

黄土区土壤水分循环特征 及其对陆地水分循环的影响

李 玉 山

(中国科学院西北水土保持研究所)

黄河中游黄土地区一般系指长城以南、秦岭以北、太行山以西、西宁以东地表覆盖有厚层黄土的地区。包括整个黄土高原及南部海拔低于800米的黄土台塬及高阶地区。由于这一地区土壤均发育于黄土母质之上,又同属季风区,所以在土壤水分的性质与循环特征上存在很多相似规律性。过去把土壤水分作为一个肥力因素,研究它的状况、移动及其和作物生长的关系,曾有过不少报道(李玉山,1962、1965、1980;杨文治等,1981;西北水保所土壤水分组,1977)。但土壤作为一个自然体,它的水分特征与循环、入渗与蒸发、亏缺与补给对陆地水分生态环境的影响,则历来注意较少。本文试图在这方面,做一初步探讨。本文所采用的资料多取自陕西省黄土区。因为陕西黄土区纵贯黄土地区南北全境,有充分的代表性。

一、黄土区土壤的持水能力

土壤持水能力是影响土壤水分循环,进而影响陆地水分循环的重要因素。这一能力通常用田间最大持水量表示。田间最大持水量指土壤被充分湿润后,在无蒸发和无地下水影响下,

表 1 黄土地区土壤持水能力 (毫米)

地 名	土 类	质 地	田 间 持 水 重		0.05—0.001毫米 颗粒含量 (%)
			(干土重%)	(毫米/米土层)	
陕西武功	塬 土	重壤质	20.0	260	81.7
陕西蒲城	塬 土	中壤质	21.5	280	73.0
陕西洛川	黑垆土	中壤质	20.2	263	74.2
陕西延安	黄绵土	轻壤质	19.3	246	70.0
山西临县	黄绵土	轻壤质	20.5	267	72.0
宁夏固原	黄绵土	中壤质	19.7	256	72.1
甘肃兰州	黄绵土	轻壤质	18.6	242	69.7
甘肃庆阳	黑垆土	中壤质	22.0	286	74.8

重力水排走后,土壤保持悬着水的最大数量。一般情况下,土壤持水能力随土壤质地变细而升高。黄土地区由北向南存在有明显的质地地带性(刘东生,1964)。但在广泛地研究了黄土区多点土壤持水性能之后发现,在相当广阔范围内,包括由北向南的轻壤土带、中壤土带和重壤土带,土壤的田间最大持水量非常相近。其值变动在18.6—22%(占干土重%)范围内,多数为20%±0.5。容重大部变动在1.25—1.35。每米土层持水能力为240—286毫米(表1)。尽管从全国土壤的田间最大持水量范围由5—40%来看,其持水能力尚属中等。但由于黄土区土壤具有深厚的土层,其所保持的水分总量是巨大的。如武功壤土剖面各层持水能力分别为268—305毫米/米,5米土层持水总量高达1,448毫米(表2)。表1所列各类土壤与此类似。就整个黄土区讲,土壤持水能力达到这个水平的面积约占80%。土壤持水能力相近的面积如此之大,而且包括了不同质地,其原因和黄土颗粒组成及其孔隙特征有关。黄土性土壤以含粉粒(0.05—0.001毫米)为主,大部地区粉粒含量占69.7—81.7%(表1)。而且大于0.05毫米的砂粒主要是细砂。中、粗砂含量不足1%。根据这种颗粒组成,可以认为,黄土性土壤具有类似的孔隙组成。在有机质含量普遍

小于1%,矿物组成以伊利石为主的黄土中,孔隙持水看来是影响土壤持水能力的主要因素。

表2 壤土剖面各层土壤持水能力

发生层	深度 (米)	持水能力 (毫米)
覆盖层	0—0.5	141
粘化层	0.5—1	141
淀积层	1—2	268
母质层	2—3	296
母质层	3—4	305
母质层	4—5	297
全 层	0—5	1,448

深厚的黄土性土壤,可看作是一个蓄水库容很大的土壤水库,它具有地面水库类似的功能:蓄积降水,长期保存,调节洪枯,持续供应植物。这种调节作用对季风区降水分布不均所造成的旱情,起到有益的缓和作用(南京土壤研究所,1978)。黄土区南部,包括山西晋南、陕西渭北、甘肃陇东塬区,成为我国北方著名产麦区,即和黄土性土壤的土壤水库功能,即伏雨春用效应密切相关。

