

从高密度电阻率成像法到三维空间上的包气带水文学

周启友

(南京大学地球科学系, 南京 210093)

摘要: 高密度电阻率成像是新近出现的通过测定介质电传导特性的地球物理勘探方法。它方便、快速和多尺度, 可对探测对象进行无损的、三维的和动态的监测。由于包气带中发生的各种物理、化学、生物和水文过程不可避免的都会引起介质电阻率的变化, 通过高密度电阻率成像法可以对这些过程进行三维的动态监测, 从而为我们在三维空间上认识各种包气带过程创造了条件。本文首先介绍了高密度电阻率成像法在半无限的介质表面上应用时的电极布置、测定和反演计算方法, 然后介绍了影响介质电阻率的因素。最后, 从电阻率空间分布的差异性和时间上的变化性方面, 介绍了目前高密度电阻率成像法的应用领域和研究方向, 以期能促进高密度电阻率成像法的广泛应用和推动三维空间上的包气带水文学的研究。

关键词: 高密度电阻率成像法; 包气带过程; 电阻率; 时空监测

中图分类号: P631.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-3665(2003)06-0097-08

包气带水文学是研究包气带中各种物理、化学、生物和水文过程的科学。由于这些过程都是发生在三维空间上的一种动态过程, 对其研究需要在三维空间上进行动态的监测。然而, 多年来, 在某个特定点上的取样分析却是包气带水文学研究的基本方法。分析的项目包括介质的结构、组分、含水量、溶质浓度、放射性等。虽然这种分析方法能够获得有关介质特性的比较真实的资料, 但由于取样本身破坏了介质原有的结构, 在同样地点进行重复分析常常十分困难, 有时甚至不可能。通过在某一点上埋设中子水分仪、时间域反射测试(TDR)探针^[1]、热探针土壤水分计^[2,3]等方法解决了在特定点上的连续测定问题, 但由于埋设过程需要进行开挖和填埋, 非扰动的原位测定仍然十分的困难。而更为困难的是, 包气带介质在许多情况下都存在显著的非均质性, 并且随着所研究对象的空间尺度的变化而变化。因此, 对于一个特定的研究区域, 很难确定究竟需要布置多少个测点, 所获得的资料才足以反映出所研究区域的基本特征。尤其是在岩石裂隙发育的基岩地区, 裂隙和断裂带所具有的复杂的几何形态、变化范围很大的裂隙宽度和复杂的裂隙之间的连通关系都使得利用点上的测定结果来评价介质特性的努力变得十分的艰难。

遥感是一种可以在大面积范围内对土壤特性进行

遥测的技术, 它可以在较大的范围内对土壤含水量进行动态监测^[4,5]。然而, 由于它在垂直方向上的监测深度很浅, 要利用所得的资料探讨包气带中三维的各种物理和化学过程也是十分的困难。染色试验法通过向水体中加入某种特殊成分并开挖土层以确定该特殊成分在空间上的分布特征的方法来探讨包气带中的流体流动和物质迁移特性^[6,7]。虽然, 所得的资料较为真实的反映了包气带中流体的流动特性, 但工作量大, 难以进行动态观测。因此, 一种实用的、三维的、无损伤的、动态监测方法对于研究包气带过程显得尤为必要。

近年来, 随着计算机技术的发展, 逐渐出现了一些三维的成像技术, 包括 X-射线 CT 扫描成像法^[8,9]、核磁共振成像法^[10,11]、地中穿透雷达成像法^[12,13]、电磁感应成像法^[14,15]、弹性波成像法(地震波成像法)^[16,17]和高密度电阻率成像法^[18,19,20]。由于这些成像法可以对探测对象进行三维的和无损性的监测, 为从三维的角度探讨包气带中各种过程的形成机理创造了条件。在这些成像法中, 由于 X-射线 CT 扫描成像法和核磁共振成像法多用于对试验样品(数十毫米直径的样品)的成像, 加之设备昂贵, 其在包气带水文学中的应用受到了很大的限制。地中穿透雷达成像法、电磁感应成像法和弹性波成像法可以很方便地用于野外勘察, 但难于在较小的尺度范围内使用, 也很难在同样的条件下进行动态监测, 而这种动态监测正是包气带水文学对流体流动和物质迁移过程研究时所需要的。高密度电阻率成像法正好弥补了这些成像法的不足。它不仅可以在野外不同的空间尺度上使用, 而且还可以用于

