

南方红壤丘陵区不同土地利用方式土壤水力学性质研究^①

王亮亮^{1,2}, 张中彬^{1,2}, 彭新华^{1*}

(1 土壤与农业可持续发展国家重点实验室(中国科学院南京土壤研究所), 南京 210008;

2 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要 非饱和导水率是研究土壤水分和溶质运移的重要参数。本论文利用压力膜仪法以及 FDR 和 Watermark(R) granular matrix 田间原位测定数据, 分别获得室内和田间的水分特征曲线, 并利用 van Genuchten 模型间接推求非饱和导水率。同时, 以原位的零通量内排水法直接测得的非饱和导水率作为标准, 分析了不同方法所获得的非饱和导水率的异同。研究结果表明: 在花生地, 压力膜仪法测得的 VG 曲线参数推求非饱和导水率和实际非饱和导水率相近; 而在橘园地由于根系空间分布异质性导致室内与田间所获得非饱和导水率差异性较大。同时, 直接法测得的非饱和导水率结果也说明在该地区两种不同土地利用方式下水分运动的特征存在差异。

关键词: 红壤; van Genuchten 模型; 非饱和导水率; 零通量

中图分类号: S152.7

南方红壤丘陵区是中国最主要的粮食产地和果业发展之地^[1], 该地区主要为坡耕地耕作。而近年来的研究发现, 该地区的坡耕地存在着养分不断退化的现象, 导致该现象的主要原因是水土流失。水土流失是恶劣的自然环境或人类不合理的耕作方式产生的。红壤地区在雨季暴雨多且集中, 侵蚀力强。在水力侵蚀作用下, 该地区新增水土流失面积呈逐年增加趋势^[2]。由于不同土地利用方式的土壤结构差异造成水土流失特征也不一样, 所以加强该地区不同土地利用方式下的水土流失动态规律研究, 可为该地区水土保持规划与水土流失综合治理提供科学依据^[3]。而这些规律的研究主要涉及到土壤的水分运动参数, 特别是与水土流失关系最密切的表层土壤的水力学参数。

土壤水分运动参数包括水分特征曲线、导水率和扩散率。这些参数是研究土壤中水和溶质等运动的基础。以不同土层的水分上行和下行的通量分别表征入渗和蒸散特征, 这些结果都依赖于非饱和导水率而获得。本文就红壤地区两种典型的土地利用方式(橘园地和花生地)为研究对象, 对土壤表层非饱和导水率进行了研究。

现阶段研究土壤非饱和导水率的方法有间接法和直接法^[4]。间接法主要包含两种研究方式, 一种是

基于土壤水分特征曲线拟合模型和连续性方程来推导非饱和导水率^[5-7], 其中以 van Genuchten 模型计算效果最好、应用最广。另一种是基于一维土壤水分再分布过程推求非饱和导水率^[8]。该法以土壤水分运动的基本方程和湿润锋湿度与土壤剖面平均湿度的函数关系为理论基础推求, 计算简单, 准确度较高, 测定的范围较宽^[4,9]。直接法包括室内测定和田间原位测定两种方式, 前者主要用蒸发法(wind method), 而后者主要用零通量内排水法。自 1972 年 Hillel 等^[10]介绍了内排水法原位测定水力学参数之后, 国内外很多学者^[11-15]都以此法作为直接测定水力学参数的标准。

室内模拟, 环境影响因素可控, 变异性小, 但与田间试验存在一定的差异。田间测量过程耗时, 且需要较昂贵的设备, 但具有较大的实际意义和应用价值。本文利用环刀取原状土和田间原位测定两种条件下的土壤水分特征曲线和饱和导水率间接推求非饱和导水率, 并以原位零通量内排水法直接测定非饱和导水率为标准对两种间接法进行评估, 同时对花生地和橘园地的非饱和导水率进行了比较。本文结果为模拟水分运动提供必要的水力学参数, 为阐述红壤地区主要土地利用下水文过程提供理论依据。

* 基金项目:“十二五”国家科技支撑项目(2011BAD31B04)资助。

* 通讯作者 (xhpeng@issas.ac.cn)

作者简介: 王亮亮(1988—), 男, 江苏启东人, 硕士研究生, 主要从事水文土壤学研究。E-mail: wangll@issas.ac.cn

1 材料和方法

1.1 研究区域概况

研究区域位于江西鹰潭红壤生态试验站(116°55'E, 28°35'N)西北方向4 km外的孙家农田小流域, 地处武夷山区向鄱阳湖平原的过渡地带, 海拔37~56 m, 坡度3°~8°, 亚热带暖湿季风气候, 年均温17.7 , 年降雨量1 795 mm, 年蒸发量1 229 mm。该流域以第四纪红黏土为母质而发育的红壤为主。主要土地利用方式是花生地和橘园, 花生地占流域面积的48%; 橘园占流域面积的20%, 其余为稻田和池塘等。

