

文章编号: 1001-1749(2023)02-0242-10

# 水平磁偶极子源一维电磁测深全区视电阻率计算

徐维<sup>1</sup>, 罗维斌<sup>2</sup>, 张克聪<sup>3</sup>, 赵才生<sup>3</sup>

(1. 甘肃煤田地质局一四九队, 兰州 730000;

2. 兰州资源环境职业技术大学, 兰州 730000;

3. 甘肃靖远煤电股份有限公司, 白银 730900)

**摘要:** 由水平磁偶极子源层状地电模型表面的磁场水平分量  $H_x$  频率域响应解析公式, 运用均匀半空间等效原理, 导出了其全区视电阻率的迭代法计算公式, 并基于平移算法的快速计算加以验证, 提出用平移算法计算初值加速迭代法的计算策略, 通过正演计算模型验证了方法的有效性。依此计算了不同地电模型的  $H_x$  分量全区视电阻率, 对比研究了  $H_x$  分量全区视电阻率对不同地电模型的响应能力。从计算结果可以看出, 水平磁偶极子源激发, 采用垂直共面装置观测同方向水平磁场  $H_x$  计算的全区视电阻率, 对地电模型层参数变化(厚度和电阻率)均有较好的分辨力。迭代法或平移算法计算的  $H_x$  全区视电阻率, 均能较好刻画出模型地电阻率变化特征, 迭代法全区视电阻率尾支曲线较平移算法更能趋近于深部电阻率真值。对于浅部工程地质问题用高频激发, 较小收发距接收, 可有效分辨缺陷特征。

**关键词:** 水平磁偶极子源; 全区视电阻率; 迭代法; 平移算法; 一维层状模型

**中图分类号:** P 631.2 **文献标志码:** A **DOI:** 10.3969/j.issn.1001-1749.2023.02.13

## 0 引言

频率域电磁测深法相比传导类电法有较高的探测效率和较大的探测深度, 已成为地球深部探测发展较快的主流勘查方法<sup>[1-2]</sup>。目前的人工源电磁测深法(controlled source electromagnetic, CSEM)大多采用接地水平电偶极子源(Horizontal electric dipole, HED)或不接地回线垂直磁偶极子源(Vertical magnetic dipole, VMD)建立电磁场<sup>[3-5]</sup>, 在地表观测单个或多个电磁场分量的频率响应(FDEM)或时间衰减特征(TDEM)来获得地电阻率变化信息。

利用水平磁偶极子源(Horizontal magnetic di-

pole, HMD)建立电磁场进行频率域电磁测深在近几年也有了较大发展, 主要应用场景为基于大飞机平台的航空电磁法<sup>[6-7]</sup>, 以及用来解决浅地表工程地质问题的各类管线探测仪或电导率仪等。针对日益频发的城市道路病害快速调查, 研究水平磁偶极子源的频率测深方法对地探测能力, 是推广应用这一技术的前提。一个明显的优点是激发和接收都不需要接地, 这有利于城市地质调查。

水平磁偶极子激发的电磁场有 TE 和 TM 两种模式, 可形成垂直共面和垂直共轴两种探测装置类型<sup>[1-2]</sup>。A. A. Kaufman<sup>[1]</sup>在其地面物探电磁法原理专著中推导了水平磁偶极子垂直共面装置  $H_x$  电磁场解析表达式, 研究了磁场水平分量  $H_x$  对层状地电模型的响应特征; 黄业中等<sup>[8]</sup>基于层状模型研

收稿日期: 2022-01-08

基金项目: 甘肃省教育厅产业支撑计划项目(2021CYZC-67)

第一作者: 徐维(1987-), 男, 学士, 工程师, 主要从事应用地球物理勘探工作, E-mail: xuwei071524@126.com。

通信作者: 罗维斌(1972-), 男, 博士, 正高级工程师, 主要从事应用地球物理电磁法勘探应用研究, E-mail: lwbesu@163.com。

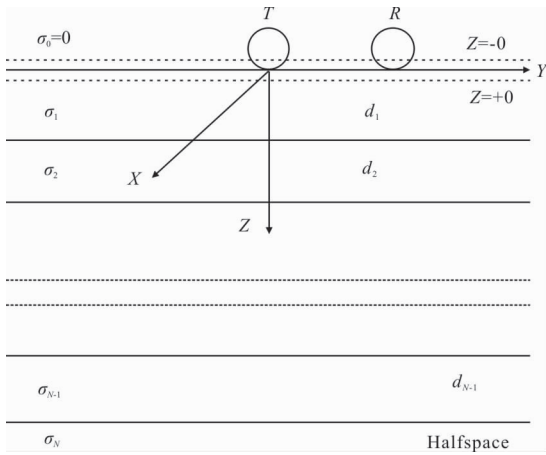


图 1 水平磁偶极子源层状地电模型

Fig. 1 Layered geoelectric model with HMD

究了水平磁偶极子源的电磁场空间分布特征,初步研究了介质的物理特性(介电常数、磁导率和电导率等)对电磁场响应的影响。

在地面频率域电磁测深法的应用中,美国 Geometrics 公司和 EMI 公司联合研制的双源型电磁系统 EH-4 连续电导率剖面仪利用一对十字交叉的天线,组成 X、Y 两个方向的水平磁偶极子,采用普通汽车电瓶供电建立电磁场,发射频率从 500 Hz~100 kHz,专门用来改善高频信号质量,提高了浅部地质勘查效果。

在浅部工程地质调查应用中,GEM-2 是一款由美国 geophex 公司研发的一种手持式数字化、多频宽带电磁探测器。发射线圈和接收线圈可以水平共面(垂直磁偶极子)装置测量,也可以垂直共面(水平磁偶极子)装置测量,频率范围约为 30 Hz~93 kHz,可单频或多频发射。已成功应用于考古、土壤污染调查、地下管线探测等领域<sup>[9]</sup>。