研究表明(东官庄旱地小麦编写组,1978;李玉山,1962),尽管这一地带小麦生长期降水量只相当于需水量的二分之一左右,但仍具有较好的稳产性和较大的丰产潜力,原因在于土壤水库以底墒水形式提供了另外一半水量。这部分底墒水于小麦播种年份蓄积在土壤中,一直保存到翌年3、4月供小麦需水盛期利用。这即所谓传统农谚所说的“麦收隔年墒”。深厚疏松黄土层的巨大容水能力对陆地水分循环也发生重要影响。它能够截流并保持大部乃至全部入渗水量,减弱了转化为地下迳流的可能性,从而削弱了水分的大循环过程,加强了水分小循环过程。这一点在下面还将讨论到。

二、土壤水分的蒸发和蒸腾

黄土区大部土地辟为农田,小部为林地和自然草地。在土壤水分平衡支出诸项目中,蒸发蒸腾占主导地位。特别在南部塬区(海拔500—1000米的高平原),迳流和渗漏的发生机率很小。多数年份中,蒸发蒸腾几乎是土壤水分支出的唯一途径。

1. 土壤总蒸发量

在无植被条件下, 土壤总蒸发量等于土壤蒸发量; 在有植被条件下, 还包括植物蒸腾量。根据黄土塬区多点观测资料, 裸地和一年生作物地年土壤总蒸发量和年降水量非常接近。表 3 列出了洛川塬区农田 1977—1981 年的土壤总蒸发量资料。这几年降水入渗最大深度小于 250 厘米, 没有渗漏发生。资料计算土层采用 2 米。在观测年份内, 裸地年土壤总蒸发量为 488.6—640.1 毫米, 同期降水量为 417.4—696.1 毫米, 二者比值为 0.92—1.17, 五年平均为 0.98。小麦田年土壤总蒸发量为 436.8—583.6 毫米, 和降水量的比值五年平均为 0.94。虽然各年土壤总蒸发量和降水量都有一定差别, 但从一个较长周期看, 二者几乎相等。这种相近现象是由该区的气候干湿状况和土壤性质决定的, 也和土壤水分循环层深度特征有关。洛川塬区年平均降水量 620 毫米, 以 Penman 法计算, 年平均蒸发力为 824 毫米, 干燥度 1.36。土壤实际总蒸发量受到降雨水分给源的限制一般不会高于降水量; 同时由于本区土壤有较大的持水能力和较厚的蓄水层, 常年降水量多被拦蓄在土壤水分物理蒸发作用层内 (裸地) 或蒸发蒸腾作用层内 (作物地), 在较长的旱季之中, 水分有足够时间又通过物理蒸发或蒸发蒸腾重新消耗, 所以也不致明显低于降水量。如果在土层薄和地下水位高的条件下, 情况将与此不同。

表 3 洛川塬农田年土壤总蒸发量 (毫米)

年 份	降 水 量	裸 地		麦 田	
		土壤蒸发量	蒸发/降水	土壤总蒸发量	蒸发/降水
1977	417.4	488.6	1.17	436.8	1.05
1978	696.1	640.1	0.92	583.6	0.84
1979	564.0	587.8	1.04	571.8	1.01
1980	599.0	557.7	0.93	571.4	0.95
1981	633.9	582.4	0.92	566.4	0.89
平均	582.3	571.3	0.98	546.0	0.94

表 4 旱季和湿季农田土壤储水量 (毫米) (洛川)

类 型	年 份	旱季 (4—6月)	湿季 (9月)
麦田	1977	294.6	414.1
	1978	250.4	497.3
	1979	284.2	495.4
	1980	340.6	412.9
裸地	1977	385.5	468.8
	1978	408.0	495.7
	1979	414.0	494.8
	1980	388.0	425.9

尽管洛川塬区麦田年土壤总蒸发量和裸地相近, 但年内土壤中水分循环强度不同。由于麦田多一项蒸腾耗水, 旱季中土壤干燥强度加剧, 土壤储水量远低于裸地。值得注意的是, 通过雨季降水补充, 在两米深土层内, 两类田块恢复到相似的储水量水平 (表 4)。这种循环特征对于增强生长于旱季的冬小麦的供水保证性是有利的。

表 5 苜蓿地土壤总蒸发量 (武功)