收稿日期: 2003-05-20; 修订日期: 2003-07-20

作者简介: 周启友(1963-), 男, 主要从事包气带水文学、水文地球物理学和水资源与水循环方面的教学科研工作, 尤其在高密度电阻率成像法方面有长期的研究。

室内小尺度范围上的测定,对探讨介质的非均质性问题具有重要意义。而更为重要的是它还可以很方便地在二维或三维空间上对流体的流动和物质的迁移过程进行动态的监测,为从三维的角度探讨和认识包气带中的各种过程创造了良好的条件。

通过对高密度电阻率成像法的介绍,本文的目的是探讨高密度电阻率成像法在认识三维的包气带过程、促进三维空间上包气带水文学发展方面的应用。

1 高密度电阻率成像法

1.1 测定方法

当在某一半无限的介质表面上安装有四个电极时,我们就可以通过向其中的两个电极输入电流,在另外两个电极上测定电压,而求得综合反映介质导电特性的视电阻率。一般认为该视电阻率反映了深度为电势电极间距、位置为电势电极间连线中点处介质的综合导电特性。因此,电极间的距离越大所获得的数据就越反映深部的介质的特性。

为了获得关于介质的尽可能多的视电阻率数据,根据需要可在介质上如图1那样高密度的布置大量的电极。这些电极可以形成四个电极为一组的多个组合,由于每一组电极都可以给出一个数据,从而可以获得关于介质大量的视电阻率数据。

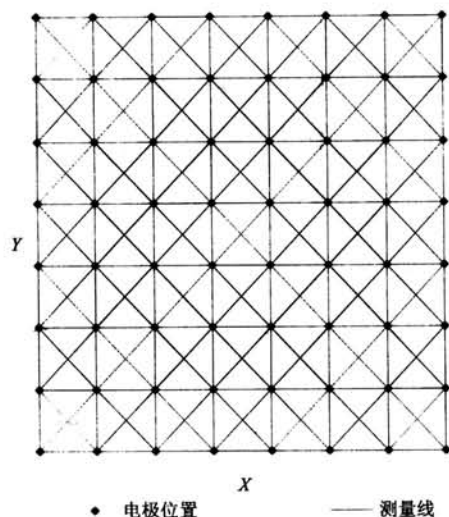


图1 高密度电阻率成像法用电极布置和测定模式

Fig.1 Electrode installation and measurement patterns for high-density electrical resistivity tomography

1.2 反演计算

为了通过所测得大量的视电阻率数据获得介质的三维电阻率分布图,需要进行反演计算。虽然目前有

许多反演计算的方法可供使用,但依据最大相似反演理论的反演算法是一个信赖性比较高的方法。反演计算解译中的根本问题是解译的唯一性问题,这在解译所依据的数据很少时尤其容易发生。但是,当解译所依据的数据大量增加时,解译的可靠性就会增高,解译的结果就更加接近于实际。高密度电阻率成像法正是通过获得大量数据的方法来增强反演计算结果的可靠性。

根据最大相似反演理论进行介质电阻率反演计算的步骤是(1)根据上述获得的视电阻率数据和其他已知信息建立初始的介质电阻率模型;(2)针对该电阻率模型,求解正问题,获得空间上的三维电势分布;(3)将计算所得的电势值与实测值进行比较,计算二者间的误差,并判断该误差是否小于事先给定的某一误差范围;(4)如果是,则认为该电阻率模型为计算区域介质的真实电阻率值,并结束反演结算,否则,根据所得的误差和感度矩阵对电阻率模型进行修正,并重复上述计算,直至所得的误差小于给定的误差范围为止(图2)。因此,反演计算的关键是正问题的求解和基于误差和感度的对电阻率模型的修正算法。

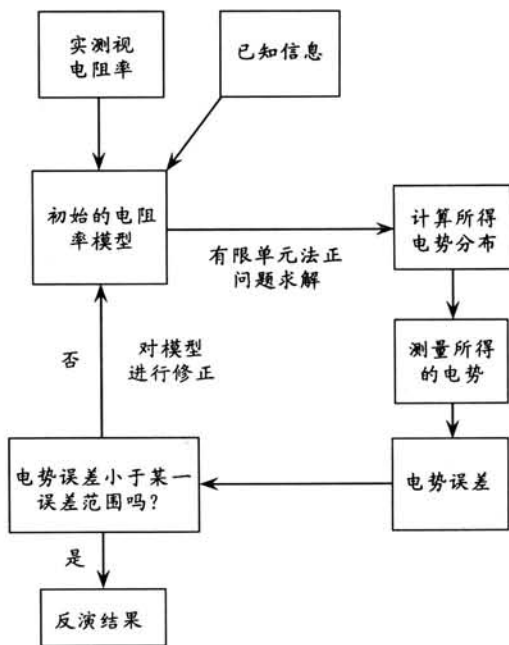


图2 介质电阻率反演计算步骤

Fig.2 Approach for inversion calculation of material resistivity

正问题的求解采用三维的有限单元法进行。对一位于 (x_0, y_0, z_0) 处的点电流,描述其在空间中产生的

稳态电势分布的泊松方程为:

$$\nabla \cdot \sigma \nabla \phi = I \delta(x - x_0)(y - y_0)(z - z_0), \quad (1)$$

