

https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.317



大地电磁六元素张量阻抗理论及其应用

胡祥云¹, 金钢燮^{1,2}

1. 中国地质大学地空学院, 湖北武汉 430074

2. 金策工业综合大学工程科学中心, 朝鲜平壤 999093

摘要:在经典大地电磁(MT)理论中,张量阻抗 $[Z]$ 定义为电场分量和磁场分量之间的线性关系.估算张量阻抗 $[Z]$ 及和它有关的其他参数(例如视电阻率、相位、倾子等)是 MT 数据处理中的一个重要环节.引入了六元素张量阻抗 $[R]$ 的全新概念,并开发了相应的处理方法.为检验本方法的特征和抗噪性能,对采集自朝鲜的 MT 野外资料进行了分析.分析结果表明在 MT 资料处理中新定义的六元素张量阻抗 $[R]$ 比传统的四分量张量阻抗 $[Z]$ 提高测深曲线的相干度至少 0.1 以上,并且改善了大地电磁资料处理的质量.

关键词:MT 法;张量阻抗;信噪比;地球物理.

中图分类号: P315

文章编号: 1000-2383(2018)10-3399-08

收稿日期: 2018-05-11

A Trial for Introducing 6-Element Tensor Impedance in Magnetotelluric Method and Its Application

Hu Xiangyun¹, Kim Kangsop^{1,2}

1. Institute of Geophysics and Geomatics, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Center of Engineering Sciences, Kimchaek University of Technology, Pyongyang 999093, DPRK

Abstract: The conventional magnetotelluric method is theoretically based upon definition of impedance tensor $[Z]$ and the relationship between the electrical and magnetic components E_x , E_y , H_x , H_y , H_z of MT field, the main purpose of MT data processing is to obtain impedance tensor, apparent resistivity, phase, tipper, skewness and other parameters. In this paper, we propose the definition of 6-elements tensor impedance and briefly describe its some characteristics and determination techniques in the comparison with the former impedance tensor $[Z]$. Furthermore, we explain the necessity of the proposed method and demonstrate its applicability by some field tests conducted in Democratic People's Republic of Korea.

Key words: magnetotelluric exploration; impedance tensor; signal to noise ratio; geophysics.

大地电磁测深法(简称 MT 法)是一种成本较低、探测深度较大的地球物理勘探方法(刘文才等, 2015).经过几十年的发展,MT 法在石油勘探(Tripp, 2005; 曹中林等, 2006)、地热勘探(Muñoz, 2014; 李德威和王焰新, 2015)、水文勘探(Auken *et al.*, 2017)、海洋勘查(de Groot-Hedlin and Constable, 2004; Linde

and Pedersen, 2004)等方面均获得了广泛应用.相应地,MT 数据处理、正演和反演算法也引起了许多地球物理学家的兴趣(García and Jones, 2002; Yin, 2003; 胡祖志和胡祥云, 2005; 张莹和张胜业, 2005).然而由于 MT 法采用天然场源,采集到的数据很容易受到种类繁多、性质复杂的噪声影响,因此提

基金项目:国家自然科学基金项目(No.41474055);中国地质大学(武汉)地学长江计划(No.CUGCJ1707).

作者简介:胡祥云(1966-),男,教授,主要从事地震层析成像研究. ORCID: 0000-0003-3623-8304. E-mail: xyhu@cug.edu.cn

引用格式:胡祥云,金钢燮,2018.大地电磁六元素张量阻抗理论及其应用.地球科学,43(10):3399-3406.

高信噪比(S/N)是 MT 法研究的一个重要课题(王家映和徐义贤, 1998)。

实际上, MT 法中观测的物理量一般是地面上的 3 个磁场分量和 2 个水平电场分量, 利用这些分量获得阻抗张量和倾子矢量的估计值, 并评价资料质量. 获得可靠的阻抗和倾子数据是大地电磁数据处理的主要任务. 除了自然噪声会引起测量数据中较大的误差棒外, 铁路、变压器等工业设备也是不容忽视的电磁噪声源; 前者的噪声在 500 kHz~1 Hz 频率范围内的影响最强, 后者对更低频有较大影响, 其底限依赖于当地的电性特征(Pedersen and Engels, 2005)。

为了解决上述问题, 目前已提出了许多方法技术, 可以概括为两个部分: 第一方面是改善观测方法及装备. 其中效果最好的方法就是远点参考观测方式(Gamble *et al.*, 1979), 该方法已在一些论文当中介绍, 并且诸多实例已证明它可以改善噪声严重的环境中采集到的 MT 资料质量. 通过最近几十年的研究, 该方法已从近点参考改进到远点参考, 从两点同步测量发展到三点同步测量法(Ri *et al.*, 2002). 此外, 1~5 kHz 频率域内 AMT 信号的能量可以随日随季节变化, 白天磁场的振幅经常低于磁场探头的噪声水平. 针对这一问题, García and Jones (2005) 在综合频率地电—地电观测(T-T)和地电—地磁观测(T-MT)的基础上提出了一种新的观测处理方式, RMT(14~250 kHz)法和可控源 MT(CSMT)(1~12 kHz)结合可应用于厚度几十米左右的粘土透镜下面砂岩中的地下水勘探。

第二方面是和改进观测数据的数学处理方法有关, 学者们也已提出了许多不同方法, 例如单点观测数据处理中利用权函数消除噪声(Yee *et al.*, 1988), 时间域阻抗张量的自适应重建方法(Gómez-Treviño and Mondragón, 1995), 利用张量阻抗的实部和虚部计算视电阻率(Egbert and Lively-brooks, 1996), 张量阻抗的 Robust 估计方法(王书明和王家映, 2004)等. 其中, Robust 资料处理方法被认为是一种特别有效的资料处理方法. 还有学者提出了利用高阶统计量 MT 信号的高斯性检验(Xu and Wang, 2000)和基于小波变换(Gupta and Choubey, 2015)的时变大地电磁信号频谱估计方法。

