

DOI: 10.11766/trxb202104280227

林青, 徐绍辉. ERT 与 TDR 联合反演层状土壤水分运动过程[J]. 土壤学报, 2023, 60 (2): 390–398.

LIN Qing, XU Shaohui. Study of the Water Infiltration Processes using ERT and TDR in Layered Soils[J]. Acta Pedologica Sinica, 2023, 60 (2): 390–398.

ERT 与 TDR 联合反演层状土壤水分运动过程*

林 青, 徐绍辉[†]

(青岛大学环境科学与工程学院, 山东青岛 266071)

摘 要: 土壤水是地表水与地下水联系的纽带, 是物质输送和运移的载体, 在土壤-植物-大气 (SPAC) 系统中起着关键性的作用。土壤水分运动是一个非常复杂的过程, 为充分了解水分在土壤中的运动过程, 应用微扰动的高密度电阻率仪 (ERT) 监测了一层状结构的土壤剖面在注水入渗试验前、后不同时刻的电阻率的变化过程; 同时, 用时域反射仪 (TDR) 测量了点尺度上土壤体积含水量, 建立了土壤电阻率和含水量的定量关系。结果表明, 高密度电阻率法能够较为准确地监测土壤水分入渗深度和剖面含水量, 土壤水分运动以向下的垂向运动为主并伴有微弱的水平流动; 当土壤含水量低于 $0.15 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ 时, 随着含水量的增大, 电阻率变化较大; 当土壤含水量较高时, 电阻率随含水量的变化不明显; 根据建立的电阻率和含水量的定量关系公式, 估算出在土壤界面处当上层土壤质量含水量达到 $0.136 \text{ g} \cdot \text{g}^{-1}$ 时水分开始向下层入渗, 相关研究成果为定量分析土壤水在分层界面处的变化情况提供了一种新的方法。

关键词: 电阻率仪; 时域反射仪; 电阻率; 层状土壤; 水分运动

中图分类号: S152.7 **文献标志码:** A

Study of the Water Infiltration Processes using ERT and TDR in Layered Soils

LIN Qing, XU Shaohui[†]

(College of Environment Science and Engineering, Qingdao University, Qingdao, Shandong 266071, China)

Abstract: [Objective] Soil water is the link between surface water and groundwater, and the carrier of solute transport in soil, which plays a key role in the Soil-Plant-Atmosphere Continuum (SPAC) system. The movement of soil water is a very complex process, especially in the layered structure. Heterogeneity of texture and pore of layered soil changes hydraulic characteristics at the interface of the soil layer, and thus the soil water movement and solute transport differ significantly from that in homogeneous soil. [Method] To fully understand the process of soil water movement, infiltration was evaluated using electrical resistivity tomography (ERT) in soil with a stratified profile. A field infiltration test was performed on an 8.7-m-long transect and successive measurements using ERT allowed determining resistivity changes as infiltration progressed. In the meantime, the soil water content was measured by time domain reflectometry (TDR) at the point scale, and the quantitative relationship was established between resistivity and water content. In addition, the soil water contents derived by ERT were validated with the soil water content derived by the drying method. [Result] Results showed that the Multi-electrode resistivity method can fairly monitor the

* 国家自然科学基金项目 (41807010) 资助 Supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 41807010)

[†] 通讯作者 Corresponding author, E-mail: shhxu@qdu.edu.cn

作者简介: 林青 (1981—), 女, 山东烟台人, 博士, 副教授, 主要从事地下环境中水流和溶质运移及模拟研究。E-mail: qdulinqing@qdu.edu.cn

收稿日期: 2021-04-28; 收到修改稿日期: 2021-11-17; 网络首发日期 (www.cnki.net): 2022-04-26

process of soil water movement, identify the depth of water infiltration, 90 cm in our study, and quantitatively retrieve the profile water content. The movement of soil water is mainly vertical downward with a weak horizontal flow. A good correlation between resistivity and soil moisture measurements revealed the capability of resistivity measurements to infer soil moisture spatial and temporal variability with root mean square error (RMSE) equal to $0.042 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ for loam and $0.041 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ for clay loam. However, when the soil water content was lower than $0.15 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, the electrical resistivity changed greatly with the increase in water content, while the soil water content was higher, the resistivity did not change significantly with water content. When the soil water reached the interface (~30 cm) between loam and clay loam, the soil water did not immediately move to the lower layer. According to the established relationship between resistivity and water content, it is estimated that at the soil interface, when the mass moisture content reached $0.136 \text{ g} \cdot \text{g}^{-1}$ at the upper layer of the soil, the water infiltrated the lower layer. Unexpectedly, abnormally increased resistivity appeared under the area of the soil water infiltration, which was presumably caused by the significant difference in resistivity of soil adjacent layers during the infiltration process. 【 Conclusion 】 In comparison with TDR, the resistivity method gives information integrated on a greater volume of soil and the measurements are easier and quicker to be carried out without disturbing the soil. Therefore, this method can be considered as an alternative tool to be employed for qualitative and quantitative soil moisture monitoring in the field. Also, this study provides a new method for quantitative analysis of the movement of soil water at a layered interface.