1.2 研究材料及试验设置

本文以同一坡位(坡中)相邻的花生地和橘园地为研究对象。花生顺坡垄作, 生育期为4—8月, 其他月份主要是冬闲作物, 比如: 油菜, 萝卜等。橘树于1989年种植, 枝叶繁茂期为5—10月, 成熟柑橘树冠层高3~4 m, 根深约为1.1 m, 株行距2 m×2 m。在花生地和橘园地, 于2010年10月沿土壤剖面深度为10、20、40、80 cm处分别埋设的水分传感器(FDR)和土壤基质势传感器(Watermark(R) granular matrix), 每层各3个重复, 水分传感器为德国UMS公司, 型号为ML2x, 监测前对传感器进行了校正, 校正后的精度为±0.01 cm³/cm³; 土壤基质势传感器为德国UMS公司, 型号SISC4, 以推荐校正方程校正,SISC4传感器在大于基质势-50 hPa范围, 基质势和输出电压关系比较紊乱^[16], 故测量范围在-50~-2 000 hPa, 分辨率为±2 hPa; 试验地旁安置翻斗式雨量筒(美国Decagon Devices公司, ECRN-100), 雨量筒安装前校正其单斗雨量; 所有传感器终端连接至数据采集器(英国DELTA-T公司, DL2e), 采集数据周期为30 min。土壤水分和土壤基质势数据用来分析田间原位水分特征曲线。同时在上述土壤层次, 用100 cm³环刀采集原状土, 各层5个重复, 在实验室内用压力膜仪(美国Soil moisture公司)测其环刀原位水分特征曲线。饱和导水率用圆盘入渗仪^[17]田间测定计算。

本文选用土壤表层零通量面法测定非饱和导水率, 表层零通量面法即在埋设传感器的2 m²田块预先四周用塑料薄膜材料埋设30 cm深, 通过不破坏表层结构的淹灌方式使土层达到饱和状态后停止, 表层用薄膜迅速封住, 并加黑色遮阴网覆盖避免蒸发, 构造表层零通量面。该实验于2011年9月23日14点开始灌水, 至16点半停止灌水, 薄膜覆盖。采集数据周期为10 min。

1.3 田间原位直接测定非饱和导水率

土壤表层零通量面法, 使土层形成内排水, 该内排水过程中的水分运动通量 $q(z,t)$ 用以下数学式表达

$$q(z,t)-q(z_0,t)=\int_{z=z_0}^z \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} dz \quad (1)$$

式中, θ 为土壤体积含水量(cm³/cm³), t 为时(h), z 为求参深度(cm)。在实际计算时, 零通量面 z_0 为土壤表面, $q(z_0, t)=0$, 以10 cm和20 cm的水分数据估算为土壤表层到20 cm深度的水分运动通量, 即式(1)右端部分。

非饱和导水率根据达西定律计算, 公式^[18]如下:

$$K(h)=\frac{\int_{z=z_0}^z \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} dz}{\left(\frac{\partial h(z,t)}{\partial z}+1\right)} \quad (2)$$

式中, $K(h)$ 为非饱和导水率(cm/h), h 为土壤基质势(-hPa), 其他 θ 、 t 、 z 与式(1)定义一致。在实际计算时, 以10 cm和20 cm的基质势数据估算10~20 cm间的土壤水势梯度, 即式(2)右端分母项。

1.4 间接法获取非饱和导水率

传感器分别监测的水分(θ)和水势(h)数据, 或者室内压力膜法获得水分特征曲线数据首先利用van Genuchten模型^[6]进行拟合, 该模型以下简称VG, 具体形式是:

$$\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}=\left[\frac{1}{1+(\alpha h)^n}\right]^m, \quad m=1-\frac{1}{n}, \quad 0 < m < 1 \quad (3)$$

式中, α 、 m 、 n 为经验参数, θ_s 为饱和含水量(cm³/cm³), θ_r 为残留含水量(cm³/cm³), θ 为计算时段土壤含水量(cm³/cm³), h 为计算时段土壤基质势(-hPa)。

推算非饱和导水率 $K(h)$ 的表达式如下:

$$K(h)=\frac{\left\{1-(\alpha|h|)^{n-1}\left[1+(\alpha|h|)^n\right]^{-m}\right\}^2 K_s}{\left[1+(\alpha|h|)^n\right]^{m/2}} \quad (4)$$

式中, 参数 a 、 m 、 n 和 h 与公式(3)一致, K_s 为饱和导水率(cm/h)。

1.5 水分特征曲线参数 n 值差异评估方法

水分特征曲线中土壤吸力和土壤含水量为非线性关系, 为了使用线性模型进行协方差分析比较不同数据组环刀原状和田间原位相互之间线性相关系数的差异性, 首先对实测数据组进行对数简化为线性模型(5):

$$\begin{cases} x_i=\ln(h_i) \\ y_i=\ln\left\{\left[(\theta_s-\theta_r)/(\theta-\theta_r)^{1/m}-1\right]\right\} \\ y=nx+\beta \end{cases} \quad (5)$$

式中, 参数 m 、 θ_s 、 θ_r 、 h 与公式(3)一致, θ 为计算时土壤含水量(cm³/cm³), x 和 y 为转换过来的变量, n 为线性方程 $y=nx+\beta$ 的线性相关系数, 数值上等

