

井地大地电磁非线性共轭梯度二维反演研究

张昆^{1,2,3)}, 魏文博^{1,3)}, 吕庆田²⁾, 金胜^{1,3)}

1) 中国地质大学地球物理与信息技术学院, 北京, 100083; 2) 中国地质科学院矿床资源研究所, 国土资源部成矿作用和资源评价重点实验室, 北京, 100037; 3) 中国地质大学, 地下信息探测技术与仪器教育部重点实验室, 北京, 100083

内容提要:本文提出并验证了地下大地电磁测深数据的正、反演算法和程序, 为井地大地电磁测深和井地可控源音频大地电磁测深这一前沿研究课题提供了地球物理解释方法, 使其更加完善和有效。在 Rodi(2001)发表的大地电磁场二维 NLCG 反演理论和算法的基础上, 推导了井地大地电磁场二维 NLCG 反演算法, 改编反演的代码, 开发出二维 NLCG 反演程序, 验证了程序的正确性。通过对比不同测点埋深的典型模型的正、反演结果, 发现测点埋置在地下能够压制地面噪音, 提高反演的分辨能力。

关键词:井地大地电磁场; 非线性共轭梯度; 二维反演

目前大地电磁测深方法已经发展得十分成熟, 在矿产资源、地热、石油勘查以及地球深部构造等领域有重要的应用。但随着国家经济的发展和基础设施的建设, 工业、人文等因素对大地电磁场的影响越来越严重, 导致地表天然场的采集工作日趋困难。虽然国内外科学家在大地电磁信号去噪领域有很多研究成果, 但仍然存在很多难以消除的噪声, 这些噪声严重影响着后期的数据处理结果。另一方面, 随着经济发展和资源使用量不断增加, 浅层矿产资源日近枯竭, 在矿区寻找隐伏矿床已经成为目前中国矿产资源勘探的重要任务。

而矿区现有的巷道和钻井为井地大地电磁场的采集提供了空间。大地电磁场传播到地下时, 虽然有一定的能量损失, 却能够保持完整信息。但是地表的人工电磁场噪音却很难在地下传播的很远。所以在地下巷道或者钻井进行大地电磁勘探, 将测点布置在地下介质中, 可以有效的避免人工场源噪声的干扰, 减少去噪计算带来的数学误差。井地大地电磁测深就是将测点不设在地下巷道或者钻井中进行电磁场测量的方法。而本文提出了井地大地电磁非线性共轭梯度(NLCG)二维反演算法, 为井地大

地电磁测深和可控源类电磁测深方法提供了一种地球物理解释方法, 使得井地电磁测深这一前沿研究课题更加完善、更加有效。为以后开展老矿区的隐伏矿床勘探、地下中深部矿床精细结构探测等重要工作提供了理论依据和解释手段。

1 电磁场传播深度

假设交变电磁波场的场源位于地面上, 当它产生的电磁波场在地面以上的介质中传播时, 同样服从电磁波传播规律, 并可以用电磁波传播理论加以描述(陈乐寿等, 1990)。

由电磁场传播方程, 得到电磁波在介质中传播的吸收系数 α 和波数 k (陈乐寿等, 1990):

$$\alpha = \frac{2\pi}{\sqrt{10\rho \cdot T}} \quad (1)$$

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}(1-i) \quad (2)$$

其中 ρ 为介质电阻率, T 为电磁波周期, λ 为电磁波波长。

考虑到介质对电磁波的吸收作用, 引入穿透深度的概念。穿透深度表示电磁场振幅衰减为地面值

注: 本文为国家科技专项: 深部矿产资源立体探测与实验(SinoProbe-03)和地质调查项目长江中下游地壳精细结构与控矿研究(编号 1212010981004)和中国地质科学院矿床资源研究所 2009 年度基本科研业务费专项资金项目(编号 K0929)资助的成果。

收稿日期: 2011-03-29; 改回日期: 2011-04-07; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 张昆, 男, 1984 年生。现在中国地质科学院矿产资源研究所工作, 中国地质大学(北京)攻读地球物理学博士学位, 主要研究方向为地下深部构造及大地电磁正、反演方法研究。Email: zhangkun1010@163.com。

DOI: CNKI:11-1951/P. 20110512.0910.010 网络出版时间: 2011-5-12 9:10

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110512.0910.010.html>

的 $1/e$ 时所传播的距离(陈乐寿等,1990)。用 P 表示穿透深度(km),则有:

$$P = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10\rho T} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{10\rho}{f}} \quad (3)$$

其中 f 为电磁波频率。

这就表明介质的导电性越好,信号频率越高,电磁场能量衰减的越快。由此列表 1 说明不同频率的电磁波在空气和地层中,穿透深度的对比。

磁场分为两种极化模式——TE 模式和 TM 模式。TE 模式的场分量是电导性的,所以需要加入一个很厚的空气层来约束场值变化,使得模型顶界面处电场 x 方向场值分量为常数。

假设地面水平,采用 MKSA 单位制,选取与时间有关的因子为 $e^{-i\omega t}$ 。选取右旋直角坐标系的原点在地面上, z 轴垂直向下, y 轴水平向右, x 轴为走向方向,介质的电性参数仅是 y, z 两个坐标的函