Key words: ERT; TDR; Electrical resistivity; Layered soil; Water movement

土壤水作为陆地水循环系统的重要组成部分,是联系大气降水、地表水与地下水之间的纽带,影响着大气降水、灌溉水和地表水等对地下水的补给过程。土壤水分运动过程的监测,其传统方法,如烘干法、中子法和时域反射仪法(Time-domain reflectometry, TDR)等^[1-2],虽然具有较高的测量精度,但耗时长,只能获得点尺度($<1.0 \text{ dm}^3$)或非连续剖面上土壤含水量,而在获取较大尺度上连续土壤水分运动特征方面具有一定的困难。高密度电阻率仪法(Electrical Resistivity Tomography, ERT)的发展为解决这一问题提供了新的途径,它可以通过探测地下介质的导电性差异来反映地下介质的电阻率分布状况,具有微扰动原位观测,多尺度同步观测和可连续重复观测的特点^[3],在非饱和带水文过程的研究中得到越来越多的应用^[4-6]。土体电阻率与含水率、盐度、结构及温度等多种因素有关^[7-8],在其他因素不变或相对稳定时,土壤含水量与土壤电阻率之间存在一定的定量关系,而 TDR 是田间测定土壤含水量的常用方法,因此,本文采用 ERT 与 TDR 相结合的方法,通过电阻率与含水量之间的关系,探讨土壤水的运动过程。

ERT 在探测土壤水分运动方面已有较好的理论基础和应用实例。Garré 等^[9]将 ERT 用于探测非均质土壤电阻率的变化,探究土壤中的优先流现象; Kelly 等^[10]和 Garré 等^[11]将 ERT 用于长期监测农田

中水分的变化,尤其是灌溉前后,提出将 ERT 用于农田水分的管理以便提高水分的利用效率和农作物的产量。ERT 不仅可以单独用于探测土壤水分运动情况,还可以与 TDR 一起联合使用,提高监测精度和拓展应用范围。采用 ERT 与 TDR 相结合的方法, Koestel 等^[12]利用室内土柱示踪实验,观察了含水量的空间变异情况,得到了水分在土壤中的运移路径; Calamita 等^[13]建立了电阻率与含水量之间的关系模型,分析了电阻率法表征土壤水分空间格局的有效性;张志祥等^[14]利用电阻率、含水量与基质势之间的关系为土壤水分特征曲线的测定提供了一种新的方法;Brillante 等^[15]将 ERT 与土壤转换函数相结合实现对土壤含水量的测定; Fan 等^[16]探讨了在植被覆盖条件下的根系吸水对降雨再分布的影响机制。已有的 ERT 与 TDR 联合应用的研究主要集中在电阻率与含水量的关系模型上,而且部分模型是基于室内试验,或只考虑一种土壤类型获得的,对层状非均质土壤中水分运动的研究较少。

由于自然和人为因素的影响,田间土壤一般呈层状结构,使土壤水分运动过程进一步复杂化,特别是土壤剖面中含有渗透性较差的黏土层时更是如此。因此,本文通过田间注水入渗试验,利用 ERT 监测水分入渗和再分布过程中土壤电阻率的变化特征,研究土壤水分随时间与空间的变化过程;同时,用 TDR 监测土壤水分含量,建立电阻率与含水量的

定量关系模型, 并分析不同土层电阻率随含水量的变化特征; 最后, 结合质量含水量探讨 ERT 法反演土壤含水量及水分入渗深度的准确性。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

试验场地位于青岛即墨市西北部大沽河畔的移风店镇上泊村 (36°33' N, 120°12' E), 土壤类型为棕壤, 其为青岛市分布最广、面积最大的土壤类型, 占土壤总面积的 59.8%。土壤剖面分层结构明显, 存在渗透性相对较差的黏壤土层, 研究区土壤基本理化性质见表 1。试验场地常年为冬小麦-夏玉米轮

作, 试验时间为 2015 年 10 月夏玉米收获后。

1.2 实验方法

ERT 法数据采集采用中国地质仪器公司制造的 DCX-1G 高密度电阻率实时成像系统仪 (北京), 电压测量精度优于 $\pm 0.3\%$, 分辨率为 $1 \mu\text{V}$; 电流测量精度优于 $\pm 0.5\%$, 分辨率为 $1 \mu\text{A}$ 。田间入渗试验前, 按照间距为 0.3 m 布设电极, 将电极缓慢插入土壤 10 cm, 尽量减少对原状土壤的破坏, 电极数量为 30 个, 样带长度为 8.7 m。测量采用对垂直变异敏感的 Wenner 型电极排列方式, 根据电极排列及间距计算获得的最大理论测量深度为 2.7 m, 由于电流分布对电阻率对比度的依赖, 有效测量深度受土壤分层的影响, 故反演的实际深度为 1.37 m。

表 1 研究区土壤基本物理性质

Table 1 Physical properties of soil in the study site

土壤类型	土层	土壤质地	砂粒	粉粒	黏粒	容重
Soil type	Soil layer/cm	Soil texture	Sand/%	Silt/%	Clay/%	Bulk density/($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)
棕壤	0~30	壤土	44.65	43.64	11.71	1.64
	30~60	黏壤土	24.45	47.03	28.52	1.75
	60~100	粉壤土	28.08	52.12	19.80	1.63

电极布设完成后, 在距离测线约 5 cm 处、10 号与 21 号电极之间挖一条长 3 m, 深 5 cm, 宽 5 cm 的沟槽进行注水入渗试验。注水前, 首先利用 ERT 测量剖面的初始电阻率分布。注水过程保持沟槽积水高度为 2 cm, 注水时间为 130 min, 总入渗水量为 200 L, 以开始注水为 0 时刻, 分别在 25、45、60、80、130、160、200、230、290 和 310 min 进