于 VG 模型的对应的经验参数 n 。

若室内水分特征曲线： $y = n_1x + \beta$ ，田间水分特征曲线： $y = n_2x + \beta$ ，假设检验 $H_0 : n_1 = n_2$ ，反之则接受检验 $H_A : n_1 \neq n_2$ 。使用 F 检验。转换后的数据用 SPSS 16.0 分析。

2 结果与分析

2.1 两种土地利用方式下土壤理化性质与土壤水分动态变化

花生地和橘园地的土壤理化性质如表 1，表 1 中 K_s 为以圆盘入渗仪方法^[17]在土壤 15 cm 深度测得的

平均饱和导水率，在花生地和橘园地之间差异不显著 ($P > 0.05$)，但是变异较大(7 个重复)：花生地的变异系数 CV 为 50%，橘园地 CV 为 38%。

不同土地利用方式下的水分动态变化如图 1。由于暴雨损坏数据采集器和橘园某些时候超出传感器的测量范围，导致部分数据的缺失，但其并不影响数据整体的分析结果。从图中可以看出花生地和橘园的土壤基质势在旱季比雨季变化明显；在同一时间，橘园地较花生地更为明显。这可能是因为旱季正是橘树繁茂生长季节，叶面积指数高^[19]，蒸腾大，所以水分变化幅度大。

表 1 花生地和橘园地的土壤理化性质
Table 1 Soil physical and chemical properties under peanut and citrus land

土地利用方式	深度 (cm)	pH	有机碳 (g/kg)	全氮 (g/kg)	CEC (cmol/kg)	砂粒 (g/kg)	粉粒 (g/kg)	黏粒 (g/kg)	体积质量 (g/cm ³)	K_s (cm/d)
花生地	15 ~ 20	4.49	4.70	0.27	7.86	374.0	248.0	378.0	1.44	23.9
	40 ~ 60	4.44	3.55	0.25	8.34	361.2	248.0	390.8	1.46	-
	70 ~ 80	4.24	2.86	0.22	8.63	367.6	246.0	386.4	1.52	-
橘园地	15 ~ 20	4.79	5.50	0.31	9.80	338.8	248.0	413.2	1.42	25.8
	40 ~ 60	5.10	4.36	0.22	9.31	335.6	247.6	416.8	1.46	-
	70 ~ 80	4.71	4.06	0.22	9.99	322.4	250.0	427.6	1.46	-

为了尽可能获得较宽的土壤基质势范围来准确评估水分特征曲线，本文只讨论了 20 cm 深度附近土壤水力学性质，因为土壤深层 40 cm 和 80 cm 的水分时序变化幅度比较小。另外，土壤基质势测得值大于 -50 hPa 的数据不可用，故剔除该段数据后进行分析，以及土壤基质势存在空间差异性质^[20]，如图 2 所示，纵坐标表示花生地和橘园地测量值标准差，即表征各自空间差异性，横坐标表示花生地和橘园地测量值的平均值，两种土地利用方式下随着土壤基质势减小空间变异加大，故应在一定条件下(变异系数 $CV < 50\%$)进行筛选后进行分析。

2.2 室内压力膜仪测定的水分特征曲线

应用压力膜仪测 15 ~ 20 cm 原状环刀土样 VG 曲线的实测值和拟合曲线如图 3，拟合曲线方程中的参数最终优化结果见表 2。

饱和含水量 θ_s 理论上等于土壤孔隙度，即所有孔隙都被水填充。残留含水量 θ_r 是土壤基质势减小时，土壤含水量不再发生明显变化时的土壤含水量^[6]。 $1/\alpha$ 为进气值(air entry)，被定义为土壤基质中最大孔隙开始失水时的负压。参数 n 反映水分随基质势变化的响应速度， n 值越大，曲线下降越陡，与土壤粒径分布有关。结果表明，花生地和橘园地拟合的 VG 曲线的相关系数都大于 0.9，两曲线特征相似，且协方差分析表明花生地和橘园地两者的 n 无显著差异

($P > 0.05$)。两者 VG 曲线在大于 -10 hPa 基质势内土壤含水量基本保持不变，即未达到进气值。随着基质势逐渐减小，达到进气值后，土壤含水量开始降低，先出现急剧降低，后缓慢(大约在 -1 000 hPa 左右)降低直至残留含水量 θ_r 。

2.3 田间传感器测定的水分特征曲线

根据田间传感器分布监测的土壤水分和基质势数据，经过筛选变异系数 $CV < 50\%$ 的数据，进行 van Genuchten 回归分析结果如图 4。拟合曲线参数最终优化结果见表 2。

花生地和橘园地的田间 VG 曲线特征不一致：相比之下，花生地的饱和含水量 θ_s 、残留含水量 θ_r 和参数 n 都比橘园地大。花生地的进气值 $1/\alpha$ 小，即在 -10 hPa 时随着基质势增加土壤已经开始失水，已经达到极大的平稳下降的趋势，而橘园地基质势降至在约 -100 hPa 时才达到平稳下降的趋势。