另一方面, Lilley(1998)提出了一种新方法, 他把张量阻抗分解为全局部分和局部部分, 此方法的目的并不是为了克服人文噪声, 而是为了减小由于三维局部近地表地质体引起的电流畸变效应。

Groom and Bailey(1991)曾提出的阻抗张量分解也是和上述方法类似。

然而即使有上述各种途径, 目前 MT 法的信噪比问题仍有待提高, 这意味着还需要开发除改进观测方法和处理方法以外的解决方法。

从此问题出发, 笔者再次考虑 MT 法数据处理的基本方程组. 经典 MT 法处理基于电场 E 与磁场 H 之间的线性方程组,

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \quad (1)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y, \quad (2)$$

$$H_z = T_{zx}H_x + T_{zy}H_y, \quad (3)$$

式中 E_x 、 E_y 、 H_x 、 H_y 、 H_z 分别表示大地电磁场的 x 、 y 方向电场分量和 x 、 y 、 z 方向磁场分量, 并且:

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}, \quad (4)$$

$$\mathbf{T} = \begin{bmatrix} T_{zx} \\ T_{zy} \end{bmatrix}, \quad (5)$$

分别为张量阻抗及倾子矢量(Xu, 1987; García and Jones, 2002)。

需要指出的是, (1)~(5)式并不是表示大地电磁场中 5 个分量之间互相关系的唯一表达式. Berdichevsky(1968)详细解释了这些方程组的意义, 他先把大地电磁场中的 E_x 、 E_y 、 H_x 、 H_y 、 H_z 分量表示为相互独立的线极化 H_x^i 、 H_y^i 的总和, 即:

$$E_x = a_{1x}H_y^i + a_{2x}H_x^i, \quad (6)$$

$$E_y = a_{1y}H_y^i + a_{2y}H_x^i, \quad (7)$$

$$E_z = a_{1z}H_y^i + a_{2z}H_x^i, \quad (8)$$

$$H_x = b_{1x}H_y^i + b_{2x}H_x^i, \quad (9)$$

$$H_y = b_{1y}H_y^i + b_{2y}H_x^i, \quad (10)$$

$$H_z = b_{1z}H_y^i + b_{2z}H_x^i, \quad (11)$$

上述式中, a_{1x} 、 a_{2x} 、 \dots 、 b_{1z} 、 b_{2z} 是复数系数。

从(9)、(10)式, 求解入射波振幅 H_x^i 、 H_y^i 后, 再分别代入到(6)、(7), 可以获得如下:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y,$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y,$$

式中:

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} = \frac{1}{D_1} \begin{bmatrix} a_{1x}b_{2y} - a_{2x}b_{1y} & a_{2x}b_{1x} - a_{1x}b_{2x} \\ a_{1y}b_{2y} - a_{2y}b_{1y} & a_{2y}b_{1x} - a_{1y}b_{2x} \end{bmatrix},$$

此时, 式中的 D_1 该满足 $D_1 = b_{1x}b_{2y} - b_{2x}b_{1y} \neq 0$. 由此可得到形如 1、2、4 式的关系式。

从另一方面看, 如果我们假定的 $D_2 = b_{1y}b_{2x} -$

$b_{2x}b_{1y} \neq 0$ 条件,那经过对(10)、(11)式进行类似的推导可获得如下方程组

$$E_x = Z_{xy}H_y + Z_{xz}H_z, \quad (1')$$

$$E_y = Z_{yy}H_y + Z_{yz}H_z, \quad (2')$$

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xy} & Z_{xz} \\ Z_{yy} & Z_{yz} \end{bmatrix}. \quad (4')$$

同样地,从(9)、(11)式出发,假定 $D_3 = b_{1x}b_{2x} - b_{2x}b_{1x} \neq 0$ 的条件,又可以如下关于张量阻抗的定义:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xz}H_z, \quad (1'')$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yz}H_z, \quad (2'')$$

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xz} \\ Z_{yx} & Z_{yz} \end{bmatrix}, \quad (4'')$$

从对上述(1)、(2)、(4)式,(1')、(2')、(4')式和(1'')、(2'')、(4'')式分析可以看出,MT 张量阻抗的定义可以有三种 2×2 阶的矩阵形式.换句话说,用 2×2 阶矩阵形式来表示张量阻抗并不是唯一的.

张量阻抗就是磁场分量转换到电场分量的一种变换矩阵,显然更一般的形式是在(4)式中把张量阻抗表示为 3×3 阶矩阵,而非 2×2 阶矩阵.

最初将 MT 阻抗张量定义为 4 个元素是基于假定:大地电磁场 5 个分量中 H_z 分量是由于地下电阻率的水平不均匀性及其他噪声影响而产生的.这一假定在一维模型条件下有其合理性,然而在实际处理中忽视 H_z 分量对 E_x 、 E_y 分量的影响(即按照 1、2、3 式处理)可能会导致张量阻抗估计计算的误差.

基于上述考虑,本文发展了一种新的理论——大地电磁六元素张量阻抗的资料处理方法.

