



目 录

序

前言

第一章 问题的提出.....	(1)
第一节 传统水资源.....	(1)
一、水资源的重要意义	(1)
二、传统水资源概念	(2)
第二节 陆地水资源系统	(4)
一、大气降水及其转化	(4)
二、土壤水在陆地水分循环中的地位和作用	(6)
第三节 对土壤水作为资源的认识.....	(6)
一、前苏联和俄罗斯学者的研究工作	(7)
二、西方学者对土壤水利用的研究	(10)
三、我国学者对土壤水资源的论述	(11)
第二章 农田水量平衡与土壤水分动态	(16)
第一节 农田水量平衡	(16)
一、农田水量平衡方程式	(16)
二、农田的降水补给	(18)
三、凝结水及其意义	(24)
四、毛细管上升水	(27)
五、深层渗漏水 and 地表径流	(30)
六、农田蒸散量	(31)

第二节 典型农田水量平衡	(31)
一、东北松嫩平原黑土大豆田水量平衡 (海伦站)	(31)
二、黄土高原旱田水量平衡 (长武站)	(32)
三、黄淮海平原雨养麦田水量平衡 (封丘站)	(34)
四、华北山前平原灌溉农田水量平衡 (栾城站) ...	(34)
第三节 农田土壤水分动态	(36)
一、农田土壤非饱和带水分状况	(36)
二、不同植被条件下农田土壤水分动态	(39)
三、农田土壤水分动态模拟	(42)
第三章 农田土壤水资源评价	(45)
第一节 土壤水库——土壤蓄存水分的场所	(45)
一、非饱和带土壤层及其界面	(45)
二、根系层土壤的蓄水能力 (库容)	(47)
三、根系层土壤的蓄水量和有效调蓄能力	(49)
四、土壤水库的调节作用	(51)
第二节 农田土壤水资源评价原则	(53)
一、作为自然资源的水资源评价	(53)
二、土壤水的储量与循环量	(55)
三、土壤水的补给与消耗	(57)
四、土壤水作为水资源的特点	(59)
第三节 区域土壤水资源评价	(60)
一、闭合流域水量平衡方程式	(60)
二、区域土壤水资源评价方法	(61)
三、海滦河流域和华北平原土壤水资源	(64)
第四节 作物土壤水资源评价	(65)

一、评价方法	(65)
二、不同类型农田主要作物的土壤水资源	(66)
三、农田蒸发与作物蒸腾	(67)
第四章 土壤水资源的利用与保护	(79)
第一节 作物根系生长及其吸水规律	(79)
一、试验研究方法	(79)
二、作物根系生长发育动态	(80)
三、作物根系吸水模型及其应用	(90)
第二节 作物耗水量及优化用水	(99)
一、试验研究方法	(100)
二、作物需水规律及其与降雨的耦合	(101)
三、小麦、玉米等主要作物产量与耗水量关系分析	(105)
四、作物最佳用水量分析	(108)
五、作物水分生产函数模型	(111)
第三节 作物水分利用率	(114)
一、问题的提出	(114)
二、作物水分利用率 (WUE) 及其有关的几个概念	(115)
三、影响作物水分利用效率的因素	(119)
四、提高作物水分利用率的途径	(127)
第四节 农田覆盖与土壤水分	(129)
一、农田覆盖的现状与类型	(129)
二、农田覆盖的水分效应	(130)
第五节 土壤耕作与土壤水分	(135)
一、土壤耕作与降雨入渗	(135)

二、土壤耕作与土壤蒸发	(137)
三、免耕（少耕）的土壤水分效应	(138)

Contents

Preface

Foreword

Chapter I . Proposition of the Issue	(1)
1. Traditional Water Resources	(1)
1. 1 Importance of Water Resources	(1)
1. 2 Traditional Concept of Water Resources	(2)
2. Land Water Resources System	(4)
2. 1 Precipitation and Its Transformation	(4)
2. 2 Position and Role of Soil Water in Land Water Cycle	(6)
3. Understanding of Soil Water as Resources	(6)
3. 1 Research Work of Russia and pre-Soviet Union ...	(7)
3. 2 Researches of Soil Water Use in Western Countries	(10)
3. 3 Discussion on Soil Water Resources in China ...	(11)

Chapter II . Field Water Balance and Soil Water Dynamics	(16)
1. Field Water Balance	(16)
1. 1 Equation of Field Water Balance	(16)
1. 2 Field Rechargeable Water From Precipitation ...	(18)
1. 3 Coagulating Water and Its Significance	(24)
1. 4 Up-capillary Water	(27)
1. 5 Deep Seepage and Surface Runoff	(30)
1. 6 Field Evapotranspiration	(31)
2. Water Balance of Typical Farmlands	(31)
2. 1 Water Balance of Soybean Field in the Northeast	

Songnen Plain (Hailun Station)	(31)
2. 2 Water Balance of Dryland in the Loess Plateau (Changwu Station)	(32)
2. 3 Water Balance of Rainfed Wheat Field in the Huang- Huai-Hai Plain (Fengqiu Station)	(34)
2. 4 Water Balance of Irrigated Farmland in the Piedmont Plain of North China (Luancheng Station) ...	(34)
3. Dynamics of Field Soil Water	(36)
3. 1 Soil Water Regime of Field Unsaturated Zone	(36)
3. 2 Field Soil Water Dynamics under Different Vege- tations	(39)
3. 3 Simulation of Field Soil Water Dynamics	(42)
Chapter III. Assessment on Field Soil Water Resources	(45)
1. Soil Water Reservoir	(45)
1. 1 Soil Layer and Its Interface of Unsaturated Zone ...	(45)
1. 2 Capacity of Soil in Root Zone	(47)
1. 3 Water Storage in the Soil of Root Zone and Its Effe- ctive Adjusting Ability	(49)
1. 4 Regulating Role of Soil Water Reservoir	(51)
2. Principles of Assessment on Field Soil Water Resources ...	(53)
2. 1 Assessment of Water Resources as Natural Resources	(53)
2. 2 Storage and Circulating Amount of Soil Water	(55)

2. 3 Recharge and Consumption of Soil Water	(57)
2. 4 Characteristics of Soil Water as Water Resources	(59)
3. Assessment on Regional Soil Water Resources	(60)
3. 1 Equation of Water Balance in the Close Catchment	(60)
3. 2 Method for Assessment on Regional Soil Water Resources	(61)
3. 3 Soil Water Resources in the Hai-Luanhe Catchment and the North China Plain	(64)
4. Assessment on Crop Soil Water Resources	(65)
4. 1 Method for Assessment	(65)
4. 2 Soil Water Resources of Major Crops in Different Types of Farmland	(66)
4. 3 Field Evaporation and Crop Transpiration	(67)

Chapter IV Utilization and Protection of Soil Water Resources

.....	(79)
1. Crop Root Growth and Its Water Absorption Patterns	(79)
.....	(79)
1. 1 Method for Experimental Research	(79)
1. 2 Growth Dynamics of Crop Root System	(80)
1. 3 Model of Water Absorption by Crop Root System and Its Application	(90)
2. Crop Water Consumption and Optimal Water Use	(99)
2. 1 Method for Experimental Research	(100)
2. 2 Crop Water Requirement Patterns and Their Coupling with Precipitation	(101)
2. 3 Analysis on Relationship between Crop Yields (Wheat,	

Maize, etc.) and Water Consumption	(105)
2. 4 Analysis on Optimal Water Consumption of Crops ...	
.....	(108)
2. 5 Model of Crop Water Production Function	(111)
3. Crop Water Use Efficiency	(114)
3. 1 Proposition of the Issue	(114)
3. 2 Crop Water Use Efficiency and Several Related	
Concepts	(115)
3. 3 Factors Affecting Crop Water Use Efficiency	
.....	(119)
3. 4 Measurement for Raising Crop Water Use Efficiency	
.....	(127)
4. Land Cover and Soil Water	(129)
4. 1 Status and Types of Land Cover	(129)
4. 2 Water Effects of Land Cover	(130)
5. Soil Tillage and Soil Water	(135)
5. 1 Soil Tillage and Precipitation Infiltration	(135)
5. 2 Soil Tillage and Soil Evaporation	(137)
5. 3 Effects of Zero-Tillage on Soil Water	(138)

第一章 问题的提出

第一节 传统水资源

一、水资源的重要意义

水是人类和一切生命起源、生存与发展的物质基础,是地球生态系统的重要组成部分,一切生态系统通过水分循环以实现物质能量的转换,保证生命活动正常而持续的进行。

水资源是人类社会和国民经济建设不可缺少的宝贵自然资源。随着人口的增长和经济的发展,人类对水资源的需求愈来愈多。水资源又是一种有限的自然资源,有限的资源和日益增长的需要之间的矛盾即水资源供需矛盾日趋尖锐。

20 世纪 60 年代以前,水文学侧重于自然界各种水体的特征、水文现象和水文过程,水分循环和水量平衡等水文规律的研究,除少数发达国家和干旱地区外,当时由于用水量较少,大多数国家和地区尚未出现水资源短缺的现象,人们普遍持水资源是“取之不尽,用之不竭”的乐观态度。

60 年代开始,随着经济快速发展和人口的增长,各部门用水量急剧增加。一些国家和地区甚至发生了水源危机。

50 年代初,我国年总用水量估计约 1600~1700 亿立方米,其中农田灌溉用水量 1400 亿立方米。1980 年全国总用水量为 4437 亿立方米,其中农田灌溉用水量 3581 亿立方米,是 50 年代初用水总量的 2.8 倍。1994 年总用水量达 5400 亿立方米,其中农田灌溉 4000 多亿立方米。80 年代以来,我国用水量平均每年以 70~80 亿立方米的速度增长。

我国城市缺水日益严重,城市用水集中,量大,保证率高。全国 600 多座城市有一半缺水,影响产值达数千亿元。北方大中城市普

遍缺水,国家不得不采取应急措施,兴建“引滦入津”、“引碧入连”和“引黄济青”等供水工程,以缓解这些城市的用水紧张状况。

我国农业是用水大户,农业用水占总用水量的 80% 以上,其中主要是农田灌溉用水。作为大部分地区属于季风气候的人口大国,农田灌溉是保证我国农作物产量(特别是粮棉油产量)稳定增长的基本措施。但是农业用水量过大加剧了水资源供需矛盾的尖锐化。

发达国家如法国农业用水占用水总量的 42.5%,美国为 48.6%,农业用水不到总用水量的一半。前苏联、意大利和日本等农业用水较高,分别占用水总量的 59.0%、69.0% 和 72.0%。发展中国家农业用水比重更大,墨西哥为 88.1%,印度为 95.8%。我国年用水总量和美国相当,但属于农业用水型国家。

随着经济的发展和人民生活水平的提高,未来工业用水和生活用水将继续增加,不仅农业用水的比重势必降低,绝对数量也将可能减少,人们不得不采取生活和工业用水优先于农业用水的方针。我国为解决城市用水而兴建的许多引水工程即是例证。

那么,农业用水的出路何在? 节约传统水资源,充分利用土壤水,提高水分利用效率是解决农业用水的根本战略措施。

二、传统水资源概念

本世纪 60 年代以来,适应经济发展和社会进步的需要,学术界积极开展全球、区域(含流域)和国家不同尺度地域的水资源评价研究。

水资源可分为水量资源、水体资源和水能资源。水体资源和水能资源用于航运、发电、水产养殖和旅游等,是不大量消耗水量的特殊水资源,要以开发利用目标的需求进行专门的评价。这里讨论的传统水资源系指水量资源,简称水资源。

水资源的研究和评价开始于地表水资源,而地表水资源评价的主要目标是河川年径流量。根据气象水文台站积累的观测资料,推求多年平均值和不同频率(通常取 P 为 95%、75%、50% 和

20%)的年径流量,研究它的年内分配和年际变化,分析地区分布的特征,回答某地区(或流域)不同保证率的水量有多少,时空变化怎样和开发利用问题等,以满足各用水部门的需要。

稍后一些,开展了地下水资源的评价,重点是平原和盆地地区。地下水资源的评价经历了一段曲折之后,以地下水的天然补给量来进行评价,使地下水资源的研究进入新的阶段。

水资源研究的初期,地表水资源和地下水资源评价是在水利部门和地质部门分别进行的,后来人们发现由于地表水和地下水之间存在着互相联系和互相转化,河川径流量中包括一部分为河流排泄的地下水,而地下水补给量中又有一部分来源于地表水的入渗,其中有互相转化的重复水量,应在地表水资源或地下水资源量中扣除。

在地表水资源和地下水资源评价研究的基础上需要进行区域水资源的概括或者区域水资源总量的估算。

公认的区域水资源总量(W_R)的定义是:当地降水形成的地表和地下的产水量,即

$$W_R = P - ET = R_s + U_p \quad (1.1)$$

或
$$W_R = R + E_g + U_g \quad (1.2)$$

式中: P 为降水量; R 为河川径流量; R_s 为地表径流量; ET 为蒸散量; E_g 为潜水蒸发量; U_p 为地下水的降水入渗补给量; U_g 为地下潜流量。

这是将地表水和地下水统一考虑的区域水资源总量计算的两种表达式。前者把河川基流量(河流排泄的地下水)归并入地下水补给量中,后者把河川基流量作为河川径流量的一部分。在实际工作中,则是将地表水和地下水分别评价,扣除两者的重复部分来计算区域水资源总量的:

$$W_R = R + Q - D \quad (1.3)$$

式中: R 为地表水资源(即河川径流量); Q 为地下水资源; D 为地

表水和地下水互相转化的重复水量。

这就是传统水资源概念及其基本计算方法。绝大部分研究家给出的世界各国和我国(或区域、流域等)的水资源评价结果只包括这种传统的水资源。传统水资源是重力水资源,它可以通过引水、输水、提取、储存和循环使用等多种形式提供人类生存和社会经济发展的用水需要,是十分宝贵的自然资源。由于这类水资源数量有限,且时空变化很大,人类应当十分珍惜和精心保护它。

据权威部门计算,我国平均年水资源总量为 2.8 万亿立方米,平均年河川径流量 27115 亿立方米,其数量居世界第六位,低于巴西、前苏联、加拿大、美国和印尼。但是我国国土辽阔,人口众多,人均、耕地亩均占有水量都很少。我国人均水资源是 2343 立方米,仅为世界人均占有量的四分之一。且随着人口增长,人均水量逐年减少。我国耕地亩均水量为 1800 立方米,是世界亩均占有量的 76%。总之,从人均、亩均占有水资源量来看,我国水资源不仅不丰富,而且属于资源穷国,我们应当十分珍惜宝贵的水资源,节约利用和有效保护水资源是我国长期坚持的基本国策。

第二节 陆地水资源系统

一、大气降水及其转化

降落在陆地表面的大气降水,除一小部分为植被冠层截留,尔后直接蒸发返回大气外,到达地面的降水经过土壤这个“转换器”,或者形成地表径流汇聚江河而入海,或者蓄于地表,形成湖泊、沼泽和冰雪等地表水体,各种地表水体都有水(冰)面蒸发。渗入土壤的降水,一部分蓄存于土壤根系层中,供应植物蒸腾和消耗于土壤水蒸发,以水汽形式回到大气层。当土壤达到饱和即产生重力水,部分重力水可能形成壤中流(特别是在山区),但主要是垂直渗透(特别是在平原),补给地下水,成为地下水的主要补给来源。在地下水埋藏浅的地区,地下水面的毛管上升水可进入土壤根系层。注入河槽的地下水形成河川基流量,是河川径流的一部分。平原地区

的河床切割较浅,有的甚至高出地面,河水渗透补给地下水,形成地下潜流,或者通过蒸发排泄掉。这就是陆地水分循环的基本过程(图 1.1)。

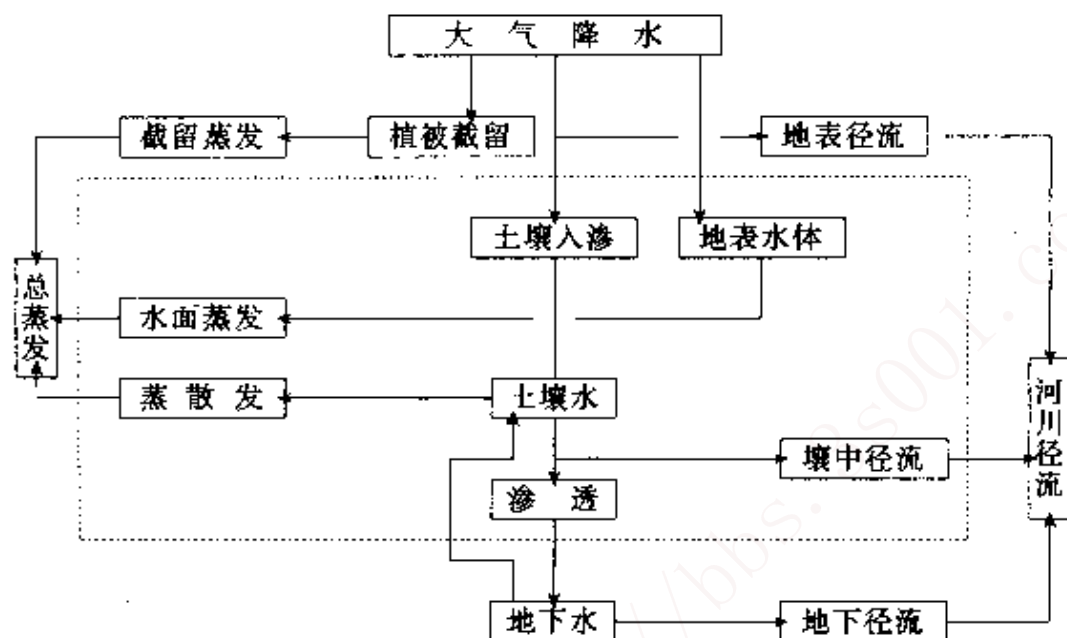


图 1.1 陆地水分循环示意

如果我们忽略水分循环过程中的细节,则陆地水分循环系统的水分收入是大气降水,它最终转化为地表水、土壤水和地下水(大气降水直接转化为生物体内的水分数量微不足道)三种形式,它们共同组成陆地水资源系统(图 1.2)。陆地水资源系统的结构方程式为:

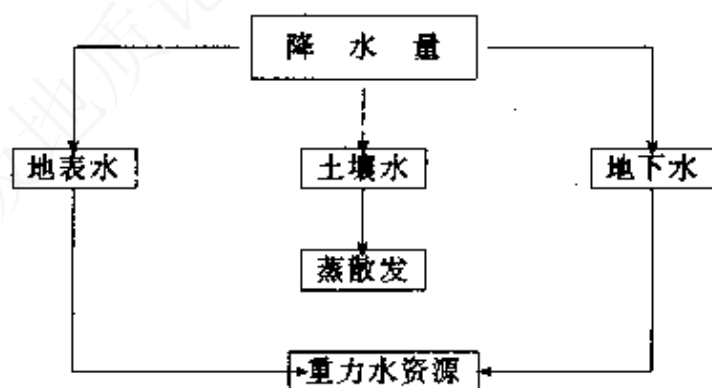


图 1.2 陆地水资源系统结构

$$P = W_R = R_s + R_g + W_{sr} \quad (1.4)$$

式中： P 为降水量； W_R 为区域水资源总量； R_s 为地表水资源（地表径流量）； R_g 为地下水资源（地下径流量）； W_{sr} 为土壤水资源。

可见，一个流域或较大区域的天然水资源量是其降水总量，它等于地表水、土壤水和地下水资源之和。地表水和地下水资源为重力水资源，土壤水是非重力水资源。

二、土壤水在陆地水分循环中的地位和作用

综上所述，土壤层（包括包气带土壤）是陆地水分循环的纽带，土壤水是非饱和水体，是水分循环不可缺少的环节。

第一，土壤层是接纳降水的主要场所，只有当土壤蓄满或者出现超渗现象时，才会产生降水的其他转化形式（冬季积雪和冰盖例外）；

第二，土壤的状况（渗透性、湿度、植被、粗糙度）是决定地表径流形成的重要因子，通过土壤的降雨入渗是地下水的主要补给形式。

第三，土壤水是陆地植物蒸腾和土壤蒸发的基本水源，它在保证植物生长发育的需水的同时，积极参与水分循环，是水分循环最为活跃的一环。

第三节 对土壤水作为资源的认识

贮存于地表、土壤和地下含水层中的陆地水，形成性质迥异的地表水、土壤水和地下水三种水体，它们通过水分循环相互联系和相互转化，构成生物赖以生存的陆地水资源系统。

地表水资源和地下水资源是人们公认的水资源，对它们的特征及其评价和开发利用，国内外学术界长期以来进行了大量的研究，取得了基本一致的认识。

尽管土壤水一直为陆地植被（包括作物）所利用，受到农学家和农民的高度重视，但是，土壤水是否属于水资源、如何进行评价和它的生理生态资源意义等至今学术界尚未取得共识。因此，简单

回顾一下近 20 年来国内外学者对土壤水作为资源的认识是有意
义的。

一、前苏联和俄罗斯学者的研究工作

本世纪 50 年代, A. A. 罗戴在其巨著《土壤水》中全面论述了
各种类型土壤水的性质和运动状态、水分含量和水分常数、土壤水
和植物的关系等, 认为“土壤水是土壤的最重要组成部分之一”, 不
仅“在土壤形成中起着极其重要的作用”, 而且“作为土壤肥力的一个
因素以及作为农业生产的一个因素来说, 也具有很大的意义”。他
强调指出, “控制土壤水文状况是提高农地生产力的重要方法之一,
而且往往是提高农地生产力的最重要的方法”。罗戴把土壤水作为
土壤肥力的因素并与农地生产力联系起来的观点是完全正确的。

最早使用“土壤水资源”术语的是苏联著名地理水文学家 М.
И. 李沃维奇。李氏在其名著《世界水资源及其未来》一书中多次论
述了有关土壤水分资源(Ресурсы почвенной влаги)的一些问题。他
的主要论点是:

第一, 土壤水是陆地水分循环的重要环节, 土壤水积极参与水
分循环, 不断得到补充和消耗, 在陆地生物过程和生命活动中起着
很大的作用。

第二, 土壤水是一种可恢复的淡水资源, 它与稳定的河川径流
和地下径流都是最为宝贵的水资源。

第三, 水资源平衡评价是最符合该自然资源的特点和水量平
衡原理的。以这种观点为指导, 李氏列出的世界主要国家淡水资源
平衡评价项目有 7 项: 降水量、河川径流量、地表径流量、地下径
流量、区域总水分(降水量减去地表径流量)、蒸发量、过境河川径
流量。他将蒸发量和区域总水分列为淡水资源评价项目是值得人们
深思的。

第四, 实施良好的水利土壤改良措施和农业技术措施, 增加农
田降雨入渗, 减少地表径流, 可以增加土壤水资源。营造农田防护

林等减少非生产性土壤蒸发量,能够提高土壤水的作物蒸腾利用比重和水分利用效率。

李氏的这些论述对土壤水资源研究至今仍具有重要的理论指导意义。

然而在他试图对土壤水资源进行数量评价时,他却将土壤水资源与区域总水分等同起来。根据李氏自己的定义,土壤总水分等于降水量减去地表径流量,它消耗于陆地的蒸散发和补给地下水。由降雨入渗补给形成的地下水当属于地下水资源。这是李氏关于土壤水资源论述的不足之处。

80年代以来,另一位苏联水文学家 А. И. 布达戈夫斯基及其学生们在土壤水资源的研究方面取得突破性进展。

布氏在其代表作《土壤水资源与植被水分保证率》和《提高土壤水资源利用效率的途径》等论文中,从水分循环和水量平衡原理出发,全面论述了土壤水资源的概念和特征、评价原则以及提高土壤水资源利用效率的途径和措施,这是迄今前苏联学者关于土壤水资源的最全面、科学的认识。

布氏使用的土壤水资源俄文是 Ресурсы почвенной вод,与李沃维奇使用的 Ресурсы почвенной влаги 略有不同。俄文“вода”意为水,如雨水,河水,淡水等。“влага”指湿气,水分等,显然布达戈夫斯基用词更为确切一些。

布达戈夫斯基着重指出,土壤水具有两大特征,一是土壤水在陆地水相互交换中起着最积极的作用,二是土壤水是植被生存和发育的最必要的因素,而植被产品是陆地生态系统营养链的最初环节,特别是土壤水作为最重要的环境因素所起的全球作用和农业生产的特殊作用。据此,他得出结论,土壤水是最重要的自然资源,在科学和经济发展的现阶段提出土壤水资源概念是适时的。

布氏在详细论证了土壤根系层水量平衡各要素之后,给出多年平均的流域水量平衡方程式:

$$H = E_c + (Y_c + Y_n) \quad (1.5)$$

式中： H 为降水量； E_c 为总蒸发量； Y_c 为地表水资源量； Y_n 为地下水资源量。

布氏认为，一个区域的降水量(扣除雪面蒸发量)在理论上可作为天然水分资源，在通常情况下，它等于可恢复的地表水资源、土壤水资源和地下水资源之和。由于(1.5)式右端的 Y_c 和 Y_n 为地表水资源和地下水资源，布达戈夫斯基得出一个十分重要的结论：给定时期的总蒸发量(蒸散量)是土壤水资源的数量评价。土壤水资源分为用植物蒸腾量评价的生产分量和用土壤水蒸发量评价的非生产分量两部分，并且可用三个参数进一步表征土壤水资源的利用结构。

$$\eta_T = \frac{E_T}{E_{TO}} \quad (1.6)$$

式中： E_T 为实际蒸腾量； E_{TO} 为适宜水分的蒸腾量； η_T 为植物(作物)生长发育的土壤水保证程度的指标。

显然， $(1-\eta_T)$ 是缺水或干旱的指标。

$$\eta_p = \frac{E_T}{E_c} \quad (1.7)$$

η_p 是表征土壤水资源的结构和利用程度的指标。

$$\eta_n = \frac{E_c}{E_{TO}} \quad (1.8)$$

η_n 是表征天然湿润条件下提高植被水分保证率的潜力。

不难看出， $\eta_T = \eta_p \eta_n$ 。

后来，E. M. 古谢夫在分析(1.5)式的物理意义时指出， Y_c 和 Y_n 既然是可恢复的地表水资源和地下水资源，那么，自然地，应该用 E_c 值来评价土壤水资源，而且土壤水资源的数量在陆地水资源中占据主要地位。

H. A. 舒莫娃将土壤水资源理论应用于分析前苏联欧洲部分森林草原地带和草原地带春小麦田的水分保证率和灌溉定额的估算等问题，取得良好的效果。

由此可见,前苏联和俄罗斯学者们在土壤水资源的理论和应用方面都有深入的研究。前苏联欧洲部分森林草原和草原地带是它的粮仓,而这里常常遭受干旱的威胁。为了农业取得好的收成,就必须采取必要的措施改善土壤水分状况,以保证作物的水分供应。这就是为什么他们十分重视土壤水资源研究、保护和利用的原因。

二、西方学者对土壤水利用的研究

近几十年来,西方学者在非饱和带土壤水分的能量状态(土水势)、运动规律和动态变化等方面研究取得了长足的进展,奠定了土壤水水文学的基础。

60年代,J. R. Philip 提出了土壤-植物-大气连续体(Soil-Plant-Atmosphere Continuum, 简称 SPAC)概念,将土壤水、植物水与大气水组成一个统一的连续体,研究其中水分热量传输与转化的动态关系,极大地推动了土壤水与植物、大气关系的研究,至今仍是学术界研究的热点和前沿领域。这些都属于土壤水的基础研究。

80年代以来,西方学者开始重视土壤水利用研究,其中与土壤水资源有关的工作主要有:

1、作物-水分关系研究。通过各种作物需水、耗水田间试验和理论分析,建立了不同类型的水分生产函数,探讨水分对作物生长发育和产量的影响,研究提高作物水分利用效率的途径和措施,为农田土壤水分管理和灌溉水资源优化利用提供科学依据。70年代末,荷兰学者 R. A. 费德斯等在《作物田间用水及产量模拟》一书中探讨了田间用水、根系吸水和作物生产理论,建立了田间用水和作物生产数学模型及计算机程序,是较早进行作物-水分关系定量研究和模拟的专家。D. 希勒尔的《土壤水动力学的计算机模拟》也是当时的最新进展。80年以来,作物-水分关系研究蓬勃发展,特别是针对有限水资源的有效利用进行了大量卓有成效的研究。I. D. TEARE 的《作物水分关系》(1982)、HOWARD M. TAYLOR

的《Limitations to Efficient Water Use in Crop Production》(1983) 汇集了这方面部分研究成果。H. J. VAUX, JR 等则重点讨论了作物水分生产函数(1983)。

2、旱地农业水分利用研究。世界上不能灌溉的旱地约占总耕地的 85%。旱地农业又称雨养农业,作物的用水依靠生育期的降雨和土壤水供应。美国、澳大利亚、加拿大以及印度等国十分重视旱地土壤水分的利用和保护。印度学者 P. R. Gaiji, S. S. Prihar, T. N. Chaudhary, P. N. Singn 等对印度西北部旱地冬小麦试验研究表明,冬小麦生长用水全靠根系层的蓄水量和生长期的降雨量供应,认为土壤水是旱地作物水分供应的唯一水源。因此,他们对旱地蓄水保墒、小麦根系生长、土壤供水与产量关系、水肥耦合以及小水量灌溉等进行了大量研究,在提高小麦产量及其水分利用效率上取得很多研究成果。

西方学者对土壤水的理论和应用研究无疑做出了卓越的贡献,但对土壤水作为水资源却很少明确论述,或许正如 A. H. 布达戈夫斯基所说,除了少数国家和一些地区外,大多数西方国家气候适宜,风调雨顺,不感到农田缺水之苦,农业实践未向他们提出迫切的要求。1993 年夏 R. A. 费德斯来华访问期间在北京农业大学做了题为《土壤水作为资源的研究趋势》的学术报告,首次明确肯定了土壤水作为资源的认识。

三、我国学者对土壤水资源的论述

我国农业历史悠久。在几千年作物种植实践中,我国劳动人民创造了一整套为保护和利用农田土壤水进行“蓄墒”、“保墒”、“收墒”、“提墒”、“用墒”等耕、锄、耙、耨、压、盖等耕作措施,旨在保证作物的水分供应和基本产量,这些措施至今仍是行之有效的,在农业实践中继续广泛使用。我国农业利用土壤水的成就无疑是领先于世界的。

我国北方尤其重视农田土壤水的保护和利用。70 年代末至 80 年代初,中国学者及有关行政领导发动了一场北方旱地农业发展

战略的大讨论,针对我国北方干旱缺水,如何发展农业,提出了许多有科学价值的论点,诸如“有水(灌溉)走水路,水路不通走旱路”,“建设土壤水库,天旱地不旱”、“旱地首先是缺肥”、“以肥调水”、“秋水春用”、“培肥地力提高水分利用效率”等,指出了我国旱地农业发展的方向、对策和潜力。^①

国家还将发展旱地农业列入科技攻关计划,组织多学科联合攻关,深入研究北方旱地农业增产的配套技术。

李玉山以黄土高原为例,指出黄土性土壤质地均匀,土层深厚,具有庞大的蓄水库容和较高的持水能力,土壤水库中的有效水是作物供水的主要来源,明确表示了土壤水是一种水资源的想法^②。杨文治、韩仕峰等较早使用了“土壤水分资源”(Soil Moisture Resources)术语,探讨了黄土高原土壤水分资源的特征及其利用评价。之后,黄土高原区域综合治理攻关课题组组织力量在面上和试区专门开展了农田水分状况、水量平衡、作物水分产量潜势和提高农田土壤水分利用效率的途径等研究,大大深化了黄土高原农田土壤水分规律和利用的认识。

我国著名水文学家施成熙在《农业水文学》一书中指出,“土壤水被调蓄到起到后备水源的作用,形成可以向根系层补给土壤水分的土壤水库,……也可以水资源论”。从农业生产的角度出发,认为“农业水资源指自然界水源中的雨水、地面水、地下水和土壤水(壤中水)”,这是我国学者首次将土壤水列入农业水资源的行列,但他没有涉及土壤水资源的概念及评价问题。

80年代初,我国学术界对土壤水资源的研究进入实质性阶段,几乎与前苏联学者同时提出了“土壤水资源”问题。1984年作者在《试论土壤水资源》^③和1986年在《土壤水资源及其利用》等

① 山西省农村发展研究中心,旱作农业研究与实践,1982年

② 李玉山,土壤水库及其农业利用,农业现代化探讨,第13期,1982年

③ 由懋正,袁小良,试论土壤水资源,农村发展探讨,第2期,1984年。

文中,根据水分循环和水量平衡原理,提出陆地水资源系统的概念,认为土壤水是区域水资源不可缺少的组成部分,区域土壤水资源的数量可用蒸散量进行评价,并以海滦河流域为例,求得土壤水资源平均为 432mm,占降水量的 77.7%,超过地表水资源和地下水资源之和。这虽然是区域土壤水资源的初次概算,却表明它在农业水资源利用中居举足轻重的地位。

冯谦诚等以河北省临西实验站实验资料为依据,探讨了土壤水资源评价方法和结果。他给出“土壤水资源为土壤层内经常参与陆地水分交换的水量,特别是根系带中能为植物利用并可恢复的水量”的定义是相当完备的,并以土壤水总补给量作为土壤水资源的数量评价。

河北省平原水资源实验站(衡水站)完成了《河北低平原区土壤水资源各项补给量的确定及其特征的研究》^①,也是以实验资料为依据,用各补给分量来计算土壤水资源的评价方法和结果,也都是可信的。

张利等的《沧州地区土壤水资源研究》和霍云鹏等的《黑龙江省土壤水资源和土壤水库》文中所论述的主要是土壤层一定深度的储水量和有效水量及其利用,与土壤水资源不尽相同。

1988 年刘昌明在《土壤水的资源评价》一文中,全面论证了土壤水的资源概念,计算评价和调控等,认为“土壤水分对农作物是一种重要的水源,把土壤水作为农作物生产资料的一种天然资源,是可说得通的”,“所有这些方面均能证明土壤水可以作为一种自然资源来看待,……它包含在地表四种可恢复淡水资源之中”。稍后,他在《华北平原农业水文及水资源》一书中专门讨论了农业水资源及其利用问题,详细分析了水量平衡中的土壤水要素,再次肯定了土壤水应作为一种资源来研究的重要性。

^① 河北省平原水资源实验站,河北低平原区土壤水资源各项补给量的确定及其特征的研究,1991 年。

在作者看来十分重要的是,他对有效降水量的论述。他指出,“从农业的角度来看,渗入土壤层为农作物及其环境利用的降水部分视为有效降水量。有效降水量实际上是降水转化为土壤水的部分”。并转引联合国粮农组织(FAO)的定义:年(或季)降水中可在降水地点,不须提水,可就地直接或间接用于作物生长的那部分水为年(或季)的有效降水,并且计算出华北平原各区的年有效降水量和主要作物生长期的有效降水量。从他的有效降水量的定义、计算方法和计算结果来看,这同现代土壤水资源的概念是十分接近的。

