

底青云, 王妙月, 王 若等. 长偶极大功率可控源电磁波响应特征研究. 地球物理学报, 2008, 51(6): 1917~1928

Di Q Y, Wang M Y, Wang R, et al. Study of the long bipole and large power electromagnetic field. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(6): 1917~1928

长偶极大功率可控源电磁波响应特征研究

底青云, 王妙月, 王 若, 王光杰

中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

摘 要 地球物理学中关于电磁波勘探研究通常采用的是地球半空间模型. 然而, 对于几十公里的有限长电缆源(长偶极源), 远距离电磁场探测必须要考虑电离层的影响, 它是一个全空间问题. 关于包含电离层、空气层和地球介质(我们称“地-电离层”模式)的电磁场特征的研究在国外较少, 国内几乎是空白. 本文采用全空间积分方程法首先对小尺度的可控源电磁场特征进行了研究, 由于此时电离层的影响可忽略, 它应该和半空间成熟的 CSAMT 模拟结果一致, 对比结果表明, 二者是一致的, 验证了全空间模拟方法的可靠性和有效性. 随后进行了 50 km 长电缆电离层和空气层高度都为 100 km 的“地-电离层”模式大尺度电磁场模拟, 以探讨大尺度可控源电磁波场的特征. 给定频率的“地-电离层”模式电磁场的衰减曲线表明长电缆远距离电磁场由于受电离层的作用存在衰减逐渐变小的过渡场和衰减变小的波导场. 为了探讨复杂介质“地-电离层”模式电磁波特征, 对“地-电离层”模式的典型地盾和地台多层介质模型进行了数值模拟, 得到了偶极源长度 50 km、电流 200 A、收发距离远达 1600 km 和 2500 km 的合理的电磁场结果. 最后, 对一简单含油储层结构模型进行了长偶极、大功率、远距离电磁场响应计算. 储层横向不均匀复杂结构模拟的结果表明, 考虑电离层和大气层的“地-电离层”模式大尺度深层复杂介质模型数据对深部目标体仍有很好的异常响应.

关键词 “地-电离层”模式, 长偶极, 大功率, 远距离, 电磁场, 数值模拟

文章编号 0001-5733(2008)06-1917-12

中图分类号 P631

收稿日期 2007-12-03, 2008-07-18 收修定稿

Study of the long bipole and large power electromagnetic field

DI Qing-Yun, WANG Miao-Yue, WANG Ruo, WANG Guang-Jie

Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Abstract Generally, the geoelectrical structure of the earth's crust and upper mantle only is considered in electromagnetic exploration. However, for a long bipole source (approximately several tens kilometers long), the effect of the ionosphere on the electromagnetic (EM) field should be taken into account when observations are carried out at a very remote locations far away from the source (several thousand kilometers). Especially, the configuration which includes the ionosphere, the atmosphere and the earth, called the “earth-ionosphere” case, should be considered. However, there are only a small number of publications related to this problem. In our study, we analyze first the electromagnetic field excited by an electric dipole within the traditional control source electromagnetic (CSEM) configuration using the integral equation method. We consider a three-layer model of the earth-ionosphere media. The modeling results closely match the half-space analytical data, since the effect of the ionosphere for this small scale bipole source is negligible. This confirms that the integral equation method is a reliable and effective method for modeling earth-ionosphere media. We examine the EM fields' behavior in the

基金项目 中国科学院重要方向项目(KZCX2-YW-121)资助.

作者简介 底青云, 女, 博士, 研究员, 主要从事电磁波正反演方面的研究工作. E-mail: qydi@mail.igcas.ac.cn

model of the complicated earth-ionosphere media with the field excited by a long bipole source in the far-field and wave-guide zones. We model the decaying properties of electromagnetic fields for three-layer earth-ionosphere model considering a 50 km long current bipole source. Due to the influence of the ionosphere, the earth-ionosphere EM fields, excited by a long bipole source, has an extra wave-guide zone, where the field behavior is very different from the far field zone. We also model the EM fields for multi-layer models typical for continental shield and platform with 50 km long bipole and 200 A current source, and for the petroleum reservoir model including the ionosphere layer that is 100 km thick, and an air layer with the same thickness using a bipole that is 50 km in length. The modeling results show that the targets can still be easily identified in the earth-ionosphere EM fields with a very large offset (more than 1000km).

Keywords Earth-ionosphere mode, Long bipole, Large power, Large offset, Electromagnetic field, Numerical simulation

1 引言

“极低频探地工程¹⁾”是一种通过大功率人工源方法产生强极低频电磁波以探测地下 10 km 深度范围内电性细结构的一种新方法,称 WEM 方法,是地球物理学和无线电物理学相结合的产物,它是通过在近地高阻区铺设有限长距离(几十公里)电缆源,大功率(大于 500 kW)发射 0.1~300 Hz 电磁波²⁾,在全国大部分范围内接收该电磁信号以达到大深度对地电磁探测的目的。WEM 的特点是人工发射信号强度大,抗干扰能力强,信号稳定,测量误差小,覆盖全国大部分地区,可配几十部接收机大面积组网(WEM 网)实现大范围多次覆盖信息同步观测。补充了现有天然源大地电磁法(MT)接收信号弱,探测精度低的缺点,同时又补充了人工可控源音频电磁法(CSAMT)设备笨重,探测深度浅(1~2 km),覆盖范围小的缺点。

电磁(EM)法,尤其是 MT、CSAMT、TEM(瞬变电磁)法已在资源探测中发挥着不可替代的重要作用^[1~13]。其中,MT 法可以测得很深,但是由于采用天然场源,信号弱,当希望在野外采集到足够强度的有效信号时,需要的叠加次数很多,阻碍了该方法用于深部电性结构的探测。而对于 CSAMT 和 TEM 方法,虽然采用了人工源,信号增强,提高了探测地下横向电性结构的精度,但由于源是移动的,限制了大功率源的采用,因此很难用于几公里深度

以下精细横向电性结构的探测。源固定的 WEM 法将继承这些传统 EM 法的一些优点,并能发挥其特有的特长,进行大范围 1~10 km 深度的横向电性结构的探测,是 CSAMT 移动源方法的重大改进,适合于利用电性有效探测 1~10 km 深度范围内的资源。

任何问题都是双向的,WEM 方法的优点带来了新的问题,原有的 MT、CSAMT 方法的理论不再完全适用于 WEM 法。对于 MT、CSAMT 都无须考虑电离层的影响,而对于 WEM,由于电流源的长度已经和电离层高度量级相同,以及许多观测点上源接收距已接近于或大于电离层高度,因此需要考虑电离层的影响。

如果将固体地球表面以上的半空间称作上半空间,以下的半空间称作下半空间。在两个半空间中电磁波的传播特征都已作过许多研究。在下半空间,由于资源探测的需要,电磁波在下半空间包括固体地球表面的传播特征已有一系列文章发表^[14~20],在这些理论研究的文章中,源和接收器之间的距离以及源自身的尺度都较小,电离层的影响被忽略,场的特征主要分为近场和远场。而在上半空间内,电磁波传播的明显特征是在固体地球表面和电离层之间形成波导,由于无线电通讯的需要,电磁波传播理论也有一系列文章发表^[21~24]。对于上下半空间同时考虑的全空间的电磁波传播特征,即考虑电离层、大气层、固体地球层(“地-电离层”模式)耦合情况下的电磁波传播特征则研究得很少。俄罗斯人最早开展了