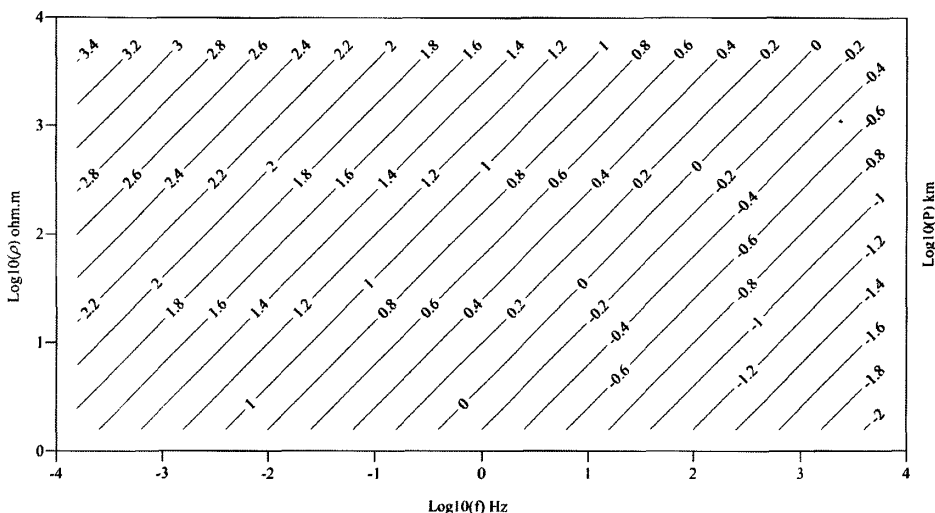


图 1 电磁波穿透深度图

Fig. 1 Penetration depth of electromagnetic waves

由图 1 可以看出电磁波的在地下介质中的趋肤深度随频率和地层电阻率变化的曲线。假设噪音为 200 Hz,地表电阻率为 $10 \Omega \cdot m$,当噪音传播到地下约 110 m 深时,其能量衰减到 $1/e$ 。地面高频强干扰噪声受到明显压制,仪器采集前放电路可以进行高增益信号采集,保证了有效信号记录的完整性。如果在地表,则只能使用低增益采集信号,而仪器的采集精度有限,很难保证有效信号的完整性。地表人工源噪音场的频率范围大约为 5~250 Hz,而一般情况下,地下浅层介质为第四系沉积物,电阻率普遍较低在 $1 \sim 100 \Omega \cdot m$ 之间。因此,地下巷道信号采集可以削弱地表噪音的影响提高信噪比,为后期数据处理提供很大帮助和支持。

2 井地二维有限差分正演

2.1 理论基础

讨论二维大地电磁场问题时,设在笛卡尔坐标系中的 x 方向表示构造走向方向,一般都把大地电

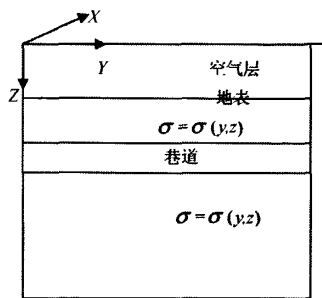


图 2 边界示意图

Fig. 2 Boundary of Model

数, y, z 为二维条件下大地电磁场的空间元素。假设场源是垂直入射的平面电磁波,场各方向分量在 x 方向上无变化。

忽略位移电流,描述电磁场分布的麦克斯韦方程组是:

$$\left. \begin{aligned} \nabla \times \vec{E} &= i\omega\mu\vec{H} \\ \nabla \times \vec{H} &= \sigma\vec{E} \\ \nabla \cdot \vec{H} &= 0 \\ \nabla \cdot \vec{D} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

其中 E 为电场强度, H 是磁场强度, D 为电位移矢量, ω 是角频率, μ 为磁导率, σ 为电导率。

电磁场各分量可以分解成彼此独立的两组: 磁场平行极化(TM)模式, 包含 H_x 、 E_y 和 E_z 分量; 电场平行极化模式, 包含 E_x 、 H_y 和 H_z 分量。两组分量公式如下:

TM 模式(陈乐寿等, 1990)

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial E_x}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} &= i\omega\mu H_x \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} &= \sigma E_y \\ \frac{\partial H_x}{\partial y} &= -\sigma E_z \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

TE 模式(陈乐寿等, 1990)

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial H_x}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} &= \sigma E_x \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} &= i\omega\mu H_y \\ \frac{\partial E_x}{\partial y} &= -i\omega\mu H_z \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

将有限差分格式代入麦克斯韦方程组, 即可得到大地电磁场不同模式下有限差分公式:

TM 模式:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial H_{x,i,j}^2}{\partial y^2} &= \frac{H_{x,i+1,j} - 2H_{x,i,j} + H_{x,i-1,j}}{l_{i,j}^2} \\ \frac{\partial H_{x,i,j}^2}{\partial z^2} &= \frac{H_{x,i,j+1} - 2H_{x,i,j} + H_{x,i,j-1}}{h_{i,j}^2} \\ &+ \frac{H_{x,i+1,j} - 2H_{x,i,j} + H_{x,i-1,j}}{\sigma_{i,j} l_{i,j}^2} \\ &+ \frac{H_{x,i,j+1} - 2H_{x,i,j} + H_{x,i,j-1}}{\sigma_{i,j} h_{i,j}^2} = -i\omega\mu H_{x,i,j} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

凸地形时:

$$\frac{H_{x,i+1,j} - H_{x,i,j}}{\sigma_{i,j} l_{i,j}^2} + \frac{H_{x,i,j+1} - H_{x,i,j}}{\sigma_{i,j} h_{i,j}^2} = -i\omega\mu H_{x,i,j}$$

凹地形时:

$$\frac{H_{x,i+1,j} - H_{x,i,j}}{\sigma_{i,j} l_{i,j}^2} + \frac{H_{x,i,j-1} - H_{x,i,j}}{\sigma_{i,j} h_{i,j}^2} = -i\omega\mu H_{x,i,j}$$

TE 模式:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial E_{x,i,j}^2}{\partial y^2} &= \frac{E_{x,i+1,j} - 2E_{x,i,j} + E_{x,i-1,j}}{l_{i,j}^2} \\ \frac{\partial E_{x,i,j}^2}{\partial z^2} &= \frac{E_{x,i,j+1} - 2E_{x,i,j} + E_{x,i,j-1}}{h_{i,j}^2} \\ &+ \frac{E_{x,i+1,j} - 2E_{x,i,j} + E_{x,i-1,j}}{l_{i,j}^2} \\ &+ \frac{E_{x,i,j+1} - 2E_{x,i,j} + E_{x,i,j-1}}{h_{i,j}^2} = -i\omega\mu\sigma_{i,j} E_{x,i,j} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

凸地形时:

$$\frac{E_{x,i+1,j} - E_{x,i,j}}{l_{i,j}^2} + \frac{E_{x,i,j+1} - E_{x,i,j}}{h_{i,j}^2} = -i\omega\mu\sigma_{i,j} E_{x,i,j}$$

凹地形时:

$$\frac{E_{x,i+1,j} - E_{x,i,j}}{l_{i,j}^2} + \frac{E_{x,i,j-1} - E_{x,i,j}}{h_{i,j}^2} = -i\omega\mu\sigma_{i,j} E_{x,i,j}$$

