标准下使模型的粗糙度最小,其实应属于最平缓模型约束反演。

基于一阶导数的模型粗糙度:

$$R_1 = \|\partial_y \mathbf{m}\|^2 + \|\partial_z \mathbf{m}\|^2, \quad (2)$$

其中, ∂_y 和 ∂_z 为粗糙化矩阵,分别对侧向和垂向相邻单元的模型参数取差分。同样也可定义二阶导数限制下的粗糙度 R_2 。

于是可以得到最光滑泛函的表达式:

$$\omega_{SM}(\mathbf{m}) = \frac{\nabla \mathbf{m}}{[(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})^2 + e^2]^{1/2}}, \quad (3)$$

其中, \mathbf{m}_{apr} 为先验模型; e 为一小值。

目标函数为

$$P(\mathbf{m})^\alpha = \|(A(\mathbf{m}) - \mathbf{d})\|^2 + \alpha \|\omega_{SM}(\mathbf{m})(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2, \quad (4)$$

其中, \mathbf{d} 为实测数据; $A(\mathbf{m})$ 是正演结果; $\|\dots\|^2$ 为 2-范数。

2.3.3 突出尖锐边界的反演方法

最小梯度支撑泛函^[14~16]具有梯度支撑的作用,可以令反演结果突出尖锐边界。获得最小梯度支撑泛函及其稳定器,建立突出尖锐边界反演目标函数的过程如下:

首先引入一个模型参数积分方程:

$$s_\beta[\nabla \mathbf{m}] = \int_V \frac{\nabla \mathbf{m} \cdot \nabla \mathbf{m}}{\nabla \mathbf{m} \cdot \nabla \mathbf{m} + \beta^2} dV, \quad (5)$$

式中 β 是不为零的小数,这样就排除了 $\mathbf{m} = 0$ 的奇异点。

引入模型参数梯度支撑(记为 $\text{spt} \nabla \mathbf{m}$, spt 是 support 的缩写),把它作为在 $\mathbf{m} \neq 0$ 时的一个子域 V 的集合,于是(4)式可以写为

$$s_\beta[\nabla \mathbf{m}] = \text{spt} \nabla \mathbf{m} - \beta^2 \int_{\text{spt} \nabla \mathbf{m}} \frac{1}{\nabla \mathbf{m} \cdot \nabla \mathbf{m} + \beta^2} dV, \quad (6)$$

由此很容易得出:当 $\beta \rightarrow 0$ 时, $s_\beta[\nabla \mathbf{m}] \rightarrow \text{spt} \nabla \mathbf{m}$ 。故对于一个很小的 β , $s_\beta[\nabla \mathbf{m}]$ 可以看作是梯度支撑的正比例函数。于是得到最小梯度支撑泛函:

$$s_{MGS}(\mathbf{m}) = s_\beta[\nabla \mathbf{m}] = \int_V \frac{\nabla \mathbf{m} \cdot \nabla \mathbf{m}}{\nabla \mathbf{m} \cdot \nabla \mathbf{m} + \beta^2} dV. \quad (7)$$

将 $s_{MGS}(\mathbf{m})$ 写成内积的形式:

$$s_{MGS}(\mathbf{m}) = \left[\frac{\nabla \mathbf{m}}{(\nabla \mathbf{m} \cdot \nabla \mathbf{m} + \beta^2)^{1/2}}, \frac{\nabla \mathbf{m}}{(\nabla \mathbf{m} \cdot \nabla \mathbf{m} + \beta^2)^{1/2}} \right]. \quad (8)$$

令最小梯度支撑泛函 $\omega_{MGS}(\mathbf{m})$ 为

$$\omega_{MGS}(\mathbf{m}) = \frac{\nabla \mathbf{m}}{(\nabla \mathbf{m} \cdot \nabla \mathbf{m} + \beta^2)^{1/2} [(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})^2 + \beta^2]^{1/2}}, \quad (9)$$

则稳定器可写为

$$s_{MGS}(\mathbf{m}) = (\omega_{MSG}(\mathbf{m})(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr}), \omega_{MSG}(\mathbf{m})(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})) = \|\omega_{MSG}(\mathbf{m})(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2. \quad (10)$$

