

doi:10.3799/dqkx.2016.073

联合式大地电磁场静位移二维校正方法及其应用

张 昆^{1,2}, 严加永^{1*}, 蔡德超³, 魏文博⁴, 屈栓柱⁵, 唐宝山⁶, 曹瑞鑫¹, 任亚琼¹

1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037
2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029
3. 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083
4. 中国地质大学地球物理与信息技术学院, 北京 100083
5. 新疆地矿局物化探大队, 新疆昌吉 831100
6. 湖北省地球物理勘查技术研究院, 湖北武汉 430056

摘要:大地电磁测深法中的静位移是国内外专家十分关注的问题, 虽然提出了多种解决方案, 但各种方法都有其效果与弊端。从大地电磁场基本理论出发, 讨论了大地电磁测深法及其衍生方法的静位移问题, 并提出了一种改进的大地电磁场静位移校正方法, 利用最优估计和迭代的思路将平面聚类法和首枝重合法结合起来, 解决不同成因产生的静位移效应, 并使其完善为能够实现大规模资料处理的方法。使用理论模型响应验证了该方法的正确性, 并且通过实测数据的应用结果与已知信息的对比分析, 验证了方法的有效性。

关键词:静位移校正; 大地电磁场; 首枝重合; 平面聚类; 最优估计; 地球物理。

中图分类号: P319

文章编号: 1000-2383(2016)05-0864-09

收稿日期: 2015-12-10

Combined 2-D Correction Method and Its Application of Static Shift in MT Data

Zhang Kun^{1,2}, Yan Jiayong^{1*}, Cai Dechao³, Wei Wenbo⁴, Qu Shuanzhu⁵, Tang Baoshan⁶, Cao Ruixin¹, Ren Yaqiong¹

1. *MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*
2. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*
3. *China Petroleum Exploration and Development Research Institute, Beijing 100083, China*
4. *School of Geophysics and Information Technology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China*
5. *Geophysical and Geochemical Party, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, Changji 831100, China*
6. *Hubei Institute of Geophysical Exploration, Wuhan 430056, China*

Abstract: The static shift of MT exploration is the issue concerned by domestic and foreign experts, and many correction methods were proposed. But each method has its advantages and disadvantages. In this paper, the static shift of MT and its derivative methods is discussed from the basic theory, and a joint correction method is proposed using the improved plane Hanning window weighting and the first branch coincidence methods. The optimal estimation and iterative methods are used to combine the correction methods for static shift problems with different formations, and the correction method is consummated for realizing large-scale data processing. The correctness of the correction method is verified using the synthetic sounding. And the effectiveness is verified by the comparison of the application results with real data and priori information.

Key words: static shift correction; magnetotelluric; coincidence first branch; plane clustering; optimal estimation; geophysical.

基金项目: 中国地质科学院矿产资源研究所 2013 年度基本科研业务费专项资金项目 (No. K1318); 中国地质调查局地质调查项目 (No. 12120114053301)。

作者简介: 张昆 (1983-), 男, 副研究员, 博士研究生, 主要从事综合地球物理勘探和电磁法理论算法研究工作。E-mail: zhangkun1010@163.com

* **通讯作者:** 严加永, E-mail: yanjy@163.com

引用格式: 张昆, 严加永, 蔡德超, 等. 2016. 联合式大地电磁场静位移二维校正方法及其应用. 地球科学, 41(5): 864-872.

大地电磁测深(magnetotelluric sounding, 简称 MT)法是地球物理学中的重要方法.它以岩石的电性差异为基础和前提,是属于频率域电磁法的一种方法,其利用天然交变电磁场研究地球电性结构.由于它不用人工供电、成本低、工作方便、不受高阻层屏蔽、对低阻层分辨能力强,而且勘探深度随电磁场的频率而异,浅可以几十米,深可达数百公里,因此被广泛应用于深部地球物理勘探(杨龙彬等,2014;刘文才等,2015)及石油和天然气勘探.此外,其在地热田的调查、天然地震的预测预报等方面也都发挥着重要作用.

但是在大地电磁测深法及其衍生方法(音频大地电磁(audio magnetotelluric,简称 AMT),可控源音频大地电磁(controlled audio magnetotelluric,简称 CSAMT))中,常常会出现静位移现象(Pellerin and Hohmann,1990;Ogawa,2002).所谓静位移是指地壳浅部存在局部电性不均匀地质体,当电磁波波长比不均匀体的几何尺寸大得多时,会产生与波的衍射类似的效应,在不均匀体表面的电荷使电场发生畸变(Swift,1967;Word *et al.*,1969;Berdichevsky and Dmitriev,1976;Jones,1983a,1983b;Barh,1988;Groom and Bailey,1989),畸变使得两种模式的视电阻率曲线在对数坐标下发生平行移动(Berdichevsky *et al.*,1980;Kurtz *et al.*,1986;Sternberg *et al.*,1988).如果大地电磁测深的观测频率足够高,或不均匀体的体积较大,视电阻率和相位曲线就能够反映出不均匀体的存在,所以静位移实际上是由于大地电磁测深的观测频率较低或者说分辨不出浅层小体积不均匀体引起的.而这种静位移的存在,很可能导致错误的地球物理解释和地质解释.

假设地下介质为二度体,MT 的静位移只存在于磁场平行极化模式(magnetic polarization mode,简称 TM)中,这是因为浅层不均匀体的范围在 TM 模式电场水平分量方向上很小,导致电流和场强发生畸变;电场平行极化模式(electric polarization mode,简称 TE)没有静位移,这是因为浅层不均匀体在 TE 模式电场水平分量方向上是无限大的二度体,没有产生电流和场强畸变.但是实际的测量工作中,地下不可能是纯二维介质,而是三维介质,小的不均匀体也不会出现无限延伸的情况,所以在真实野外勘探中,TE 模式与 TM 模式都有受到静位移影响的可能性.