式中: ϕ ——电势;

$\delta(x)$ ——为 Dirac Delta 函数;

σ ——介质的电导率, $\sigma = 1/\rho$, ρ 为介质的电阻率;

(x, y, z) ——笛卡尔空间坐标。对于半无限介质而言, 地面边界常用零通量边界, 而其它边界则采用给定边界, 一般选用均质介质条件下分析解的电势值作为该给定边界的值。

为了利用有限单元法求解方程(1), 需要对反演计算的区域进行离散。对于边界比较规则的区域, 可以用六面体微元体进行离散, 而对于边界不规则的区域, 选用四面体微元体进行离散较好, 但存在不完全剖分的问题。离散的结果将求解方程(1)的问题转化为求泛函

$$F(\phi) = \sum_j \int_{V_j} [\sigma_j (\nabla \phi)^2 - 2\phi \nabla \cdot I \delta(x - x_0)(y - y_0)(z - z_0)] dV_j, \quad (2)$$

的极小值问题, 并最终化为线性代数方程的求解问题, 从而可获得反演计算区域的三维电势分布。有关有限单元法求解方程(1)的详细介绍, 可参见 Coggon [1971]^[21]。

计算所得的电势分布和实测值之间的误差反映了所建立的电阻率模型与真实的介质电阻率模型之间的差异, 需要进行修正。有许多模型修正的方法, 但 Zhou et al. [1999]^[22] 提出的补修算法较好的适应了高密度电阻率成像法中常用二极法进行测定的特点, 在此作一简要的介绍。

对于二极法的测定, 将全部具有相同电流电极和输入电流的测定的总和定义为一个测定事件。因此, 对于一个测定事件, 只需要进行一次正问题的求解就可以获得测定点处的电势值。假设测定事件 i 有 m_i 个测定或接收, 则在计算值和测定值之间就有 m_i 个电势差值, 且测定事件 i 的感度矩阵 S_i 只有 $m_i \times s$ 个元素, 其中 s 为离散的微元总数。根据 Tarantola and Valette [1982]^[23] 以及 Tarantola [1987]^[24], 对电阻率模型的修正值 $\Delta\rho$ 应和电势差值线性相关。同时, 位于微元体 j 处的修正值 $\Delta\rho_j$ 还和不同的接收在该处的感度相关。感度越大, 由该接收所贡献的修正值也应该越大。因此, 在微元体 j 处, 由测定事件 i 的第 k 个接收所贡献的修正值 $\Delta\rho'_{kj}$ 可表示为:

$$\Delta\rho'_{kj} = S_{kj}^i \Delta d_k^i (k = 1, 2, \dots, m_i; j = 1, 2, \dots, s), \quad (3)$$

式中: Δd_k^i ——在第 i 个测定事件的第 k 个接受处的电势差值;

S_{kj}^i ——微元体 j 在测定事件 i 的第 k 个接收处的感度的逆。由于在微元体 j 处的修正值 $\Delta\rho_j$ 应该是各个接收所贡献的修正值的叠加, 于是

$$\Delta\rho_j = \sum_{k=1}^{m_i} \Delta\rho'_{kj} = \sum_{k=1}^{m_i} S_{kj}^i \Delta d_k^i (j = 1, 2, \dots, s) \quad (4)$$

从而, 可获得测定事件 i 所贡献的对电阻率模型的修正序列 $\Delta\rho^i$ 。该修正序列在平滑之后通过与原来的电阻率模型的相加, 实现对电阻率模型的修正。如此, 利用每个测定事件所得的资料, 就可以对电阻率模型进行逐一的修正。当针对每一个测定事件, 电阻率模型都完成了修正之后, 整个反演计算就完成了一次迭代。然后, 再重复上述过程, 进行多次迭代, 直至总的计算值和测定值之间的误差小于一个可接受的均方差水平为止。

