

黄土高原土壤水分性质及其分区

李玉山 韩仕峰 汪正华

提 要

黄土高原土壤具有很好的调节作物供水的功能,这和土壤的水分性质有关。本文研究了土壤的持水性能、有效性能和移动性能等。

影响黄土高原土壤水分性质的主要因素是土壤质地。文内绘制了包括五个质地带的土壤质地分区图。田间持水量在轻壤土、中壤土和重壤土范围内均为 $20\% \pm 2$,未表现出明显相关。萎蔫湿度则几乎完全决定于土壤质地。文内绘制了田间持水量和萎蔫湿度的等值线图。

土壤水物理蒸发影响深度可达2—3米。两米土层内物理蒸发失水量轻壤土和中壤土达田间持水量的25—35%;具有下伏粘化层的重壤土,60厘米以下失水量不大于10%。后者为作物准备了较多的储水。文内列出了不同质地土壤的水分特征曲线的经验方程,所有资料汇总于土壤水分性质表中。本研究结果为合理利用土地提供了基础数据。

黄土高原属半干旱和半湿润易旱地区,年降水量多为400—600毫米,蒸发力800—1,000毫米,历史上实行旱作农业。七十年代以来兴建了高扬程抽水灌溉工程,近年来,大力提倡种草种树,发展生态农业。在水资源不足的矛盾日益突出的今天,经营生物产业,非常重要的问题是如何充分合理地利用降水资源,节约使用灌溉水资源,尽量提高水分生产效率,在有限的水资源条件下,获得更多的产品和更高的经济效益。在这中间,土壤水分性质和动态特征无疑具有重要的关系和作用。特别在黄土高原,深厚疏松的壤质土体,更犹如一个巨大的蓄水库。它所具有的保蓄水分和供给植物水分的功能,对降水量不足和分布不均所造成气候上的旱情,能起到有效的缓和作用[1]。关于土壤水分性质描述,截止目前,习用的若干土壤水分常数仍被广泛采用[13],如田间持水量和萎蔫湿度等,并和土水势建立了关系。用能量观点对土壤水分保持和运行进行的定量研究,进一步丰富了对习用土壤水分常数的认识。本文的目的,在于根据大量实测资料,对黄土高原土壤的水分性质作一较系统的分析,为提高水分利用效率提供基础数据。

一、黄土高原土壤质地分带

在黄土高原,影响土壤水分性质的诸因素中,质地是主要因素。因为黄土高原土壤的有机质含量普遍不足1%;矿物成分极其类似,70—80%为石英和长石;粘土矿物类型也相一致,以伊利石为主;加之侵蚀使土壤发育受到限制,以致土壤水分性质和质地表现出密切相关。

黄土高原土壤质地有两大特征,即颗粒组成的一致性和分布的地带性。一致性表现

为：〈1〉整个黄土高原属壤质土类型，轻—中壤质土占全部面积约90%；〈2〉粉粒（0.05—0.001毫米）含量高，大部土壤含60—75%，且在广大面积上变幅小。其中0.05—0.01毫米粗粉粒占50%左右；〈3〉除南部塬土有下伏粘化层外，区内剖面质地无明显分异。表1和表2列出的黄土高原各质地带和剖面中的颗粒组成资料，从中可看出上述规律性。

黄土高原土壤质地分布有明显的地带性，这和黄土的沉积过程有关，根据15个剖面和53个取样点的颗粒分析，作出了黄土高原土壤质地分区图（图1）。区内由北而南顺序分布有沙壤带、轻壤带、中壤带和重壤带。在沙壤带由于接近鄂尔多斯沙漠，风蚀使明沙覆盖于黄土之上，或水蚀使下层较粘重的老黄土暴露，而使质地呈现出比较复杂的情况，带内交错分布紧沙土（长城沿线）和轻壤土，甚至有中壤土出现。重壤带面积最小，

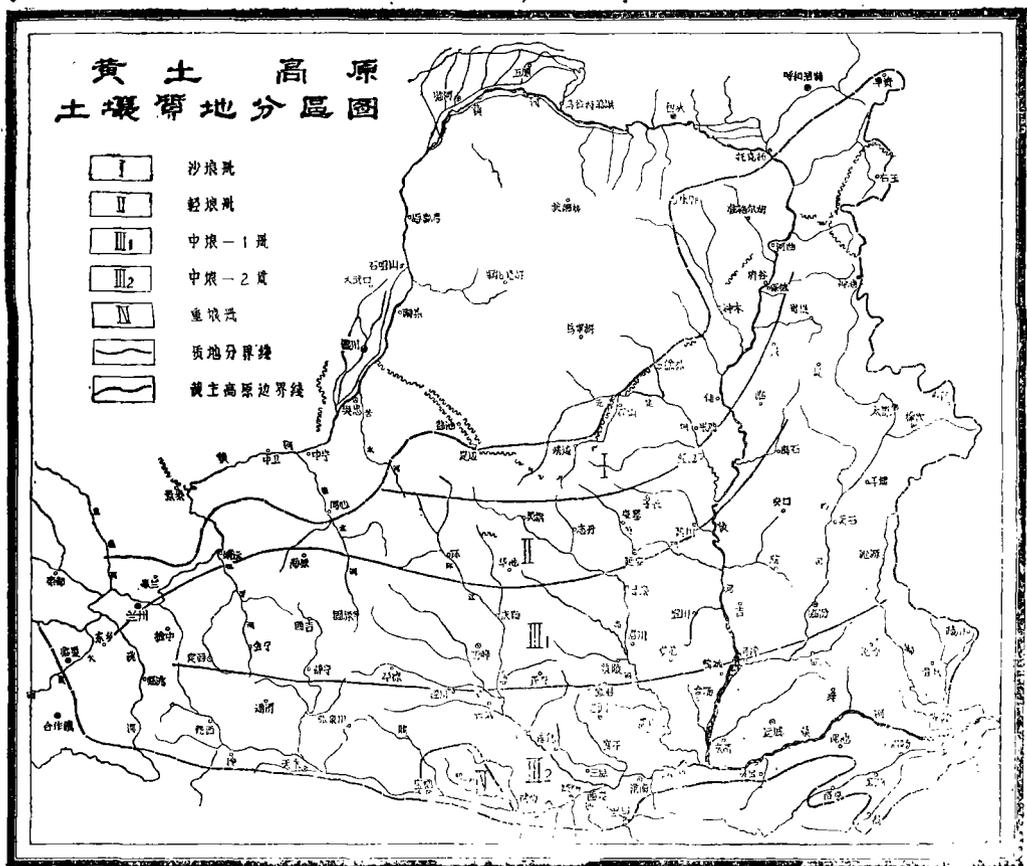


图1 黄土高原土壤质地分区图

只存在于秦岭以北、六盘山余脉关山以东、雨量大于600毫米的狭小地区。各带所占面积的大略比例如下：沙壤带8%，轻壤带19%，中壤带70%，重壤带3%，中壤带所占面积最大。中壤带又以<0.01毫米颗粒含量40%为界，区分为中壤I带和中壤II带。其