1) 中国科技报. 2006 年 10 月

2) 地球物理研究及地震预测研究中发射-测量装置的发射系统安装场地选择的技术要求及建议. 国家圣彼得堡大学文森-列辛克地壳研究的报告. 1978

这方面的研究^[25],从公布的主要结果来看,由于电离层的影响,在大的接收距上,即波导区,电磁场的衰减明显小于不考虑电离层影响的远场电磁波的衰减。此外,在辐射极化特征等方面也有差异。由于 WEM 方法只有一个固定的源,电磁场覆盖全国,用它来寻找地下资源时,源与接收器间的距离可以从数公里到数千里,必然遇到电磁波的近场、远场和波导场,按上述俄罗斯人的研究结果,波导场和远场特征很不相同,因此,想要利用 WEM 方法成功找到资源,研究清楚考虑电离层、大气层、固体地球层耦合情况下的电磁波的传播特征是关键,只有这样,我们才有可能从观测资料中提取地下是否含有资源的信息。

为此,我们开展了“地-电离层”模式大尺度可控源电磁波场的特征模拟研究。本文通过适宜的数值模拟手段计算了电离层、空气层、地球结构层耦合条件下大极距、远距离电磁波场随距离的衰减特征、频率依赖特征等,并和似稳场的结果进行了对比。为了进一步利用全空间电磁波场理论认识深部复杂介质及含油气目标体的电磁响应特征,对典型的地台和地盾多层介质模型及一个三维薄层状含油储层目标体模型的电磁响应特点进行了分析,归纳了复杂介质及深部储层电磁波场的响应特征。

2 方法

2.1 数值模拟方法

固体地球物理学中关于电磁波勘探研究通常采用的是地球半空间模型,并且研究的尺度都是较小范围的,例如,CSAMT 方法只涉及收发距十几公里范围内的研究区间,不需要考虑电离层的影响,通常采用比较成熟的 2D 有限元、有限差分技术来进行场的正演模拟和反演。对于 WEM 几十公里的长偶极、远距离电磁波场必须要考虑电离层的影响,它是一个数百~数千公里的大尺度全空间问题,常规的有限元、有限差分数值模拟手段很难用巨额的模拟单元来涵盖数千公里的全空间的研究区域,因此常规有限元、有限差分方法的应用在此受到很大限制。当研究包含电离层、空气层和地球介质的全空间大尺度电磁波场的特征时,可采用包括电离层、空气层和地球介质的层状介积分解析来解决这个问题,然而俄罗斯人的工作涉及层状介质,尚未涉及固体介质的横向不均匀性。

由于 CSAMT 实际上是一个 3D 问题,传统意

义上的 3D 有限元、有限差分也存在困难,因此 20 世纪 90 年代以来 3D 积分法以及 3D 积分法和有限元相结合的方法取得了重大突破^[26~29]。20 世纪 90 年代发展起来的积分方程法不仅可考虑层状介质,而且可考虑固体介质的横向不均匀性^[14~16,30~36]。

按照这些文献的理论研究,对于一个三维非磁性介质地电结构模型(介质的磁导率 μ 为真空中的磁导率 μ_0),我们把它看成是由背景电导率为 σ_0 和异常电导率为 $\Delta\sigma$ 的介质组成的,即 $\sigma = \sigma_0 + \Delta\sigma$ 。当模型被时谐电磁波场激励时,模型产生的电场和磁场可以表示成背景场 E^0 或 H^0 和异常场 E^a 或 H^a 两部分组成:

$$E = E^0 + E^a, \quad H = H^0 + H^a, \quad (1)$$

对于(1)式中的背景场 E^0 或 H^0 ,由于它是均匀或层状大地,可由层状介质积分理论求得。关于异常场 E^a 或 H^a ,文献[28]指出,在非均匀异常区间 D 上异常场可以表示为在该域剩余电流的积分:

$$E^a(r_j) = \iiint_D \hat{G}^n(r_j | r) \Delta\sigma(r) \cdot [E^0(r) + E^a(r)] dv, \quad (2)$$

$$H^a(r_j) = \frac{1}{i\omega\mu_0} \iiint_D \nabla r_j \times \hat{G}^n(r_j | r) \Delta\sigma(r) \cdot [E^0(r) + E^a(r)] dv, \quad (3)$$

其中 $\hat{G}^n(r_j | r)$ 是自由传导介质中电磁格林张量函数,它满足下述方程:

$$\nabla \times \nabla \times \hat{G}^n(r_j | r) - k_0^2 \hat{G}^n(r_j | r) = -i\omega\mu_0 \hat{I} \delta(r_j - r), \quad (4)$$

这里 $k_0^2 = i\omega\mu_0\sigma_0$, \hat{I} 为单位张量, $\delta(r_j - r)$ 是狄拉克函数。

当 $\Delta\sigma(r)$ 已知时,正演方程(2)、(3)表明,待求的异常场 E^a 或 H^a 同时出现在积分号下,使得正演问题是非线性的。已发展了一系列方法可近似求解正演方程^[15,33,34],其中,Zhdanov 的迭代法是一种比较实用的方法,且他的方法中源可以允许在层之间,可直接用于模拟电离层、空气层、固体层耦合情况下的准静态电磁场传播问题。Zhdanov 所在犹它大学已经完成了软件编制。

2.2 方法可行性验证

在犹它大学使用该软件系统开展研究工作。为了证实该软件可以应用于电离层、空气层、固体层耦合情况下大尺度电离层的模拟,首先应用小尺度模型来检验程序的可靠性和有效性,对比了包含电离层、空气层和地球介质时的小尺度 CSAMT 全空间模拟结果及地球介质半空间的模拟结果,并把二者

都与解析解进行了比较。

“地-电离层”模式三层模型如图 1 所示,半空间模型即 $1000 \Omega\text{m}$ 地球下半空间. 所用频率 f (Hz) = 2^n , n 取值从 -6 到 12, 共 19 个频点; 发射电流 $I = 100\text{A}$; 偶极子 AB 的长度 $2L = 2 \text{ km}$. 采用赤道接收模式, 计算了收发距 R 为 10 km 和 100 km 两种情况, 两个 R 值时接收点的坐标分别为 $(x_1, y_1, z_1) = (0 \text{ km}, -10 \text{ km}, 110 \text{ km})$, $(x_2, y_2, z_2) = (0 \text{ km}, -100 \text{ km}, 110 \text{ km})$.

收发距 R 为 10 km 和 100 km 时“地-电离层”模式、半空间电阻率模拟结果及均匀半空间解析结果分别如图 2 和图 3 所示. 图 2 中的带有“+”号标志的曲线为均匀半空间 CSAMT 视电阻率-频率积分方程法模拟曲线, 是正在成熟应用的标准的 CSAMT 接收模式. 带有“- · -”标志的曲线为均匀半空间电偶极子场解析解得到的视电阻率-频率曲线. 可以看出均匀半空间积分方程法模拟结果和解析解完全一致. 由于小尺度情况下电离层的影响

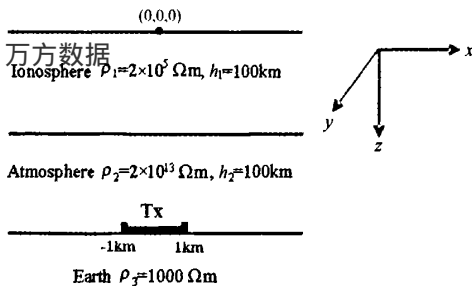


图 1 “地-电离层”模式模型示意图

Fig. 1 The sketch of “earth-ionosphere” model

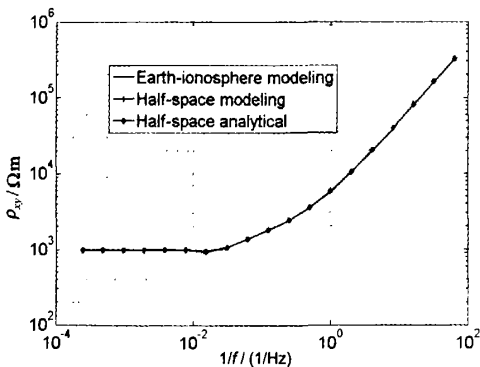


图 2 收发距 R 为 10 km 时全空间、半空间电阻率模拟结果与均匀半空间解析结果对比

Fig. 2 The comparison of apparent resistivity for whole space and half space modeling and half space analytical results with $R = 10 \text{ km}$

可忽略, 这时全空间模型的数值模拟结果也应该和解析解结果一致, 图 2 的结果证实了这一点, 也就是说积分方程法的数值模拟结果是可靠的, 是可以直接应用于全空间场的数值模拟的. 进而检验积分方程软件对远距离全空间模拟结果的可靠. 图 3 为收发距 R 等于 100 km 的模拟结果, 表明远距离全空间模拟结果也是正确的, 即本文采用的积分方程法适合远距离电磁波场的模拟. 综合二者, 认为本文的积分方程法是适宜长偶极、远距离全空间电磁波场模拟的有效方法.