1 六元素张量阻抗的定义及其特征

任何电磁场中电场与磁场之间的矢量关系可以用如下线性方程组式来表述:

$$E_x = R_{xx}H_x + R_{xy}H_y + R_{xz}H_z, \quad (12)$$

$$E_y = R_{yx}H_x + R_{yy}H_y + R_{yz}H_z, \quad (13)$$

$$E_z = R_{zx}H_x + R_{zy}H_y + R_{zz}H_z, \quad (14)$$

因 MT 测量中总有 $E_z = 0$,所以不必考虑(14)式,只考虑前两式,从而可以定义张量阻抗如下:

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} R_{xx} & R_{xy} & R_{xz} \\ R_{yx} & R_{yy} & R_{yz} \end{bmatrix}. \quad (15)$$

将 \mathbf{R} 称为六元素张量阻抗.以字符 \mathbf{R} 表示该张量阻抗就是为了强调它也具有电阻的单位,并且与常规张量阻抗 \mathbf{Z} 有所区别.

首先讨论张量阻抗 \mathbf{R} 与张量阻抗 \mathbf{Z} 的相互

关系.将式(3)分别代入到式(12)和式(13),然后将它们与(1)、(2)式对比,得到以下方程:

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= R_{xx} + R_{xz}T_{zx}, \\ Z_{xy} &= R_{xy} + R_{xz}T_{zy}, \\ Z_{yx} &= R_{yx} + R_{yz}T_{zx}, \\ Z_{yy} &= R_{yy} + R_{yz}T_{zy}, \end{aligned} \quad (16)$$

上式可以再改写为下面矩阵形式:

$$\begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} R_{xx} & R_{xy} \\ R_{yx} & R_{yy} \end{bmatrix} + R_{xz} \quad R_{yz} \begin{bmatrix} T_{zx} & T_{zy} \end{bmatrix}. \quad (16')$$

上述两组方程表示常规张量阻抗 \mathbf{Z} 、重新定义的张量阻抗 \mathbf{R} 和倾子 \mathbf{T} 之间的互相关系.由此可以讨论在一维或二维的情况下的张量阻抗 \mathbf{R} 的特点.

在一维水平均匀介质的情况下,电场与磁场矢量总相互垂直,即:

$$\mathbf{E} \cdot \mathbf{H} = E_xH_x + E_yH_y + E_zH_z = 0,$$

于是,可以得到如下方程:

$$\frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} = R, \quad (17)$$

即张量阻抗 \mathbf{R} 变成常规张量阻抗 \mathbf{Z} 的一个模量.

在二维 TE 模式下 ($E_y = E_z = H_z = 0$),从(12)式可以得到以下方程组

$$\begin{aligned} E_x &= R_{xy}H_y + R_{xz}H_z, \\ Z_{xy} &= R_{xy} + R_{xz}T_{zy}, \end{aligned} \quad (18)$$

同样,在二维介质中的 TM 模式中,考虑 $E_x = E_y = H_z = 0$,由(13)式可得

$$E_y = R_{yx}H_x, Z_{yx} = R_{yx}. \quad (19)$$

从上面的推导可以获得如下结论:张量阻抗 \mathbf{R} 在一般情况下与张量阻抗 \mathbf{Z} 不一致,但如果已知 \mathbf{T} 与 \mathbf{R} ,就较容易地可以取得 \mathbf{Z} .

另外还要考虑六元素张量阻抗 \mathbf{R} 的坐标转换问题.为此,假设 \mathbf{R} 为定义在 XOY 坐标系中的六元素张量阻抗, \mathbf{R}' 为将 \mathbf{R} 向 \mathbf{Z} 轴周围旋转 θ 而得到的 $X'OY'$ 坐标系内的张量阻抗.那经过简单推导之后可以得到如下方程

$$\begin{aligned} R'_{xx} &= R_1 - R_2 \cos 2\theta - R_3 \sin 2\theta, \\ R'_{xy} &= R_4 + R_3 \cos 2\theta - R_2 \sin 2\theta, \\ R'_{yx} &= -R_4 + R_3 \cos 2\theta - R_2 \sin 2\theta, \\ R'_{yy} &= R_1 + R_2 \cos 2\theta + R_3 \sin 2\theta, \\ R'_{xz} &= R_{xz} \cos \theta - R_{yz} \sin \theta, \\ R'_{yz} &= R_{xz} \sin \theta + R_{yz} \cos \theta, \end{aligned} \quad (20)$$

式中,

$$2R_1 = R_{xx} + R_{yy}, 2R_2 = R_{yy} - R_{xx},$$

$$2R_3 = R_{xy} + R_{yx}, R_4 = R_{xy} - R_{yx}. \quad (21)$$

在此可以证明,与张量阻抗[**Z**]类似地,(21)式中的 R_1, R_4 和 $R_0 = R_{xx}R_{yy} - R_{xy}R_{yx}$ 也是张量不变量.

2 六元素张量阻抗的估计

假设任意频率 MT 场 5 个分量的 n 组复数振幅测量数据为(右上角参数表示测量次数, T 表示转置矩阵)

$$\begin{aligned} \mathbf{E} &= [E_x \ E_y], \mathbf{H} = [H_x \ H_y \ H_z], \\ E_\tau &= [E_\tau^1, \dots, E_\tau^n]^T, \tau = x, y, \\ H_\tau &= [H_\tau^1, \dots, H_\tau^n]^T, \tau = x, y, z. \end{aligned} \quad (22)$$

若将式(12)和(13)作为回归方程,可以建立关于回归系数 $R_{\tau x}, R_{\tau y}, R_{\tau z}$ ($\tau = x, y$) 的最小二乘问题.

$$Q_\tau = \sum_{i=1}^n |E_\tau^i - (R_{\tau x}H_x^i + R_{\tau y}H_y^i + R_{\tau z}H_z^i)|^2 = \min, \tau = x, y, \quad (23)$$