表1 黄土高原各土壤质地带的颗粒组成

土 壤 带 及 地 名	粒 级 含 量 %						
	>0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	<0.001	<0.01
沙 壤 带							
宁夏同心*	0.5	41.1	47.0	—	—	—	11.4
陕西榆林	0.3	64.9	22.0	1.8	3.2	5.8	10.8
陕西绥德	0.3	31.8	52.7	3.5	5.8	6.0	15.3
陕西佳县*	0.8	41.3	43.3	—	—	—	11.1
山西保德*	0.8	58.8	24.1	—	—	—	15.4
轻 壤 带							
甘肃兰州	0.1	18.6	55.2	3.2	6.3	11.6	26.1
甘肃环县	0.2	24.7	52.8	5.4	6.0	10.9	22.3
陕西吴旗	0.2	22.0	49.0	7.3	10.0	11.5	28.8
陕西安塞	0.3	18.7	59.0	6.2	6.8	9.0	22.0
陕西子长	0.1	13.9	58.8	6.2	5.0	11.0	22.2
陕西清涧	0.2	15.1	57.7	7.8	6.6	12.6	27.0
陕西延长	0.2	17.8	52.8	6.0	8.2	15.0	29.2
陕西吴堡	0.2	35.8	42.0	5.5	7.5	9.0	22.0
山西兴县	0.3	22.7	50.5	7.0	4.5	15.0	26.5
山西临县	0.2	12.8	57.2	7.8	7.0	15.0	29.8
中 壤 带 I							
甘肃定西	0.1	12.4	48.0	9.5	13.0	17.0	39.5
宁夏西吉	0.3	15.7	43.0	8.3	11.0	18.2	38.0
宁夏固原	0.1	12.6	52.6	7.4	12.1	13.2	32.7
甘肃平凉	0.2	15.8	46.5	10.5	10.2	16.8	37.5
甘肃庆阳	0.2	13.8	55.0	8.2	11.6	11.2	31.0
陕西甘泉	0.3	10.7	58.0	7.0	8.0	15.5	31.0
陕西洛川	0.2	10.9	52.9	9.1	12.2	14.8	36.1

(续表1)

土壤带 及地名	粒 级 含 量 %						
	>0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	<0.001	<0.01
陕西黄陵	0.9	9.6	54.8	7.7	11.2	15.8	34.7
陕西宜川	0.2	11.9	55.4	8.3	9.2	15.0	32.5
山西离石	0.4	10.6	54.0	8.5	9.5	17.0	35.0
山西交口	0.4	11.3	50.3	8.0	9.5	20.5	38.0
山西隰县	0.3	21.7	46.3	6.7	8.0	17.0	31.7
山西临汾	0.6	9.2	53.5	8.7	11.0	17.0	36.7
中 壤 带 II							
甘肃陇西	0.5	9.5	45.9	9.1	10.1	24.9	44.1
甘肃通渭	0.3	6.7	48.2	9.5	10.5	24.8	44.8
甘肃静宁	0.3	8.6	46.9	9.6	9.7	24.9	44.2
甘肃秦安	0.4	10.8	44.8	10.0	15.0	19.0	44.0
甘肃天水	0.3	8.7	51.0	11.0	12.0	17.0	40.0
甘肃泾川	0.5	9.5	49.0	9.8	13.7	17.5	41.0
甘肃宁县	0.2	9.2	50.0	10.4	12.8	17.0	40.2
陕西长武	0.1	5.9	52.8	9.1	13.6	18.5	41.2
陕西咸阳	10.2	8.0	49.0	12.0	11.0	19.0	42.0
陕西渭南	0.4	4.6	51.0	10.0	17.0	17.0	44.0
山西万荣	0.4	5.6	49.5	9.5	14.9	20.5	44.5
山西翼城*	1.9	10.0	44.5	—	—	—	43.6
重 壤 带							
陕西永寿	1.4	6.1	45.0	10.5	15.0	22.0	47.5
陕西武功	1.1	5.6	47.8	15.0	17.9	12.8	45.7
陕西礼泉	0.2	4.8	40.0	14.8	20.2	20.0	55.0
陕西长安	5.5	10.5	35.0	11.5	16.5	21.0	49.0

注：带“*”号者，资料来自刘东生等著《中国的黄土堆积》，其粒级第一栏为>0.1，第二栏为0.05—0.10，余相同。

表2 土壤剖面中细颗粒的分布(mm)

土 层	武功塬土		洛川黑垆土		绥德黄绵土		兰州黄绵土	
	<0.01	<0.001	<0.01	<0.001	<0.01	<0.001	<0.01	<0.001
耕 层	50.3	13.3	39.0	18.0	15.3	6.0	26.1	11.6
心土层或粘化层	58.5	30.0	55.0	29.0	15.7	6.0	22.7	11.9
母 质 层	47.0	16.0	44.0	22.0	17.0	6.0	25.2	8.2

界线正与7%萎蔫湿度等值线相符合。

土壤容重是反映土体密度和孔隙度的一个简明指标，对土壤水分的保持和运行发生一定影响。容重的大小和黄土沉积过程及质地有关。表3列出黄土高原中线自北而南各点的容重资料。从3米深土层平均容重看，南北无很大差异。接近紧砂土的榆林沙壤土容重最大，为1.46；延安轻壤土容重最小，为1.24；中—重壤土接近，为1.31—1.34。土壤剖面中容重在侵蚀土壤中（延安以北）无差异，南部塬土区（渭南、武功）因耕层下有下伏粘化层，所以上部1米较下层容重为大。黄土高原平均容重约在1.30—1.35范围内，总孔隙率在50%左右。疏松黄土层为水分下渗和根系下伸创造了良好条件。表3内顺便列出了秦岭以南的安康轻粘土的整层容重，平均高达1.58，根系分布受阻，水分循环过程恶化。