行电阻率的数据采集。同时, 在沟槽另一侧约 5 cm 处, 设三个观测点, 用 TDR (TRIME 管式) 测量 0~30 cm 与 30~60 cm 的土壤体积含水量。入渗试验结束后, 用土钻分别取表层、30、60、90、120 和 150 cm 附近处土样带回实验室, 采用烘干法测定土壤质量含水量。电极布设与样点分布情况如图 1 所示。

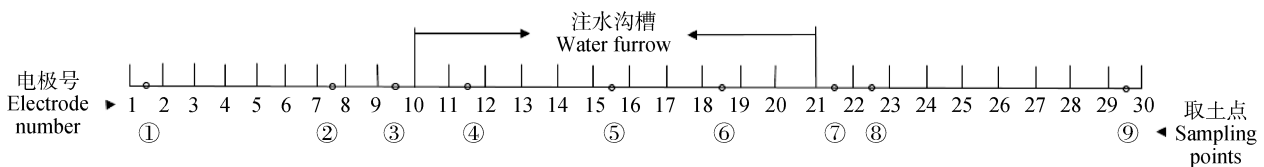


图 1 电极布设与样点分布图

Fig. 1 The distribution of electrodes and soil sampling points

1.3 数据反演

采用目前国际上应用较多的 Res2dinv 反演软件, 用有限差分法求解计算地下介质的理论视电阻率的分布, 采用时滞反演方法, 使模型计算电阻率与观测的视电阻率差值最小, 得到土壤真实电阻率的分布, 用均方根误差 (RMSE) 来描述反演的好

坏。Archie 经验公式是描述土壤电阻率与含水量关系的代表性公式, 被用于多种不同质地土壤的电阻率和含水量关系的描述^[5, 7], 本文利用土壤饱和时的电阻率与实测的土壤电阻率的比值作为一个整体来处理, 消除土壤孔隙结构、土壤颗粒组成等对拟合结果的影响, 公式如下

$$S = \frac{\theta}{\varphi} = \left(\frac{\rho_s}{\rho} \right)^{1/n} \quad (1)$$

式中, S 为饱和度, 反映土壤水分状况; θ 为土壤体积分含水量 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), φ 为孔隙度; ρ 为电阻率 (Ωm); ρ_s 为土壤饱和时的电阻率 (Ωm); n 为饱和度指数, 范围介于 1.0~2.5 之间^[17]。

2 结果与讨论

2.1 土壤水分入渗过程

采用时滞反演法对 ERT 测量数据进行反演, 迭代次数选择为 5 次, RMSE 均小于 5.0%, 反演的真实性较好。

图 2 为注水入渗试验前土壤电阻率分布, 两次重复试验结果基本相同, 说明电阻率测量比较稳定, 重复性好。从地表往下电阻率呈层状分布, 30 cm 深度处尤为明显, 这在一定程度上反映了土壤的分层特性。土壤表层 0~30 cm 为耕作层, 土壤电阻率较高, 均值为 67.9 Ωm , 这主要是因为上层土壤与大气联通, 水分大量蒸发。此外, 由于人为耕作因素的影响, 表层土壤松散, 空间变异性大, 使得土壤含水量分布不均匀, 电阻率起伏变化大。30 cm 往下至 60 cm 深度处, 黏土含量增大, 保有大量的水分, 电阻率较低, 均值为 36.4 Ωm 。此外, 黏土

还可以通过其表面传输电流, 造成电阻率降低。60~100 cm 处, 土壤电阻率最低, 均值为 24.79 Ωm , 这主要是因为试验时正值玉米刚刚收割完成, 且雨季刚过, 此时土壤深处储存大量水分。再往深处, 含水量减少, 电阻率值逐渐增大。

注水后土壤剖面电阻率随时间的变化情况如图 3 所示, 限于篇幅, 文中只列出了 5 个时刻的电阻率剖面图。值得注意的是, 在入渗沟槽下端出现一个电阻率异常升高区域, 在黏壤土层尤为明显, 该现象在本研究中多次出现。一方面可能是因为水分的入渗导致土壤温度改变, 从而对电阻率产生影响, 这种影响对粗质土壤较小 ($\sim 2\% / (^\circ\text{C})$), 但是对黏粒含量较高的 30~60 cm 层土壤的电阻率影响较大, 推测是细颗粒表面导电性较强所引起的^[18-19]; 另一方面可能是因为 Res2dinv 软件本身在时间连续性反演过程中难以完全消除在地表有浅层入渗情况下出现的异常点^[20]。由于本试验中异常值较大, 且出现位置超过入渗深度, 故推测主要是软件本身的缺陷所致, 具体原因有待进一步探究。为了能够直观地观察到土壤不同时刻电阻率的变化及消除高电阻率对结果分析的干扰, 以注水后 25 min 的电阻率为背景值, 利用不同时刻土壤电阻率的变化率, 即某时刻电阻率值减去背景值再除以背景值, 来表示电阻率随水分入渗的变化, 如图 4 所示。