从式(23)分离实、虚部后,取

$$\frac{\partial Q_\tau}{\partial \text{Re}R_{\tau x}} = \frac{\partial Q_\tau}{\partial \text{Im}R_{\tau x}} = \frac{\partial Q_\tau}{\partial \text{Re}R_{\tau y}} = \frac{\partial Q_\tau}{\partial \text{Im}R_{\tau y}} =$$

$$\frac{\partial Q_\tau}{\partial \text{Re}R_{\tau z}} = \frac{\partial Q_\tau}{\partial \text{Im}R_{\tau z}} = 0, \tau = x, y,$$

即可获得对于 6 个未知数 $\text{Re}R_{\tau x}, \text{Im}R_{\tau x}, \text{Re}R_{\tau y}, \text{Im}R_{\tau y}, \text{Re}R_{\tau z}, \text{Im}R_{\tau z}$ 的线性方程.

在此,任何两个复变量的平均功率谱表示为

$$\overline{AB} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \overline{A^i B^i}. \quad (25)$$

结合上述六个表达式后,可得下面的矩阵方程(上横线表示复数共轭)

$$\begin{aligned} &\begin{bmatrix} \overline{H_x H_x} & \overline{H_x H_y} & \overline{H_x H_z} \\ \overline{H_y H_x} & \overline{H_y H_y} & \overline{H_y H_z} \\ \overline{H_z H_x} & \overline{H_z H_y} & \overline{H_z H_z} \end{bmatrix}^{-1} \cdot \\ &\begin{bmatrix} R_{xx} & R_{yx} \\ R_{xy} & R_{yx} \\ R_{xz} & R_{yx} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \overline{H_x E_x} & \overline{H_x E_y} \\ \overline{H_y E_x} & \overline{H_y E_y} \\ \overline{H_z E_x} & \overline{H_z E_y} \end{bmatrix}, \end{aligned} \quad (26)$$

这样六元素张量阻抗的估计公式为

$$\begin{aligned} &\begin{bmatrix} R_{xx} & R_{yx} \\ R_{xy} & R_{yx} \\ R_{xz} & R_{yx} \end{bmatrix} = \\ &\begin{bmatrix} \overline{H_x H_x} & \overline{H_x H_y} & \overline{H_x H_z} \\ \overline{H_y H_x} & \overline{H_y H_y} & \overline{H_y H_z} \\ \overline{H_z H_x} & \overline{H_z H_y} & \overline{H_z H_z} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \overline{H_x E_x} & \overline{H_x E_y} \\ \overline{H_y E_x} & \overline{H_y E_y} \\ \overline{H_z E_x} & \overline{H_z E_y} \end{bmatrix}, \end{aligned} \quad (27)$$

展开上式,可得每个 $R_{ij} = (i = x, y; j = x, y, z)$ 的表达式.

由此可以知道为了估计[**Z**]需要最少两次测量资料,但为了估计[**R**]至少需要 3 次测量.

方程(27)一般可以写为

$$\begin{aligned} &\begin{bmatrix} R_{xx} & R_{yx} \\ R_{xy} & R_{yx} \\ R_{xz} & R_{yx} \end{bmatrix} = \\ &\begin{bmatrix} \overline{AH_x} & \overline{AH_y} & \overline{AH_z} \\ \overline{BH_x} & \overline{BH_y} & \overline{BH_z} \\ \overline{CH_x} & \overline{CH_y} & \overline{CH_z} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \overline{AE_x} & \overline{AE_y} \\ \overline{BE_x} & \overline{BE_y} \\ \overline{CE_x} & \overline{CE_y} \end{bmatrix}. \end{aligned} \quad (28)$$

可以将 E_x, E_y, H_x, H_y, H_z 中的任意三个量选择为上式中的 (A, B, C) , 于是,张量阻抗[**R**]一共有 $C_5^3 = \frac{5!}{3! \cdot 2!} = 10$ 种估计方法,但常规张量阻抗[**Z**]的估计方法只有 6 种.

考虑(22)和(25)式,(26)和(27)式可以简化为($*$ 表示 Hermitian 矩阵):

$$[H * H] [R] = [H * E], \quad (26')$$

$$[R] = [H * H]^{-1} [H * E], \quad (27')$$

远点参考 MT 测量中计算六元素张量阻抗仍然可行. 如果将在测点 1, 远点 2 同时测量的电场, 磁场分别用 E_1, H_1, E_2, H_2 表示, 两个测点的六元素张量阻分别用 R_1, R_2 表示, R_1, R_2 的估计计算式为如下:

$$\begin{aligned} [R_1] &= [H_2 * H_1]^{-1} [H_2 * E_1], \\ [R_2] &= [H_1 * H_2]^{-1} [H_1 * E_2]. \end{aligned} \quad (29)$$

3 六元素张量阻抗的应用实例

本文中引用的 MT 数据均由朝鲜开发的五通道 KTU-MT-1 系统(384-0.001Hz 频段)采集.