二、持水性能

（一）关于田间持水量

土壤的持水能力是一个非常重要的农业水文性质，至今通常仍以田间持水量来表示，用它来计算土壤最大水分储量。尽管现代的大部分著作都认为，田间持水量在物理意义上是不确切的，甚至是任意的，土壤水分是一个动态系统，不可能达到平衡状态。但大家都承认，水分在土层内的再分布有一个显著减缓的过程。以致在同一著作中，同时又接受田间持水量是一个实际有用的指标[2][3]。

田间持水量确实不是一个真正的平衡值，或者说不是一个真正的常数。但田间持水量做为土壤对抗重力保留下来的含水量，在免除蒸发、地下水和下部干层影响之后，当做土壤保持水分能力的一个标志，仍有其相对平衡和定量的意义。至今尚没有一个可以替代它的更好指标。

黄土高原土壤，土壤内水分再分布存在明显衰减的阶段，按照规定的条件，在田间测定田间持水量，测值有很好的重现性。图2是洛川中壤土在田间覆盖条件下，一次供水300毫米后，剖面中持续70天的土壤湿度变化。该实验灌水3天后渗深280厘米。第5、20天内排水明显继续，向下入渗，增加了280厘米以下土层的湿度。但同时，表层60厘米土层排水接近完成。30天时，上层120厘米土层内排水接近完成。而和第70天的湿度分布线接近重合。尽管下层内排水尚在继续，但一定层次内经达到该土壤相对稳定

表3 黄土高原土壤容重 (克/厘米³)

地点与 深度 (cm)	榆林 沙壤	绥德 沙壤	延安 轻壤	洛川 中壤	渭南 中壤	武功 重壤	高原以 南安康 轻粘土
0—10	1.45	1.33	1.10	1.30	1.13	1.35	1.41
10—20	1.39	1.28	1.15	1.30	1.28	1.35	
20—30	1.44	1.37	1.22	1.34	1.42	1.42	1.41
30—40	1.43	1.34	1.22	1.24	1.41	1.37	
40—50	1.54	1.35	1.22	1.23	1.45	1.38	1.57
50—60	1.49	1.37	1.22	1.25	1.44	1.43	
60—70	1.46	1.33	1.22	1.31	1.41	1.40	1.65
70—80	1.46	1.34	1.23	1.26	1.40	1.44	
80—90	1.45	1.35	1.23	1.25	1.36	1.45	1.65
90—100	1.47	1.34	1.23	1.27	1.34	1.39	
100—120	1.46	1.33	1.24	1.30	1.27	1.36	1.61
120—140	1.52	1.32	1.24	1.35	1.31	1.37	1.60
140—160	1.46	1.32	1.25	1.31	1.33	1.35	1.58
160—180	1.47	1.34	1.26	1.35	1.29	1.34	1.58
180—200	1.42	1.33	1.26	1.32	—	1.34	1.63
200—220	—	1.35	1.25	1.35	—	1.28	—
220—240	—	1.34	1.28	1.35	—	1.28	1.62
240—260	—	1.34	1.28	1.30	—	1.25	1.55
260—280	—	1.34	1.28	1.36	—	1.24	1.63
280—300	—	—	—	1.33	—	1.22	1.63
0—300	1.46	1.34	1.24	1.31	1.33	1.34	1.58

的持水能力。武功重壤土大型土柱试验亦证实此种平衡状态之存在(表4)。达到平衡状态时间通常要需10—30天,这和测定时灌水量和原土壤剖面含水量有关。在剖面中有下伏干层情况下,水分再分布受高吸力干层的影响,不断向下移动,测值将低于田间持水量。有较高导水率的半干旱地区轻壤上经常发生此类情况。