最后,代入(1)式得到突出尖锐边界反演的目标函数为

$$P(\mathbf{m})^\alpha = \|A(\mathbf{m}) - \mathbf{d}\|^2 + \alpha \|\omega_{MSG}(\mathbf{m})(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2, \quad (11)$$

而聚焦反演正是以式(11)为目标函数的反演。

2.3.4 OCCAM 与尖锐边界反演结合的目标函数的构建

结合前面的 OCCAM 反演与尖锐边界反演理论,可以得到两者结合的目标函数:

$$P(\mathbf{m})^{\alpha_1, \alpha_2} = \|\mathbf{W}_d(A(\mathbf{m}) - \mathbf{d})\|^2 + \alpha_1 \|\omega_{SM}(\mathbf{m})\mathbf{W}_m(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2 + \alpha_2 \|\omega_{MGS}(\mathbf{m})\mathbf{W}_m(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2, \quad (12)$$

其中, \mathbf{W}_d 、 \mathbf{W}_m 分别为数据和模型的协方差矩阵; α_1 、 α_2 为 OCCAM 反演以及尖锐边界反演的正则化因子; $\omega_{SM}(\mathbf{m})$ 为最光滑泛函(即 OCCAM 反演的粗糙度矩阵); $\omega_{MGS}(\mathbf{m})$ 为最小梯度支撑泛函。

2.3.5 正则化因子 α 的选取方法

正则化因子 α 为数据目标函数与先验模型函数之间的加权系数,起平衡两个目标函数的作用,其大小决定了反演的拟合对象。 $\alpha \rightarrow \infty$ 表示完全以先验信息作为反演目标,数据拟合程度差; $\alpha = 0$ 则表示完全以拟合数据作为反演目标,可以看出正则化因子的选取直接关系到反演结果的好坏。如何适当地选择正则化因子,使观测数据能够得到充分的拟合,同时反演模型也能够满足先验信息。这个问题没有一个很完美的办法来解决,常用的方法是通过几次试算来确定一个固定参数作为理想正则化因子,这样无疑增加了计算量,特别对模型参数很多的高维反演更是不可取的。

本文中在初次反演之前,保持目标函数中数据误差部分和模型参数部分占用相同的比重,于是可以得到:

$$\alpha = \frac{\|W_d(A(m_1) - d)\|^2}{\|W_m \omega_1(m)(m_1 - m_{\text{apr}})\|^2}. \quad (13)$$

此后每次迭代完成后修改一次 α ,其具体过程如下:

首先计算:

$$r = \frac{(m_{n+1} - m_{\text{apr}})^T \omega_{n+1}^2(m) W_m^2(m_{n+1} - m_{\text{apr}})}{(m_n - m_{\text{apr}})^T \omega_n^2(m) W_m^2(m_n - m_{\text{apr}})}. \quad (14)$$

其中 T 表示转置. 如果 $r < 1$, 说明目标函数中模型参数在减小, α 可以不变, 但当 $r \geq 1$ 时, 说明模型参数没有减小, 应把 α 减小为原来的 $1/r$. 这样就可以保证获得一个较好的正则化因子, 从而保证迭代中目标函数逐步减小. 同时还可以根据不同的需要, 通过设置某个正则化因子的阈值来提高某一部分模型目标函数的权重.

2.4 目标函数的优化

目标函数的优化是求取反演结果的过程, 因此方法的好坏非常重要. 最常用的优化方法是最小二乘法, 也就是求取目标函数关于模型参数的导数, 并令其为零, 从而求得模型参数的值. 但最小二乘法存在一些缺陷: 如容易陷入局部极小, 求解不稳定等, 所以常使用一些非线性优化方法. 常用的有: 最速下降法、牛顿-高斯法、共轭梯度法等. 共轭梯度法^[26~29]具有受初始条件影响较小, 存储量小并且收敛速度快等优点, 因此本文使用此方法优化目标函数.

共轭梯度法的迭代计算过程如下:

n 为当前迭代次数, 在迭代中

$$m_{n+1} = m_n + \Delta m_n = m_n - \tilde{k}_n \tilde{l}_n, \quad (15)$$

其中, \tilde{l} 为共轭向量, \tilde{k} 为步长.

对于 \tilde{l} 的获得, 需要先求得梯度向量 l ,

$$l_n = l(m_n) = F_m^T(A(m_n) - d) + \alpha W_e^T W_e(m_n - m_{\text{apr}}), \quad (16)$$

F_m 为数据对于模型的偏导数矩阵, W_e 为稳定泛函所形成的矩阵.