首先对比分析 MT 资料中磁场垂直分量和水

表 1 MT 时间序列中磁场分量的振幅比较

Table 1 Comparison of amplitudes of magnetic components from MT records

频率段	采样率 t (s)	磁场分量平均振幅 (mA/m)		
		H_x	H_y	H_z
1	6.5104×10^{-4}	0.562	1.893	0.560
2	1.0167×10^{-2}	0.078	0.041	0.063
3	0.166 667	0.183	0.149	0.350
4	2.666 67	6.279	10.748	17.410
平均	1.775	3.208	4.596	

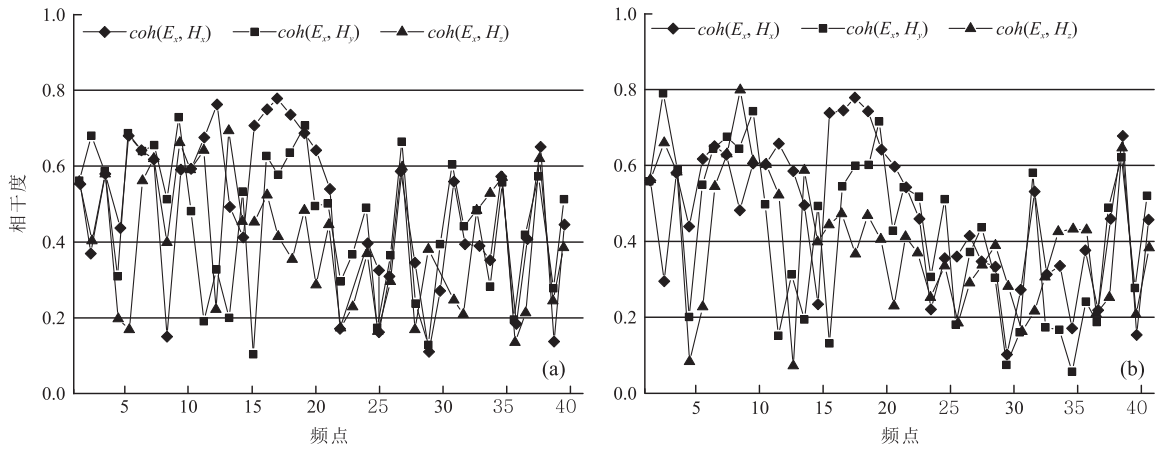


图 1 在噪声严重的 MT 测点观测到的电磁场分量之间的相干度曲线

Fig.1 The curves of coherencies versus frequency number between observed electrical and magnetic components at a MT station

图 a 为 E_x 和 H_x, H_y, H_z 之间相干度;图 b 为 E_y 和 H_x, H_y, H_z 之间相干度

表 2 图 1 中的测点 $E_i (i=x, y)$ 和 $H_j (j=x, y, z)$ 之间的平均相干度

Table 2 Coherencies between $E_i (i=x, y)$ and $H_j (j=x, y, z)$ components

$Coh(E_x, H_x)$	$Coh(E_x, H_y)$	$Coh(E_x, H_z)$	$Coh(E_y, H_x)$	$Coh(E_y, H_y)$	$Coh(E_y, H_z)$
0.488	0.456	0.409	0.473	0.419	0.405

表 3 图 1 中的 MT 测点中用 $[Z]$ 和 $[R]$ 时 E_i, E_i^p 之间平均相干度

Table 3 Comparison of coherencies between E_i, E_i^p components when using $[Z]$ and $[R]$

相干度	$Coh(E_x)$	$Coh(E_y)$
$[Z]$	0.659	0.641
$[R]$	0.692	0.692

分量的平均振幅,此时,时间域中各个分量的平均绝对振幅可以按照如下公式计算

$$\overline{H_i} = \frac{1}{N_s} \sum_{s=1}^{N_s} \left(\frac{1}{N_i} \sum_{n=1}^{N_i} |H_i(s, n)| \right), i = x, y, z$$

式中 N_s 为 MT 测量点的总数, N_i 为在测点上观测时间列的总采样数, $H_i(s, n)$ 为在第 S 个 MT 测点第 i 次磁场分量的第 n 个采样.

表 1 为磁场三个分量的振幅分析结果,此试验中使用的大地电磁测点总数为 70 个以上.

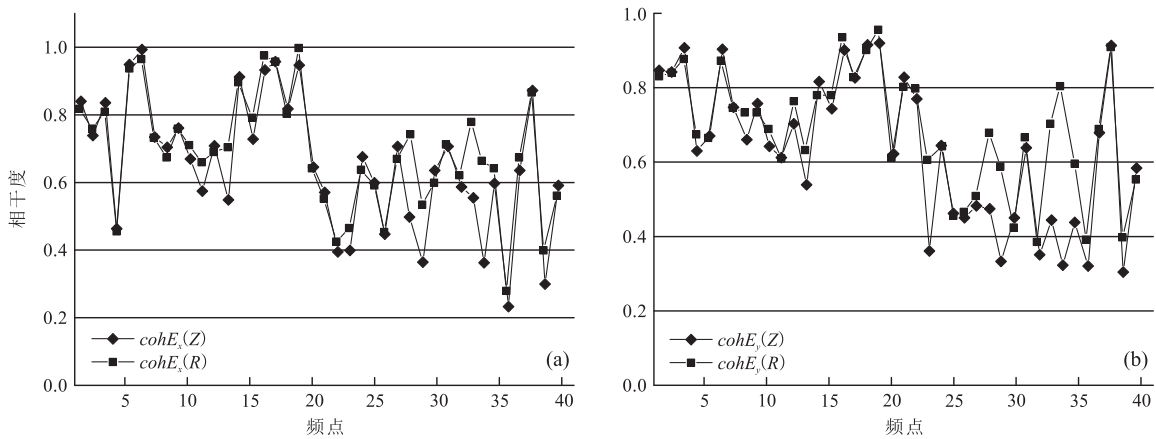


图 2 图 1 中的 MT 测点实测电场和用 $[Z], [R]$ 预测的电场之间的相干度曲线

Fig.2 Curves of coherencies between observed and predicted electrical components by using $[Z]$ Or $[R]$, respectively at the MT station in Fig.1