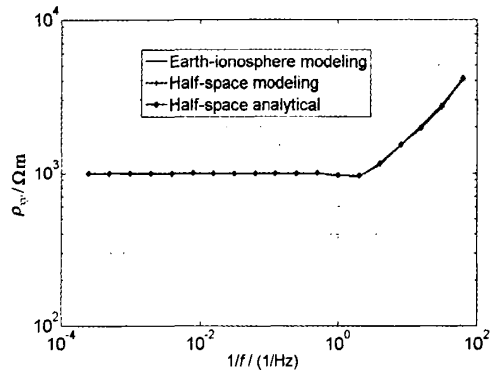


图 3 收发距 R 为 100 km 时全空间、半空间电阻率模拟结果与均匀半空间解析结果对比

Fig. 3 The comparison of apparent resistivity for whole space and half space modeling and half space analytical results with $R = 100 \text{ km}$

3 “地-电离层”模式三层介质大尺度有源场特征

3.1 “地-电离层”模式三层模型给定频率 E_x 波场结构特征

在 2.2 节方法可行性验证后, 为了认识“地-电离层”模式层状结构过度区、波导区的波场特征, 进行了图 4 模型的有限长电缆远距离轴向(接收点沿与电缆平行的 x 方向, $\alpha = 0^\circ$) 和赤道方向(接收点沿与电缆垂直的 y 方向, $\alpha = 90^\circ$) 电磁波场随距离衰减特征的模拟.

所用坐标系统如图 4 右侧所示, 坐标原点位于电离层顶部中心处. 定义电离层为介质 1, 空气层为介质 2, 地球为介质 3. 模型电阻率分别为 $\rho_1 = 10^5 \Omega\text{m}$, $\rho_2 = 10^{14} \Omega\text{m}$, $\rho_3 = 5 \times 10^3 \Omega\text{m}$. 各层的厚度 $h_1 = 100 \text{ km}$ (以下模型中电离层的厚度都取 100 km, 认为可以模拟向上厚度为无穷大的电离层), $h_2 = 100 \text{ km}$, $h_3 = \infty$. 长偶极 AB 的长度 $2L$ 为 50 km, 两端点的

坐标分别为 $A(x, y, z) = (-25 \text{ km}, 0 \text{ km}, 200 \text{ km})$, $B(x, y, z) = (25 \text{ km}, 0 \text{ km}, 200 \text{ km})$. 发射的电磁波频率 $f(\text{Hz})$ 为 0.1, 5.0, 300.0.

轴向模式模拟时接收点位于地面, 即 $y=0 \text{ km}$, $z=200 \text{ km}$, x 坐标为 35 km, 40 km, 50 km, 70 km, 90 km, 100 km, 200 km, 400 km, 800 km, 1600 km, 2500 km. 赤道模式模拟时接收点同样位于地面, 即 $x=0 \text{ km}$, $z=200 \text{ km}$, y 坐标为 35 km, 40 km, 50 km, 70 km, 90 km, 100 km, 200 km, 400 km, 800 km, 1600 km, 2500 km.

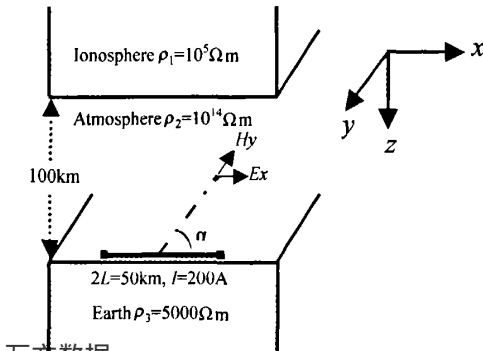


图 4 含电离层的全空间模型

Fig. 4 The sketch of whole space model including ionosphere

图 5 展示了频率分别为 0.1 Hz, 5 Hz 和 300 Hz 的轴向模式的 E_x 场的衰减曲线. 实线表示全空间场模拟曲线, 虚线为按文献[16]解析计算的均匀半空间地球介质似稳场的衰减曲线(计算时将 50 km 长的电缆分成了 50 个 1 km 长的小段, 每小段按偶极子场解析公式计算, 把 50 个不同位置的偶极子结果线性迭加得到 50 km 长电缆的总场). 图 5 和图 6 的结果清楚地表明, 当距离场源较近时, 在不考虑电离层及空气中位移电流影响的似稳场情况下, 计算所得的曲线(虚线)与考虑上述因素的全空间曲线(实线)是吻合的. 当有限电缆长度与电离层高度相当时, 电离层对长偶极源产生的电磁波场在远距离处有明显的影 响, 它们的曲线不再吻合. 随着频率的增加, 这种差异在更近的距离处表现出来. 图 5 的轴向结果显示这种差异表现得 更明显, 它反映了该场源极化方向图的变化, 即表现了椭圆极化的特点.

图 5 和图 6 的结果表明, 对于可作用于数百~数千公里外的大偶极场源, 要划分出一个额外的波导区, 在这个区电磁场分量与远区相比有许多不同的特征. 这些不同点主要体现在: (1) 电磁场分量的振幅值衰减得更慢; (2) 场源的方向图发生变化; (3) 有利于测量阻抗 Z_{zy} 和 Z_{zx} 区域的相对位置发生了变化; (4) 出现了电场和磁场的极化椭圆; (5) 波导场

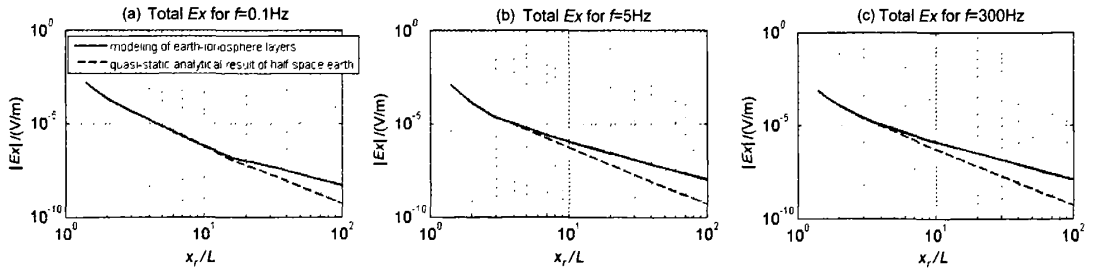


图 5 频率分别为 0.1 Hz, 5 Hz 和 300 Hz 的轴向模式的 E_x 场的衰减曲线

(a) 0.1 Hz; (b) 5 Hz; (c) 300 Hz.