从而可以得到共轭向量 \tilde{l} 为

$$\tilde{l}_n = \tilde{l}(m_n) = l_n + \frac{\|l_n\|^2}{\|l_{n-1}\|^2} \tilde{l}_{n-1}, \quad \tilde{l}_0 = l_0, \quad (17)$$

并根据共轭方向以及梯度方向的性质, 得到步长 \tilde{k} 的表达式:

$$\tilde{k}_n = \frac{(\tilde{l}, l_n)}{\|F_m \tilde{l}_n\|^2 + \alpha \|W_e \tilde{l}_n\|^2} \quad (18)$$

从而, 可以在不断的迭代中更新模型, 最终获得一个在精度上可以被接受的反演结果.

3 理论模型试验

3.1 块体组合模型

图 1a 所示为均匀半空间中两个矩形异常体, 异常体的电阻率分别为 $5, 500 \Omega\text{m}$, 顶面埋深分别为 $1.5, 0.5 \text{ km}$, 围岩电阻率为 $50 \Omega\text{m}$. 测量数据为 30 个测点, 12 个频点 ($0.01, 0.03, 0.1, 0.3, 1, 3, 5, 10, 15, 30, 50, 100 \text{ Hz}$) 的 TE、TM 两种极化模式下的视电阻率和阻抗相位, 并在数据中加入了 1% 的随机噪声. 反演初始模型为 $50 \Omega\text{m}$ 的均匀半空间. 图 1b 为单独进行 OCCAM 反演的结果, 图 1c, 1d, 1e 分别为本文方法 TE、TM、TE+TM 三种模式的反演结果, 图 1f 为将 (11) 式作为目标函数进行聚焦反演的结果. 可以看到光滑模型和尖锐边界结合的反演结果中异常体边界清晰, 位置也较准确, 而光滑模型反演结果中异常体边界不够清晰且周围存在影子. 同时与聚焦反演相比, 异常体的形态更饱满, 位置也更准确.

3.2 楔形体模型

图 2(a, b) 所示的为楔形体模型, 两个模型的构造完全相同, 只是电阻率值不同. Catherine de Groot-Hedlin 在文献 [4] 中对这两个模型做过 OCCAM 以及尖锐边界反演. 本文使用光滑模型与尖锐边界反演结合的方法对该模型进行了 TE 模式反演, 初始模型分别使用 $100, 10 \Omega\text{m}$ 的无限半空间, 且计算条件也与文献 [4] 中相同, 结果如图 2(c, d) 所示. 反演结果和文献中的 OCCAM 反演相比, 电性边界更清晰, 形态也更相似, 而与该文献中的尖锐边界反演相比, 楔形体位置更加准确, 而且建模和灵敏度计算的过程更加简便. 同时与文献 [12]、[13] 中该模型的反演结果进行比较, 本文结果电性分界面位置更准确, 且初始模型约束更少, 反演过程更稳定. 结果的均方误差也分别达到 0.08 和 0.1 , 满足计算的精度.

通过对两种模型的反演比较, 可以看到, 本文方法反演的结果既对主要的地电突变界面刻画得更清晰准确, 又不会引起模型中电性分界面和异常体发生变形, 发挥了两种方法的优势, 同时反演的精度要求也得到了满足.