图 1 所示模型中包含有浅层厚度、宽度和长度均为 3 m 的不均匀体,电阻率为 $10 \Omega \cdot m$,中心埋深为 1.5 m;在电阻率为 $100 \Omega \cdot m$ 的背景中有边长

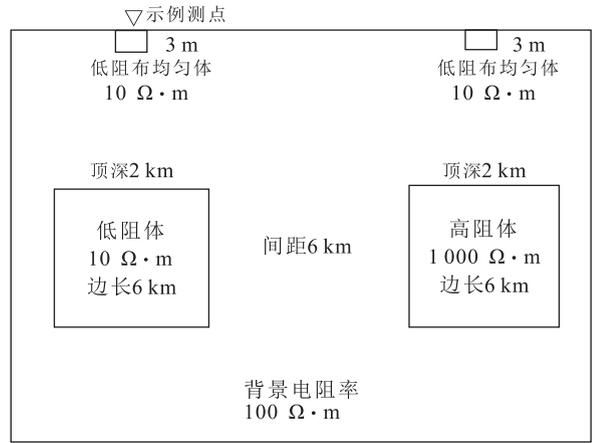


图 1 理论模型

Fig.1 Synthetic model

6 000 m、间隔 6 000 m 并且沿垂直于剖面方向无限延伸的两个异常体,电阻率分别为 $10 \Omega \cdot m$ 和 $1 000 \Omega \cdot m$,中心埋深均为 5 000 m.

图 2 为图 1 所示模型中低阻异常体正上方测点的正演响应曲线,该正演结果由张昆(2012,2013)的非线性共扼梯度三维反演代码计算得到.可以明显看出两种模式的视电阻率曲线均出现静位移,曲线在对数坐标系下发生平行移动.如果没有浅层不均匀体的影响,TE 与 TM 模式曲线的视电阻率高频部分应为 $100 \Omega \cdot m$ 左右,而在图 2 中却是不到 $10 \Omega \cdot m$,而且 TE 模式受浅层低阻不均匀体的影响更为强烈.所以在校正静位移时,两种模式的视电阻率数据都要进行处理.

静位移校正是 MT 以及衍生方法在数据处理中的一项重要工作.如果不进行校正或校正不当,则会影响反演结果的正确性,出现虚假低阻异常体和高阻异常体,导致解释错误.

目前国内外主要的静位移校正方法有:电磁阵列剖面校正法(Torres-Verdín and Bostick,1992),Bostick(1986)首先提出沿测线进行高密度采样后,通过改变窗口宽度,进行低通滤波可以消除资料的静位移;瞬变电磁测深校正法(transient electromagnetic,简称 TEM;Sternberg *et al.*,1988),TEM 法观测场源在消失时产生的瞬变磁场响应信号,局部不均匀体在一次场存在时生成的界面电荷在场源消失后也会消失,因此观测结果不受静位移干扰,可以用 TEM 观测的视电阻率结果校正 MT 方法的观测结果;阻抗张量分析法(魏胜等,1996),此方法假设地表不均匀体是三维的,深部区域构造是二维的,利用旋转角、扭曲张量、剪切张量分析阻抗张量,并

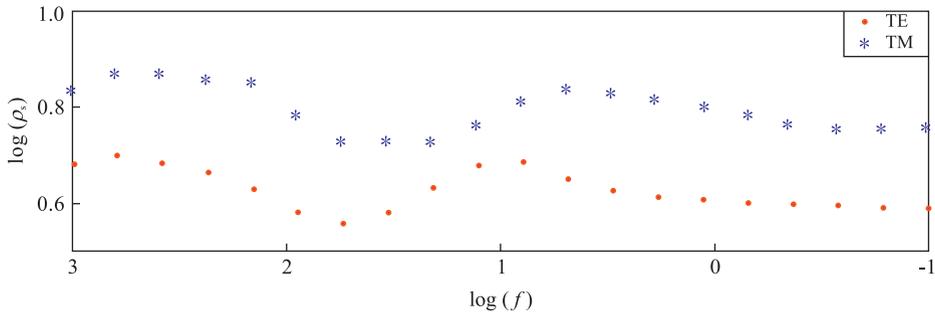


图 2 三维正演响应

Fig.2 Forward modeling sounding of 3-D

ρ_s 的单位为 $\Omega \cdot m$; f 的单位为 Hz

得到不受静态效应干扰的阻抗张量;空间滤波法(曲线平移法)(Jones,1988),使用空间域的低通滤波求得区域性视电阻率分布,平移每个测点的实测视电阻率曲线,使首枝与滤波后的视电阻率一致;相位积分法(何展翔等,1993),相位不受静态效应影响,通过对相位积分获得视电阻率,校正实测视电阻率曲线;平面聚类静态校正法(许建荣,2004),利用平面汉宁窗作为权系数,取校正点周围测点,对视电阻率进行加权平滑校正;首枝重合法(段波,1994),将两种模式视电阻率的几何平均值作为标准,计算某种模式下首枝频率的视电阻率与标准的差异,按照差异选取不同的系数进行静位移校正。