Fig. 5 E_x field decay curves for axial array with frequencies

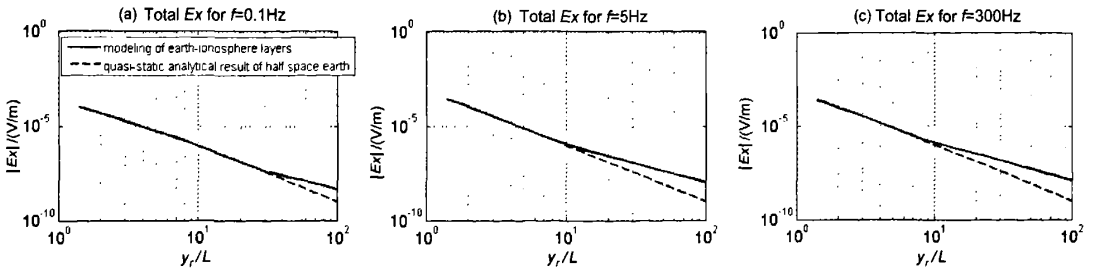


图 6 频率分别为 0.1 Hz, 5 Hz 和 300 Hz 的赤道模式的 E_x 场衰减曲线

(a) 0.1 Hz, (b) 5 Hz, (c) 300 Hz

Fig. 6 E_x field decay curves for equatorial array with frequencies

的极化椭圆的长轴与似稳场的矢量方向相比发生了变化。

3.2 “地-电离层”模式三层模型波场的频率结构特征

为了解全空间模型波场的频率特性,对图 4 模型,计算了 R 距为 100 km, 200 km, 400 km, 800 km, 1600 km 及频率 f (Hz) 为 0.1, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0, 8.0, 16.0, 32.0, 64.0, 128.0, 300.0, 512.0, 656.0 时的轴向模式和赤道模式的电场 E_x 、磁场 H_y 和视电阻率 ρ_{xy} 曲线, 分别如图 7 和图 8 所示。

图 7、图 8 表明, 无论是轴向观测还是赤道观测, 场 E_x 和 H_y 的频率依赖在不同的 R 距上是不

同的, 但视电阻率曲线在高频几乎重合, 等于地层的真电阻率 5000 Ωm 。当 R 距离在 100 km 时, 赤道观测(图 8)尾支约在 2 Hz 翘起, 当距离在 200 km 时, 尾支约在 0.5 Hz 翘起, 当 R 距离大于 400 km 后, 尾支翘起的频率已小于 0.1 Hz。对于轴向观测(图 7)是类似的, 当距离在 100 km 时, 尾支约在 1 Hz 翘起, 当距离在 200 km 时, 尾支约在 0.18 Hz 翘起, 当 R 距离大于 400 km 后, 尾支翘起的频率已小于 0.1 Hz。这个趋势和我们熟悉的 CSAMT 观测的视电阻率曲线似乎一致, 尾支翘起是近场的反映, 表明 R 距越远, 近场出现的频率越低。

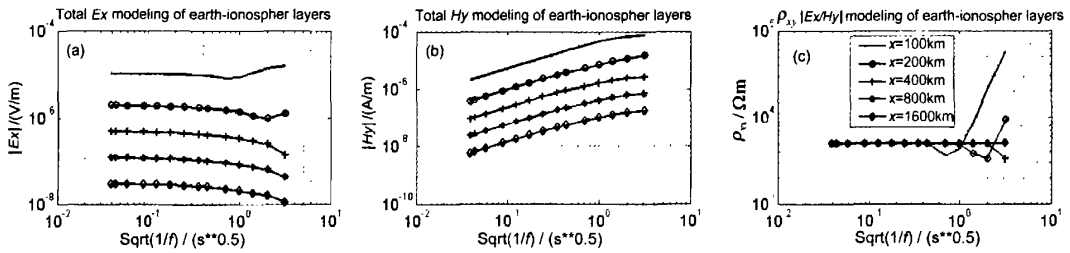


图 7 轴向模式给定测点上 E_x 、 H_y 、 ρ_{xy} 频率响应曲线

万方数据

(a) 电场分量 E_x 的频率响应; (b) 磁场分量 H_y 的频率响应; (c) 视电阻率 ρ_{xy} 的频率响应。

Fig. 7 Axial array frequency response curves of E_x 、 H_y 、 ρ_{xy} in different offset for given receivers for Fig. 4 model

(a) Frequency response curves of electric field component E_x ; (b) Frequency response curves of magnetic field component H_y ; (c) Frequency response curves of apparent resistivity ρ_{xy} .

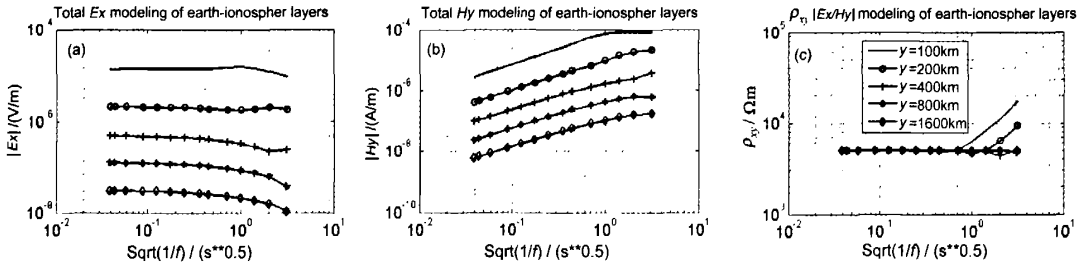


图 8 赤道模式给定测点上 E_x 、 H_y 、 ρ_{xy} 频率响应曲线

(a) 电场分量 E_x 的频率响应; (b) 磁场分量 H_y 的频率响应; (c) 视电阻率 ρ_{xy} 的频率响应。

Fig. 8 Equatorial array frequency response curves of E_x 、 H_y 、 ρ_{xy} in different offset for given receivers for Fig. 4 model

(a) Frequency response curves of electric field component E_x ; (b) Frequency response curves of magnetic field component H_y ; (c) Frequency response curves of apparent resistivity ρ_{xy} .

4 “地-电离层”模式大尺度有源场的多层地球介质及含油储层电磁场特征

4.1 “地-电离层”模式地盾和地台多层介质给定频率 E_x 波场结构特征

第 2 节中电磁场的模拟结果与理论结果的对比肯定了方法的可行性。为了更进一步了解多层介质和横向不均匀复杂介质电磁场的响应特征, 对具有

代表意义的地盾和地台型多层介质模型在有限长电缆源激励下远距离轴向(接收点沿与电缆平行的 x 方向, $\alpha=0^\circ$)和赤道方向(诸接收点沿与电缆垂直的 y 方向, $\alpha=90^\circ$)电磁波场的频率特征进行了模拟。

4.1.1 地盾模型

图 9 为含三层地球介质的地盾模型, 模型的特点是在 1 km 深处有一厚度为 20 km 电阻率为 $10^5 \Omega\text{m}$ 的导电性不好的中间层, 即较常见的地电断面结晶地盾。

所用坐标系如图 9 右侧所示,坐标原点位于电离层顶部中心处。定义电离层为介质 1,空气层为介质 2,固体地球多层介质依次为介质 3、4、5 等。模

型电阻率分别为 $\rho_1 = 10^5 \Omega\text{m}$ 、 $\rho_2 = 10^{14} \Omega\text{m}$ 、 $\rho_3 = 2 \times 10^3 \Omega\text{m}$ 、 $\rho_4 = 10^5 \Omega\text{m}$ 、 $\rho_5 = 10^4 \Omega\text{m}$ 。各层的厚度 $h_1 = 100 \text{ km}$ 、 $h_2 = 100 \text{ km}$ 、 $h_3 = 1 \text{ km}$ 、 $h_4 = 20 \text{ km}$ 、 $h_5 = \infty$ 。长偶极 AB 的长度 $2L$ 为 50 km ,两端点的坐标分别为 $A(x, y, z) = (-25 \text{ km}, 0 \text{ km}, 200 \text{ km})$ 、 $B(x, y, z) = (25 \text{ km}, 0 \text{ km}, 200 \text{ km})$ 。发射的电磁波频率 $f(\text{Hz})$ 为 $0.1, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0, 8.0, 16.0, 32.0, 64.0, 128.0, 300.0, 512.0, 656.0$ 。