图 a 为与 E_x 有关的相干度;图 b 为与 E_y 有关的相干度

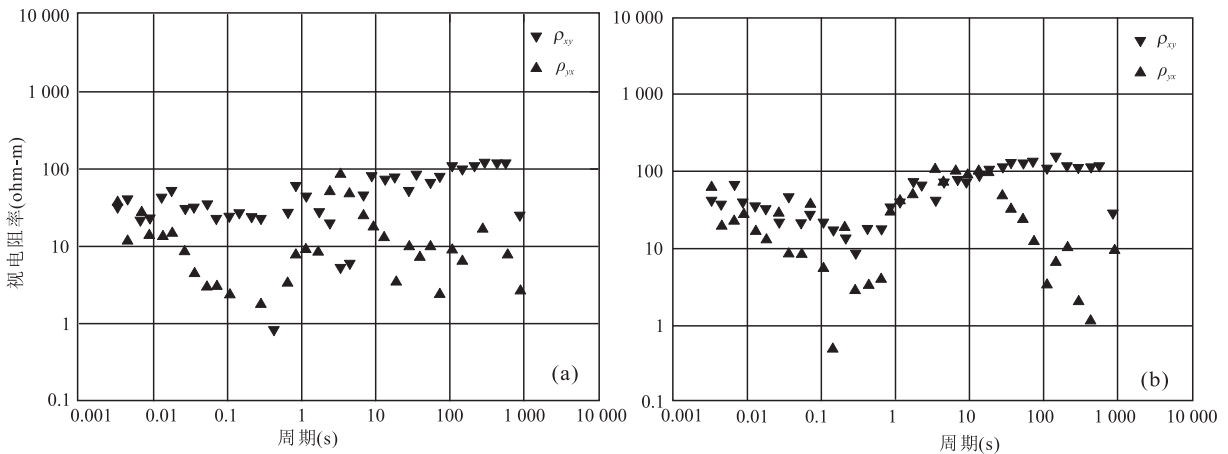


图 3 图 1、2 中的 MT 数据用 $[Z]$ (a) 和 $[R]$ (b) 估计的视电阻率 ρ_{xy}, ρ_{yx} 曲线对比

Fig.3 Comparison of ρ_{xy}, ρ_{yx} apparent resistivity curves by the use of $[Z]$ (a) and $[R]$ (b) at the MT station in Fig.1,2

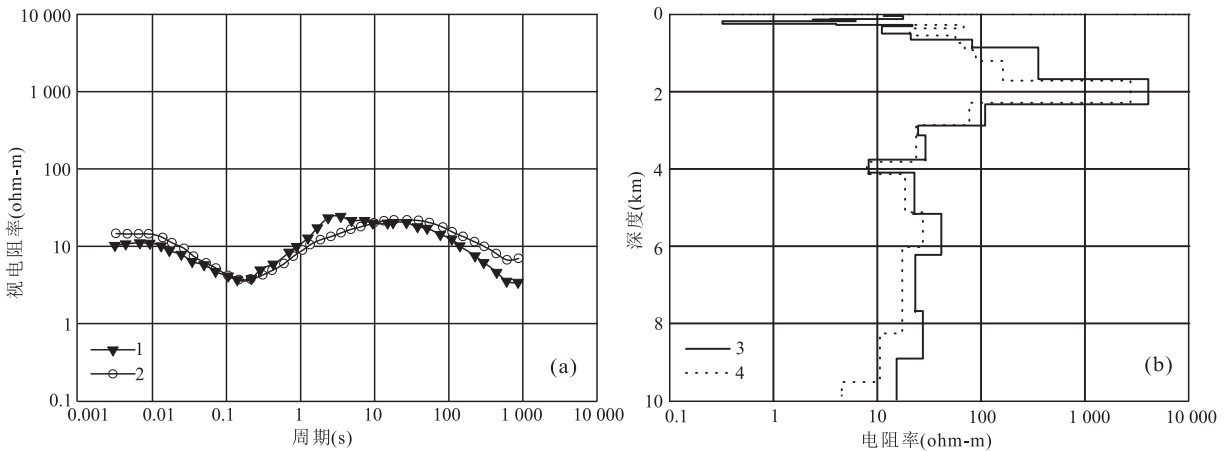


图 4 图 2 中的 MT 数据视电阻率 ρ_{xy}, ρ_{yx} 曲线的反演结果对比

Fig.4 Comparison of effective apparent resistivity curves (a) and inverted resistivity models versus depth(b) at the MT station in Fig.1-3, based on $[Z]$ and $[R]$

图 a 为实测与正演理论视电阻率曲线, 1, 2 分别为用 $[Z], [R]$ 得到的; 图 b 为反演得到的深度-电阻率模型, 3, 4 分别为从 1, 2 的反演得到的

从表 1 可知, 在 4 个频率范围内垂直磁场分量的振幅几乎等于水平磁场分量, 因此不能忽视垂直磁场分量对水平电场分量的影响. 图 1 为在一个人文噪声严重的 MT 测点随频率变化的电场与磁场分量之间的相干度曲线, 相干度计算公式为:

$$coh(E_i H_j) = \frac{|E_i H_j|}{[E_i E_i \cdot H_j H_j]^{1/2}}, i = x, y, j = x, y, z. \quad (30)$$

表 2 为上述测点中算出的 $E_i (i = x, y)$ 分量和 $H_j (j = x, y, z)$ 分量之间的平均相干度.

