

土壤水资源特性分析

夏自强

(淮海大学水文水资源及环境学院 , 江苏 南京 210098)

摘要 : 提出了土壤水资源的定义 . 利用实验和观测资料分析了土壤含水量、包气带蓄水量 , 以及土壤蒸散发量的空间分布特点 . 通过观测和模型模拟计算的成果分析了土壤蓄水量和土壤蒸散发量多年平均变化过程 , 分析了不同地下水埋深时的大气降水以及地下水对土壤水资源的补给过程和补给特点 .

关键词 : 土壤水资源 ; 空间分布 ; 土壤水补给

中图分类号 : P642.11 **文献标识码** : A **文章编号** : 1000-1980(2001)04-0023-04

1 土壤水资源概述

土壤水同地表水、地下水一样是水资源的一个重要组成部分 . 对土壤水资源可作出以下几种分类 : 即永久性蓄量资源、土壤动态蓄量资源及可以更新的土壤水资源 .

永久性蓄水量为土壤中不参与水分循环的那一部分蓄量 . 在土壤水资源评价中 , 可以不考虑这部分蓄量 , 而把这部分水量作为蓄水量的相对零值 .

动态蓄水量为土壤中可以供给蒸散发的实际蓄水量 . 土壤水资源的动态蓄量为土壤水资源的现状评价指标 , 但动态蓄水量是一个变化的蓄量过程 , 它不能作为区域的总的土壤水资源量来评价 .

可以更新的土壤水资源量为区域多年平均的蒸散发量 . 多年平均蒸散发量是由土壤输入大气的多年平均水量 , 它是总的降水资源的一个组成部分 . 由于水文循环的存在 , 土壤总蒸发也是一种可以更新的资源 .

2 土壤水资源的空间分布特征分析

土壤水资源同总的降水量资源相比 , 其时空分布的不均匀性更加明显 , 具有很强烈的时间和空间上的变异性 , 其分布的不均匀性主要反映在土壤含水量、包气带蓄水量及蒸散发平面空间分布不均匀以及它们的时程变化上 .

2.1 土壤含水量的空间变化特征

土壤含水量的空间分布不均匀性是非常明显的 , 这种不均匀性甚至在 10 m^2 的一小块面积上反映出来 , 随着面积的增长其不稳定性也在增长 . 表 1 是山西省霍泉灌区土壤含水量监测实验区土壤含水量的监测结果的分析 . 分析结果表明 , 在土壤不同深度的平面空间上 , 土壤含水量有很大的变异性 , 而且其变异性同土壤的含水量大小有关 , 含水量大时其变差系数小 , 含水量小时其变差系数大 , 而且在不同深度上其变异性也是不同的 .

表 2 为徐州市汉王实验站北场 3 个蒸渗仪的土壤含水量的垂向分布及变化特征分析 , 各蒸渗仪不同测点的变差系数 C_v 值的变化表明 : 地下水埋深 1.0 m 的北场 1 号筒的含水量变化不大 , C_v 值较小 ; 2 号筒和 3 号筒的 C_v 值表明 , 土壤含水量变化最大、变化最剧烈的是在深度 $20 \sim 80\text{ cm}$ 之间 . 土壤含水量的这种变化特点同土壤水运动及根系的分布特征是密切相关的 , 这一土壤带的水分状态对于土壤水资源的利用来讲有非常重要的意义 . 在 80 cm 以下的土壤带土壤含水量的多年变化幅度明显变小 , 到 3 m 深处 , 土壤含水量在多年情况

下没有实质性的变化.

表 1 各测次 40 cm 和 80 cm 土层内含水量水平 θ 和含水量变差系数 C_v

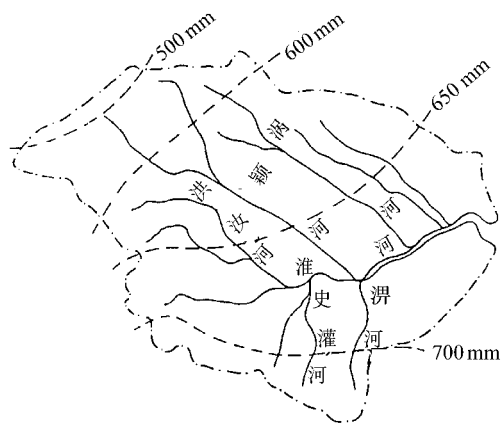
地块(面积)	时 间	40 cm		80 cm	
		θ / %	C_v	θ / %	C_v
李堡(10 000 m ²)	1997-06-03	22.74	0.227	25.12	0.211
	1998-07-14	33.30	0.046	36.63	0.042