在频率域航空电磁法应用中,中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所开发的 HDY-402 型三频航空电磁系统采用水平磁偶极子源发电电磁场,发射和接收线圈分别安装于飞机两侧翼尖,组成垂直共面装置,形成翼尖硬架航空电磁观测系统。李飞<sup>[7]</sup>基于一维和二维反演研究了利用水平磁偶极源进行频率域航空电磁测深的快速成像技术。

笔者基于水平磁偶极子源层状地电模型的水平磁场分量  $H_x$  解析公式,采用数值积分法计算垂直共面装置的同方向水平磁场响应,并基于均匀半空间等效原理导出迭代法计算全区视电阻率的方法,通过层状模型计算验证了方法的正确性<sup>[1,10-18]</sup>。但迭代法要多次正演计算均匀半空间的水平磁场

$H_x$ , 计算效率很低。借鉴时间域计算全区视电阻率的平移算法,利用电磁场响应中频率和介质电阻率天然的平移转换特性,实现了平移算法计算全区视电阻率,极大地提高了计算效率<sup>[19-21]</sup>。笔者采用层状模型计算出地表的水平磁场  $H_x$  响应,进而分别用迭代法和平移算法计算其全区视电阻率,两个全区电阻率曲线相似,均与地电模型特征一致。对比计算显示,平移算法计算速度非常快,而迭代法电阻率在低频段更能接近于基底电阻率真值。因此将平移算法与迭代法结合,提出用平移算法计算结果作为迭代法初值,提高迭代法计算效率。

## 1 水平磁偶极子源的电磁场

如图 1 所示设计水平磁偶极子源层状计算模型。将介质中第  $n$  层的电导率及层厚度分别记为  $\sigma_n$  和  $d_n$ ,设各层相对磁导率常数为“1”。水平磁偶极子源位于层状地层表面,设置磁偶极矩为  $\mathbf{M} = ISn$  ( $I$  为谐变电流  $I_0 e^{i\omega t}$ ,  $S$  为偶极子面积,  $n$  为匝数)。选取公共坐标原点位于偶极子中心的柱坐标系和直角坐标系,以偶极矩方向为  $x$  轴(即  $y=0$  的方向),  $z$  轴垂直向下,计算层状介质表面的垂直共面水平磁场分量  $H_x$ 。

文献[1]中详细推导了层状模型水平磁偶极子源垂直共面装置水平磁场分量  $H_x$  的计算表达式,此处直接引用:

$$H_x = \frac{\mathbf{M}}{2\pi r} \left[ -\frac{1}{r^2} + \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda + m_1/T^*} J_1(\lambda r) d\lambda \right] \quad (1)$$

$$T^* = \coth[m_1 d_1 + \coth^{-1} \frac{m_1}{m_2} \coth(m_2 d_2 + \dots + \coth^{-1} \frac{m_{N-1}}{m_N})] \quad (2)$$

式中: $\mathbf{M}$  为磁偶极矩; $r$  为收发距; $m_1$  为首层波数; $T^*$  为地层传递函数; $\lambda$  为空间频率,它具有距离倒数的量纲。

## 2 $H_x$ 分量全区视电阻率计算方法

### 2.1 迭代法计算 $H_x$ 分量全区视电阻率

由式(1),对于均匀大地,地层传递函数  $T^* = 1$ ,式(1)变换为:

$$H_{x0} = \frac{\mathbf{M}}{2\pi r} \left[ -\frac{1}{r^2} + \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda + m_1} J_1(\lambda r) d\lambda \right] \quad (3)$$

$$H_{x0} + \frac{M_0}{2\pi r^3} = \frac{M_0}{2\pi r} \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda + m_1} J_1(\lambda r) d\lambda \quad (4)$$

式(4)右端分子分母同乘以  $k_1^2$  得到式(5)。

$$H_{x0} + \frac{M_0}{2\pi r^3} = \frac{M_0 \rho k_1^2}{2\pi r i \omega \mu} \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda + m_1} J_1(\lambda r) d\lambda \quad (5)$$

令:  $C_{H_x}^0 = k_1^2 \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda + m_1} J_1(\lambda r) d\lambda$ , 有

$$H_{x0} + \frac{M_0}{2\pi r^3} = \frac{M_0 \rho}{2\pi r i \omega \mu} C_{H_x}^0 \quad (6)$$

变换公式,得到电阻率迭代法计算表达式为式(7)。

$$\rho_M^{H_x}(\omega_i) = a bs \left[ \frac{i\omega\mu_0 r | H_x(\omega_i) + \frac{P_M}{r^3} |}{P_M | C_{H_x}^0(\rho_1, \omega_i) |} \right] \quad (7)$$

式(7)中磁偶极矩  $P_M = M_0/2\pi$ ,  $H_x$  为实测频率响应,  $C_{H_x}^0$  为均匀半空间磁场水平分量频率响应。式中 Hankel 积分变换采用了直接数值积分算法<sup>[10-11]</sup>, 全区视电阻率计算采用了 Aitken 加速迭代算法:

$$y = fun(xt_k), z = fun(y)$$

$$xd = \frac{(y-z)^2}{z-2y+xt_K}, xt_{K+1} = z - xd$$

当  $abs(xd) < err$  时停止迭代。 (8)

## 2.2 平移算法计算 $H_x$ 分量全区视电阻率

由于迭代算法要多次实施 Hankel 数值积分正演计算均匀大地模型的磁场响应  $C_{H_x}^0$ , 计算量大, 耗时较长, 这对于基于随机搜索的非线性反演是不可忍受的。根据水平磁偶极子源均匀半空间磁场水平量  $H_x$  的响应式(3), 式中不显含介质电阻率参数, 而波数  $k_1^2 = i\omega\mu\sigma$  中频率和介质电阻率具有显然的频率电阻率平移特性, 即如果介质电阻率增大  $K$  倍, 同时频率也增大  $K$  倍, 其波数  $k_1^2 = i\omega\mu\sigma$  值不变, 这就意味着电磁场响应有相同的扩散方程为式(9)。

$$H_{x_0}(\mathbf{M}_0, f, \rho) = H_{x_0}(\mathbf{M}_0, Kf, K\rho) \quad (9)$$

式中:  $\mathbf{M}_0$  为激发电磁场的磁矩;  $f$  为电磁场信号频率;  $\rho$  为介质电阻率。

根据式(9)频率域电磁响应电阻率和频率平移特性可以设计一种算法快速计算  $H_x$  全区视电阻率, 而不需要像迭代法那样多次实施正演计算。计算步骤如下<sup>[19]</sup>:

1) 与实测装置参数一样确定水平磁偶极子源均匀半空间频率响应计算参数, 包括收发距  $r$  和激发磁矩  $M_0$  (电流  $I$  取 1 A, 其他参数与实测相同)。

2) 取均匀半空间的电阻率为  $1 \Omega \cdot m$ , 根据实测工作频率范围如 ( $10^{-1} \text{ Hz} \sim 10^4 \text{ Hz}$ ), 将频带放宽 3 个~5 个数量级, 如 ( $10^{-5} \text{ Hz} \sim 10^5 \text{ Hz}$ ), 然后在该范

表 1 三层型地电模型参数

Tab. 1 Three layers type geoelectricity model parameters

电阻率/ $\Omega \cdot m$	层厚/m
$\rho_1 = 200$	$d_1 = 150$
$\rho_2 = 20$	$d_2 = 300$
$\rho_3 = 350$	$d_3 = \infty$

围内按对数均匀分布取尽量多的频点。频点密度越大, 视电阻率的计算精度越高, 但是考虑到频点密度增大, 相应的与计算量也会增大, 本文选取了 12 000 个频点进行计算。

3) 将实测工作频率点 ( $10^{-1} \text{ Hz} \sim 10^4 \text{ Hz}$ ) 的磁场响应值用电流归一化后为, 并按频点 依次在均匀半空间的计算磁场响应中查找与之大小相同的场值及其对应频率, 由于场值为复数, 以两场值实部和虚部偏差的平方和最小即认为场值相同, 索引其对应频率。

4) 通过式(10)计算实测频点所对应的视电阻率:

$$\rho_s(i) = f_{\text{obs}}(i)/f_{\text{the}}(j) \quad (10)$$

式中:  $f_{\text{obs}}(i)$  为实测待计算其电阻率的频率;  $f_{\text{the}}(j)$  为电阻率为  $1 \Omega \cdot m$  均匀半空间磁场响应值中与实测  $f_{\text{obs}}(i)$  对应场值相同或相近的场值所对应的频率。

5) 依此计算得到所有实测频率的视电阻率。

## 2.3 算法对比验证

给定一个三层地电模型, 模型参数如表 1 所示, 收发距设定为  $R = 5\ 000 \text{ m}$ 。计算频率从  $0.1 \text{ Hz} \sim 40 \text{ kHz}$  取 180 个频率, 对数频率轴上均匀分布。激发磁矩  $\mathbf{M}_0$ : 发送电流为 20 A, 线圈面积为  $30 \text{ m}^2$ , 线圈匝数为 100。

计算地表水平磁场响应  $H_x$ , 并用迭代法和平移算法分别解算全区视电阻率, 验证算法的正确性。如图 2 所示, 图 2 中红色曲线为迭代法计算的全区视电阻率谱, 蓝色曲线为平移算法计算的全区视电阻率谱。两个曲线首支重合 (频率  $> 10\ 000 \text{ Hz}$ ), 指示了首层电阻率,  $30 \text{ Hz} \sim 3\ 000 \text{ Hz}$  左右电阻率低值区反映了中间低阻层的响应, 尾支电阻率抬升是基底高阻层的响应 (频率低于  $30 \text{ Hz}$ )。

两条曲线反映地电变化曲线形态相近, 均正确反映了地电模型特征, 但尾支差异较大, 迭代法更有利于趋近于电阻率真值, 但计算耗时较长。在相同计算条件下, 计算从  $0.1 \text{ Hz}$  至  $40 \text{ kHz}$  间对数均匀的 180 个频率的全区视电阻率, 迭代法用时 646.75

s,而平移算法仅用时 1.48 s,平移算法快了近 438 倍。

### 3 层参数分辨能力研究

基于一维层状地电模型,设计模型,改变层参数,先正演计算水平磁场  $H_x$  在地表的响应,再由迭代法和平移算法计算全区视电阻率频率响应,分析水平磁偶极源激发、水平磁场  $H_x$  全区视电阻率对地层变化的分辨能力。

#### 3.1 二层模型

地电模型如表 2 所示为两层模型,首层电阻率设为  $200 \Omega \cdot \text{m}$ ,层厚为 150 m。改变第二层电阻率,由低到高共设计 4 个模型,低于首层电阻率的 2 个,高于首层电阻率的 2 个。计算参数说明:水平磁

偶极子激发电流  $I=15 \text{ A}$ ,偶极子面积  $S=10 \text{ m}^2$ ,线圈匝数为 50。计算频率  $10^{-0.5} \text{ Hz} \sim 10^{4.5} \text{ Hz}$ ,共 180 个频率,对数坐标均匀分布,收发距  $R=1500 \text{ m}$ 。

由式(1)先计算出水平磁场  $H_x$  分量,继而由迭代法式(7)和平移算法式(10)计算了水平磁场  $H_x$  全区视电阻率。将迭代法和平移算法计算的 4 个二层地电模型的水平磁场  $H_x$  分量全区视电阻率谱曲线绘制在一起(图 3),由图 3 可以看出,水平磁场  $H_x$  分量全区视电阻率对地电阻率变化有较灵敏的响应,在高于 10 kHz 频段均为  $200 \Omega \cdot \text{m}$ ,反映出首层电阻率。在低于 1 000 Hz 频段全区视电阻率呈现出逼近第二层真电阻率的趋势。要完整地刻画其频率响应特征,需要覆盖很宽的频带范围。同时也说明宽频带观测有利于分辨地电阻率变化特征。