其中 i 表示网格剖分的行角标 $i = N_0, N_0 + 1, N_0 + 2, \dots, N$, N_0 为地形在 z 方向的初始节点, j 表示网格剖分的列角标 $j = M_0, M_0 + 1, M_0 + 2, \dots, M$, M_0 为地形在 y 方向的初始节点, $l_{i,j}$ 为 (i, j) 节点横向网格宽度, $h_{i,j}$ 为 (i, j) 节点纵向网格宽度, μ 近似为真空磁导率。

测点位于地下时, 将测点上、下空间结合起来整体剖分, 使节点有序排列。刚度矩阵和节点排序也就发生变化。

$$K_{\text{upsap} \& \text{downsap}} \mathbf{U}_{\text{upsap} \& \text{downsap}} = S_{\text{upsap}} \quad (9)$$

其中, 角标 upsap 表示巷道上架地层参数, 角标 downsap 表示巷道下浮地层参数, K 为总刚度矩阵, 地下空间所有网格节点元素; v 为基本场值, 是包含所有网格节点的电场或磁场分量; s 为包含边界条件和源信息的矢量。在节点 (i, j) 上的

$$\left. \begin{aligned} K_{\text{upsap} \& \text{downsap}} &= \sum_{i=N_0}^N \sum_{j=M_0}^M k_{i,j} \\ \text{TM: } k_{i,j} &= [k'_{i-1,j}, k'_{i+1,j}, k'_{i,j}, k'_{i,j-1}, k'_{i,j+1}] \\ &= [\frac{\rho_{i,j}}{l_{i,j}^2}, \frac{\rho_{i,j}}{l_{i,j}^2}, -2(\frac{\rho_{i,j}}{l_{i,j}^2} + \frac{\rho_{i,j}}{h_{i,j}^2} - i\omega\mu), \frac{\rho_{i,j}}{h_{i,j}^2}, \frac{\rho_{i,j}}{h_{i,j}^2}] \\ \text{TE: } k_{i,j} &= [k'_{i-1,j}, k'_{i+1,j}, k'_{i,j}, k'_{i,j-1}, k'_{i,j+1}] \\ &= [\frac{1}{l_{i,j}^2}, \frac{1}{l_{i,j}^2}, -2(\frac{1}{l_{i,j}^2} + \frac{1}{h_{i,j}^2} - i\omega\mu\sigma_{i,j}), \frac{1}{h_{i,j}^2}, \frac{1}{h_{i,j}^2}] \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

$$\left. \begin{aligned} \text{TM: } \mathbf{U}_{\text{upsap} \& \text{downsap}} &= \mathbf{H}_{\text{upsap} \& \text{downsap}} \\ \text{TE: } \mathbf{U}_{\text{upsap} \& \text{downsap}} &= \mathbf{E}_{\text{upsap} \& \text{downsap}} \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

采用第三类边界条件, 侧边界要求 $\frac{\partial E}{\partial y} = 0$ ($\frac{\partial H}{\partial y} = 0$), 上边界要求 $E(H)$ 为常数, 下边界要求 $\frac{H_x}{E_y} =$

Z_n ($\frac{E_x}{H_y} = Z_n^{-1}$), 其中 Z_n 为下边界上的表面阻抗(陈乐寿等, 1990)。

设所有网格节点处的场值为向量 X , 按照式(7)

和(8)可以得到两种模式的总刚度矩阵 A , 再分别利用边界条件得到矢量 B , 即可通过 $AX=B$, 分别得到两种模式的场值, 即 E_x 和 H_x 。取巷道底边界上的节点场值, 便可计算地下节点的视电阻率和阻抗相位, 即:

TM 模式:

$$\rho_a = -i\omega\mu \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2, \theta = \theta_{E_y} - \theta_H \quad (12)$$

TE 模式:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \theta = \theta_{E_x} - \theta_H \quad (13)$$

2.2 正确性验证

依照上述理论依据和算法, 编写出了井地大地电磁二维有限差分正演代码。在某些简单地质条件下, 如一维层状介质, 能够计算大地电磁测深响应的解析解, 可用于验证本论文正演程序的正确性。表 1 给出了 5 个频点的解析解与数值解。初始模型为浅层厚度 800 m 电阻率 1000 $\Omega \cdot m$ 电性层、基底层厚度 20000 m 电阻率 100 $\Omega \cdot m$ 电性层, 测点位于地下 50 m。

表 1 视电阻率解对比

Table 1 Comparison of Apparent Resistivity

频率 f(Hz)	解析解 $\rho_a(\Omega \cdot m)$	井地 $\rho_a(\Omega \cdot m)$
0.001	103.450319	103
0.005	107.882499	107
0.01	111.299855	112
0.05	126.847523	128
0.1	139.522761	139

从表 1 结果可以看出, 一维层状地电模型视电阻率有限差分数值解与解析解的差异很小, 说明了井地大地电磁二维有限差分正演程序是正确的。

3 井地大地电磁 NLCG 二维反演

NLCG 法是 Rodi 等人首先提出, 将反演问题表示成(Rodi, 2001):

$$d = F(m) + e \quad (14)$$

如上所述, d 为数据矢量, m 为模型矢量, F 为目标函数。地下模型空间共 M 个元素, 每个 m_k 代表唯一网格的对数视电阻率。

将观测点置于地下巷道由于接收到的信号不再是无损高能信号, 受到巷道上覆地层的影响, 反演问题同正演问题一样要将测点放置在相应的地下节点上。由于初始模型设置为空气层加地下空间整体进

行网格剖分:

$$m = m_{air} + m_{upsp} + m_{downsap} \quad (15)$$

其中, 角标 air 表示空气层参数。由于空气层和测点上覆地层在整个正、反演过程中电阻率保持不变, 所以反演问题表示成:

$$d_{downsap} = F(m_{downsap}) + e_{downsap} \quad (16)$$

按照 Tikhonov 和 Arsenin 的方法解决反演问题, 用正则化方法处理目标函数最小化问题, 定义 ψ (Rodi, 2001):

$$\psi(m) = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \lambda m^T L^T L m \quad (17)$$