表 4 1—2 米土层灌水后土壤湿度的变化

时 段	土壤湿度%
第32天	21.1
第48天	21.2
第69天	20.5
第88天	20.4
第155天	20.3

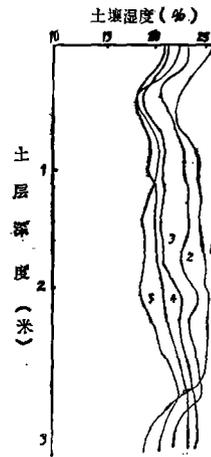


图 2 洛川中壤土剖面中灌水后土壤湿度历时变化

图 例
1:3天 2:5天 3:20天
4:30天 5:70天

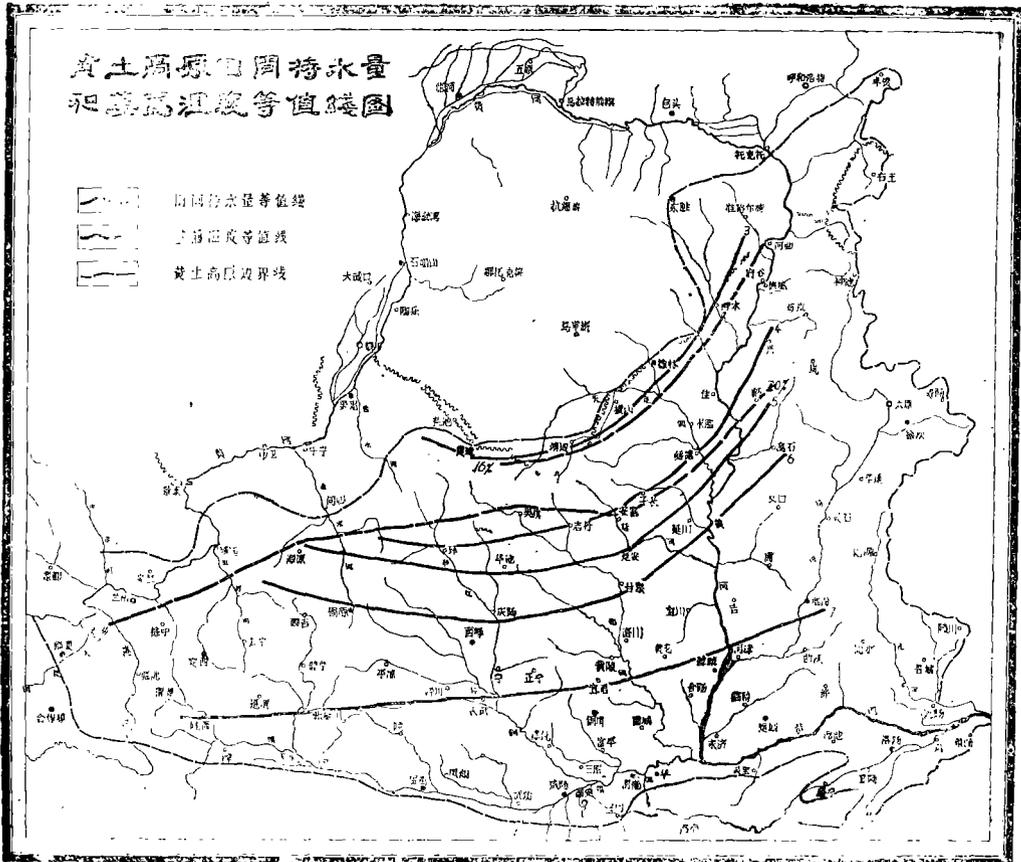


图 3 黄土高原田间水量和萎焉湿度等值线图

(二) 田间持水量分析

通过多点实测田间持水量，绘制了黄土高原田间持水量分区图(图3)。图上标出了16%和20%两条等值线，以线距4%划分出12—16%，16—20%和20—24%三个区。主要测点的田间持水量值列于表5。尽管黄土高原土壤质地由北向南变细，但田间持水量在80%的面积内，包括轻壤带南部、整个中壤带和重壤带，都处于20—22%范围之内，持水能力近似，这是黄土高原田间持水量分布的一个重要特征。轻壤土北部和整个沙壤带，田间持水量为16%±3%。

(三) 质地和容重对于田间持水量的影响

黄土高原相当大面积上不同质地土壤具有近似田间持水量这一特征表明，田间持水量受颗粒组成和孔隙结构的双重影响。

通常认为，田间持水量随质地变细而增大。从整个黄土高原看，这一规律固然存在，但从物理粘粒大于27%含量的轻壤土至重壤土这一范围看，并不存在明显的相关性。

从图4分析，在物理粘粒含量小于27%的轻壤土、沙壤土范围内，田间持水量和物理粘粒含量呈直线关系，高于27%的轻壤土、中壤土和重壤土田间持水量接近一个常数(图4线1)。如以双曲线表示，虽整体相关性较好($r=0.73^{**}$)，但曲线末端稍显偏高。从山西离石、陕西延安，西至宁夏固原、甘肃定西一线以南，田间持水量可以采用 $21\% \pm 1$ 。

表5 黄土高原土壤的田间持水量(田测法)

土壤带	地 点	田间持水量 (对干土%)
沙壤带	榆 林	13.0
	绥 德	15.8
	大 路 沟	16.3
轻壤带	志丹杏子河	17.1
	安塞王窑	17.2
	兰 州	18.6
	吴 旗	20.6
	延 安	19.3
	固 原	20.7
	离 石	19.8
中壤带	临 县	20.5
	固原雅儿沟	20.6
	海 原	20.2
	庆 阳	22.0
	洛 川	20.2
重壤带	陇 县	21.7
	蒲 城	21.5
	渭 南	22.4
重壤带	武 功	20.2

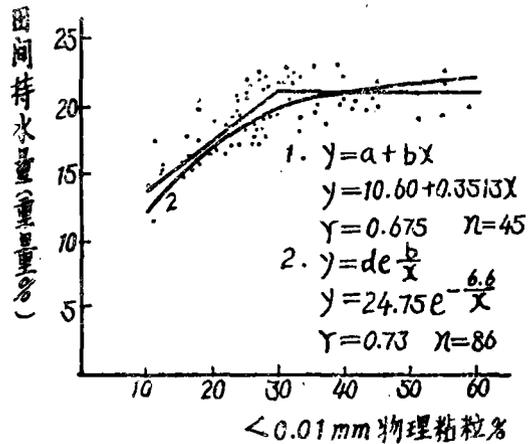


图4 物理粘粒含量与田间持水量的关系

根据一元回归分析,黄土高原土壤田间持水量(y)和另一主要颗粒组成,即0.25—0.05毫米细沙组(x)呈显著的负相关。其一元回归方程为 $y = 22.02 - 0.1x$, $r = 0.64^{**}$ 。不同颗粒组份和田间持水量关系的多元回归分析,并没有提高二者的相关程度。

在匀质土壤剖面中测定田间持水量,容重不同可以造成测值的明显差异。我们测定了武功重壤土5米深土壤剖面的容重和田间持水量,所得结果如图5所示。容重(x)的变动范围为1.20—1.45,田间持水量(y)变动范围为19.1—25.6%,二者呈接近线性的幂函数关系: $y = 38.94x^{-1.59}$, $r = 0.862$ 。田间持水量随容重增加而减小。以容积百分数表示趋势相同,只是下降坡度稍缓,而且点子比较分散,相关系数降低。这种关系表明,在田间持水量下较高容重具有较低的水势,即较高的吸力。

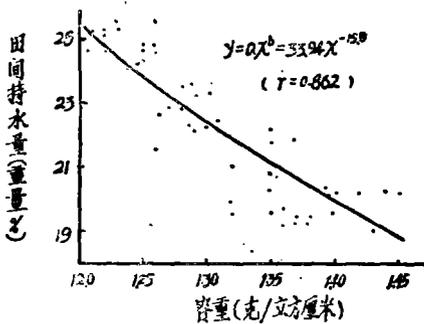


图5a 匀质土壤中田间持水量和容重的关系

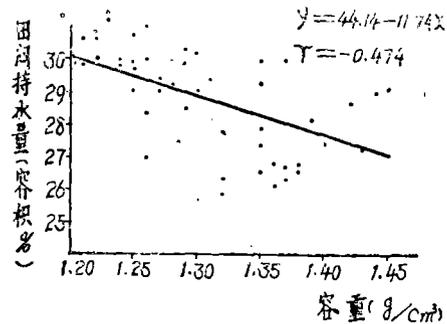


图5b 容积田间持水量和容重的关系

(四) 田间持水量下之土水势

采用离心机法测定土水势,并和田间实测田间持水量相对比,得知黄土高原土壤田间持水量下土水势变动范围为0.1—0.6巴(表6)。质地愈重,田间持水量下土水势愈

表6 田间持水量和土水势关系

土 壤	实测田间持水量 (重量%)	不同土水势下土壤含水量(重量%)			
		-0.1巴	-0.2巴	-0.4巴	-0.6巴
榆林沙壤土	13.0	14.8	10.3		
吴旗轻壤土	20.6		23.1	19.9	
志丹中壤土	17.1		18.4	12.4	
洛川中壤土	20.2				20.2
陇县中壤土	21.7				21.6
武功重壤土	20.2				21.5