这种修正方法由于分别考虑了不同的测定事件对电阻率模型的贡献, 可以适用于不同的测定条件。它可以在测定事件和测定事件之间电阻率发生变化的介质进行反演, 也可以对使用不同容量的测定设备和不同的测定目的所获得的资料进行反演计算。由于方程(4)所给出的修正序列在空间分布上, 具有在测定事件电极附近较大, 随着远离电极距离增加而逐渐减小的特性, 上述反演方法就像是在对电阻率模型进行分片补修一样, 因而称之为补修算法。图 3 给出了一个应用补修算法获得的三维空间上的土壤电阻率分布的例子。该图清晰地反映了测定区域土壤电特性在空间分布上的极端非均质性和各向异性, 电阻率值总体上从地表到深部的逐渐降低很可能说明了随着深度的增加, 土壤含水量也在逐渐增加的趋势。

2 影响介质电阻率的因素

介质的电阻率反映了介质的电传导特性, 它和介质的结构、组分、水饱和度、溶质浓度和温度密切相关。在其它因素不变的条件下, 其中任何一个因素的变化都会引起相应的介质电阻率的变化。介质结构越是疏松, 一般而言其电阻率就会越大。但是, 由于介质结构疏松程度的增加常常会导致介质含水量的增加, 实际的介质电阻率反而会减小。对于不同组分的介质而言, 介质电阻率的大小与其中的粘土矿物含量有关, 粘

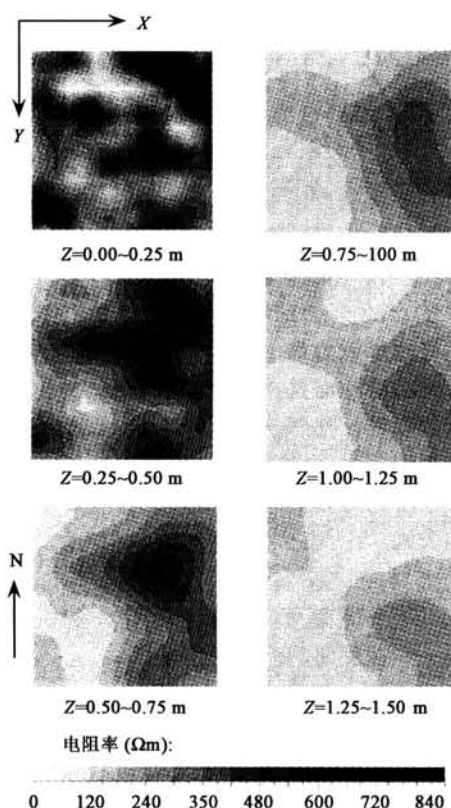


图3 一个反演计算所得的介质电阻率在三维空间上分布

Fig.3 An exemplary three-dimensional distribution of material resistivity obtained by inversion calculation

土矿物的含量越高,介质的电阻率就越低。水饱和度和溶质浓度的升高一般也会降低介质的电阻率。当在固体骨架和水体之间没有相互作用时,介质的电阻率与水饱和度和水溶液电阻率之间的关系可用下述 Archie[1942]^[25]关系式进行描述:

$$\rho = \rho_w W^{-\beta} \phi^{-\alpha} \quad (5)$$

式中: β ——与介质特性有关的参数,对于沙质土壤而言近似等于2;

α ——取值在1.3到2.0之间的介质胶结指数;

ϕ ——介质的孔隙度;

W ——介质的有效饱和度,定义为:

$$W = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (6)$$

式中: θ ——体积含水量;

θ_r 和 θ_s ——残余的和饱和的体积含水量;

ρ_w ——介质孔隙中水溶液的电阻率。

在恒温条件下, ρ_w 与溶液中的溶质浓度有下述关

系:

$$\rho_w = aC^{-b} \quad (7)$$

式中: C ——溶质浓度;

a 和 b ——与溶质特性有关的参数。

温度的升高也会降低介质的电阻率。对凝灰岩而言,实验表明介质的电阻率 ρ 和摄氏温度 t 之间具有下述关系:

$$\rho = \rho_z e^{-kt} \quad (8)$$

式中: ρ_z —— $t=0$ 时的介质电阻率;

k ——介质电阻率的温度衰减系数,对于凝灰岩 k 在0.026左右。

3 高密度电阻率成像法在包气带水文学中的应用

3.1 基于介质电阻率空间差异性的勘察

由于介质的电阻率与介质的结构、组分、水饱和度和溶质浓度和温度密切相关,因此通过勘察所获得的介质电阻率是这些因素对介质电传导特性综合影响的结果。由于任何一个因素的变化都会引起介质电阻率的变化,因而,在其它因素不变的条件下,介质的电特性差异可以反映出介质在结构、组分、水饱和度、溶质浓度和温度特性方面的差异。传统的电法勘察正是基于这一原理对地下具有不同电特性的地质体进行圈定和鉴别。例如,根据地质体的电特性差异,可以大体区分不同的岩石和地层、推测地质构造和岩石的风化变质程度、评价岩石的水理性质、推测斜坡变形破坏的可能性等。

