

doi:10.3969/j.issn.2097-0013.2025.01.018

持续干旱条件下江汉平原厚层黏性土 土壤水分运移特征研究

李梦茹¹, 贡磊^{2*}, 王清¹, 章昱¹, 阮恒丰¹, 喻望¹

LI Meng-Ru¹, GONG Lei^{2*}, WANG Qing¹, ZHANG Yu¹, RUAN Heng-Feng¹, YU Wang¹

1. 中国地质调查局武汉地质调查中心(中南地质科技创新中心), 湖北武汉430205;

2. 国家税务总局百色市右江区税务局, 广西百色533099

1. Wuhan Center, China Geological Survey (Geosciences Innovation Center of Central South China), Wuhan 430205, Hubei, China;

2. Youjiang District Tax Bureau, Baise City, State Taxation Administration, Baise 533099, Guangxi, China

摘要: 受持续高温及干旱少雨的影响, 长江流域2022年遭遇自有完整气象观测记录以来最严重的气象干旱。本次研究基于江汉平原野外试验场的气象监测数据, 选取该年相较往年降雨及气温具有显著差异的8~12月作为研究时段, 利用不同深度土壤含水率及基质势监测数据分析干旱条件下黏性土层水分对降雨、蒸发和地下水位变化的响应规律。结果显示: 浅层土壤(0~1.4 m)的含水率和水分运移受土壤蒸发和降水入渗共同影响, 干旱期间水分运动以向大气蒸发为主且长历时稳定的降雨才形成有效入渗, 蒸发影响深度约为1.4 m; 中层土壤(1.4~3.5 m)含水率较高且比较稳定, 基本不受蒸发和监测期间降雨的影响, 土壤水分以“活塞流”方式向下运移, 且土壤水分下渗过程中受土层非均质的影响导致在低渗层附近出现零通量面; 深层土壤(3.5~6.0 m)的含水率和水分运移与地下水位的关系密切, 且随着土壤深度减小, 相关性变弱且滞后时间变长。与中层土壤相比, 深层土壤由于受低渗层阻渗和地下水位下降的双重影响, 土壤含水率和水势梯度的变化更为剧烈。

关键词: 厚层黏性土; 干旱期; 水分运移; 土壤水势; 含水率; 江汉平原

中图分类号: P641.69

文献标识码: A

文章编号: 2097-0013(2025)-01-0216-13

Li M R, Gong L, Wang Q, Zhang Y, Ruan H F and Yu W. 2025. Study on Soil Moisture Transport Characteristics of Thick Layered Cohesive Soil in Jianghan Plain under Persistent Drought Conditions. *South China Geology*, 41(1): 216-228.

Abstract: Affected by continuous high temperature and low rainfall, the Yangtze River basin had experienced the most severe meteorological drought in 2022 since the establishment of complete meteorological observation records. Based on meteorological monitoring data from field test sites, this study selected August-December of 2022 as the research period with significant differences in rainfall and temperature compared with previous years. The response of cohesive soil moisture to rainfall, evaporation and groundwater level under drought conditions was analyzed by using soil moisture content and matrix potential monitoring data at different depths. The results showed that the moisture content and water transport of shallow soil (0 ~ 1.4 m) were affected by both soil evaporation and precipitation infiltration. During drought,

收稿日期: 2024-11-02; 修回日期: 2024-11-29

基金项目: 中国地质调查局项目(DD20160290, DD20221777)

第一作者: 李梦茹(1993—), 女, 工程师, 主要从事水文地质研究工作, E-mail: lmengru111@163.com

通讯作者: 贡磊(1998—), 男, 硕士, 主要研究方向为包气带水文地质, E-mail: 1409337028@qq.com

the water movement was dominated by evaporation, with the depth about 1.4m and the effective infiltration was only formed by long-term stable rainfall. The water content of the middle-layer soil (1.4 ~ 3.5 m) was relatively high and stable, which was basically not affected by evaporation and rainfall during the monitoring period. Soil water migrated downward in the way of "piston flow", and the zero flux surface near the low permeability layer was affected by the heterogeneity of the soil layer during the infiltration process. Water content and water transport in deep soil (3.5 ~ 6.0 m) were closely related to groundwater level, and the correlation became weaker and the lag time became longer as the soil depth decreased. Compared with the middle soil, the changes of soil moisture content and water potential gradient in deep soil were more intense due to the dual effects of low permeability layer prevention and the decrease of groundwater level.

Key words: thick cohesive soil; drought period; moisture transport; soil water potential; moisture content; Jiangnan Plain

土壤水是大气水与地下水之间的枢纽,大气水与土壤水通过降雨入渗和蒸散发作用进行相互转换,土壤水与地下水通过入渗迁移和毛细力作用进行相互转换(杨建锋等, 2000; 王加虎等, 2008)。

土壤中水分的运移受上边界(大气水-土壤水界面)与下边界(土壤水-地下水界面)的共同影响,主要影响因素包括大气降水、土壤质地、土地利用类型及地下水位等。已有学者围绕相关影响因素进行了研究:张敬晓等(2017)通过对黄土丘陵区的野外原位监测发现降雨量、降雨强度及初始土壤含水量与水分入渗深度及迁移深度存在正相关关系;土壤入渗及土箱模拟试验揭示土壤含黏粒量越高、质地越重,土壤水分入渗速度越慢(解文艳和樊贵盛, 2004; 张国祥等, 2016);通过对华北平原与蒙古高原过渡带不同土地利用类型土壤入渗性能的测定发现土壤入渗能力排序按草地、耕地、林地依次降低(王晓艺等, 2020);地下水位的变化会影响包气带的厚度,同时改变降水入渗补给地下水的条件及规律(范琦等, 2006; 张光辉等, 2007),随着潜水位的波动下降,包气带厚度增大,深部黏性土因排水压密作用导致垂向入渗性能降低(林丹等, 2014);数值模拟结果显示包气带的增厚减慢了华北平原区地下水位的补给过程,地下水补给量先减小后保持稳定(Huo S Y et al., 2014)。

江汉平原东北部第四系上部普遍覆盖有厚层(大于 5 m)甚至巨厚层(大于 10 m)的低渗黏性土

层(柏道远和李长安, 2010; 刘广宁等, 2022),其厚度整体呈现由北往南逐渐变大的趋势,并且逐渐由单层的黏土层结构过渡为上部黏土层、下部砂砾石层的含水层结构(常威等, 2019)。由于厚层黏性土盖层下砂砾石层中的孔隙水为区域主要生产生活供水水源,因此探究厚层黏性土水分运移特征对加深区域地下水补给机制的认识和地下水资源的合理开发利用具有重要意义。通过对厚层黏性土剖面水分特征曲线的测定与模拟发现:浅层(2 m 以浅)土壤的连通性相对较差导致水分向下运移相对缓慢,深层(2 m 以下)土壤大孔隙增多且可能存在优先流(石浩楠等, 2019);通过 ^{18}O 的峰值位移法推算降雨入渗补给需要近 130 年的时间才能穿透厚层黏性土补给地下水(刘添文等, 2021);通过分析厚层黏性土含水率、水势对大气降水及地下水变化的响应规律发现土层最大蒸发深度不小于 1.4 m 且土壤水分以“活塞流”的方式向下运移(刘添文, 2021)。

2022 年,长江流域遭遇了自 1961 年有完整气象观测记录以来最严重的气象干旱(中华人民共和国水利部, 2023),一方面大气降水量的骤减及土壤表层入渗降水的快速蒸发导致黏土包气带中降雨有效入渗量的锐减;另一方面,区内地表水位和地下水位下降也会影响深层土壤中水分的运移和地下水的补给条件。因此,本文以江汉平原东北部厚层黏性土为研究对象,开展干旱条件下不同深度土壤含水率的连续监测,探讨干旱条件下厚层黏性土的土壤水分运移规律,为江汉平原