小。由此可知其保持水分的动力更多地依靠细颗粒表面吸附力。而质地较轻的土壤,更多地依靠孔隙中水分的弯月面力。所以,在有效水范围内,轻质土壤大部分分布在高水势范围内。

现已有文献以 $1/10$ 巴或 $1/3$ 巴下土壤含水量做为田间持水量[4]，采用同一土水势对细粒土壤有偏高、对粗质土壤有偏低的倾向。黄土高原不同质地田间持水量下土水势，可以采用沙壤土为0.1巴，轻壤土为0.3巴，中壤、重壤土为0.6巴。

三、对植物供水性能

(一) 萎蔫过程和萎蔫湿度

迄今为止，萎蔫湿度仍被普遍作为区别土壤有效水分和无效水分的分界点。实际上，植物从开始发生萎蔫到枯死为止，土壤湿度是逐渐降低的，并有一个相当宽的变化范围。通常把植物萎蔫后再放置于饱和水汽环境下，经夜不能恢复膨压，作为确定萎蔫湿度的标准。我们研究了武功重壤土和绥德轻壤土在植物萎蔫过程中土壤湿度(w)随时间(t)的变化得知，二者函数关系呈双曲线形式(图6a)。曲线前端有一直线段落，表明腾发量接近一个常数，这时植物无萎蔫表现。当线段从直线转变为曲线形式时，植物开始出现萎蔫，这时曲线曲率最大(图6b)，此点为暂时萎蔫湿度。重壤土为10.5%，轻壤土为7.2%。此后土壤湿度继续降低，当曲线曲率下降由直线转变为曲线时，转变

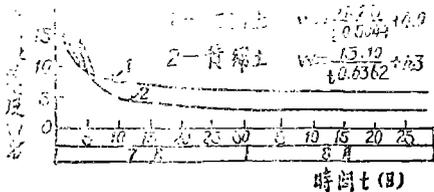


图6a 棉花萎蔫过程中土壤湿度的改变

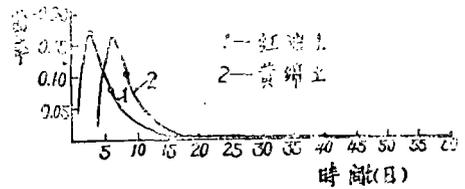


图6b 土壤湿度—时间曲线曲率比较

点的土壤湿度适和稳定萎蔫湿度相符合，重壤土为8.6%；轻壤土为5.7%。低于萎蔫湿度的水分，仍能为植物所吸收，直到完全不能吸收，此即死亡湿度，重壤土为6.9%，轻壤土为3.4%。

(二) 黄土高原萎蔫湿度等值线

在黄土高原共采取了121点的耕层土样，用幼苗法测定了萎蔫湿度，绘制了土壤萎蔫湿度等值线图(图3)。和田间持水量分区线相比，它和土壤质地分区有很好的吻合性。等值线图是以线距1%，划出3%、4%、5%、6%、7%、8%等6条呈弧形的等值线，和质地分区线几乎平行分布。这说明萎蔫湿度的大小主要取决于颗粒组成。沙壤带萎蔫湿度为3—4%，轻壤带为4—5%，中壤I带为5—7%，中壤II带为7—8%，重壤带>8%。

黄土高原大部分为侵蚀土壤，剖面中无明显的发生层，且质地均一，萎蔫湿度多上下一致。唯南部黄土和粘黑垆土区，耕层下有一层粘粒含量较高的粘化层，其萎蔫湿度较高(表7)。

(三) 萎蔫湿度和颗粒组成关系

在黄土高原土壤中，萎蔫湿度大小主要决定于颗粒组成。在各级颗粒中，萎蔫湿度和细砂(0.25—0.05毫米)及粗粉粒(0.05—0.01毫米)组份呈反相关，而同<0.01毫

表7 剖面中不同土层的萎蔫湿度

土 层	蒲 城 塬 土		武 功 塬 土		洛 川 黑 垆 土	
	深 度 (厘米)	萎 蔫 湿 度 (%)	深 度 (厘米)	萎 蔫 湿 度 (%)	深 度 (厘米)	萎 蔫 湿 度 (%)
耕 层	0—19	7.0	0—20	8.6	0—40	6.1
心土层	30—60	7.8	20—50	9.5		
粘化层	75—120	9.1	70—100	13.2	40—80	8.3
母质层	160—	7.7	160—	9.5	200—	6.8

米物理粘粒和<0.001毫米粘粒含量呈正相关，并有很好的线性关系（图7 a、b）。二者的线性回归方程分别为： $y = 0.202x - 0.651$ 和 $y = 1.018 + 0.333x$ 。虽对各级颗粒与萎蔫湿度进行了多元回归分析，取得逐步回归方程为： $y = 7.7 - 0.063x_2 - 0.081x_3 + 0.102x_7$ ，式中y为萎蔫湿度， x_2 为0.25—0.05毫米颗粒%， x_3 为0.05—0.01毫米颗粒%， x_7 为<0.01毫米颗粒%，相关系数有所提高（ $r = 0.907$ ），但所需资料和运算均较繁，而以采用一元回归方程为佳。

（四）供水层深度

土壤对作物的供水层深度是确定和预报土壤有效水供给量的一个必需参数，而这恰又是一个非常复杂的问题，它决定于生物能力和环境条件（土质、降水、栽培水平等）两大因素。供水层深度确定不当会给植物与水分关系研究造成很多迷惑现象，以致给阐明二者关系带来困难。