电阻率成像法可以给出探测对象二维的或三维的电阻率分布,从而对探测对象的认识更接近真实。此外,电阻率成像法还可用于文物古迹的调查^[26]和圈定地表水体中的地下水排泄范围^[27]。在地下隧道工程的前期工作中,进行隧道沿线的电阻率成像可以事先推测隧道沿线的地层和构造特征,为安排工程进度、进行防渗和防突水施工提供重要的依据,在日本的隧道工程建设中应用广泛^[28]。高密度电阻率成像法还可应用于矿山开采、坝基防渗处理、滑坡监测等工程建设中,在查明施工对象、确定施工方案、安排施工进度和进行灾害防治方面,都具有重要的工程意义。

3.2 探讨有关的物理过程

除了通过对静态的电阻率空间分布的差异性的分析,查明介质特性在空间分布上的非均质性外,还可以通过对介质电阻率空间分布在时间上变化特征的分析,探讨介质中发生有关过程的形成机制。

3.2.1 地下水污染过程

当可混合的无机污染物污染地下水时,地下水中离子成分的浓度升高,水的电导性增强,介质的电阻率降低。因此,在污染水体和非污染水体之间会形成电特性差异,并在被污染的含水层范围内出现电阻率的低异常。如果污染物是难于混合的碳氢化合物,那么污染物的增加就会降低水体的电导性,并在污染范围内引起电阻率的高异常。因而,通过对空间上这一电阻率分布异常的分析,利用电阻率成像法,就可以圈定地下水污染的范围^[29~31]。在其他条件相同的情况下,由于污染而引起介质电阻率变化的大小直接影响到电阻率成像法监测的有效性。污染区域和背景之间的电阻率差值越大,监测就越有效。当污染引起的电阻率差值小于设备的监测精度时,应用电阻率成像法查明地下水污染范围的有效性就会迅速降低。

高密度电阻率成像法还可用于对发现的地下水污染过程进行动态的三维监测。对于点源污染而言,通过这种动态的三维监测可以探讨污染物的运移机理、确定污染物的运移速度、估算水动力弥散系数、查明污染途径和污染源以及建立和评估关于污染物运移的模型。例如,在应用高密度电阻率成像法进行的人渗试验中,Zhou et al. [2002]^[32]提出了基于无量纲的电阻率穿透曲线估算介质弥散度的方法,为三维和原位的评价介质特性创造了条件。

咸水入侵过程监测是电阻率成像法监测应用的例子。由于在咸水和淡水之间存在的明显的电特性差异,使得电阻率成像法在确定咸淡界面的空间分布特征和移动过程方面都十分的有效。例如,Yang et al. [1999]^[33]应用电阻率成像法获得了台湾西海岸北港地区咸淡水界面在平面上和垂直方向上的空间分布特征,并对可能的咸水入侵和时间变化过程进行了监测。

3.2.2 流体的运移过程

对于非饱和和介质而言,流体的运移过程是一种介质的饱和及非饱和过程。根据式(5),在其他条件不变的情况下,这种饱和及非饱和过程将引起介质电阻率的变化。因此,通过高密度电阻率成像法可以实现对非饱和介质中的流体运移过程的三维、原位和无损伤监测,在探讨介质中的流体运移机理和评估运移参数方面具有重要的意义。例如,在降雨的优势入渗方面,由于传统的监测方法很难对其进行三维的和原位的监测,普遍认为优势入渗在整个入渗过程中所占的比重在整个降雨过程中都是不变的。然而,通过高密度电阻率成像法对多个降雨入渗过程的监测,Zhou et al.