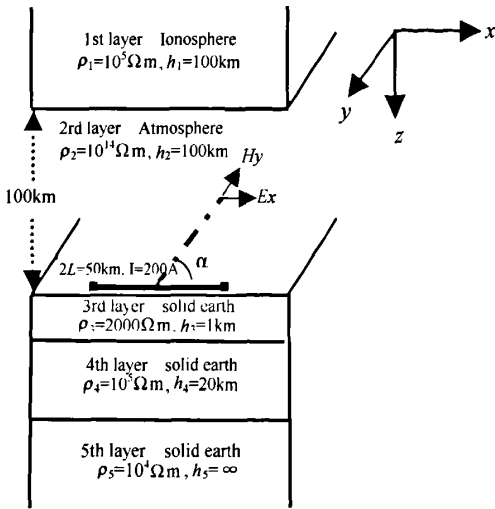


图 9 “地-电离层”模式地质模型

轴向模式模拟时接收点位于地面,即 $y=0 \text{ km}$, $z=200 \text{ km}$, x 坐标为 $100 \text{ km}, 200 \text{ km}, 400 \text{ km}, 800 \text{ km}, 1600 \text{ km}$ 。赤道模式模拟时接收点同样位于地面,即 $x=0 \text{ km}$, $z=200 \text{ km}$, y 坐标为 $100 \text{ km}, 200 \text{ km}, 400 \text{ km}, 800 \text{ km}, 1600 \text{ km}$ 。

图 10 和图 11 分别展示了地质模型在距源中心分别为 $100 \text{ km}, 200 \text{ km}, 400 \text{ km}, 800 \text{ km}$ 和 1600 km 时轴向模式和赤道模式的电场 E_x 、磁场 H_y 和视电阻率 ρ_{xy} 的频率响应曲线。

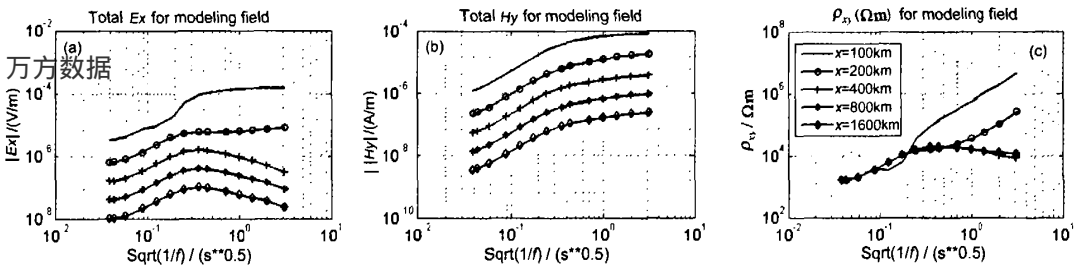


图 10 地质模型轴向模式不同收发距的 E_x, H_y, ρ_{xy} 频率响应曲线

(a) 电场分量 E_x 的频率响应; (b) 磁场分量 H_y 的频率响应; (c) 视电阻率 ρ_{xy} 的频率响应。

Fig. 10 Axial array frequency response curves of E_x, H_y, ρ_{xy} in different offset for continental shield model

(a) Frequency response curves of electric field component E_x ; (b) Frequency response curves of magnetic field component H_y ;

(c) Frequency response curves of apparent resistivity ρ_{xy} .

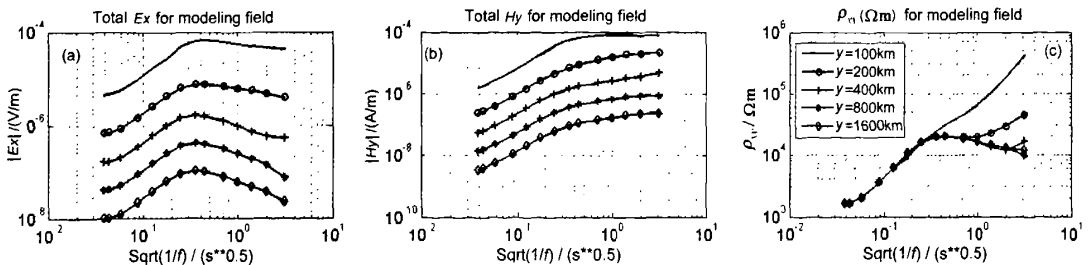


图 11 地质模型赤道模式不同收发距的 E_x, H_y, ρ_{xy} 频率响应曲线

(a) 电场分量 E_x 的频率响应; (b) 磁场分量 H_y 的频率响应; (c) 视电阻率 ρ_{xy} 的频率响应。

Fig. 3 Equatorial array frequency response curves of E_x, H_y, ρ_{xy} in different offsets for continental shield model

(a) Frequency response curves of electric field component E_x ; (b) Frequency response curves of magnetic field component H_y ;

(c) Frequency response curves of apparent resistivity ρ_{xy} .

图 10 和图 11 的结果都表明,对于地质模型,在 准静态范围内,轴向模式和赤道模式的电场 E_x 、磁

场 H_y 的频率响应, 随着收发距离的增加都存在一些变化, 变化最大的收发距离在 100 km 和 200 km 的情景, 当收发距离进一步增大时, 除了场的幅值持续减小外, 频率响应曲线形态的趋势基本一致. 但无论是轴向还是赤道模式的场都能反应出中间导电性不好的结晶地盾层的存在. 对于图 10 和图 11 中的视电阻率曲线, 在频率约 25 Hz ($(1/f)^{1/2} = 2 \times 10^{-1}$) 时, 不同收发距离处得到的视电阻率曲线形态和幅值几乎一致, 即随着频率的降低而增加, 这是固体地层电阻率场的响应. 对于收发距为 100 km 和 200 km 的情况, 频率低于 25 Hz 时, 视电阻率曲线迅速上翘, 这是近场效应, 并且轴向模式出现近场效应的频率要高于赤道模式, 这和较大收发距时出现椭圆极化现象的结论一致. 对于其他源检距, 在本研究所涉及的频率和距离范围内, 近场效应不明显, 均匀电离层对场的影响也因视电阻率是电场和磁场的比值计算而被抵消, 其曲线的起伏差异反映了地层结构的变化.

4.1.2 地台模型

图 12 为含四层地球介质的地台模型断面, 上层介质的电阻率为 2000 Ωm , 深度 1 km 处是一电阻率 100 Ωm , 厚度为 10 km 的导电层, 再往下是电阻率为 $10^5 \Omega\text{m}$, 厚度为 10 km 的非良导电层, 最下面为电阻率 $10^4 \Omega\text{m}$ 的导电基底. 模拟参数与 4.1.1 的地质模型完全相同.

图 13 和图 14 分别展示了地台模型在距源中心分别为 100 km、200 km、400 km、800 km 和 1600 km 时轴向模式和赤道模式的频率电场 E_x 、磁场 H_y 和视电阻率 ρ_{xy} 曲线.

由于受中间低阻层的影响, 图 13 和 14 的电场分量、磁场分量及电阻率曲线特征完全不同于地质模型的场的特征, 但场随偏移距的变化规律是相同的. 可以清楚地看出, 无论是轴向还是赤道模式的场都能很好地反应出中间良导层的存在. 同样对于小收发距 100 km 和 200 km 的电阻率曲线低频时表现出上翘特征, 但这种上翘特征在很低频时才出现, 这是非常合理的. 当频率大于 1 Hz 时, 不同源检距离的曲线形态和幅值随频率变化是一致的, 这是纯固体地层介质的电性结构特征反映, 而当频率低于 1 Hz 时, 不同源检距离的曲线形态和幅值开始出现变化, 这可能是固体地层电阻率分布近场和电离层效应的综合反映, 但对于视电阻率曲线均匀电离层的影响因电磁场比值而基本抵消.