虽然已经出现了多种静位移校正方法,但是各有利弊,如阻抗分析法在校正静位移后,仍存在一个待定的增益系数问题;空间滤波法在静校正过程中人为因素较大,结果因人而异等等。而且目前的二维静位移校正方法大致可以分为两种类别,一类基于单一响应模式,一类基于双响应模式。单一模式的校正方法(仅采用二维视电阻率和阻抗相位参数中的某一种模式的数据,如单独使用 TE 或 TM 模式视电阻率数据)只应用一种响应模式(TE 或 TM)下的资料进行分析计算,使用校正点的阻抗资料进行校正计算或者使用邻点视电阻率加权校正计算,这样就将两种响应模式的资料分离开来。但是在浅层沉积覆盖区域,可以视其为一维层状介质,不仅相邻测点的实测曲线之间有相似性,而且两种响应模式的视电阻率以及相位应该基本一致。所以单一模式的校正方法有一个缺陷,就是只能在区域背景下估计并给出一个校正系数,这个系数只反映了单一模式下实测数据的一个趋势信息,是不完全的。而目前的双模式校正方法(同时使用 TE 和 TM 模式视电阻率数据)只是根据单测点的实测数据进行校正再给

出校正系数,这个系数只反映了该测点的信息,缺少区域背景的信息,校正并不完全。此外,目前的校正方法除阻抗分析法应用最优估计从多频率数据中估计出一个最合理的系数外,其他方法几乎没有考虑到这个问题,没有在分别计算首枝多频点校正系数的前提下估计出一个最合理的系数。由于静校正方法存在上述种种问题,使得校正结果往往不尽如人意,而错误或者误差较大的数据会严重影响地质解释或钻井布设,甚至产生很大的经济损失。

基于此种现状,本文提出了一种改进的大地电磁场静位移校正方法。将单模式校正方法与双模式校正方法结合起来,并且使用首枝多个频点的最优估计结果为校正系数。

1 校正方法原理

1.1 平面聚类法

设在笛卡尔坐标系下 (x, y) 的平面测区内,在 x 方向上有 L 条测线,测线与 y 轴平行,每条测线上有 N 个测点,各测点所对应的视电阻率-频率曲线用 $\rho_{i,j}(\omega)$ ($i=1,2,\dots,L; j=1,2,\dots,N$) 表示, ω 表示频率。

各个测点上首枝某一频率的视电阻率用 $\rho_H(x_{i,j}, y_{i,j})$ 表示,其中 x, y 为测点坐标。由于静态效应的影响,测点的整条视电阻率-频率曲线在双对数坐标上出现上、下平移现象。采用平面汉宁窗函数 $h(x, y)$ 在平面上给出平滑加权系数,即:

$$h(x, y) = \begin{cases} \frac{1}{2} (1 + \cos \frac{2\pi}{D_0} \sqrt{x^2 + y^2}), & \sqrt{x^2 + y^2} \leq \frac{D_0}{2} \\ 0 & \sqrt{x^2 + y^2} \geq \frac{D_0}{2} \end{cases}, \quad (1)$$

式中: D_0 为窗口半径,一般选择 3~5 倍点距(许建荣,2004).

在校正点上用平面汉宁窗系数与其邻点首枝某频点的视电阻率进行褶积运算,获得加权平滑后的首枝视电阻率(许建荣,2004):

$$\rho_{H_p}^*(x,y) = \frac{\sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^N [h(x-x_{i,j},y-y_{i,j})\rho_H(x_{i,j},y_{i,j})]}{\sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^N h(x-x_{i,j},y-y_{x,j})}, \quad (2)$$

因为这种加权平均运算是在平面上进行的,从而保证了各条测线间视电阻率校正的协调性.但是采用公式(2)进行校正时,在消除静态效应的同时,也会将浅层因地质构造变化以及地表出露不同所造成的正常的首枝视电阻率变化等有效信息平滑掉,发生信息丢失现象(许建荣,2004).

这就需要找到一种改进方法,既校正静态效应又保障有效信息不丢失.因此借助各测点曲线相关性来进行判断,与校正点相关性较高的邻点参与加权平滑计算,相关性不高的测点不参与计算.这样公式(2)就改写成(许建荣,2004):

$$\rho_{H_p}^*(x,y) = \frac{\sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^N [T_{i,j}h(x-x_{i,j},y-y_{i,j})\rho_H(x_{i,j},y_{i,j})]}{\sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^N T_{i,j}h(x-x_{i,j},y-y_{x,j})}, \quad (3)$$

式中: $T_{i,j}$ 表示测区内第 (i,j) 点与校正点的阀系数,由于静位移不影响相关性,当校正点与第 (i,j) 点的相关系数大于某一阈值时取 1,小于这一阈值时取 0,这里以 0.6 为阈值(许建荣,2004).当相关系数大于等于 0.6 时,认为两测点属于同一构造单元,参加平面汉宁窗加权校正,否则被排除在外.

由此,各测点在某一首枝频率上的校正系数为:

$$C_{fh} = \frac{\rho_{H_p}^*(x,y)}{\rho_{H_p}(x,y)}. \quad (4)$$

由公式(4)即可求得各个测点在首枝某一频率上的校正系数.

1.2 首枝重合法

对于每一个测点,选取首枝某一频率作为参考频率,计算 ρ_{xy} 和 ρ_{yx} 两种模式下的视电阻率几何平均值(段波,1994):

$$\rho = \sqrt{\rho_{xy} \cdot \rho_{yx}}. \quad (5)$$

目前的首枝重合法采用多项式拟合方法计算整

条测线某一频点的视电阻率拟合值 $\bar{\rho}$.根据 ρ 和 $\bar{\rho}$ 的差异,选择 ρ 或 $\bar{\rho}$ 作为校正参数,求取校正系数.这里由于首枝重合法在平面汉宁窗法计算处理之后使用,已经校正了区域信息,不必再计算拟合值 $\bar{\rho}$,直接采用 ρ 计算校正系数.这样可以求得校正系数为:

$$\begin{cases} C_{fs_{xy}} = T_s \frac{\rho}{\rho_{xy}}, \\ C_{fs_{yx}} = T_s \frac{\rho}{\rho_{yx}} \end{cases}, \quad (6)$$

式中: T_s 为阈值系数,

$$\begin{cases} T_s = 1, & \frac{\rho - \rho_{xy(yx)}}{\rho_{xy(yx)}} > v \\ T_s = 0, & \frac{\rho - \rho_{xy(yx)}}{\rho_{xy(yx)}} \leq v \end{cases}, \quad (7)$$

其中 $0 < v < 1$,这样就可以计算得到各测点首枝各个频点的校正系数.