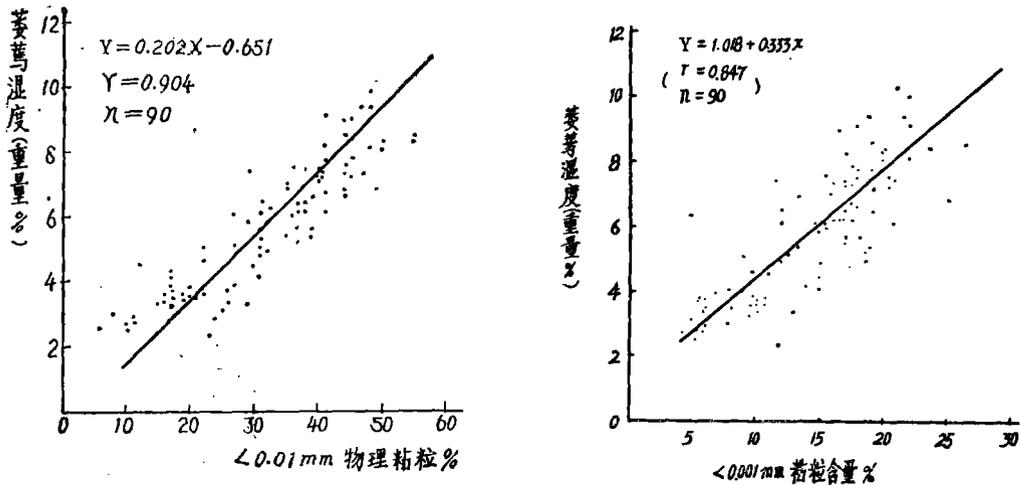


图7 萎蔫湿度和物理粘粒的关系

黄土高原由于它具有深厚疏松的壤质土层。给根系深层发育创造了适宜条件，因而形成了很深的植物供水层。关于深层土壤储水调节植物供水的功能和它的生物效应与增

表8 小麦对各层土壤水分利用量(毫米)

土层(米)	利用量	累计利用量	累计量占%
0—0.5	89.9	89.9	17.8
0.5—1.0	87.5	177.4	35.2
1.0—1.5	88.2	265.6	52.7
1.5—2.0	87.5	353.1	70.0
2.0—2.5	81.4	434.5	86.1
2.5—3.0	52.4	486.9	96.5
3.0—3.2	17.5	504.4	100.0

产作用已为很多研究所阐明。由于这种功能的存在,本地区气候上经常形成的旱情,得以很大缓解,并使旱地农业(包括草地)有较高的生产力。

采用面积为1平方米、深度为3.2米的大型隔离土柱,确定冬小麦利用土壤水分的生物能力的实测结果列入表8,该实验是在遮雨条件下

下进行的,植株生长良好,每平方米籽粒产量480克。所得结果可视为黄土性土壤中小麦吸水的生物能力。表3说明,小麦利用2.5米深土层内水分具有相似的能力。每50厘米土层吸水量均达80毫米以上,有效水利用系数接近或达到1.0;2.5米土层内吸水量占总吸水量86.1%。

该实验中小麦根系分布深度为270厘米。根分布层内(0—270厘米)吸水总量为473.4毫米,占总吸水量94%。根分布层以下(270—320厘米)被利用的水量为31毫米,有效水利用系数仍达0.46。这部分水是因存在水势梯度向根层上移而被利用的。

表9列出了田间条件下,小麦对各层水分的利用量。2米深土层内水分利用量占土壤水总利用量80%,和生育期降水量相加后占耗水量90%。测定地段小麦根深320厘米,亩产408斤。2米土层以下有效水利用系数显然较遮雨条件下为低。

表9 田间条件下小麦对各层土壤水分利用量(毫米)

土层(米)	土壤水利用量	累计利用量	累计量占%	小麦耗水量	占耗水量%
1	143.8	143.8	48.8	383.4	71.8
2	94.2	238.0	80.8	477.6	89.4
3	24.1	262.1	88.9	501.7	93.9
4	18.1	280.2	95.0	519.8	97.3
5	14.5	294.7	100.0	534.3	100.0

注:1. 生长期降水量=239.6毫米

2. 占耗水量%=(累计利用量+生育期降水量)/小麦耗水量×100

应指出的是,不同年份、不同地区田间各年实际供水层深度受土壤水分循环的状况所控制,同一种植物其供水层深度也不是固定不变的。但在一定地区,一定植被和种植制度下,仍能确定一个一般的深度。对一年生作物讲,包括小麦、玉米、高粱、棉花

等, 计算供水层深不宜少于2米。田间条件下, 这个深度包括了耗水量的90%以上。

关于多年生豆科牧草的研究指出, 其供水层深度远远超过一年生作物。如沙打旺 (*Astragalus adsurgens* Pall) 根深达9米^[7], 苜蓿也超过5米。由于蒸发蒸腾量大于年降水量, 随着生长年限延长, 供水层深度不断向下延伸, 以获得生长所需水分, 土壤干层也随之年益加深。特别是沙打旺, 使7米深土壤达到萎蔫湿度。研究多年生豆科牧草田水量平衡中, 供水层深度不宜小于8米。

四、移动性能

关于黄土高原的土壤水分移动, 除降雨后不长时间有下行水流再分配外, 全年大部分时间处于上移过程中。在纯物理蒸发影响下, 因均一壤质土层有较强的导水性能, 剖面中水分上移的影响深度达到2—3米^[8]。不同深度土层上移蒸发失水强度不同。上部1米土层失水率(物理蒸发量与田间持水量之比)达40—60%, 1—2米土层也达5—25%。农业生产中有大量冬春休闲地和夏季休闲地, 都是重要的保墒季节, 夏季休闲地虽处雨季, 但末期土壤水分补给量只占同期降水的30—40%^[9], 大量水分消耗于蒸发。

剖面中土壤水是以液态形式上移至蒸发面汽化蒸发的。蒸发面的位置在湿润土壤开始蒸发时处于地表。随着地表干燥达到风干状态, 失去了导水性能, 蒸发面随之下移。氯离子标记的蒸发实验表明, 蒸发面位置即使在长期蒸发下一般也不会低于10厘米, 而主要在5厘米以内(表10)。地表数厘米土层在降雨后或灌水后如能迅速干燥, 降低蒸发面位置, 将会有利于保墒。