厚层黏性土区在干旱条件下合理利用和正确评价地下水资源提供科学依据。

1 研究区概况

研究区位于江汉平原东北部与大别山区西南部过渡带,平均海拔 19.7 m,地势整体由东北向西南逐渐降低。研究区地层以第四系上更新统(Qp_3^{al})为主,其次为第四系全新统(Qh^{al}),局部可见中元古界青白口系武当群(QbW_2)和古近系云台山组(Ey)出露(张德厚等, 1994; 胡美艳等, 2018)(图 1)。区内地下水类型包括孔隙水、风化裂隙水、孔隙-裂隙水,其中风化裂隙水和孔隙-裂隙水分别储存于中元古界青白口系武当群(QbW_2)千枚岩、片岩的风化裂隙带和古近系云台山组(Ey)砂岩、砂砾岩的孔隙-裂隙中,两者富水性皆较差(常威等, 2019; Liu T W et al., 2020; 刘添文, 2021)。第四系孔隙水分布于澧河两侧全新统

(Qh^{al})和上更新统(Qp_3^{al})的砂砾石层中,富水性整体较好。其中,上更新统(Qp_3^{al})广泛分布于澧河二级阶地,具有典型的二元结构,上部为厚层黏性土弱透土层,下部为砂砾石孔隙含水层;全新统(Qh^{al})呈带状分布于澧河河谷与一级阶地,叠置于上更新统(Qp_3^{al})之上,构成区内上更新统(Qp_3^{al})地下水往澧河排泄的通道(图 2)。上更新统(Qp_3^{al})砂砾石层是区内分布最广的含水层,其主要接受山前降雨入渗和山区风化裂隙水的侧向径流补给,之后受地形控制向澧河方向径流,受厚层黏性土隔水顶板影响,上更新统孔隙水具有承压性,进入全新统(Qh^{al})分布区后转化为潜水,最终排泄入澧河(常威等, 2019; 刘晓芮等, 2019)。

2 数据来源与试验场简介

本文的监测数据取自中国地质调查局武汉地质调查中心与中国地质大学(武汉)联合建立的大

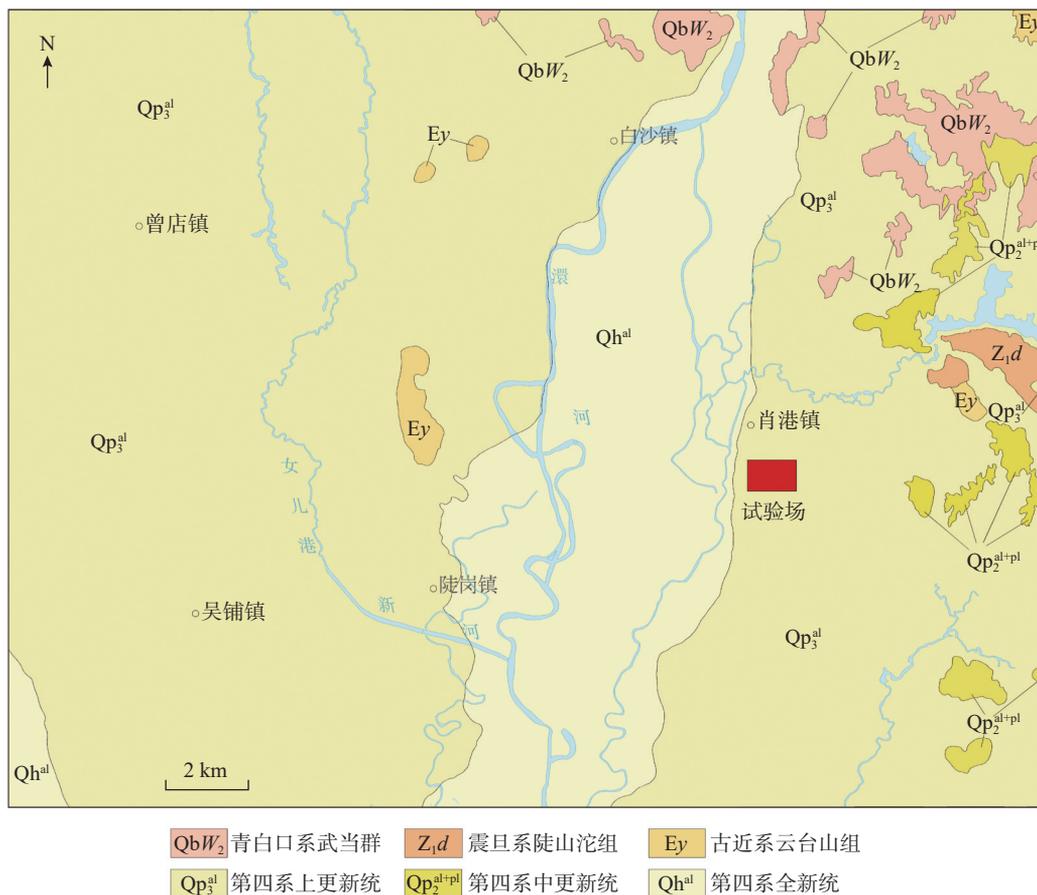


图 1 研究区地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of the study area

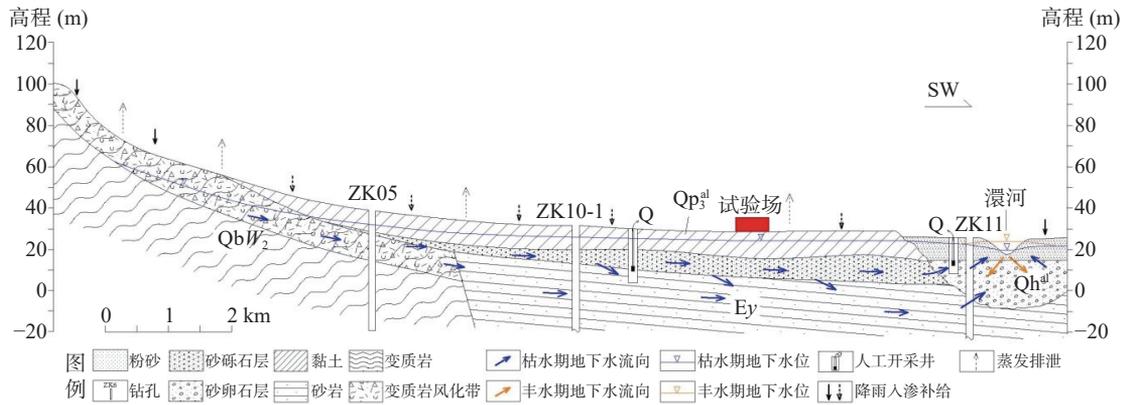


图 2 研究区地下水补、径、排模式图

Fig. 2 Model diagram of groundwater recharge, runoff and discharge in the study area

修改自常威等(2019);地层代号图例见图 1.

别山-江汉平原三水转换关系野外观测试验场。该试验场位于江汉平原北缘孝感市肖港镇永建二村(图 1),地理坐标为东经 113°55'58",北纬 31°03'58",地面海拔高度为 33.40 m。试验场地下水含水层为第四系上更新统(Qp₃^{al})砂砾石层,地下水类型为松散岩类孔隙微承压水。场内水文地质钻孔(深度 20 m)完整揭露了场区第四系上更新统(Qp₃^{al})岩性及结构(刘添文,2021)(图 3)。