其中, λ 是正则化因子, V 表示正定矩阵, L 是二次差分算子。

井地反演的目标函数变为:

$$\begin{aligned} \psi(m_{downsap}) = & (d_{downsap} - F(m_{downsap}))^T \\ & V_{downsap}^{-1} (d_{downsap} - F(m_{downsap})) \\ & + \lambda m_{downsap}^{-1} L_{downsap}^T L_{downsap} m_{downsap} \end{aligned} \quad (18)$$

同样, 目标函数的导数和赫赛函数都会发生类似变化。

非线性共轭梯度的模型由单减或沿着查找方向计算的线性查询确定(Rodi, 2001):

$m_0 = given$

$$\psi(m_k + \alpha_k p_k) = \min_{\alpha} \psi(m_k + \alpha p_k) \quad (19)$$

$$m_{k+1} = m_k + \alpha_k p_k, k = 0, 1, 2, \dots$$

查找方向对于线性共轭梯度同样重复变化(Rodi, 2001):

$$\left. \begin{aligned} p_0 &= -C_0 g_0 \\ p_k &= -C_k g_k + \beta_k p_{k-1}, k = 1, 2, \dots \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

引用 Polak-Ribiere 方法(Rodi, 2001):

$$\beta_k = \frac{g_k^T C_k (g_k - g_{k-1})}{g_{k-1}^T C_{k-1} g_{k-1}} \quad (18)$$

g_k 为目标函数梯度, p_k 为查找方向, $-C_k g_k$ 是另一个最速下降方向, 最小化 ψ 在 m_k 上的方向导数。查找方向没有必要与某些固定矩阵共轭, 但是要满足一个弱条件:

$$p_k^T (g_k - g_{k-1}) = 0, k > 0 \quad (21)$$

线性查找在模型序列中产生(Rodi, 2001):

$$m_{k,l} = m_k + \alpha_{k,l} p_k, l = 0, 1, 2, \dots \quad (22)$$

其中, $\alpha_{k,0} = 0$,

$$\begin{aligned} \bar{\varphi}_k(\alpha_{k,l+1}; m_{k,l}) = & \min_{\alpha} \bar{\varphi}_k(\alpha; m_{k,l}), k = 0, 1, 2, \\ \dots \end{aligned} \quad (23)$$

这样最小值就表示成(Rodi, 2001):

$$\alpha_{k,l+1} = \alpha_{k,l} - \frac{g_{k,l}^T p_k}{p_k^T H_{k,l} p_k} \quad (24)$$

H_k 为目标函数的贝塞尔函数。

雅可比矩阵 A 是正演模拟 F 关于模型电阻率参数的导数,与正演模型息息相关,变化为:

$$A^{ij}(m_{downsap}) = \partial_j F^i(m_{downsap}), i = 1, \dots, N; j = 1, \dots, M \tag{25}$$

这样,便得到了新的目标函数的导数和赫赛函数表达式:

$$g(m_{downsap}) = -2A(m_{downsap})^T V_{downsap}^{-1} (d - F(m_{downsap})) + 2\lambda L_{downsap}^T L_{downsap} m_{downsap} \tag{26}$$

$$H(m_{downsap}) = 2A(m_{downsap})^T V_{downsap}^{-1} A(m_{downsap}) + 2\lambda L_{downsap}^T L_{downsap} - 2 \sum_{i=1}^N V_{downsap}^{-1} (d_{downsap} - F(m_{downsap}))^i B_i(m_{downsap}) \tag{27}$$

其中 B_i 是 F^i 的赫赛函数。

迭代计算中关于查找方向、查找步长、收敛条件判断等参数的计算完全依赖于上述函数中的参量。所以只要 $d, F(m), g, H$ 以及 A 中各网格节点位置摆放正确,就能计算出正确的迭代参数和模型改变量。这里,巷道上覆地层作为测点上覆层,其参数永不发生变化,但是对模型构造和矩阵的影响保存且不变。

4 算例

设置不同的地下空间模型,使用有限差分法计算正演响应结果,建立相同的反演初始模型,应用相同的反演参数,分别进行测点在巷道和测点在地表的反演计算。

模型一

第一算例设置为两个异常体模型,左边低阻异常体电阻率为 $10 \Omega \cdot m$ 、宽为 $6000 m$ 、高为 $600 m$,顶部埋深 $250 m$,右边高阻异常体电阻率为 $1000 \Omega \cdot m$ 、宽为 $6000 m$ 、高为 $600 m$ 、顶部埋深 $250 m$,地下背景介质电阻率 $100 \Omega \cdot m$ 如图 3 所示:

用有限差分法对图 3 所示模型进行测点在巷道、不同极化模式正演计算的结果,使用井地 NLGG 二维反演程序进行计算。共有测点 38 个,间距 $1500 m$;频点 61 个,范围在 $1000 Hz$ 到 $0.001s$ 之间,且在对数域下平均分布;网格剖分的数量为 68×41 ,每行 68 个网格 69 个节点,左右边界各有 15 个网格,每列 41 个网格 42 个节点,下边界 12 个网格,初始电阻率为 $100 \Omega \cdot m$ 。

不同极化模式进行 25 次迭代计算,TE 与 TM 模式最佳模型的拟合差分别为 0.35 和 0.72。使用 CPU 主频为 $1.5G Hz$ 的计算机进行计算,占用内存约 $10 MB$,TE 模式耗时约 $1380 s$,TM 模式耗时约

