

东北北部黑土水分状况之研究*

I. 黑土水分状况的基本特征及其与成土过程的关系

乔 樵 沈善敏 周紹权

(中国科学院林业土壤研究所)

土壤形成过程的发生和发展,始终是在土壤水分的参与下进行的。同时土壤水分又是土壤肥力的主要因素之一。所以,研究土壤中水分的保持、运行、消耗及其年循环的基本规律,对于了解成土过程的本质以及调节和提高土壤肥力等,都有重大意义。

为了深入研究黑土发生学特性及其肥力特性和演变,从1954年起,我们在黑龙江省嫩江县国营九三农场场部附近设立了定位站,在该场和九三农业科学研究所的大力支持下,进行了长期研究。本文系根据1954年以来有关黑土水分状况研究资料写成的。

所研究的土壤,是发育在黄棕色粘质湖沼沉积物上的黑土,腐殖质层深厚,可达1米左右,土壤团粒结构良好,多为团粒—团块状结构,且水稳性极高。全剖面无石灰性反应。土壤机械组成,根据卡琴斯基的分类为中—重壤土,底土为轻粘土,孔隙状况呈上大下小的锥状,水气通透状况上层好下层坏,具有典型的草甸植被景观,可代表东北北部分布面积最为广泛的黑土。有关这类黑土的基本性质可参阅“东北北部黑土发生学特性的初步研究”、“东北北部黑土水分—物理性质”等研究报告^[6,8]。

一、黑土水分的来源

本区黑土多分布于高阶地,地下水位很深,一般在数十米至百米以下,在低地亦超过10米,故黑土水分的唯一来源为大气降水。

气象资料表明,北部黑土地区年平均降水量约在500毫米左右。根据定位站所在地双山气象站1954—1961年间的资料^[13]:年平均降水量为482.7毫米,降水多集中于6、7、8、9四个月,且多以雨水形态降落,占年降水量90%以上。雪量极少,约在15—40毫米左右,不及年降水量的10%(图1)。

年际降水量变异情况,如图2所示。图2中所区分的常年、旱年和涝年的标准是:凡年降水量小于或大于年平均降水量50毫米的年份,分别称为气象上的旱年和涝年;介于两者之间者称为常年;凡年降水量小于或大于年平均降水量100毫米的年份,分别称为气象上的特旱年或特涝年。据此可知,定位站八年以来,有三个旱年(1954、1955、1959)、三个常年(1956、1958、1961)和两个涝年(1957、1960)。三类年份分别占37.5%(旱年),37.5%(常年),25%(涝年)。又据嫩江气象站1935—1956年间的气象资料^[11]:嫩江地区在此期间旱年占29.4%,常年占47.0%,涝年占13.6%。

* 本工作是在宋达泉、曾昭顺两位先生的指导下进行的;文中插图系陈颍燕、方汝桂两位同志清绘,特致谢意。

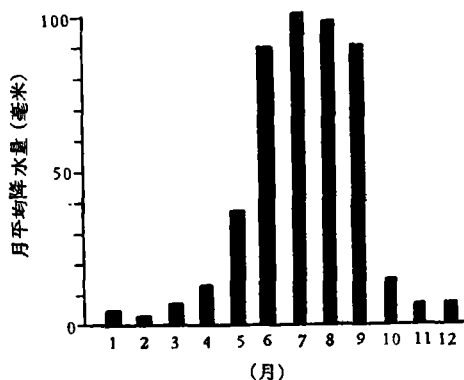


图1 九三地区月降水分布状况
(资料来源: 双山气象站, 1954—1961)

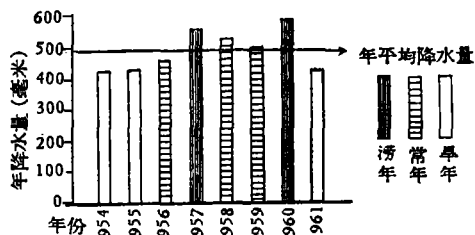
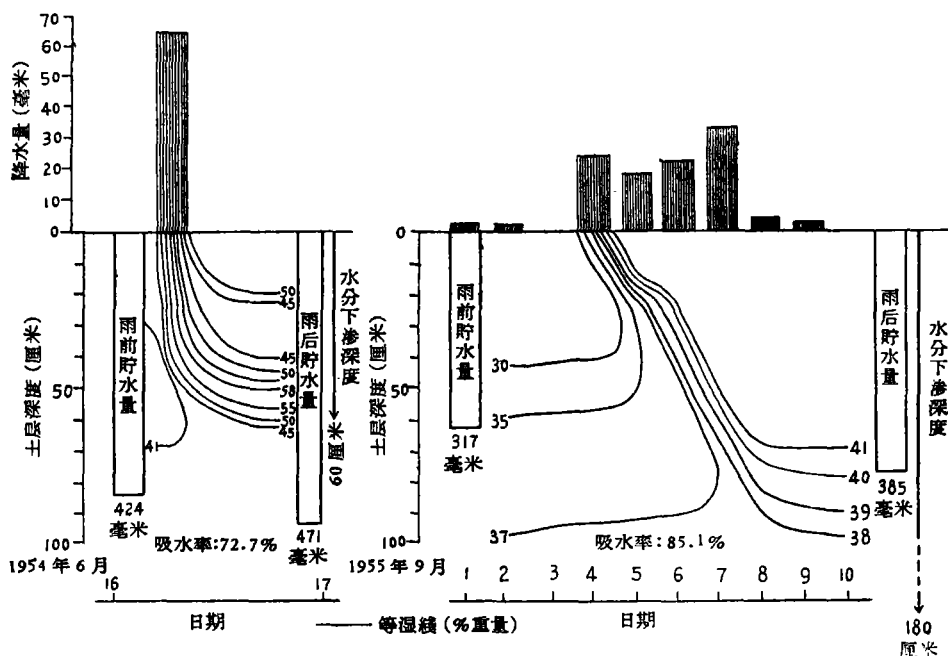


图2 九三地区年降水分布状况

大气降水,只有一部分为土壤所吸收。土壤吸收水分的能力,因降水形态、强度、降水时间长短、土壤所处的地形部位以及土壤-母质层的机械组成和水分性质等而定。根据我们的研究^[7],黑土在暴雨情况下吸水率可达降水量45—63—73%,水分下渗深度仅及60厘米(图3(a))。在连雨情况下其吸水率则可达62—85—90%以上,水分下渗深度可达180厘米或更深(图3(b))。黑土对雪水的吸收率较低,仅及50%左右(图4)。其原因可



(a) 暴雨时黑土吸水状况 (b) 连雨时黑土吸水状况
图3 黑土的吸水率

能有三: (1)被风吹失; (2)因雪面升华而消耗; (3)因早春土壤冻层融化尚浅,不能容纳大量雪水而流失。

综上所述,黑土水分循环的基本方式为: 大气 ⇌ 土壤

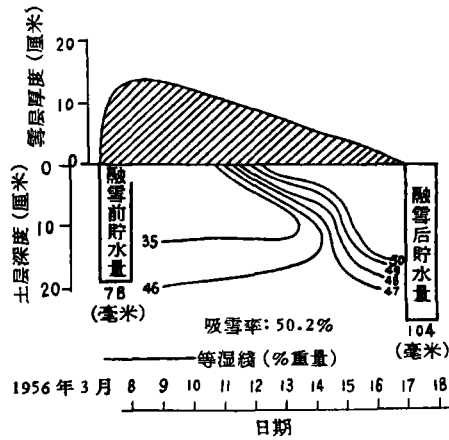


图 4 融雪时黑土吸收雪水状况

二、黑土水分状况的基本特征及其规律

土壤的水分状况, 因气候条件、土壤母质的水分-物理性质和其他条件而有所不同。因此, 要确切了解黑土水分状况的基本特征及其规律, 必须进行多年的观测研究, 特别是通过三类年份(旱年、常年和涝年)的实际观测资料, 才能获得较为完整的概念。因此, 在下面的讨论中, 将着重列举出上述三类年份的观测资料。