表 2 汉王北场多年平均含水量垂向分布及变化特征分析

Table 2 Vertical distribution and varied characteristics of mean annual soil water content at northern Hanwang experimental site						
埋深/cm	1 号筒		2 号筒		3 号筒	
	θ / %	C_v	θ / %	C_v	θ / %	C_v
20	28.9	0.11	24.8	0.15	25.2	0.15
40	34.4	0.08	27.7	0.22	24.8	0.27
60	37.5	0.04	30.3	0.17	27.4	0.22
80	39.9	0.02	32.4	0.12	27.3	0.14
100	39.9	0.00	34.0	0.08	30.1	0.09
300					31.4	0.02
400					38.3	0.01

2.2 陆面蒸散发的空间变化特点

图 1 是淮河流域多年平均陆面蒸散发等值线图.从淮河流域的陆面蒸散发来看,陆面蒸散发的大小与降雨量、流域高程及其他气象条件有很大的关系,淮河流域降水量由北向南递增,从 700~900 mm,水面蒸发量却由南向北递增,由 900~1 200 mm,但土壤蒸散发量却是由南向北递减的.在淮北地区,尽管有很大的蒸散发能力,但降水量小,平均土壤含水量小,因而土壤蒸发量也很小.从这种情况来看,土壤总蒸发可以认为是气候条件和下垫面条件的一种综合反映.



3 土壤水资源的时间变化特征

3.1 包气带蓄水量年内分配特征

图 2 是汉王实验站北场多年月平均蓄水量过程.可以看出,土壤蓄水量的年内变化大致可以分为 5 个阶段:

- a. 土壤蓄水量稳定消退期:这个期间在头年 11 月至次年的 3 月,在这段时间内,土壤蓄水量小,气温低,土壤的蒸发量少,土壤蓄水量消退主要耗于土壤蒸发,土壤蓄水量处于相对稳定的消退状态.
- b. 土壤蓄水量极小期:4 月至 5 月份,这段时间气温急剧升高,植物的散发量和土壤蒸发量大,天然降水补给满足不了区域蒸散发的需求,土壤蓄水量处于消退状态.由于前期土壤蓄水量小,到 5 月份,土壤蓄水量达到一年中的最小值.
- c. 快速上涨期:土壤蓄水量快速上涨期在该区域是在 6 月份,虽然 6 月份该区域有大的蒸散发能力,但 6 月份的降水量急剧增加,春小麦等第一茬农作物处于成熟和收获的季节,作物的需水量此时很小,土壤蓄水量得到大量补充,在很短的时间内上升到高蓄水量阶段.
- d. 土壤蓄水量高值期:与降水量高值期是完全对应的,该期在 6、7、8 月,由于高温、土壤蒸发和植物散发很大,但总的降水量超过了土壤总蒸散发量,因而土壤蓄水量处于高值期.
- e. 快速消退期:在这一阶段,土壤蓄水量急剧减少,在两个月中即由最大蓄水量下降到稳定的低蓄水量阶段.在研究的区域中,快速消退期是处在 9、10 月份.

3.2 土壤总蒸发年内变化特征

图 3 是汉王南场地下水埋深为 1.0 m 的 9 号筒和地下水埋深为 3.5 m 的 7 号筒的多年平均月土壤总蒸

图 1 淮河流域多年平均陆面蒸发量等值线
Fig.1 Isogram of mean annual evaporation from
land surface of Huaihe River Basin

发过程线.由图 3 可以看出,土壤蒸发最小的月份是 1 月,最大的在 8 月.土壤总蒸发的月过程是一条双峰型曲线,第一次峰值出现的时间是在 5 月份,第二次峰值出现的时间是在 8 月份,而两峰之间的谷值点是在 6 月份,土壤蒸散发过程的这种特点是植物需水特征和气候变化特征共同影响的结果.

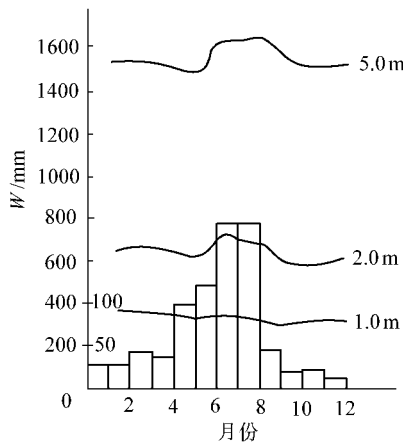


图 2 汉王北场蒸渗仪月多年平均降雨量
和土壤蓄水量变化过程

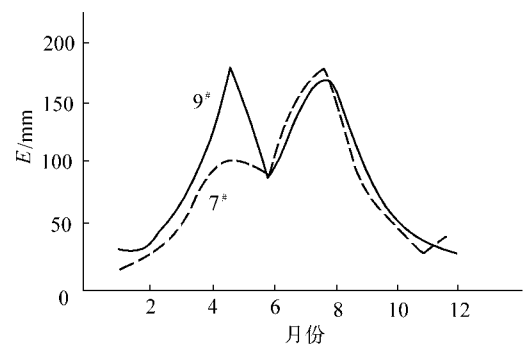


图 3 汉王南场 7#、9# 蒸渗仪多年月平均土壤总蒸发过程
Fig.3 Soil evaporation processes by lysimetres
No.7 and No.9 at southern Huanwang experimental site