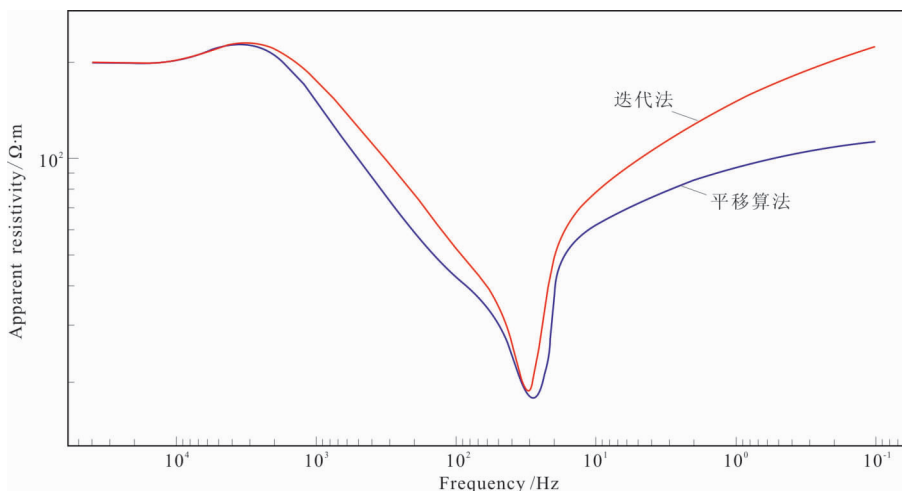


图 2 迭代法和平移法全区视电阻率计算结果比较

Fig. 2 Comparison of two calculation methods of whole zone apparent resistivity

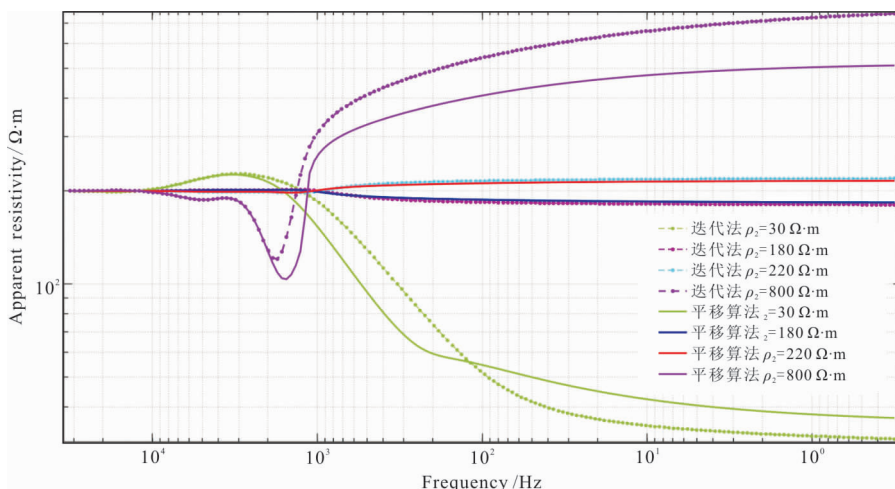


图 3 二层地电模型迭代法和平移算法  $H_x$  全区视电阻率频谱对比曲线

Fig. 3 Two layers geoelectric model  $H_x$  whole zone apparent resistivity spectrum curve with iterative method and translation algorithm

表 2 二层型地电模型参数

Tab. 2 Two layers type geoelectricity model parameters

电阻率/ $\Omega \cdot \text{m}$	层厚/m
$\rho_1 = 200$	$d_1 = 150$
$\rho_2 = 30/180/220/800$	$d_3 = \infty$

表 3 四层地电模型参数(改变第一层厚度)

Tab. 3 Parameters of four layers type geoelectricity model (the first layer thickness is changed)

电阻率/ $\Omega \cdot \text{m}$	层厚/m
$\rho_1 = 240$	$d_1 = 80/120/180/230$
$\rho_2 = 10$	$d_2 = 110$
$\rho_3 = 350$	$d_3 = 150$
$\rho_4 = 40$	$d_4 = \infty$

表 4 改变第三层电阻率的四层地电模型参数

Tab. 4 Parameters of four layers type geoelectricity model with the third layer resistivity is changed

电阻率/ $\Omega \cdot \text{m}$	层厚/m
$\rho_1 = 260$	$d_1 = 90$
$\rho_2 = 50$	$d_2 = 120$
$\rho_3 = 10/25/200/600$	$d_3 = 180$
$\rho_4 = 220$	$d_4 = \infty$

平移算法和迭代法全区视电阻率在低频段两者曲线特征有差异,迭代法全区视电阻率趋近于第二层电阻率真值,而平移算法全区视电阻率在一层、二层电阻率差异较小时与迭代法一致较好,而当一层、二层电阻率差异较大时与迭代法计算结果差异较大,但都反映出了模型地电阻率变化特征。平移算法计算速度 4 个模型用时仅 3.034 s,迭代法则用时 3 402.304 s,平移算法计算速度远高于迭代法。

### 3.2 改变第一层厚度的四层地电模型

地电模型如表 3 所示,首层电阻率设定为 240  $\Omega \cdot \text{m}$ ,改变层厚;第二层电阻率为 10  $\Omega \cdot \text{m}$ ,层厚为 110 m;第三层电阻率为 350  $\Omega \cdot \text{m}$ ,层厚为 150m;第四层基底电阻率为 40  $\Omega \cdot \text{m}$ 。计算参数:水平磁偶极子激发电流  $I = 18 \text{ A}$ ,偶极子面积  $S = 4 \text{ m}^2$ ,线圈匝数 100。收发距  $R = 1 200 \text{ m}$ ,计算频率  $10^{-0.5} \text{ Hz} \sim 10^{4.5} \text{ Hz}$ ,共 180 个频率。4 个模型平移算法仅用时 3.004 4 s,迭代法则用时 3 369.135 s。

由图 4 可以看出,左支水平渐近线反映出首层电阻率,平移算法和迭代算法首支曲线重合,首层厚度越大,首支渐近线延长的频率也越低(图 4(d))。低于 1 Hz 频段全区视电阻率呈现出逼近第四层真电阻率的趋势,迭代法较平移算法有较好的逼近。频率范围在 20 Hz~3 000 Hz 间的电阻率变化是中间第二低阻层和第三高阻层的综合响应,在首层厚度较小时,第三层高阻层响应较明显(图 4(a)~图 4(c)),而随首层厚度增大,响应变得不明显(图 4(d))。这也说明大理深目标体识别总是有难度的,需要通过曲线拟合等反演才能较好辨识。

