

文章编号: 0253-3782(2005)03-0339-07

二维对称各向异性介质大地电磁反演^{*}

杨长福¹⁾ 林长佑²⁾ 孙崇赤³⁾ 李清河⁴⁾

1) 中国杭州 310027 浙江大学地球科学系

2) 中国兰州 730000 中国地震局兰州地震研究所

3) 中国广州 510070 广东省地震局

4) 中国南京 210089 江苏省地震局

摘要 考虑一种二维构造走向与一水平各向异性主方向一致的对称各向异性介质. 在这种特殊情况下, 若假设电导率沿垂向和倾向表现相同的各向异性, 即 $\sigma_{zz} = \sigma_{yy}$, 则得到形式完全等同于各向同性情形 TE 和 TM 极化方程的微分方程. 因此, 就可用各向同性完全相同的反演方法, 获得二维各向异性介质的电导率. 亦即各向同性介质的 TE 和 TM 极化反演结果, 可以解释为对称各向异性介质两主方向上的电阻率. 这为 MT 解释提供了新的解释途径及其理论依据. 最后用由此发展起来的各向异性介质反演方法, 对甘肃天祝永登一带大地电磁资料进行了反演试验, 获得了该区地壳介质各向异性电导率结构

关键词 大地电磁 各向异性 二维反演 电导率结构

中图分类号: P319.2 **文献标识码:** A

引言

在大地电磁(MT)法中, 首先开展电性各向异性问题研究的是 Ready 和 Renkin (1971). 但因其复杂性和难度远大于各向同性介质情况, 故进展比较缓慢. 一维各向异性问题得到了较好地解决; 对于二维(2D)问题目前只能解决某些特殊情况的数值求解 (Ready, Renkin, 1975); 三维(3D)问题就很少有人问津. 尽管没有有效的一般 3D 各向异性模拟算法, 但在很多情况下, 考虑更简单的 2D 模拟不失为有效手段 (Pek, Verner, 1997). 在国内开展大地电磁各向异性研究的主要有徐世浙和赵生凯(1985)、林长佑等 (1996, 2004) 和杨长福(1997)等. 就笔者所知, 目前关于各向异性反演研究不多, 真正的实际应用更是少见.

各向同性介质的 TE 和 TM 极化反演是企图得到同一个电性模型, 但实际反演往往得到的是两个不同模型, 解释者很难在两者之间作出取舍. 能否找出一种新的途径对此作出解释? 为此, 本文考虑一种二维构造走向与一水平各向异性主方向一致的对称各向异性介质, 并发展其相应的反演方法. 最后将此法用于甘肃天祝永登一带大地电磁资料的反演试验, 以获得该区地壳介质各向异性电导率结构.

1 二维对称各向异性介质大地电磁资料的反演方法

在大地电磁(MT)中, 对一般二维各向异性介质, 若取坐标系 x 方向为走向方向(即

* 国家自然科学基金课题(40074010)资助.

2004-02-27 收到初稿, 2004-11-15 收到最后修改稿, 2004-12-07 决定采用.

电性沿此方向不变), z 轴垂直向下, 则欧姆定律可写成

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E} \quad (1)$$

其中, $\sigma = [\sigma_{ij}] = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}$, $\sigma_{ij} (y, z) (i, j = x, y, z)$ 为张量电导率元素. 将此式

代入 Maxwell 方程, 并忽略位移电流, 则可得电场水平分量 E_x 和磁场水平分量 H_x , 分别满足如下二方程 (Pek, Verner, 1997):

TE 极化

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + i\omega\mu_0 (\sigma_{xx} + A\sigma_{xz} + B\sigma_{xy}) E_x + i\omega\mu_0 A \frac{\partial H_x}{\partial y} + i\omega\mu_0 B \frac{\partial H_x}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega\mu_0 H_y \end{array} \right. \quad (2)$$