1.3 最优估计

由于实测数据中每个测点的首枝频率不止一个,人为选取某一频率进行校正系数计算会产生人为因素干扰,而且工作麻烦,不适合批量处理,所以本文提出使用最优估计法对所有首枝频率进行最优估计,求得最佳校正系数.

设目标函数为:

$$W = \sum_f C_f - \bar{C}, \quad (8)$$

式中: f 表示频率, C_f 表示频率为 f 的校正系数, \bar{C} 表示各频率校正系数的加权平均值,

$$\bar{C} = \frac{\sum_f P_f C_f}{\sum_f P_f}, \quad (9)$$

为使目标函数最小,需要找到每个频点的最佳权系数 P_f ,使得 W 最小.这里选择的是 IGG 法修改权系数 P_f (刘大杰和陶本藻,2000).

$$P_f = \begin{cases} 1 & , |v| \leq 1.5\sigma \\ \frac{1}{|v| + k} & , 1.5\sigma < |v| \leq 2.5\sigma \\ 0 & , |v| > 2.5\sigma \end{cases}, \quad (10)$$

式中: $v = C_f - \bar{C}$; σ 为 C 的标准差; k 为一个相对于 v 很小的量,目的是为了保证分母不为 0.

这样,经过迭代求解,即可得到最佳的权系数 P_f ,从而求得最佳的校正系数 \bar{C} .

1.4 联合式大地电磁场静态效应校正方法

将平面聚类法与首枝重合法结合起来,首先对两种模式数据(TE和TM模式的视电阻率和阻抗

相位)开展平面聚类静位移校正(加权平滑)并获得校正系数,再对校正后数据开展首枝重合静位移校正(曲线整体移动)并获得校正系数,然后应用最优估计方法分析多个高频数据的校正系数并获得最优系数,由此就得到了联合式大地电磁场静态效应校正方法.此外,由于平面聚类法在校正过程中所用的辅助计算点中部分为未经校正的点,会造成不等权校正.为了消除这种“不公平”的现象,本文采用迭代方法,使得所有校正过程使用的邻点均为校正后的点,达到最佳校正效果.

2 理论验证

为验证程序的正确性与有效性,笔者应用二维大地电磁有限单元正演算法(张昆等,2008)计算图 1 所示带有浅层不均匀体模型的响应结果.浅层不均匀体上方测点的视电阻率-频率曲线出现静位移现象.

图 3 为高阻异常体中心测点处 TE 与 TM 两种模式的视电阻率响应结果.结果表明,TM 模式视电阻率有明显静位移现象.在静位移影响下的正演响应结果与初始模型相差甚远,可见静位移的危害很大.

应用联合式大地电磁场静态效应校正方法对图 3 所示响应结果进行静态效应校正(周围测点均未受静位移影响).由图 4 可以看出,在经过本文方法校正后,出现静位移的测点的视电阻率-频率曲线与初始模型几乎完全相符,高频部分视电阻率稳定在 $100 \Omega \cdot m$ 左右,中频出现高阻反应,TE 模式视电阻率在低频时回归到背景 $100 \Omega \cdot m$ 左右,验证

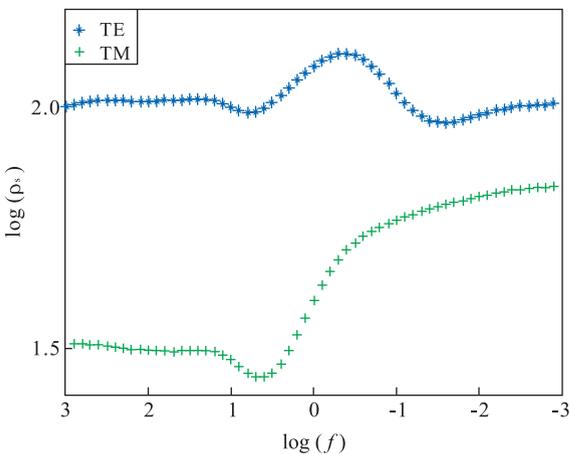


图 3 带静位移的正演视电阻率曲线

Fig.3 The apparent resistivity curve of synthetic sounding with static shift

ρ_s 的单位为 $\Omega \cdot m$; f 的单位为 Hz

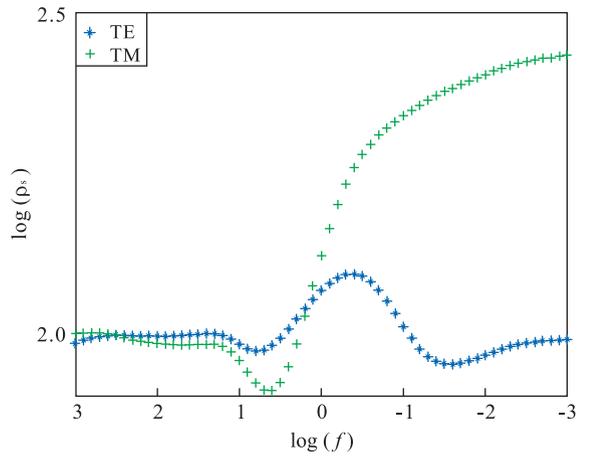


图 4 校正后的视电阻率曲线

Fig.4 The apparent resistivity curve after correction
 ρ_s 的单位为 $\Omega \cdot m$; f 的单位为 Hz

了本文校正方法的正确性.