从图 1 和表 2 可以看出, 在大多数频点中 E_i 和 H_z 之间相干度 $coh(E_i H_z) (i = x, y)$ 不小于 E_i 和 H_x (或者 H_y) 之间相干度 $coh(E_i H_x)$ (或者 $coh(E_i H_y) (i = x, y)$), 这意味着不能忽视 H_z 分量对

E_x 和 E_y 分量的影响, 使用传统的四元张量阻抗将带来显著的误差.

通常 MT 法中为了评估观测数据的质量, 可以利用实测电场与预测电场之间的相干度, 即:

$$coh(E_i) = \frac{|E_i E_i^p|}{[E_i E_i \cdot E_i^p E_i^p]^{1/2}}, i = x, y.$$

图 2 为相同的 MT 测点中用上式算出来的 $coh[E_i(R)]$ 和 $coh[E_i(Z)]$ 曲线的对比例子, 此时利用张量阻抗 $[Z]$ 和 $[R]$ 预测到的电场分别为:

$$E_i^p(Z) = Z_{ix} H_x + Z_{iy} H_y,$$

$$E_i^p(R) = R_{ix} H_x + R_{iy} H_y + R_{iz} H_z.$$

表 3 为用张量阻抗 $[Z]$ 和 $[R]$ 得到的 E_i 和 E_i^p 之间的平均相干度.

通过实际数据处理可以明显地看到对于大多频

率点 $\text{coh}[E_i^p(R)] \geq \text{coh}[E_i^p(Z)]$, 即利用六元素张量阻抗 $[R]$ 比利用常规四元素张量阻抗 $[Z]$ 可以提高实测电场和预测电场之间的相干度, 从而改善大地电磁资料的信噪比。

图 3 为在和图 1、2 相同的 MT 测点上利用常规阻抗张量 $[Z]$ 和新的阻抗张量 $[R]$ 得到的视电阻率 ρ_{xy} 、 ρ_{yx} 曲线。实验表明, 虽然两条曲线基本上符合, 但由 $[Z]$ 得到的曲线比由 $[R]$ 得到的曲线更分散, 常规方法的抗噪性能不如六元素张量阻抗方法。

图 4 表示由图 3 的曲线计算出的等效视电阻率曲线和由它的反演获得的深度—电阻率曲线。此时, 图 4a 的 1、2 分别表示用张量阻抗 $[Z]$ 和 $[R]$ 计算的等效视电阻率曲线, 它们反演出来的结果分别为图 4b 中的深度—电阻率曲线(层状电阻率模型) 3 和 4; 图 4a 中的实线表示对应于图 4b 中电阻率模型 3、4 的正演拟合视电阻率曲线。

为了实现 MT 视电阻率曲线的反演, 利用与直流电阻率法中的 Zohdy 反演(1989)类似的方法, 即先利用 Bostick 公式获得深度及电阻率的初始值, 按照两条视电阻率曲线(实测与正演计算曲线)的符合程度, 改正深度和电阻率, 该方法速度较快, 收敛稳定。由此可见, 虽然在高频、中频段里两条曲线的一致性较差, 但基本上得到了较满意的反演结果。

4 结论

在 MT 资料处理中新定义的六元素张量阻抗 $[R]$ 比传统的四分量张量阻抗 $[Z]$ 提高测深曲线的相干度至少为 0.1 以上, 并且改善了大地电磁资料处理的质量。但是, 本文所提出的方法需要较多的观测数据, 其数据量至少为传统方法的 1.5 倍, 这是该方法的一个不足之处。

目前所有的 MT 法均以四元素张量阻抗的定义作为理论基础, 本文提出的六元张量阻抗方法还在试验阶段, 需要进一步的研究。为了利用已有成熟的四元素张量阻抗处理和反演方法, 我们可以将六元素张量阻抗 $[R]$ 作为计算常规张量阻抗 $[Z]$ 的中间辅助变量, 同样可以提高数据质量。

References

Auken, E., Boesen, T., Christiansen, A. V., 2017. A Review of Airborne Electromagnetic Methods with Focus on Geotechnical and Hydrological Applications from 2007 to 2017. *Advances in Geophysics*.

Berdichevsky, M. N., 1968. *Electrical Prospecting with Magnetotelluric Profiling*. Nedra, Moscow (in Russian).

Cao, Z. L., He, Z. X., Chang, Y. J., 2006. A Simulation Study of Induced Polarization Effect of Magnetotelluric and Its Application in Oil and Gas Detection. *Progress in Geophysics*, 21(4): 1252—1257 (in Chinese with English abstract).

de Groot-Hedlin, C., Constable, S., 2004. Inversion of Magnetotelluric Data for 2D Structure with Sharp Resistivity Contrasts. *Geophysics*, 69(1): 78—86. <https://doi.org/10.1190/1.1649377>

Egbert, G. D., Livelybrooks, D. W., 1996. Single Station Magnetotelluric Impedance Estimation: Coherence Weighting and the Regression M-Estimate. *Geophysics*, 61(4): 964—970. <https://doi.org/10.1190/1.1444045>

Gamble, T. D., Goubau, W. M., Clarke, J., 1979. Magnetotellurics with a Remote Magnetic Reference. *Geophysics*, 44(1): 53—68. <https://doi.org/10.1190/1.1440923>

García, X., Jones, A. G., 2002. Atmospheric Sources for Audio-Magnetotelluric (AMT) Sounding. *Geophysics*, 67(2): 448—458. <https://doi.org/10.1190/1.1468604>

García, X., Jones, A. G., 2005. A New Methodology for the Acquisition and Processing of Audio-Magnetotelluric (AMT) Data in the AMT Dead Band. *Geophysics*, 70(5): G119—G126. <https://doi.org/10.1190/1.2073889>

Gómez-Treviño, E., Mondragón, M., 1995. Uneven Effect of Random Noise in Magnetotelluric Apparent Resistivity Definitions. *Geophysics*, 60(4): 1238—1242. <https://doi.org/10.1190/1.1443853>

Groom, R. W., Bailey, R. C., 1991. Analytic Investigations of the Effects of Near-Surface Three-Dimensional Galvanic Scatterers on MT Tensor Decompositions. *Geophysics*, 56(4): 496—518. <https://doi.org/10.1190/1.1443066>

Gupta, D., Choubey, S., 2015. Discrete Wavelet Transform for Image Processing. *International Journal of Emerging Technology and Advanced Engineering*, 4(3): 598—602.