综合不同源组成的 VG 曲线特征，可以看出田间原位和环刀原状两者的水分特征曲线在花生地比较相近，而在橘园地存在明显差异。

2.4 不同方法推算非饱和导水率的对比分析

根据上述室内和田间测定的水分特征曲线，获得 van Genuchten 的参数，运用公式(2)间接推求非饱和导水率。另外，直接运用零通量内排水法(以下简称 ZFP)测定 15 ~ 20 cm 深度的非饱和导水率，如图 5

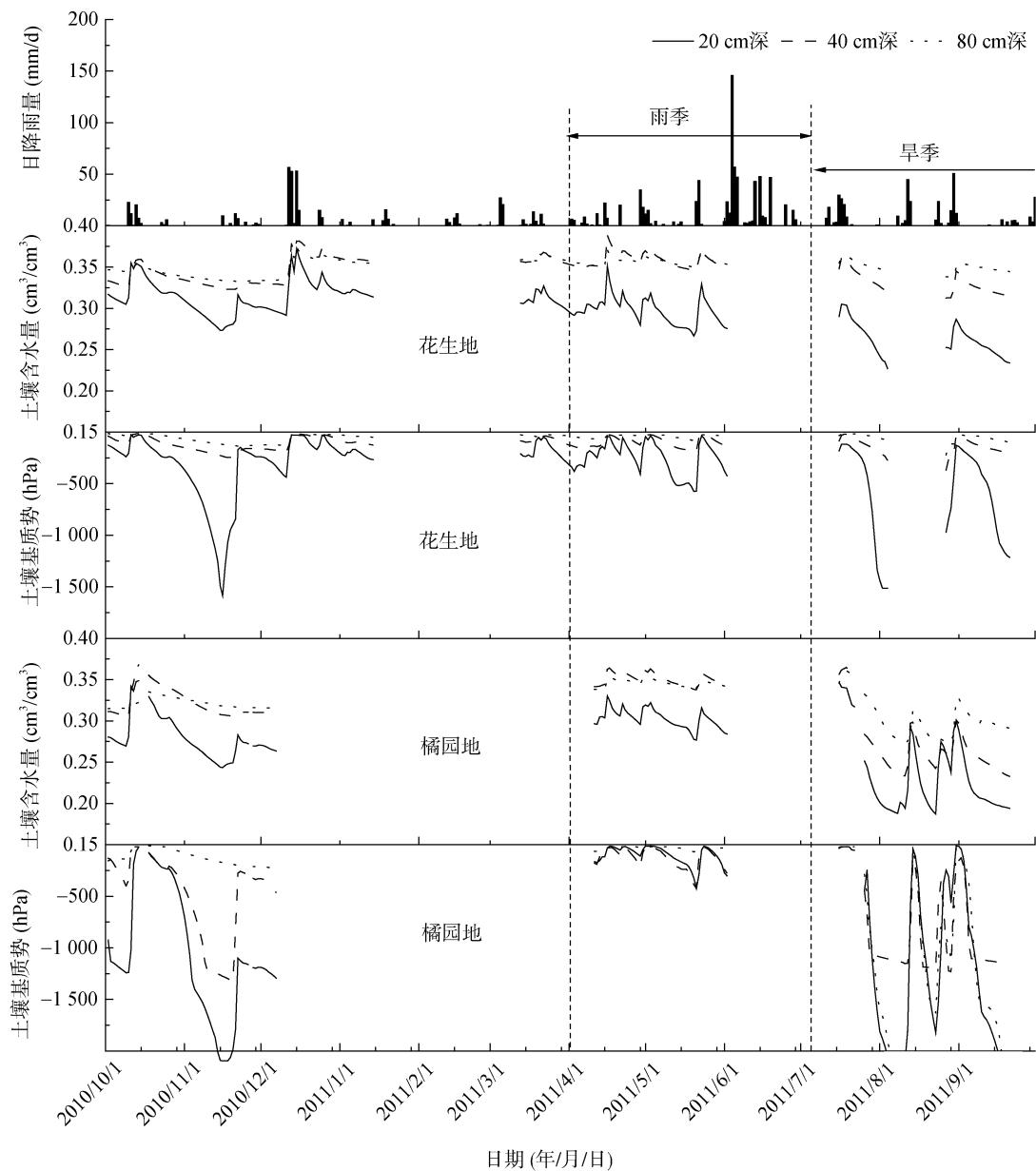


图 1 花生地和橘园地的土壤水分和水势动态变化
Fig. 1 Dynamic of soil water contents and matric potentials under peanut and citrus land