3 应用实例

笔者使用 EH4 音频大地电磁测深仪器在安徽泥河得到的实测数据验证方法的实用性.

泥河铁矿位于庐枞火山岩盆地的西北边缘,矿区内出露的地层由老到新为白垩纪砖桥组、双庙组、浮山组、杨湾组和第四系盖层.地层组成岩石大致为闪长玢岩、火山碎屑岩、粗安岩、凝灰岩、粉砂岩、角砾岩、黄色粘土等等.矿区地表地层产状平缓,褶皱发育很弱,构造行迹以各种方向的浅层陡倾斜断裂为主.

矿区内主要矿物为磁铁矿、硫化矿等等.磁铁矿主要赋存在侵入于火山岩的闪长玢岩中,电阻率较高.硫化矿赋存形式主要有两种,一种是与磁铁矿伴生,另一种是独立硫铁矿形式,电阻率较低.这种电性差异理论上利于使用电法类勘探进行辨认.

但是,由于矿区主要是盆地,地表不均匀体及浅层地下水较丰富,地表植被密集,并且部分区域出现人文干扰,导致了数据采集比较困难,数据受静位移影响.这就需要有良好的方法对数据进行前期处理,为数据反演提供保障.

图 5a 为没有经过静位移校正处理的某测点视电阻率-频率曲线.图中 TE 模式与 TM 模式的曲线明显有偏移现象.测点位于第四系沉积盆地中,浅部地层可以近似认为是一维层状介质,其 TE 与 TM 模式视电阻率在高频段应比较接近,但是此测点两种模式的高频视电阻率最大差异有十倍之多,

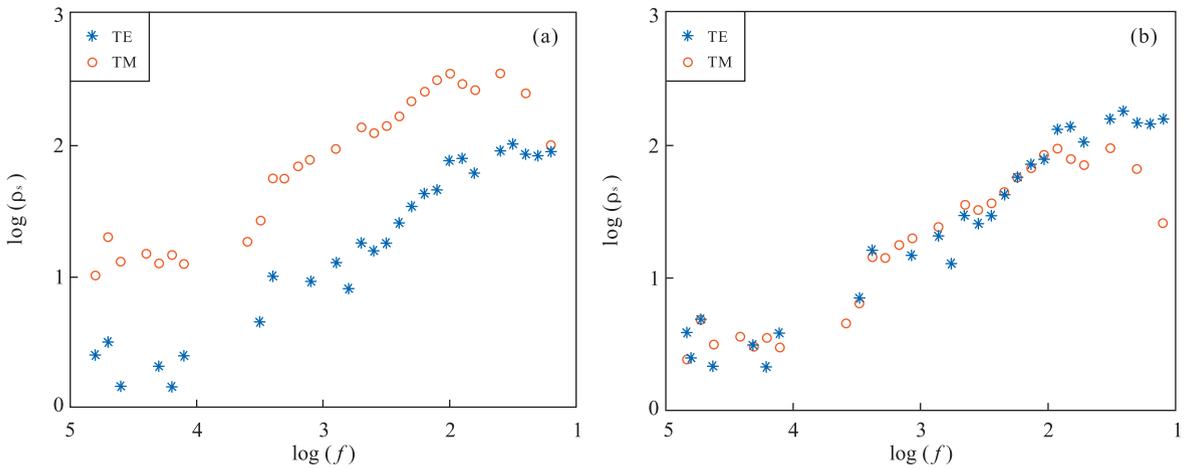


图 5 静校正前(a)和静校正后(b)的实测视电阻率曲线

Fig.5 The apparent resistivity curve of real data before (a) and after (b) correction

ρ_s 的单位为 $\Omega \cdot m$; f 的单位为 Hz

该频点 TE 模式视电阻率只有 $2 \Omega \cdot m$, 而 TM 模式视电阻率有 $20 \Omega \cdot m$, 这就说明此测点数据受浅层不均匀体影响很大, 静位移明显。

图 5b 为图 5a 所示测点经过本文静校正方法处理后的视电阻率曲线, 两种模式的视电阻率很好地重合起来。

图 6a 为某测线未进行静位移校正的视电阻率剖面, 高频部分视电阻率剖面等值线杂乱, 出现很多小异常区域, 中频部分视电阻率等值线也较为凌乱, 剖面中心地带的高阻异常混乱不清; 图 6b 是经过静

位移校正的视电阻率剖面, 可见高频部分视电阻率等值线较为平滑, 中频部分等值线也能够明显显示出高阻异常的趋势和大小。由于测线处于盆地构造地质单元, 浅层地层为第四系覆盖层, 内部很少发育构造, 所以基本上为层状构造。对比两图, 可以看到经过校正后的剖面可以更为准确地反映地下电性信息, 提高反演结果质量。