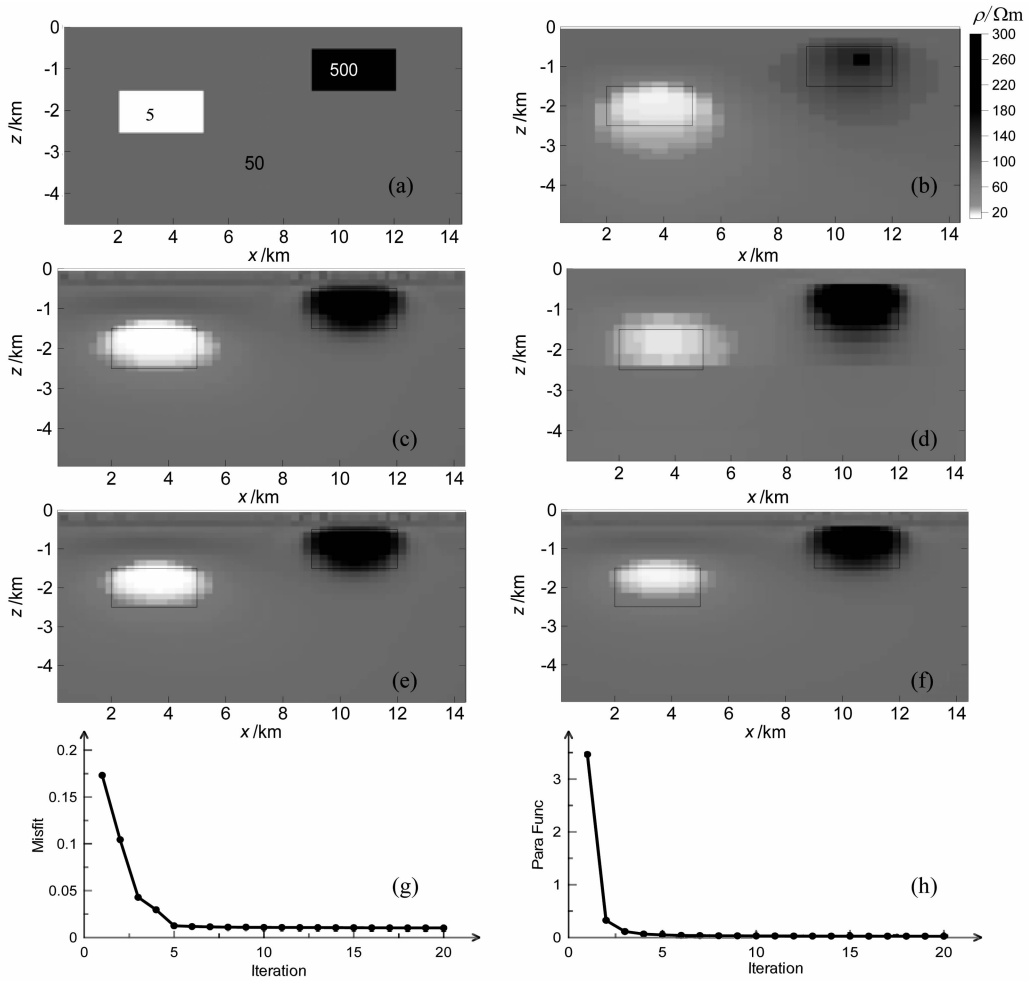


图1 模型一

(a) 模型示意图(色标同 b, c, d, e, f, 图中数字为电阻率值, 单位 Ωm); (b) OCCAM 光滑反演结果; (c) 本文方法 TE 模式反演结果; (d) 本文方法 TM 模式反演结果; (e) 本文方法 TE+TM 模式反演结果; (f) 聚焦反演结果; (g) 反演迭代均方误差(MSE)曲线; (h) 目标函数 $P^{\alpha}(m)$ 随迭代变化曲线

Fig. 1 Model I

(a) Model represent(color scale is the same as b, c, d, e, f, numerals in the figure are resistivity values, unit is Ωm); (b) Result of the smoothest inversion; (c) TE result of method in this paper; (d) TM result of method in this paper; (e) TE+TM result of method in this paper; (f) Result of the focusing inversion; (g) Error curves with iterative inversion; (h) Object function $P^{\alpha}(m)$ curve with iterative inversion

4 实例

为了检验本文的反演方法对实际资料处理是否有效,对广东徐闻地区的一条测线的 MT 资料^[30]进行反演。

该地区岩石电阻率变化情况大体如下:第四系为中阻-高阻电性层,视电阻率 $10\sim 100\ \Omega\text{m}$ (由于第四系沉积很薄,与上第三系合并在一起处理解释)。上第三系为中阻-次高阻电性层,视电阻率 $10\sim 20\ \Omega\text{m}$ 。下第三系为低阻电性层,视电阻率 $5\sim 10\ \Omega\text{m}$ 。前中生界为高阻电性层,视电阻率大于 $100\ \Omega\text{m}$ 。需要解