### 3.3 改变第三层电阻率的四层地电模型

地电模型如表 4 所示,首层电阻率设定为 260  $\Omega \cdot \text{m}$ ,层厚为 90 m。第二层电阻率为 50  $\Omega \cdot \text{m}$ ,层厚为 120 m,第三层层厚为 180 m,设置层电阻率为 10  $\Omega \cdot \text{m}$ 、25  $\Omega \cdot \text{m}$ 、200  $\Omega \cdot \text{m}$ 、600  $\Omega \cdot \text{m}$  四个模型,第四层基底电阻率设置为 220  $\Omega \cdot \text{m}$ 。计算参数:水平磁偶极激发电流  $I = 15 \text{ A}$ ,水平磁偶极子面积  $S = 10 \text{ m}^2$ ,线圈匝数 120;收发距  $R = 1 500 \text{ m}$ ,计算频率  $10^{-0.5} \sim 10^{5.2} \text{ Hz}$ ,共 180 个频率。观测水平磁场  $H_x$  分量并用平移算法和迭代法计算全区视电阻率。平移算法计算 4 个模型全区视电阻率用时仅 3.158 5 s,而迭代法则用时 2 449.628 6 s。

由图 5 可以看出,水平磁场  $H_x$  分量平移算法和迭代法全区视电阻率曲线左支重合(频率高于 30 kHz),趋近于首层电阻率 260  $\Omega \cdot \text{m}$ ,而低于 100 Hz 的右支曲线分异较大。迭代法全区视电阻率趋近于底层电阻率真值 220  $\Omega \cdot \text{m}$  程度较高。当  $\rho_3 = 10 \Omega \cdot \text{m}$  低阻时(图 5(a)),平移法全区视电阻率最小值在 90 Hz 左右,迭代法全区视电阻率最小值在 40 Hz 左右,这是介质电阻率由低电阻率变化到高电阻率,电阻率差异较大的界面引起的电磁反冲响应;当  $\rho_3 = 600 \Omega \cdot \text{m}$  高阻时(图 5(d)),平移法全区视电阻率最小值在 560 Hz 左右,迭代法全区视电阻率最小值在 480 Hz 左右,这是第二层低电阻率与第三层高电阻率电性界面的电磁反冲响应,深度浅了,所以响应频率升高。随第三层电阻率升高,全区视电阻率最小值向高频偏移。频率低于 500 Hz 全区视电阻率尾支曲线段是第三层和第四层电性介质的综合响应。由此也可看出,水平磁偶极源电磁测深全区视电阻率对于低阻体响应敏感,对于高阻体也能有较好分辨。平移算法有很高的计算效率,而迭代法对于高阻基底有较好地逼近。

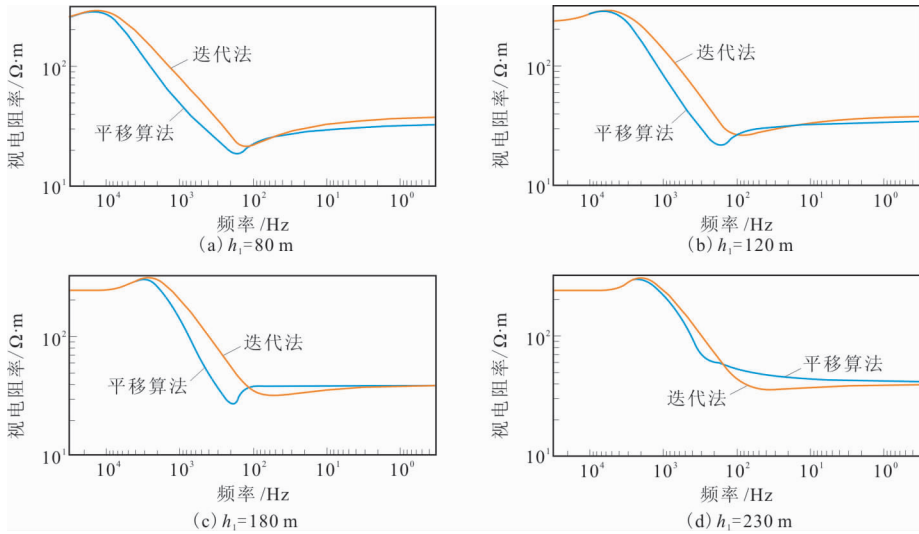


图 4 不同首层层厚四层地电模型  $H_x$  平移法和迭代法全区视电阻率对比曲线  
 Fig. 4 Comparison curve of  $H_x$  whole zone apparent resistivity of four-layer geoelectric model by translation method and iterative method with different first layer thickness

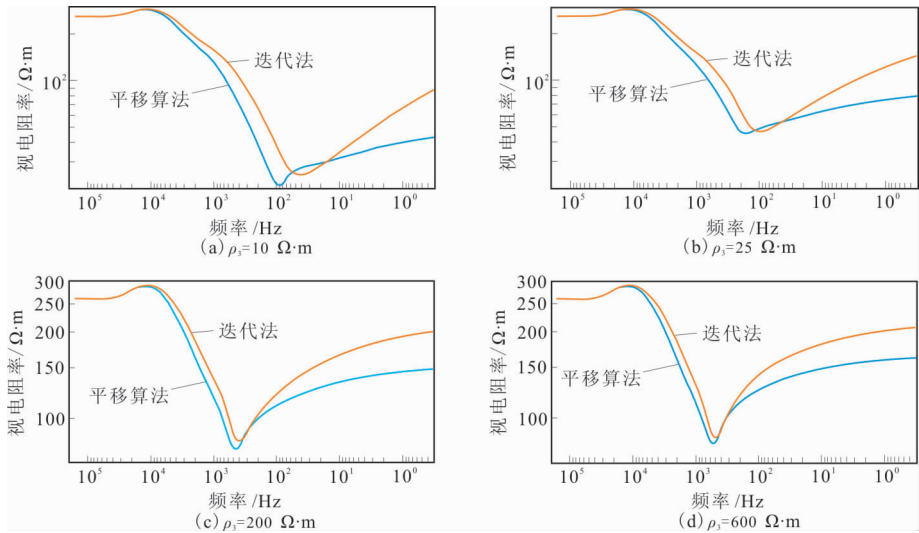


图 5 四层地电模型  $H_x$  全区视电阻率频移法和迭代法对比曲线(改变第三层电阻率)  
 Fig. 5  $H_x$  whole zone apparent resistivity spectrum of four layers-type geoelectricity model with different resistivity of third layer