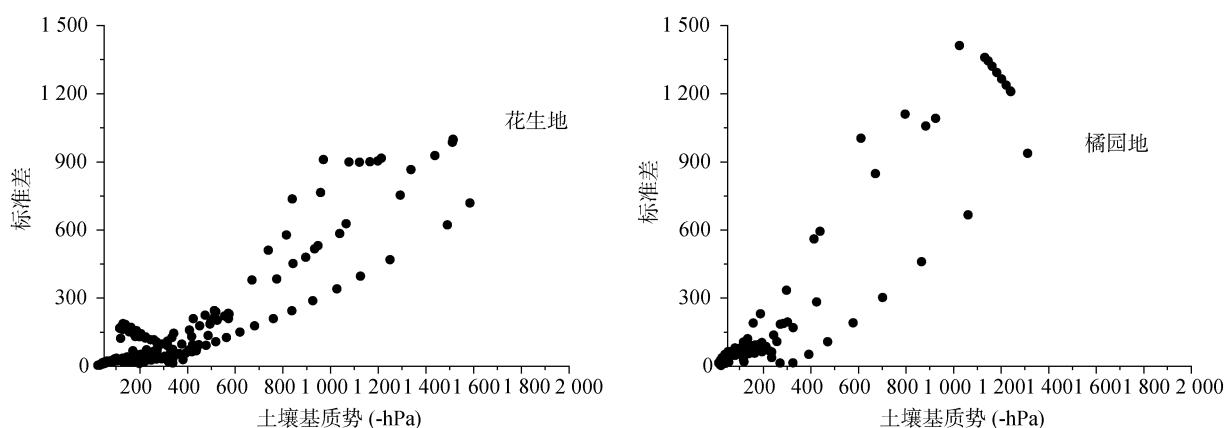


图 2 花生地和橘园地土壤基质势空间差异
Fig. 2 Spatial variability of soil matric potential in relation to its average under peanut and citrus land

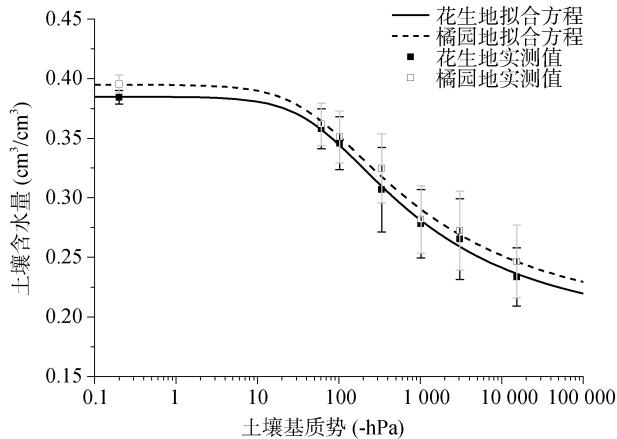


图3 花生地和橘园地15~20 cm环刀原状土壤水分特征曲线实测值和拟合曲线

Fig. 3 Measured and predicted retention curves of undisturbed core soil samples from 15~20 cm depth under peanut and citrus land

所示。从图中可以看出花生地随着基质势升高 $K(h)$ 降得更迅速,花生地在 -100 hPa 左右的基质势时 $K(h)$ 达到 10^{-4} cm/h,而橘园地则需在 -200 hPa 左右的基质势时才能达到该值。

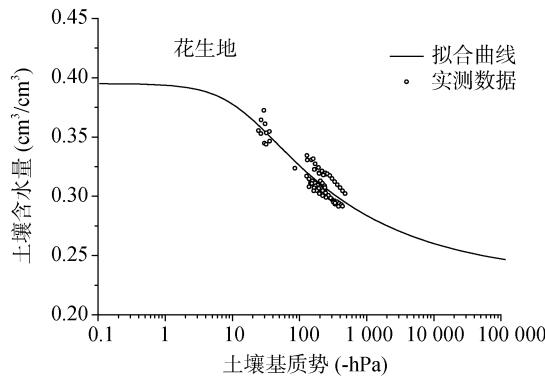


图4 花生地和橘园地15~20 cm田间测定水分特征曲线和拟合值

Fig. 4 Soil retention curves measured *in situ* at the depth of 15~20 cm under peanut and citrus land and its simulated data

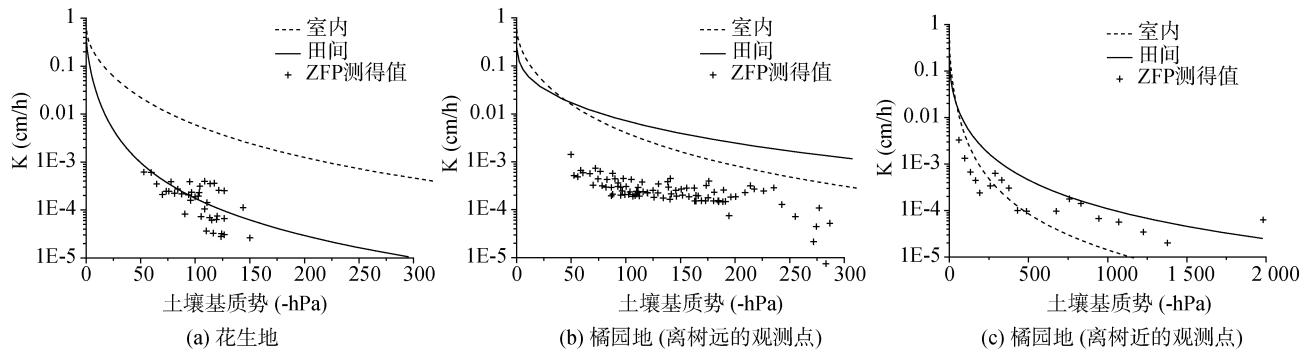


图5 花生地和橘园地15~20 cm非饱和导水率函数

Fig. 5 Measured and predicted hydraulic conductivity functions for peanut and citrus land at the depth of 15~20 cm