年 限	年总蒸发量 (毫米)	年降水量 (毫米)	土 壤 供 水 量 (毫米)			注 明
			0—2米	2—3米	3—5米	
1962	731.0	525.1	57.0	55.0	93.9	二年生
1963	636.1	600.6	9.0	8.0	18.5	三年生
1964	754.0	887.6	-122.1*	-42.4*	30.9	四年生

* 负号为土壤储水补充量。

多年生牧草地蒸发蒸腾量大于一年生作物地,也大于年降水量。武功苜蓿地年总蒸发量为636—754毫米(表5),降水不足部分由土壤储水中吸取补充。如1962年降水525.1毫米,蒸发蒸腾量为731毫米,从5米土层内共吸取补充了205.9毫米储水,底土内开始出现干层。1963年2米以下土层供水26.5毫米。1964年降水量虽高达887.6毫米,为12年一遇,3米土层内储水有所恢复,但仍从3—5米深度土层内吸取了30.9毫米储水,以补充旱季供水之不足。苜蓿种植后蒸发蒸腾量大于降水量的结果,使深层土壤水分亏缺量不断增大,导致了干层的形成。

2. 土壤物理蒸发及蒸发蒸腾作用层深度

土壤物理蒸发及蒸发蒸腾作用层深度是决定黄土区土壤水分循环层深度的主要因子,并影响水的循环方式。降水入渗只有超过作用层深度才能形成渗漏,即不再上移蒸发或被根系吸收,重又直接返回大气层中。否则,降水被截留在蒸发蒸腾作用层内,转化为土壤水,不参与地下水循环,形成土壤 $\rightleftharpoons$ 大气的水分循环方式。

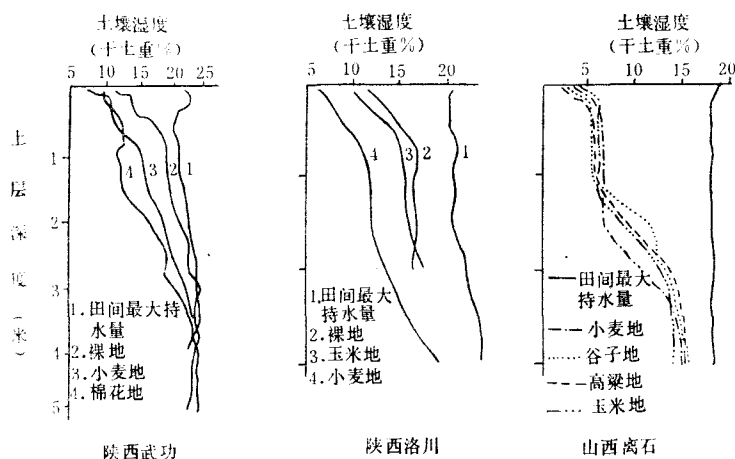


图 1 农田土壤物理蒸发蒸腾作用层深度

图1中曲线2表明了裸地土壤物理蒸发影响深度。武功达到230厘米,洛川较武功深得多。而且蒸发所引起的土壤剖面干燥强度,也较武功大得多。武功垆土在地表60厘米以下,长期蒸发后失水量不超过田间最大持水量的10%,而洛川可达25%。由氯离子标记的实验表明,这些水分都是以液态形式上移至蒸发面气化蒸发的。蒸发面的深度一般位于地表7厘米

以内¹⁾。

一年生作物如小麦、玉米、棉花等的蒸发蒸腾作用层则较裸地为深,如武功可达 350 厘米。特别是,蒸腾作用可引起土壤剖面相当深度内强烈干燥。洛川情况类似(图1)。地处晋西的离石,各种作物具有相似的利用土壤深层储水的较大能力(图1)。多点资料表明,在黄土区,一年生作物能够利用土壤深层,包括土质层的储水是一普遍性特征。主要用水层一般达到 2 米或更深。其中 1—1.5 米土层可利用到萎蔫湿度。这意味着,与无作物地相比较,将形成更大的土壤水分亏缺。同样的降水量,下渗深度将显著变浅。