有关定位站黑土的主要水分常数列于表1, 不另讨论。

表 1 黑土水分的种类、形态及其运动性

土壤湿度范围	湿度 (%重量)			湿度 (%容积)			土壤水的种类 和形态	占优势的运行	
	0—60 厘米	60—120 厘米	120— 200 厘米	0—60 厘米	60—120 厘米	120— 200 厘米		机 制	作用力
—饱和持水量(ΠВ)	46.6	32.1	31.6	50.4	45.8	44.8	融冻水和支撑重力水	重力机制	静水压力(重力)
饱和持水量(ΠВ)—田间持水量(HB)	46.6—36.1	32.1—29.5	31.6—25.2	50.4—42.3	45.8—42.8	44.8—37.1	融冻水和支撑重力水	毛管(弯月面)—重力机制	毛管压力和静水压力(重力)
田间持水量(HB)—土壤稳定湿度(BPK)	36.1—23.6	29.5—19.5	25.2—未测	42.3—27.2	42.8—28.0	37.1—未测	团聚体间的毛管悬着水	毛管(弯月面)机制	毛管压力
土壤稳定湿度(BPK)—雕萎湿度(B3)	23.6—17.0	19.5—16.5	未测—18.8	27.2—19.8	28.0—24.5	未测—26.6	松散水和团聚体内的自由毛管悬着水	薄膜—弯月面机制	弯月面表面压力和薄膜的松弛压力
雕萎湿度以下(<B3)	<17.0	<16.5	<18.8	<19.8	<24.5	<26.6	松散水和紧密水	薄膜机制和扩散机制	薄膜的松弛压力和水汽压力

注: “土壤稳定湿度”相当于 M. M. Абрамова 所提出的“毛管断裂湿度”(BPK)。

(一)黑土水分年循环的分期

兹将不同气候年份的黑土水分季节性动态资料及其有关的气象资料, 绘制成图 5。

根据大气-土壤系统水分循环的特点及其水量平衡状况, 可将黑土水分年循环划分为四个时期: 融湿期、低湿期、聚湿期和冻结期。今将各时期的主要特征分述如下。

1. 融湿期: 从每年 3 月下旬土壤融冻开始至 5 月末或 6 月初, 约两个多月。本期降水较少, 仅及年降水量 10—15%, 多系小雨, 且此时旱风盛行, 蒸发强烈, 形成“气象干

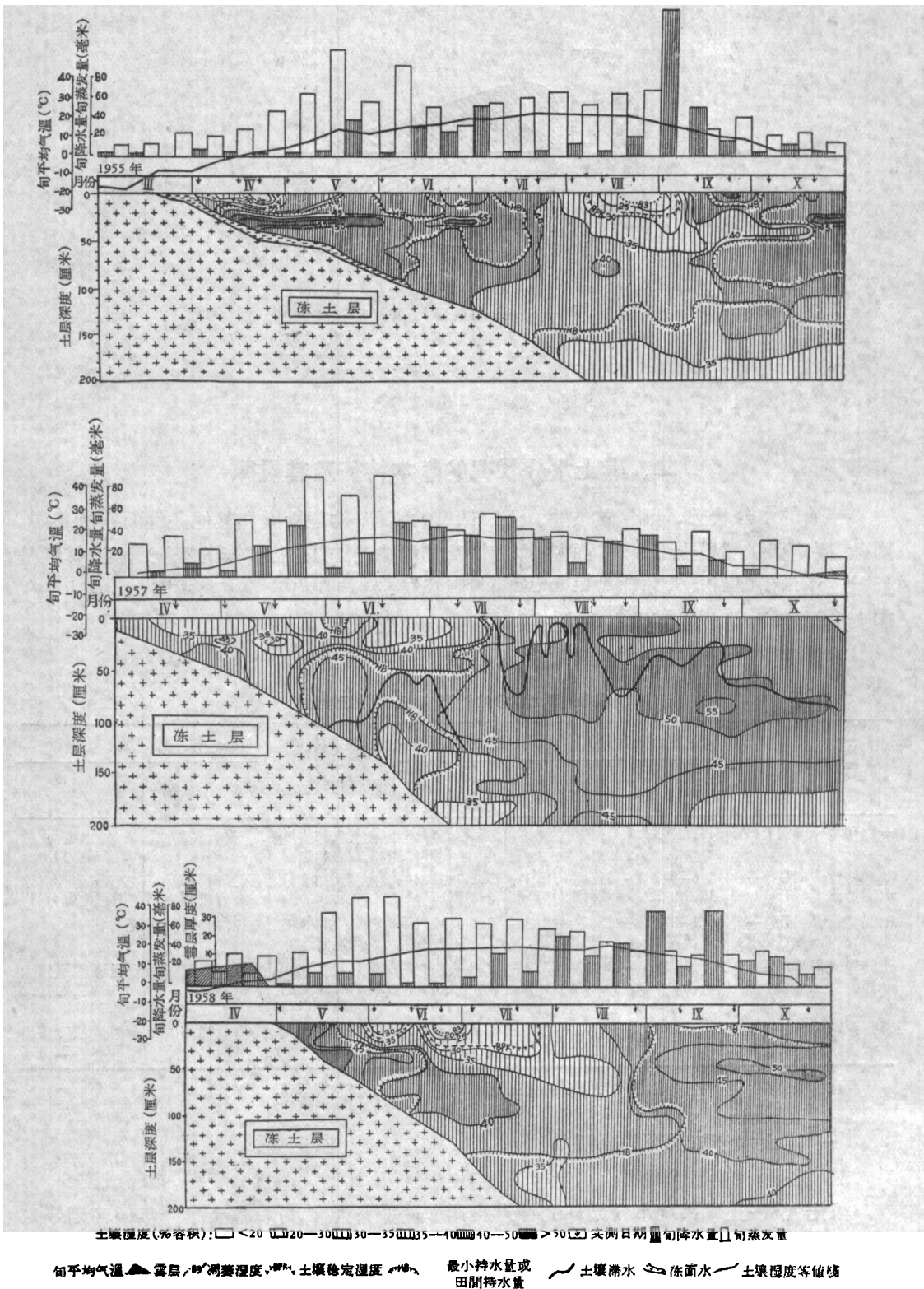


图5 东北北部黑土水分季节性动态

旱”。但历年观测结果又证实,土壤水分在此时却很丰富,有些年份,反有过湿之患。例如 0—50 厘米土层的湿度(%容积,下同):旱年为 37—46% (1954)、33—55% (1955)、24—35% (1961); 常年为 36—52% (1956)、34—50% (1958); 涝年为 30—48% (1957)、37—58% (1960), 其平均湿度变动于 33—49%, 接近或超过田间持水量。由此可见,本期土壤水分的多寡实际上并不决定于当年的气象状况。