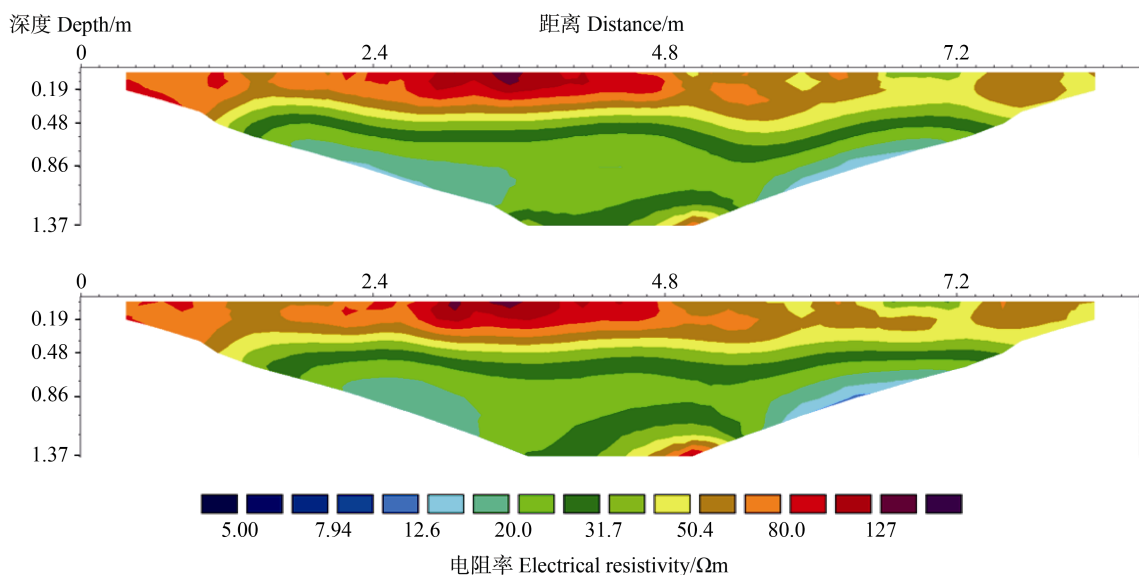


图 2 注水前土壤剖面电阻率分布

Fig. 2 The electrical resistivity of the soil profile before water infiltration

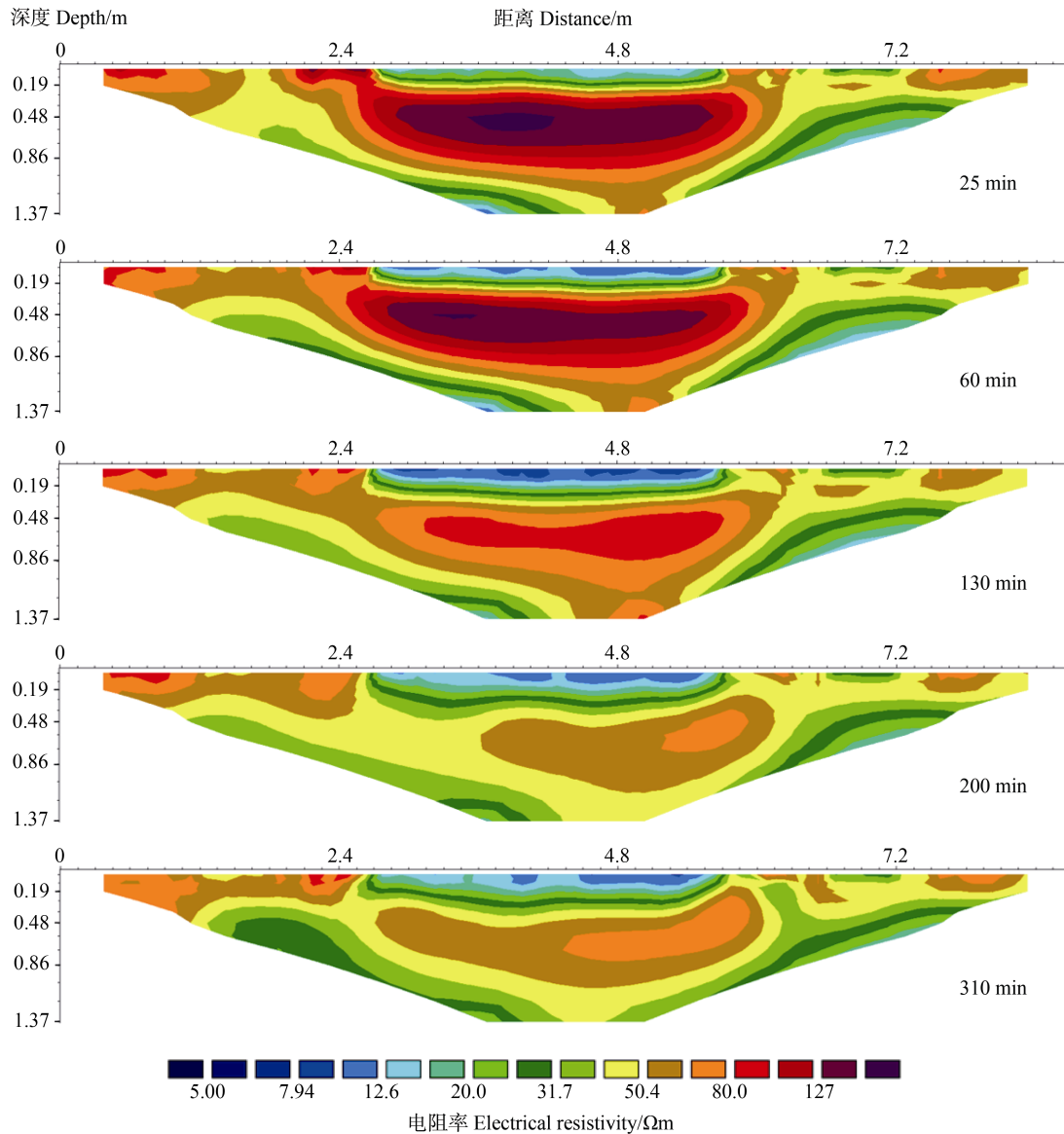


图3 注水后土壤剖面电阻率随时间变化

Fig. 3 The electrical resistivity of the soil profile at different times after water infiltration