参考文献

- 冯谦诚,王焕榜. 土壤水资源评价方法的探索. 水文, 1990(4): 28~32
- 韩仕峰等. 黄土高原土壤水分资源特征. 水土保持通报, 10(1): 36~43
- 霍云鹏等. 黑龙江省土壤水资源和土壤水库. 东北农学院学报, 23(2): 114~120
- 刘昌明等. 华北平原农业水文及水资源. 北京: 科学出版社, (1989)
- 刘昌明等. 水量转换实验与计算. 北京: 科学出版社, (1988)
- 罗戴A. A. 土壤水. 北京: 科学出版社, (1964)
- 施成熙等. 农业水文学. 北京: 农业出版社, (1984)
- 水利电力部水利水电规划设计院. 中国水资源利用. 北京: 水利电力出版社, (1989)
- 水利电力部水文局. 中国水资源评价. 北京: 水利电力出版社, (1987)
- 希勒尔 D. 土壤水动力学. 北京: 农业出版社, (1979)
- 杨文治等. 黄土高原区域治理与评价. 北京: 科学出版社, (1992)
- 杨文治, 韩仕峰. 杏子河流域的土壤水资源与利用评价, 水土保持通报, 1984(4): 23~32
- 由懋正, 袁小良. 土壤水资源及其利用. 地理学与国土研究, 2(4): 31~37
- 张利等. 沧州地区土壤水资源研究. 自然资源学报, 5(3): 230~235
- Chaudhary T N. Response of wheat to irrigation with small amounts of water applied in various ways. Agric. water manage., 1985(10): 357~364

- Feddes R A, Kowalik P J and Zaradny H. Simulation of field water use and crop yield. Pudoc. Wageningen. The Netherlands, 1978
- Gajri P Q and Prihar S S. Effect of small irrigation amounts on the yield of wheat. Agric. water manage. , 1986(6): 31~41
- Howard M T, Wayne R J, Thomas S. Limitations to Efficient water use in crop production. Madison. Wisconsin. USA: American Society of Agronomy, 1983
- Singh P N. Water use and yield Response of wheat to Irrigation and Nitrogen on an Alluvial soil in North India. Agric. Water manage. , 1987 (12) : 311~321
- Будаговский А И, Ресурсы почвенных вод и водообеспеченность растительного покрова. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 1985(4): 3~13
- Будаговский А И, Григорьева Н. И. Пути повышения эффективности использования ресурсов почвенных вод. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 1991(1): 131~142
- Будаговский А И, Гусев Е. М. Об основах учения о почвенных водах. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 1995(2): 133~140
- Гусев Е М Экологическая роль почвенных вод и их ресурсы. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 1990(5): 110~121
- Львович М И Мировые водные ресурсы и их будущее. МОСКВА: ИЗДАТЕЛЬСТВО МЫСЛЬ, 1974
- Щумова Н А. Водообеспеченность посевов яровой пшеницы лесостепной и степной зон европейской территории советского союза. ГЕОГРАФИЯ И ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 1991(1): 112~117

第二章 农田水量平衡与土壤水分动态

第一节 农田水量平衡

一、农田水量平衡方程式

对于水量交换以垂直方向为主的平原地区,有作物生长的农田,其土壤根系层水量平衡方程式为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial F}{\partial z} - \frac{\partial E}{\partial z} - \frac{\partial F_p}{\partial z} \quad (2.1)$$

式中, θ 为土壤含水量,用体积含水量计; F 为土壤水的入流量; E 为水汽通量; F_p 为植物(或作物)水分通量; t 为时间, z 为垂直坐标,方向从土壤表面向下; F 、 E 和 F_p 均以单位土壤面积计。

对(2.1)式从土壤表面($z=0$)到根系层底界($z=h_r$)进行积分,可以得到:

$$\frac{dW_s}{dt} = [F(0) - F(h_r)] - [E(0) - E(h_r)] - [F_p(0) - F_p(h_r)] \quad (2.2)$$

而根系层的蓄水量为:

$$W_s = \int_0^{h_r} \theta dz$$

由根系层的定义可知,在根系层底处, $F_p(h_r)=0$, $E(h_r)$ 虽不等于0,但通量很小,可以忽略不计。植物根系吸水量用于叶茎的蒸腾,故有 $F_p(0)=T$ 。

于是(2.2)式变成为:

$$\frac{dW_s}{dt} = F(0) - F(h_r) - E(0) - T \quad (2.3)$$

由土壤表面进入根系层的入流量为:

$$F(0) = P - R_s$$

则有

$$\frac{dW_s}{dt} = P - R_s - E - T - F(hr) \quad (2.4)$$

式中, P 为降水量或灌溉水量; R_s 为地表径流量; E 为土壤水蒸发量; T 为植物蒸腾量; $F(h_r)$ 为根系层底的水分通量, 方向向下为正, 表示根系层水分向包气带运动, 向上为负, 表示包气带水分向根层运动。

(2.4) 式为农田土壤根系层水量平衡基本方程式, 主要要素详见图2.1所示。

在实际工作中, 常用有限差形式的农田土壤水量平衡方程式:

$$\Delta W_s = P_a + I + U - (R_s + D + ET) \quad (2.5)$$

式中: ΔW_s 为土壤根系层水量的变化, mm; P_a 为到达土壤的降水量, mm; I 为灌溉水量, mm; U 为进入根系层的毛管上升水量, mm; R_s 为地表径流量, mm; D 为流出根层的深层渗漏量, mm; ET 为农田蒸散量, mm。

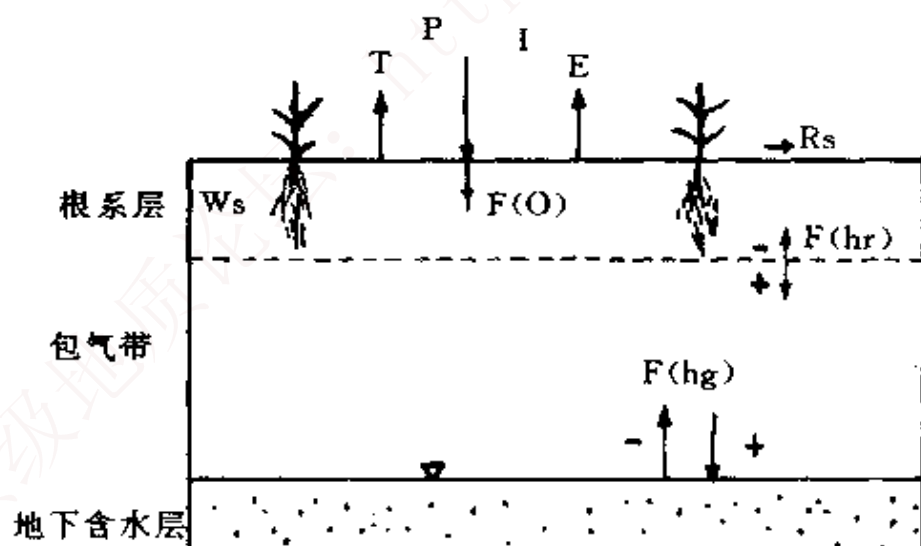


图 2.1 农田土壤水量平衡要素示意

下面我们从土壤水资源评价和利用角度, 分别讨论农田主要

水平衡要素的观测和计算问题。

二、农田的降水补给

降水量作为一个十分重要的水平衡要素,是农田土壤根系层水分补给的基本来源。大家知道,不管是大气降水抑或是地表水和地下水,首先都要转化为土壤水才能为植物吸收利用,因此,在土壤水资源评价中,必须有到达和进入土壤的准确降水量资料。

(一) 降水量的订正

气象和水文站网拥有大量的常规雨量观测资料,这是用设置在地面以上70cm,直径为20cm 的雨量筒定时观测得到的。

国内外研究家发现,由于天然或人为因素,现有雨量实测资料与真正到达地面的降水量有某种差别,除了雨量筒的结构、制作材料等有些影响外,风力是其主要因素。无风时,雨滴垂直下落,雨线与雨量筒平面垂直,雨量筒平面为完全承接降雨面积;当有风时,雨线与雨量筒平面不垂直而有一定偏离,雨量筒的实际承接降雨面积缩小,因而所测得的雨量偏小,这可用图2.2加以说明。 AC 为雨量筒的平面,无风时为完全承接降雨面积,而当有风时,承接降雨面积为 AB ,由于 $AB = \sin \alpha AC$, 因此, $AB < AC$ 。

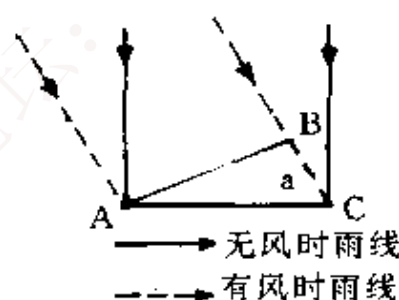


图 2.2 风力对承接降雨面积的影响示意

为了克服雨量筒高出地面因风力造成的影响,80年代后期,我们在刘昌明教授的指导下,在栾城站设置了地面雨量计,方法是雨量筒安装在一个土坑里,其口缘与地面齐平,上面覆盖一木制网格板,一则能抑制雨水溅出,二为防止雨量筒周围涡流的影响。

这种装置的基本原理是认为贴地气层阻力大,风速大大减小,地面以上的斜雨线在接近地面时近乎垂直,所测得的雨量数值为真正的地面降水量。

栾城站地面雨量计安装在气象园内,靠近常规雨量筒,周围地势开阔平坦,在观测雨量的同时同步测定风速。

1985年至1995年,栾城站进行了几年降雨量风力订正实验,取得了大量资料。由分析整理次降雨量资料发现,地面雨量计与常规雨量计所测的数据间有良好的线性关系,45°线是所有点据的下包线,说明地面雨量计的观测值均大于常规雨量计的观测值(图2.3)。

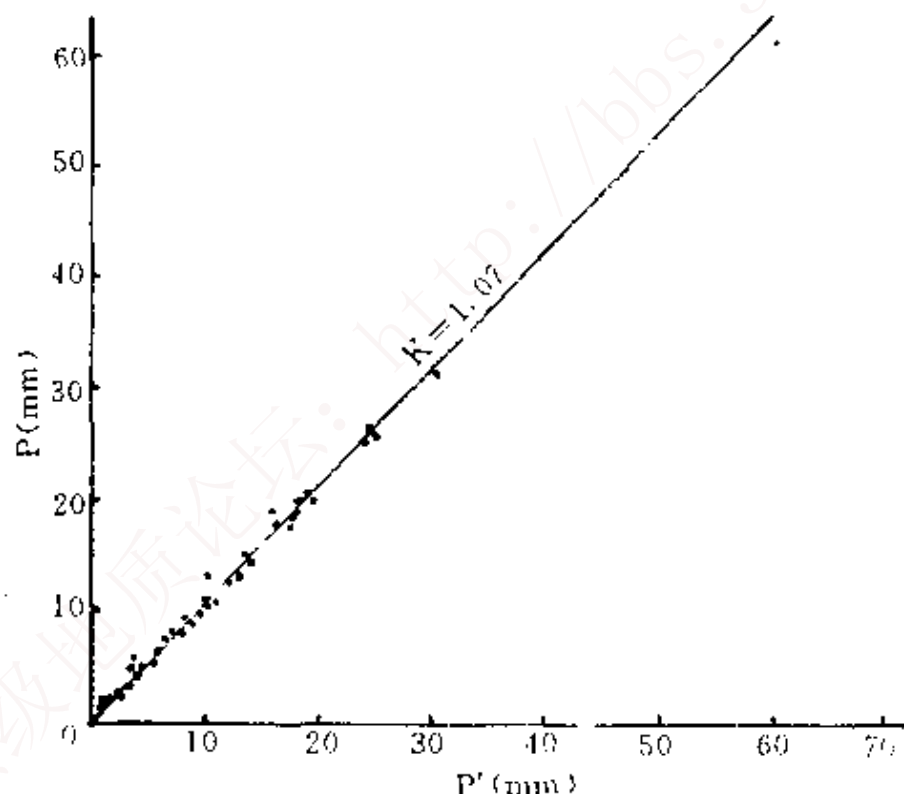


图 2.3 栾城站地面雨量计与常规雨量计次降雨量关系

这可用直线方程式拟合:

$$P = KP' \quad (2.6)$$

式中, P 为订正后的雨量或地面雨量; P' 为常规观测的雨量, K 为次降雨量观测值的订正系数, 显然 $K > 1$, 栾城站的 $K = 1.07$ 。

$$\frac{P - P'}{P'} = K - 1, \text{ 即 } \frac{\Delta P}{P'} = K - 1 = 0.07$$

说明对次降雨量而言, 对比观测的差值平均为常规观测雨量的 7% 左右。

风速大小对 K 值也有明显影响。由图 2.4 可以看出, 当次降雨量相同时, 风速小于 2m/s 时, K 值较小, 大于 2m/s 时, K 值较大。同时 K 值随降水量增大而减少。不同风速时 K 值与次雨量的关系可用拟合方程式表示:

$$\begin{aligned} \text{当风速大于 } 2\text{m/s 时, } K &= 23.7e^{-0.0477P'} - 1 \\ \text{当风速小于 } 2\text{m/s 时, } K &= 13.7e^{-0.109P'} - 1 \end{aligned} \quad (2.7)$$

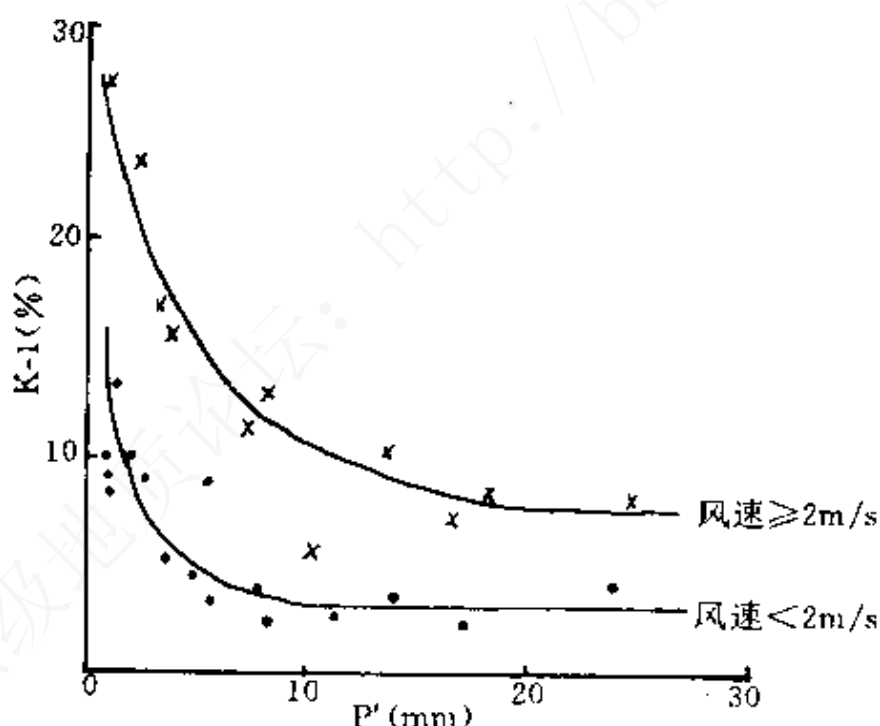


图 2.4 栾城站订正系数(K)与次降雨量(P')的关系

由于不同季节风力、雨滴大小和降水形式不同, 地面雨量计

与常规雨量计观测值的差值也不一样。栾城站三个年度各月雨量差值及其占全月地面雨量计观测值的比例详见表2.1。可以看出,降雨较集中的雨季(6,7,8,9月),两种雨量计的差值均不很大,特别是相对差值($\frac{\Delta P}{P}$)大多在5%~10%之间,而冬春各月多在13%以上,最大值达36%。这是由于华北平原冬春季节多风,降雨强度小,且多为固体降水(雪),容易造成常规雨量计观测值偏少。

表 2.1 栾城站1987、1994、1995年度 ΔP 与 $\frac{\Delta P}{P}$ 统计表

月		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
1987	$\Delta P(\text{mm})$	0.6	1.2	0.5	3.1	1.3	4.8	2.0	2.8	1.0	4.3	5.9	0	27.5
	$\frac{\Delta P}{P}(\%)$	13.0	36.0	10.0	10.0	5.0	6.0	5.0	3.0	10.0	23	18.0	0	8.0
1994	$\Delta P(\text{mm})$	—	—	—	—	0.9	3.1	3.4	0.5	0.7	1.1	4.9	1.7	—
	$\frac{\Delta P}{P}(\%)$	—	—	—	—	3.4	12.5	5.7	5.1	3.7	4.7	15.2	13.8	—
1995	$\Delta P(\text{mm})$	0	0.3	0	1.0	4.7	4.6	8.9	6.2	9.7	0	0.1	0	
	$\frac{\Delta P}{P}(\%)$	0	33.3	0	6.1	14.7	6.5	6.4	3.7	10.3	0	2.1	0	

(二)雨期蒸发

雨期蒸发量是指降雨过程至观测降水时之间的蒸发损失,它与雨期的空气饱和差、温度、风速和雨期历时有关。观察证明,雨期确有蒸发现象,特别是降雨停止到观测降水之间,夏季有时蒸发是很强的。尽管在设计量雨仪器时考虑了减少蒸发的问题,但毕竟是难以完全避免的,因而测得的数值偏小。过去一般认为雨期蒸发量不大,在水量平衡分析计算中可忽略不计。