本期土壤水分主要是季节性冻层融化而再度释放出来的。在多数年份,其水量介于饱和持水量和田间持水量之间,并受冻层的支持作用,形成临时的支持重力水,我们称之为融冻水。这种水和其他支持重力水的特性一样,具有从土壤剖面中流出来的性能^[1]。它潜存于土层内部,随冻层融化而下移。因融冻水而形成的融冻-毛管水湿润区,可达土壤上层,其上升速度因土温较低而很缓慢。可见,融冻水的形成、保持和运行是本期水分状况的主要特点。这种水的过量聚集,往往是造成黑土早期暂时性过湿的原因,即通常所谓的“返浆现象”。

本期土壤水分主要通过土内渗流和蒸发而消耗。土壤变干所影响的土层较薄,不致引起深层水分的强烈变化。

2. 低湿期: 包括 6、7、8 三个月。本期是自然植被和栽培作物生长最旺盛的时期。此时季风雨骤降,雨量充沛,约占年降水量一半以上,黑土中的水分,理应较为丰富。但实际上,在大多数年份,这个期间的土壤湿度在一年中却处于最低的状态(图 6),并大致从地表至 30 厘米深度间,形成一个瓢状的低湿度区,其湿度约在土壤稳定湿度上下。

低湿度区主要是在植物根系强烈吸水作用下形成的。图 6 中各湿度等值线有规律地趋下,就显示出这种作用的方向、强度和进程。

与此同时,在较浅的土层范围内,在降水影响下发生着频繁的干湿交替的循环过程。而在深层仍呈融冻-毛管水湿润状态,且随解冻深度的加深其湿度向下依次递增。深层中水分可在优势的毛管机制作用下源源上升,以补给植物吸水的消耗。可见,在此期间,除消耗了全部降水外,还支出了部分土壤中的原有贮水。

3. 聚湿期: 从 9 月初至 10 月末大地冻结以前为聚湿期,约达两个月之久。本期是黑土水分恢复和聚集的时期。此时气温下降,植物相继枯萎和死亡,地面蒸发和植物蒸腾都大大降低。降水显著下降,仅占年降水量 30% 左右。从历年观测结果来看,黑土水分得到恢复并有所聚集,基本上消除了前期所形成的低湿状态,例如 1 米土层的湿度值:旱年为 37—55% (1954); 常年为 40—51% (1958); 涝年为 40—48% (1957)。一般都超过田间持水量。

聚湿期水分状况的特点是上部土层呈大于田间持水量的湿润状态,其形成是与心土层透水性差阻滞水分下渗有关。有些年份形成大量的支持重力水,长期聚集于上部土层内(如 1957),这就是造成秋季土壤过湿的根本原因。通常所谓的“秋涝现象”,即因这种水的形成及其长期停滞于土内所致。

与此同时,黑土吸收和贮积了大量水分,以“湿润”为特点而进入冻结期。

4. 冻结期: 包括 11、12 和翌年 1、2、3 月共五个月。此时气温急剧下降,严寒干燥,土壤冻结,液态水变为固态,呈冰晶存在于土体中。土壤与大气之间的水分交换在此时亦逐渐停止,大量水分被冻层所固定,直至翌年春季。

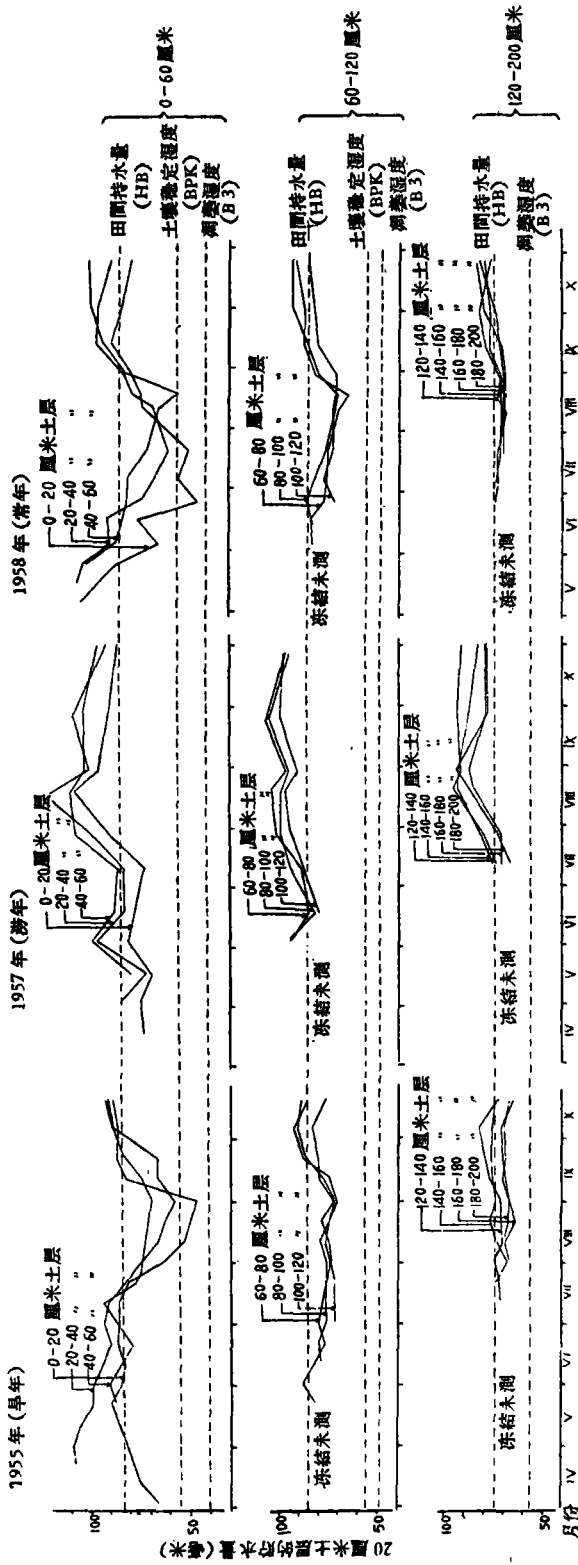


图6 东北部黑土水分动态垂直分带图

(二) 黑土水分动态的垂直分带

根据上述三类年份的观测资料, 将每 20 厘米土层内的贮水量(毫米)的变动情况, 绘制成图 6。

根据各土层水量增减状况、湿度变幅大小以及水分性质变异的特点, 将黑土水分动态的垂直变化划分为以下三个土层:

1. 0—60 厘米: 该层的主要特点是受生物-气候因素季节变化的影响非常剧烈, 大气与土壤间的水分交换迅速, 土壤中水量增减显著, 湿度变幅亦大。其变动幅度可在饱和持水量与萎蔫湿度之间。土壤水的形态及其性质具有高度变动性, 其中尤以上层 20 厘米表现得最为明显。该层中的水分消耗的主要方式是土壤蒸发和植物蒸腾。