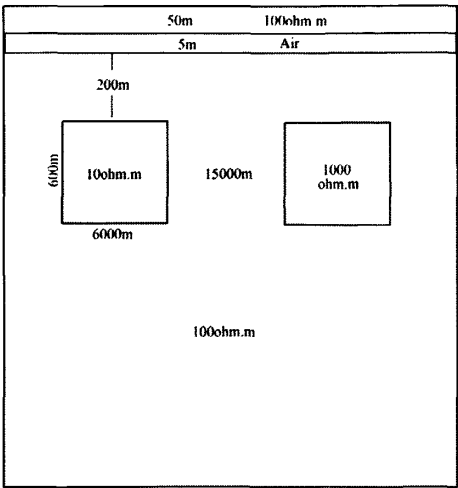


图 3 模型一
Fig. 3 Model One

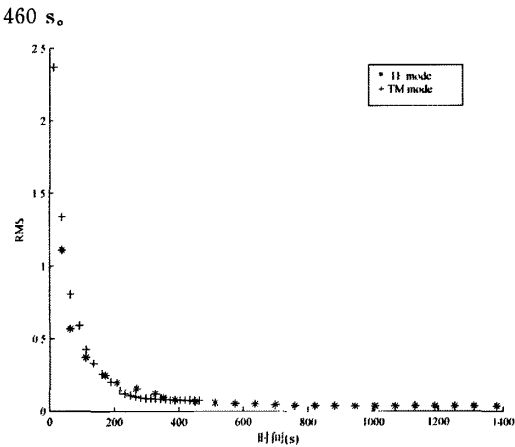


图 4 反演迭代时间
Fig. 4 Iteration time of Inversion

由图 4 所示,TE 模式耗时较长,在第 8 次迭代之后基本收敛;TM 模式耗时较短,在第 8 次迭代后基本收敛。

图 5 所示的 TE 模式反演结果中,在深度 $250 m$ 下方分别出现低阻和高阻异常体,低阻电阻率最低 $8 \Omega \cdot m$,向深部微弱扩散;高阻电阻率最高接近 $483 \Omega \cdot m$;两异常体中心位置与初始模型对应完好。图 6 所示的 TM 模式反演结果中,在深度 $250 m$ 下方分别出现低阻和高阻异常体,低阻电阻率最低 $9 \Omega \cdot m$,向深部微弱扩散;高阻电阻率最高接近 $383 \Omega \cdot m$;两异常体中心位置与初始模型对应完好。可以看出反演结果能够很明确直观的反映出异

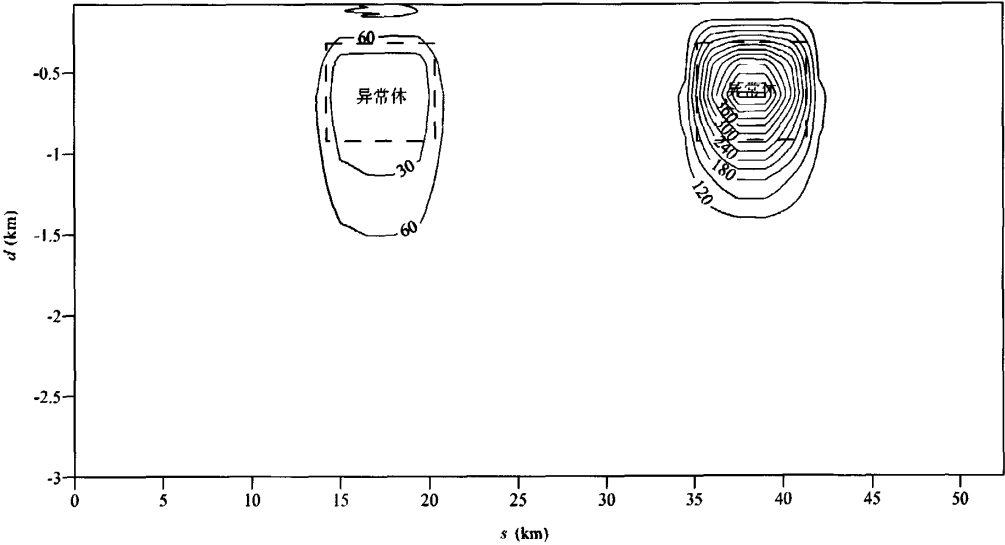


图 5 TE 模式反演结果
Fig. 5 Result of TE Mode

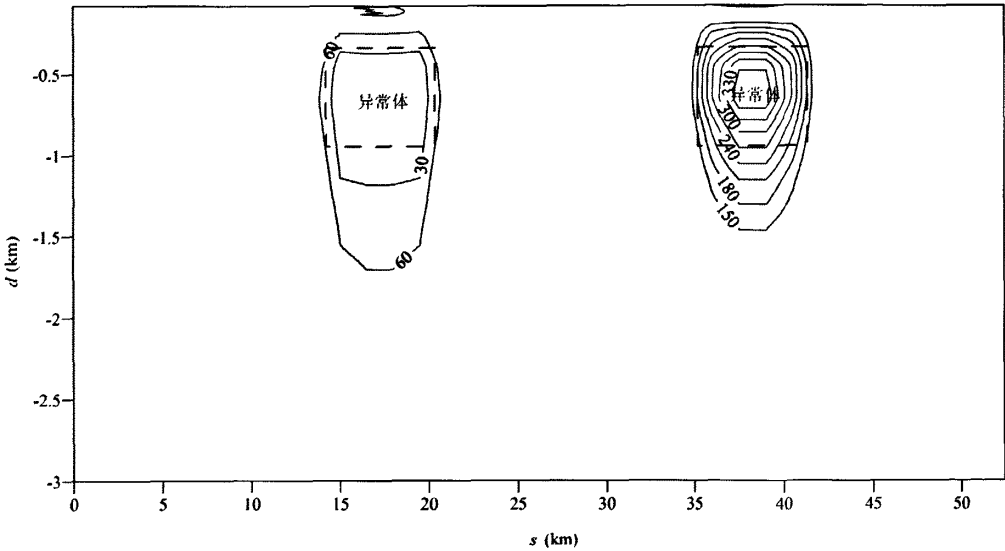


图 6 TM 模式反演结果
Fig. 6 Result of TM Mode

常体位置和大小,反演电阻率结果与实际模型参数十分接近。

模型二

第二算例设置为表层 100 m 厚的低阻层,电阻率 50 $\Omega \cdot \text{m}$,中间夹有 5 m 厚的巷道;下方分布两大区域,左半区背景电阻率 1000 $\Omega \cdot \text{m}$,夹有顶部埋深为 255 m、宽 2000 m、高 200 m、电阻率为 10 $\Omega \cdot \text{m}$ 的低

阻异常体;右半区背景电阻率 100 $\Omega \cdot \text{m}$,夹有顶部埋深为 255 m、宽 2000 m、高 200 m、电阻率为 1000 $\Omega \cdot \text{m}$ 的高阻异常体;下方为顶部埋深 1455 m、电阻率为 10 $\Omega \cdot \text{m}$ 的基底。如图 7 所示:

用有限差分法对图 7 所示模型进行测点在巷道、不同极化模式正演计算的结果,使用井地 NLCG 二维反演程序进行计算。共有测点 40 个,间距 500

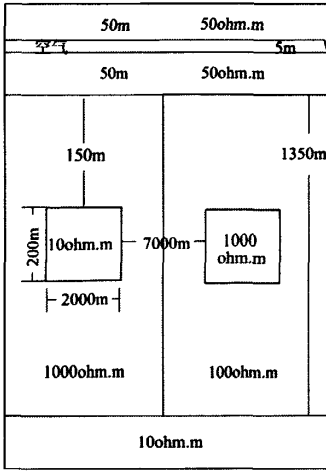


图 7 模型一
Fig. 7 Model One

m; 频点 61 个, 范围在 1000 Hz 到 0.001s 之间, 且在对数域下平均分布; 网格剖分的数量为 158×68 , 每行 158 个网格 159 个节点, 左右边界各有 15 个网格, 每列 68 个网格 69 个节点, 下边界 12 个网格, 初始电阻率为 $100 \Omega \cdot \text{m}$ 。

不同极化模式进行 25 次迭代计算, TE 与 TM 模式最佳模型的拟合差分别为 0.56 和 2.17。使用 CPU 主频为 1.5G Hz 的计算机进行计算, 占用内存约 15MB, TE 模式耗时约 7978s, TM 模式耗时约 2943s。

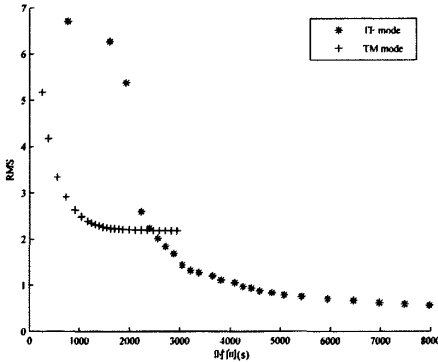


图 8 反演迭代时间
Fig. 8 Iteration time of Inversion

由图 8 所示, TE 模式耗时较长, 在第 16 次迭代之后基本收敛; TM 模式耗时较短, 这与 Rodi 对其算法进行的改进有关, 在提高计算效率的同时降低了计算精度, 第 10 次迭代后基本收敛。

图 9 所示的 TE 模式反演结果只显示了巷道下方的部分, 浅部低阻层及其与下方相对高阻层的界限反映明显, 浅层电阻率最低达到 $47 \Omega \cdot \text{m}$, 过渡带小于 30 m。低阻浅层下方的垂直界面清晰, 左半部分高阻区域与右半部分相对低阻区域过渡带小于 50 m; 左区夹有低阻异常体, 其大小、埋深以及范围与原始模型十分接近, 电阻率最低达到 $7 \Omega \cdot \text{m}$, 而高阻背景的电导率较原始模型偏大, 电阻率最高达到 $2520 \Omega \cdot \text{m}$; 右区高阻异常体反映明显, 其大小、埋深以及范围与原始模型十分接近, 电阻率偏低, 最高仅有 $260 \Omega \cdot \text{m}$ 。低阻基底的界限受上覆垂直地层影响, 略有起伏, 但仍保持水平层状, 过渡带约 230 m, 基底电阻率最低达到 $9.5 \Omega \cdot \text{m}$ 。

图 10 所示的 TM 模式反演结果只显示了巷道下方的部分, 浅部低阻层及其与下方相对高阻层的界限反映明显, 浅层电阻率最低达到 $48 \Omega \cdot \text{m}$, 过渡带小于 20 m。低阻浅层下方的垂直界面清晰, 左半部分高阻区域与右半部分相对低阻区域过渡带小于 20 m; 左区夹有与低阻基底联通的低阻异常体, 其埋深、横向范围以及背景高阻区的分布与原始模型十分接近, 电阻率最低达到 $11 \Omega \cdot \text{m}$, 而垂向延伸范围较原始模型偏差较大, 这是因为低阻异常体下方的高阻背景厚度与其埋深相比很薄, 导致垂向不能分辨; 右区高阻异常体反映明显, 其大小、埋深以及范围与原始模型十分接近, 电阻率偏低, 最高仅有 $390 \Omega \cdot \text{m}$ 。低阻基底的界限受上覆垂直地层影响, 略有起伏, 但仍保持水平层状, 过渡带约 300 m, 基底电阻率最低达到 $9 \Omega \cdot \text{m}$ 。

反演结果与原始模型十分接近, 在异常体大小、埋深、范围以及背景区域的分布等方面均有良好效果, 并且低阻体电阻率的反演结果与原始模型的偏差很小, 但是受到反演算法的影响, 高阻反演结果与原始模型相差偏大。总体来说, 能够准确反映出地下电性结构, 证明算法与程序是正确的。

5 结果对比

为说明井地大地电磁测深的优点和二维 NLGG 反演的正确性, 以图 7 所示模型的正演结果为依据, 使用商业软件 WinGLink 进行测点在地表的二维反演。

WinGLink 所做反演结果中, 测点均放置在地表, 其余参数与应用条件与井地反演结果相同。图 11 所示的 TE 模式反演结果只显示了 55 m 以下的部分, 浅部低阻层及其与下方相对高阻层的界限反