图 7a 为 EH4 音频大地电磁测深仪器在泥河进行面积性勘探的部分结果, 为频率在 1 000 Hz 时没有进行静态校正的 TE 模式视电阻率平面等值线

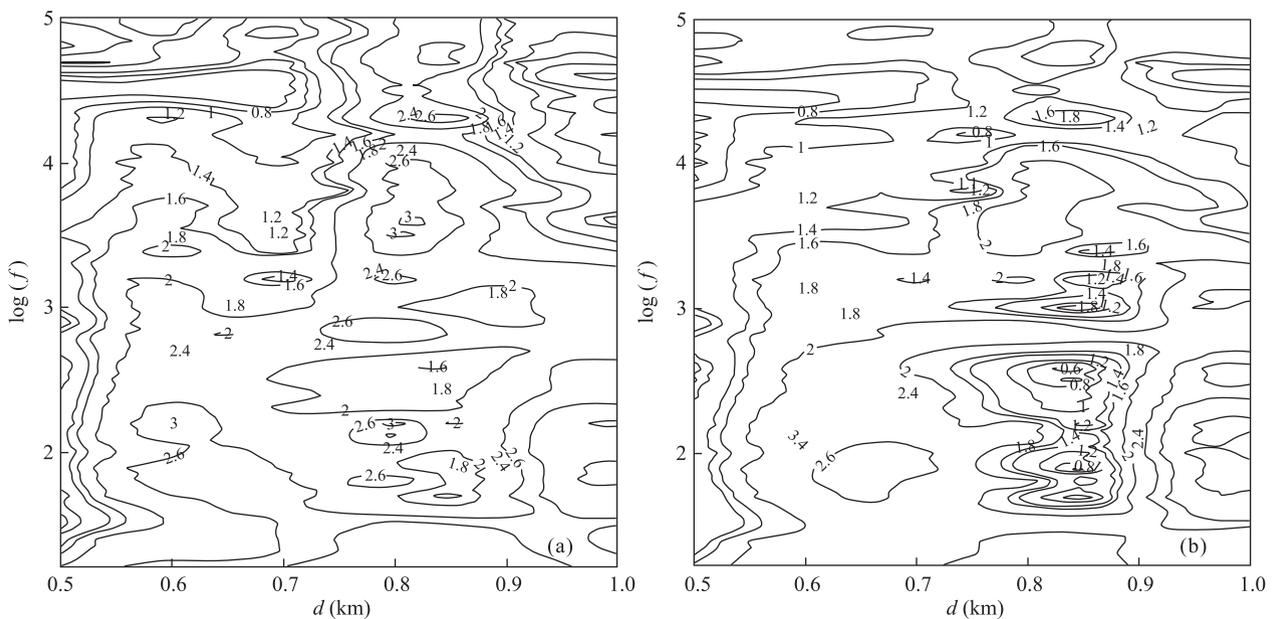


图 6 校正前(a)和校正后(b)TM 模式视电阻率剖面

Fig.6 The TM apparent resistivity cross section before(a) and after (b) correction

图中数值为电阻率, 单位为 $\Omega \cdot m$; f 的单位为 Hz

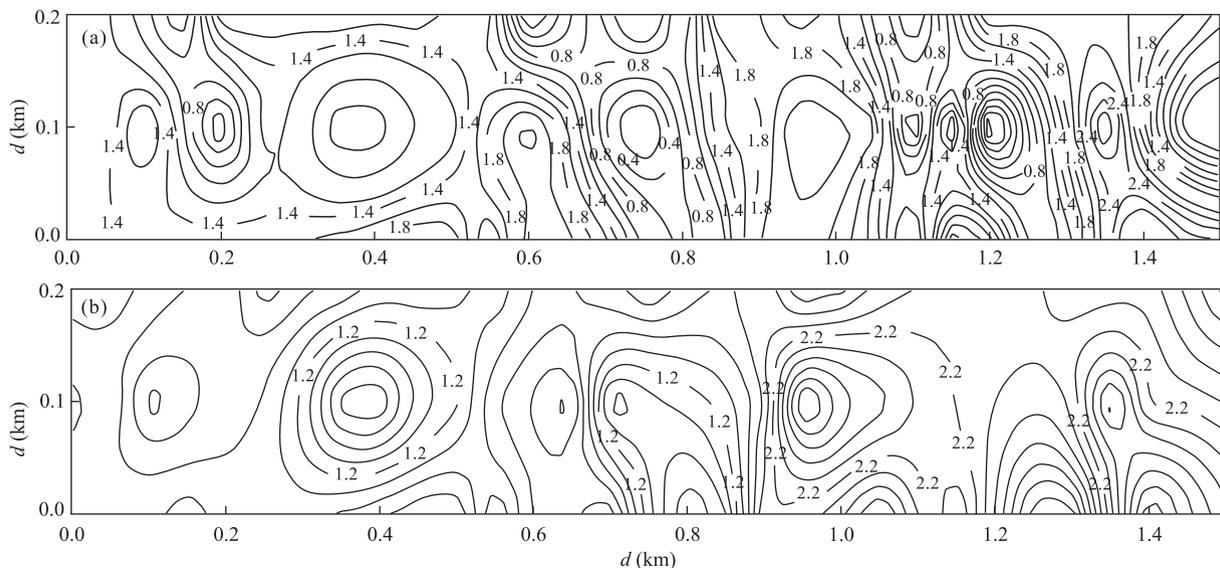


图 7 静校正前(a)和静校正后(b)的 TM 模式平面视电阻率等值线

Fig.7 The TM apparent resistivity contour map of plane before(a) and (b) correction