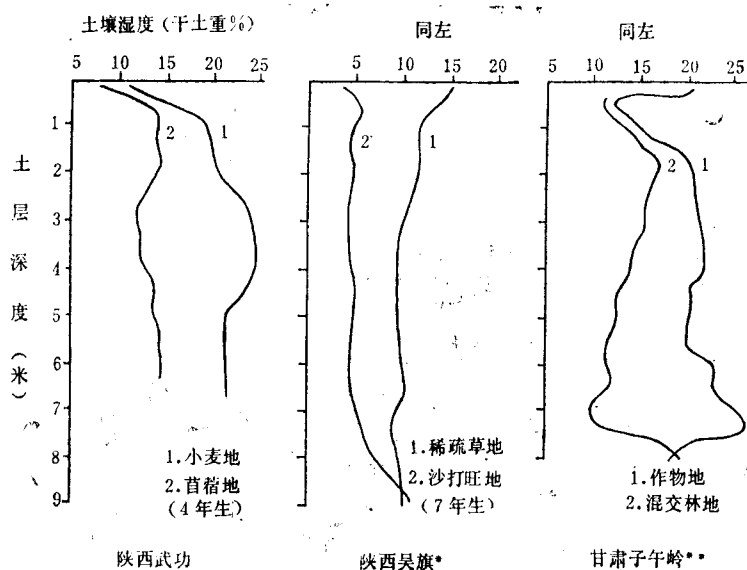


图 2 多年生牧草及森林地蒸发蒸腾作用层深度
*据曹淑定资料 **据江益皮资料

与一年生作物相比较,多年生牧草和林木具有更深的用水层。图 2 给出了武功、吴旗和子午岭三地的苜蓿(4 年生)、沙打旺(7 年生)和 40 年生茂密辽东栎和白桦混交林的资料。可以判断出,蒸发蒸腾作用层均达到 8 米上下。特别是沙打旺和混交林地,作用层内土壤湿度几乎干到萎蔫湿度的程度。研究表明,主要作用层深度和根系分布深度相应,常可根据蒸发蒸腾作用层深度来判断根系生长深度。

三、土壤水分亏缺和降水年渗透

在半干旱至半湿润的黄土地区,由于地下水深埋,蒸发力大于降水量,致使土壤经常处于水分亏缺状态。图 3 表明,洛川塬区裸地农田甚至单纯在物理蒸发影响下,除雨季期间土壤储水得到完全恢复,亏缺现象短期消失外,在全年绝大部分时期(1978、1979),甚至所有时期(1977),土壤水分都有一定亏缺,亏缺量在 100 毫米上下。武功情况与此类似。这可能是半湿润黄土区土壤水分循环的一个特征。

1) 中国科学院西北水保所土壤水分组, 1977, 关中西部黄土土壤深层储水特性。水土保持(2):53—62。

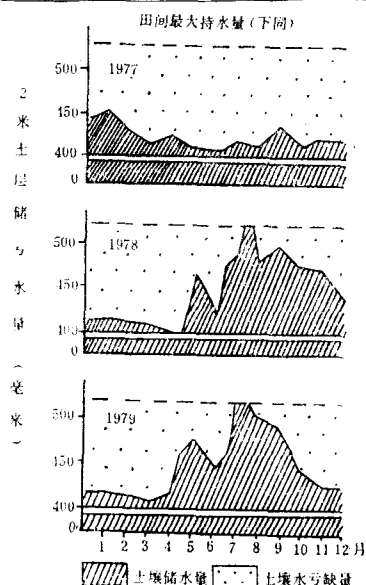


图3 裸地土壤储水量与亏缺量年动态(洛川)

农田种植作物之后,土壤水分亏缺量增加。现以黄土区南部播种面积占耕地50%的小麦田为例。表6列出了3个地区共16个年份中,麦田土壤水分亏缺量和降水年渗透资料。可以看出,两米深土层亏缺量大于200毫米的年份占50%,100—200毫米的年份占35%,小于100毫米的年份占15%。在被统计年份中,降水最大渗透一般小于3米,早年只有1米。唯有武功在丰水年可渗至5米以下。

表6 黄土塬区麦田土壤水分亏缺量和降水渗透*

年 份	水分最低储量 (毫米/2米)	土壤水分亏缺量 (毫米/2米)	最大渗透 (厘米)	年降水量 (毫米)
武 功 地 区				
1957	391.8	148.2	<300	679.9
1958	416.7	123.3	>500	979.7
1959	—	—	50	469.6
1960	292.7	247.3	<300	654.6
1961	357.3	182.7	210	624.7
1962	370.4	169.6	120	525.1
1963	481.3	58.7	210	601.4
1964	519.6	20.4	>500	887.6
蒲 城、澄 城 地 区				
1965	314.2	225.8	260	678.7
1973	—	—	100	438.0
1974	219.2	320.8	170	614.6
洛 川 地 区				
1977	294.6	231.4	120	417.4
1978	250.4	275.6	<250	696.9
1979	284.2	241.8	190	564.0
1980	340.6	185.4	140	599.9
1981	249.0	277.0	<250	633.9
1982	—	—	160	—