3 讨论

本文的土壤水势只考虑重力势和基质势,内排水

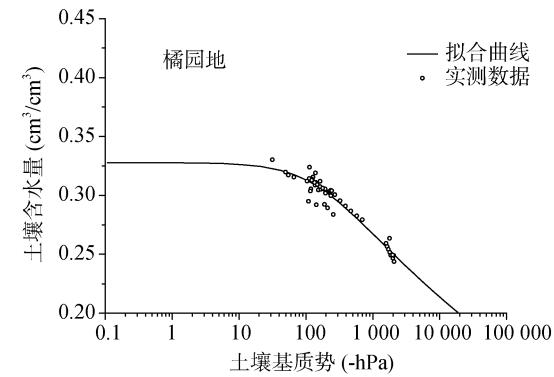
表2 不同土地利用方式15~20 cm水分特征拟合曲线优化参数

Table 2 Parameters of van Genuchten model determined from different landuses and methods at the depth of 15~20 cm

数据来源	土地利用方式	θ_r	θ_s	α	n	R^2
田间原位	花生地	0.232	0.395	0.077	1.26 a	0.797
田间原位	橘园地	0	0.328	0.007	1.10 b	0.933
环刀原状	花生地	0.195	0.385	0.017	1.27 a	0.996
环刀原状	橘园地	0.201	0.395	0.021	1.25 a	0.992

注:表中同列数据小写字母不同表示差异达到 $P < 0.05$ 显著水平。

不同 VG 曲线参数推求的 $K(h)$ 如图 5, 对花生地而言,ZFP 直接法测得的 $K(h)$ 和田间原位 VG 推求过来的 $K(h)$ 较为接近,与环刀原状 VG 推求过来的 $K(h)$ 则相差一个数量级以上,即环刀原状 VG 在本实验吸力范围内高估了 $K(h)$;橘园地不同的位置非饱和导水率拟合程度不一致,这可能和橘园地根系的空间分布有关。



期间的水势梯度变化范围:花生地 $0 \sim 10$ hPa/cm,橘园远树地 $0 \sim 24$ hPa/cm,橘园近树地 $0 \sim 120$ hPa/cm。这些数据说明,在该研究区域,基质势在干旱时产生

的作用都比重力势大。Hillel 等^[10]的实验数据的水势梯度范围为 0.2~0.6 hPa/cm, 而 Libardi 等^[21]认为整个排水过程中重力势是主要水分驱动力, 故以水势梯度 $\partial\psi/\partial z = 1$ 的假设来计算非饱和导水率, 国内一些学者^[22-23]应用 Libardi 提出的 $\partial\psi/\partial z = 1$ 的 θ 法得到不错的结果, 但本实验与其并不相符, 究其原因可能与土壤质地不同有关。Hillel 等^[10]所用的是砂质壤土, 任理^[22]所用的是粉壤土, 胡顺军等^[23]所用的为砂质土, 这些土壤中的水分运动主要来源于重力势, 基质势相对重力势而言较小, 可以忽略。而本实验所用土壤为第四纪红黏土发育而来, 土壤黏粒含量较高(380~410 g/kg), 基质势对于土壤水势的贡献不可忽略, 所以不同类型的土壤应区别对待。橘园地, 特别是靠近橘树附件的监测点, 出现较高的水势梯度, 这有可能是橘树根系吸水导致的。Reichardt 等^[24]的总结也指出, 尽管 $\partial\psi/\partial z = 1$ 的假设在很多研究中被广泛应用, 但仍有其局限性。所以本文研究的区域不可以应用 $\partial\psi/\partial z = 1$ 的假设求非饱和导水率函数。

花生地 15~20 cm 的环刀原状 VG 和田间原位 VG 曲线的参数都较为接近, 如表 2, 两者参数 n 无显著差异, 也即曲线最陡的部分的变化过程是相似的。两者的进气值有较大差距, 说明两种方法对于 VG 曲线预测的进气值有影响, 这可能因为田间土壤水分不存在饱和的状态, 表现为低的进气值 $1/\alpha$, 所以环刀原状的 VG 曲线可以通过调节该参数 α 使接近田间原位 VG 曲线。橘园地 15~20 cm 环刀原状 VG 和田间原位 VG 曲线的 n 值呈显著差异, 其他参数也存在差异, 这可能与尺度有关^[25], 环刀内的原状土只有 100 cm², 即使环刀内土壤存在如田间橘园一致的结构, 但是整个平衡态的测量过程某些大孔隙对水流起不了作用最终基本保证了均匀的水流, 而田间原位估计的是整个土层的性质, 土壤各连通的孔隙通道在水流过程中起了关键作用, 即非稳定流。