单位: $\Omega \cdot m$

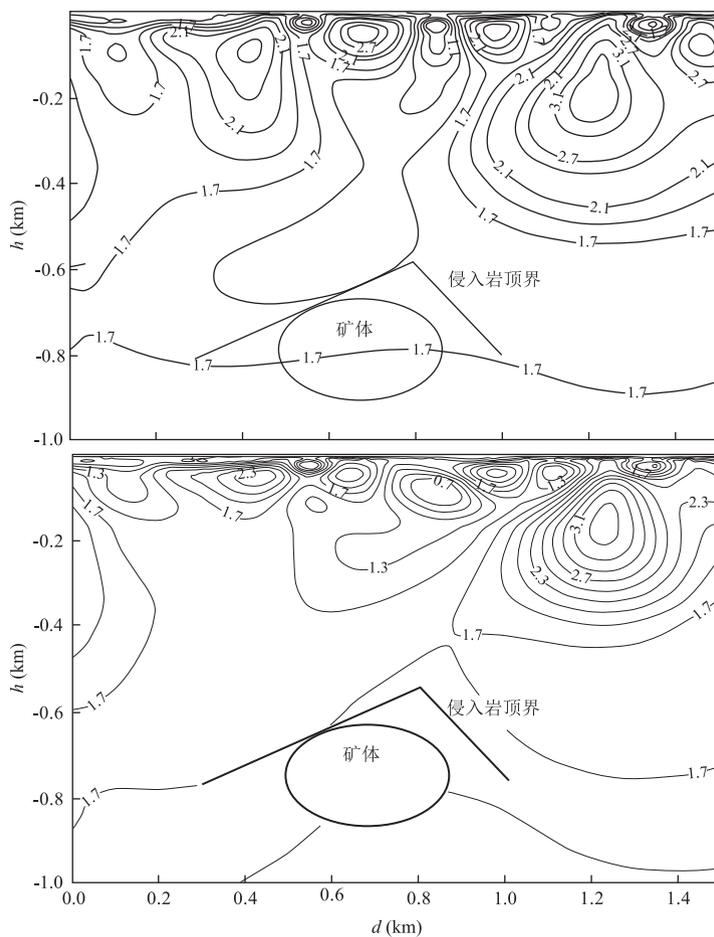


图 8 原始数据(a)和静位移校正数据(b)二维反演结果

Fig.8 The 2-D inversion result using raw data(a) and the data after static shift correction(b)

单位: $\Omega \cdot m$

图.可以看出,图中视电阻率等值线变化复杂,间断、扭曲情况较多,并且分布有可信度较低的单点异常.图7b为图7a所示测区实测数据经过静位移校正后频率为1 000 Hz的平面等值线图,很明显,静校正后的等值线图呈现明显的规律性,消除了单点异常,与已知地质信息有很好的对应关系,如:距测线起始点0.8~1.2 km区域,由其他物化探方法测量结果的对比分析以及与已知的地质地层对照,笔者判断其为火成岩分布区域;其左侧的低视电阻率等值线变化分布描绘了沉积地层的分布范围和构造走向.

根据已知的地质信息,剖面浅层大约20 m深度范围内为第四系沉积层,电阻率较低; ρ 下覆下白垩统杨湾组砂砾岩与砂岩混合岩层,其深度范围大约在20~100 m,电性分布不均匀;下覆双庙组岩层,以粗安岩为主,电阻率较高;下覆砖桥组岩层,以砂岩、次生石英岩和粗安岩为主,电阻率相对较低.

图8为泥河测区某测线初始数据进行二维反演得到的TM模式地电断面,图中深度小于20 m的范围内有很多小的浅层低阻不均匀体,电阻率最低达到 $2 \Omega \cdot \text{m}$,测线中部区域出现低阻体深部延伸.由于部分测点受到静位移影响,导致反演断面中出现很多浅层低阻不均匀体和低阻异常向深部延伸的现象.

图8b为图8a所示测线数据经过本文静校正方法处理后进行二维反演得到的TM模式地电断面.深度在20 m之内的浅层低阻局部不均匀体较图8a明显减少了很多,浅层基本保持水平层状分布(已知浅表断裂除外),电阻率保持在 $10 \sim 50 \Omega \cdot \text{m}$;测线中部区域的低阻异常体向深部延伸的部分消失.并且基底的高阻起伏界面与已知侵入岩体顶界面更为接近,说明使用本文提出的方法处理实测数据得到的结果,能够有效地去除静态位移效应,使反演结果能够较真实地反映地下地质构造.

4 结论

联合式大地电磁场静位移校正方法目前只适用于中小测区密集勘探的数据处理工作,对于大点距勘探而言,该方法并不适用,因为测点覆盖范围很大,浅层地下介质不能假设为一维层状介质.而应用的前提假设是地下浅层介质为区域性一维层状介质,这样就保证了区域内各点以及每个测点两种模式的首枝频点—视电阻率曲线基本一致.因为此方法首先是利用被校正点周围的测点数据,以空间滤

波思想为基础,使用平面汉宁窗进行加权滤波处理,也就是对测点进行平滑处理,再通过首枝重合法对两种模式的数据进行校正,最后应用迭代思想将这两类校正方法统一成一个整体,最终的校正系数既包含区域背景校正,又包含测点自身校正.当然,在校正过程中并不是只选用一个频点,而是选用首枝多频点数据,通过最优估计的方法得到校正系数.

该方法不受对静态位移效应的表现方式和人为因素影响,能够良性地自动完成数据校正工作,不会使静位移愈演愈烈,也不会造成人为干扰,这是单类校正方法不能实现的.

实践证明本文提出的静位移校正方法是十分有效的.利用此方法可以对测区整体测点频率域的视电阻率曲线进行最佳校正,是数据处理工作中一个很好的工具,为准确进行地质解译、精确确定井位提供了良好的技术支持.该方法能够实现大规模数据处理,能够为未来区域性三维精密勘探数据处理工作提供帮助和支持.