表 5 改变第二层电阻率的四层地电模型参数

Tab. 5 Parameters of four layers type geoelectricity model with the second layer resistivity changed

电阻率/ $\Omega \cdot m$	层厚/m
$\rho_1 = 260$	$d_1 = 65$
$\rho_2 = 300/500/800/1200/1500/2000$	$d_2 = 150$
$\rho_3 = 70$	$d_3 = 110$
$\rho_4 = 220$	$d_4 = \infty$

表 6 四层型地电模型参数

Tab. 6 Four layers type geoelectricity model parameters

电阻率/ $\Omega \cdot m$	层厚/m
$\rho_1 = 100$	$d_1 = 20$
$\rho_2 = 10/2000$	$d_2 = 3$
$\rho_3 = 150$	$d_3 = 15$
$\rho_4 = 500$	$d_4 = \infty$

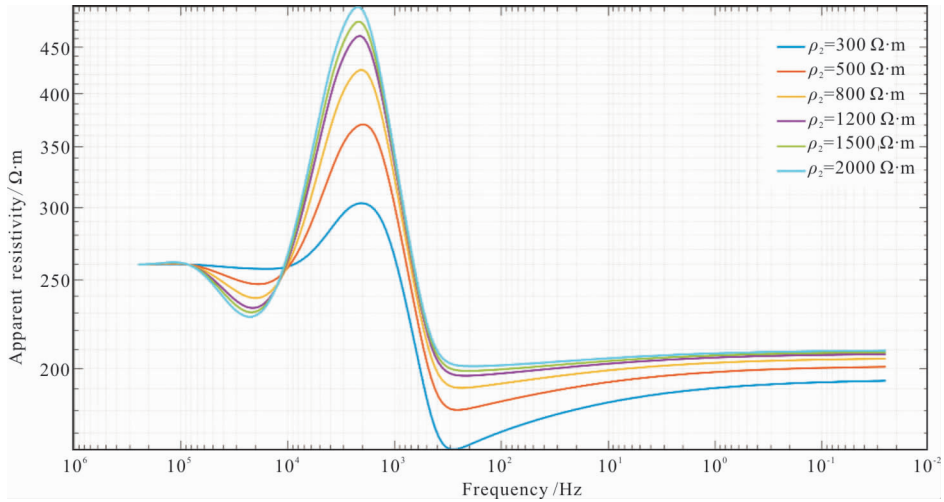


图 6 四层地电模型  $H_x$  平移算法全区视电阻率频谱曲线(第二层电阻率不同)

Fig. 6  $H_x$  whole zone apparent resistivity spectrum of four layers-type geoelectricity model with different resistivity of second layer

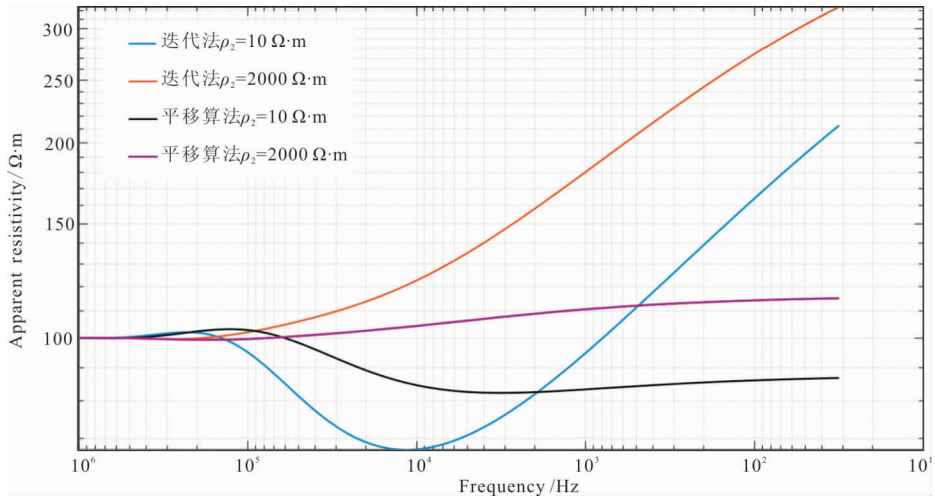


图 7 浅部缺陷模型  $H_x$  全区视电阻率频谱曲线(第二层电阻率不同)

Fig. 7  $H_x$  whole zone apparent resistivity spectrum of shallow defect model with different resistivity of second layer

### 3.4 四层地电模型, 改变第二层电阻率

地电模型如表 5 所示, 首层电阻率设定为  $\rho_3 = 260 \Omega \cdot \text{m}$ , 层厚为 65 m; 第二层层厚为 150 m, 改变层电阻率形成 6 个地电模型; 第三层电阻率为  $70 \Omega \cdot \text{m}$ , 层厚为 110 m, 第四层基底电阻率设为  $220 \Omega \cdot \text{m}$ 。计算参数说明: 水平磁偶极激发电流  $I = 12 \text{ A}$ , 水平磁偶极子面积  $S = 6 \text{ m}^2$ , 匝数为 120。收发距  $R = 2000 \text{ m}$ 。从图 6 可以看出, 水平磁场  $H_x$  分量全区视电阻率曲线左支(频率高于 20 kHz)趋近于首层电阻率  $260 \Omega \cdot \text{m}$ , 右支趋近于底层真电阻率