决的主要问题是,对各地层尤其是下第三系内部低阻电性分界面能否做出刻画,根据反演结果来统计物性认识以指导整个面积勘探。

初始模型利用连续介质反演结果(图 3b),迭代 5 次后目标函数值 $P^{\alpha}(m)$ 达到 0.05,实测资料与反演模型响应吻合的较好。将反演结果与该剖面平行的地震剖面(图 3a)对比,可以看到第四系和上第三系 Q-N 为中阻电性层,下第三系内部的涠州组 E_{3w} 为高阻电性层,流沙港组一段 E_{211} 为低阻电性层,流沙港组二、三段 E_{212-3} 为中-次高阻层,前中生界 A_{nMz} 为高阻基底。反演结果揭示了断裂的展布以及三凸夹两凹的构造格局,其中断裂对下第三系沉积有明

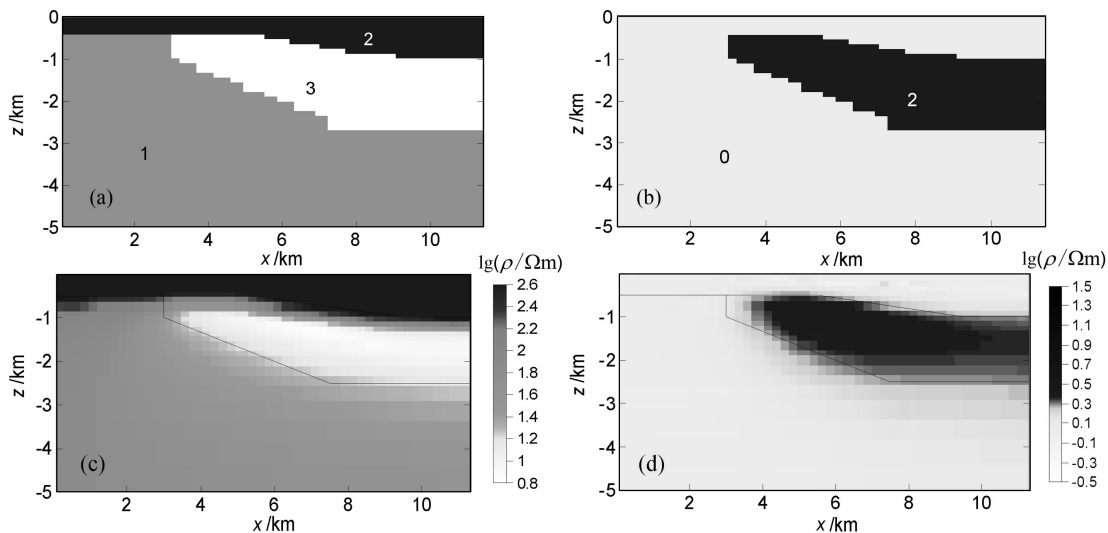


图2 模型二

(a)模型 a 示意图(色标同 c,图中数字为电阻率对数值);(b)模型 b 示意图(色标同 d,图中数字为电阻率对数值);
(c) 本文方法模型 a 反演结果;(d)本文方法模型 b 反演结果.

Fig.2 Model II

(a) Model-a represent (color scale is the same as c, numerals in the figure are resistivity log values); (b) Model-b represent (color scale is the same as d, numerals in the figure are resistivity log values); (c) Model-a inversion result of method in this paper; (d) Model-b inversion result of method in this paper