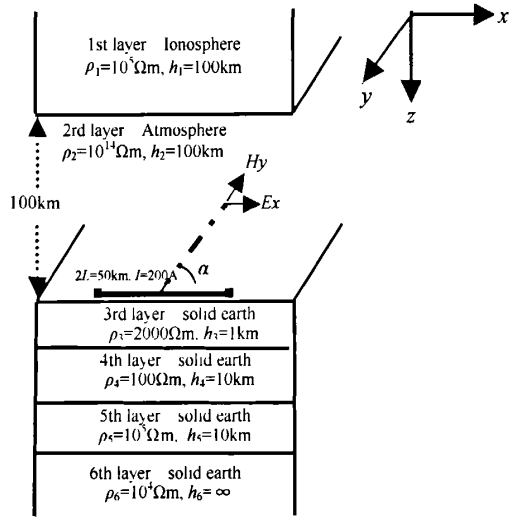


图 12 “地-电离层”模式地台模型
Fig. 12 The platform model

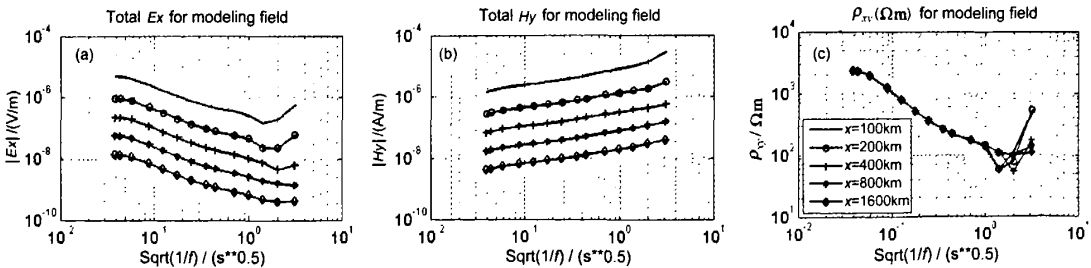


图 13 地台模型轴向模式不同收发距的 E_x 、 H_y 、 ρ_{xy} 频率响应曲线

(a) 电场分量 E_x 的频率响应; (b) 磁场分量 H_y 的频率响应; (c) 视电阻率 ρ_{xy} 的频率响应.

Fig. 13 Axial array frequency response curves of E_x , H_y , ρ_{xy} in different offsets for platform model

(a) Frequency response curves of electric field component E_x ; (b) Frequency response curves of magnetic field component H_y ; (c) Frequency response curves of apparent resistivity ρ_{xy} .

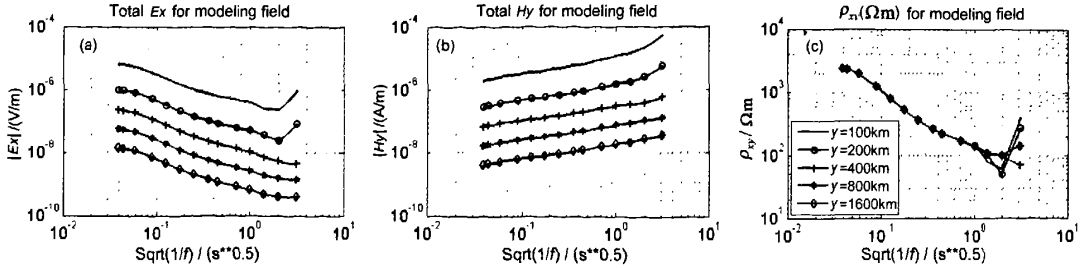
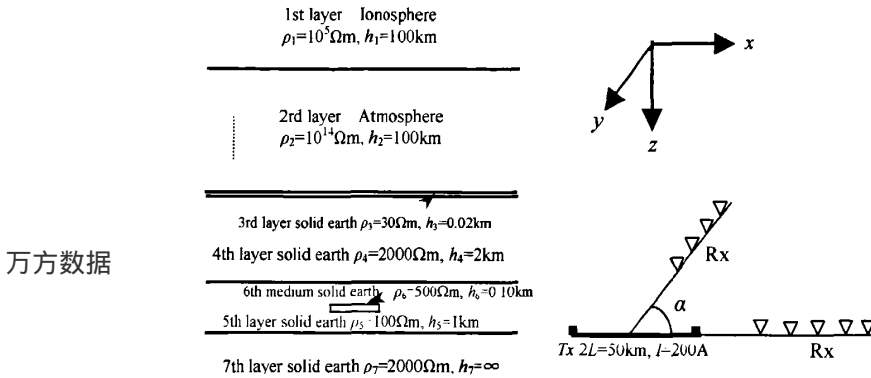


图 14 地台模型赤道模式不同收发距的 E_x, H_y, ρ_{xy} 频率响应曲线

(a) 电场分量 E_x 的频率响应; (b) 磁场分量 H_y 的频率响应; (c) 视电阻率 ρ_{xy} 的频率响应.

Fig. 14 Equatorial array frequency response curves of E_x, H_y, ρ_{xy} for platform model in different offsets

(a) Frequency response curves of electric field component E_x ; (b) Frequency response curves of magnetic field component H_y ; (c) Frequency response curves of apparent resistivity ρ_{xy} .



万方数据

图 15 局部异常体储层模型

Fig. 15 Local anomaly reservoir model

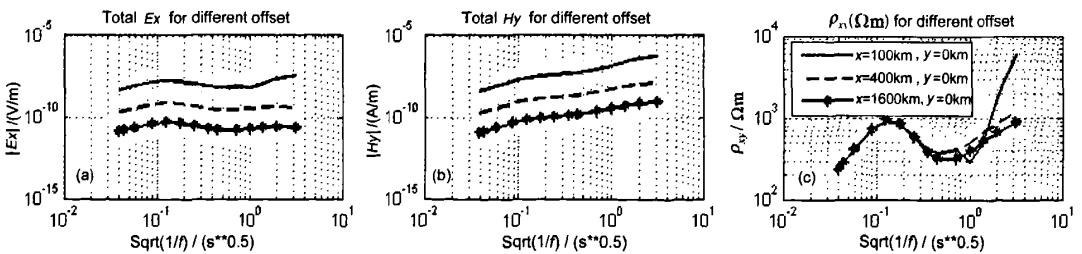


图 16 轴向模式不同收发距 R 时图 15 模型总电场、磁场及视电阻率的频率响应曲线

(a) 总电场分量 E_x 的频率响应; (b) 总磁场分量 H_y 的频率响应; (c) 利用总场计算的视电阻率 ρ_{xy} 的频率响应.

Fig. 16 Axial array frequency response curves of total E_x field, H_y field and apparent resistivity in different offsets for the model shown in Fig. 15

(a) Frequency response curves of total electric field component E_x ; (b) Frequency response curves of total magnetic field component H_y ; (c) Frequency response curves of apparent resistivity ρ_{xy} calculated by total fields.

3.2 长偶极大功率远距离深层油气储层电磁响应

为了了解“地-电离层”深部储层模型波场的频率特性,设计了垂向断面如图 15 所示的局部异常体储层模型.图中介质 6 认为是含油的局部异常体,其

大小为 $(x, y, z) = (2 \text{ km}, 4 \text{ km}, 0.1 \text{ km})$.坐标原点位于发射偶极中心上方 200 km 处,即电离层顶界面中心处,发射源中心位置位于地面,其坐标 $(x_s, y_s, z_s) = (0 \text{ km}, 0 \text{ km}, 200 \text{ km})$,偶极源长度 50 km,

发射电流 200A, 计算频率 f (Hz) 为 0.05, 0.1, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0, 8.0, 16.0, 32.0, 64.0, 128.0, 300.0, 512.0, 656.0. 对于轴向模式和赤道模式场的响应各计算了 3 种情况, 即, 当图 7 所示的异常体断面中心位于地面但沿 x 轴和 y 轴方向的距离为 1600 km 时, 接收点分别位于地面 100 km, 400 km 和 1600 km 的情况.