试验场由气象观测系统、土壤水观测系统、

地下水观测系统等构成,其平面布置如图 4 所示,自 2018 年 6 月 1 日开始持续观测至今。本文采用的监测数据取自土壤水观测系统中的 3 号井,试验井的直径为 2 m,深 7 m,垂向上从 0.2 m ~ 6.0 m 共分布有 12 个监测孔位(图 4)。土壤含水率、电导率、温度的监测频率分别为 10 分钟/次、30 分钟/次和 1 天/次。为分析土层监测要素随时间的变化规律,本文引入变异系数(C·V)分析监测要素的波动情况,C·V 的计算公式如下:

$$C \cdot V = (SD/Mean) \times 100\%$$

式中 C·V 为变异系数;SD 为标准偏差;Mean 为平均值。变异系数是度量样本或总体数据离散程度的参数,变异系数的值越大,表示数据的离散程度越大。

3 厚层黏性土水分运移特征

3.1 研究时间段气象特征

为明确干旱条件的研究时段,本文对比了 2021 年和 2022 年的降雨量、气温等气象数据(图 5、表 1),结果显示:(1)2022 年试验场的平均气温(18.48 °C)相比 2021 年(17.84 °C)有所升高,并且 2022 年高温时期比 2021 年更长,峰值温度更高;(2)试验场 2022 年降雨量较 2021 年明显减少,年降雨量从 831.2 mm 降低至 536.8 mm。除少数月份外,2022 年试验场月降雨量均低于 2021 年试验场的同期数据,并且月降雨量多处于 70 mm 以下(9 月降雨量仅为 0.1 mm),尤其是 8 月及 8 月以后,试验场的干旱程度显著。

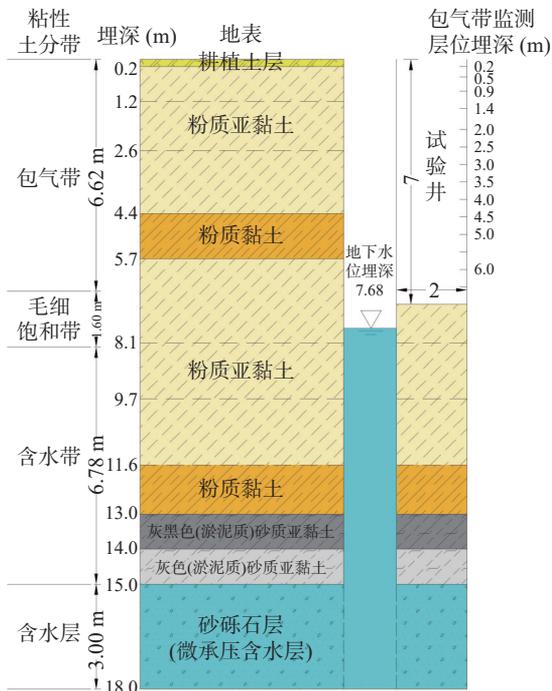


图 3 试验场垂向分带图

Fig. 3 Vertical zoning diagram of the test site

据刘添文(2021)修改

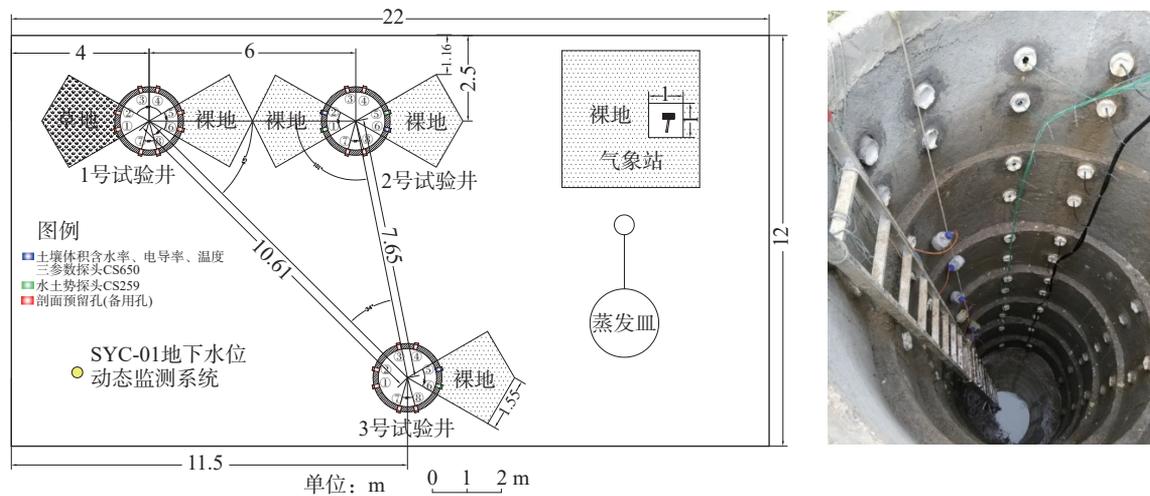


图4 试验场平面布置图及剖面实拍图

Fig. 4 Plane graph and profile photograph of the test sites

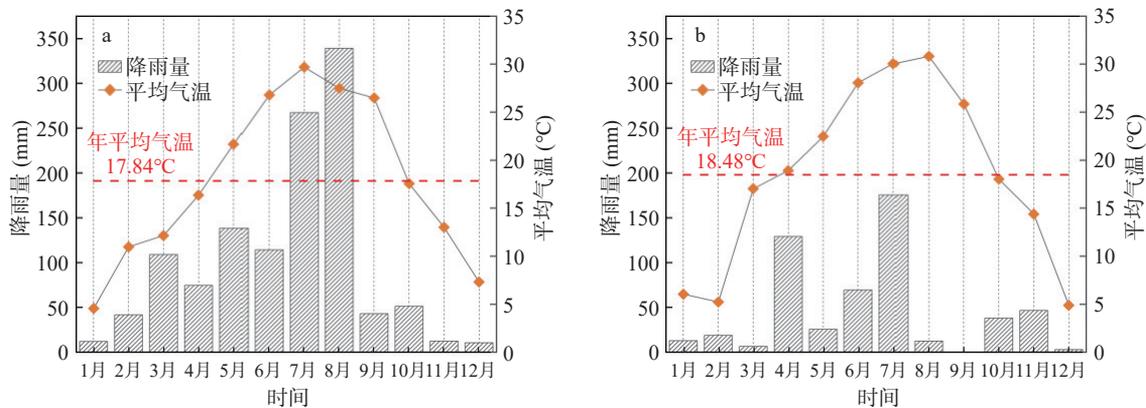


图5 2021年(a)和2022年(b)试验场气象要素分布图

Fig. 5 Distribution map of meteorological elements in 2021 (a) and 2022 (b)

表1 2021年、2022年试验场气象数据对比表

Table 1 Comparison of meteorological data at test site in 2021 and 2022

监测内容	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
21年月平均雨量(mm)	11.9	41.7	108.8	74.5	138.2	114.2	267.2	339.1	42.9	51.2	12.3	10.4
22年月平均降雨量(mm)	12.7	18.8	6.4	129.0	25.5	69.3	175.4	12.3	0.1	38.1	46.4	2.8
21年月平均气温(°C)	4.6	11.0	12.1	16.4	21.7	26.8	29.7	27.5	26.5	17.6	13.0	7.3
21年月最高气温(°C)	25.9	35.9	33.8	38.6	43.4	44.3	25.9	35.9	33.8	38.6	43.4	44.3
22年月平均气温(°C)	6.0	5.2	17.0	18.9	22.5	28.1	30.0	30.8	25.9	18.0	14.4	4.9
22年月最高气温(°C)	24.6	26.8	36.4	41.2	43.4	47.0	48.8	51.2	48.0	47.4	39.4	22.3

因此,通过综合分析试验场气象观测系统的降雨量及月平均气温数据,本文选取2022年8月至12月的野外连续观测数据作为干旱条件的研究时段来进行水分运移特征的研究。

3.2 土壤含水率垂向分布特征

根据2022年8月1日至12月24日(2022.