* 土壤水分亏缺量指低于田间最大持水量的缺额。

黄土区降水年渗深 D 决定于 (1) 雨季降水量 P_r (毫米), (2) 同期土壤总蒸发量 E_r (毫米), (3) 雨季前土壤水分亏缺度 d (容积%)。其关系可用下式表示: $D(\text{厘米}) = \frac{P_r - E_r}{10d}$ 。

陕西延安以南雨季降水量一般 300—400 毫米, 同期 E_r 约占降水量 60% 以上, 夏闲麦田 d 为 0.07—0.12, 降水年渗深多在 120—250 厘米深。大秋作物由于 E_r 增大, 尽管 d 偏小, 但渗深一般较夏闲地为浅。

多年生人工牧草地和茂密林地所形成的土壤水分亏缺, 不论在影响深度和亏缺程度上, 都远远超过一年生作物地。苜蓿、沙打旺和混交林三种植被下, 蒸发蒸腾作用层内水分亏缺量, 在全生长年限内累积高达 1,000 毫米以上 (表 7)。如此巨大的亏缺量是由于逐年吸取土层储水以补充地上植被需水缺额的结果。

表 7 牧草、林木下土壤水分亏缺量

地 点	植 被	作用层深度 (厘米)	田间最大持水量 (毫米)	旱季储水量 (毫米)	亏缺量 (毫米)	生长年限 (年)
陕西武功	苜蓿	700	1,890	853	1,037	4
陕西吴旗	沙打旺	800	2,066	535	1,531	7
甘肃子午岭	混交林	800	2,400	1,358	1,042	40

可以想像, 即使在丰水年, 此种亏缺也不可能得到完全恢复。这样就会在入渗层之下形成一个干层。干层的存在是黄土区研究工作中还未充分注意到的问题。

四、干 层

在黄土地区, 包括半干旱和半湿润区, 一定深度土层下是否存在干层, 干层形成的条件、分布范围, 以及干层内土壤干燥程度等, 无疑是环境生态学中的一个重要问题。自 60 年代中期在陕西东部旱塬 (蒲城) 发现干层以来 (西北水保所土壤水分组, 1975), 这个问题至今还缺乏必要的研究。

根据目前掌握的资料, 黄土区土壤干层有两类, 一类是利用型干层, 或称暂时性干层; 一类是地区型干层, 或称持久性干层。

1. 利用型干层

其形成原因是由于某种土地利用方式所致。一旦利用方式改变, 干层可以消失。消失过程的长短视该地区降水和蒸发蒸腾平衡情况而定。半湿润地区的多年生牧草地和林地属于此类。

武功地区属半湿润区, 种植多年生苜蓿后, 将在底土内形成干层。其形成过程可从图 4 中看到。图 4 是苜蓿的前作地和 1—4 年生苜蓿地 (1960—1964) 各年雨季后土壤的最湿水分

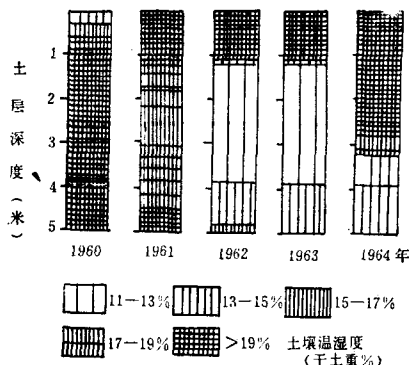


图 4 苜蓿地干层的出现与延续 (武功)

分布剖面(图4)。苜蓿于1960年10月播种,前作是一年生作物地,具有一连续湿润剖面。1961年秋末苜蓿生长一年后,210厘米土层以下开始出现干层,降水当年渗深为210厘米。1962年降水量较蒸发蒸腾量少205.9毫米,继续吸取土壤储水,干层延伸到480厘米深。1963年延伸到5米以下。1964年虽遇丰水年,一年生作物地渗深超过5米,但苜蓿地最大渗深为340厘米,干层未能消除。此类干层将持续存在到苜蓿翻耕以后。苜蓿产草量三年之后下降,看来也和土壤水分循环特征,即干层的出现有关。干层的土壤湿度可降低到田间最大持水量的60%。