Hu, Z. Z., Hu, X. Y., 2005. Review of Three Dimensional Magnetotelluric Inversion Methods. *Progress in Geophysics*, 20(1): 214—220 (in Chinese with English abstract).

Li, D. W., Wang, Y. X., 2015. Major Issues of Research and Development of Hot Rock Geothermal Energy. *Earth Science*, 40(11): 1858—1869 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2015.166>

Lilley, F. E. M., 1998. Magnetotelluric Tensor Decomposition: Part I, Theory for a Basic Procedure. *Geophysics*, 63(6): 1885—1897. <https://doi.org/10.1190/1.1444481>

Linde, N., Pedersen, L. B., 2004. Characterization of a Fractured Granite Using Radio Magnetotelluric (RMT) Da-

- ta, *Geophysics*, 69(5): 1155–1165. <https://doi.org/10.1190/1.1801933>
- Liu, W. C., Zhang, S. Y., Yang, L. B., et al., 2015. Three-Dimensional Electrical and Deep Structure Features of Akebasitao Area in Western Junggar by AMT Data. *Earth Science*, 40(3): 441–447 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2015.036>
- Muñoz, G., 2014. Exploring for Geothermal Resources with Electromagnetic Methods. *Surveys in Geophysics*, 35(1): 101–122. <https://doi.org/10.1007/s10712-013-9236-0>
- Pedersen, L. B., Engels, M., 2005. Routine 2D Inversion of Magnetotelluric Data Using the Determinant of the Impedance Tensor. *Geophysics*, 70(2): G33–G41. <https://doi.org/10.1190/1.1897032>
- Ri, G., Kim, K., Ri, Y., 2002. The Magnetotelluric Exploration. Publisher of Industry, PyongYang.
- Tripp, A. C., 2005. Acheron's Rainbow; Free Associations on 75 Years of Exploration Geo-Electromagnetics. *Geophysics*, 70(6): 25–31. <https://doi.org/10.1190/1.2127107>
- Wang, J. Y., Xu, Y. X., 1998. Methods and Advances for Estimation of Magnetotelluric Response Function Abroad. *Earth Science Frontiers*, 5(2): 217–222 (in Chinese with English abstract).
- Wang, S. M., Wang, J. Y., 2004. Application of Higher-Order Statistics in Magnetotelluric Data Processing. *Chinese Journal of Geophysics*, 47(5): 928–934 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Y. X., Wang, J. Y., 2000. A Spectrum Estimation Method for Magnetotelluric Signal Based on Continuous Wavelet Transforms. *Chinese Journal of Geophysics*, 43(5): 717–723. <https://doi.org/10.1002/cjg2.86>
- Xu, Z., 1987. The Processing of Five-Component Magnetotelluric Sounding Data. *Oil Geophysical Prospecting*, 22(4): 435–444.
- Yee, E., Kosteniuk, P. R., Paulson, K. V., 1988. The Reconstruction of the Magnetotelluric Impedance Tensor: An Adaptive Parametric Time-Domain Approach. *Geophysics*, 53(8): 1080–1087. <https://doi.org/10.1190/1.1442544>
- Yin, C. C., 2003. Inherent Nonuniqueness in Magnetotelluric Inversion for 1D Anisotropic Models. *Geophysics*, 68(1): 138–146. <https://doi.org/10.1190/1.1543201>
- Zhang, Y., Zhang, S. Y., 2005. A study of the EH-4 Processing and Interpretation System. *Chinese Journal of Engineering Geophysics*, 2(4): 311–315 (in Chinese with English abstract).
- Zohdy, A. A. R., 1989. A New Method for the Automatic Interpretation of Schlumberger and Wenner Sounding Curves. *Geophysics*, 54(2): 245–253. <https://doi.org/10.1190/1.1442648>

附中文参考文献

- 曹中林, 何展翔, 昌彦君, 2006. MT 激电效应的模拟研究及在油气检测中的应用. *地球物理学进展*, 21(4): 1252–1257.
- 胡祖志, 胡祥云, 2005. 大地电磁三维反演方法综述. *地球物理学进展*, 20(1): 214–220.
- 李德威, 王焰新, 2015. 干热岩地热能研究与开发的若干重大问题. *地球科学*, 40(11): 1858–1869. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2015.166>
- 刘文才, 张胜业, 杨龙彬, 等, 2015. 西准噶尔阿克巴斯陶地区三维电性结构和深部地质特征. *地球科学*, 40(3): 441–447. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2015.036>
- 王家映, 徐义贤, 1998. 国外大地电磁响应函数估计方法. *地学前缘*, 5(2): 217–222.
- 王书明, 王家映, 2004. 高阶统计量在大地电磁测深数据处理中的应用研究. *地球物理学报*, 47(5): 928–934.
- 张莹, 张胜业, 2005. EH-4 资料处理解释系统的研究. *工程地球物理学报*, 2(4): 311–315.