[2002]^[34]发现优势入渗在整个入渗过程中所占的比重随着降雨过程的变化而变化。当降雨强度较小和持续时间较短时,优势入渗在整个入渗过程中所占的比重较大,入渗过程呈现出较大的非均质性和不稳定性,降雨入渗主要在部分面积上进行。而当降雨强度增大和持续时间加长时,优势入渗在整个入渗过程中所占的比重逐渐降低,入渗过程向均匀的入渗方向变化并逐渐趋于稳定,入渗过程发生在整个面积上。从而,揭示了优势入渗过程的动力学特征。

高密度电阻率成像法不仅可用于对疏松多孔介质中流体运移的监测,而且还可用于对岩石裂隙介质中的流体运移的监测。由于岩石裂隙介质中的流体运移主要发生在导水的裂隙网络之间,对其中流体运移过程的高密度电阻率成像法监测,可以间接的说明导水裂隙网络的空间分布特征及其对流体运移过程的影响。因此,高密度电阻率成像法在探讨岩石裂隙介质中的饱和与非饱和过程、水-岩相互作用过程和估算岩石的水理参数方面都具有重要意义。例如,应用高密度电阻率成像法,Zhou et al. [2002]^[35]针对深部洞穴开挖过程中,洞穴周围出现的非饱和过程的监测。所得结果说明了洞穴周围非饱和带的空间分布十分的复杂,非饱和过程不仅形成于洞穴的顶部,同时也形成于洞穴的下部。利用岩石裂隙中高温热蒸汽所形成的电阻率差异,Ramirez et al. [1993]^[19]探讨了高温热蒸汽在岩石裂隙介质中的扩散过程,并以此说明介质中裂隙网络的连通情况。由此可见高密度电阻率成像法在动态监测介质中的物理过程具有的独特优势。

3.2.3 热传导过程

由于介质的电阻率受温度变化的直接影响,可以利用高密度电阻率成像法来探讨介质中的热传导过程。对于疏松多孔介质,热传导过程主要通过介质中流体的运移来实现,因此,在热传导所引起的电阻率差异足够大的条件下,可利用电阻率成像法对地下热污染和热流体的扩散过程进行监测,以确定热流体的范围和扩散速度。对于岩石裂隙介质,热传导过程除通过裂隙中流体的运移来实现外,还会在岩石固体颗粒之间进行。与裂隙中流体运移引起的热扩散相比,岩石固体颗粒之间的热传导范围较小。因此可以在较小的空间尺度通过高密度电阻率成像法监测岩石中电阻率的变化,探讨不同岩石的热传导特性和确定岩石的热传导率,而通过在较大的空间尺度上的高密度电阻率成像法监测,探讨裂隙网络中的热扩散过程。这在高放射性核废料的深部地质处置工程和火山喷发前的

岩浆侵入过程监测中都具有重要的意义。

3.2.4 岩土结构变化机理

在一定的应力作用条件下,岩土的结构将发生变化。引起这一结构变化的应力可以是外部的,如重力,也可以是内部的,如孔隙水压力。岩土结构的变化可能表现为是弹性的,也可能表现为是塑性的,但都会不可避免的引起介质电传导特性的变化。因此,通过高密度电阻率成像法对介质电传导特性的动态监测,可以为分析岩土结构在应力作用条件下的变化过程、探讨岩土结构破坏之前微细裂隙的形成和发展机制、分析结构破坏区域的介质特性、查明空隙内的流体在整个介质结构破坏过程中的作用、分析应力作用条件下水和介质之间的相互作用过程(如地下水过量开采中引起的地面沉降过程和沉积岩的成岩过程)等提供最基本的资料,具有十分重要的意义。目前,该方面的研究还处于初期阶段^[36,37],有关应力作用条件下岩土电阻率时空分布特性的认识还不清楚,这将是一个关于高密度电阻率成像法研究的一个很有前景的方向。

3.3 工程性能评价

由于介质在结构、强度、含水量、温度等方面的差异会直接引起电阻率在时间和空间分布上的变化,通过对高密度电阻率成像法所获得的电阻率时空变化的分析,可以对工程的完整性和效果进行评价,实现对工程的动态监测。例如,为了评价帷幕灌浆效果,可在灌浆前后进行高密度电阻率成像,通过分析电阻率的变化来评价帷幕的止水效果^[38]。也可通过对电阻率的连续测定,监测某个重点地段的灌浆过程,指导下一步的施工。所得数据还可用于估算岩体的水力学参数,为进行模拟计算和检验计算结果提供基础资料。又如,在堤防工程的完整性评价中,可在重点地段,沿工程轴线双排平行布线,通过高密度电阻率成像探测工程中可能存在的洞穴和工程薄弱地带,圈定渗漏地点。

4 结语

高密度电阻率成像法是通过测定介质的电特性、磁特性、温度特性、放射性、化学特性等对介质进行勘察的地球物理方法之一。它与传统的电法勘察的根本区别就在于其拥有的高密度大量的监测数据、应用现代数值计算方法的解译手段和在二维或三维空间上的动态监测能力。由于所测定的电阻率与介质的结构、组分、水饱和度、溶质浓度和温度密切相关,而包气带中发生的各种物理的、化学的、生物的和水文的过程又都无不引起介质特性的变化,因此,高密度电阻率成像