TM 极化

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\sigma_{yy}}{D} \frac{\partial H_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\sigma_{zz}}{D} \frac{\partial H_x}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\sigma_{yz}}{D} \frac{\partial H_x}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\sigma_{yz}}{D} \frac{\partial H_x}{\partial y} \right) + i\omega\mu_0 H_x - \\ \frac{\partial (BE_x)}{\partial y} + \frac{\partial (AE_x)}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma_{yx} E_x + \sigma_{yy} E_y + \sigma_{yz} E_z \end{array} \right. \quad (3)$$

其中, $A = (\sigma_{xy}\sigma_{yz} - \sigma_{xz}\sigma_{yy})/D$, $B = (\sigma_{xz}\sigma_{yz} - \sigma_{xy}\sigma_{xz})/D$, $D = (\sigma_{yy}\sigma_{zz} - \sigma_{yz}^2)$. 可以看出, 公式(2)、(3)的求解与各向同性介质情况相比困难得多.

如果只考虑对称各向异性介质的一种特殊情况, 即两主方向分别与二维构造走向及垂直方向一致的对称各向异性介质, 且满足 $\sigma_{zz} = \sigma_{yy}$, 即垂向电导率主值与 y 方向的电导率主值相同. 若取坐标系与各向异性主轴方向一致, 则电导率张量可表示为

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{yy} \end{bmatrix}$$

则式(2)、(3)将被简化为如下形式:

TE 极化

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + i\omega\mu_0 \sigma_{xx} E_x = 0 \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega\mu_0 H_y \end{array} \right. \quad (4)$$

TM 极化

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H_x}{\partial z^2} + i\omega\mu_0 \sigma_{yy} H_x = 0 \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma_{yy} E_y \end{array} \right. \quad (5)$$

式(4)和式(5)在形式上与二维各向同性介质情况完全相同, 其差别仅在于, 式(4)中利用的是沿走向方向的电导率主值, 式(5)中则利用垂直于构造走向 y 方向的电导率主值. 这意味着, 对于主方向与构造走向一致的二维对称各向异性介质, 二维各向同性介质大地

电磁数值模拟的方法, 乃至计算程序可以直接利用。进而也可推广至相应的反演问题。应该注意的是, 当使用 TE 极化反演时, 获得的是沿二维构造走向方向的主电导率值沿剖面随深度的分布, 本文用 $\rho_x = \rho_x(y, z)$ 表示; 而使用 TM 极化反演则获得的是垂直于二维构造走向方向的主电导率值沿剖面随深度的分布, 本文用 $\rho_y = \rho_y(y, z)$ 。本文利用快速松弛反演方法(Simith, Booker, 1991)。

2 用于反演试验的大地电磁资料

用于本项研究的 10 个大地电磁测深测点, 主要分布在甘肃的天祝、永登、皋兰、古浪各县内, 即地质上称之为毛毛山断裂带、金强河断裂带附近, 同时也跨越了秦王川盆地内的庄浪河断裂带, 其最南端测点则已临近兰州市区北侧 (图 1)。

本研究测区及其近邻的一些主要的地质构造, 如庄浪河断裂带、毛毛山断裂带、金强河断裂带等基本上是沿近东西或近南北方向的。测点 64 及测点 51, 24, 53, 63 和 65 的高中频段皆有主轴方位角接近 0° 或 $\pm 90^\circ$, 即其主方向与测量方向(南北-东西方向)相一致, 表现出与主要地质构造走向方向的一致性。我们曾对测点 51, 24, 52, 53 和 15 进行过消除静位移的 GB

张量分解研究, 得到的结论是, 这些测点的区域构造走向都近似为南北方向或东西方向(杨长福, 林长佑, 2002)。此外, 由这 10 个测点的一维各向异性介质反演模型可见, 除其