河北省平原水资源实验站(衡水站)分析计算了该站1989年和1990年两年的雨期蒸发量,其值分别为28.8mm和34.1mm,占当年降水量的7%和4%。计算方法主要考虑降雨历时,当降雨历时超过6小时按以下方法计算雨期蒸发量:

$$\text{当 } E_0 < P \text{ 时, 取 } E_r = E_0 \quad (2.8)$$

$$\text{当 } E_0 > P \text{ 时, 取 } E_r = P$$

式中, E_0 为蒸发力, 可用大型蒸发池蒸发量; P 为降雨量; E_r 为雨期蒸发量。

(三) 作物冠层截留降水

在降雨过程中, 一部分降水在到达地面之前为植被(作物)冠层(叶、茎)截留, 尔后直接蒸发返回大气, 这种现象称为植被(作物)冠层截留降水。植被冠层截留降水是一种常见的自然现象, 繁茂的植被和森林冠层截留量相当可观, 可达降水量的15%~45%。植被(作物)冠层截留是降水量的损失, 因此在计算土壤水的降水补给量时应从降水量中扣除。

对冬小麦、夏玉米和夏大豆等作物的观测发现, 作物冠层截留量主要与作物种类、发育阶段和降水量等因素有关。苗期, 作物矮小, 叶面积小, 截留降雨量甚少, 可忽略不计。降水量很小($\leq 0.1\text{mm}$)时, 降水几乎全部被作物截留。随着作物植株生长, 叶面积增大, 冠层截留能力相应地增加, 同一生育阶段, 冠层截留能力基本相同。但截留量则随降水量增大而增加, 当降水量达到一定数量后, 截留量趋于稳定而达最大值, 因此, 截留量便不再随降水量增大而增加。

不同种类的作物, 截留能力不同, 枝叶繁茂, 叶面积指数大的作物, 截留能力大, 反之, 截留能力小。冬小麦的截留能力小于夏玉米和夏大豆。华北平原冬小麦在抽穗至灌浆期, 冠层截留能力最大。据测定, 冬小麦冠层最大截留能力为0.5mm, 夏大豆为3mm, 夏玉米为4mm。

冠层截留降水量可由次降水量资料和最大截留能力粗略估计。

$$\text{当 } P \leq E_{v \max} \text{ 时, } E_v = KP$$

$$P > E_{v \max} \text{ 时, } E_v = E_{v \max} \quad (2.9)$$

式中, P 为次降水量, $E_{v \max}$ 为最大截留能力, E_v 为截留量, K 为

系数, 小于1, 因为即使小雨时, 冠层也不可能截留全部降水。 K 可由实验资料确定。

用此方法估计, 栾城站冬小麦和夏玉米两熟制作物冠层年截留量约占年降水量的3%~5%。

(四) 到达土壤的降水量

降水量经过风力订正、考虑雨期蒸发和扣除冠层截留量后可得到实际到达土壤的降水量:

$$P_a = P + E_r - E_c \quad (2.10)$$

式中, P_a 为到达土壤的降水量(mm); P 为订正降水量(mm); E_r 为雨期蒸发量(mm); E_c 为冠层截留量(mm);

(五) 土壤入渗量

到达地面的降水量(或灌溉水量)在土壤层这一水分循环环节进行重新分配。当降水强度大于土壤入渗强度或者土壤层蓄满后即发生地表径流, 渗入土壤根系层的降水量使土壤蓄水量增加, 如果有足够的入渗水量, 根系层土壤水分可达到田持蓄水量甚至饱和, 多余的水分继续下渗, 通过根系层下界面, 补给包气带水分和地下水。土壤根系层的有效蓄水量是植物利用的基本水源, 参与农田水分循环, 能够不断得到补充和消耗, 是体现土壤水资源的平衡要素。

入渗规律学术界已有大量的深入研究, 这里重点讨论与土壤水资源评价有关的一些问题。

农田土壤降雨入渗量可用(2.11)式计算:

$$F = P_a - R_s - D \quad (2.11)$$

式中, F 为土壤入渗量, mm。其他符号同前。

华北平原地下水埋深较深的地区, 通过建设基本农田, 平整土地, 实施良好的耕作栽培技术和优化种植制度, 提高了农田土壤入渗能力, 减少了地表径流, 增大了土壤入渗量, 因而使土壤水资源量增加。

1987年8月26日河北省黑龙港地区发生一次大面积的暴雨, 衡

水下博站降水量161.4mm, 0~100cm 土壤层的蓄水量增加了142.6mm。

由于8月26日土壤湿度是雨前一小时观测的, 雨后8月27日8时再测, 期间下雨, 蒸发量很小, 可以认为土壤蓄水量的增加即是土壤入渗量。土壤入渗量占这次降雨量的88.4%。图2.5是下博站“8.26”暴雨前后的土壤含水量剖面变化, 说明即使雨强很大(雨强平均为1mm/min)的暴雨, 土壤仍能接纳大部分降雨量, 大大增加了土壤有效水的储量。

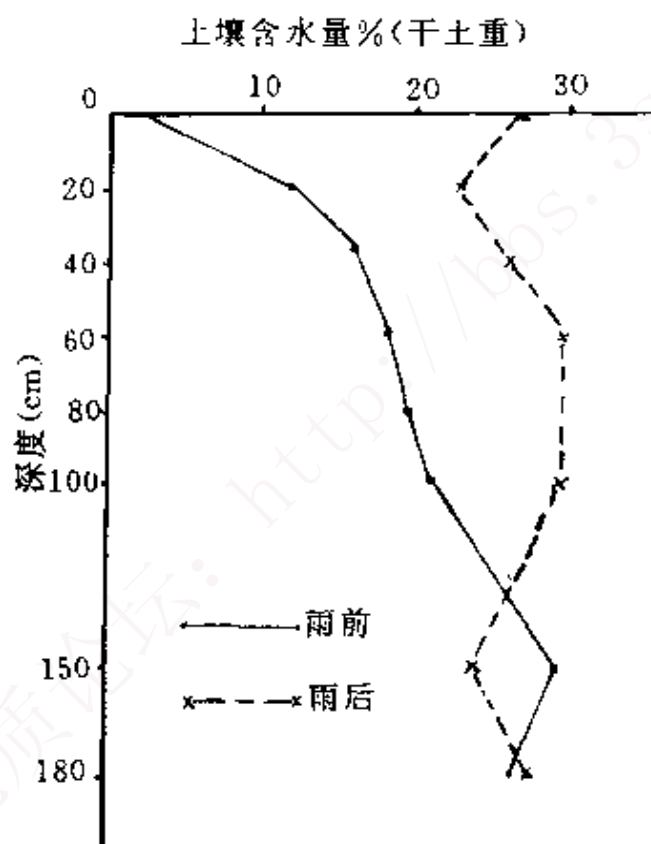


图 2.5 衡水下博站“8.26”暴雨前后土壤含水量剖面变化

三、凝结水及其意义

凝结水是一种特殊降水。当气温降至露点温度以下时, 空气中的水汽在植物茎叶表面和土壤表面凝结形成露、霜、水淞和雾淞等, 统称为凝结水。凝结水发生在夜间, 主要是露和霜, 是一种很普

遍的现象。

关于凝结水的形成国内外已有较多研究。然而它在水量平衡中的作用及其资源意义,学术界看法不一。一般认为凝结水量很小,且很快消失,在区域或农田水量平衡计算中不予考虑,至今水文学教程或有关论著中,多持这种态度。但是有些研究家认为凝结水水量不少,是土壤水分的重要来源,前苏联学者列别捷夫甚至认为地下水是由凝结水形成的,在降水量少的干旱地区,凝结水具有重要的资源意义。

80年代以来,中科院禹城站、栾城站和河北省衡水站,对华北平原凝结水进行了实验观测,所用仪器为水力称重式蒸发器,其测量精度达0.02mm,可以测出凝结水量的逐日甚至逐时的变化。

实测发现,夜间的凝结水现象实际上是凝结和蒸发同时进行的物理过程的两个方面,所测得的结果是凝结量和蒸发量的代数和,当凝结大于蒸发时,则表现为凝结水,相反时为蒸发,日值是其总量。1994年7月,我们在栾城站用水力蒸发器观测凝结水,此时夏玉米处于苗期至拔节期,株高30~150cm。作物冠层凝结水分布在叶和茎的表面,一类是大小如同绿豆至大豆粒的大水珠,一个叶片有几珠。另一类是像小米粒似的小水珠,密布在叶子的正反两面。土壤凝结水集中在1~2cm表层。7月4日20时至7月5日5时凝结水观测结果见表2.2。蒸发器内各植两棵玉米,株高30~50cm。可见苗期的日凝结水量为0.63~0.73mm,麦秸覆盖处理的大于未覆盖处理。冠层凝结水是测定总凝结水量后,用吸水纸轻轻地快速吸去茎、叶上的凝结水,先后两次读数差值为冠层凝结水量。同时,将吸湿纸即时称重,互相校核。该日冠层凝结水占总凝结水量的9.6%,这可代表苗期的情况,此后随着植株长高,叶面积增大,冠层凝结水的比例增加一倍,约占总凝结水量的20%。

表 2.2 1994年7月5日凝结水量

凝结水 蒸发器	凝结水量 (mm)	冠层		土壤	
		mm	%	mm	%
1 (麦秸覆盖)	0.73	0.07	9.6	0.66	90.4
2 (未覆盖)	0.63	0.06	9.5	0.57	90.5

在分析凝结水的意义时,我们认为有以下几点需要说明。

第一,在华北平原,一年四季都可能有凝结水发生,但以冬季和夏季为多。据禹城站观测,在冬小麦+夏玉米两熟制农田,约有2/3的天数有凝结水。衡水站4~11月种植作物的蒸发器凝结水出现日数136天,无作物的蒸发器凝结水出现日数152天。

第二,凝结水全年水量大,每日水量小。禹城站测得1981~1982年度冬小麦+夏玉米农田凝结水量为99.4mm,其中冬小麦凝结水量为75.2mm。衡水站测得1989年和1990年4月到11月凝结水量分别为105.2mm和83.0mm,均说明华北平原农田凝结水在100mm左右,数量相当可观。但日凝结水量较小,平均为0.4~0.6mm/d,最大为1mm/d左右。

第三,凝结水发生在日落至黎明,日出后很快蒸发掉。

第四,凝结水具有一定的生理生态意义,叶子能吸收一部分凝结水,为作物体补充少许水分。凝结水还能缩短白天叶面蒸腾的时间,减少蒸腾量,是干旱地区一年生浅根沙生植物赖以生存的水源等。

凝结水属广义的大气降水,但它并未进入土壤,冠层凝结水则直接蒸发掉,未能计入气象站降水量之中,而且就其特点和作用,不能与降水量相比。凝结水很难直接进行观测,至今尚无系统的实测资料,因此,在农田水分平衡和水资源分析计算中未能作为土壤水分的来源而加以考虑。基于这些原因,在农田土壤水资源评价研究中,我们暂不把凝结水作为农田土壤水分的补给来源。

四、毛细管上升水

在地下水埋藏较浅的地区,地下水面(潜水面)上的毛细管上升水可以达到土壤根系层,为作物蒸腾和土壤水蒸发补给一定的水量。这一现象过去称为“潜水蒸发”。潜水蒸发一词虽已常用,但并不严格。潜水埋藏于地下,其水分不能直接蒸发,而是通过毛管上升水将地下水转化为土壤水,然后供给作物蒸腾和土壤蒸发,成为农田蒸散量的组成部分。从农田根系层水量平衡和土壤水利用来看,在一些地下水埋藏浅的平原和盆地,它是土壤水的重要补给来源,不仅不能忽略不计,而且可能是作物的一种廉价、方便和稳定的供水水源,类似于“地下灌溉”的作用,这在我国北方一些冬麦地区尤为重要。

我国黄淮海平原的东部以及黄河下游引黄灌区,地下水位埋深大多在1~3m,有些地方有时不足1m。当埋深太浅(如小于1m)时,汛期易发生涝渍积水,对作物生长不利,这是应该设法加以控制的。但是既不导致涝渍和次盐渍化,又能有利于作物根系吸收利用地下水的最佳埋深及其对根系层的水量补给,则是值得研究和注意的问题。

以往的潜水蒸发研究,主要用三种方法来确定潜水蒸发量:一是用安装在田间的地中渗透仪(或称蒸渗仪)进行系统观测。二是利用因蒸发使潜水消耗导致水位消退的关系求得,即有: $E_g = \mu \Delta H$ (E_g 为潜水蒸发量, μ 为给水度, ΔH 为潜水位下降值)。三是利用柯夫达-阿维里扬诺夫经验公式计算,该公式是建立在潜水蒸发量与蒸发力和潜水埋深的关系基础上,其形式为:

$$E_g = E_0 \left(1 - \frac{h}{h_0}\right)^n \quad (2.12)$$

式中, E_0 为蒸发力,可用大型蒸发池水面蒸发量资料(mm); h 为地下水位埋深(m); h_0 为潜水蒸发为零的地下水极限埋深(m); n 为与当地自然条件有关的指数。

(2.12)式的边界条件是,当 $h=0$ 时(潜水面达到地表面), E_g

$=E_0$, 当 $h=h_0$ 时, $E_g=0$ 。 h_0 和 n 根据观测试验资料确定。据禹城站、衡水站等分析, 黄淮海平原中壤土和粘壤土地区, h_0 为 3.5~4.0 米, n 介于 1~3 之间。

张书函等研究了陕西关中平原农田潜水蒸发的变化规律, 得到计算潜水蒸发量的数学模型为:

(1) 裸地:

$$E_g/E_0 = a_1 e^{-b_1 h}$$

(2) 作物地:

$$\begin{cases} E_g/E_0 = a_0 + b_0 h + c_0 h & (5 \text{ 月}) \\ E_g/E_0 = a_2 e^{-b_2 h} \end{cases} \quad (2.13)$$

式中, E_g 和 E_0 同前, $a_1, b_1, a_0, b_0, c_0, a_2, b_2$ 为经验系数, 由实验求得。

洪宝鑫对江苏南通冬小麦、棉花旱作利用地下水进行实验研究, 得到作物地下水利用量与其埋深为指数关系:

$$\begin{aligned} \text{小麦} \quad W_u &= \frac{352.5}{e^{0.32h}} \\ \text{棉花} \quad W_u &= \frac{10^3}{1.08 + 0.8e^h} \end{aligned} \quad (2.14)$$

式中, W_u 为旱作物利用地下水量, mm; h 为地下水埋深, m。

上述方法都是建立潜水蒸发量或作物地下水利用量与潜水位埋深的关系, 用潜水位观测资料计算潜水蒸发。

近年来, 随着土壤水和水文地质数值计算方法的进展, 应用土壤水分通量法, 零通量面法、定位通量法和地下水运动的最优识别方法等, 计算土壤水和地下水间的水分通量和交换量。

尹雁峰提出用最优识别方法求解地下水二维运动的数学模型, 以确定地下水通过毛管上升补给土壤的水量。此法在黑龙港地区南皮县王寺涝洼地应用取得较好结果。

王寺涝洼地位于南皮县中东部, 面积约 52 km², 海拔高程 7 m,

是个浅碟形洼地，地表平坦，径流不畅，北部部分土地常积水易涝。浅层地下水赋存于第四纪松散冲积层中，底板埋深10m，岩性以细砂和粉砂为主，富水性较差，水位埋深大多小于2m，80年代末开始打井开发利用地下水。研究区(面积0.09km²)四周由沟渠分隔，构成一较完整的计算单元，水质为淡水。区内有地下水观测井，田间安装负压计，定时观测水位和土水势变化，农田种植冬小麦和夏玉米(或大豆)。1993年10月至1994年10月地下水位变化见图2.6所示。由图2.6可见，3月中下旬因春灌地下水位逐渐下降，



图 2.6 南皮王寺涝洼地浅层水水位变化(1993.10~1994.10)

至6月下旬水位埋深超过2m。7月中旬雨季开始水位急剧上升，接近达到地表。7、8两月农田常常积水沥涝。9月水位略有下降，但埋深仍不足1m。总之，这里在冬小麦生长季，地下水位埋深大多在2米以内，为作物利用地下水创造了有利条件。初步计算表明，1993年至1994年度冬小麦田地下水毛管上升水量为169.2mm，1994年至1995年度为233.2mm，约占冬小麦耗水量的1/3到1/2。几年来，

研究区试验麦田,春天仅灌溉1或2水,而单产达6000kg/hm²以上,这与冬小麦能较多地利用地下水关系很大。

五、深层渗漏水 and 地表径流

对农田土壤根系层而言,降雨形成的地表径流和穿过根层底界的深层渗漏水则是水量的两项损失。

深层渗漏水通常可认为等同于降雨对地下水的补给量,由于对它的直接观测很难进行,实践中常应用地下水动态观测资料,选取由降雨引起的地下水位上升值(ΔH)计算次降雨对地下水的补给量:

$$D = \mu \Delta H \quad (2.15)$$

式中: D 为深层渗漏水或地下水的降雨补给量(mm); ΔH 为降雨引起的地下水位上升值(m); μ 为给水度。

月或年的降雨补给量由次补给量累加而得。

地表径流是在土壤蓄满或超渗情况下形成的。通常根据降雨径流的实测资料建立降雨径流关系由降雨量推算地表径流量。对一个流域或较大地区来说,地表径流是不可忽视的水平衡要素。但对农田特别是华北平原的农田,由于有良好的耕作和栽培技术,在地下水埋藏较深的情况下,包气带厚度大,土壤入渗强度和入渗量增大,现已很难形成能汇入河网的地表径流。

栾城站水平衡观测证明,80年代以来即使降雨强度大,次降雨量超过100mm,农田仅有短暂的局部积水,最后全部渗入土壤,从未形成地表径流。实地观察发现,降雨地表径流主要来自村落、场院和道路等非耕地,这种临时地表径流就近流入沟渠、坑塘等负地形之中,成为降雨入渗补给地下水的主要形式。