表10 蒸发过程中Cl⁻在表层的积累(毫克/100克土)

土 层 (厘米)	蒸 发 实 验 I		蒸 发 实 验 II		蒸 发 实 验 III	
	始	100天后	始	100天后	始	158天后
0—2	158	2,255	97	905	82	1,022
2—5	157	657	97	390	—	—
5—10	155	45	97	63	73	37
10—20	150	43	97	48	79	39
20—30	151	62	98	58	68	42
30—40	154	66	98	67	70	44
40—50	150	75	97	72	71	50

在黄土高原, 土壤水移动性能的强弱主要受含水量的控制。表11表明了各种质地土壤导水率随含水量而变化的情况。土壤含水率下降导致导水率急骤降低的性质, 对于保墒总是一种有利特征。各种质地土壤从田间持水量到萎蔫湿度范围内, 导水率降低了3—5个数量级。当导水率低到相当程度时, 土壤日蒸发量降低到0.1—0.4毫米, 剖面中含

水量以不易察觉的速率降低,以致含水量表现一种相对稳定状态,这种现象被称为“田间稳定湿度”。轻壤土为10—11%,中壤、重壤土为15—16% (干土重%),相当田间持水量70—80%,有效水总量的50%左右[10]。

表11 四种质地土壤不同湿度下之导水率与基质势

W (占干土重)	榆林紧砂土		安塞砂壤土		洛川中壤土		武功重壤土	
	K1 (厘米/天)	S1 (毫巴)	K2 (厘米/天)	S2 (毫巴)	K3 (厘米/天)	S3 (毫巴)	K4 (厘米/天)	S4 (毫巴)
0.04	2.45×10^{-2}	12845						
0.06	2.15×10^{-1}	1586	2.20×10^{-7}	13.051				
0.08	1.88	363	1.91×10^{-6}	4.540				
0.10	1.65×10	116	1.65×10^{-5}	2.002				
0.12	1.44×10^2	45	1.48×10^{-4}	1025	1.02×10^{-4}	11146	4.32×10^{-5}	21769
0.14			1.24×10^{-3}	582	6.48×10^{-4}	4730	1.48×10^{-4}	8475
0.16			1.37×10^{-2}	357	4.14×10^{-3}	2252	5.05×10^{-4}	3743
0.18			9.25×10^{-2}	232	2.64×10^{-2}	1770	1.73×10^{-3}	1820
0.20			8.01×10^{-1}	157	1.69×10^{-1}	651	5.92×10^{-3}	956
0.22			6.93	111	1.08	383	2.02×10^{-2}	533
0.24					6.87	236	6.93×10^{-2}	313
0.26					4.39×10	151	2.37×10^{-1}	192

注: (1) W—土壤湿度, (2) K—导水率(来源:石玉洁等,1984); (3) S—吸力。

五、土壤水分特征曲线

土壤水分特征曲线反映了不同含水量下,土壤水分的能量水平,从而反映了对植物的有效程度。此类曲线以幂函数方程($y = ax^b$)表示。黄土高原各土壤质地带的土壤水分特征曲线形状相似,只是吸力变化斜率不同。重质土壤吸力随含水量的变化更缓和一些

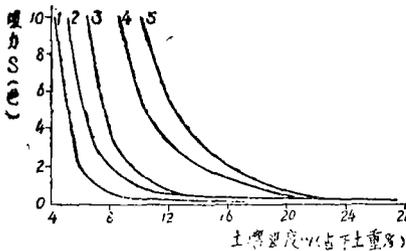


图8 不同质地土壤水分特征曲线(离心机测定)

(图8)。用离心机法测定过筛土样,获得不同质地土壤水分特征曲线的经验方程如下[11]:

$$S_1 = 9.6 \times 10^{-5} w^{-3.5}, r = -0.981 \text{ (榆林紧砂土)}$$

$$S_2 = 1.59 \times 10^{-3} w^{-2.83}, r = -0.985 \text{ (绥德砂壤土)}$$

$$S_3 = 7.79 \times 10^{-4} w^{-3.38}, r = -0.990 \text{ (固原轻壤土)}$$

$$S_4 = 1.29 \times 10^{-3} w^{-3.63}, r = -0.993 \text{ (洛川中壤土)}$$

$$S_5 = 6.19 \times 10^{-4} w^{-4.36}, r = -0.991 \text{ (武功重壤土)}$$

式中 S_{1-5} 为吸力(巴), w 为土壤湿度,以水占干土

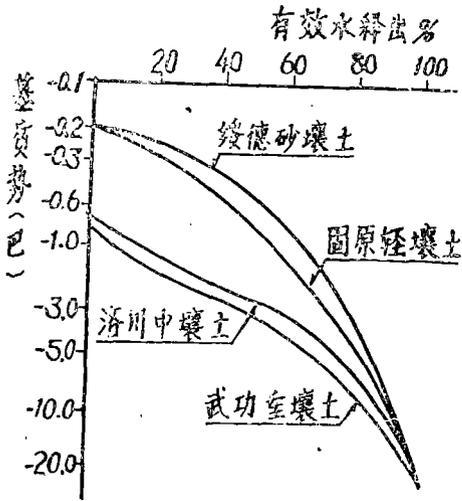


图9 以有效水释出%绘制的土壤水分特征曲线

重表示。

轻质土壤有更多的有效水分处于低吸力段内。从图9看出,绥德砂壤土和固原轻壤土吸力从0.2巴升高到1巴将释出60%左右有效水分,而对于洛川中壤土和武功重壤土而言,有效水释出只达10%左右。高水势土壤水比例较大的轻质土壤往往具有较高的移动性能,在湿润初期造成较大的蒸发强度[13],从对植物生长来讲,低吸力有效水过大过小都是不利。从田间表现看,似以中壤土较好。