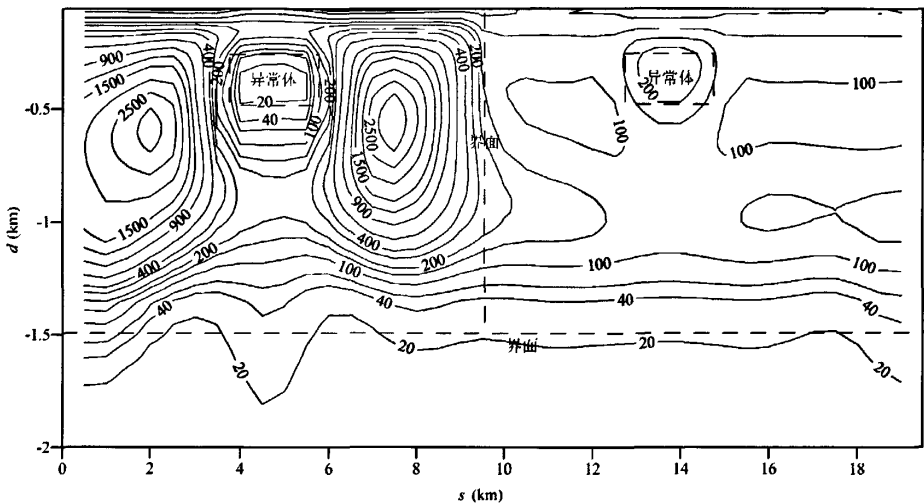


图 9 TE 模式反演结果
Fig. 9 Result of TE Mode

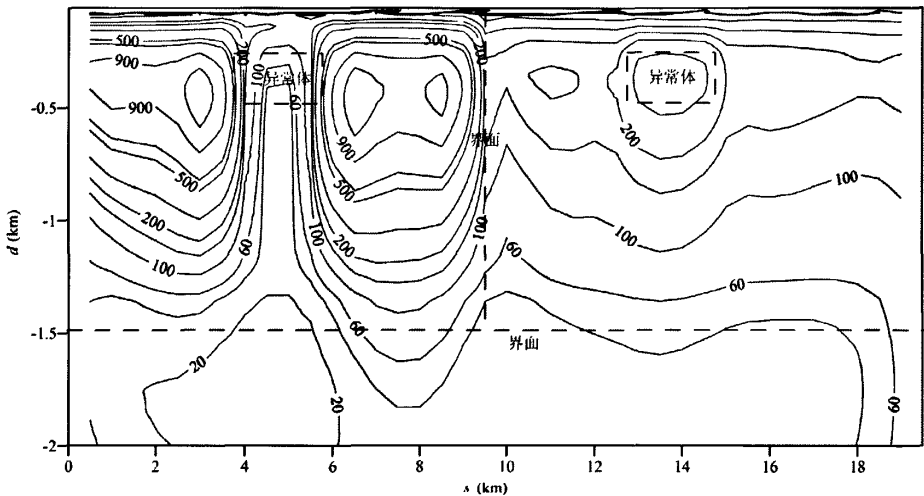


图 10 TM 模式反演结果
Fig. 10 Result of TM Mode

映明显,浅层电阻率最低达到 $46\ \Omega\cdot\text{m}$,过渡带小于 $50\ \text{m}$ 。低阻浅层下方的垂直界面清晰,左半部分高阻区域与右半部分相对低阻区域过渡带小于 $55\ \text{m}$;左区夹有低阻异常体,其大小、埋深与原始模型十分接近,有下延趋势,电阻率最低达到 $12\ \Omega\cdot\text{m}$,而高阻背景的电阻率较原始模型偏大,电阻率最高达到 $3690\ \Omega\cdot\text{m}$;右区高阻异常体反映明显,其大小、埋深以及范围与原始模型十分接近,电阻率偏低,最高仅有 $215\ \Omega\cdot\text{m}$ 。低阻基底的界限受上覆垂直地层影响,略有起伏,在低阻异常体下方有上延趋势,但

仍保持水平层状,过渡带约 $300\ \text{m}$,基底电阻率最低达到 $8\ \Omega\cdot\text{m}$ 。

图 12 所示的 TM 模式反演结果只显示了 $55\ \text{m}$ 以下的部分,浅部低阻层及其与下方相对高阻层的界限反映明显,浅层电阻率最低达到 $47\ \Omega\cdot\text{m}$,过渡带小于 $50\ \text{m}$ 。低阻浅层下方的垂直界面模糊,左半部分高阻区域与右半部分相对低阻区域出现连通区域;左区将原始模型的高阻背景反应为两互相对分离的高阻异常体,最高电阻率分别达到 $1270\ \Omega\cdot\text{m}$ 和 $880\ \Omega\cdot\text{m}$,而低阻异常体没有明显反映;原始模型