法在包气带水文学的许多领域都具有广泛的应用前景。虽然,目前高密度电阻率成像法在探测精度、反演结果的信赖性、测定速度、设备的小型化和低成本等方面都需要进一步的改进,但通过越来越多的应用,高密度电阻率成像法无疑将促进我们对包气带过程的新的认识,促进三维空间上的包气带水文学的发展。

参考文献:

- [1] Herkelrath W N, Hamburg S P, Murphy F. Automatic real-time monitoring of soil moisture in a remote field area with time domain reflectometry[J]. *Water Resour. Res.*, 1991, 27: 857 - 864.
- [2] Bristow K L, Campbell G S, Calissendorf K. Test of a heat-pulse probe for measuring changes in soil water content[J]. *Soil Sci. Soc. Am J.*, 1993, 57: 930 - 934.
- [3] Bristow K L, Kluitenberg G J, Horton R. Measurement of soil thermal properties with a dual-probe heat-pulse technique[J]. *Soil Sci. Soc. Am J.*, 1994, 58: 1288 - 1294.
- [4] Altese E, Bolognani O, Mancini M. Retrieving soil moisture over bare soil from ERS synthetic aperture radar data: Sensitivity analysis based on a theoretical surface scattering model and field data[J]. *Water Resour. Res.*, 1996, 32(3): 653 - 661.
- [5] Houser P R, Shuttleworth W J, Famiglietti J S. *et al.* Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modeling using data assimilation, *Water Resour. Res.*, 1998, 34(12): 3405 - 3420.
- [6] Flury M, Fluhler H, Jury W A, *et al.* Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study[J]. *Water Resour. Res.*, 1994, 30(7): 1945 - 1954.
- [7] Scanlon B R, Goldsmith R S. Field study of spatial variability in unsaturated flow beneath and adjacent to playas[J]. *Water Resour. Res.*, 1997, 33(10): 2239 - 2252.
- [8] Anderson S H, Gantzer C J, Boone J M, *et al.* Rapid nondestructive bulk density and soil-water content determination by computed tomography[J]. *Soil Sci. Soc. Am J.*, 1988, 52: 35 - 40.
- [9] Hopmans J W, Vogel T, Koblik P D. X-ray tomography of soil water distribution in one-step outflow experiments[J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1992, 56(2): 355 - 362.
- [10] Paetzold R F, A De los Santos and G A Matzkanin, Pulsed nuclear magnetic resonance instrument for soil-water content measurement: sensor configurations[J], *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1987, 51: 287 - 290.
- [11] Posadas D A N, Tannus A, Panepucci H, *et al.* Magnetic resonance imaging as a non-invasive technique for investi-