图 16 为局部储层异常体位于 x 方向 1600 km 时但接收点分别位于 100 km, 400 km 和 1600 km 时的电场总场 E_x 、磁场总场 H_y 和由总场计算的 ρ_{xy} 曲线. 从图 16(a, b) 的电场和磁场曲线可以看出, 无论接收点下方有无异常体存在, 随着接收点到发射点距离 R 的增大, 场的幅值有明显的减小. 但对于图 16c 中的电阻率曲线, 由于收发距 R 的不同及接收点下方异常情况不同, 所以视电阻率曲线有完全不同的特点. 对于图 16c 中 $R=100$ km 的实线情景, 视电阻率曲线在低频时表现出近场的特点, 即低频段视电阻率曲线很快以 45° 翘起. 对于图 16c 中 R

=1600 km 的星实线, 局部储层异常体和它所在的背景层总体呈低电性特征. 而对于图 16c 中 $R=400$ km 的虚线情景, 视电阻率曲线基本反映了层状结构的正常场特点.

为了清楚地比较含储层异常结构时场的特征, 我们给出了背景场 (不含储层异常体的层状结构) 的电、磁场及视电阻率曲线. 图 17 为局部储层异常体位于 x 方向 1600 km 时但接收点分别位于 100 km, 400 km 和 1600 km 时的电场背景场 E_x 、磁场背景场 H_y 和由背景场计算的 ρ_{xy} 曲线. 从图 17(a, b) 的电场和磁场曲线可以看出, 随着接收点到发射点距离 R 的增大, 场的幅值有明显的减小, 和总场特征类似. 但对于图 17c 中的电阻率曲线, $R=100$ km 和 $R=400$ km 的曲线和图 16c 总场计算的视电阻率曲线特征完全一样, 但对于 $R=1600$ km 的情形, 曲线特征和图 16c 中总场计算的视电阻率曲线不同了, 它完全反映了背景结构的特征. 这也充分显示了储层异常结构的响应在模拟中得到了合理的反映.

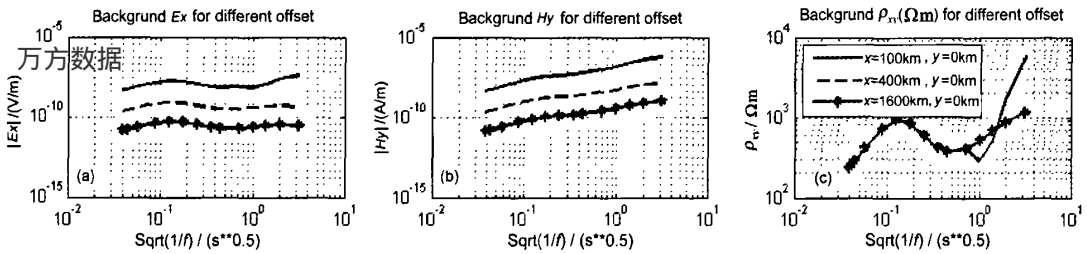


图 17 轴向模式不同收发距 R 时图 15 模型背景场电场、磁场及视电阻率的频率响应曲线

(a) 背景场电场分量 E_x 的频率响应; (b) 背景场磁场分量 H_y 的频率响应; (c) 利用背景场计算的视电阻率 ρ_{xy} 的频率响应.

Fig. 17 Axial array frequency response curves of background E_x field, H_y field and apparent resistivity in different offsets for the model shown in Figure 15

(a) Frequency response curves of background electric field component E_x ; (b) Frequency response curves of background magnetic field component H_y ; (c) Frequency response curves of apparent resistivity ρ_{xy} calculated by background fields.

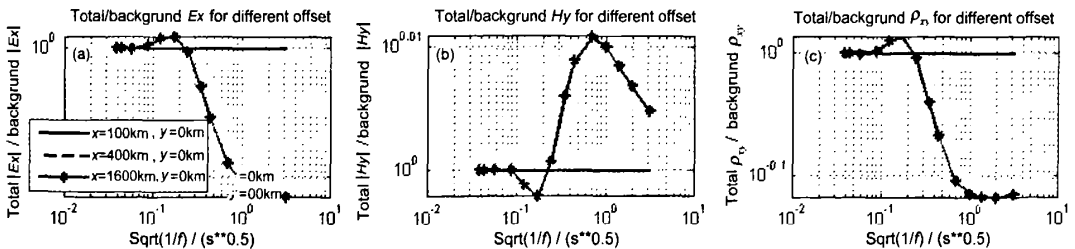


图 18 轴向模式不同收发距 R 时图 15 模型总场与背景场的比值频率响应曲线

(a) 电场分量 E_x 的频率响应; (b) 磁场分量 H_y 的频率响应; (c) 视电阻率 ρ_{xy} 的频率响应.

Fig. 18 Axial array frequency response curves of total field divided by background field

(a) E_x component; (b) H_y component; (c) apparent resistivity.

为了更进一步了解储层异常响应特征,我们作了总场和背景场的比值曲线。图 18 为局部储层异常体位于 x 方向 1600 km 时但接收点分别位于 100 km、400 km 和 1600 km 时的总场与背景场的比值曲线。图 18(a, b, c) 的电场、磁场及视电阻率曲线表明, $R=100$ km 和 $R=400$ km 的实线和虚线由于接收点下方没有储层异常,所以总场和背景场的比值曲线是一条比值恒为 1 的直线,而对应由储层异常的 $R=1600$ km 的接收点上的总场和背景场的比值曲线有明显的异常变化,这种变化反映了异常体的电性特征。

我们同时模拟了局部储层异常体位于 y 方向时的场的特征,其曲线表现出和轴向模式(x 轴)类似的特征,只是对于 $R=100$ km 的情景视电阻率曲线在低频时的近场幅值比轴向模式的略小。由于受文章篇幅所限,结果不再一一列出。

局部储层异常体模型的轴向和赤道的模拟结果表明,受电离层的影响,在远距离上由于有波导特征,当接收点到发射点距离为 1600 km 时仍能观测到深部的异常体的电磁波响应。

万方数据

5 结 论

固体层的小尺度含电离层和空气层的全空间积分方程法模拟结果和均匀大地半空间解析结果的对比以及大 R 距离情况下的结果的对比表明,本文采用的积分方程方法对于长偶极、远距离电磁场的模拟是有效的。

对于可作用于数百至数千公里外电磁场观测的大偶极场源,电磁场受到电离层的影响,要划分出一个额外的波导区以及波导区和远区之间的过渡区,在这两个区电磁场分量与远区相比有许多不同的特征。这些不同点主要体现在:(1)电磁场分量的振幅值衰减得更慢;(2)场源的方向图发生变化;(3)有利于测量阻抗 Z_{xy} 和 Z_{yx} 的区域的相对位置发生了变化;(4)出现了电场和磁场的极化椭圆;(5)波导场的极化椭圆的长轴与似稳场的矢量方向相比发生了变化。

对于长偶极、大功率源,由于存在衰减小的波导场,所以电磁波信号可以传播到数千公里的远距离处仍然存在可被仪器接收的来自地下固体地球介质的返回信号,这样可以对于同一源在远区、波导区的不同区域同时进行真正意义上的三维电磁勘探。本研究表明在源检距 R 为 100 km 至 1600 km 的范围

内的远区和波导区,虽然由于 R 距较大,但只要源的功率足够大,加上电离层和地面之间形成的波导作用,仍能得到有效的横向复杂结构的电磁场的值,进而获得反映复杂结构的电阻率特征。

然而采集的电磁信号由于不同区域场的频率特性和视电阻率曲线的变化,当用场特征进行反演解释时极具挑战性,必须加强这方面研究。当然如果仍用视电阻率曲线进行解释,这就和 CSAMT 方法无多大差别。然而在远区和波导区,场特征反映 R 距离上局部电性结构的能力是否有差别尚须通过更多的模型研究确定。