$220 \Omega \cdot \text{m}$ 。电阻率曲线表现出低—高一低—高的四层模型特征。保持第二层层厚度不变, 随着层电阻率增大, 高层响应特征越明显。而第三层低电阻率与第四层高电阻率层电性界面形成的电磁反冲响应幅度变弱。平移算法在低频段(频率低于 10 Hz)也同迭代法相似趋近于基底真电阻率。采用平移算法 6 个模型全区视电阻率计算用时仅 3.708 6 s。

### 3.5 浅层工程地质缺陷模型仿真

针对 100 m 以浅的工程地质问题, 如浅层富水体、空洞等探测, 设计模型研究水平磁偶极源测量水

平磁场的探测技术参数。用低阻层模拟富水体,用高阻层模拟空洞。地电模型如表 6 所示。水平磁偶极激发电流  $I=10\text{ A}$ ,水平磁偶极子面积  $S=6\text{ m}^2$ ,匝数为 30,收发距  $R=20\text{ m}$ 。计算频率为  $101.5\text{ Hz}\sim 106\text{ Hz}$ ,共 160 个频率。用平移法计算全区视电阻率用时  $1.407\ 56\text{ s}$ ,基于固定初值为  $20\ \Omega\cdot\text{m}$  的 Aitken 加速迭代的全区视电阻率计算用时  $3\ 265.260\ 1\text{ s}$ ,而选用平移法计算结果作为初值的 Aitken 加速迭代计算用时为  $2\ 535.260\ 9\text{ s}$ ,对于提升计算速度效果显著。迭代算法全区视电阻率尾支能更好趋近底层电阻率真值。

从图 7 可以看出,频率高于  $400\text{ kHz}$  的水平磁场  $H_x$  分量全区视电阻率曲线左支是首层响应(厚度为  $20\text{ m}$ ,电阻率为  $100\ \Omega\cdot\text{m}$ )。频率低于  $1\ 000\text{ Hz}$  的电阻率尾支曲线段是第三、第四层综合响应。平移算法计算的尾支电阻率偏低,而迭代法计算值较好地趋近于底层电阻率真值。 $1\text{ kHz}\sim 400\text{ kHz}$  间的全区视电阻率响应则是第二层低阻或高阻缺陷异常体的响应。对低阻异常体曲线特征响应明显,而高阻异常体导致全区视电阻率曲线在这个频段有较高的电阻率值。说明在收发距  $20\text{ m}$  条件下,水平磁偶极源的水平磁场  $H_x$  分量频率域全区视电阻率对厚度为  $3\text{ m}$  的低阻体或高阻体均有较好地分辨。

## 4 结论与建议

基于一维层状地层表面水平磁偶极子源激发的电磁场水平分量  $H_x$  响应公式,编制程序用数值积分法计算了  $H_x$  分量磁场响应,继而运用均匀半空间等效原理,构建了迭代法计算  $H_x$  分量全区视电阻率公式,并采用平移算法验证了迭代算法的正确性。迭代算法由于要多次实施 Hankel 积分变换而耗时长,而平移算法计算效率则远远高于迭代算法。计算结果表明,用平移算法的计算结果作为初值,可显著提高迭代算法计算效率。

采用迭代算法和平移算法对比计算了不同地电

模型的  $H_x$  分量全区视电阻率,研究了  $H_x$  分量全区视电阻率对不同地电模型的响应能力。计算的全区视电阻率均能较好地反映地电模型的电性特征,说明电磁场的响应计算及全区视电阻率计算算法是正确的。计算结果显示,平移算法在高频段可恢复模型真电阻率,而在低频段偏差较大;迭代算法耗时长,但对基底真电阻率逼近程度高。用平移算法加速迭代算法是有效的。

计算结果表明,水平磁偶极子源激发,垂直共面装置接收水平磁场  $H_x$  分量计算的全区视电阻率可以较好地分辨电性层参数变化,全区视电阻率曲线对层参数变化响应灵敏。由于装置不需要接地,可推广应用于城市道路病害及地下管线探测。

## 参考文献:

- [1] A. A. KAUFMAN, D. ALEKSEEV, M. ORISTAGLIO. Principles of electromagnetic methods in surface geophysics[M]. Oxford Elsevier, 2014.
- [2] ZHDANOV, M. S. Foundations of geophysical electromagnetic theory and methods [M]. Cambridge Elsevier, 2017.
- [3] ANTON, EVERT. Introduction to controlled-source electromagnetic methods; detecting subsurface fluids [M]. Cambridge University Cambridge Press, 2019.
- [4] STRACK, K. -M. Exploration with deep transient electromagnetic[M]. Amsterdam Elsevier, 1992.
- [5] 薛国强,陈卫营,武欣,等. 电性源短偏移距瞬变电磁研究进展[J]. 中国矿业大学学报, 2020, 49(2): 215-226.
- XUE G Q, CHEN W Y, WU X, et al. Review on research of short-offset transient electromagnetic method[J]. Journal of China University of Mining & Technology, 2020, 49(2): 215-226. (In Chinese)
- [6] 殷长春. 航空电磁理论与勘查技术[M]. 北京:科学出版社, 2018.
- YIN C C. Aeromagnetic theory and exploration technology[M]. Beijing: Science Press, 2018. (In Chinese)
- [7] 李飞. 频率域航空电磁数据反演方法与应用研究[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2020.