9.26~9.30因仪器故障缺失数据)期间的监测数据绘制不同时间土壤含水率随深度的变化曲线(图6),结果表明监测期间土壤含水率在28%~45%之间,不同深度土壤含水率的变化规律存在明显差异。其中,0~1.4m层位土壤含水率波动明显,变异系数一般大于1,最大值达13.93;1.4~

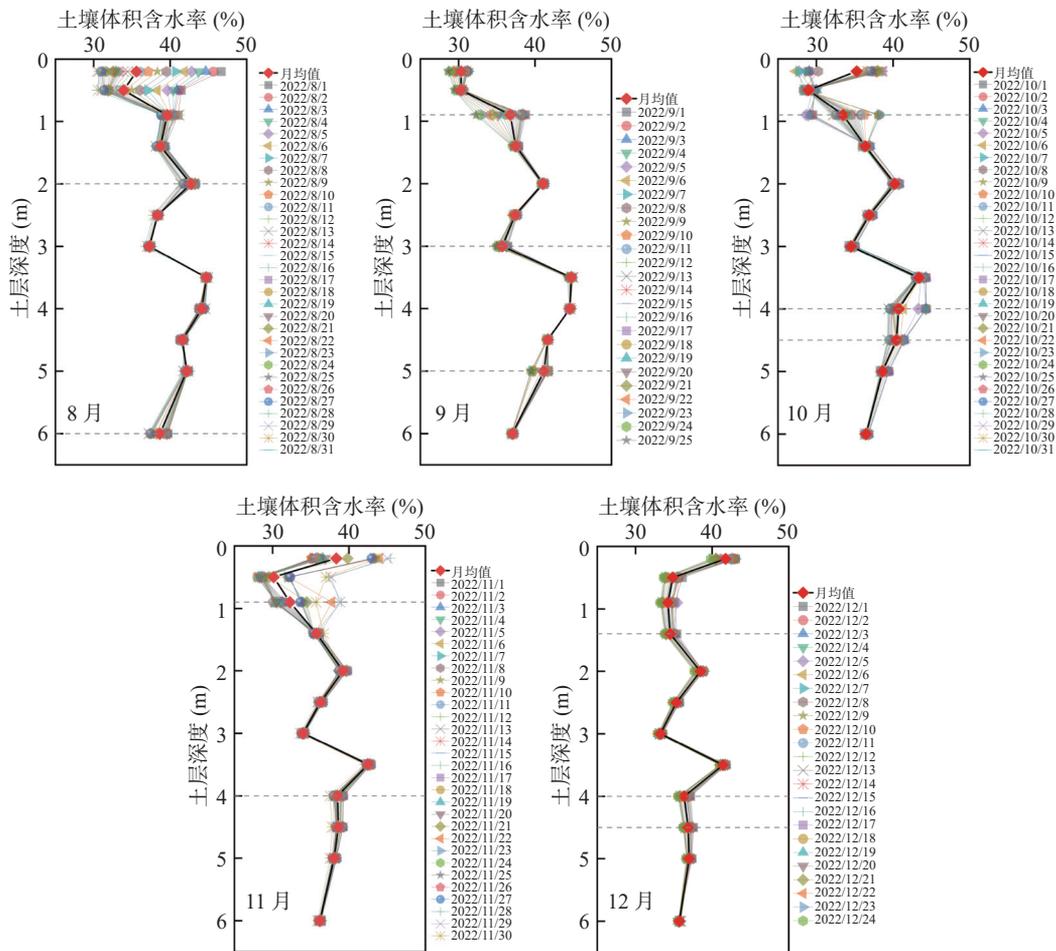


图 6 2022 年 8—12 月试验场土壤含水率垂向分布

Fig. 6 Vertical distribution of soil water content in the test site from August to December, 2022

3.5 m 层位土壤含水率比较稳定, 变异系数在 0.28 ~ 1.54 间变化; 4.0 ~ 6.0 m 层位土壤含水率总体比较稳定, 变异系数在 0.19 ~ 2.28 间变化, 但部分时段存在一定的波动, 且不同深度土壤含水率发生波动的时间不一致(表 2)。例如, 8 月份 3.5 ~ 5.0 m 的土壤含水率比较稳定, 变异系数为 0.19 ~ 0.55, 而 6.0 m 处含水率的变异系数达 2.28, 存在较大的波动; 9 月份 5.0 m 层位土壤含水率的波动较大, 变异系数为 1.93, 而其他层位土壤含水率则比较稳定, 变异系数为 0.14 ~ 0.37。下面分层详细讨论土壤含水率随时间和深度的变化规律:

(1) 0 ~ 1.4 m 层位土壤含水率总体呈现随深度增大而增大的特点, 但受降雨影响土壤含水率随时间的变化剧烈, 随着深度增加, 土壤含水率的变幅逐渐减小(图 6)。8 月份降雨较多, 受入渗水流补给表层土壤含水率先增大, 随着水分逐渐下渗和蒸发蒸腾的持续作用, 土壤含水率又逐渐减

少; 随着水分的下渗, 不同深度土壤依次表现出降雨后土壤含水率先增大后减小的特点, 但变化幅度逐渐减小且随着深度增加含水率变化滞后时间亦增加。9 月份区内几乎无降雨, 且蒸发作用强烈, 土壤含水率呈逐渐减小的趋势, 表层 0 ~ 0.5 m 土壤含水率衰减至 30.3% 左右。10—12 月区内有少量降雨, 表层土壤水分得到一定补给而增大, 加之气温降低、蒸发强度较弱, 含水率的变化总体较稳定, 表层 0 ~ 0.5 m 土壤含水率维持在 40% ~ 42% 之间, 0.5 ~ 1.4 m 土壤维持在 34% ~ 35% 之间。从剖面上看, 从地表往下随着深度增加, 土壤含水率的变化幅度减小, 1.4 m 处土壤含水率总体比较稳定, 说明区内土壤受蒸发影响的深度在 1.4 m 左右, 与前人研究成果(刘添文, 2021)基本一致。

(2) 1.4 ~ 3.5 m 层位土壤含水率在垂向上分布的差异较大, 2 m 和 3.5 m 处土壤含水率较高

表2 2022年8—12月试验场各层土壤含水率均值及变异系数
Table 2 Average soil volume water content and coefficient of variation of each layer in the test site from August to December, 2022

土层深度 (m)	8月		9月		10月		11月		12月	
	含水率 均值(%)	含水率 变异系数(%)								
0.2	35.6	13.93	30.33	2.71	35.26	11.41	38.34	9.66	41.76	2.6
0.5	33.91	10.25	30.3	1.02	28.98	1.41	30.13	9.33	34.86	2.12
0.9	39.61	1.71	36.76	5.33	33.48	7.52	32.27	8.09	34.23	1.81
1.4	38.72	1.01	37.49	0.52	36.38	0.79	35.73	0.88	34.52	1.28
2.0	42.7	1.54	41.04	0.28	40.22	0.7	39.2	0.85	38.49	0.99
2.5	38.36	0.4	37.41	0.39	36.9	0.59	36.29	0.53	35.32	0.76
3.0	37.28	0.41	35.72	1.14	34.54	0.62	33.98	0.43	33.24	0.57
3.5	44.73	0.19	44.73	0.37	43.36	0.91	42.51	0.5	41.42	0.66
4.0	44.12	0.55	44.56	0.14	40.76	3.77	38.5	1.18	36.35	1.34
4.5	41.6	0.35	41.67	0.14	40.41	1.56	38.61	0.9	36.86	1.07
5.0	42.15	0.44	41.17	1.93	38.64	0.77	38.05	0.53	36.99	0.59
6.0	38.66	2.28	37.04	0.23	36.48	0.37	36.18	0.3	35.72	0.27

(38.5%~44.7%), 2~3.5 m之间土壤含水率较低(33.2%~38.36%)。根据试验场前期研究成果,区内粉质黏土毛细上升高度约在1.2~1.6 m之间(刘添文, 2021),因此该层土壤位于蒸发影响带之下和支持毛细带之上的水分稳定带,无降雨入渗条件下土壤含水率维持在定值(残留含水量),据此分析该带内土壤含水率在垂向上分布的差异可能是由于土层内部非均质性的差异造成不同深度土壤的残留含水量不同。从时间上看该层土壤含水率随时间的变化幅度较小,自8月到12月不同深度的土壤含水量整体呈缓慢降低的特点(图7),说明前期降雨入渗的水流尚未穿透该层土壤,整体呈现出“活塞流”总体往下运移的特点。