致 谢 本文三维积分方程法数值模拟利用犹他大学(University of Utah) Zhdanov 教授 CEMI 研究组的程序完成,在此致以特别的感谢。

参考文献(References)

- [1] 底青云,王妙月,石昆法等.高分辨 V6 系统在矿山顶板湧水隐患中的应用研究.地球物理学报,2002,45(5):744~748
Di Q Y, Wang M Y, Shi K F, et al. CSAMT research survey for preventing water flooding in mining. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002,45(5): 1~5
- [2] Routh P S, Douglas W O. Inversion of controlled source audio-frequency magnetotellurics data for a horizontally layered earth. *Geophysics*, 1999,64(6): 1689~1697
- [3] Zonge K L, Ostrander A G, Ostrander, Emer D F. Controlled-source audio-frequency magnetotelluric measurements. In: Vozoff K ed. *Magnetotelluric Methods*; Soc. Expl. Geophys Geophysics Reprint Series 5, 1986, 749~763
- [4] Basokur A T, Rasmussen T M, Kaya C, et al. Comparison of induced-polarisation and controlled-source audio-magnetotellurics methods for massive chalcopyrite exploration in a volcanic area. *Geophysics*, 1997,62(4):1087~1096
- [5] Sandberg S K, Hohmann G W. Controlled-source audio-magnetotellurics in geothermal exploration. *Geophysics*, 1982, 47:100~116
- [6] Batrel L C, Jacobson R D. Results of a controlled-source audiofrequency magnetotelluric survey at the Puhimau thermal area, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geophysics*, 1987, 52(5):665~677
- [7] Wannamaker P E. Tensor CSAMT survey over the Sulphur Springs thermal area, Valles Caldera, New Mexico, U. S. A., Part I and II: Implications for structure of the western caldera. *Geophysics*, 1997, 62(2):451~465
- [8] Sasaki Y, Yoneda Y, Matsuo K. Resistivity imaging of controlled-source audiofrequency magnetotelluric data. *Geophysics*, 1992, 57(2):952~955
- [9] 吴璐萍,石昆法.可控源音频大地电磁法在地下水勘查中的应用研究.地球物理学报,1996,39(5):712~717
Wu L P, Shi K F. Applied study of CSAMT method on

- ground water exploration. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1996, **39**(5):712~717
- [10] 底青云, Martyn Unsworth, 王妙月. 复杂介质有限元法 2.5 维可控源音频大地电磁法数值模拟. *地球物理学报*, 2004, **47**(4):723~730
Di Q Y, Unsworth M, Wang M Y. 2.5 D CSAMT modeling with the finite element method over complex earth media. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, **47**(4), 723~730
- [11] 底青云, 伍法权, 王光杰等. 地球物理综合勘探技术在南水北调西线工程深埋长隧洞勘察中的应用. *岩石力学与工程学报*, 2005, **24**(20):3631~3638
Di Q Y, Wu F Q, Wang G J, et al. Geophysical exploration over long deep tunnel for the first line project of diverging water from Yangtze River to Yellow River. *Chinese Journal of Rock mechanics and Engineering* (in Chinese), 2005, **24**(20):3631~3638
- [12] 底青云, 王光杰, 龚飞等. 南水北调西线深埋长隧洞 CSAMT 法探测研究. *地球物理学报*, 2006, **49**(6):1836~1842
Di Q Y, Wang G J, Gong F, et al. Geophysical exploration over long deep shield tunnel for the west route project of diverging water from Yangtze River to Yellow River. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, **49**(6):1836~1842
- [13] 房数据, 王若等. CSAMT 数据正反演及方法应用. 北京: 科学出版社, 2007
Di Q Y, Wang R, et al. CSAMT Forward Modeling and Inversion and Its Application (in Chinese). Beijing: Science Press, 2007
- [14] Hohmann G W. Three-dimensional induced polarization and electromagnetic modeling. *Geophysics*, 1975, **40**(2):309~324
- [15] Zhdanov M S. Geophysical inversion theory and regularization problems. Elsevier, Amsterdam-Boston-London-New York-Oxford-Paris-Tokyo, San Diego-San Francisco-Singapore-Sydney, 2002. 231~324
- [16] Ward S H, Hohmann W G. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Volume 1, Theory Edited by Misac N. Nabighian, 1988. 234
- [17] 何继善编译. 可控源音频大地电磁法. 长沙: 中南工业大学出版社, 1990
He J S. Controlled Source Audio Frequency Magnetotellurics Method (in Chinese). Changsha: Chinese Industry University Press, 1990
- [18] 李金铭编著. 地电场与电法勘探. 北京: 地质出版, 2005
Li J M. Geoelectric Field and Electric Prospecting: Beijing: Geological Publishing House, 2005
- [19] 石昆法著. 可控源音频大地电磁法理论与应用. 北京: 科学出版社, 1999
Shi K F. The Theory and Applications of Control Source Audio Frequency Magnetotellurics Method (in Chinese). Beijing: Science Press, 1999
- [20] 汤井田, 何继善著. 可控源音频大地电磁法及其应用. 长沙: 中南大学出版社, 2005
Tang J T, He J S. Controlled Source Electromagnetic Method and Its Applications (in Chinese). Changsha: Chinese Industry University Press, 2005
- [21] Barr R, Jones D L, Rodger C J. ELF and VLF radio waves. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2000, **62**:1689~1718
- [22] Ushtak V, Williams E R. ELF propagation parameters for uniform models of the earth-ionosphere waveguide. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2002, **64**:1989~2001
- [23] Wait J R. Electromagnetic Wave in Stratified Media: Oxford University Press, 1998
- [24] 熊皓等编. 无线电波传播. 北京: 电子工业出版社, 2000
Xiong H. Radio Wave Propagation (in Chinese). Beijing: Electronic Industry Press, 2000
- [25] Bannister P R. Summary of Connectient 76 Hz vertical electric, transverse magnetic, radial magnetic field-strength comparisons. *Radio Science*, 1986, **21**(3), 159~528
- [26] Habashy T M, Groom R W, Spies B. Beyond the Born and Rytov approximation. *J. Geophys. Res.*, 1993, **98**:1759~1775
- [27] Xie G, Li J, Majer E L, et al. 3-D electromagnetic modeling and nonlinear inversion. *Geophysics*, 2000, **65**(3):804~822
- [28] Tseng H W, Ki Ha Lee, Alex Becker. 3D interpretation of electromagnetic data using a modified extended Born approximation. *Geophysics*, 2003, **68**(1):127~137
- [29] Kupullob B B. Gbyuefuar pacnoempahehur elecmpoufhumhbcx. Holu CHU-guanazoha B BolHoboghhou caHade zedlrz-UoHo Copepa, UzB, ByZob, PaguocuZHKa, T. 39, no. 9 C, C. 1996, 1103~1112
- [30] Dmitriev V I, Nesmeyanova N I. Integral equation method in three-dimensional problems of low-frequency electrodynamics. *Computational Mathematics and Modeling*, 1992, **3**(1): 313~317
- [31] Raiche A P. An integral equation approach to three-dimensional modeling. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1974, **36**(1): 363~376
- [32] Weidelt P. Electromagnetic induction in three-dimensional structures. *Journal of Geophysics*, 1975, **41**(1): 85~109
- [33] Wannamaker P E. Advances in three-dimensional magnetotelluric modeling using integral equations. *Geophysics*, 1991, **56**(11): 1716~1728
- [34] Zhdanov M S, Fang S. Quasi-linear approximation in 3D EM modeling. *Geophysics*, 1996, **61**(3): 646~665
- [35] Kress R. Linear Integral Equations. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, 1999. 365
- [36] Zhdanov M S. Integral Transforms in Geophysics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, 1999, 367