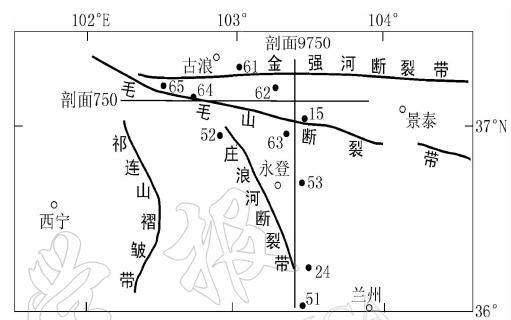


图 1 测点分布图

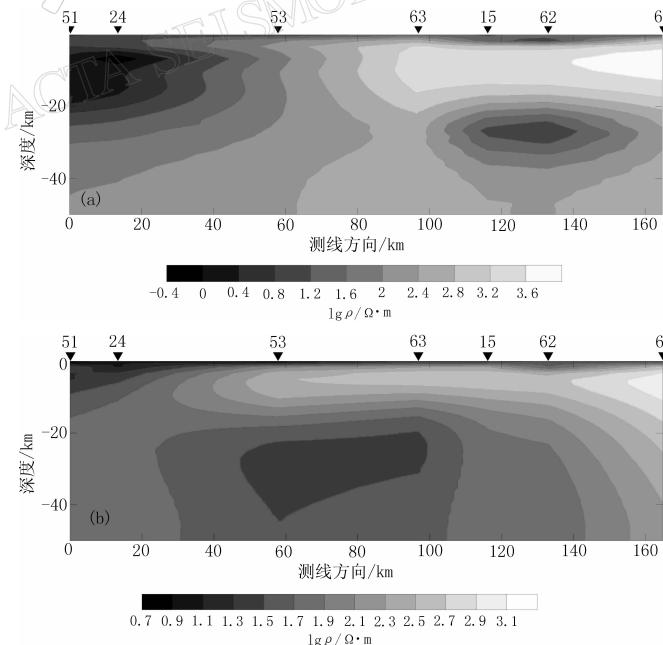


图 2 剖面 9750 的反演结果
(a) x 方向主电阻率反演结果; (b) y 方向主电阻率反演结果

中极少数层外,绝大多数电性层的各向异性主轴方位角都接近 0° ,即各向异性主轴方向近似与测量方向一致,都近似为南北方向或东西方向(林长佑等,2004),即与二维构造走向方向及相垂直方向相一致。如果我们假定测区内地下介质满足对称各向异性条件,则对本测区的大地电磁资料而言,可以利用二维各向同性介质模拟和反演方法去拟合观测的大地电磁资料,搜寻出其地下电性结构的二维各向异性模型。

3 测区内大地电磁资料的二维反演结果及分析

两测量方向的主阻抗视电阻率和相位(含观测误差),分别被用为二维反演的TE极化和TM极化反演拟合的观测资料。其观测频带为 $0.1\sim1\,000\text{ s}$,反演深度全部限定在 $0.1\sim50\text{ km}$ 范围内。为了对二维反演的结果作出尽可能多的比较和验证,并由此获得较为可靠的结果,根据测区内测点空间分布特点和区域内的已知地质构造轮廓,我们设置了4个反演剖面(图1),并对其分别进行了TE和TM极化反演(图2~5)。剖面9750包含了大致由南至北的51,24,53,63,15,62和61共7个测点(图2);剖面9450(图3)包含上述剖面前4个测点,即测点51,24,53和63;剖面550(图4)由剖面9750后面5个测点组成,即测点53,63,15,62和61。剖面750(图5)是由测点15,63,62,61,52,64和65共7个测点组成的近东西向剖面。