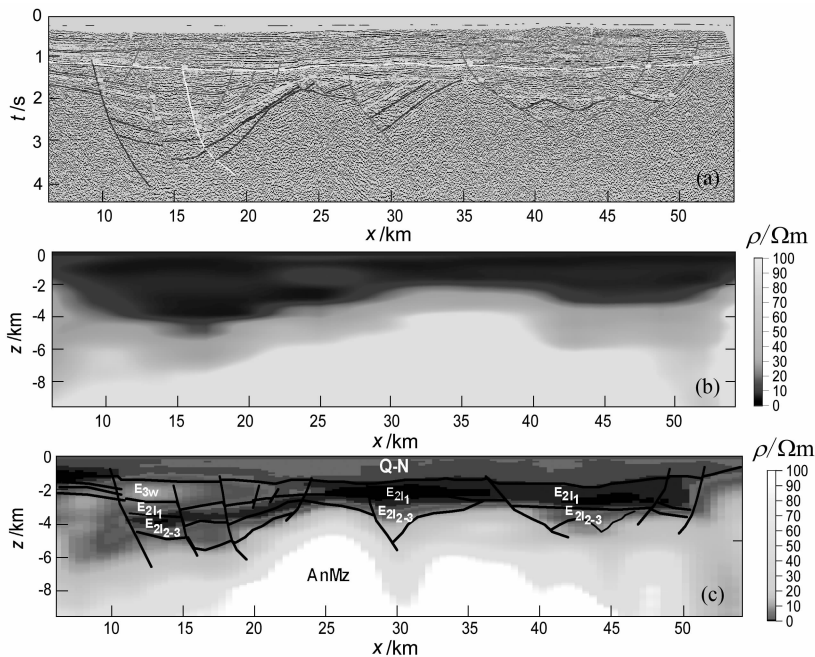


图3 徐闻地区 MT 资料反演结果

(a)地震剖面;(b)连续介质反演结果;(c) 本文方法反演结果.

Fig.3 Inversion results of surveyed MT data in the region of Xuwen

(a) Profile of seismic data; (b) Result of continuous inversion (c) Result of method in this paper.

显控制作用,在剖面右侧下第三系润州组 E_{3w} 底层缺失. 利用本文的方法得到了各地层清晰的分界面,与地震资料具有较高的吻合度.

5 结语

本文基于光滑模型反演与尖锐边界反演二者的

思想,构建了新的目标函数,运用矩形剖分的有限元法进行 MT 正演,使用互易定理结合有限单元法计算灵敏度矩阵,并利用共轭梯度法优化目标函数,从而实现了光滑模型与尖锐边界反演的结合.新的反演方法可以在避免引入虚假构造的情况下弥补光滑模型反演对电性突变界面反映不清晰的缺陷,使反演不仅稳定而且能突出尖锐电性边界.并且把最小梯度支撑泛函运用于尖锐边界反演,解决了 Catherine de Groot-Hedlin 提出的尖锐边界反演中存在的对块体建模存在缺陷,模型不利于二维反演中灵敏度矩阵的计算等问题,同时本文方法适用于 TE、TM 两种极化模式的反演计算.为了证明方法的正确性和实用性,本文既做了模型试验,并把结果与已发表的各种方法的结果进行比较,又对广东徐闻地区的 MT 资料进行了处理,表明了该方法的效果和优势.

本文的反演方法还存在计算效率不高,不便于起伏地形条件反演,反演深部构造不够准确以及加入先验信息和约束条件较困难等不足,这是下一步待研究解决的工作.

参考文献(References)