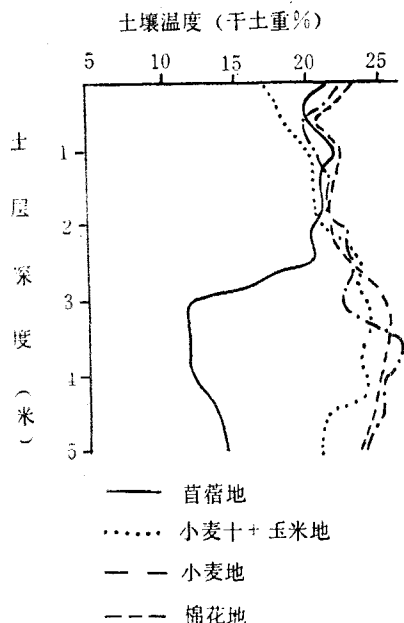


图5 不同作物下土壤湿度剖面(武功)

甘肃子午岭郁密度为0.9的混交林,干层存在于3—8米深度。干层的土壤湿度降低到田间最大持水量的40%,即接近萎蔫湿度。

利用型干层分布在半湿润地区。一年生作物农田因年降水量和蒸发蒸腾量基本平衡,丰水年尚有余,一般不存在干层(图5)。但牧草和林地,由于总蒸发量持续大于年降水量,导致干层形成。但当牧草翻耕或林木疏伐、采伐后,土层湿润将能够逐年恢复。

2. 地区型干层

这是由于地区性水量负平衡所形成的干层。一旦形成后,不因土地利用方式的

改变而消失。这可能是半干旱地区土壤水分循环的一个特征。陕西省东部旱塬即属此类。该地区年降水量540毫米,年蒸发920毫米,干燥度1.74,属半干旱区。据测定各种一年生作物和牧草地,在3米土层以下均有干层存在。干层的土壤湿度相当于田间最大持水量的65—80%,即14—17%(表8)。干层的普遍存在证明它具有地区性质。

表8 3—5米土层土壤湿度(干土重%)

(陕西蒲城)

土层深度 (米)	一 年 一 作		一 年 二 作		苜 蓿 (二年生)
	小 麦	棉 花	麦+玉米	麦 + 谷	
3—3.2	16.6	16.9	15.8	18.6	10.7
3.2—3.4	16.6	16.0	16.0	16.6	10.2
3.4—3.6	16.8	15.8	14.2	17.0	11.0
3.6—3.8	16.9	14.9	14.2	16.6	12.3
3.8—4.0	16.5	15.3	13.9	16.3	13.6
4.0—4.2	16.6	14.8	14.9	16.8	15.9
4.2—4.4	16.2	14.4	14.6	15.9	13.3
4.4—4.6	16.1	13.6	14.7	16.8	13.2
4.6—4.8	16.9	14.0	14.6	16.1	13.2
4.8—5.0	17.3	14.0	14.1	16.6	12.1

从根系研究和土壤水分的传导性质可以判断, 苜蓿、沙打旺、辽东栎白桦混交林下干层的形成, 主要是根系直接吸收造成的。7年生沙打旺根系最大深度为9米。沙打旺干层向下延伸和根系的延伸是一致的(曹淑定等, 1982)。至于一年生作物下干层的形成, 看来不是由于根系直接吸收所造成。据我们研究, 小麦根深最大为320厘米, 玉米、高粱、谷子、棉花根深都不超过3米。那么, 表8所列一年生作物下干层是如何形成的? 这可能是由于根层和下层土壤水势梯度差所引起的水分向根层逐年上移的结果。根本原因仍然是降水和作物需水负平衡所造成。

土壤干层的存在, 说明土壤中液态水分的循环方式是土壤 $\rightleftharpoons$ 大气, 而不是大气 $\rightleftharpoons$ 土壤 $\rightleftharpoons$ 地下水。

五、土壤水分循环对陆地水分循环及生态环境的影响

黄土区土壤水分循环的前述基本特征, 即巨大的蓄水库容却又经常处于水分亏缺状态; 降水可渗入深层却很少能超过蒸发蒸腾作用层深度; 土壤水分收支的负平衡导致底土内干层的形成等等对陆地水分循环和生态环境必然产生不可忽视的影响。