东北松嫩平原的海伦站和黄土高原的长武站的观测也证明在农田水量平衡计算中,地表径流可以忽略不计。

但是在地下水位埋藏较浅(如小于2m)的地区,暴雨可能使农田产生一定数量的地表径流,在这种情况下,地表径流应通过实测或计算方法加以确定。

六、农田蒸散量

农田蒸散量是农田水量平衡的水分主要支出项,具有重要的理论和实际意义。

农田蒸散量由作物蒸腾和裸间蒸发两部分组成,即:

$$E_T = E_i + T \quad (2.16)$$

式中, E_T 为农田蒸散量(mm); E_i 为裸间土壤水蒸发量(mm); T 为作物蒸腾量(mm)。

水文气象界将农田(或流域)蒸散量作为水量平衡要素进行了大量的、卓有成效的研究,在观测仪器和方法、过程机制、理论分析数学模型以及时空变化规律等方面积累了大量资料,出版发表的论文和专著大大超过对其他水量平衡要素的研究,这些研究成果对土壤水资源评价无疑是十分重要的。

作物蒸腾量为农田蒸散量的生产性部分,裸间土壤水蒸发为非生产性部分。第一章中我们已经指出,蒸散量是土壤水资源的数量评价,作物蒸腾量是土壤水资源的利用部分,土壤水蒸发量是土壤水资源利用的潜力所在。从这种意义上说,农田蒸散量及其结构(蒸腾蒸发比)是土壤水资源利用程度的量度,这个问题将在第三章专门讨论。

第二节 典型农田水量平衡

利用海伦站、长武站和栾城站等1991年至1994年观测试验资料,对这些站所在自然类型区的典型农田水量平衡做初步分析,以比较它们的异同和特点。

一、东北松嫩平原黑土大豆田水量平衡(海伦站)

海伦站地处松嫩平原北部黑土区,位置为北纬 $47^{\circ}26'$,东经 $126^{\circ}38'$,海拔高度238m,地貌上属漫川漫岗波状平原,为北寒温带半湿润大陆性季风气候,年平均降水量为530mm,年平均气温为 1.5°C ,极端最高温度 37°C ,极端最低温度 -39.5°C ,有效积温 2650°C ,年日照时数为2700h,无霜期130天。土壤为中厚层典型黑

土,耕层有机质含量4.26%,全氮量0.27%,全磷量0.16%,属于中等肥力水平。土质比较粘重,但结构性好,粘而不紧,土壤水分物理性状较好,蓄水和供水能力均强。地下水埋深10~20m。农田大部分为雨养旱地,主要作物有大豆、玉米、小麦、甜菜,均为春播,一年一熟。近年来为充分利用水土资源,麦茬地种植蔬菜和套种牧草试验成功。

海伦站大豆田水量平衡详见表2.3。

表 2.3 海伦站大豆田水量平衡 单位: mm

要素 年 份	降水量	灌溉量	根系层土壤 蓄水量变化	地表径 流量	深层渗漏或 地下径流量	蒸散量
1991年	623.8	0	87.9	0	0	535.9
1992年	475.4	0	-31.0	0	0	444.3
1993年	564.5	0	34.7	0	0	529.9
1994年	429.4	0	-58.4	0	0	487.8
平均	523.3	0	8.3	0	0	499.5
通肯河流域	530.0	—	—	76.0	1.5	452.5

黑土区大豆田年水量平衡资料说明,1991年至1994年海伦站年平均降水量523.3mm,与多年平均值(530.0mm)相近。1991年和1993年为多雨年,使根层土壤蓄水量增加,四年平均土壤蓄水量略有盈余。大豆田蒸散量平均为499.5mm,比通肯河流域年蒸散量稍多。

二、黄土高原旱田水量平衡(长武站)

长武站位于陕西省长武县洪家乡,位置为北纬35°14',东经107°41',地貌上属黄土高原沟壑类型区,农田主要分布在平坦、开阔的塬面上,塬面占当地土地面积的35%,海拔1200米,土壤为黑垆土,土质均匀,土层深厚,垦植历史悠久。该地属暖温带半湿润大陆性季风气候,年降水量584.1mm,年平均气温9.1℃,年日照时数2218.7h,日照百分率51%,年太阳总辐射482kJ/cm²,干燥度1.

41, $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温3029 $^{\circ}\text{C}$ 。无霜期171天。农田全为雨养的旱地,主要作物有冬小麦、春玉米等,一年一熟。豆科作物面积很小,另有少量牧草(苜蓿)。“七五”期间试区粮食生产水平大幅度提高,旱地小麦最高产量达4500kg/hm²。

长武站冬小麦田水量平衡详见表2.4。

表 2.4 长武站冬小麦田水量平衡

要素 年 份	降水量 (mm)	灌溉量 (mm)	地表径流量 (mm)	深层渗漏或地 下径流量(mm)	土壤根层蓄水 量变化(mm)	蒸散量 (mm)
1991年	368.8	0	0	0	-52.0	420.8
1992年	555.2	0	0	0	104.0	451.2
1993年	538.3	0	0	0	-21.2	559.5
1994年	438.6	0	0	0	-80.6	519.2
平均	475.2	0	0	0	-49.7	487.7
王东沟流域 多年平均	584.1	—	4.5	22.7	0	556.9

玉东沟是泾河支流黑河的一级支沟,流域面积 $6.3 \times 10^6 \text{m}^2$,切割深度90~160m,雨季沟中有地表径流,沟底有泉水出露,据实测资料计算,该流域的地表径流和地下径流量分别为4.5mm和22.7mm。

与玉东沟流域比较,1991年~1994年农田的降水量减少了108.9mm,减少近两成,只有多年平均值的81%,这对无灌溉条件的旱地无疑是雪上加霜。塬面地势平坦,土壤渗透性强,耕作精细,农田一般不产生地表径流。暴雨时村落、场院和道路上形成的地表径流经节节拦蓄,“水不下塬”。长武站在塬面,地下水埋藏很深(50m以上),作物根层厚达3m以上,因而无深层渗透水。土壤根系层蓄水量的增减与降雨补给的多少关系极大,只有雨量较多的1992年土壤蓄水量增加,其他三年都是负值。农田蒸散量比流域多

年平均值减少69.2mm,显然系因降雨量减少所致。这四年平均蒸散量为487.7mm,比同期降雨量略大,这是消耗了前期土壤的有效蓄水。

三、黄淮海平原雨养麦田水量平衡(封丘站)

封丘地区位于黄河以北平原的南部,为暖温带半湿润季风气候,年降水量618mm,年平均气温 14°C , $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温 4500°C ,无霜期220天。全年日照时数为2400h,年太阳总辐射 $481\text{kJ}/\text{cm}^2$ 。土壤为黄河冲积物发育而成的黄潮土,质地为砂壤土,土壤有机质含量为0.864%,全氮0.056%,地力属中等水平。地下水埋藏较浅(1~4m)。

陈志雄等在封丘站区内的一块 $66\times 100\text{m}^2$ 的农田中,连续进行了五年(1984~1989年)雨养麦田水量平衡试验研究,施肥量氮肥为 $195\text{kg}/\text{hm}^2$, P_2O_5 为 $112.5\text{kg}/\text{hm}^2$,属于充分施肥。封丘雨养麦田水量平衡关系详见表2.5。封丘地区麦季降水量162mm,量不大且强度小,未形成地表径流。头两年,浅层地下水的毛管上升水补给土壤根层水分。农田蒸散量339.7mm,其中一半以上(50.7%)为土壤根层有效储水量提供的,加上麦期的降水量,基本上能满足 $4500\text{kg}/\text{hm}^2$ 产量的需水。

表 2.5 封丘站雨养麦田水量平衡

要素 年份	降水量 (mm)	地表径流量 (mm)	深层渗漏 (mm)	毛管上升水量 (mm)	土壤根层蓄水量变化(mm)	蒸散量 (mm)
1984~1985	228.5	0	0.0	-56	-151	435.5
1985~1986	107.3	0	46.0	-18	-247	326.3
1986~1987	147.6	0	—	—	-146.2	293.8
1987~1988	150.6	0	—	—	-126.6	277.2
1988~1989	175.9	0	—	—	-190	365.9
平均	162.0	0	9.2	-14.8	-172.2	339.7

四、华北山前平原灌溉农田水量平衡(栾城站)

栾城站地处华北太行山山前平原,位置为北纬37°50',东经114°40',海拔高度50.1m,属于暖温带半湿润半干旱季风气候,年降水量536.8mm,主要集中于夏季。年平均气温12.2℃,≥10℃的积温为4232℃,无霜期200天左右,全年日照时数2521.9h,太阳总辐射524.2kJ/cm²。土壤为褐土类灰黄土,质地为中壤,有机质含量1%~1.2%,全氮0.07~0.08%,碱解氮60~80mg/kg,速效磷15~20mg/kg,速效钾150~170mg/kg。地下水埋深26~27m,水质为重碳酸钙镁型淡水,为本区的灌溉水源。

太行山山前平原光热资源丰富,水土资源优良,地势平坦,土层深厚,质地适宜,农业历史悠久。70年代实现水利化后,作物品种不断更新换代,农田物质能量投入增大,耕作栽培技术提高,以冬小麦、夏玉米为代表的粮食生产迅速发展,成为我国北方的粮食高产区。90年代初,冬小麦+夏玉米两熟制农田,单产普遍达12t/hm²,而且出现了大面积吨粮田,高产、高效和优质农业正在兴起。

栾城站冬小麦+夏玉米两熟制灌溉农田水量平衡详见表2.6。

表 2.6 栾城站冬小麦+夏玉米两熟制灌溉农田水量平衡

要素 年 份	降水量 (mm)	灌溉量 (mm)	地表径流量 (mm)	深层渗透量或 地下径流量(mm)	土壤根层蓄水 量变化(mm)	蒸散量 (mm)
1991年	344.4	326.1	0	0	-131.0	801.5
1992年	251.4	552.2	0	0	81.0	722.6
1993年	475.5	292.9	0	0	24.5	743.9
1994年	266.1	582.1	0	0	-34.8	883.0
平均	334.4	438.3	0	0	-15.1	787.8
汶河流域 多年平均	520.0	0	42.0	43.0	0	435.0

由表2.6可知,研究期间的年降水量大大偏少,比多年平均降

水量减少近200mm,这是80年代以来华北平原气候干旱的明显反映。由于降水量减少,为保证粮食高产水平,不得不大量超采地下水,导致地下水位下降速率达1m/year,严重地威胁着山前平原农业的持续发展。这几年,土壤根系层蓄水量亏多补少,农田蒸散量平均为787.8mm,代表了华北平原保灌农田的耗水水平。

第三节 农田土壤水分动态

一、农田土壤非饱和带水分状况

(一) 土壤水分的季节变化

土壤水分的季节变化取决于各个时期水量平衡要素的对比关系。水分收入大于消耗,土壤水分含量增加,反之则减少。我国东部地区由于受季风气候的影响,降水量和蒸散量有明显的季节性变化,因此土壤水分也存在着季节性变化。栾城站1986年8月~1989年7月的土壤水分变化有一定的代表性。在这几年中,1986、1987年夏季降水量偏少;1988、1989年夏季降水量较多。土壤水分动态可分为如下两个阶段:

雨季土壤水分剧烈变化阶段:6月~9月是该区的雨季,此时上层土壤含水量出现了剧烈的波动。每场雨过后,上层土壤含水量急剧上升,然后随着土壤表面蒸发失水,含水量出现急剧下降,往复循环,直至雨季结束。同时这种变化受降水年型的影响,在雨季降水较少的1986、1987年,这种变化波动较小;而在1988、1989年变化幅度较大。

旱季土壤水分缓慢变化阶段:雨季过后,表层土壤含水量在失水至某一程度后,维持相对稳定的状态。在冬季,当出现降水或降雪过程后,上层土壤含水量增加,冬季蒸发力小,土壤的失水就较慢。20cm处土壤湿度一般维持在11%左右。

(二) 非饱和带土壤水分与水势剖面特征

非饱和带土壤水分剖面观测井设置在栾城农业生态系统站的农田水分观测场,用以探索山前平原地下水埋深较深情况下的非

饱和带水分变化特点及其对其它水文过程的影响。

观测井内设置测定土壤含水量的取土孔(三个),测定土壤水势的负压计(15支)和五个盛接重力水的托盘。

1. 土壤含水量剖面

1986年5月20日、10月31日和1987年3月8日的土壤含水量剖面详见图2.7。由图2.7可见,除表层土壤含水量受外界环境影响变化较大外,其余土壤含水量剖面分布特征是一致的。2.5~5m 土壤含水量为24%左右,接近田间持水量。5~9.5m 砂层的含水量仅5%,9.6~12m 土壤含水量为20%左右。这种一致性说明竖井式观测井的土壤含水量资料具有相当的实用精度。

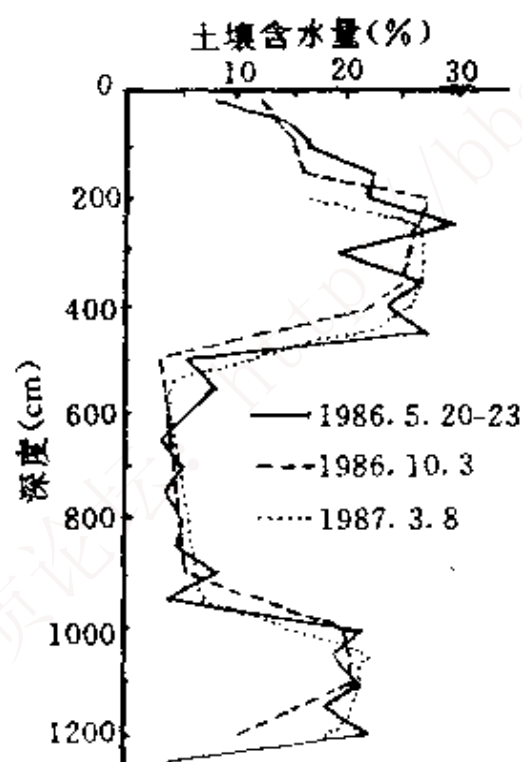


图 2.7 观测井1986~1987年三次土壤含水量分布的比较

2. 水势剖面

观测井1987年4月~7月土壤水势随深度的分布情况如图2.8所示。四次观测结果除2.5m 以上有变化外,其他是相当一致的。

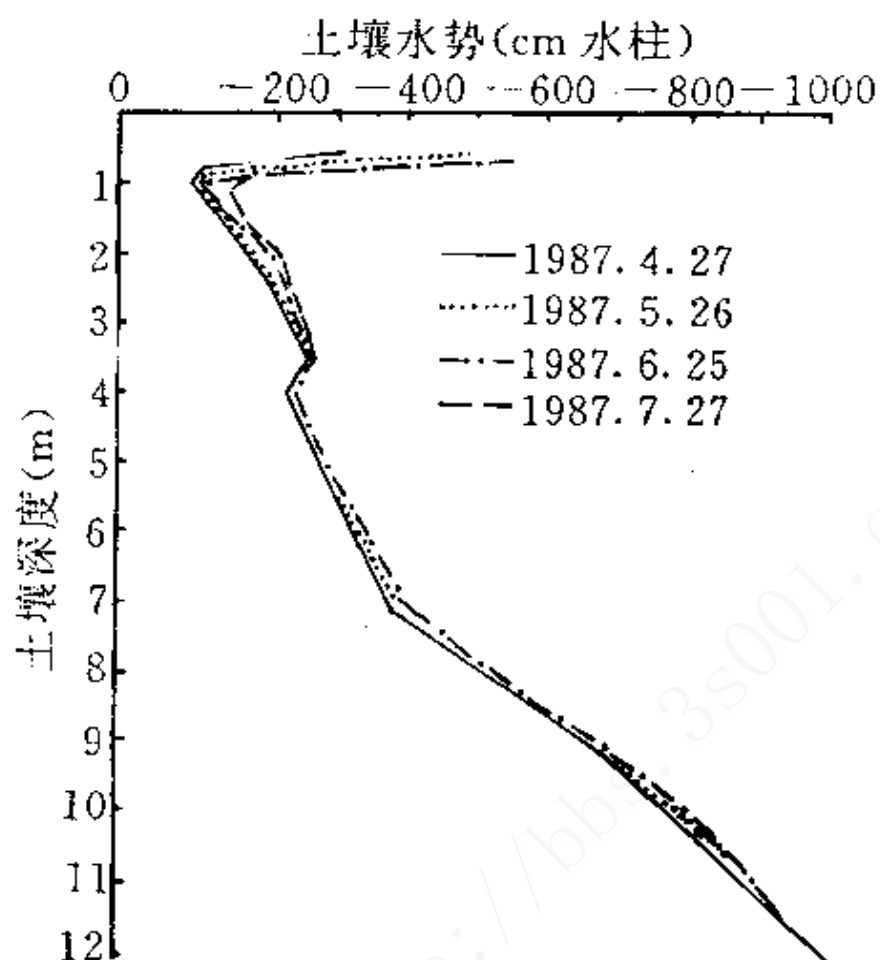


图 2.8 观测井1987年春、夏水势随深度的分布

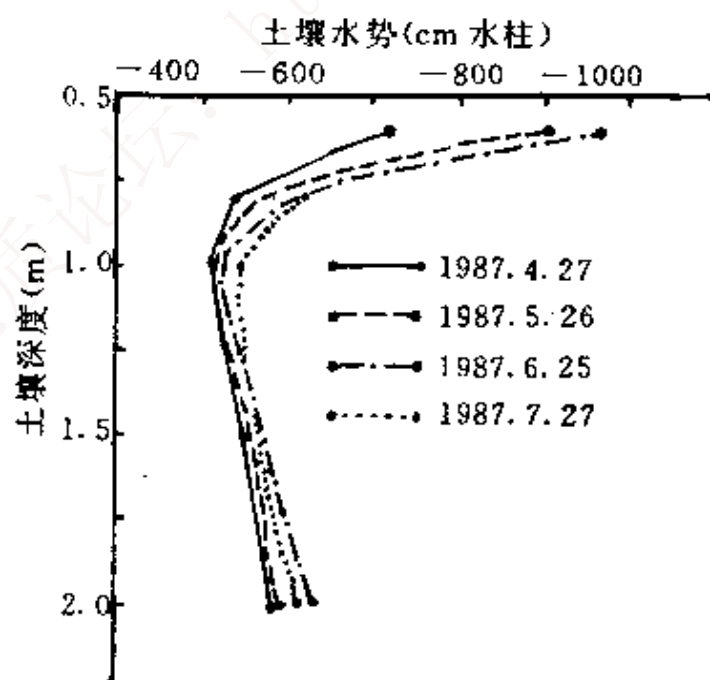


图 2.9 2米以上土层的水势随深度的分布

1987年春夏自然降水很少,在无灌溉的条件下,表层土壤因蒸发而变干,在1m以上土层中水势自上而下有规律地增大,1m处达最大值(-500~-550cm水柱)。该处土质为亚粘土。1m以下,水势随深度增加而变小。1m处是否存在零通量面是一个值得注意的问题。根据零通量面的定义, $\frac{\partial \psi}{\partial z}=0$,这里应该是零通量面。这样,在地下水埋深较大的山前平原,零通量面的深度可能多在1m左右,如图2.9所示。