注水后表层土壤电阻率迅速降低,这是由于表层土壤比较干燥,土壤孔隙较大,孔隙水连通性较好,而且初始土壤含水量也比较低,基质势梯度较大,水分向下运动速度较快。随着入渗时间的延续,表层土壤含水量不断增加并趋于饱和,此时土壤电阻率的变化减小,并且逐渐趋于稳定。入渗60 min后,30 cm以下电阻率基本未变化,这是因为该深度处往下黏粒含量增大,土壤孔隙较小,土壤透水性减弱,水分下渗缓慢。注水阶段(0~130 min),土壤中的水基本上以活塞流的形式下渗;注水结束,土壤水再分布阶段随着水分的持续下渗,表层电阻率开始升高,在50 cm深度处出现了侧向

电阻率降低的现象,由于此时处于水分再分布阶段,排除水平侧向流的影响,推测是异常值有所缓解所致。总体而言,在整个水分入渗过程中,土壤电阻率的变化呈层状向下推移,同时伴随着微弱水平方向的电阻率变化,说明水分的运动以向下的垂直运动为主,并伴随着微弱的水平流动。

2.2 土壤剖面水分含量与电阻率的定量关系

准确确定土壤电阻率特性与含水量之间的关系是利用电阻率监测含水量的基础。在试验过程中对0~30 cm与30~60 cm处的土层利用TDR进行了现场体积分含水量的监测。根据公式(1),将ERT反演获得的土壤电阻率数据和TDR所获得的土壤体积分含水量数据建立定量的相关关系,在此过程中

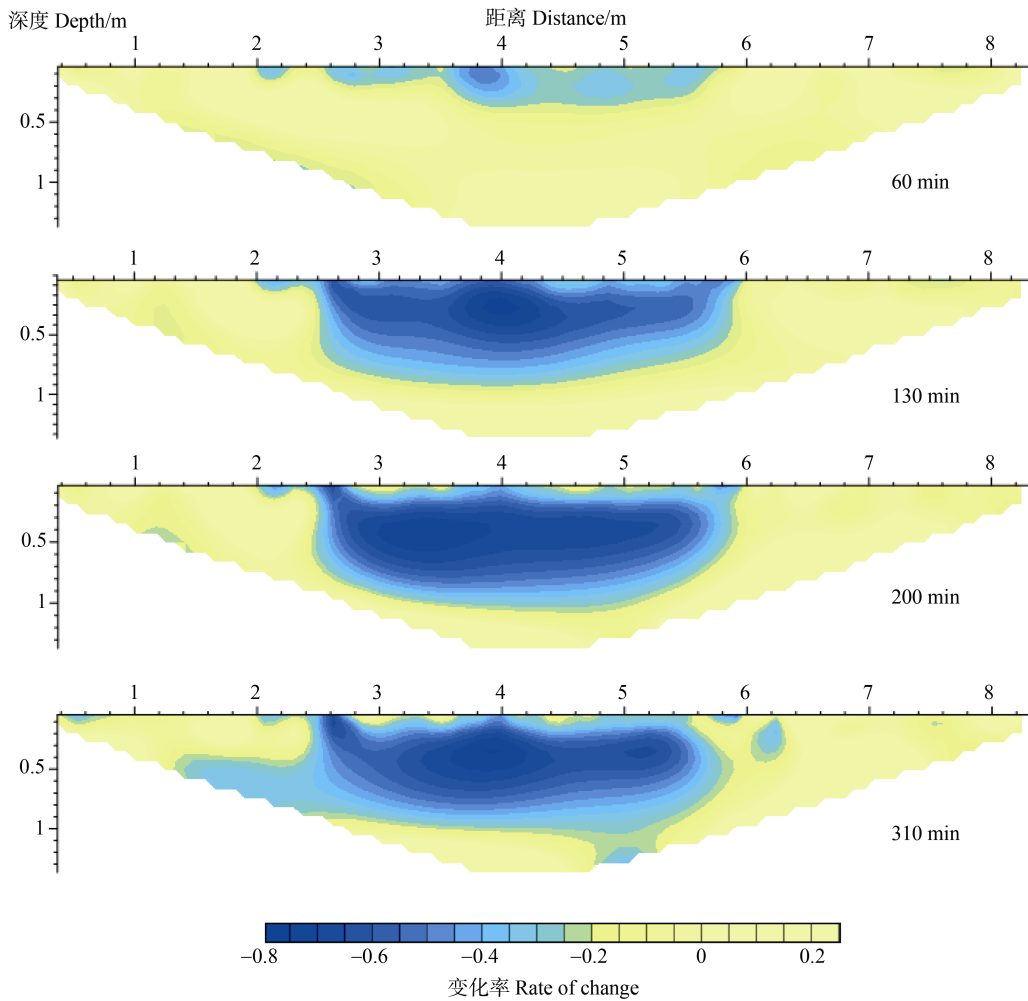


图 4 注水后土壤剖面电阻率变化率随时间的变化

Fig. 4 The rate of change in electrical resistivity of the soil profile at different times after water infiltration