1. 降水垂直补给地下水问题

黄土区地下水埋深大部为50—100米, 降水几乎是唯一的补给源。特别在周围受深沟割切缺乏地下水水平补给的黄土塬面上, 降水的垂直入渗成为地下水补给的主要形式。降水怎样通过厚达数十米、甚至百米的包气带, 即水分不饱和层, 传递到地下水, 是当前水文地质界普遍关心的问题。因为在地下水储量计算中, 降水补给系数是必要的参数。本文仅就降水以液态形式垂直入渗补给地下水问题, 根据土壤水分循环特征, 做一初步分析。

黄土区水分下渗就其主导作用讲, 可区分为两种机制, 一是重力下渗为主导, 一是吸力下渗为主导。前者出现在土壤含水量超过田间最大持水量之后, 后者出现在低于田间最大持水量, 且具有上湿下干(在均质土壤剖面中)水分分布剖面情况下。轻质壤土中, 吸力下渗移动可达到很大距离, 但对于地下水补给并无意义。因为这种形态的水分, 给水度等于零。只有重力下渗才对地下水有意义。而重力下渗必须满足下述条件才能补给地下水: (1)降水入渗量超过土壤水分亏缺量; (2)入渗深度超过作用层深度。

如前所述, 黄土区土壤有巨大的库容, 有很深的蒸发蒸腾作用层, 有很大的亏缺水量。年降水量穿过全部水分亏缺层是难达到的。半干旱地区内地区型干层的存在, 说明重力水入渗深度有限。由此可见, 塬区农田就地垂直入渗补给地下水几乎是不可能的。半湿润地区利用型干层的存在说明补给是周期性的。据武功资料, 从1957—1966年十年中, 年降水渗入穿过一年生作物地蒸发蒸腾层的有二次。宏观地看, 年降水量大于700毫米, 一年生作物农田才能渗至5米以下。武功有气象记录45年中, 降水量大于700毫米的年份占22%, 和1957—1966年间实测资料相吻合。在半干旱的蒲城地区, 土壤水分亏缺量高出武功约100毫米, 入渗5米需850毫米降水量。有气象记录的33年中, 最高年降水量为836毫米。看来历年降水未能穿透蒸发蒸腾作用层。这也和存在地区型干层的情况相吻合。七十年代以来黄土塬面纯井灌区地下水位大幅度下降(10—16米)的事实值得引起我们严密的注意。

当然, 在黄土区还有大量沟谷地形, 构造洼地和局部洼地。迳流汇集于其上, 当会形成深层渗漏, 转化为地下水。某些作者尚认为气态凝结补给其量不少, 每年可达100毫米(柯

夫达, 1981)。本文讨论只限于有植被的塬面或坡地, 地下水平衡中的其它成分不在本文讨论范围之内。

2. 森林的水源涵养作用问题

森林的水源涵养作用通常被认为是, 可以拦蓄暴雨, 把地表迳流转化为地下迳流, 促进水流均匀地进入江河水库 (东北林学院, 1981)。关于森林由于树冠截流, 落叶腐殖层保水和高渗透率等作用减弱暴雨迳流的作用已较明确。但使地面迳流转化为地下迳流的过程却缺乏明确定量的描述, 而多少带有推论性质。有者把林地上壤蓄水能力高, 看成转化为地下水的原因为(陕西省水保局等, 1979), 实则蓄水能力高有可能反而增加了截流作用。至于林区外流总迳流量(地上和地下)较非林区减少还是增多, 也无明确论述。对于黄土区, 这些都是需要弄清的问题。根据林下土壤水分循环特征来看, 在半干旱、半湿润黄土区, 由于坡面林被造成的巨大土壤水分亏缺, 使入渗的水量一般只能湿润上部土层1—3米。水分被土壤吸持后, 在非生长季节可以沿着水势梯度方向向下渗移, 但不能释放出来转化为地下迳流。既然转化为地下迳流的过程可能中断, 那么, 林区出流总迳流量可能是减少的。更多比例的降水将消耗于就地的水分小循环: 即大气 $\rightleftharpoons$ 土壤 $\rightleftharpoons$ 森林。

应当指出, 某些林下, 例如非壮龄林, 郁闭度较小的林(0.3—0.4), 其土壤剖面中水分亏缺量较小, 降水入渗较深, 甚至含水量可能高于人工草地, 其上部土层也可能高于一般农田, 但这不能简单地分析为林地的保水作用。这是由于不同生长类型土地水分平衡特征不同所引起的。