二、不同植被条件下农田土壤水分动态

丘山、程维新于1982年4月至1983年6月在山东禹城试验区进行了不同作物条件下农田土壤水分动态的研究。可代表黄淮海平原地下水埋深较浅情况下农田土壤水分的变化。

图2.10为裸地土壤水分动态,0~25cm的耕作层受降雨、蒸发影响剧烈,土壤水分变化较大,在4~7月期间,土壤水分相对较低,特别是6至7月,原因是此间降水虽多,但入渗不多,而气温已经升高,空气干燥,蒸发旺盛,因而消耗了大量的浅层土壤水。在5月中旬期间,反映出浅层土壤水分稍多,是由于5月12日大于20mm的降水所致。7月中旬至9月中旬,浅层土壤水分丰足,9月中旬至11月中旬,浅层土壤水分又急剧减少,是由于雨季过后,降水急剧减少,而气温尚高,因而蒸发仍很旺盛,消耗大量浅层土壤水的缘故。11月中旬至翌年4月中旬,降水明显减少,气温低,蒸发弱,浅层土壤水分变化平缓。浅层土壤水分的年变程与黄淮海平原的“春旱、夏涝、晚秋又旱”的降水年变程相一致。

在冬小麦-夏玉米一年两熟农田中,由于全年都有作物覆盖,因而土壤水分除消耗于土壤蒸发外,还有相当数量消耗于植物蒸腾。从土壤水分变化曲线图(图2.11)可以看出,与裸地相比,“春旱、夏涝、晚秋又旱”的特征表现得更为突出,更为典型。特别是在冬小麦生长最旺盛的5、6月份,由于植物全部覆盖地面,蒸散量大于裸地表面的蒸发量,因而消耗了大量的浅层土壤水分,使得土壤

水分由深至浅急剧减少的现象非常明显。

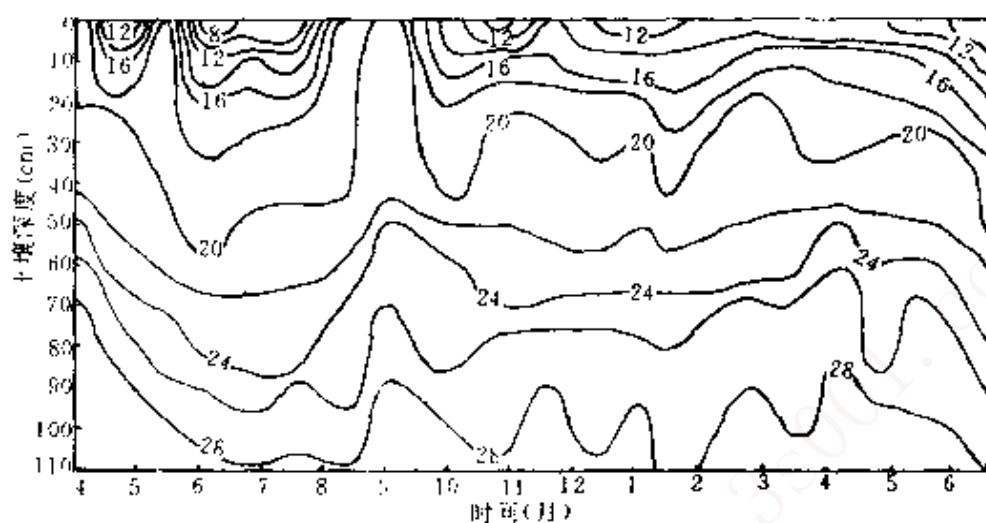


图 2.10 裸地土壤水分动态

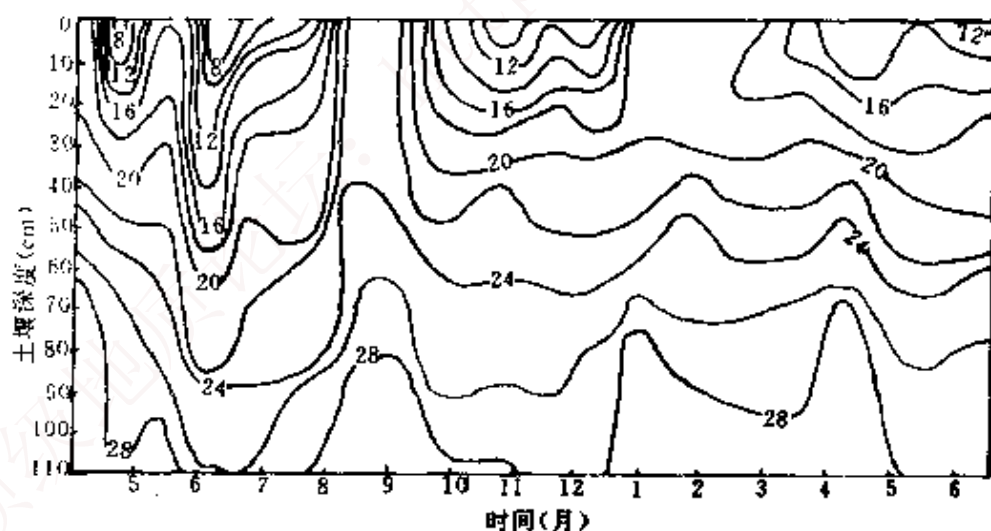


图 2.11 粮食作物地土壤水分动态

棉田0~50cm,特别是耕层土壤水分明显受控于天气状况和作物生长,详见图2.12。4月中旬至5月中旬,浅层土壤水分开始出

现降低的趋势,既是因为气温升高,空气干燥,土壤蒸发增大,也是因为棉花开始生长,有了植物蒸腾的缘故。7月到8月中旬,虽然雨季已经来临,但因棉花生长旺盛,蒸腾增大,浅层土壤水分由深至浅急剧减少更为明显。9月中旬至11月中旬,土壤水分减少则是由降水减少所致。6月下半月浅层土壤水分增多,则是因为降雨和灌溉的原因。而8月中旬至9月中旬,浅层土壤水分增多,则主要是雨季降水及其滞后的影响。

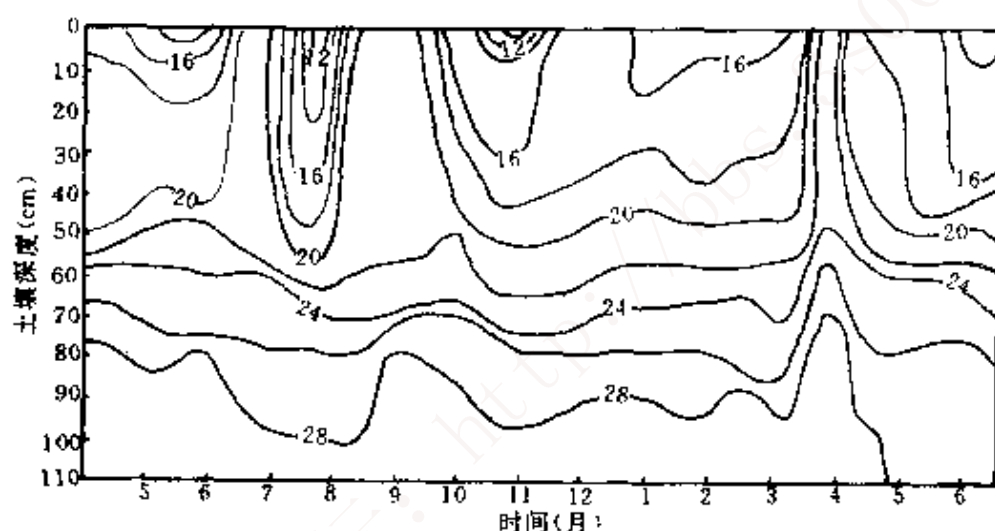


图 2.12 棉田土壤水分动态

总的来看,浅层土壤水分受气候、作物、灌溉影响较大,季节变化明显,裸地因没有作物覆盖,土壤蒸发强烈,而有作物覆盖的农田,虽增加了作物蒸腾,但却减少了土壤蒸发量,其耕层土壤水分并不比裸地少,将土壤休闲撂荒是对土壤水分的最大浪费;而在所有情况下,50cm 以下土层的土壤水分充足,土壤含水量一般在20%以上,上下变化相对平稳,特别是其季节变化与浅层相比更为稳定。因此,如何充分利用50cm 以下的深层土壤水分,具有十分

重要的意义。

三、农田土壤水分动态模拟

土壤水分动态模拟研究方面近年来有了较大进展,在农业管理系统中起着重要作用,这里仅对根据水分平衡理论建立的作物根层土壤水分动态的模拟模型进行探讨。

土壤水分平衡方程可表示为:

$$P + I - R - D - ET - \Delta W = 0 \quad (2.17)$$

式中, P 为降水, I 为灌溉, R 为径流, D 为深层渗漏, ET 为作物蒸散, ΔW 为土壤含水量的变化, 当第 n 时段的土壤水分含量 W_n 已知时, 利用下式可求得第 $n+1$ 时段的土壤水分含量 W_{n+1} 。

$$W_{n+1} = W_n + P + I - R - D - ET \quad (2.18)$$

对地下水埋深很深、地势平坦、降水量小于潜在蒸散量的山前平原地区, 渗漏 D 可认为是0, 也基本不产生径流 R , (2.18) 式可简化为:

$$W_{n+1} = W_n + P + I - ET \quad (2.19)$$

农田实际蒸散量 ET 可表示为:

$$ET = f(S, P, A) \quad (2.20)$$

式中, S 、 P 、 A 分别代表土壤因子、植物因子和大气因子, 可分别取土壤水分含量 W 、植被蒸散系数 K_c 和潜在蒸散 E_o 来分别代表上述三类因子对农田实际蒸散的影响。因此(2.20)式可写成为:

$$ET = K_c \cdot E_o \cdot g(W) \quad (2.21)$$

以 Penman 公式为基础计算 E_o , 具体年份的 E_o 计算采用 E_o 与蒸发器蒸发值的回归关系进行求算。蒸散量与土壤水分的关系 $g(W)$ 比较复杂。通常人们多采用土壤有效水分含量与蒸散的关系来进行计算。对于这种关系, 不同作者得出不同的模式和曲线, 在此我们采用已得到广泛应用的三段线性模式, 即:

$$g(W) = \begin{cases} 0 & W < W_z \\ (W - W_z) / (W_K - W_z) & W_z \leq W \leq W_K \\ 1 & W > W_K \end{cases} \quad (2.22)$$

式中, W_K 和 W_z 分别为土壤临界含水量和蒸散等于0时的含水量。对于作物的不同生育时期, W_K 和 W_z 值也有所不同。一般认为, 裸地临界含水量即为田间持水量 F_c , W_z 为凋萎点 W_p 。随着作物的生长发育, 根系和叶面积不断增大, W_K 和 W_z 值将有所下降。当叶面积系数最大时, 取 W_K 为田间持水量的70%, 取 W_z 为最大吸湿度 $= 0.75 \times W_p$, 通过线性关系可得 W_K 和 W_z 的计算公式:

$$\begin{cases} W_K = (1 - 0.3LAI/LAI_{max}) \cdot F_c \\ W_z = (1 - 0.25LAI/LAI_{max}) \cdot W_p \end{cases} \quad (2.23)$$

利用上述模型, 张喜英对太行山山前平原栾城站自然状态下裸地的土壤水分进行了模拟计算, 图2.13所示1988年1m土层蓄水量变化的测定值和模拟值, 结果令人满意。

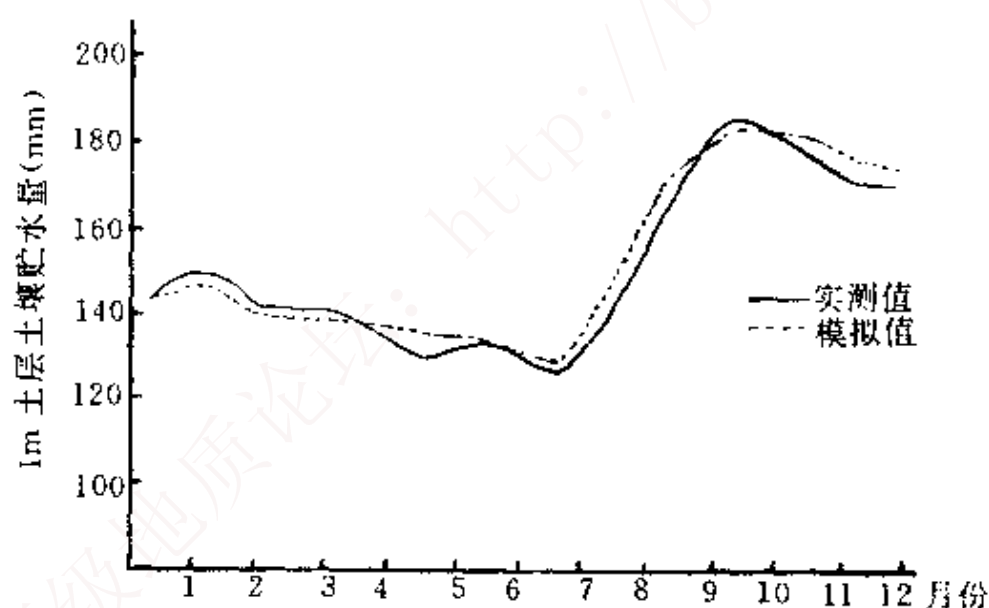


图 2.13 1988年实测1m土层含水量与模拟值比较

参考文献

- 陈志雄. 农田水量平衡. 土壤学进展, 1985(1): 1~8
程维新, 赵家义. 关于凝结水及其在水分平衡中的作用的初步研究. 华北平

- 原水量平衡与南水北调研究文集. 北京: 科学出版社, 1985
- 洪宝鑫. 旱作物利用地下水的实验研究. 地理研究, 12(3): 107~113
- 丘山, 程维新. 不同植被下的土壤水分动态研究. 中国科学院禹城综合试验站年报, 北京: 气象出版社, 1991
- 任鸿遵等. 实测降水的订正, 水量转换实验与计算分析, 北京: 科学出版社, 1988
- 王绍仁等. 生态农业实验研究. 北京: 中国科学技术出版社, 1994
- 王树森. 土壤水分模拟与调控. 作物与水分关系研究, 北京: 中国科学技术出版社, 1992
- 习耀国. 渭北旱原的土壤蒸发和水分平衡. 干旱地区农业研究, 1990(1): 70~74
- 由懋正, 黄荣金. 海河低平原水土资源与农业发展研究. 北京: 科学出版社, 1991
- 袁小良, 由懋正等. 地下水埋藏较深情况下的土壤水分剖面试验. 水量转换实验与计算分析, 北京: 科学出版社, 1988
- 张书函等. 农田潜水蒸发的变化规律及其计算方法研究. 西北水资源与水利工程. 1995(1): 9~15
- 张喜英, 袁小良等. 太行山山前平原土壤水分动态规律. 生态农业实验研究. 北京: 中国科学技术出版社, 1994
- 张孝中等. 渭北旱原土壤水分动态规律研究. 干旱地区农业研究, 1990(4): 27~35
- 周凌云. 封丘地区雨养麦田的水分供应和产量潜力. 土壤学报. 30(3): 297~303
- Будаговский А. И. Ресурсы почвенных вод и водообеспеченность растительного покрова. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 1985(4): 3~13
- Будаговский А. И. Гусев Е. М. Почвенные воды. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 1989(5): 16~27

第三章 农田土壤水资源评价

第一节 土壤水库——土壤蓄存水分的场所

土壤水库是人们仿照地面水库而提出的一个新概念。土壤水库,顾名思义,是认为土壤具有蓄水库容,像地面水库那样,蓄存一定的水量供人类利用。但是,土壤水库又不同于地面水库,它很难完全由人工建造,库容大小取决于土壤类型和非饱和土壤层的厚度,要求有足够的水源补给,蓄存的水分主要是毛管水,水库的调度靠土壤入渗和作物吸水利用来实现。此外,这里所指的土壤水库均为单位面积土壤的蓄水能力和蓄水量,即折算为水层深度(以mm计)而不用蓄水的体积(以 m^3 计),这是为了便于比较和研究的需要。如要求得某一面积上土壤库容及其蓄水量的多少,乘以同类土壤的面积即可。