该层具有明显的季节性干湿交替过程, 前述黑土水分年循环的四个时期都能表现出来。

2. 60—120 厘米: 该层受生物-气候因素的影响已远不如上层, 因此需要到植物生长旺盛的夏季, 土壤湿度才有显著下降。其变幅可由饱和持水量降至田间持水量以下, 至聚湿期因上层水分下渗而再度增高。因此, 该层只能看出土壤湿度增减的季节性规律, 而不能区分出前述黑土水分年循环的四个时期。

3. 120—200 厘米或更深: 该层的特点是常年保持湿润状态, 其湿度变动比较稳定。根据历年结果看出, 土壤湿度的最大增减不超过 6—7% (容积)。每年至聚湿期略显水分积累现象。植物根系对该层的影响显著减弱, 水分的上升或下降主要取决于土壤-母质层所固有的物理作用力。

三、影响黑土水分状况的因素

(一) 影响黑土水分季节性动态的因素

不同季节影响土壤水分变化的因素并不相同。为了讨论方便起见, 将全年划分为两个时期, 即夏秋——植物生长季节和冬春——非植物生长季节。

1. 植物生长季节土壤低湿期和聚湿期的形成, 决定于土壤水分收入和支出的平衡状况。

在该地区, 植物(包括自然植被和栽培作物)生长季节大致被限定在 5—10 月。播种最早的春小麦, 通常于 5 月上旬发芽出土; 生长期最长的甜菜, 也于 10 月中旬地面冻结前收获。植物生长季节几乎包括了整个夏季和秋季。

在植物生长季节土壤水分的收入, 决定于降水数量和强度、地形特征以及土壤对降水的吸收率; 土壤水分的支出, 则决定于植物蒸腾强度、地面蒸发强度以及土壤水分的渗漏情况。而在地形平坦的部位, 降水数量及其分布特点和植物蒸腾强度的季节变化, 乃是决定这个期间黑土水分状况的最主要的因素。

因渗漏而引起的水分消耗在黑土上几可忽略不计, 因为黑土持水能力极强, 底土透水性极弱, 限制了下渗水流的数量和速度。因此, 在常年, 200 厘米以下土层的土壤湿度, 已很少受降水的影响, 只有个别多雨的涝年例外。其次, 在极其茂密的植被复盖下土壤蒸发的强度也极微弱, 这是由于在植被的影响下改变了近地表层的气候条件, 阻止土壤蒸发强烈进行。表 2 所列的资料表明, 即使在地面裸露的情况下, 由于蒸发所引起的水分损失,

表2 地面长有春小麦与地面裸露(田间空地)的土壤湿度比较(%重量)
(1959年6月23日测定,春小麦抽穗期)

取样深度 (厘米)	田 块	春 小 麦	地 面 裸 露 (田 间 空 地)	差 值
0—5		5.5	18.4	12.9
5—15		18.7	28.7	10.0
20—30		16.8	31.7	14.9
30—40		17.7	23.4	5.7
40—50		17.5	27.1	9.6
50 厘米土层中貯水量 (毫 米)		99.0	160.8	61.8

远不及地表长有植物的情况下所消耗的水量巨大,如果地面全为植物所复盖,则土壤蒸发强度还会减低得多。可见,决定植物生长季节土壤水分消耗的主要因素还在于植物蒸腾,而后者又直接受气候条件和植物蒸腾表面的影响。表3所列举的資料表明,随气温上升和植物蒸腾表面的增长,黑土水分的消耗量与日俱增,至植物生长最旺盛季节达到最高峯。这时每日水分消耗量可达8毫米以上(表3)。一次40毫米的降水,仅能維持4—5天,便消耗殆尽。

表3 春小麦不同生育阶段对土壤水分的消耗量*(毫米)
(定位点附近的耕地)

日 期	14/IV—7/V	7/V—31/V	31/V—14/VI	14/VI—24/VI	26/VI—11/VII	26/VII—6/VIII
間 隔 天 数	23	24	14	10	15	10
生 育 期	出 苗 前		幼 苗 期	分 蘗 期	拔 节 期	抽 穗 至 开 花 期
	不良整地	良好整地				
每 期 消 耗 水 量	31.8	8.5	10.3	41.3	78.0	131.9
平 均 每 日 消 耗 水 量	1.4	0.4	0.4	3.0	7.8	8.8

* 拔节期以前系1959年資料,抽穗期及成熟期为1954年資料。

由于夏季植物旺盛生长而引起的水分大量消耗,使之在这个时期黑土的水分入不敷出。如表3所示,从6月中旬至7月上旬的25天中,春小麦的田间蒸发量竟达210毫米,接近年降水量一半,尽管此时季风雨頻降,也难补偿土壤中水分的大量消耗。其結果使土壤湿度日益降低(见图5),这样就形成了黑土水分年循环中的低湿时期。

夏季以后,气温急剧下降,植物生长接近成熟。因植物叶面蒸腾而引起的水分消耗也开始迅速降低。如春小麦进入成熟期后,每日平均消耗水量为1.9毫米,仅及抽穗-开花期的1/4(表3)。此时降水量虽有减少,但由于水分消耗强度显著下降,其結果使黑土水分收入有余而支出有限,从而黑土水分得到恢复和聚集,土壤湿度再度上升,形成黑土水分年循环中的聚湿时期。

多年观测資料表明,上述黑土水分年循环的两个时期經常出现。不过,植物生长季节黑土的水分状况决定于降水强度和田间总蒸发强度的季节变化,而且降水的数量及其季

节分配在本区又极多变,因而也就造成黑土水分年循环中上述两个时期的多变性。譬如,历年来各期出现时间的早晚、持续日期的久暂,均不相同。甚至在雨水特多的涝年,某一个时期根本就不出现,如1957年就缺少一个明显的低湿时期。

2. 非植物生长季节冻结期和融湿期的形成,决定于季节性冻层的发育和活动。

非植物生长季节,包括整个冬季和春季。在此期间,降水贫乏,仅及年降水量15%左右,且由于黑土处于冻结状态,可被吸收的雪水极少。显然,此期降水量的多寡,已不是影响黑土水分状况的主要因素。

历年观测结果表明,黑土的季节性冻层的发育和活动,是决定这个时期黑土水分状况的最根本因素,也是黑土水分年循环中冻结期和融湿期形成的根本原因。

根据双山气象站1960—1961年的观测资料,黑土开始冻结通常是在10月下旬。此后,随气温下降而冻层日益加深,至翌年6、7月间,达到最大深度(266厘米)。而每年最大稳定冻结深度,随年际寒冷程度和土壤湿度状况而有变异,在一般年份,大致在250厘米上下。融冻开始时期,多在3月下旬至4月上旬前后,唯冻层全部融通则要延至8月中旬。黑土季节性冻层的发育和活动的全部时间,历时300天以上(图7)。

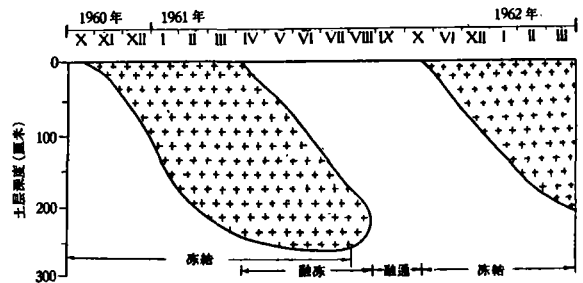


图7 黑土季节性冻层的发育和活动状况
(根据双山气象站资料)