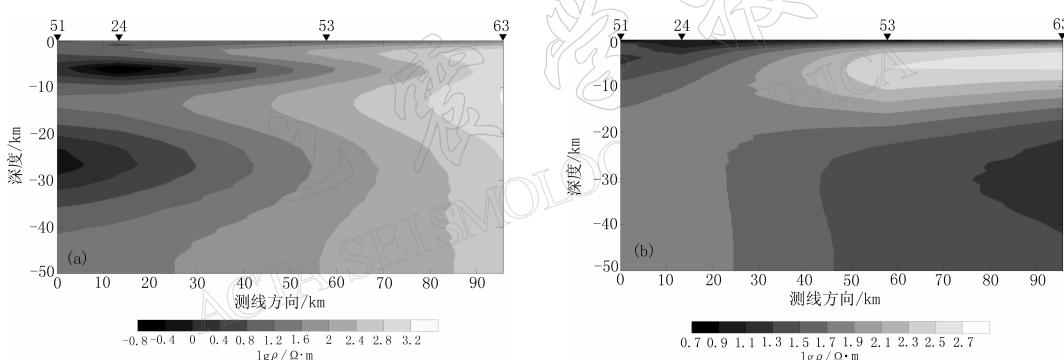


图3 剖面9450的反演结果
(a) x 方向主电阻率反演结果; (b) y 方向主电阻率反演结果

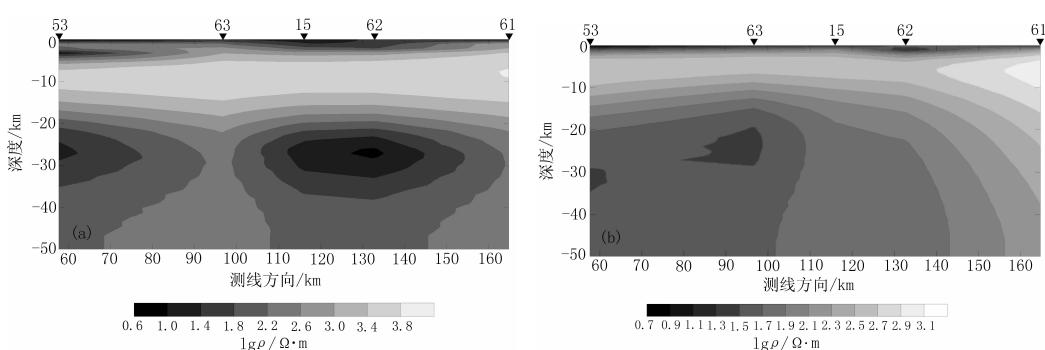


图4 剖面550的反演结果
(a) x 方向主电阻率反演结果; (b) y 方向主电阻率反演结果

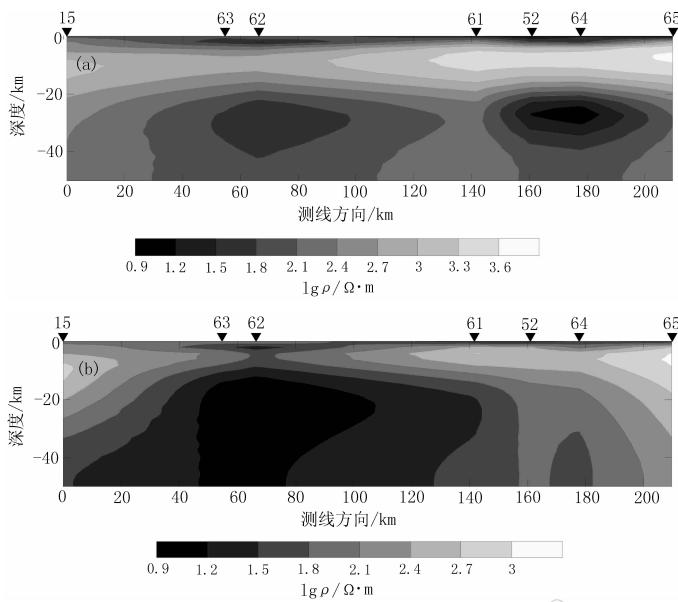


图 5 剖面 750 的反演结果

(a) x 方向主电阻率反演结果; (b) y 方向主电阻率反演结果

各剖面的 TE 和 TM 极化反演结果, 基本上拟合了相应的视电阻率和相位观测资料. 当然, 对各测点不同资料其拟合的优劣程度是有所差别的, 其中也有个别测点资料拟合欠佳的情况. 我们对剖面 9750, 9450 和 550 中各测点资料相对拟合差(各测点资料拟合差与全剖面拟合差之比)进行了详细分析. 对观测资料拟合最好的 3 个测点是 51, 24 和 15, 它们的相对拟合差都在 1.0 以下(仅剖面 9450 上的测点 24, 其 TM 视电阻率的拟合差为 1.176). 拟合最差的是测点 53, 有一半频点, 其相对拟合差超过了 1.2, 其中主要是相位资料.