- gation of 3-D preferential flow occurring within stratified soil samples[J]. Comput. Electron. Agric, 1996, 14(4): 255 - 267.
- [12] Vellidis G, Smith M C, Thomas D L, *et al.* Detecting wetting front movement in a sandy soil with ground penetrating radar[J]. Trans. ASAE, 1990, 33(6): 1867 - 1874.
- [13] Chanzy A, Tarussov A, Judge A, *et al.* Soil water content determination using a digital ground-penetrating radar[J]. Soil Sci. Soc. Am. J, 1996, 60: 1318 - 1326.
- [14] Hendrickx J M H, B Baerends, Z I Raza, *et al.* Soil salinity assessment by electromagnetic induction on irrigated land[J]. Soil Sci. Soc. Am. J, 1992, 56: 1933 - 1941.
- [15] Sheets K R, Hendrickx J M H. Non-invasive soil water content measurement using electromagnetic induction[J]. Water Resour. Res, 1995, 31: 2401 - 2409.
- [16] Birkelo B A, Steeples D W, Miller R D, *et al.* Seismic reflection study of a shallow aquifer during a pumping test[J]. Ground Water, 1987, 25: 703 - 709.
- [17] Bonnet G, Meyer M. Seismic refraction tests above the water table[J]. Geotech. Eng, 1988, 114: 1183 - 1189.
- [18] Daily W, Ramirez A, LaBrecque D, *et al.* Electrical resistivity tomography of vadose water movement[J]. Water Resour Res, 1992, 28: 1429 - 1442.
- [19] Ramirez A, Daily W, LaBrecque D, *et al.* Monitoring an underground steam injection process using electrical resistivity tomography[J]. Water Resour. Res, 1993, 29(1): 73 - 87.
- [20] 王士鹏. 高密度电法在水文地质和工程地质中的应用[J]. 水文地质工程地质, 2000, 27(1): 52 - 56.
- [21] Coggon J H. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method[J]. Geophysics, 1971, 36(1): 132 - 155.
- [22] Zhou Q Y, Shimada J, Sato A. Three-dimensional soil resistivity inversion using patching method[J]. Journal of the Japan Society of Engineering Geology, 1999, 39(6): 524 - 532.
- [23] Tarantola A, Valette B. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion[J]. Rev. Geophys. Space Phys., 1982, 20: 219 - 232.
- [24] Tarantola A. Inverse problem theory: Method for data fitting and model parameter estimation[J]. Elsevier, 1987, 613.
- [25] Archie G E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics[M]. Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng, 1942, 146: 54 - 62.
- [26] Tsokas G N, Tsourlos P. Transformation of the resistivity anomalies from archaeological sites by inversion filtering[J]. Geophysics, 1997, 62(1): 36 - 43.
- [27] Harvey F E, Lee D R, Rudolph D L, *et al.* Locating groundwater discharge in large lakes using bottom sediment electrical conductivity mapping[J]. Water Resour. Res, 1997, 33(11): 2609 - 2615.
- [28] 災害科学研究所トンネル調査研究會. 地盤の可視化と探査技術—比抵抗高密度探査法の實際[M]. 鹿島出版會, 2001.
- [29] Greenhouse J P, Harris R D. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 7. DC, VLF, and inductive resistivity surveys[J]. Journal of Hydrology, 1983, 63: 177 - 197.
- [30] Gheith H M, Schwartz F W. Electrical and visual monitoring of small scale three-dimensional experiments[J]. Journal of Contaminant Hydrology, 1998, 34: 191 - 205.
- [31] Benson A K, Payne K L, Stubben M A. Mapping groundwater contamination using dc resistivity and VLF geophysical methods-A case study[J]. Geophysics, 1997, 62(1): 80 - 86.
- [32] Zhou Q Y, Matsui H, Shimada J, *et al.* Applications of electrical resistivity tomography in mapping rock dispersivity and monitoring water flow in heterogeneous media[A]. A. N. Findikakis, Berkeley, the International Groundwater Symposium 2002[C], 173 - 178, California: March, 2002, 25 - 28.
- [33] Yang C H, Tong L T, Huang C F. Combined application of dc and TEM to sea-water intrusion mapping[J]. Geophysics, 1999, 64(2): 417 - 425.
- [34] Zhou Q Y, Shimada J, Sato A. Temporal variations of three-dimensional rainfall infiltration process in heterogeneous soil[J]. Water Resour. Res, 2002, 38(4), doi: 10.1029/2001WR000349.
- [35] Zhou Q Y. A study on groundwater movement around cavity in fractured rocks using electrical resistivity tomography, Tono Geoscience Center, Japan Nuclear Cycle Development Institute, 2002. 70.
- [36] Izumotani S, Noguchi K. The behavior of velocity and resistivity of rocks due to fracture[J]. Butsuri-Tansa, 1998, 51(3): 219 - 228.
- [37] Nishimaki H, Sekine I, Saito A, *et al.* Electrical resistivity of rock and its correlation to engineering properties[J]. Butsuri-Tansa, 1999, 52(2): 161 - 171.
- [38] Daily W, Ramirez A L. Electrical imaging of engineering hydraulic barriers[J]. Geophysics, 2000, 65(1): 83 - 94.

Three-dimensional vadose zone hydrology based on high-density electrical resistivity tomography

ZHOU Qi-you

(*Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China*)

Abstract: High-density electrical resistivity tomography, which bases on the measurements of material resistivity, is one of the geophysical prospecting methods recently developed. With its convenient, fast and usable in multi-scale advantages, the technique can be used to conduct noninvasive monitoring in three-dimensions. Since the physical, chemical, biological and hydrological processes occurred in the vadose zone unavoidably would result in changes in the material resistivity, electrical resistivity tomography is helpful in understanding these processes. In this paper, first, the electrode array, measurement method and inversion algorithm for the method were introduced. Then, factors that affect the material resistivity were discussed. Finally, several applications that base on the spatial heterogeneity and temporal variations in resistivity were reviewed, including process monitor and parameter estimation in water pollution, unsaturated zone water flow, solute and heat transport, and material structure change under stress. Applications of the method in the performance evaluation of engineering projects were also introduced. By these reviews, we hope that the researches in three-dimensional vadose zone hydrology could benefit from the electrical resistivity tomography well.

Key words: high-density electrical resistivity tomography; vadose zone processes; resistivity; temporal and spatial monitoring