- [1] Constable S C, Parker R L, Constable C. G. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 1987, **52**:289~300
- [2] deGroot-Hedlin C, Constable S. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 1990, **55**(12):1613~1624
- [3] Smith J T, Booker J R. Rapid. Inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**:3905~3922
- [4] Catherine de Groot-Hedlin, Steven Constable, et al. Inversion of magnetotelluric data for 2D structure with sharp resistivity contrasts. *Geophysics*, 2004, **69**(1):78~86
- [5] Siripunvaraporn Weerachai, Egbert Gary. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 2000, **65**(3):791~803
- [6] 戴世坤,徐世浙. MT 二维和三维连续介质快速反演. 石油地球物理勘探, 1997, **32**(3):305~317
Dai S K, Xu S Z. Rapid inversion of magnetotelluric data for 2-D and 3-D continuous media. *Oil Geophysical Prospecting* (in Chinese), 1997, **32**(3):305~317
- [7] 杨辉,王家林,吴健生等. 大地电磁与地震资料仿真退火约束反演. 地球物理学报, 2002, **45**(5):723~734
Yang H, Wang J L, Wu J S, et al. Constrained joint inversion of magnetotelluric and seismic data using simulated annealing algorithm. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, **45**(5):723~734
- [8] 严良俊,胡文宝. 大地电磁测深资料的二次函数逼近非线性反演. 地球物理学报, 2004, **47**(5):935~940
Yan L J, Hu W B. Non-linear inversion with the quadratic function approaching method for magnetotelluric data. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, **47**(5):935~940
- [9] 胡祖志,胡祥云. 大地电磁三维反演方法综述. 地球物理学进展, 2005, **20**(1):214~220
Hu Z Z, Hu X Y. Review of three dimensional magnetotelluric inversion methods. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 2005, **20**(1):214~220
- [10] 王家映. 我国大地电磁测深研究新进展. 地球物理学报, 1997, **40**(增刊):308~316
Wang J Y. New development of magnetotelluric sounding in China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1997, **40**(Suppl.):308~316
- [11] 杨长福,徐世浙. 国外大地电磁研究现状. 物探与化探, 2005, **29**(3):243~247
Yang C F, Xu S Z. The Present situation of magnetotelluric researches abroad. *Geophysical and Geochemical Exploration* (in Chinese), 2005, **29**(3):243~247
- [12] 欧东新. 块状结构大地电磁综合反演方法研究[博士学位论文]. 上海:同济大学, 2005
Ou D X. Magnetotelluric fast inversion for sandwich structure [Ph. D. thesis] (in Chinese). Shanghai: Tongji University, 2005
- [13] 欧东新,王家林. 二维块状结构大地电磁快速反演. 石油物探, 2005, **44**(5):525~528
Ou D X, Wang J L. The fast magnetotelluric inversion of 2-D block structure. *Geophysical Prospecting for Petroleum* (in Chinese), 2005, **44**(5):525~528
- [14] Portniaguine O, Zhdanov M S. Focusing geophysical inversion images. *Geophysics*, 1999, **64**:874~887
- [15] Portniaguine O, Zhdanov M S. 3-D magnetic inversion with data compression and image focusing. *Geophysics*, 2002, **67**(5):1532~1541
- [16] Zhdanov M S, Ellis R, Mukherjee S. Three-D regularized focusing inversion of gravity gradient tensor data. *Geophysics*, 2004, **69**:925~937
- [17] 刘小军. 大地电磁聚焦反演成像方法研究[博士学位论文]. 上海:同济大学, 2007
Liu X J. Focusing inversion images of magnetotelluric data. [Ph. D. thesis] (in Chinese). Shanghai: Tongji University, 2007
- [18] 刘小军,王家林,陈冰等. 二维大地电磁数据的聚焦反演算法探讨. 石油地球物理勘探, 2007, **42**(3):338~342
Liu X J, Wang J L, Chen B, et al. Discussion on focus inversion algorithm of 2-D MT data. *Oil Geophysical Prospecting* (in Chinese), 2007, **42**(3):338~342
- [19] Coggon J H. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. *Geophysics*, 1971, **36**:132~155
- [20] Wannamaker P E, Stodt J A, Rijo L. A stable finite-element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling.

- Geop. J. Roy. Astr.*, 1987, **88**:277~296
- [21] McGillivray P R, Oldenburg D W, Ellis R G. Calculation of sensitivities for the frequency domain electromagnetic induction problem. *Geophys. J. Internat.*, 1994, **116**:1~4
- [22] De Lugao P P, Wannamaker P E. Calculating the two dimensional magnetotelluric Jacobian in finite elements using reciprocity. *Geophysical Journal International*, 1996, **127**:806~810
- [23] Farquharson C G, Oldenburg D W. Approximate sensitivities for the electromagnetic inverse problem. *Geophysics J. Internat.*, 1996, **126**:235~252
- [24] Wu F T. The inverse problem of magnetotelluric sounding. *Geophysics*, 1968, **33**:972~979
- [25] Eaton P A, Hohmann G. W. A rapid inversion technique for transient electromagnetic soundings. *Phys. Earth Planet Inter.*, 1989, **53**:394~404
- [26] Jacobs D A H. A generalization of the conjugate-gradient method to solve complex system. *IMA J. Numerical Analysis*, 1986, **6**:447~452
- [27] Newman G A, Alumbaugh D L. Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients. *Geophys. J. Int.*, 2000, **140**:410~424
- [28] 吴小平,徐果明.大地电磁数据的 Occam 反演改进.地球物理学报,1998,**41**(4):547~554
Wu X P, Xu G M. Improvement of OCCAM's inversion for MT data. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1998, **41**(4):547~554
- [29] 吴小平,徐果明.利用共轭梯度方法电阻率三维反演研究.地球物理学报,2000,**43**(3):420~427
Wu X P, Xu G M. Study on resistivity inversion using conjugate gradient method. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2000, **43**(3):420~427
- [30] 于 鹏,王家林,吴健生等.重力与地震资料的模拟退火约束联合反演.地球物理学报,2007,**50**(2):529~538
Yu P, Wang J L, Wu J S, et al. Constrained joint inversion or gravity and seismic data using the simulated annealing algorithm. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(2):529~538

(本文编辑 汪海英)