References

- Barh, K., 1988. Interpretation of the Magnetotelluric Impedance Tensor: Regional Induction and Local Telluric Distortion. *Journal of Geophysical International*, 62: 119—127.
- Berdichevsky, M. N., Dmitriev, V. I., 1976. Distortions of Magnetic and Electrical Fields by Near-Surface Lateral Inhomogeneities. *Acta Geodaet. Geophys. et Mantalist. Acad. Sci. Hung.*, 11: 447—483.
- Berdichevsky, M. N., Vanyan, L. L., Kuznetsov, V. A., et al., 1980. Geoelectric Model of the Baikal Region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 22: 1—11.
- Bostick, F. X., 1986. Electromagnetic Array Profiling (EMAP). 56th Ann. Internat. Mtg., Aoc. Expl. Geophys. Expanded Abstracts, 60—61.
- Duan, B., 1994. The First Branch Weight Method of Static Shift Correction of Magnetotelluric. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 24(4): 444—449 (in Chinese).
- Groom, R. W., Bailey, R. C., 1989. Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensors in the Presence of Local Three-Dimensional Galvanic Distortion. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B2): 1913. doi: 10.1029/jb094ib02p01913
- He, Z. X., Liu, G. D., Deng, Q. H., 1993. Research and Exploration of Electromagnetic Method. Seismological Press, Beijing, 117—124 (in Chinese).
- Jones, A. G., 1983a. On the Equivalence of the “Niblett” and

- “Bostick” Transformations in the Magnetotelluric Method. *J. Geophys.*, 53:72—73.
- Jones, A. G., 1983b. The Problem of Current Channelling: A Critical Review. *Geophysical Surveys*, 6(1—2): 79—122. doi:10.1007/bf01453996
- Jones, A. G., 1988. Static Shift of Magnetotelluric Data and Its Removal in a Sedimentary Basin Environment. *Geophysics*, 53(7):967—978. doi:10.1190/1.1442533
- Kurtz, R. D., DeLaurier, J. M., Gupta, J. C., 1986. A Magnetotelluric Sounding across Vancouver Island Detects the Subducting Juan-de-Fuca Plate. *Nature*, 321:596—599.
- Liu, D. J., Tao, B. Z., 2000. Processing Method Using Measurement Data. Surveying and Mapping Press, Beijing, 11—51 (in Chinese).
- 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).
- Ogawa, Y., 2002. On Two-Dimensional Modeling of Magnetotelluric Field Data. *Surveys in Geophysics*, 23: 251—273.
- Pellerin, L., Hohmann, G. W., 1990. Transient Electromagnetic Inversion: A Remedy for Magnetotelluric Static Shifts. *Geophysics*, 55(9): 1242—1250. doi: 10.1190/1.1442940
- Sternberg, B. K., Washburne, J. C., Pellerin, L., 1988. Correction for the Static Shift in Magnetotellurics Using Transient Electromagnetic Soundings. *Geophysics*, 53(11): 1459—1468. doi:10.1190/1.1442426
- Swift, C. M., 1967. A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity Anomaly in the Southwestern United States (Dissertation). Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Torres-Verdin, C., Bostick, F. X., 1992. Principles of Spatial Surface Electric Field Filtering in Magnetotellurics: Electromagnetic Array Profiling (EMAP). *Geophysics*, 57(4): 603—622. doi:10.1190/1.1443273
- Wei, S., Wang, J. Y., Luo, Z. Q., 1996. Full MT Tensor Decomposition Technique and Application, Progress in Applied Geophysics. China University of Geosciences Press, Wuhan, 38—45 (in Chinese).
- Word, D. R., Smith, H. W., Bostick, F. X., 1969. An Investigation of the Magnetotelluric Tensor Impedance Method. *Elec. Geophys.*, 14:145—151.
- Xu, J. R., 2004. Static Correction Method of Planer Cluster. *Oil Geophysical Prospecting*, 39(6):720—723 (in Chinese with English abstract).
- Yang, L. B., Zhang, S. Y., Lei, S. L., et al., 2014. Three-Dimensional Electrical and Deep Structure Features in Baogutu Area of Western Junggar. *Earth Science*, 39(5):629—636 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, K., 2012. Three-Dimensional Nonlinear Conjugate Gradient Inversion Program of the Magnetotelluric. The Intellectual Property Office of the People's Republic of China, 2012SR057553, 2012—7—21 (in Chinese).
- Zhang, K., 2013. The Research of Improved 3-D Nonlinear Conjugate Gradient Inversion of Magnetotelluric and Parallel Computing (Dissertation). China University of Geosciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Zhang, K., Wei, W. B., Ye, G. F., 2008. The Actualization of 2D Finite-Element Magnetotelluric Forwarding on Matlab. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 29(5):83—88 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 段波, 1994. 校正大地电磁测深中静态效应的首枝重合法. 长春地质学院学报, 24(4):444—449.
- 何展翔, 刘国栋, 邓前辉, 1993. 电磁方法研究与勘探. 北京: 地震出版社, 117—124.
- 刘大杰, 陶本藻, 2000. 使用测量数据处理方法. 北京: 测绘出版社, 11—51.
- 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.
- 魏胜, 王家映, 罗志琼, 1996. 全 MT 张量分解技术及其应用, 应用地球物理学进展. 武汉: 中国地质大学出版社, 38—45.
- 许建荣, 2004. 平面聚类静态校正法. 石油地球物理勘探, 39(6):720—725.
- 杨龙彬, 张胜业, 雷胜兰, 等, 2014. 西准噶尔包古图地区岩体三维电性及深部结构特征. 地球科学, 39(5):629—636.
- 张昆, 2012. 大地电磁场非线性共轭梯度三维反演程序. 中国专利, 2012SR057553, 2012—7—21.
- 张昆, 2013. 改进的大地电磁场非线性共轭梯度三维反演及其并行计算研究(博士学位论文). 北京: 中国地质大学.
- 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, 29(5): 83—88.