Fig.2 Processes of monthly mean precipitation and soil
water storage at northern Hanwang experimental site

4 土壤水资源的补给特征

4.1 降水补给

降水到地面后,除了地表径流和地下水补给外,全部被土壤蓄水水库调蓄.降水对土壤张力水蓄水水库的补给量可由下式来表示:

$$W_p = P - R_s - R_g \tag{1}$$

土壤水的补给量即总降水量和总径流量之差:

$$W_p = P - R \tag{2}$$

式中 W_p 为土壤的降水补给量.

表 3 中的数字表明土壤的降水补给量是随着地下水埋深而加大的.

表 3 汉王实验站南场测筒土壤水多年平均降水补给量分析

Table 3 Recharge of mean annual precipitation to soil water at different lysimetres															mm
筒号	H_g /m	项目	月 份												合计
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1	0.5	P	36.7	31.3	38.5	36.1	97.5	124.0	195.0	197.0	50.2	24.2	25.8	19.0	874.9
		W_p	13.0	13.7	16.0	24.3	28.5	44.7	65.7	100.0	24.6	7.6	13.0	16.1	367.4
5	3.5	W_p	28.6	22.8	28.6	24.3	75.8	91.7	139.0	152.0	20.6	0.8	10.3	5.2	600.6

4.2 浅层地下水对土壤水的补给

土壤水的另一种主要的补给方式是浅层地下水对包气带的土壤水的补给,表 4 是徐州汉王站不同地下水埋深条件下地中蒸渗仪多年平均的潜流对土壤水的补给过程,从表中可以看出,地下水埋深小时地下水对土壤水的补给量大,地下水埋深大时对土壤水的补给量小.在地下水埋深为 3.5 m 时,地下水对土壤水的补给很小,可以说地下水对土壤水的补给已经终止.

表 4 不同地下水埋深土壤水多年平均潜水补给量计算结果(1989 ~ 1994)

Table 4 Recharge of mean annual phreatic water to soil water under groundwater tables mm

简号	月份												合计	H_g /m
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
1	12.2	11.3	20.4	33.7	32.7	35.7	61.4	78.8	67.5	42.0	20.8	23.0	439	0.5
3	6.2	2.4	1.0	3.1	2.4	0.8	6.1	48.3	56.4	32.8	12.8	10.6	185.9	1.5
5	0.3	0.5	0.5	0.3	0.2	0	0	0	0	0.4	0.9	1.5	4.6	3.5

以 E_g 表示地下水对土壤水的补给 ,则土壤水的天然总补给量为

$$W = W_p + E_g \tag{3}$$

4.3 人工引水灌溉补给

土壤水的人工灌溉补给是为了适应农牧业生产的需求而进行的 ,灌溉时间和灌溉量依赖于气象条件的持续变化情况、土壤含水量或土壤的湿度状态及农作物的需水情况等 ,引水灌溉是对土壤蓄水水库的人工补给 ,以改变天然状态下的土壤湿度情况及满足作物的需水要求 .

5 结 语

作为土壤水资源的主要组成部分即土壤蓄水量和土壤蒸散发量 ,其储藏和形成条件在空间上是分散的 ,受气候条件、降水特性、地质地貌、土壤植被条件的影响 ,土壤水资源的分布在时间和空间上具有很大的变异性 .而从补给条件来看 ,土壤水资源具有最好的补给条件和最快的更新速度 .在降水期间 ,受到降水的优先补给 ,在非降水期间还可以受到地表水和地下水的补给 ,因此土壤水具有很大的资源量 .

参考文献 :

[1] 夏自强 ,蒋洪庚 ,李琼芳 ,等 .地膜覆盖对土壤温度水分的影响及节水效益 [J].河海大学学报 ,1997 25(2) 39 ~ 45 .
[2] 水利电力部治淮委员会 .淮河流域水资源评价 [R].1986.31 ~ 34 .

Analysis of Soil Water Resource Characteristics

XIA Zi-qiang

(College of Water Resources and Environment ,Hohai Univ . ,Nanjing 210098 ,China)

Abstract The concept of soil water resource is proposed and defined in this paper. On the basis of observed data and field experiments , spatial distribution characteristics of soil water contents , aerated belt water and soil evaporation are studied. The changing processes of mean annual soil storage and soil evaporation , the atmospheric precipitation at different water tables and the recharging characteristics of groundwater to soil are analyzed based on observation and simulation.

Key words soil water resource ; temporal and spatial distribution ; soil water recharge