(3) 3.5~6.0 m层位土壤含水率在垂向上总体呈现随深度减小的趋势,但不同深度土壤含水率随时间的变化差异较大,并表现出从深部往浅部传递的特点。6.0 m处土壤含水率在8月变化最大,表现为先增大后减小,9月之后含水率表现为稳定的小幅下降;5 m处土壤含水率在9月出现较大幅度减小,3.5~4.5 m处土壤含水率则在10月份出现明显减小,且以4 m处变幅最大,3.5 m处变幅最小;11月之后,不同深度含水率均呈减小趋势,但变化幅度较8—10月份小。上述现象说明3.5~6.0 m层位土壤含水率的变化主要受地下水水位的影响,8月份降雨后地下水水位抬升,导致

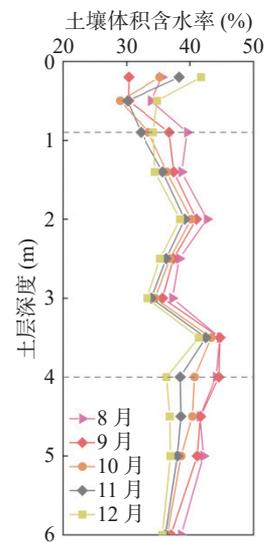


图7 2022年8—12月试验场土壤平均含水率垂向变化
Fig. 7 Vertical variation of average soil volume water content in the test site from August to December, 2022

毛细水带上移补给6.0 m层位土壤水,之后因降水减少,地下水位下降,毛细水带下移,6.0 m层位土壤含水率率先减小,然后逐渐往浅部传递。值得注意的是:4 m层位土壤含水率变化最大,而其上3.5 m处的变化却最小。根据前人对不同层位原状土样的物理性质测试结果显示:3.5~4.0 m土壤的垂直渗透系数仅为 20.46×10^{-6} cm/s,而其上下层位垂直渗透系数均大于 130×10^{-6} cm/s(石浩楠等, 2019)。由此分析,3.5~4.0 m土壤的渗透性较差,3.5 m以上土壤中入渗水流运移至该处时下渗速度减慢,而4.0 m以下的土壤含水率受

地下水位下降影响水分逐渐下移, 并从深部往浅部传递, 由于 4.0 m 土壤水分下渗不断减少, 而其上方的水分受低渗层的阻挡往下补给的速度缓慢, 导致 3.5~4.0 m 层位土壤上、下的水势差逐渐拉大, 当超过一定值时出现类似“进气”现象, 导致 4.0 m 处土壤含水率在 10 月突然变小。之后, 由于研究区降雨很少, 地下水位总体缓慢下降, 土壤水分下渗而不断降低, 不同深度的土壤含水率变幅逐渐减小, 且垂向的分布也趋于接近。

3.3 土壤水势垂向分布特征

为进一步分析土壤水分运移特征, 绘制了月度土壤总水势垂向剖面图(图 8)。从图中可知, 0~1.4 m 层位土壤总水势的波动幅度最大, 表现为降雨后水势增大, 之后随着水分下渗和蒸发作用, 土壤水势逐渐减小。1.4 m 以下土壤水势的变化幅度较小, 8 月份表现为随深度增加土壤水势减小; 9—12 月降雨较少, 随着水分下渗, 土壤水

势在垂向上出现波动, 呈现出多个拐点。为进一步分析土壤水分的运动状态, 根据土壤总水势的剖面分布特征计算了不同时段土壤水势(ψ)和水势梯度(I_{usa}), 详见表 3、表 4, 当 $I_{\text{usa}} < 0$ 时土壤水向上运动, 当 $I_{\text{usa}} = 0$ 时土壤水相对静止, 当 $I_{\text{usa}} > 0$ 时土壤水向下运动(张光辉等, 2014)。

从表 3 和表 4 可知, 观测期内包气带黏性土的土壤水势变化和水分运动规律比较复杂。8 月份, 仅在 1.4 m 处分布一个发散型零通量面, 1.4 m 以上土壤水往上运动, 1.4 m 以下土壤水往下运动; 9—12 月份, 剖面上出现多个零通量面, 并且随着时间推移收敛型和发散型零通量面成对增加。9 月份在 2.0 m 处增加 1 个收敛型零通量面, 在 2.5 m 处增加 1 个发散型零通量面, 之后 10 月份在 3.0 和 3.5 m 处又增加 1 对零通量面, 11—12 月份在 4.5 和 5.0 m 处新增 1 对零通量面外, 在表层 0.5 m 还增加 1 个收敛型零通量面。

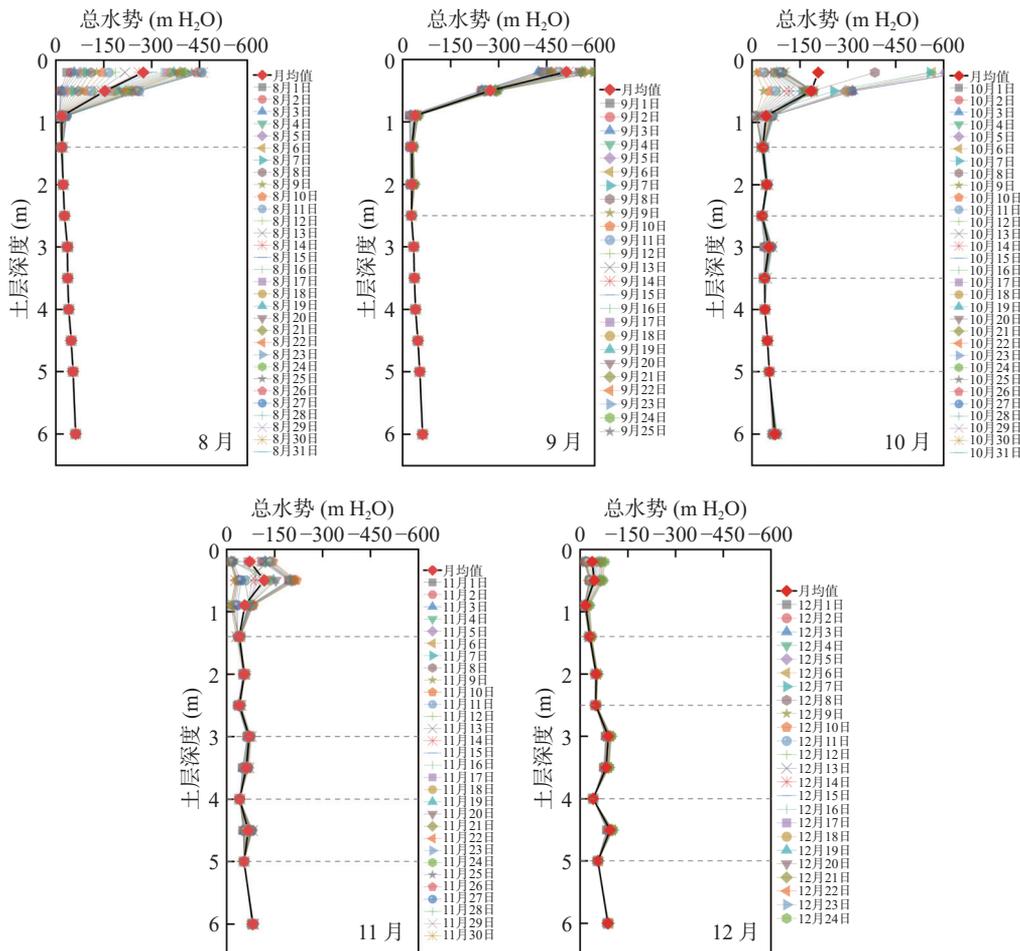


图 8 2022 年 8—12 月试验场土壤总水势垂向剖面图

Fig. 8 Vertical profile of total soil water potential in the test site from August to December, 2022

表3 2022年试验场土壤垂向剖面月平均土壤水势表

Table 3 Monthly mean total soil water potential of vertical soil profile in the experimental site in 2022