季节性冻层的发育,首先构成黑土水分年循环中的冻结时期,其次,则显著影响翌年春季的土壤水分状况。如前所述,在黑土尚未进入冻结状态以前,乃是水分的聚集时期,所以在土壤开始冻结时常常保蓄了大量水分。1954—1958年间的观测结果表明(表4),

表4 冻结前黑土的贮水量

深 度 (厘米)	1954 (21/X)		1955 (19/X)		1957 (29/X)		1958 (23/X)	
	湿度 (%重量)	贮水量 (毫米)	湿度 (%重量)	贮水量 (毫米)	湿度 (%重量)	贮水量 (毫米)	湿度 (%重量)	贮水量 (毫米)
0—20	43.2	88.6	43.1	88.1	41.4	84.8	38.7	79.2
20—40	36.9	90.8	37.5	92.2	37.1	91.1	36.2	89.0
40—60	30.6	82.9	33.7	91.3	35.2	95.3	36.8	99.8
60—80	30.2	84.3	31.4	87.6	33.8	94.2	33.3	92.8
80—100	31.2	90.1	29.5	85.4	33.0	95.6	32.4	94.3
0—100		436.7		444.6		461.0		455.1

黑土冻结开始时1米土层的总贮水量,可达430—460毫米,接近和超过田间持水量(423毫米)。其中有效水量(减去枯萎湿度)为215—245毫米,这些水分随着土壤冻结即被牢固地保持于土壤中。

其次,随着土壤冻结过程的发生和发展,使上、下土层温度梯度相差悬殊,从而破坏了原来土壤-母质层中水分的平衡状态,并导致深层水分向上层凝聚。表5所列举的资料,

表 5 黑土冻结过程中上层土壤的贮水量*(%重量)

年 日/月 深度 (厘米)	1960				1961			
	28/X	8/XI	25/XI	25/XII	8/X	28/X	25/XI	25/XII
0—10	23.9	37.3	34.3	37.3	28.3	30.6	39.8	42.2
10—20	25.3	34.5	37.7	37.0	30.1	34.8	39.4	39.4
20—30	23.1	33.4	38.5	38.5	27.9	30.7	35.1	39.3
30—40	22.8	31.5	39.5	—	25.9	28.2	35.4	36.7
40—50	21.0	25.8	38.4	—	24.8	27.1	35.7	33.0
0—50 贮水量(毫米)	134.9	188.0	221.1	—	159.1	175.7	215.7	221.2

* 双山气象站资料。

系这种现象的田间实测数据。资料表明,黑土从冻结开始至 12 月底,在 50 厘米土层内水分增加了 62—86 毫米。H. Д. Пустовойтов 在苏联远东地区的相似土壤上,也得到同样结果,即经过整个冬季,耕地土壤上层聚积了 26—67 毫米的水量^[27]。本所郭前旗定位站在研究冻结过程对苏打草甸盐土水盐动态时所得资料表明,冻结过程不仅使苏打草甸盐土上部土层的水分有所增加,同时,土壤的总盐量也呈现相应的规律^[15]。盐分向表层聚集,证明上升水分是以毛管运行进行的。

土壤冻结过程,造成上冷下暖差异悬殊的温度梯度,从而引起土壤水的表面张力梯度,并使水流向表面张力大的方向流动,即向温度低(冷的上层)的方向流动。这种因温度梯度所发生的自下而上的水分的毛管运行,Б. В. Дерягин 等人称之为水分的“热-毛管运行”^[23,24]。其次,由于上、下土层中饱和水汽压力梯度所引起的水分再分配,可能是黑土水分向上层聚集的另一个原因。但是,不论水分运行的形态如何,伴随冻结过程所发生的这些特殊现象,都导致黑土中水分的大量蓄存。至春季,气温上升,冻层开始融化,水分再度释放出来,这样就形成黑土水分年循环中的融湿时期。这也是在春季“气象干旱”的情况下黑土反而湿润的根本原因。

表 6 系 1954—1960 年间在融湿期 50 厘米土层内的贮水量,与表 4, 5 相比较,证实融冻后较冻结前的贮水量有所增加。

表 6 融冻时黑土的贮水量

深 度 (厘米)	1954 (19/V)		1955 (22/V)		1957 (3/VI)		1958 (21/V)		1959 (23/V)		1960 (V)	
	湿度 (%重量)	贮水量 (毫米)	湿度 (%重量)	贮水量 (毫米)	湿度 (%重量)	贮水量 (毫米)	湿度 (%重量)	贮水量 (毫米)	湿度 (%重量)	贮水量 (毫米)	湿度 (%重量)	贮水量 (毫米)
0—10	44.6	46.8	44.2	46.4	40.6	42.6	40.2	42.2	37.4	39.3	33.7	35.4
10—20	44.6	44.6	45.8	45.8	37.4	37.4	43.1	43.1	37.8	37.8	36.2	36.2
20—30	45.4	55.4	42.6	52.0	39.1	47.7	41.6	50.8	34.6	42.2	34.4	42.0
30—40	45.4	56.3	38.1	47.3	38.1	48.0	41.0	50.8	34.6	42.9	35.6	44.1
40—50	35.9	48.1	34.2	45.8	36.9	49.5	37.3	50.0	36.4	48.3	38.4	51.5
0—50		251.2		237.3		225.2		236.9		210.5		209.2

至于冻结时期上部土层聚集水量的多少,则视冻结前整个土壤-母质层的湿润程度和上、下土层的温度梯度如何而异,从而也决定着翌年春季土壤的湿润程度。关于融湿期土

壤湿润状况所能持续的时间, 就要看冻层融化速度和土层中原有贮水量等而有长有短。一般说来, 可持续至 6 月以后。之后, 随着冻层下降, 融冻-毛管水不能直达土壤上层; 兼因此时植物生长也进入旺盛时期, 土壤中的水分大量消耗, 上部土层的湿度日益降低, 继而就进入低湿时期。

(二) 影响黑土水分动态垂直分带的因素

土壤的持水能力、透水性和植物根系的分布特点, 乃是影响土壤水分动态垂直分带的主要因素。土壤持水能力的大小, 决定着土壤对旱涝的缓冲能力。土壤持水能力大者, 既不因降水稍多而发生湿涝现象, 亦不因降水稍有不足而呈现干旱, 使土壤中的水分循环限定在一定深度内进行。而土壤的透水性, 则是限制着水分在上、下土层间进行交换的直接因素。

1. 黑土的持水能力极强, 0—50 厘米、0—100 厘米、0—150 厘米和 0—200 厘米土层的田间持水量, 分别为 210 毫米、430 毫米、613 毫米和 794 毫米, 在东北地区的所有土壤中居于首位。黑土强大的持水能力, 限制了降水的下行深度。多年观测表明, 一般年份降水所能影响的深度, 大致不超过两米, 而影响最强烈的土层, 仅限于 60 厘米以内, 绝大部分的降水量, 呈悬着水形态保持于土壤上层, 只有在涝年或降水强度超过一定水平之后, 才会有多余水分下渗至深层母质中去。这是决定黑土水分动态垂直分带的原因之一。