- LI F. Study on inversion methods and applications of frequency — domain airborne electromagnetic data [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2020. (In Chinese)
- [8] 黄业中, 熊彬, 罗天涯, 等. 层状介质中水平磁偶极子电磁场空间分布特征[J]. CT 理论与应用研究, 2014, 23(5): 785—796.
- HUANG Y Z, XIONG B, LUO T Y, et al. Electromagnetic fields spatial distribution of a horizontal magnetic — dipole in layered media[J]. CT Theory and Applications, 2014, 23(5): 785—796. (In Chinese)
- [9] SIMON, F. X., TABBAGH, A., DONATI, J.. Permittivity mapping in the VLF — LF range using a multi — frequency EMI device: first tests in archaeological prospecting[J]. Near Surface Geophysics, 2019, 17(1): 27—41.
- [10] 徐维, 罗维斌. 水平磁偶极子源频率域电磁测深[C]. 重庆: 2020 年中国地球科学联合学术年会论文集. 重庆. 2020: 33—35.
- XU W, LUO W B. Frequency domain electromagnetic sounding with horizontal magnetic dipole source[C]. Proceedings of 2020 China Geoscience Federation Annual Conference. Chongqing, 2020: 33—35. (In Chinese)
- [11] A. D CHAVE. Numerical integration of related Hankel transforms by quadrature and continued fraction expansion[J]. Geophysics, 1983, 48(12): 1671—1677.
- [12] KEY, K. Is the fast Hankel transform faster than quadrature[J]. Geophysics, 2012, 77(3): 21—30.
- [13] 汤井田, 何继善. 可控源音频大地电磁法及其应用[M]. 长沙: 中南大学出版社, 2005. 12, ISBN 7—81105—251—2.
- TANG J T, HE J S. Controlled source audio magnetotelluric method and its application [M]. Changsha: Central South University Press, 2015. ISBN 7—81105—251—2. (In Chinese)
- [14] 汤井田, 何继善. 水平电偶源频率测深中全区视电阻率定义的新方法[J]. 地球物理学报, 1994, 37(04): 543—552.
- TANG J T, HE J S. A new method to define the full — zone resistivity in horizontal electric dipole frequency soundings on a layered earth[J]. Chinese Journal of Geophysics, 1994, 37(04): 543—552. (In Chinese)
- [15] 罗维斌, 丁志军, 高曙德, 等. 测量磁场水平分量 Hy 的电性源广域电磁测深法[J]. 物探与化探, 2021, 45(01): 46—56.
- LUO W B, DING Z J, GAO S D, et al. Wide field electromagnetic sounding using y — component magnetic field with horizontal current dipole source[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2021, 45(1): 46—56. (In Chinese)
- [16] 黄皓平, 朴化荣. 水平多层大地上垂直磁偶极频率测深的全波视电阻率[J]. 地球物理学报, 1992, 35(03): 389—395.
- HUANG H P, PIAO H R. Full — wave apparent resistivity from vertical magnetic dipole frequency sounding on a layered earth[J]. Chinese Journal of Geophysics, 1992, 35(03): 389—395. (In Chinese)
- [17] DAS, U C. Apparent resistivity curves in controlled — source electromagnetic sounding directly reflecting true resistivities in a layered earth[J]. Geophysics, 1995, 60(1): 53—60.
- [18] 韩自强, 冯兵, 陈红, 等. 电性双极源频率域全区视电阻率的计算及应用效果研究[J]. 地球物理学进展, 2016, 31(4): 1575—1582.
- HAN Z Q, FENG B, CHEN H, et al. Calculation and application effect of electrical bipolar source frequency domain full — zone apparent resistivity[J]. Progress in Geophysics, 2016, 31(4): 1575—1582. (In Chinese)
- [19] 王华军. 时间域瞬变电磁法全区视电阻率的平移算法[J]. 地球物理学报, 2008(06): 1936—1942.
- WANG H J. Time domain transient electromagnetic all time apparent resistivity translation algorithm[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2008, 51(06): 1936—1942. (In Chinese)
- [20] 何晓萍. GEM—2 数据处理与反演方法研究及其在海冰厚度探测中的应用[D]. 杭州: 浙江大学, 2018.
- HE X P. The study of GEM — 2 data processing and inversion methods for sea — ice thickness detection[D]. Hangzhou: Zhejiang University, 2018. (In Chinese)
- [21] 朱希安, 李飞龙. 大定源回线全区视电阻率平移算法与核函数算法的对比[J]. 煤田地质与勘探, 2016, 44

(3);120—123.

large fixed loop [J]. Coal Geology & Exploration,

ZHU X A, LI F L. A comparative study of the translation algorithm and kernel function algorithm for the

2016, 44(3):120—123. (In Chinese)

## Whole zone apparent resistivity calculation of one—dimensional electromagnetic sounding with horizontal magnetic dipole source

XU Wei<sup>1</sup>, LUO Weibin<sup>2</sup>, ZHANG Kecong<sup>3</sup>, ZHAO Caisheng<sup>3</sup>

(1. The 149 Team of Gansu Coalfields Geological Bureau, Lanzhou 730000, China;

2. Lanzhou Resources and Environment Vocational and Technical University, Lanzhou 730000, China;

3. Gansu Jingyuan Coal Industry And Electricity Power CO. . LTD, Baiyin 730900, China)

**Abstract:** Based on the frequency domain response formula of the horizontal magnetic field component  $H_x$  on the surface of the layered geoelectric model of the horizontal magnetic dipole source and using the principle of uniform half—space equivalence, the iterative calculation formula of the whole zone apparent resistivity of the horizontal magnetic field component  $H_x$  frequency sounding is derived, which is verified by the fast calculation based on the translation algorithm. and the calculation strategy of using the result calculated by the translation algorithm as the initial value to accelerate the iterative method is proposed and proved, the forward calculation model forward calculation model verifies the effectiveness of the method. Based on this, the whole zone apparent resistivity of  $H_x$  component of different geoelectric models is calculated, and the response—ability of the whole zone apparent resistivity of the  $H_x$  component to different geoelectric models is compared and studied. It can be seen from the calculation results that the whole zone apparent resistivity calculated by using the vertical coplanar device to observe the horizontal magnetic field  $H_x$  in the same direction excited by the horizontal magnetic dipole source has good resolution to the changes of layer parameters (thickness and resistivity) of the geoelectric model. The apparent resistivity of  $H_x$  calculated by iterative method or translation algorithm can better describe the variation characteristics of model earth resistivity. The tail branch curve of whole zone apparent resistivity by iterative method is closer to the true value of deep resistivity than by translation algorithm. For shallow engineering geological problems, defect characteristics can be effectively distinguished by high—frequency excitation and small receiving and transmitting distance.

**Keywords:** horizontal magnetic dipole source; apparent resistivity of the whole zone; iterative method; translation algorithm; one dimensional layered model