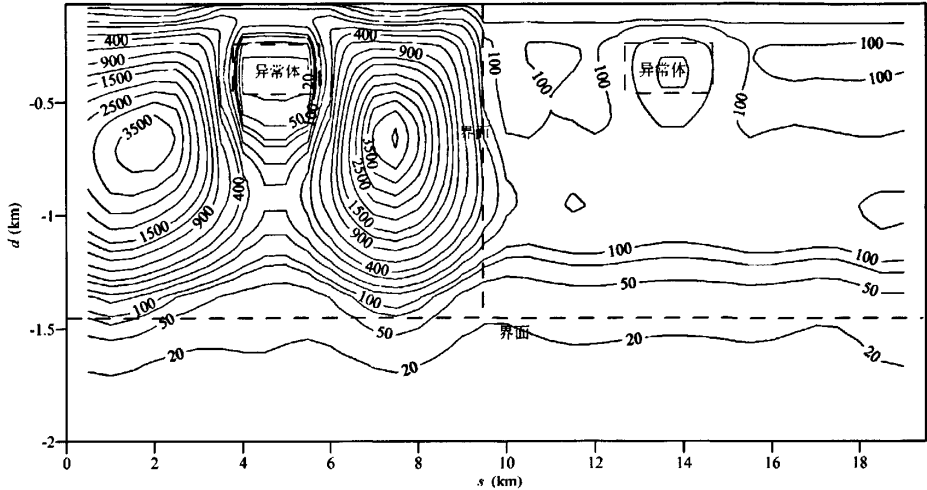


图 11 模型二 TE 模式 WinGLink 反演结果
Fig. 11 WinGLink result of TE Mode with Model Two

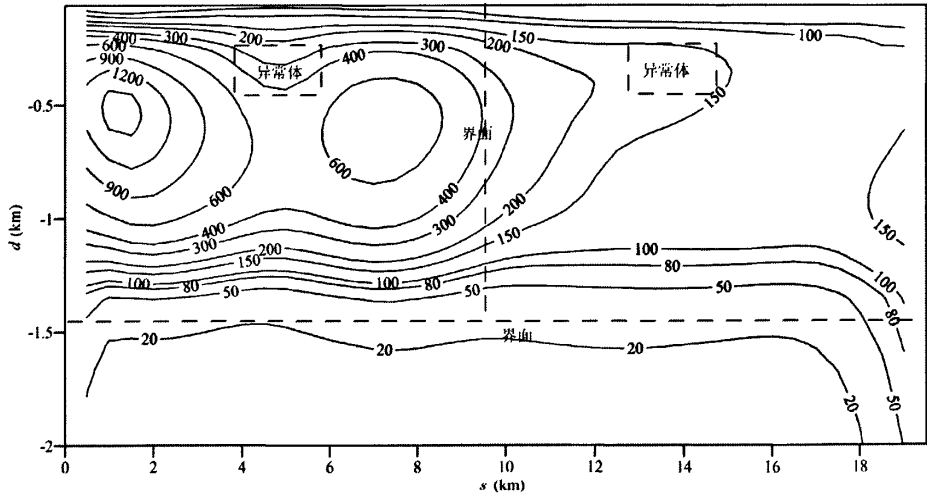


图 12 模型二 TM 模式 WinGLink 反演结果
Fig. 12 WinGLink result of TM Mode with Model Two

中右区的高阻异常体反映不明显,与左区高阻区域连通,最高仅有 $380 \Omega \cdot \text{m}$ 。低阻基底的界限清晰,保持水平层状,过渡带约 350 m,基底电阻率最低达到 $7 \Omega \cdot \text{m}$ 。

由测点在巷道与测点在地表的结果对比可以看出,测点在地下反演的结果对地下电性介质的反映较好,不论是层状介质、异常体还是断层构造都能很好的反映出来。这是因为当测点位于地下时,所接收到的信号是一个封闭空间内的电磁场,由入射电磁波和地下反射电磁波组成。由于巷道的存在,

使得测点所在位置出现了很强的电性界面,使深部反射回来的电磁波再度入射到深部地层,增强了反应深部地下构造信息的信号强度,并且这种地下的封闭空间大大减小了地表以及大介质中、高频干扰的影响。

而测点在地表的反演结果虽然能够大体上反映出地下电性介质,但是在分辨率以及电阻率值等方面都稍逊一筹。总的来说,测点在地下能够很大程度上提高反演的分辨能力,将重要的细节在结果图鉴中体现出来,并且电阻率值也更为接近真实情况,

能够为地质解译工作提供更为真实的结果,减少不必要的错误。

6 结论

本文以现有大地电磁场反演理论为基础,研究井地大地电磁场反演理论,在 Rodi(2001)发表的大地电磁场二维 NLCG 反演理论和算法的基础上推导了井地大地电磁场二维 NLCG 反演算法,并且在现有的反演代码基础上改进、编写了井地大地电磁场二维 NLCG 反演代码,并验证了程序的正确性。

在测点位于不同深度的反演研究工作中,发现测点埋深对反演结果有重要的影响,当测点位于地下时,电磁场信号干扰相对较弱,巷道使电磁波在一个位于巷道下方的相对封闭空间内传播,传播性质有别于测点在地表的情况,增强了地下反射信号强度。从异常值角度来看,可以发现,当测点在地下时,反演结果中异常体区分更加明显,而且这种影响趋势随测点深度增加而加强;从异常范围来看,测点越是接近异常体,反演结果对其大小、几何形状以及埋深的反映越是精确。

该方法在旧矿床巷道内不设测深点进行深部隐伏矿床勘探时,较地面勘探能够提供更为真实、更为有效的地下电性结构模型。这种模型在分辨能力上有很大优势,并且能够避免很多地面噪音干扰,使强干扰矿区内的勘探测量数据依然能够正确的反映出地下电性结构信息。在井中或者井下不设测点时,

同样能够发挥其抗干扰能力强的优势。

参考文献

- 陈乐寿,王光鈔. 1990. 大地电磁测深法,北京:地质出版社
- 李金铭. 2005. 地电场与电法勘探,北京海淀区学院路 31 号:地质出版社,36~39.
- 魏文博. 2002. 我国大地电磁测深新进展及展望. 地球物理学进展,17(2):245~254.
- 张昆,魏文博,金胜,叶高峰. 2009. 海底大地电磁场二维正演 TE 模式空气层选取. 地球物理学进展,24(3):1051~1057.
- 张昆,魏文博,叶高峰. 2008. 二维有限元大地电磁正演模拟在 Matlab 上的实现. 地震地磁观测与研究,5:83~88.
- Asch Ted, Morrison H F, Dickey Steve. 1986. Interpretation of Borehole-To-Surface DC resistivity measurements at a contaminant site, a case study. surface and borehole geophysical methods and ground water instrumentation conference and exposition, 127~147.
- Daud Y, Atmojo J P, Sudarman S, Ushijima K. 1999. Reservoir imaging of the sibayak geothermal field, indonesia using Borehole-To-Surface resistivity measurements. Proceedings Of The 21st New Zealand Geothermal Workshop 1999, 21: 139~144.
- Lu Q. T, Hou Z. Q, Yang Z. S & Shi Danian. 2005. Underplating in the middle-lower Yangtze Valley and model of geodynamic evolution; constraints from geophysical data. Science in China, 48(7): 985~999.
- Masne, D. 1988. Three-Dimensional model results for an electrical Hole-To-Surface method application to the interpretation of a field survey. Geophysics, 53(1): 85~103.
- Rodi WL and Mackie RL. 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2 - D magnetotelluric inversion[J]. Geophysics, 66(1):174~187.

The Study of 2-D Nonlinear Conjugate Gradients Inversion of Borehole-to-Surface Magnetotelluric

ZHANG Kun^{1,2,3)}, WEI Wenbo^{1,3)}, LÜ Qingtian²⁾, JIN Sheng^{1,3)}

1) China University of Geosciences School of Geophysics and Information Technology, Beijing, 100083; 2) MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037; 3) Geo-detection Laboratory Ministry of Education of China (China University of Geosciences, Beijing, 100083)

Abstract

The algorithm and program of forwarding and inversion of magnetotelluric (MT) is proposed and verified in this study. This provides the geophysical interpretation for borehole-to-Surface MT and controlled source audio MT (CSAMT) and makes the method more complete and effective. Based on the deduced nonlinear conjugate gradients (NLCG) algorithm by Rodi (2001), borehole-to-Surface MT 2-D NLCG inversion algorithm was deduced, inversion code was adopted, and 2-D NLCG inversion program were developed, and finally validity of the inversion program has been tested. It was found through comparison of forward and inversion modeling at various stations that noise can be suppressed with survey stations underground and then resolution ability of inversion can be enhanced.

Key words: Underground magnetotelluric; nonlinear conjugate gradient; 2-D Inversion