测点 63, 15, 62 和 61 是剖面 9750, 550 和 750 的共同部分(图 1). 对这 3 条剖面独立进行二维的 TE 和 TM 极化反演, 对每个测点都能分别得到对 TE 极化和 TM 极化反演的 3 组地下电阻率值. 经对比可知, 它们是大体相同的. 当然也显示出了某些差异, 其中对个别测点资料拟合还显示出了明显的差别.

在二维反演中确定剖面走向与构造走向之间的关系是十分重要的. 当二者相互垂直时, 其 TE 反演将拟合与剖面走向相垂直方向的观测资料, 而 TM 反演则将拟合与剖面走向相同方向的观测资料. 反之, 当剖面走向与构造走向相平行时, 其两种极化方式反演所拟合的观测资料应相互交换. 一般来说对剖面同一套资料的不同极化方式反演会得到不同的模型. 对同一套资料选择不同极化方式反演所获得的模型差异, 应是二维构造对资料影响强烈程度的一种标识.

4 由二维反演解释所揭示的测区内地壳介质的电导率各向异性特征

由于所用的二维反演方法属光滑反演, 其成像图又是经反演结果插值而成, 因而电性

结构中可能存在的横向和纵向的尖锐突变被很大程度地光滑了, 很难准确地给出地质构造单元之分界。由于图中深度未用对数坐标, 所以能较细致地反映出深部的结构特点, 而对浅部结构就显得较为粗糙。若反演结果成图时, 深度用对数坐标, 则较细致地显示出浅部电导率的深度分布特征, 而对深部的结构显示较为粗糙。实际上, 这两种图示方法具有某种互补作用。

由 4 个剖面两种方式反演所给出的 8 幅 x 和 y 方向两主电阻率剖面图(图 2~5), 可以较清楚地看出测区内地壳介质各向异性性质的区域性分布特征: ① 各测点地表下数百米都具有较低电阻率, 并无明显的电导率各向异性的存在, 可能系其沉积覆盖; ② 除测点 51 和 24 外, 各测点数公里至约 20~30 km 两主电阻率都经历了升高—降低过程, 其极大值出现在约 10~20 km 与一厚度较大之高阻层相应, 并表现出了很强的区域性特点的明显的电导率各向异性。整个西北部的 8 个测点, 即测点 52, 53, 15, 61, 62, 63, 64 和 65 都有 y 方向高于 x 方向主电阻率, 测点 51 和 24 在相应深度则有 x 方向高于 y 方向主电阻率。如果我们认为相应层位的电导率各向异性是扩展膨胀各向异性(EDA)机理的, 并将其与其中之区域应力场联系起来, 则对前 8 个测点其主压应力方向应为近南北方向, 而对其它 2 个测点其主压应力方向则应为近东西方向; ③ 在地下约 20~30 km 深处各测点都出现了一个相对的低电阻率层, 其电导率各向异性特征并不尽相同。测点 51, 24, 15 和 62 该层的 x 方向电阻率高于 y 方向电阻率, 而测点 52, 53, 63, 64 和 65 在该层的 y 方向电阻率高于 x 方向电阻率, 测点 61 两主电阻率相近; ④ 测点 15, 62, 64 和 65 在数百米至数公里处有一低阻层出现, 推测与该测点邻近之断裂带有关。