表12 黄土高原土壤水分性质总表

颗粒组成(毫米)	紧砂土	沙壤带	轻壤带	中壤I带	中壤II带	重壤带
砂粒 (>0.05)	65—80	40—60	20—25	10—15	5—10	3—8
粉粒 (0.05—0.001)	10—25	20—50	60—70	65—75	65—75	65—75
粘粒 (<0.001)	4—6	5—10	10—15	15—18	18—25	20—28
土壤容重 (克/厘米 ³)	1.45	1.35	1.25	1.30	1.30	1.35
田间持水量 (W%)	11—14	16—18	18—20	20—22	20—22	20—24
“田持”下吸力 (巴)	0.1	0.2	0.3	0.5	0.6	0.6
萎蔫湿度 (W%)	2.5—3.0	3.0—4.0	4.0—5.0	5.0—7.0	7.0—8.0	8.0—13.0
有效水范围 (W%)	8—11	13—14	14—16	14—16	13—15	12—16
<1巴有效水比例	>65%	60—65%	50—60%	10—15%	8—10%	<8%
非饱和导水率 K(θ) (cm/天)	3.2×10^{-4} e ^{77.51}	3.4×10^{-10} e ⁸³⁰	—	1.5×10^{-9} e ^{11.30}	—	2.7×10^{-8} e ^{47.30}
土壤水分特征曲线 S=aW ^b	9.6×10^{-5} W ^{-3.5}	1.95×10^{-3} W ^{-2.83}	7.79×10^{-4} W ^{-3.68}	1.29×10^{-3} W ^{-3.68}	4.88×18^{-4} W ^{-4.12}	6.19×10^{-4} W ^{-4.26}

注: W—含水量占干土重%; θ—含水量占土壤容积%。

六、黄土高原土壤水分性质评价

黄土高原土壤的质地性质属于壤土范围,加之土层深厚、没有障碍性间层,非常有利

于水分运行和根系发育,是植物生长的优良生态环境。现将黄土高原土壤水分性质按质地带汇总列于表12,以资参照和比较。高原内从沙壤带到重壤带,土壤水分性质具有规律性变化:

田间持水量随质地变重而有所提高,但轻壤土以上变幅不大;萎蔫湿度则完全随质地变重而增高;有效水范围以轻壤带最宽,其中高水势部分之比例,质地愈轻愈大;土壤水分特征曲线的斜率以轻质土壤较陡峭。由此看出,单独以某种土壤的水分性质去评价土壤水分性能,将难以得到确切的答案。如重壤土持水能力稍高,但有效水范围反因萎蔫湿度偏高而稍窄;轻质土壤有效水范围较宽或高水势有效水比例较大,但湿润土壤因有高通量密度而造成较高的蒸发强度,不利于保墒;理想的良好水分性质的土壤,应当是入渗能力高,向地表上移能力弱,有效水范围大,能够把三者结合在一起的具有高度团粒结构的土壤。

多年实践表明,在半干旱半湿润暖温带地区,有机质大量积累,团粒结构高度发育的前景并不明显。一定程度的改善当然是可能的。现在改善土壤水分状况主要是以外部手段,即覆盖(砂石、禾秆、塑料膜、沥青等)和耕作,耕作实际上也是一种特殊的覆盖,其覆盖物是地表干土层。黄土高原土壤自然剖面中,唯有西部塬土下伏粘化层具有阻止水分上升但不妨碍水分下渗的功能,在东部塬土和黑垆土剖面中的粘化层不具有此种功能。

总的来讲,黄土高原土壤水分性质是比较好的,没有障碍因素,提高水分利用率的潜力很大。关于土壤水分性质的确切评价尚有待于进一步从水分动态研究中去解决。

〔致谢〕 冯秉琦、史竹叶同志参加本项目的野外测定、采样和测定工作。

参 考 文 献

- 〔1〕 南京土壤研究所,中国土壤,科学出版社,1978,264页。
- 〔2〕 S·A·泰勒等,物理的土壤学,农业出版社,1983,208页。
- 〔3〕 D·希勒尔,土壤和水,农业出版社,1981,175页。
- 〔4〕 L·A·Richards, Saline and Alkali Soils, 1954, p109.
- 〔5〕 李玉山、喻宝屏,土壤深层储水对小麦的增产效应研究,土壤学报,17卷,1980(1),43—54页。
- 〔6〕 李玉山、喻宝屏,土壤深层储水对棉花的增产效应研究,土壤学报,18卷,1981(4),383—388页。
- 〔7〕 曹淑定等,吴旗飞播沙打旺草地的土壤水分动态研究,水土保持通报,1983(5),53—58页。
- 〔8〕 李玉山,黄土区土壤水分循环特征及对陆地水分循环的影响,生态学报,3卷,1983(2),91—101页。
- 〔9〕 李玉山,陕西东部旱原农田土壤墒情调查,土壤,1975(6),279—285页。
- 〔10〕 李玉山,土水分状况与作物生长,土壤学报,10卷,1962(3),290—304页。
- 〔11〕 石玉洁等,蒸发条件下土壤导水率和扩散率的测定,水利学报,1984(2),33—38页。
- 〔12〕 韩仕峰等,两种质地土壤的蒸发性能和表层松土效应,土壤通报,1982(6),4—7页。
- 〔13〕 FAO, Crop Response to Water, 1977.

SOIL WATER PROPERTIES AND ITS ZONATION IN THE LOESS PLATEAU

Li Yushan Han Shifeng Wang Zhenghua

ABSTRACT

The soils of the loess plateau are available in regulating water supplement to crops that is related with soil water properties. Hold-water ability, availability and movement behaviour of soil water are studied in this paper.

Soil texture is the main factor affecting soil water properties. The map of soil texture zonation containing 5 texture belts is given. Field capacity of soils is about 20% ranging light, medium and heavy soils. Evident correlation between field capacity and soil texture is not shown in the range of loam soils. Permanent wilting percentage depends closely on the soil texture. The map of isopleth of FC and PWP are given in present paper. The soil depth affected by soil evaporation can reach 2—3 m deep. During long time of soil evaporation the average loss amount of water in the root zone of 2 m is 25—35% of FC for the light and medium loam soils and less than 10% of FC in the layer below toplayer for the heavy loam soil with an underlying clay-rich horizon. The later remain large amount of water storage in soils to benefit crop growth.

The experiential equations of water characteristic curve of different texture soils are given. All data are tabulated in a general table of soil water properties.

The results in present paper provide basic data for rationally using land resources in the Loess Plateau.