土层深度 (m)	8月		9月		10月		11月		12月	
	水势 均值	水势 变异系数								
0.2	-274.27	54.97	-511.73	11.46	-207.67	110.68	-72.26	72.35	-38.23	56.3
0.5	-153.99	55.72	-274.8	5.87	-184.99	39.98	-117.55	60.88	-44.53	34.71
0.9	-19.34	43.79	-39.1	20.95	-44.01	46.59	-56.59	44.18	-17.28	33.06
1.4	-18.09	11.49	-29.01	12.65	-33.59	10.79	-39.58	8.65	-30.78	9.99
2.0	-22.84	0.91	-29.81	14.52	-46.2	4.76	-55.3	3.6	-50.55	5.45
2.5	-27.15	0.2	-27.7	1.78	-31.69	4.45	-39.9	7.28	-49.05	3.14
3.0	-36.15	3.06	-34.47	1.64	-53.07	13.9	-70.44	5	-88.82	6.35
3.5	-36.98	0.32	-36.87	0.35	-39.42	7.27	-61.49	9.05	-82.43	6.67
4.0	-40.24	0.06	-40.34	0.19	-40.47	0.14	-40.65	0.16	-40.96	0.12
4.5	-48.07	0.22	-47.83	0.07	-48.48	1.57	-67.56	14.39	-94.44	6.05
5.0	-53.86	0.06	-53.87	0.03	-54	0.19	-54.31	0.17	-56.01	1.64
6.0	-62.14	0.19	-62.49	0.21	-71.45	6.7	-81.85	2.08	-87.6	1.55

表4 2022年试验场土壤垂向剖面总水势梯度值及土壤水运动方向信息

Table 4 Gradient value of total water potential and the movement direction of soil water of the test site in vertical profile in 2022

土壤深度(m)	8月		9月		10月		11月		12月	
	I_{usa}	方向								
0.2~0.5	-40.09	↑	-78.98	↑	-7.56	↑	15.10	↓	2.10	↓
0.5~0.9	-33.66	↑	-58.92	↑	-35.25	↑	-15.24	↑	-6.81	↑
0.9~1.4	-0.25	↑	-2.02	↑	-2.08	↑	-3.40	↑	2.70	↓
1.4~2.0	0.79	↓	0.13	↓	2.10	↓	2.62	↓	3.29	↓
2.0~2.5	0.86	↓	-0.42	↑	-2.90	↑	-3.08	↑	-0.30	↑
2.5~3.0	1.80	↓	1.35	↓	4.28	↓	6.11	↓	7.95	↓
3.0~3.5	0.17	↓	0.48	↓	-2.73	↑	-1.79	↑	-1.28	↑
3.5~4.0	0.65	↓	0.69	↓	0.21	↓	-4.17	↑	-8.29	↑
4.0~4.5	1.57	↓	1.50	↓	1.60	↓	5.38	↓	10.70	↓
4.5~5.0	1.16	↓	1.21	↓	1.10	↓	-2.65	↑	-7.69	↑
5.0~6.0	0.83	↓	0.86	↓	1.74	↓	2.75	↓	3.16	↓

注:表中不同土壤深度的月数据为单月平均值,表中“方向”指土壤水运动的方向,向上运动用“↑”表示,向下运动用“↓”表示;表中“--”表示收敛型零通量面(CZFP),“-”表示发散型零通量面(DZFP)。

从水分运移机理分析,8月份受前期丰水期降水入渗的补给,包气带水分得以补充并呈活塞流往深部推移,水流总体往下运动,浅部1.4 m以上土壤受蒸发作用影响,水分往上运动,从而在1.4 m处形成发散型零通量面。9—10月份1.4 m浅层土壤水仍保持往上运动,受10月和11月的降雨影响,表层土壤(0~0.5 m)再次接受补给产生下渗水流,受水流下渗滞后影响0.5 m~1.4 m土壤水仍保持往上运动,从而在0.5 m处形成收敛型零通量面。也就是说,0~1.4 m层位土壤水分运动主要受降雨入渗补给和蒸发作用影响,接受入渗补给时水流往下运动,而无入渗补给时受

蒸发作用影响水分往上运动,这符合土壤水运移的一般规律。

然而,本次研究发现1.4 m以下土壤中存在多个零通量面的现象,与传统均质土层中的土壤水分运移规律存在明显的不同,这可能与试验场厚层黏性土的垂向非均质性有关。对于均质土层而言,降雨后入渗水流总体呈活塞式往下推移,蒸发影响带以下土层自上而下接受补给,因此剖面上随着深度增加土壤水势逐渐减小,水分向下往饱水带运动。但对于非均质土层,当下渗水流运移至低渗透夹层时,水分运移受阻挡而减慢(低渗层顶面水分积累、土壤水势增加),而低渗层下方

水分仍往下运移(低渗层底板附近负压增大、土壤水势减小),导致低渗层顶、底界面之间的土壤水势梯度增大,当水势梯度超过低渗层自身的持水能力时,则产生类似“进气”现象从而在低渗层中出现瞬时的水分释放(脱水)向下方土层运移(低渗层土壤含水率急剧减小,例如 4.0~4.5 m 层位 10 月份含水率大幅降低),此时低渗层出现水分亏损。低渗层脱水后土水势降低,小于其顶、底邻近较高渗透性土层的土壤水势,从而从上、下土层中吸收水分,形成收敛型零通量面(杨柳悦和严宝文,2013;廖一铭和严宝文,2023)。由于低渗层从下方吸水的影响范围有限,超过其影响深度的土层水分仍保持往下方运移,因此在收敛型零通量面下方会相应出现 1 个发散型零通量面,这就解释了 9—12 月收敛型和发散型零通量面总是成对增加的现象。根据上述分析,研究区厚层黏性土在 2.0、3.0 和 4.0 m 处可能存在多个局部低渗透层,从而导致干旱条件下土壤水分在向下运移过程中剖面上形成多个收敛型零通量面,但这种成因机制还有待后续进一步研究和验证。

3.4 降水-土壤水-地下水转换关系

根据研究区土壤含水率和土壤水势的垂向分布特征可知,剖面上不同深度土壤水的运动特征存在明显差异,可分为浅层(0~1.4 m)、中层(1.4~3.5 m)和深层(3.5~6.0 m)土壤分别论述。

3.4.1 浅层降水-土壤水-地下水转换关系

降雨-土壤含水率-地下水位随时间的变化关系(图 9)表明:浅层土壤含水率的变化对降雨的响应比较灵敏,而与地下水位的变化相关性较弱。8 月份降雨较少,受蒸发作用影响土壤含水率总体呈下降趋势,土壤水势梯度为负值,水分往上运移;尽管 8 月 29 日有小幅降雨,但土壤含水率并无明显增加,说明小雨条件下入渗水分主要在浅层被蒸发消耗,而未形成有效入渗。10 月 3 日的两场组合降雨后,0.2~0.5 m 土壤水势梯度急速上升,土壤水分运动由蒸发为主转为以下渗为主,0.2 m 土壤含水率大幅上升,但同时间 0.5 m 土壤含水率提升幅度极小,这表明在强蒸发影响下大部分降水在 0.2~0.5 m 土层间被土壤蒸发,仅极小部分降水补给 0.5 m 层位。0.9 m 层位在