5 讨论和结论

本文从 Pek 和 Verner(1997)给出的一般二维各向异性介质中的方程出发, 导出了形式完全类同于各向同性情形的 TE 和 TM 极化方程的对称各向异性方程, 并由此而推论: 在只考虑走向方向各向异性情形下, 并取与各向异性主轴方向一致的坐标系, 则两个各向异性主方向上的电阻率可分别由各向同性介质的 TE 和 TM 极化反演而得。换句话说, 各向同性介质的 TE 和 TM 极化反演结果, 可以解释为对称各向异性介质两主方向上的电阻率, 这为 MT 解释提供了新的解释途径。但需指出的是, 各向同性介质的 TE 和 TM 极化反演是企图得到同一个电性模型, 但实际反演往往得到的是两个不同模型, 解释者很难在两者之间作出取舍, 因此 TE 和 TM 联合反演就成了达到此目的常用手段之一。而按本文的反演, 虽然形式和实施完全与各向同性一样, 但 TE 和 TM 反演结果都有明确的物理意义, 那就是分别表示各向异性介质两主方向上的电导率模型, 两种模型可分别进行解释, 不存在取舍问题, 因此在此情况下不能进行 TE 和 TM 联合反演。这是本文反演与各向同性 TE 和 TM 反演的区别之处: 即形式相同, 但物理意义不同。

参 考 文 献

- 林长佑, 武玉霞, 杨长福. 1996. 水平层状对称各向异性介质的大地电磁资料反演[J]. 地球物理学报, 39(增刊): 326~332
- 林长佑, 王书明, 孙崇赤, 等. 2004. 天祝永登一带大地电磁资料的一维各向异性反演[J]. 西北地震学报, 26(1): 72~77
- 徐世浙, 赵生凯. 1985. 二维各向异性地电剖面的大地电磁场的有限元解法[J]. 地震学报, 7(1): 80~90

- 杨长福. 1997. 大地电磁二维对称各向异性介质的有限元数值模拟[J]. 西北地震学报, **19**(2): 27~33
- 杨长福, 林长佑. 2002. 大地电磁GB分解法的改进[J]. 地球物理学报, **45**(增刊): 356~364
- Pek J, Verner T. 1997. Finite-difference modeling of magnetotelluric fields in two-dimensional anisotropic media[J]. *Geophys J Int*, **128**(1): 505~521
- Ready I K, Renkin D. 1971. Magnetotelluric effect of dipping anisotropies[J]. *Geophys Prospect*, **19**(1): 84~97
- Ready I K, Renkin D. 1975. Magnetotelluric responses of laterally inhomogeneous and anisotropic media[J]. *Geophys Prospect*, **40**(4): 1 035~1 045
- Smith J T, Booker J R. 1991. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data[J]. *J Geophys Res*, **96**(B3): 3 905~3 922

INVERSIONS FOR MT DATA IN 2-D SYMMETRICAL ANISOTROPIC MEDIA

Yang Changfu¹⁾ Lin Changyou²⁾ Sun Chongchi³⁾ Li Qinghe⁴⁾

1) Geoscience Department of Zhejiang University, Hangzhou 310027, China

2) Lanzhou Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Lanzhou 730000, China

3) Earthquake Administration of Guangdong Province, Guangzhou 510070, China

4) Earthquake Administration of Jiangsu Province, Nanjing 210014, China

Abstract: In the paper, a 2-D symmetrical anisotropic medium whose strike agrees with one of the horizontal principal axes is considered to develop a corresponding inversion technique. In the specified conditions, if we assume an equivalent conductivity anisotropy in both the vertical and dipping directions, *i.e.*, $\sigma_{zz}=\sigma_{yy}$, the differential equations obtained are formally the same as that for TE and TM modes in the 2-D isotropic geoelectrical media. The same inversion technique as that in the 2-D isotropic media can be employed to obtain the anisotropic conductivities. It means that the TE and TM inversion results in the isotropic media can be respectively thought as the resistivities in the two principal directions of the symmetrically anisotropic media, which has offered a new approach and a theoretical guidance for interpreting magnetotelluric data. And the inversion technique developed here is used to test the magnetotelluric data in the area of Tianshu and Yongdeng in Gansu Province, so that the crust anisotropic geoelectrical structures in this region can be obtained.

Key words: magnetotellurics; anisotropy; 2-D inversion; geoelectrical structure