2. 黑土心土层几乎不透水, 这种特性助长水分在土壤上层的停滞, 而不致对深层的土壤湿度有所重大影响。历年观测结果表明, 上层土壤的水分, 常常达到田间持水量以上, 并可保持相当长的时间, 这显然是透水性极弱土层的支持作用所致。黑土透水性极弱土层的出现深度, 约在 60 厘米上下 (图 8)。由图 8 可清楚看出, 黑土透水性极弱土层出现的深度, 恰与黑土水分动态垂直变化中 0—60 厘米和 60—120 厘米两层的分界相吻合。由于该层的影响, 限制着上、下土层水分交换的强度, 特别是限制着降水下渗的深度。只有在连雨月份, 上层土壤中的水分, 才可徐徐下渗, 并使下层土壤湿度显著上升; 同样, 也只有在较长时期缺乏降水、土壤水分大量消耗时, 才可见到下层土壤中水分含量的明显下降。因此, 该层以下的土壤湿度的季节变化, 远较上层迟缓得多, 甚至只能看到土壤湿度的增减趋势, 区别不出上述黑土水分年循环的四个主要时期。与此相反, 在该层以上, 显著地表现出土壤的季节性干湿交替和上述黑土水分年循环中各具特点的几个时期。

3. 黑土中植物根系的分布特点, 可由表 7 的资料中清楚看出。植物根系在黑土中的分布状况, 一方面决定着土壤中水分的消耗强度及其所能涉及的土层范围, 另一方面也与黑土的透水性密切相关, 例如黑土透水性极弱土层的出现深度, 常常在植物根系主要分布深度 (0—50—60 厘米) 以下。因此, 植物根系对黑土水分动态垂直分带的影响, 不仅是直接消耗水分的重要因素, 而且可通过对土壤水分-物理特性, 特别是土壤透水性的影响, 间接地影响着土壤水分动态的垂直分带。

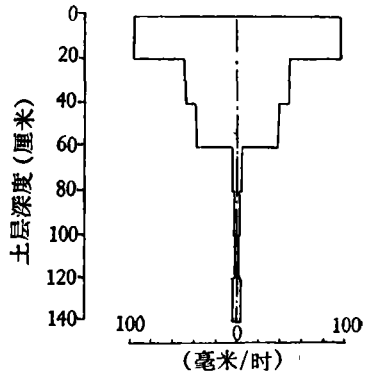


图 8 黑土的透水性

表 7 黑土中植物根系的分布状况 (公斤/公顷)

取 样 深 度 (厘 米)	自 然 植 被*	大 豆**	春 小 麦**
0—10	7131	5600	2160
10—20	2181	2600	930
20—30	} 1756	2600	380
30—40		1600	240
40—50	} 875	1400	100
50—60		1300	—
60—70	} 394	300	—
70—80		—	—
80—100	275	—	—
100—120	256	—	—

* 孙鸿烈测定。

**巴達長测定。

四、黑土的水分状况类型及其与成土过程的关系

这里我们仅提出两个主要问题加以讨论：(1)黑土的水分状况类型；(2)关于黑土水分状况与成土过程的关系。

(一)黑土的水分状况类型

远在 1927 年 Г. Н. Высоцкий 首先提出了土壤水分状况及类型的学说，并分出四种类型：即淋失类型 (Пермацидный 或 промывной)、非淋失类型 (Импермацидный 或 непромывной)、渗出类型 (Эксудационный 或 выпотной) 和滞水类型 (Водозастойный)^[25]。最近，A. A. Роде 继承并发展了这个学说，根据苏联有关土壤水分状况方面的大量研究资料，区分出五种类型：即冻结类型、淋失类型(包括淋失型和周期性淋失型)、非淋失类型、渗出类型和灌溉类型^[18]。黑土的水分状况，既非冻结类型，又不是淋失类型中的淋失型，更不属于灌溉类型，但是却与非淋失类型、淋失类型中的周期性淋失型以及渗出类型有许多同异之处。故在此先着重讨论与上述各类型之间的同异，然后再确定黑土的水分状况类型。

1. 与非淋失类型的异同：由 A. A. Роде 的研究资料可知^[18]，非淋失类型的大气与土壤间水分循环的主要方式为：大气 \rightleftharpoons 土壤。其水量平衡状况为：年蒸发量 = 年降水量，即每年回到大气中的水量接近于渗入土壤-母质层的水量。年水分循环过程中占优势的湿度范围，介于田间持水量至雕萎湿度，而低于雕萎湿度的土层较深，且可持续至冬季。在土壤剖面的下部，有一个湿度处于雕萎湿度以下的干层即 Высоцкий “死层”。土壤与地下水间无液态水交换。

首先，上述黑土的水分状况，尽管水分循环方式与其相同，但水量平衡状况(年蒸发量 \leq 年降水量)并不一致。其次，上述黑土具有明显的季节性干旱时期和水分下淋不到地下水的特点，据此而论，似与非淋失类型相同，然而，上述黑土在夏季所出现的土壤的低湿时期，就其持续时间 and 干旱严重程度而论，远远不及非淋失类型来得强烈^[18,20]。第三，两者之间的重大差别还在于，黑土每年占优势的湿度范围介于饱和持水量与土壤稳定湿度之间，在深层，有一个较深厚而稳定的水分累积的湿润土层，其湿度约在田间持水量上下。

可見,該类黑土的水分状况,与苏联欧洲部分黑鈣土所特有的非淋失类型水分状况有着明显的差异。

2. 与渗出类型的异同: 渗出类型的水分循环的方式为: 大气 \rightleftharpoons 土壤 \rightleftharpoons 地下水。其水量平衡状况为: 年蒸发量 $>$ 年降水量, 即每年回到大气中的水量多于渗入土壤-母质层的水量。經年受地下水补给, 地下水-毛管湿润經常或者是周期性地达到土壤剖面之中^[13]。据此而論, 显然与上述黑土的水分状况截然不同。但是, 黑土持水能力極強、心土层几乎不透水、特别是季节性冻层的发育和活动, 从根本上造成了一种特殊的土壤水分条件, 使其在降水少、蒸发大的季节, 仍保持較高的湿润状态。随着冻层慢慢融化, 源源不断释放出来的融冻水, 犹如“地下水”补给土壤的水分。因而使黑土每年土壤中占优势的湿度范围, 大致与渗出类型相一致, 并造成一种特殊的水成型水分状况, 从而也就发生了与黑鈣土截然不同的草原化草甸植被, 有明显的草甸过程。可見, 上述黑土的水分状况与渗出类型之間有同有异。

3. 与淋失类型中周期性淋失型的异同: 就黑土的水量平衡状况和水分的周期性淋失的特点而論, 是与周期性淋失型相类似。如前所述, 黑土在一般年份水分循环所涉及的土壤-母质层, 大致在 2 米土层或更深的范围内。但是在个别涝年(如 1957) 雨水特多的情况下, 也有較多水分下渗至 2 米以下的母质层。問題在于黑土中这一部分下淋水分, 未淋入地下水, 这就是說两者之間的水分淋失部分, 一为淋入地下水; 一为淋入深层母质中。

如果再将两者之間每年土壤中占优势的湿度范围加以比較, 則上述黑土的水分条件, 較之苏联欧洲部分森林草原带灰色森林土要湿润得多^[13]。据此看来, 与周期性淋失型之間亦有同有异。