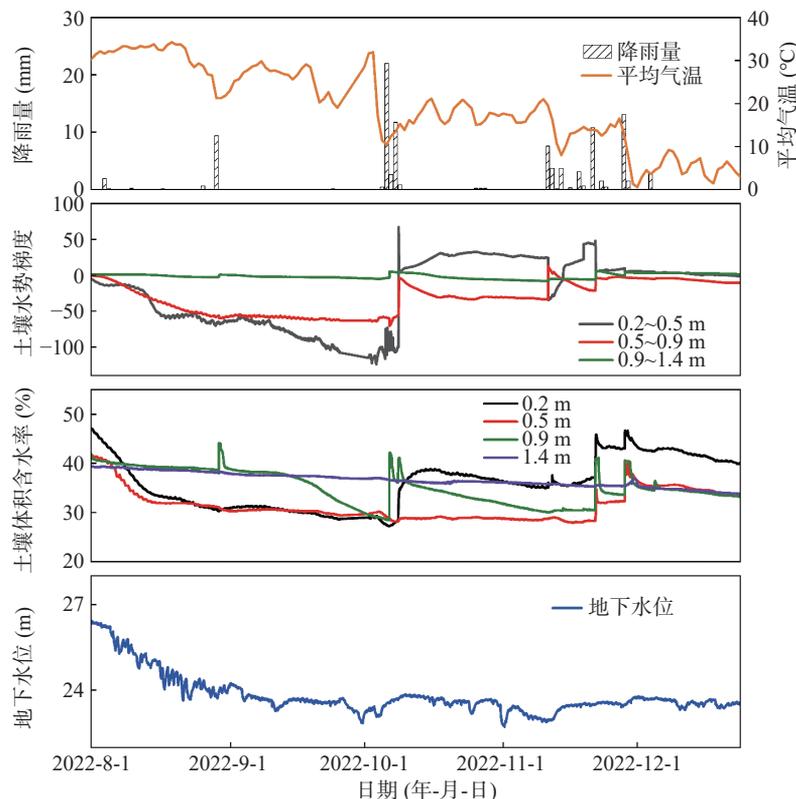


图 9 试验场浅层土壤降雨-土壤-地下水位关系图

Fig. 9 Rainfall-soil-groundwater relationship of the test site in shallow soil

降雨前土壤含水率与 0.5 m 近似,但降雨后,0.9 m 土壤含水率上升幅度远大于 0.5 m 土层,表明浅层土壤受植物根系作用影响存在“优势流”补给方式。1.4 m 土壤含水率总体呈小幅下降趋势,仅在 11 月经历长历时稳定的降雨后,1.4 m 土壤含水率有小幅上升,这表明监测期间的降雨入渗水分在向 1.4 m 运移过程中被土壤蒸发而消耗殆尽,只有长历时稳定的降雨才形成有效入渗。1.4 m 处的土壤水势梯度也基本稳定在 0 附近,说明研究区的蒸发影响深度约为 1.4 m,1.4 m 以上土壤水主要往上运动(降雨入渗后间歇性往下运移),而 1.4 m 以下土壤水主要往下运动,故在 1.4 m 处形成了发散型零通量面。

3.4.2 中层降水-土壤水-地下水转换关系

中层土壤远离土壤表面,不受土壤蒸发影响,土壤含水率稳定(图 10),与降雨的相关性很弱,说明监测期间的降雨入渗水流尚未运移至该深度,入渗补给存在滞后性。土壤含水率随时间逐渐降低,主要是前期降雨形成的入渗水流还在以“活塞流”方式向下运移的结果,不同深度土壤中

的水分运动状态存在差异。2.0~2.5 m 土壤在 8 月期间水分往下运动,9 月之后转为往上运动(土壤水势梯度由正变负),在 2.0 m 处形成收敛型零通量面,而 2.5~3.0 m 土壤水势梯度一直保持正值,土壤水分往下运移,在 2.5 m 处形成发散型零通量面;3.0~3.5 m 土壤在 8—9 月期间水分往下运动,10 月之后往上运动,11 月之后 3.5~4.0 m 土壤水分也转为往上运动,在 3.0 m 处形成新的收敛型零通量面。不同深度土壤水势梯度和水分运动方向发生反转的时间与监测期间的降雨基本没有相关性,而是土壤水分下渗过程中因土层垂向非均质性引起不同深度土壤水分运移速度产生差异,在低渗透层产生“进气”脱水现象后导致其下方土层水势梯度和水分运动方向反转,从而在低渗透层附近形成 1 对收敛型和发散型零通量面。

3.4.3 深层降水-土壤水-地下水转换关系

深层土壤含水率的变化基本不受降雨影响,但与地下水位的密切关系(图 11),且随着土壤深度减小,相关性变弱且滞后时间变长。试验场在 8 月初地下水位处于高值(地下水位埋深为 7.02 m),