3. 对生态环境的影响

在这里, 需要特别指出的是, 人工多年生牧草和茂密壮龄林地的水分效应是使土壤进一步干燥化呢, 还是进一步湿润。关于苜蓿和沙打旺的研究表明, 在黄土区由于人工多年生牧草蒸发蒸腾量高于年降水量和根系深层发育的吸水作用, 使土壤向干燥过程发展, 而且这种干燥过程发生在深达5—9米的整个根分布层内。土壤水分循环层在逐年加深之后, 重又变浅。以致发展为相当于当年雨水入渗深度。深层土壤储水补充调节植物需水的作用逐渐消失, 使地上植被转而完全依靠当年降水进行生长。从这个意义上讲, 人工多年生牧草和林地都在不断恶化自身生长的土壤水分条件, 从而引起生长进程变缓, 生长量重又完全受降水量控制。由此也可看出, 在黄土地区, 从生态上采用先恢复草地植被, 然后恢复森林植被的更替方式, 从土壤水分循环特征上分析是缺乏根据的。

参 考 文 献

- 刘东生等 1964 黄河中游黄土。科学出版社, 181—186。
东北林学院 1981 森林生态学。林业出版社, 36页。
东官庄旱地小麦编写组 1978 东官庄旱地小麦。农业出版社, 13, 46页。
西北水土保持研究所土壤水分组 1975 陕西省东旱塬农田墒情调查。土壤(6): 279—285页。
西北水土保持研究所土壤水分组 1977 延安地区梯田黄绵上的水分状况及作物供水条件。梯田高产稳产试验研究资料汇编, 52—61页。
李玉山 1962 关中旱塬地区小麦丰产的土壤水分条件。中国农业科学(5): 1。
李玉山 1962 塬土水分状况与作物生长。土壤学报10(3): 290—304。
李玉山、喻宝屏 1965 土壤深层储水对作物稳产、增产的作用。中国农业科学(3): 40—43。
李玉山、喻宝屏 1980 土壤深层储水对小麦产量效应的研究。土壤学报17(1): 43—54。
陕西水土保持局、西北水土保持研究所 1979 水土保持林草措施。农业出版社, 34页。
南京土壤研究所 1978 中国土壤。科学出版社, 264页。

曹淑定、李代琼、梁一民、丛心海 1982 吴旗飞播沙打旺根系的研究。水土保持通报(3): 57—62。

杨文治、赵沛伦、张启元 1981 不同湿度条件下土壤水分的蒸发性能和移动规律。土壤学报18(1): 24—37。

THE PROPERTIES OF WATER CYCLE IN SOIL AND THEIR EFFECT ON WATER CYCLE FOR LAND IN THE LOESS REGION

LI YUSHAN

(Northwestern Institute of Water and Soil Conservation, Academia Sinica)

The loess region lies in the middle reaches of Huang He River. The water-holding capacity, evapotranspiration, water deficit in soil, infiltration of rainfall into soil and the dry layer for soils in the loess region are investigated in this paper and their effect on ecological environment is also discussed.

The soils in most of the loess region have a waterholding capacity of 250mm per metre of soil layer. The annual evapotranspiration corresponds approximately to annual average precipitation for the fields of annual crops and has been more than that for the fields of perennial grasses and forests. The soil depth affected by evapotranspiration is about 350 cm for the fields of annual crops and 900 cm for the fields of grasses and forests. The depth of infiltration of rainfall is generally less than 300 cm. Water deficit in soil occupied most of periods in a year. Dry layer has been formed in the layer under a certain depth for various fields in semiarid area and for grass and forest land in semihumid area. The presence of dry layer shows that the model of water cycle has been soil $\longleftrightarrow$ atmosphere.

On the basis of water cycle properties in soils it is suggested by the author that the vertical supplement of precipitation into groundwater is almost impossible for crop fields in semiarid area and periodic (20% of probability) in semihumid area. The transformation from surface runoff into ground rainoff may be prevented in forest land and outflow in quantity from forest area may also be decreased due to great amount of water deficit in soils. It is also pointed out that the replacement of vegetable cover from grass land to forest land ecologically may be impossible due to the presence of dry layer and weakening of regulation of soil water to crops in semiarid area of the loess region.