在花生地, 来源于田间原位 VG 曲线推导的 $K(h)$ 和 ZFP 法直接测得值是较为一致的, 而环刀原状 VG 曲线推导的 $K(h)$ 和 ZFP 法直接测得值是不一致的。导致这种结果的原因一方面是由于直接法和田间间接推求数据都是来源于传感数据, 而环刀原状 VG 曲线的数据来源于压力膜仪平衡法, 两种方法之间存在着测量上的相对误差; 另一方面是由环刀原状土样品只有 100 cm³, 边界明显; 而田间原位土所测定的是 15~20 cm 土层, 上下没有明显的边界。

在橘园地, 由 ZFP 实验的 3 个点计算的结果出现了 2 种类型: 如图 5(b) 所示, 观测点位于距橘

树根部远的地点, 其 K 值和花生地的测得值相近, 即两种土地利用方式下水力学性质是相似的; 如图 5(c) 所示, 观测点位于橘树根部处, ZFP 法的 K 测得值较远处监测点高, 这一方面可能由于存在蒸腾作用增加了计算的导水率, 另一方面可能由于橘园地 15~20 cm 深处, 根系的分布造成明显的优先流现象^[26], 从而增加估计深度的水流通量使 K 变大。综合以上, 图 5(c) 是不符合均质流假设而应该排除的, 故花生地的水力学性质和橘园地的差异性不大; 但橘园地的 15~20 cm 的水力学性质空间差异存在, 无论是蒸腾还是优势流的原因, 归根结底可能还是根系的分布造成的。

一般认为田间 ZFP 可以作为直接原位测定 $K(h)$ 的标准方法, 而综合现阶段的实验数据计算的非饱和导水率^[10-11, 14, 27]可以看到其范围一般都在大于基质势 -300 hPa 范围的, 且大多都为砂性土壤。随着内排水实验的进行, 水运动通量逐渐变小, 对于砂性土壤一般实验在 50 天左右即已经达到田间持水以下, 难再失水, 另一方面内排水的实验条件之一构造零通量要求地表覆盖阻止向上运动, 形成田间长时间的无补充水(即不降雨)在亚热带地区是很难的。而对于黏土, 本身持水性较强, 导水率较低, 在短时间内完成比较完整的 $K-h$ 曲线几乎是不可能的。但是本文及以往实验的基质势范围都是正常范围, 土壤太干的情况下, 仪器在短时间内很难监测水分变化。所以寻找一种耗时少且效率高的方法来获取非饱和导水率函数是土壤水力学的一个研究难点。

受 SISC4 传感数据的限制, 基质势在大于 -50 hPa 以内不能真实反映土壤吸力, 同时也有校正上的问题^[16, 28-29]。作者认为其主要原因是所用的材料阻碍水分的传输。但是在大于 -50 hPa 范围内, 土壤基本上接近饱和状态, 导水率较大, 且变化迅速。所以用标准的张力计代替 SISC4 配合监测该范围的导水率将更有意义。但是 SISC4 传感器也有其自身优点, 维护成本低, 测量范围比张力计宽, 可以用于后期监测预报及自动化灌溉^[30]。

4 结论

本文以红壤地区花生地和橘园地两种土地利用方式为研究对象, 比较了两种不同方法测定的水分特征曲线并由此推求出非饱和导水率。对于表层土壤, 在花生地下, 用环刀采取原状土壤样品进行室内的压力膜仪实验获取水分特征曲线与田间原位测定的值没有明显差异。而在橘园地, 由于橘树根系空间分布不均匀, 用环刀采集土样的水分特征曲线无法真实反

映其田间水力学性质，从而不可直接用于水分运动的模拟计算。同时，用零通量法直接测得的非饱和导水率结果也说明在两种不同土地利用方式下水分运动的特征具有类似的现象。可见，在进行田间土壤水力学性质模型模拟时，室内压力膜仪所测的水分特征曲线及其推算的水力学参数需要谨慎使用。