4. 黑土的水分状况类型: 从土壤水分状况所决定的成土过程中物质循环过程和范围来看, 后两种类型(渗出类型和周期性淋失型)的水分状况都直接与地下水有关。据此而論, 黑土水分状况又与后两种类型有所不同。正如 B. A. Ковда 所指出的, 在受东亚季风強烈影响的特殊的气候条件下, “由于永冻层和季节性冻层的存在, 为东北地区造成了特殊的土壤水分状况”^[14]。

根据上述黑土的大气与土壤間水分循环的特点、水量平衡状况、水分状况的主要特征及其規律、水分季节动态的垂直分带、每年土壤中占优势的湿度范围、年水分循环的优势运行方向以及确定土壤水分状况的根本性因素, 我們把黑土的水分状况类型划归半冻结类型中的半冻结-周期性淋失型。

(二) 黑土的水分状况与成土过程的关系

由于黑土所具有的水分状况而导致其成土过程的特点, 表现在下列两个主要方面:

1. 特殊的草甸过程的发生和发展: B. A. Ковда、Ю. A. Ливеровский、宋达泉的研究資料^[10]认为: 黑土的近代成土过程具有強烈的草甸化过程的典型特征。在我們看来, 这种論断完全正确。

我国东北地区, 由于特殊的气候条件, 普遍发育有季节性冻层。在冬季把土壤水变成固态, 随着春季到来, 冻层融解。又由于冻层温度很低, 春季气候又寒冷, 故冻层融解得非常緩慢, 融解時間也很长, 就黑土来講, 冻层全部融通要延长至 8 月中旬前后。緩慢融解的冻层, 边融化边释放融冻水, 并向上部土层及植物根系附近运行。一方面引起土层的过

度湿润和嫌气过程的发展,另一方面供给植物以水分和营养元素。夏季高温时期雨水充沛,限制土壤干燥过程的发展。这些特殊过程的适当配合,造成黑土具有稳定的水成型水分状况,经常保持湿润状态。从土壤水分条件上,具备和创造了适合于喜湿性草甸植被发生和发展的基础。

同时,黑土水分循环所涉及的范围较深,大大扩大了成土过程中生物循环的物质范围,循环强度也很高,因而导致草甸植被茂盛发育。在生物循环中,草甸植被每年归还于土壤的植物残体约 6,000—7,000 公斤/公顷^[4]。随着时间的进程,草甸植被愈来愈占绝对优势,以草甸植被为特点的草甸过程获得强烈发展,从而形成了目前腐殖层深厚肥力很高的黑土。

2. 水成型淀积作用:黑土的季节性冻层、心土层透水极弱以及水分不发生淋失至地下水的点,一方面阻止活动的风化产物和成土过程产物的淋失,另一方面增强机械的、化学的、物理化学和生物学的固定、淀积和停滞。融冻-毛管水的上升运行,导致这些产物在土壤-母质层中的运转、再分配和向上层聚积。

溶于融冻水中的各种化合物,如呈溶胶状态的 $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 二、三氧化物以及低价的铁、锰化合物等,随上升水流向表层迁移。在氧化条件占优势的表层,由于水分大量蒸发,就产生水成型淀积过程,在土壤上层可以见到的大量铁锰结核以及无定形的硅酸粉末,即是与融冻-毛管水的水分状况有着密切关系。被过去许多土壤学家所误认为是灰化作用残积物的白色无定形 SiO_2 粉末,也正是在这种过程中淀积在黑土剖面上的。至于黑土中的锈斑、灰斑、腐殖质漏痕¹⁾以及结构体表面上附着的胶膜等,都与水分状况的季节性干湿交替及其垂直变化和土壤的冻融过程密切相关。

表 8 两种草甸化过程的土壤水分状况的主要特征的比较

土壤水分状况的特点	地下水型——草甸过程(一般所称的)	融冻水型——草甸过程(特殊的)
水分来源	大气降水和地下水	大气降水
水分循环的特点	大气 \rightleftharpoons 土壤 \rightleftharpoons 地下水	大气 \rightleftharpoons 土壤
水量平衡状况	$K^* > 1$, 年总蒸量 $>$ 年降水量	$K^* \leq 1$, 年蒸发量 \leq 年降水量
湿润土层的优势的方式	地下水——毛管湿润	融冻水——毛管湿润
水分的剖面分布特点	自上而下湿度递增,且在近地下水处有一个饱和带	自上而下湿度递增,但并非终年如此,深层无饱和带
潜在水量	充足	有限
供水状况	随地下水水位升降而改变	随冻层下降而下降
成土过程中物质循环的特点	地下水中物质与成土产物相互交换	成土产物在土壤——母质层内运转
土壤水分状况类型	渗出类型	半冻结类型中的半冻结周期性淋失型
草甸过程发生和发展的土壤水分条件 (每年土壤中占优势的湿度范围)	在剖面上部: 从饱和和持水量至萎蔫湿度 在剖面下部: 从饱和和持水量至田间持水量	在剖面上部: 从饱和和持水量至土壤稳定湿度 在剖面下部: 变动于田间持水量左右

* K 值即干燥度, $K = \frac{E}{r} = \frac{0.16 \sum t (\geq 10^\circ\text{C 稳定期})}{r (\geq 10^\circ\text{C 期间})}$, E 为可能蒸发量, r 为降水量, $\sum t$ 为日温 $\geq 10^\circ\text{C}$ 稳定期积温, 0.16 为系数。

1) 系指舌状腐殖质条纹而言。

可見, 黑土的水分状况导致其成土过程的本质是另具特色的。我們为了弄清楚这种特殊的草甸过程与一般所称的草甸过程的区别何在, 从土壤水文学的角度做了一番比較, 今將比較結果列于表 8。

由表 8 所列資料看出, 尽管这两种草甸过程賴以发生和发展的土壤水分条件完全相同, 但确定土壤水分状况的其他主要指标和特点却截然不同。据此, 我們建議把两者加以区分, 并分別称为融冻水型-草甸过程和地下水型-草甸过程。

綜上所述可知, 我国东北北部的黑土, 具有自己独特的水分状况及其类型, 以及因此而导致的成土过程的不同特色。因而, 过去許多土壤学家称它为退化黑鈣土或淋溶黑鈣土 [V. A. Baltz 和 B. B. Polynoff (1930), Thorp (1935), Penolleton (1935), 朱显謨 (1950), 唐耀先 (1957), 文振旺 (1959)], 灰色森林土 (И. П. Герасимов)、暗色草甸土 (B. A. Ковда) 和褐色森林土 (川島祿郎 (1935), 突永一枝 (1937), 川瀨金次郎 (1950)] 等等^[4], 看来都还不能正确反映黑土的发生学特征。

五、結 論

根据上述資料, 可得出下列結論:

1. 东北北部黑土水分的唯一来源是大气降水。大气与土壤間水分循环的方式为: 大气 \rightleftharpoons 土壤。其水量平衡状况为: 年蒸发量 \leq 年降水量, 即每年回到大气中的水量接近或低于渗入土壤-母质层的水量。

2. 黑土水分年循环过程可分为四个时期: 即融湿期、低湿期、聚湿期和冻结期。每年土壤中占优势的湿度范围介于饱和持水量与土壤稳定湿度之間。水分动态的垂直分带可分为三层: 即 0—60 厘米, 60—120 厘米和 120—200 厘米或更深, 而土壤剖面下部可能有一个稳定而湿度达田间持水量上下的湿润土层。