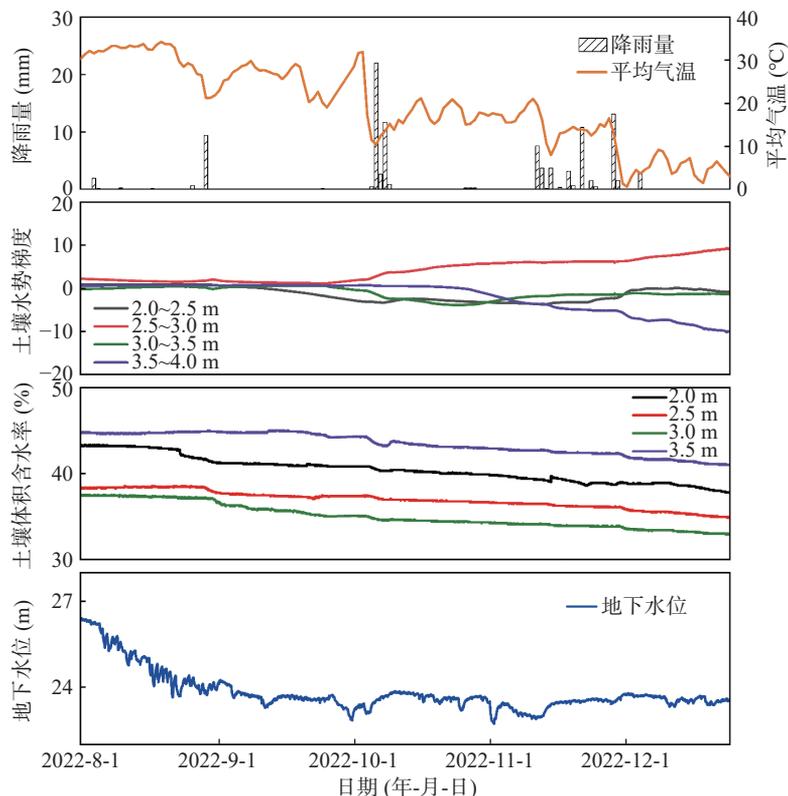


图 10 试验场中层土壤降雨-土壤-地下水位关系图

Fig. 10 Rainfall-soil-groundwater relationship of the test site in middle soil

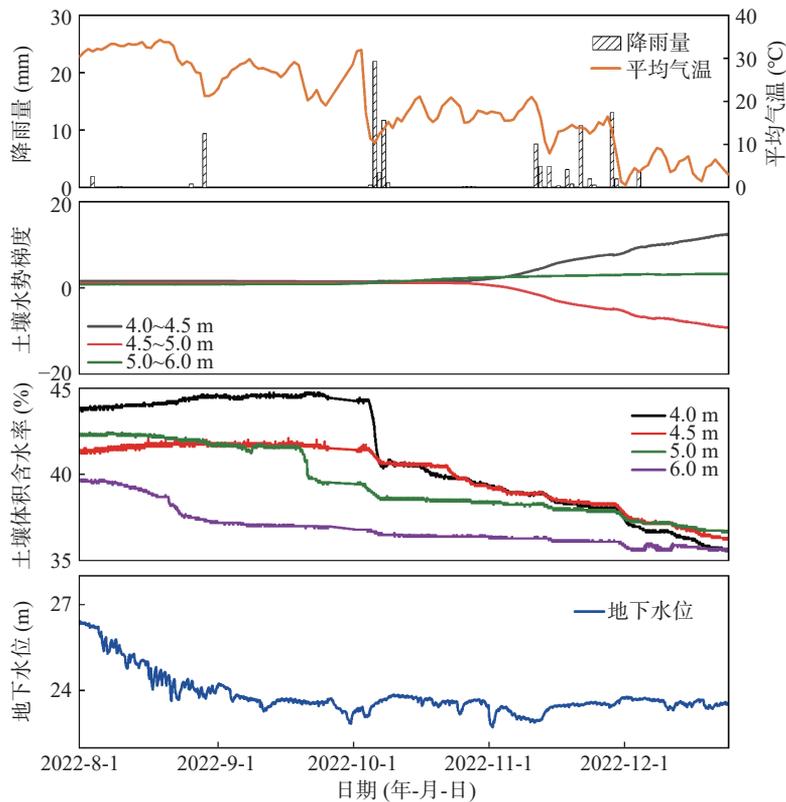


图 11 试验场深层土壤降雨-土壤-地下水位关系图

Fig. 11 Rainfall-soil-groundwater relationship of the test site in deep soil

地下水位快速下降, 6.0 m 土壤含水率也随水位下降而降低较快, 9—12 月地下水位呈波动式小幅降低, 6.0 m 土壤含水率也相应地慢速降低, 这是由于地下水位下降, 毛细水带下移, 使得 6.0 m 土壤含水率降低。4.0~5.0 m 土壤含水率亦表现为随地下水位降低而呈总体下降趋势, 但响应速度随土壤深度减小而变慢, 例如, 5.0 m 土壤含水率在 9 月下旬出现阶梯式降低, 4.0 m 土壤含水率则在 10 月上旬才出现阶梯式降低。从土壤水分运动方向上看, 5.0~6.0 m 和 4.0~4.5 m 土壤水分一直保持向下运移, 而 4.5~5.0 m 土壤水分在 11 月初运动方向由向下转为向上, 表明在 4.5 m 和 5.0 m 处分别形成了收敛型和发散型的零通量面。与中层土壤零通量面相比, 深层土壤由于受低渗层阻渗和地下水位下降的双重影响, 土壤含水率和水势梯度的变化更为剧烈。

4 结论与展望

4.1 主要结论

本文通过分析试验场 2021 年和 2022 年的气

象数据, 确定 2022 年 8 月至 12 月份作为干旱条件的研究时段开展厚层黏性土水分运移特征的研究。基于土壤含水率、水势等监测数据分析, 得出以下主要结论:

(1) 根据不同深度土壤含水率与水势分布特征, 将研究区厚层黏性土划分为浅层土壤蒸发影响带(0~1.4 m)、中层土壤“活塞流”带(1.4~3.5 m)和深层土壤地下水位影响带(3.5~6.0 m)。

(2) 浅层土壤蒸发影响带: 土壤含水率和水分运移受降雨和蒸发双重影响, 水分运动以向大气蒸发为主且长历时稳定的降雨更容易形成有效入渗, 土壤蒸发影响深度约为 1.4 m 且在该处形成发散型零通量面, 0.9 m 处土层受植物根系作用影响存在“优势流”补给方式; 接受降雨补给时, 土壤含水率增加, 土壤水分由上往下运移; 无降雨入渗时, 受蒸发作用影响土壤含水率降低, 土壤水分由下往上运移; 土壤蒸发影响深度约为 1.4 m, 在该处形成发散型零通量面。

(3) 中层土壤“活塞流”带: 土壤含水率基本不受蒸发和监测期间降雨的影响, 一直较高且比较

稳定,土壤水分以“活塞流”方式向下运移,下渗过程中受土层非均质的影响,在低渗层附近成对出现收敛型和发散型零通量面。

(4)深层地下水位影响带:土壤含水率变化主要受地下水位影响。随着地下水位下降,毛细水带下移,土壤含水率亦降低,且土壤深度越大含水率与地下水位变化的相关性越强。受土层非均质和地下水位下降双重影响,该带内形成的零通量面附近土壤含水率和水势梯度的变化幅度较中层土壤“活塞流”带更为剧烈。

4.2 研究展望

本研究揭示了干旱条件下厚层黏性土中土壤水分运移过程中存在多对收敛型和发散型零通量面的特殊现象,并从土层非均质性的角度对其成因进行了分析和解释。但是由于厚层黏性土中水分运移速度很慢,监测数据的时长有限,研究成果还具有一定的局限性。后续还需进一步加强对厚层黏性土垂向非均质性的精细刻画,并结合更长时间序列的监测数据进行综合分析,进一步验证和揭示厚层非均质黏性土中的水分运移机制。

参考文献:

柏道远,李长安.2010.江汉盆地第四纪地质研究现状[J].地质科技情报,29(6):1-6.

常威,黄琨,胡成,王清,王宁涛.2019.云应盆地东北部含水层结构特征及地下水转化模式[J].水文地质工程地质,46(5):9-15+23.

范琦,王骥,蔺文静,陈浩.2006.包气带增厚条件下地下水补给规律研究[J].水文地质工程地质,(3):21-24.

胡美艳,王清,陈植华,胡成.2018.云应盆地北部浅层地下水氢氧同位素特征分析[J].安全与环境工程,25(5):9-14.

解文艳,樊贵盛.2004.土壤质地对土壤入渗能力的影响[J].太原理工大学学报,(5):537-540.

廖一铭,严宝文.2023.典型黄土灌区土壤水分零通量面变化特征研究[J].水资源研究,12(4):368-377.

林丹,靳孟贵,马斌,汪丙国.2014.包气带增厚区土壤水力参数及其对入渗补给的影响[J].地球科学——中国地质大学学报,39(6):760-768.

刘广宁,吴亚,王世昌,廖金,余绍文,伏永朋,杜尧,陈柳竹.2022.长江中游典型河湖湿地主要水环境问题及生态环境地质风险评价区划[J].华南地质,38(2):226-

239.

刘添文,潘越,胡成,王清,陈植华,史婷婷.2021.应用D、¹⁸O同位素示踪孝感市厚层黏性土中土壤水入渗补给及其生态环境效应[J].中国地质,48(5):1429-1440.

刘添文.2021.江汉平原北缘厚层粘性土地下水补给与渗流机制解析[D].中国地质大学(武汉)博士学位论文.

刘晓芮,王清,陈植华,胡成.2019.基于稳健回归-去趋势波动分析法的山前平原地下水转换关系研究[J].安全与环境工程,26(5):17-24.

石浩楠,陈植华,胡成,黄琨,刘添文,王清.2019.江汉平原北部黏土层土壤水分特征曲线的测定与模拟[J].安全与环境工程,26(5):25-32.

王加虎,李丽,李新红.2008.“四水”转化研究综述[J].水文,(4):5-8.

王晓艺,苏正安,马菁,杨鸿琨,何周窈,周涛.2020.河北坝上与坝下不同土地利用类型土壤入渗特征及其影响因素[J].自然资源学报,35(6):1360-1368.

杨建锋,李宝庆,刘士平,李运生.2000.地下水对农田腾发过程作用研究进展[J].农业工程学报,16(4):45-49.

杨柳悦,严宝文.2013.黄土中渗流水的运动特征研究[J].水土保持研究,20(6):6-9.

张德厚.1994.江汉盆地新构造与第四纪环境变迁[J].地壳形变与地震,(1):74-80.

张光辉,费宇红,聂振龙,严明疆,等.2014.区域地下水演化与评价理论方法[M].北京:科学出版社.

张光辉,费宇红,申建梅,杨丽芝.2007.降水补给地下水过程中包气带变化对入渗的影响[J].水利学报,(5):611-617.

张国祥,申丽霞,郭云梅.2016.微润灌溉条件下土壤质地对水分入渗的影响[J].灌溉排水学报,35(7):35-39.

张敬晓,汪星,汪有科,靳姗姗,董建国,汪治同.2017.黄土丘陵区林地干化土壤降雨入渗及水分迁移规律[J].水土保持学报,31(3):231-238.

中华人民共和国水利部.2023.中国河流泥沙公报[M].北京:中国水利水电出版社.

Huo S Y, Jin M G, Liang X, Lin D. 2014. Changes of vertical groundwater recharge with increase in thickness of vadose zone simulated by one-dimensional variably saturated flow model[J]. Journal of Earth Science, 25(6): 1043-1050.

Liu T W, Hu C, Wang Q, Li J, Huang K, Chen Z H, Shi T T. 2020. Conversion relationship of rainfall-soil moisture-groundwater in Quaternary thick cohesive soil in Jianghan Plain, Hubei Province, China[J]. China Geology, 3(3): 462-472.