舍去了异常高电阻率数据及所对应的含水量数据。由于试验区土壤呈层状结构，电阻率与含水率定量关系受土壤质地的影响^[5, 18]，所以分层采用最小二

乘法对土壤电阻率与含水量进行拟合，拟合结果较好，如图 5 和表 2 所示。 φ 由土壤容重和土粒密度 ($2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$) 计算获得。

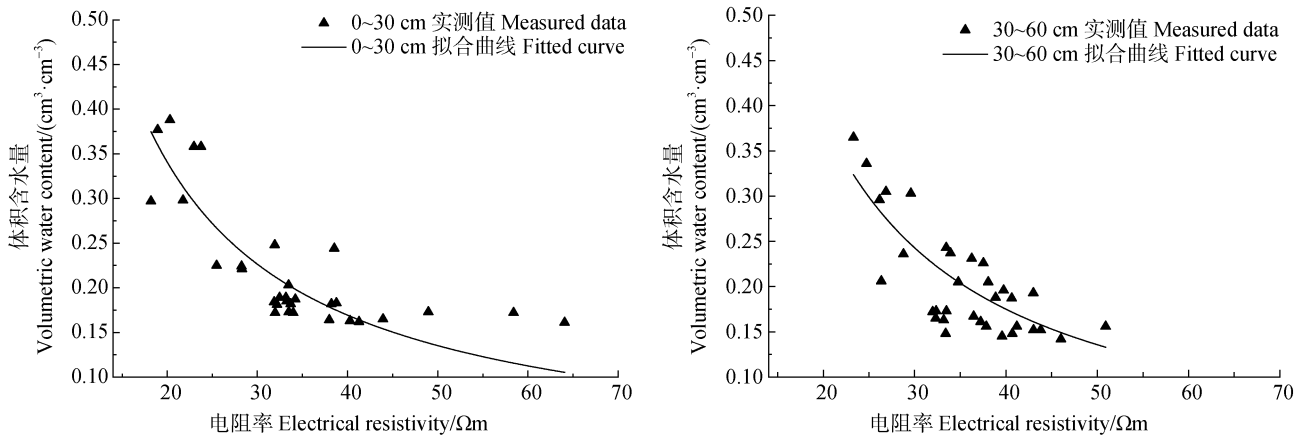


图 5 土壤电阻率与体积含水量的拟合曲线

Fig. 5 Relationship between the electrical resistivity and volumetric water content from TDR

表2 电阻率与含水量定量关系参数拟合结果

Table 2 The fitted parameters for relationship between electrical resistivity and volumetric water content

土层 Soil layer/cm	孔隙度 φ Porosity	饱和电阻率 ρ_s Saturated electrical resistivity/ Ωm	饱和度指数 n Saturation exponent	R^2	RMSE/ ($\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$)
0~30	0.38	17.27	1.05	0.702	0.042
30~60	0.34	22.66	1.12	0.627	0.041

由于本研究为注水入渗试验,从图5中可以看出,试验中获取的体积含水量低于 $0.15\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 的观测值很少,但根据总体拟合曲线可以判断,当土壤含水量低于 $0.15\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 时,随着含水量的增大,电阻率变化较大,这与已有的研究结果相吻合^[13-14];当土壤含水量较高时($>0.15\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$),电阻率随含水量的变化不明显,此时要通过ERT准确估计较高含水量是比较困难的。产生上述现象的原因是由于表层土壤受人为耕作因素的影响,土层松散,土壤的孔隙度较大,且孔隙大多被空气填充,有效土壤水通道的截面积较小,通过土壤水导电的阻力较大,此时土壤的导电性主要是由土壤水的导电和土壤颗粒表面共同实现的。在注水后,水分填充了土壤颗粒间的大部分孔隙,形成了有效的水分导电通道,此时土壤的导电性主要是通过水分在土壤中的导电来实现的。当土壤含水量超过一定值后,孔隙中水的连通性已达到较好状态,此时土壤含水量的持续增加对孔隙水的连通性影响不大,土壤电阻率随含水量的增加而减小的速度变小。

30~60 cm 土层拟合的确定性系数相对较低($R^2=0.627$)。其原因是该层处于耕作层的下层,土壤结构排列紧实,孔隙度小,土壤结构对电阻率产生一定影响;同时该层土壤中黏粒含量较高,只考虑含水量对土壤电阻率的影响并不能代表土壤的导电特性^[4]。较高的黏粒含量会使土壤细小孔隙发育,孔隙水的连通性降低,导致土壤的电阻率增加;另一方面,黏粒中的导电性黏土矿物较多,使得土壤的电阻率降低;黏粒含量的增加也可导致土壤的比表面积增大,有利于电流的传导,导致土壤的电阻率降低^[21]。此外,黏土层中存在着较复杂的双电层结构,使土壤电阻率的变化变得更加复杂。

为了验证ERT方法确定土壤水入渗过程的准确性,入渗试验结束后,利用铝盒取回的土样测定土壤剖面不同深度土壤质量含水量,如图6所示。1和9号取样点远离注水沟槽,可代表注水前不同深