一、非饱和带土壤层及其界面

从地表面至地下水面之间,土壤孔隙中含有一定数量的空气,土壤水分经常呈非饱和状态,故称非饱和带,又称通气带或包气带(aeration zone),其厚度随地下水位埋深不同变化很大,从地下水浅埋地区的几十厘米、几米至地下水深埋地区的几十米甚至几百米。同时,同一地点通气带的厚度也随地下水位升降而变化。非饱和带土壤层从地表面开始向下,依次可划分出耕层、根系层、毛管上升带和地下水面等五个界面(图3.1),这些界面是水分能态变化大和水量交换强烈的地方,是非饱和带土壤水分研究的重点所在。

广义的土壤水库应是整个非饱和带土壤层的蓄水空间。但是从土壤水资源评价和利用来看,以植物根系层的深度作为土壤水库的深度更有意义。理由一是根系层的土壤水分能直接提供植物

利用；二是根系层土壤水分参与水分循环，不断得到补给和消耗。而根系层以下的土壤水分难以为植物利用，且变化也较小。在一般降雨和合理灌溉条件下，渗透到根系层以下的水量很少甚至可忽略不计。在地下水埋藏浅的地区，地下水位上升接近或者达到根系层，根层土壤水分得到地下水的补给，使地下水转化为土壤水。在地下水深埋（大于 7m）的地区，只有当根系层土壤的水势小于下层通气带的水势时，距根层底界较近的水分上移补充根层，但其水量有限，而且如果不能及时得到补给，反而会使根层水分下移。所以根系层以下的通气带虽有库容，却很难利用。

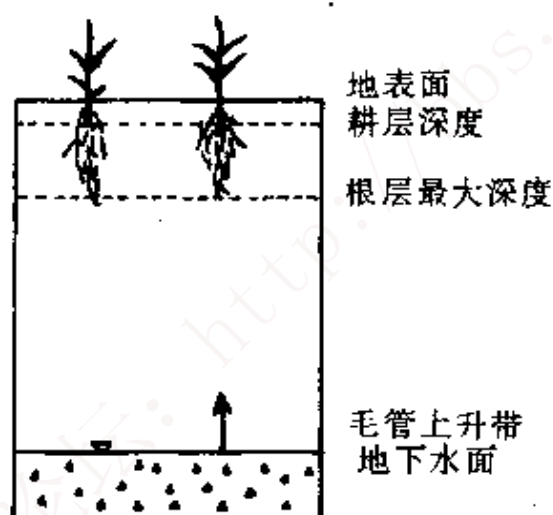


图 3.1 非饱和土壤层及其界面

如前所述，我们定义的土壤水库为根系层（从土壤表面到根层底界）土壤的蓄水库容。

根系层是通气带的最上部分，是植物生长发育和水分交换最为活跃的土壤层。

植物靠根系从不同深度吸收土壤水分。不同植物的根深差别很大。栎树的根可达 20m。各种作物的根深亦有差异。虽然小麦、

玉米等粮食作物的主要根系分布在 50cm 以上的土层,但冬小麦最大根深在 2m 以上,黄土高原旱地小麦根深达 3.7m。高粱、谷子、大豆的根深都在 1m 以上。向日葵、油菜等油料作物根系深度较浅,但都能从 1m 以下土壤中吸收水分。棉花根深 2m,苜蓿的根可达 6~8m。灌溉作物根系浅,旱地作物根系下扎的深度大,在干旱、半干旱地区有“根找水”的现象,有时根系可下扎到地下水面附近。就大多数作物来看,根系的深度多在 2m 以内,其吸水深度也很少超过 2m。因此,为了计算方便和能够对比,我们以 2m 土层作为根系层的厚度,亦即土壤水库的垂向深度。在以后的讨论中,除特别注明外,一般均以 2m 土层作为根系层或土壤水库的深度。

二、根系层土壤的蓄水能力(库容)

土壤的蓄水能力是土壤水调控和利用的基础,它依土壤类型、结构、质地和地下水埋深等因素有很大差异。如前所述,土壤水库的垂向深度以根系层深度为准,所以我们所讨论的根系层土壤蓄水能力即土壤水库的蓄水能力。这里需要说明的是,有库无水者称为蓄水能力或蓄水库容,库中有水者称为蓄水量或储水量,以免造成误会。

土壤水库的调蓄能力可用三个基本土壤水分常数即饱和含水量(θ_s)、田间持水量(θ_f)和凋萎湿度(θ_w)来计算(图 3.2)。此时, $\theta(h)$ 常用容积含水量表示。土壤水分资料为重量百分比时需乘以土壤容重换算为容积含水量。

根系层饱和蓄水能力即土壤水库的总库容(V_s)是指根系层土壤为水所饱和时的蓄水量:

$$V_s = \int_0^H \theta_s(h) dh \quad (3.1)$$

式中: V_s 为饱和蓄水能力或总库容(mm); θ_s 为饱和含水量(%); H 为根系层深度(cm)。

饱和蓄水能力是土壤所含水分的最大容量。在天然条件下只有遇到特大暴雨或河流泛滥时,低洼地被水淹没而使土壤水分达

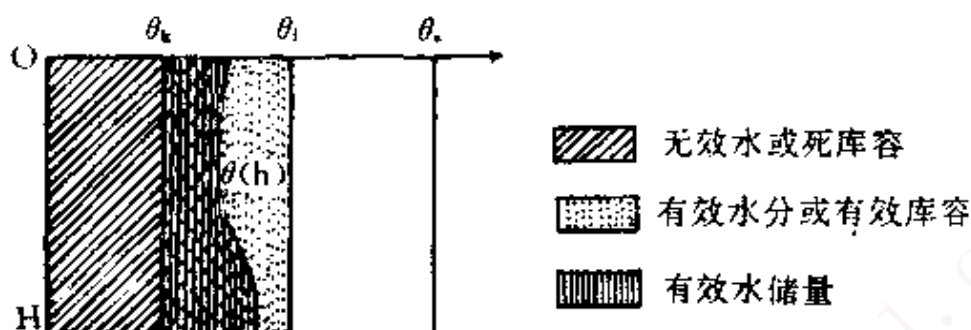


图 3.2 土壤水库水分常数示意

到饱和状态或者地下水位上升到地表使土壤达到饱和。在大多数情况下,雨强大于入渗强度即出现超渗产流,由于入渗、径流和蒸发,农田土壤不会长时间处于饱和状态的,否则将对农作物生长造成危害。

对于土壤水资源评价和作物利用来说,田间持水量和凋萎湿度及其相应的蓄(持)水能力是十分重要的两个土壤水分常数。超过田间持水量的重力水不可能长时间保留在土壤中,故田间持水量可作为最大蓄水能力。凋萎湿度以下的土壤水分不能为植物所利用,为无效水分,其相应的库容为“死库容”。田间持水量与凋萎湿度之间为有效水分容量,实际上是有效蓄水能力,相当于土壤水库的“有效库容”。

当根系层土壤为非均质时,田持时蓄水能力、凋萎蓄水能力(死库容)和有效蓄水能力(有效库容)可表示为下:

$$V_f = \int_0^H \theta_f(h) dh, V_k = \int_0^H \theta_k(h) dh$$

$$V_e = \int_0^H [\theta_f(h) - \theta_k(h)] dh \quad (3.2)$$

式中, V_f 、 V_k 和 V_e 分别为最大蓄水能力,死库容和有效蓄水能力

(有效库容)。

表 3.1 我国北方几个台站土壤水库的蓄水能力(0~200cm)

水分常数及其 蓄水能力 站(地区)	容重 g/cm ³	V _S		V _f		V _K		V _e	
		$\theta_s, \%$	mm	$\theta_f, \%$	mm	$\theta_k, \%$	mm	$\theta_e, \%$	mm
海伦(松嫩平原)	1.30	33.0	858.0	29.9	777.4	11.8	306.8	18.1	470.6
栾城(华北山前平原)	1.52	29.0	870.0	23.5	714.4	8.6	261.4	14.9	453.0
南皮(华北低平原)	1.40	27.9	782.0	22.0	616.0	7.98	207.5	14.0	408.5
长武(黄土高原)	1.30	33.1	860.0	21.9	569.4	7.5	195.0	14.4	374.4

从我国北方几个有代表性的生态站土壤水库的蓄水能力(表 3.1)可知,东北松嫩平原、华北平原和黄土高原土壤的饱和蓄水能力大都超过 800mm,其中栾城站最大,达870.0mm。田持时的最大蓄水能力为 569.0~777.4mm,海伦站最大,长武站最小,对这些地区多年平均降水量(500~600mm)而言,土壤水库的最大蓄水能力可一次性接纳全年降水。从最大蓄水能力中扣除凋萎持水量(死库容)所得的有效库容介于 374.4~470.6mm,一般都超过当地一次暴雨的降水量,换句话说,如果有足够的入渗时间,一次暴雨的降水量完全可以为有效库容所调蓄。实际上,如果降水强度超过入渗率,则有超渗产流发生,有效库容未必都能完全充满。

三、根系层土壤的蓄水量和有效调蓄能力

实际上,任一时刻根系层土壤总是含有一定的水量,且一般大于凋萎湿度。

设某时刻根系层土壤含水量为 $\theta(h)$,则其相应的蓄水量为:

$$W_a = \int_a^H \theta(h) dh \quad (3.3)$$

式中, W_a 为根系层土壤的蓄水量,或称储水量、贮水量等,以 mm 计或以 m³/hm² 计,表示此时根系层实际蓄存的水量,其中有效水储量为:

$$W_e = W_a - V_k \quad (3.4)$$

而有效调节库容为: $V_{ae} = V_i - W_a$ 。显然 $V_{ae} \leq V_e$ 。

我国北方几个台站不同季节根系层土壤的蓄水量、有效水量和有效调节库容见表 3.2。由表 3.2 可知,春季根系层蓄水量介于 410.8~769.0mm,有效水分介于 215.8~462.2mm 之间,都是海伦站最多,长武站最少。相应地,海伦站有效调节库容春季也最小,

表 3.2 我国北方几个台站根系层土壤蓄水量及调节能力 (mm)

土壤蓄水量及有效库容 台 站	春(4月中旬)				夏(7月中旬)			
	W_a	V_k	W_e	V_{ae}	W_a	V_k	W_e	V_{ae}
海伦	769.0	306.8	462.2	8.4	643.6	306.8	336.8	133.8
栾城	545.8	261.4	284.4	168.6	489.8	261.4	228.4	224.6
南皮	541.9	207.5	334.4	144.8	581.0	207.5	373.5	105.7
长武	410.8	195.0	215.8	158.6	364.0	195.0	327.6	205.4
土壤蓄水量及有效库容 台 站	秋(10月中旬)				冬(1月中旬)			
	W_a	V_k	W_e	V_{ae}	W_a	V_k	W_e	V_{ae}
海伦	754.8	306.8	448.0	22.6	—	—	—	—
栾城	602.4	261.4	341.0	112.0	—	—	—	—
南皮	560.2	207.5	352.7	126.5	551.0	207.5	343.5	135.7
长武	436.8	195.0	241.8	132.6	410.8	195.0	215.8	158.6

仅 8.4mm,说明海伦站春季根系层土壤蓄水量已接近田持蓄水量。春季栾城、南皮和长武站根系层蓄水量较少,而有效调节库容达 150mm 左右。夏季各站根系层土壤蓄水量除南皮站略有增加外,其他各站均小于春季,有效水分有增(南皮、长武站)有减(海伦、栾城站),介于 228.2~373.5mm 之间,而有效调节库容除南皮站减少外,其他三站都有增加,海伦站达 133.8mm,比春季增加

了 125.4mm,说明作物生长利用了较多的有效水而使有效调节库容增大。秋季各站根系层蓄水量有较多增加,为 436.8~754.8mm,有效水分 241.8~448.0mm,有效调节库容相应减少,为 112.0~132.6mm,海伦站最小,仅22.6mm。冬季各站根系层土壤蓄水量变化较小。

由于根系层土壤蓄水量和有效水储量随着季节有明显的动态变化,有效调节库容则发生相应的变化,前者增加,后者减少,前者减小,后者增大。各站春末夏初雨季开始前,根系层有效调节库容为 130~160mm,就是说,在不产流的情况,一次降水量 130~160mm 才能使根系层土壤含水量达到田间持水量,这就是为什么 70 年代以来我国北方平原地区农田地表径流减少的主要原因。

四、土壤水库的调节作用

土壤水库的调节作用主要取决于有效库容、水源补给和人们对土壤水的保护利用。

大家知道,埋藏较深的地下水库(含水层)是没有蒸发损失的。地面水库的水面面积和其蓄水库容比较是相对小的,因而蒸发损失虽然难免,但其水量损失的比例并不很大。土壤水库则不同,一是它与地面水库一样,直接暴露于大气,蒸发面积与库容或蓄水量成正比关系,如果土壤水不能及时充分利用,土壤水的蒸发是不可避免的。二是土壤水库的调节也不像地面水库的调蓄调度那样人为因素的作用大,对它的调节作用在于如何保护和利用。

刘昌明给出表征土壤水库有效性指标,可用某一有效水量与土壤有效库容(V_e)的比值来表示:

$$\lambda_e = \frac{\theta(h) - \theta_s(h)}{V_e} \quad (3.5)$$

式中, $\theta(h)$ 是土壤含水量, λ_e 为有效水系数, $\lambda_e=1$ 时,表示有效库容蓄满, $\lambda_e=0$ 时,表示有效水量为零。

土壤的调节系数(λ_r)为:

$$\lambda_r = 1 - \lambda_e = \frac{\theta_f(h) - \theta(h)}{V_e} \quad (3.6)$$

λ_r 值介于 0~1 之间。

可调节能力 $\theta_r(h)$ 为：

$$\theta_r(h) = \lambda_r V_e = \lambda_r [\theta_f(h) - \theta_k(h)] \quad (3.7)$$

或者

$$\theta_r(h) = \theta_f(h) - \theta(h)$$

表 3.3 我国北方几个台站不同季节土壤水库有效性指标(λ)

λ_e 台站	春	夏	秋	冬
海 伦	0.595	0.433	0.576	—
栾 城	0.398	0.320	0.477	—
南 皮	0.543	0.606	0.573	0.558
长 武	0.379	0.575	0.425	0.379

当土壤含水量接近或达到田间持水量时,土壤水库的调节能力很小甚至为零。而当土壤含水量很低或降至凋萎湿度时,土壤水库腾空,有效库容最大,因而调节能力也最大。由此可见,土壤水库的调节作用与蓄水程度有关,后者主要取决于雨季的降水量,灌溉是人工对土壤水库蓄水的补充。我国北方大部分地区属于季风气候,雨季高温多雨,此时既是土壤水库的水量补给时期,也是土壤水库水量的消耗时期,补给量与消耗量相抵,补给大于消耗,到雨季末期土壤水库蓄水量大多达到最大值,有的接近蓄满(如海伦站)。冬半年为旱季,此时气温降低,干旱少雨,为土壤水库蓄水的消耗时期,越冬作物(如冬小麦)依靠土壤储水来保证其水分供应。

因此,土壤水库的调节作用既要求有足够的有效库容,又要求有一定的补给水源,有库无水或者有水无库,都不能起到应有的调节作用。

另一方面,土壤水库的调节作用表现为对土壤水的保护和利

用,保护和利用的关键在于减少土壤水的蒸发,满足植物的蒸腾用水,提高农田土壤水分的利用效率。土壤水的保护与利用将在第四章专题讨论。

第二节 农田土壤水资源评价原则

一、作为自然资源的水资源评价

本世纪 50 年代以来,随着社会经济的发展和人口的迅速增长,人们对自然资源的需求、开发和利用规模愈来愈大,自然资源的永续利用已成为各国政府和各界人士关心的重大社会问题。

根据《辞海》的定义,资源乃是“资财的来源。一般指天然的财源”。自然资源是人类赖以生存的主要资源。牛文元给自然资源下的定义是:“对自然系统而言,人在自然介质中可以认识的、可以萃取的、可以利用的一切要素及其集合体,包括这些要素互相作用的中间产物或最终产物,只要它们在生命建造、生命维系、生命延续中不可缺少;只要它们在经济系统中构成必需的‘投入’并产生积极效益;只要它们在社会系统中带来合理的福祉、愉悦和文明,即称之为自然资源”。这个定义虽然长一些,但较全面。自然资源的本质一是它存在于自然界,二是它与人类开发利用联系在一起。水资源完全具有自然资源的这些特性,且是最重要的自然资源之一。

由于自然资源的类型和存在形式的差异,资源的数量评价方法各不相同。自然资源分为可再生资源 and 不可再生资源两大类。不可再生资源如各种金属和非金属矿产资源(石油、煤、铁、铜等)的数量用其储量和品位来评价,诸如地质储量、开采储量等,用体积(m^3)或重量(吨)表示资源量的大小。

可再生资源有水资源、森林资源、气候资源等,对这些资源进行评价,不仅要注意它的存在状态,更要注意它的循环和再生的特点,因此,应该采用其循环量、生长量或可更新量等来表征资源的数量。在以下的讨论中,我们暂不涉及可再生资源的质量,因为这

是另一专门问题。

如前所述,水资源属于可再生资源,它的水体资源用其状态(水域面积、水位、水深等)和储量表征无疑是完全正确的。但水量资源的评价就要复杂得多。十分遗憾的是,在水资源评价研究中,经常发生用瞬时储量来评价水量资源的现象。