3. 黑土水分年循环分期, 主要受两个因素的影响: 第一个因素是, 在植物生长季节决定于土壤水分收入和支出的平衡状况, 这是形成低湿期和聚湿期的主要原因。第二个因素是, 在非植物生长季节决定于季节性冻层的发育和活动, 这是形成冻结期和融湿期的根本原因。影响水分垂直分带的因素是, 黑土的持水能力、心土层透水极弱和植物根系的分布特点。

4. 黑土的水分状况类型与苏联欧洲部分的土壤水分状况类型不同, 它属于半冻结类型中的半冻结-周期性淋失型。

5. 黑土在形成过程的发生成因上是融冻水型-草甸过程, 与一般所称的地下水型-草甸过程有所不同, 应将两者加以区分。

6. 根据水分状况的研究进一步証实了过去的論点^[6], 即应把黑土看作是一个独立的发生学土壤类型。

参 考 文 献

- [1] 宋达泉: 我国东北的黑钙土。生物学通报, 1955年第4期。
- [2] 宋达泉: Генезис, развитие и общие свойства черноземов, дерно-подзолистых и заболотных почв в Северо-Восточном Китае. Почвоведение, 1956, № 4.
- [3] 宋达泉等: 黑龙江流域及其毗邻地区自然条件研究一书中有关土壤部分。黑龙江流域综合考察学术总结报告, 第二集, 1961。
- [4] 曾昭顺、乔 樵: 黑土文稿。
- [5] 竺可桢、张宝莹: 中国东北地区的气候特征和气候区域, 黑龙江流域综合考察学术报告, 第一集, 1958。
- [6] 严长生: 东北北部黑土发生学特性的初步研究。土壤集刊, 第二号, 科学出版社, 1959。
- [7] 中国科学院林业土壤研究所黑土工作队: 东北北部黑土水分状况。土壤集刊, 第二号, 科学出版社, 1959。
- [8] 中国科学院林业土壤研究所黑土工作队: 东北北部黑土水分-物理性质。土壤集刊, 第二号, 科学出版社, 1959。
- [9] 中国科学院自然区划工作委员会: 中国气候区划(初稿)。科学出版社, 1959。
- [10] Ковда, В. А., Ливеровский, Ю. А., 宋达泉: 黑龙江沿岸地区土壤概况。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编, 第一集, 科学出版社, 1959。
- [11] Ковда, В. А.: 中国之土壤与自然条件概论。科学出版社, 1960。
- [12] 邱凤琼、张丽姗: 东北主要土壤腐植质组成特征的初步研究(文稿)。
- [13] 双山气象站: 1954—1961年气象记录。
- [14] 辽宁省气象局: 东北区气候分析。辽宁省气象局编印, 1960。
- [15] 中国科学院林业土壤研究所郭前旗定位站: 水盐动态原始资料。
- [16] Роде, А. А.: 1956. Категории и формы почвенной влаги и водные свойства почв. Докл. к VI Межд. Конгр. Почв. АН. СССР.
- [17] Роде, А. А.: 1960. Методы изучения водного режима. Изд. АН. СССР.
- [18] Роде, А. А.: 1956. Водный режим почв и его типы. Почвоведение, № 4.
- [19] Роде, А. А.: 1952. Почвенная влага. Изд. АН. СССР.
- [20] Колясев, Ф. Е.: 1949. К теории дифференциальной влажности почвы. Почвоведение, № 3.
- [21] Колясев, Ф. Е.: 1957. О подвижности воды в почве и путях ее регулирования. Почвоведение, № 4.
- [22] Абрамова, М. М.: 1953. Передвижение воды в почве при испарении. Тр. Поч. Ин-т. Им. В. В. Докучаева, Том ХLI, Изд. АН. СССР.
- [23] Дерягин, Б. В.: 1956. Теория равновесия и передвижения почвенной влаги при различной степени увлажнения. Докл. к VI Межд. Конгр. Почв. АН СССР.
- [24] Дерягин, Б. В. и др.: 1956. Экспериментальное исследование передвижения воды в почве под влиянием градиентов концентрации растворенных веществ, температуры и влажности. Докл. к VI Межд. Конгр. Почв. АН. СССР.
- [25] Герасимов, И. П. и др.: Основы почвоведения и география почв. Гос. Изд. Геогр. Лит. М. 1960.
- [26] Пустовойстов, Н. Д.: 1959. Особенности водного режима почв Приамурья. Почвоведение, № 8.
- [27] Пустовойстов, Н. Д.: 1962. О влиянии сезонной мерзлоты на водный режим почв Приамурья. Почвоведение, № 6.
- [28] Большаков, А. Ф.: 1961. Водный режим мощных черноземов Средне-русской возвышенности. Изд. АН. СССР.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОДНОГО РЕЖИМА ЧЕРНЫХ ПОЧВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА КИТАЯ

I. ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОДНОГО РЕЖИМА ЧЕРНЫХ ПОЧВ И ИХ СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Цао Цао, Шэнь Шань-минь и Чжоу Шао-цюань

(Институт леса и почвы АН КНР)

(Резюме)

Настоящая статья посвящена результатам исследования водного режима черных почв северной части Северо-Востока Китая в период с 1954 по 1961 гг.

Полученные данные многолетних наблюдений позволяют сделать следующие предварительные выводы.

1. Единственным источником почвенной влаги черных почв являются атмосферные осадки. Главный вид влагооборотов представляет собой атмосфера \rightleftharpoons почва. Баланс влаги характеризуется тем, что средняя годовая величина испаряемости \leq средняя годовая сумма осадков, т. е. величина возможного возврата влаги в атмосферу в отдельные годы и в многолетний период приближается или ниже величины инфильтрации в почвенно-грунтовую толщу.

2. Процессы годового влагооборота черных почв можно разделить на 4 стадий: оттаиванно-переувлажненную; низко-увлажненную; накопленно-увлажненную и замерзающую.

Преобладающий диапазон сезонного изменения влажности почв колеблется от полной влагоемкости (ПВ) до почвено-устойчивой влажности (ВРК). Вертикальное изменение влажности почв по профилю разделяется на 3 слоя: 0—60 см; 60—120 см и 120—200 см и более. Ниже них существуют устойчиво-влажный слой, содержащий влажность около НВ.

3. Стадиальность годового влагооборота в черных почвах преимущественно зависит от двух факторов: в вегетационный период зависит от водного баланса по величине расхода и дохода, что рассматривается как главный фактор образования низкоувлажненной и накопленно-увлажненной стадий; в невегетационный период зависит от развития и изменения сезонной мерзлоты, что рассматривается как основной фактор образования замерзающей и оттаиванно-переувлажненной стадий.

4. Тип водного режима черных почв резко отличается от типов водного режима почв в Европейской части СССР, он должен относиться к полу (сезонно-)—мерзлотопериодически промывной группе из типа полу (сезонно-)—мерзлоты.

5. Черные почвы по своим происхождениям являются оттаянно-луговыми. Процессы почвообразования черных почв отличаются от так называемого общего лугового процесса, протекающего под влиянием грунтовой воды. Поэтому их целесообразно делить на два типа: (1) оттаянно-луговой процесс; (2) грунто-луговой процесс.

6. Черные почвы можно рассматривать как самостоятельный генетический тип почвы под названием "ХЭТ ТУ".