度处土壤水分的含量,4、5、6号点紧邻注水沟槽,可反映注水后的水分含量,由此可以看出90 cm以上土壤含水量有明显的变化,故水分到达的最大深度约为90 cm。而采用电阻率反演方法确定的土壤水入渗的最大深度约为100 cm,说明ERT方法能准确地判断土壤水分的入渗深度。利用土壤容重参数将0~60 cm处的土壤质量含水量转化为体积含水量,将其与ERT反演得到的土壤体积含水量进行比较分析,如图7所示。土壤含水量点均在 diagonal 附近且位于下方,说明ERT方法能够较为准确地反演土壤剖面尺度的含水量,但略小于质量含水量的估算值,二者之间的关系如图7中公式所示。这主要是因为土壤电阻率除了受含水量的影响,还受温度等其他因素的影响^[18];此外,ERT反演是剖面尺度而土壤质量含水量的测定是点尺度,测量尺度的不同也会造成土壤含水量数值间的差异。

2.3 土壤分层界面处水分运动特征

层状土壤是自然界中常见的土体结构,通过对土壤水入渗过程的分析发现,土壤水在到达表层壤土与下层黏壤土的界面(约30 cm处)时,土壤水并没有即刻向下层运移,而是在表层土壤含水量(水

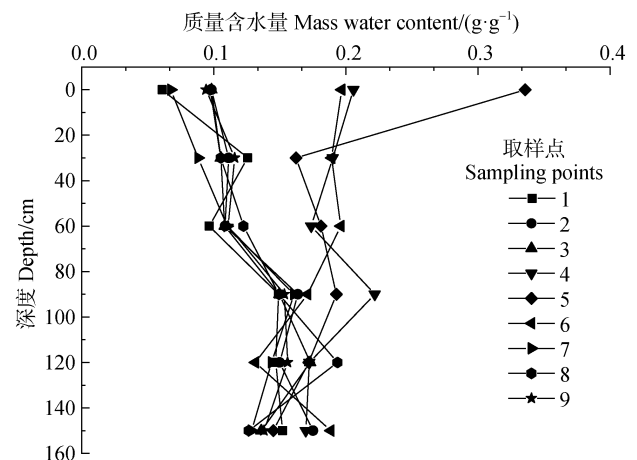


图6 试验结束后土壤剖面质量含水量随深度的变化

Fig. 6 The change of soil mass water content with depth at the end of the infiltration test

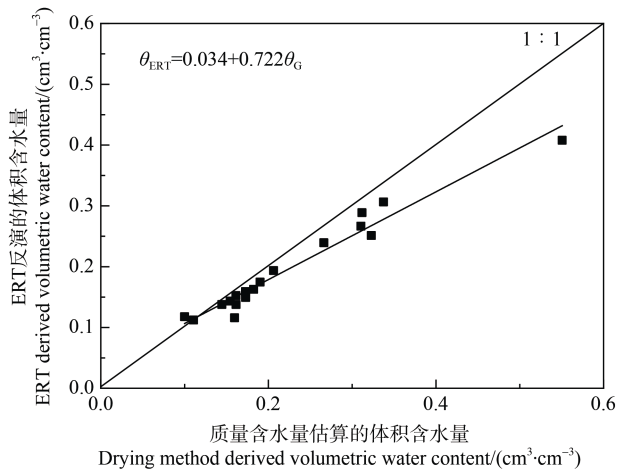


图 7 ERT 反演的体积含水量与质量含水量估算的体积含水量之间的关系

Fig. 7 Comparison of soil water content derived by ERT (θ_{ERT}) and soil water content by drying method (θ_{G})

势)达到一定值时才会继续向下层入渗。这主要是因为层状土壤分层界面处存在毛管障碍^[22],限制了土壤水分下渗,提高了上层土壤水分含量;并且细质地土壤在下时,其有效饱和导水率显著下降,水分整个入渗过程由下层黏壤土来控制。此外,本研究对试验场地的饱和导水率进行测定(Hood IL2700土壤入渗仪)时发现大约60 min后,下渗速率基本稳定(约为 $0.26 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$),这与马蒙蒙等^[23]研究结果相似,即当水分穿过土层界面后,湿润锋运移速度降低,并由非匀速推进转变为匀速推进。由图3和图4可知,土壤水在入渗60 min后才开始向下层入渗,结合前面建立的电阻率与含水量之间的定量关系式,推断当表层土壤质量含水量达到 $0.136 \text{ g} \cdot \text{g}^{-1}$ 时,土壤水才开始向黏壤土层入渗。该方法为定量分析土壤水在分层界面处的变化情况提供了一种新的方法,使土壤分层界面处水的运动更加直观。

3 结 论

本文利用 ERT 与 TDR 结合的方法,探讨了土壤水分入渗和再分布过程中电阻率与含水量的变化情况,分析了层状土壤中水分的运动特征,主要得到以下几点结论:

(1) ERT 方法能够较准确监测土壤水分的运动过程,利用 ERT 反演得到的土壤水入渗深度(100 cm)和土壤含水量与开挖剖面测得的人渗深度(90 cm)

和含水量相差不大,土壤水分的运动以向下的垂向运动为主并伴随有微弱的水平流动。(2)对于质地黏重的土壤,用 Archie 公式描述土壤电阻率与含水量的关系误差较大;当土壤含水量低于 $0.15 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ 时,随着含水量的增大,电阻率变化较大;当土壤含水量较高时,电阻率随含水量的变化不明显,此时要通过 ERT 准确估计较高含水量是比较困难的。(3)利用电阻率和土壤含水量间的关系,推算在土壤界面处当上层土壤质量含水量达到 $0.136 \text{ g} \cdot \text{g}^{-1}$ 时,水分开始向下层入渗,为定量分析土壤水在分层界面处的变化情况提供了一种新的方法。(4)土壤水分入渗下方出现了电阻率异常增大的区域,推测是入渗过程中相邻土层土壤电阻率差异显著导致异常点出现,具体原因有待进一步研究。