参考文献：

- [1] 刘杰, 张杨珠. 红壤地区土壤退化及恢复重建研究() 红壤的退化[J]. 湖南农业科学, 2009(4): 44–51
- [2] 梁音, 杨轩, 潘贤章, 张斌, 史德明. 南方红壤丘陵区水土流失特点及防治对策[J]. 中国水土保持, 2008(12): 50–53
- [3] 赵其国. 我国南方当前水土流失与生态安全中值得重视的问题[J]. 水土保持通报, 2006, 26(2): 1–8
- [4] 景为. 推求土壤水分运动参数的方法(硕士学位论文)[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2002
- [5] Mualem Y. New model for predicting hydraulic conductivity of unsaturated porous-media[J]. Water Resources Research, 1976, 12(3): 513–522
- [6] Vangenuchten MT. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, 44(5): 892–898
- [7] Assouline S. A model for soil relative hydraulic conductivity based on the water retention characteristic curve[J]. Water Resources Research, 2001, 37(2): 265–271
- [8] 邵明安. 根据土壤水分再分布过程确定土壤的导水参数[J]. 中国科学院西北水土保持研究所集刊(土壤分水与土壤肥力研究专集), 1985(2): 47–53
- [9] 王全九, 王文焰, 沈冰, 张建丰, 费良军, 张新明. 田间非饱和土壤水分运动参数测定[J]. 农业工程学报, 1998, 14(2): 149–153
- [10] Hillel D, Styliano Y, Krentos VD. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in-situ[J]. Soil Science, 1972, 114(5): 395–400
- [11] Mavimbela SSW, van Rensburg LD. In-situ evaluation of internal drainage in layered soils (Tukulu, Sepane and Swartland) [J]. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 2011, 8(6): 9 797–9 841
- [12] 周买春. 非饱和土壤水分运动参数实验室和田间测定研究[J]. 广东水利水电, 1996(2): 33–38
- [13] Hillel D. Introduction to Environmental Soil Physics[M]. London: Academic Press, 2004: 238–240
- [14] Hruska S, Dane J. In-situ determination of soil hydraulic properties during drainage[J]. Soil Science Society of America Journal, 1983, 47(4): 619–624
- [15] 周凌云, 陈志雄. 非饱和土壤导水率的原位测定[J]. 土壤, 1991, 23(1): 37–40
- [16] Cardenas-Lailhacar B, Dukes MD. Precision of soil moisture sensor irrigation controllers under field conditions[J]. Agricultural Water Management, 2010, 97(5): 666–672
- [17] Ankeny MD, Ahmed M, Kaspar TC, Horton R. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity[J]. Soil Science Society of America Journal, 1991, 55(2): 467–470
- [18] Śląwiński C, Witkowska-Walczak B, Walczak RT. Determination of Water Conductivity Coefficient of Soil Porous Media[M]. Institute of Agrophysics PAS, Lublin: ALF-GRAF, 2004. 25–26
- [19] 景元书. 中国亚热带坡地土壤水文特征与小流域水量平衡研究(博士学位论文)[D]. 南京: 中国科学院南京土壤研究所, 2004
- [20] Western AW, Grayson RB, Blöschl G, Wilson DJ. Spatial variability of soil moisture and its implications for scaling[J]. Scaling Methods in Soil Physics, 2003: 119–142
- [21] Libardi PL, Reichardt K, Nielsen DR, Biggar JW. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, 44(1): 3–7
- [22] 任理. 野外条件下非饱和土壤水力传导度的确定[J]. 水利学报, 1989(11): 49–55
- [23] 胡顺军, 田长彦, 宋郁东. 绿洲棉田非饱和土壤导水率的野外试验研究[J]. 中国沙漠, 2010, 30(1): 116–119
- [24] Reichardt K, Portezan O, Libardi PL, Bacchi OOS, Moraes SO, Oliveira JCM, Falleiros MC. Critical analysis of the field determination of soil hydraulic conductivity functions using the flux-gradient approach[J]. Soil & Tillage Research, 1998, 48(1/2): 81–89
- [25] 薛绪掌, 张仁铎, 桂胜祥. 测定尺度对所测土壤导水参数及其空间变异性的影响[J]. 水土保持通报, 2001, 21(3): 47–51
- [26] 王毅. 壤中流控制机制及其生态水文效应的试验和模拟研究(博士学位论文)[D]. 南京: 中国科学院南京土壤研究所, 2011
- [27] Paige GB, Hillel D. Comparison of 3 methods for assessing soil hydraulic-properties[J]. Soil Science, 1993, 155(3): 175–189
- [28] Malazian A, Hartsough P, Kamai T, Campbell GS, Cobos DR, Hopmans JW. Evaluation of MPS-1 soil water potential sensor[J]. Journal of Hydrology, 2011, 402(1/2): 126–134
- [29] Trinh V, Tang A, Cui Y, Dupla J, Canou J, Calon N, Robinet A, Lambert L, Schoen O. Calibration of Smart Irrigation Sensor (SIS-UMS) for the Blanket Layer Soil from Old Railway Lines[R]. Conférence UNSAT2010, Barcelone, Espagne, 2010: 739–744
- [30] Cardenas-Lailhacar B, Dukes MD, Miller GL. Sensor-based automation of irrigation on bermudagrass during dry weather conditions[J]. Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce, 2010, 136(3): 184–193

Soil Hydraulic Properties Under Different Land Uses in Hilly Red Soil Region of Southern China

WANG Liang-liang^{1,2}, ZHANG Zhong-bin^{1,2}, PENG Xin-hua^{1*}

(1 State Key Laboratory of Soil and Sustainable Agriculture (Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences), Nanjing 210008, China; 2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract : Hydraulic conductivity is an indispensable parameter for modeling soil water and solute transport. In peanut and citrus land, water retention curves were determined by pressure membrane using undisturbed soil cores and by FDR and Watermark (R) granular matrix sensors installed *in situ*. According to van Genuchten's parameters, unsaturated hydraulic conductivity ($K(h)$) was predicted. Meanwhile, hydraulic conductivity was measured by zero flux plane method *in situ* as a standard parameter, so that we could assess the two methods above determining $K(h)$. Overall, in peanut land use, the two $K(h)$ curves from soil cores or from *in situ* were consistent, but it was not well in citrus land use due to the spatial variation of plant root distribution. This research assesses different methods to determine $K(h)$ in red soil region.

Key words : Red soil, van Genuchten model, Hydraulic conductivity, Zero flux plane