参考文献 (References)

- [1] Robinet J, von Hebel C, Govers G, et al. Spatial variability of soil water content and soil electrical conductivity across scales derived from Electromagnetic Induction and Time Domain Reflectometry[J]. *Geoderma*, 2018, 314: 160—174.
- [2] Sun H, Wang Y Q, Zhao Y L, et al. Assessing the value of electrical resistivity derived soil water content: Insights from a case study in the Critical Zone of the Chinese Loess Plateau[J]. *Journal of Hydrology*, 2020, 589: 125132.
- [3] Loke M H, Chambers J E, Rucker D F, et al. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method[J]. *Journal of Applied Geophysics*, 2013, 95: 135—156.
- [4] Ma D H, Zhang J B, Wu Z D, et al. Application of electrical resistivity tomography to study on soil hydrology and its advance[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2014, 51 (3): 439—447. [马东豪, 张佳宝, 吴忠东, 等. 电阻率成像法在土壤水文学研究中的应用及进展[J]. *土壤学报*, 2014, 51 (3): 439—447.]
- [5] Samouëlian A, Cousin I, Tabbagh A, et al. Electrical resistivity survey in soil science: A review[J]. *Soil and Tillage Research*, 2005, 83 (2): 173—193.
- [6] Dumont G, Pilawski T, Dzaomuh-Lenièregue P, et al. Gravimetric water distribution assessment from geoelectrical methods (ERT and EMI) in municipal solid waste landfill[J]. *Waste Management*, 2016, 55: 129—140.
- [7] Archie G E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics[J]. *Transactions of the AIME*, 1942, 146 (1): 54—62.
- [8] Mojid M A, Cho H. Wetting solution and electrical double layer contributions to bulk electrical conductivity

- of sand-clay mixtures[J]. *Vadose Zone Journal*, 2008, 7 (3): 972—980.
- [9] Garré S, Koestel J, Günther T, et al. Comparison of heterogeneous transport processes observed with electrical resistivity tomography in two soils[J]. *Vadose Zone Journal*, 2010, 9 (2): 336—349.
- [10] Kelly B F J, Acworth R I, Greve A K. Better placement of soil moisture point measurements guided by 2D resistivity tomography for improved irrigation scheduling[J]. *Soil Research*, 2011, 49 (6): 504.
- [11] Garré S, Günther T, Diels J, et al. Evaluating experimental design of ERT for soil moisture monitoring in contour hedgerow intercropping systems[J]. *Vadose Zone Journal*, 2012, 11 (4): 1—14.
- [12] Koestel J, Kemna A, Javaux M, et al. Quantitative imaging of solute transport in an unsaturated and undisturbed soil monolith with 3-D ERT and TDR[J]. *Water Resources Research*, 2008, 44 (12): W12411.
- [13] Calamita G, Brocca L, Perrone A, et al. Electrical resistivity and TDR methods for soil moisture estimation in central Italy test-sites[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 454/455: 101—112.
- [14] Zhang Z X, Xu S H, Cui J L, et al. Preliminary exploration on resistivity method for determining soil water retention curve[J]. *Soils*, 2013, 45(6): 1127—1132. [张志祥, 徐绍辉, 崔峻岭, 等. 电阻率法确定土壤水分特征曲线初探[J]. *土壤*, 2013, 45(6): 1127—1132.]
- [15] Brillante L, Bois B, Mathieu O, et al. Monitoring soil volume wetness in heterogeneous soils by electrical resistivity. A field-based pedotransfer function[J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 516: 56—66.
- [16] Fan J L, Scheuermann A, Guyot A, et al. Quantifying spatiotemporal dynamics of root-zone soil water in a mixed forest on subtropical coastal sand dune using surface ERT and spatial TDR[J]. *Journal of Hydrology*, 2015, 523: 475—488.
- [17] Sun J G. Archie's formula: Historical background and earlier debates[J]. *Progress in Geophysics*, 2007, 22(2): 472—486. [孙建国. 阿尔奇 (Archie) 公式: 提出背景与早期争论[J]. *地球物理学进展*, 2007, 22(2): 472—486.]
- [18] Friedman S P. Soil properties influencing apparent electrical conductivity: A review[J]. *Computers and Electronics in Agriculture*, 2005, 46 (1/2/3): 45—70.
- [19] Besson A, Cousin I, Dorigny A, et al. The temperature correction for the electrical resistivity measurements in undisturbed soil samples[J]. *Soil Science*, 2008, 173 (10): 707—720.
- [20] Clément R, Descloitres M, Günther T, et al. Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation[J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2009, 341 (10/11): 886—898.
- [21] Shanahan P W, Binley A, Whalley W R, et al. The use of electromagnetic induction to monitor changes in soil moisture profiles beneath different wheat genotypes[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2015, 79 (2): 459—466.
- [22] Cho K W, Song K G, Cho J W, et al. Removal of nitrogen by a layered soil infiltration system during intermittent storm events[J]. *Chemosphere*, 2009, 76(5): 690—696.
- [23] Ma M M, Lin Q, Xu S H. Water infiltration characteristics of layered soil under influences of different factors and estimation of hydraulic parameters[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2020, 57 (2): 347—358. [马蒙蒙, 林青, 徐绍辉. 不同因素影响下层状土壤水分入渗特征及水力学参数估计[J]. *土壤学报*, 2020, 57 (2): 347—358.]

(责任编辑: 檀满枝)