事实上,地表水资源的数量评价几乎没有人用瞬时河槽水储量来表征,因为它远远小于年循环量。以水分循环理论为指导的地表水资源评价一开始就把年径流量作为研究的对象。

然而,地下水资源的评价却走了一段相当长的弯路。除了地下水体这一埋藏于地下含水层中相对于河川径流的运动速度小得多之外,起初人们把它当作一般矿产资源来看待是个重要原因。本世纪 50、60 年代我国迅速发展的经济建设向地质部门提出了勘探水源的任务,为此,各地开展了大规模的水文地质调查和勘探工作,取得了大量地质资料,提交了地下水储量勘探报告,为建设部门供水提供了一定的依据。但是,在地下水资源数量评价方面采用的是“储量”勘探方法,往往给出了数量巨大的“静储量”。后来,随着认识的深入和发展,提出“动储量”、“调节储量”和“开采储量”等概念和计算结果。70 年代我国水资源研究全面铺开,水文水利部门在研究地表水资源的过程中,发现河川径流中的“基流”属于流域的地下水补给,是河流排泄的地下水资源,参与流域的水分循环,从而可用水文学方法即用水文资料(不是地质资料)和水量平衡法研究流域地下水径流量,以此来代表地下水资源,这就是应用广泛的流量过程线分割法。这种方法从宏观上给出了地下水资源的流域(或地区)平均值,特别是在山(丘)区流域地下水资源评价中发挥出无可比拟的优越性。用水文学方法评价地下水资源的数量是该领域研究的重大突破,其结果符合水量平衡原理。流量过程线分割法用于平原流域或流域的平原部分地下水资源的研究则因在这些地区河流水位高于沿岸地下水位而渗透补给地下水遇到了较大困难,于是以地下水的天然补给量(降雨入渗、地表水渗透、灌溉回

归水等)为基础的地下水资源评价方法得到广泛应用,且获得了较好的结果。

总之,用水文学方法求得参与水分循环的那部分地下水作为地下水资源的数量评价终于解决了这一难题,进而扣除地表水和地下水之间的互相转化导致的重复量,得到一个流域或地区的传统水资源整体评价,从而在理论和实践上完成了作为可再生自然资源的传统水资源数量评价。在传统水资源评价研究中,没有涉及土壤水的资源评价问题。

二、土壤水的储量与循环量

(一)土壤湿度与土壤蓄水量

土壤湿度或土壤含水量(率)是常用的术语,表示某地某一时刻土壤中所含的水分多少,是个状态变量,即:

$$\theta = f(s, t)$$

式中, s 为空间, t 为时间。

土壤湿度是农学家和农民特别关注的土壤水分参数,它直接关系到土壤对植物(包括作物)的水分供应状况,土壤湿度过大(过湿)或过小(过干)都对植物生长发育产生不良的影响。在农业实践中,常用重量百分比表示土壤湿度的大小,并与该土壤的田间持水量比较,确定植物生长过程中,土壤湿度是适宜还是不适宜或者水分亏缺的程度。关于土壤水分及其有效性研究,学术界已做了大量工作,至今仍然是节水农业研究的热点。

土壤蓄水量或者土壤水储量是指某一时刻一定深度内土壤层实际蓄存的水量,它是土壤湿度 $\theta(h)$ 的函数,由土壤湿度的实测值逐层计算累加而得:

$$W_s = \sum \theta(h) \Delta h \quad (3.8)$$

式中, W_s 为土壤蓄水量, $\theta(h)$ 土壤湿度, Δh 土层厚度。由表 3.2 可知,土壤蓄水量因地、随时而有很大的动态变化,同一时期不同地点土壤蓄水量不同,同一地点不同时间土壤蓄水量也不同。这里需要特别强调的是,土壤蓄水量与给定的计算深度有关,也就是

说,我们在讨论土壤水的储量时必须声明所指的深度,否则容易造成混乱。同时,从农田水分循环和水量平衡来看,土壤蓄水量是一个水量平衡要素,因此,计算土壤蓄水量的深度不能随意给定,正确的深度应是植物根系层的深度,对于农田,通常取 2~3m 为宜,该深度内的土壤水分是参与循环的活跃分子。

(二)土壤水的储量和交换周期

如前所述,由于土壤蓄水量时空变化很大,而且观测资料缺乏,准确地估算土壤水的储量实为一大难题。李沃维奇早期估算的全球陆地土壤水储量为 $65 \times 10^{12} \text{m}^3$,70 年代为 $83 \times 10^{12} \text{m}^3$,折合平均水深 570mm,这是土壤水的天然储量,约占全球水圈淡水储量的 0.3%。李氏称这是由水量平衡法求得的。土壤水储量虽然不很大,但由于它的不断循环,交换迅速,且与生态系统中生物过程有密切联系,其生理生态意义是十分重要的。

水分循环与水量交换是水体活动性的一种量度,土壤水的总储量与其参与水分循环量之比称为土壤水的交换周期(d):

$$d = \frac{S}{\Delta s} \quad (3.9)$$

式中: s 为土壤水的储量,以 m^3 或 mm 计; Δs 为土壤水的循环量,以 m^3/a 或 mm/a 计; d 为交换周期,表示土壤水储量完全更新一次所需的时间,通常以年计。

一般认为,土壤水在水分循环过程中,主要表现为明显的季节变化,即在一年之内,土壤水不断得到补给与消耗,年际间也有一定变化,例如多雨年土壤水储量增加,少雨年减少,但变化较小,特别是在天然情况下,未曾发现有单向变化的趋势。因此,学术界把土壤水交换周期定为一年,即 $d=1$ 年。

十分有意思的是,李沃维奇估算的全球陆地土壤水储量为折合水深为 570mm,这与陆地外流区总蒸发量(560mm)十分接近,而蒸发量是土壤水参加水分循环的消耗量,这并非巧合,而是反映出土壤水这种水体的水量一年能更新一次的基本特点。

三、土壤水的补给与消耗

在第二章中我们着重讨论了农田水分循环和水量平衡,这是评价土壤水资源的基础。在水分循环过程中,土壤水经常得到补给,也不断消耗掉,用它的补给量或消耗量来作为土壤水的资源评价,是符合水量平衡原理的,具有实际应用价值。

(一)用补给量评价

农田水分补给量是土壤水的收入来源,扣除其重复量和损失量是土壤水库的纯收入,即各种补给量转化为土壤水的部分。

冯谦诚等用确定土壤水总补给量的方法来求当地的土壤水资源量,即:

$$\sum (P_s + \epsilon + C_m) = \sum (E + T) + \sum \Delta W_{sr} \quad (3.10)$$

$$P_s = P - E_p - R_s - P_r - P_z$$

式中: P 为降水量(mm); P_s 为降水滞留在土壤中的水量(mm); ϵ 为地下水通过毛管输送到土壤中的水量(mm); E_p 为雨期蒸发量(mm); C_m 为大气中或表层土壤颗粒间的水汽,在气温降低时土壤表层凝结的水量(mm); P_z 为植物截留量(mm); R_s 为降水产生的地面径流量(mm); P_r 为降水入渗补给地下水量(mm); E 为土壤蒸发量(mm); T 为植物蒸腾量(mm); ΔW_{sr} 为某时段内土层蓄水变量(mm)。

以一年为周期,补给量与消耗量相抵, ΔW_{sr} 值较小,对于多年平均而言, $\sum \Delta W_{sr} / n \rightarrow 0$ 。

河北省平原水资源实验站估算土壤水资源量的方法与此相同。

用补给量评价土壤水资源时,其困难在于各补给分量不易准确确定,特别是诸如植物截留量,凝结水量和地下水的毛管上升水量等,而且如前所述,凝结水量由于其形成的特殊性,不宜当作土壤水的补给量。

必须强调指出,用补给量作为土壤水资源的数量评价,计算的时段应以年计。对于更短的时段如月或季或作物的生育期,不能应用此法。因为土壤水的月、季或生育期补给量不等于同期的土壤水资源。月或季的土壤水资源除补给量外,还要考虑此时的土壤有效水利用量。

(二)用消耗量评价

众所周知,闭合流域多年平均水量平衡方程式: $P=E+R$, 降水量(P)是流域系统的水量收入,而总蒸发量(E)和径流量(R)则是流域的水量支出。既然我们认为降水量是流域系统的水资源总量,那么,总蒸发量和径流量则是其支出的两个分量。用年径流量或河流水量的输出量来评价地表水资源已得到广泛的共识。其实,对某一水文断面来说,由该处观测资料所求得的地表水资源恰是它的剩余水或弃水,并非资源,因为若要利用它,则必须通过建筑物调蓄或者提水,但对该断面下游来说,则是可资利用的水源即水资源,何况我国大多数河流年径流量组成中,洪水量占有较高的比重,不通过工程措施调节是很难直接利用的。这只是从降水量的转化角度说明将年径流量作为地表水资源的数量评价实质上是用流域的水量支出量来完成的,但这并不影响用水部门对水资源评价结果实际应用。

黄万里教授在《论降水、川流与水资源的关系》一文中,提出的水资源概念与众不同,他给出的平均年水量的平衡方程为:

$$P \downarrow - E \uparrow - (R - r) = S \nearrow \quad (3.11)$$

式中: P 为降水量, E 为非利用水的地面水面蒸发量, R 为川流量, r 为河中取用的扣除排回的实用水量, S 为所利用的水资源量。他还以我国人均消费粮食、蔬菜、生活用水以及分摊工业用水和林木、草地、湖泊等环境用水为例,计算出人均年耗水量约 1825m^3 , 全国实用水量约 $2 \times 10^{12}\text{m}^3$ 。90年代初,我国总用水量(重力水资源)约 $5400 \times 10^8\text{m}^3$, 可见土壤水用量为 $1.46 \times 10^{12}\text{m}^3$ 。这

是从已经利用或已消耗的水量来评价的。尽管这是一家之言,且给出的结果尚需完善,但是确有其合理的部分,即 12 亿人口的中国,绝不是仅靠 $5400 \times 10^8 \text{m}^3$ 的传统水资源所供养得起的,还有 2/3 以上的用水量由降水转化的土壤水提供的,因而从土壤水的消耗量来评价它的资源量也是有一定道理的。大家知道,土壤水主要消耗于植物蒸腾和土壤蒸发,因此在一般情况下,可用陆地蒸散量作为土壤水资源的数量评价。

这里我们强调指出,为了与地表水资源和地下水资源评价结果相呼应,土壤水资源评价除了包括已经利用的部分,还应包括可能利用的潜力部分,正如地表水资源和地下水资源中包括已利用和待利用的两部分一样。

四、土壤水作为水资源的特点

土壤水作为一种重要的农业水资源,它是土壤根系层中参与水分循环和能为植物利用的那部分水量,既具有水资源的基本特征,同时又有着与重力水资源相区别的自身特点。

第一、土壤水普遍存在于陆地表面的土壤中,陆地上除裸岩、沙漠和冰盖等特殊自然地理景观类型外,凡有土壤和一定降雨的地方,都有土壤水分布。同其他陆地水体相比较,土壤水地区分布的广泛性和连续性是最高的,这是土壤水及其资源能为植物广泛利用的独特之处;

第二、土壤水特别是根系层的土壤水,不断得到降雨入渗和其他形式的水分补给,也经常为植被蒸腾利用和消耗于蒸发,积极参与陆地水分循环,是一种可更新的动态资源。土壤水更新周期平均为一年,这一周期恰与植被生长和农业生产周期相一致,具有重要的生物学和农学意义。

第三、土壤水包括吸着水、薄膜水、毛管水和重力水,吸着水和薄膜水植物难以吸收,且数量不大。重力水在土壤中不可能长期滞留,它或者消耗于蒸发,或者下渗补给地下水,或者转化为毛管水等。毛管水是土壤水的主要成分,数量也大,是植被吸收利用的主

要水源。

第四、土壤水作为非饱和水体,它为陆地植被(包括作物)的生存和发育创造了必要的土壤生态环境,它调节土壤温度、通气性和微生物活动的条件,影响植被层内的温度、湿度状况。土壤水具有“溶液”特性,是植物养分的主要供应者。

第五、土壤水只能为植被(包括作物)就地利用,不能用人工方法抽取和转移,这是土壤水区别于重力水资源的固有特征。

第六,人工通过灌溉、排水和各种农业措施,调节和保护土壤水,使其有利于植被生长和农业生产的需要。合理的灌溉不仅使土壤水分状况发生重大变化,而且是人工增加土壤水资源的有效手段,当然,这是地表水资源和地下水资源的再转化。

第三节 区域土壤水资源评价

水文学揭示的水分循环与水量平衡原理是我们进行区域土壤水资源评价所遵循的基本原则。

一、闭合流域水量平衡方程式

众所周知,闭合流域年水量平衡方程式为:

$$P = E + R \pm \Delta U \quad (3.12)$$

式中: P 为降水量; E 为总蒸发量, R 为径流量, ΔU 为地表、土壤和地下蓄水量的变化。

对多年平均而言, $\sum \Delta U / n \rightarrow 0$, 则有:

$$P = E + R \quad (3.13)$$

这就是著名的闭合流域多年平均水量平衡方程式,它在分析研究流域降水量,蒸发量和径流量的关系,进行水文设计和水情预报中得到广泛的应用,取得了良好的效果。

60年代初,М. И 李沃维奇在研究水量平衡要素地带性规律中,提出将河川径流量划分地表(洪水)径流(R_s)和地下(基流)径流量(R_g),并定义了一个新的水量平衡要素区域总水分(Валовое увлажнение территории):

$$W = P - R_s \quad (3.14)$$

可见,区域总水分(W)是扣除地表径流量而留在区域的那部分降水量,它消耗于总蒸发量和补给地下水,即:

$$P - R_s = R_g + E \quad (3.15)$$

于是,李氏的流域水量平衡方程组为:

$$\begin{cases} P = E + R \\ R = R_s + R_g \\ W = P - R_s = R_g + E \end{cases} \quad (3.16)$$

流域总蒸发量包括植被蒸腾、截留水蒸发、土壤水蒸发和水面蒸发量等。在无较大地表水体(湖泊、冰川等)的流域,总蒸发量主要由陆面蒸散量构成,即:

$$E = E_s + T \quad (3.17)$$

式中: E_s 为土壤水蒸发量, T 为植被蒸腾量。

水文气象界对流域总蒸发、水面蒸发、土壤蒸发和植物蒸腾等进行了大量的、卓有成效的研究,特别是陆面蒸散量的研究成果对区域土壤水资源评价是十分重要的。

二、区域土壤水资源评价方法

区域土壤水资源评价是从水量平衡的角度给出土壤水资源的区域平均值,反映土壤水资源的区域分布规律,它与某一具体地点的土壤水资源量可能有一定出入。多年平均的流域水量平衡方程式为:

$$P = E + R_s + R_g \quad (3.18)$$

由第一章陆地水资源系统可知,区域的降水量最终转化为三种资源形式,即地表水资源(R_s),土壤水资源(W_s)和地下水资源(R_g)。(3.18)式右端的第二、第三项分别为地表水资源和地下水资源,那么,土壤水资源的数量原则上应该用总蒸发量来评价,这是完全符合质量守恒原理的。于是:

$$P = W_s + R_s + R_g \quad (3.19)$$

和

$$W_{sr} = P - R_s - R_g \quad (3.20)$$

这一新的认识为我们评价区域土壤水资源提供了十分方便的手段。

必须强调指出, (3.19)式是从数量上估算区域土壤水资源的基本方程式。在实际应用时,尚须根据具体情况做必要的修正。例如在森林地区,植被截留量大,这部分降水未到达土壤,应从降水量中扣除;冬季有稳定雪盖的地区,要从降水量中减去雪面蒸发量,有广阔水域(湖泊、水库等)的流域,水面蒸发量在总蒸发量中有一定比重,它不属土壤水蒸发或蒸腾,要在总蒸发量中扣除;在地下水埋深较浅的地区,地下水面上的毛管上升水为根系层土壤水蒸发和植物蒸腾(即通常所说的“潜水蒸发”)供水;在灌溉地区,土壤水得到人工补给,这是地表水或地下水的再转化。凡此种种,在区域土壤水资源评价时应视具体情况分别予以考虑。下面讨论几种情况下区域土壤水资源评价方法。

(一)山区土壤水资源

山区河流大多属闭合流域,河川径流中的地下径流量即为山区的地下水资源,其土壤水资源为:

$$W_{sr} = P - R - E_v \quad (3.21)$$

式中, E_v 为植被截留降雨量。当 $E_v=0$,

$$W_{sr} = P - R$$

(二)平原(和盆地)地区土壤水资源

平原地区地形平坦,土壤深厚,流域界线不明显,多属不闭合的情况,降水量到达地表后的再转化十分复杂,地表水、地下水和土壤水的交换频繁。大气降水形成数量不多的地表径流,大部分渗入土壤,超过土壤持水能力的重力水则补给地下水。降雨入渗补给形成的地下水一部分在一定条件下可能以地下径流形式汇入江河,但大部分则以地下潜流流向下游,或者通过土壤根系层消耗于蒸散即“潜水蒸发”,在开采条件下,可将“潜水蒸发”转化为地下水的开采资源。于是平原地区土壤水资源:

$$W_{sr} = P - R_s - R_g \quad (3.22)$$

式中: P_g 为地下水的降雨入渗补给量。

在天然条件下,

$$P_g = R_g + E_g \quad (3.23)$$

在开采条件下,

$$P_g = R_g + R_u \quad (3.24)$$

式中: E_g 为潜水蒸发, R_u 为地下潜流。

(三)森林流域土壤水资源

当流域森林面积较大时,由于森林植被截留雨量数量不小,必须从降水量中扣除这部分水量,即:

$$W_{sr} = P - R_s - R_g - E_v \quad (3.25)$$

(四)湖泊河网流域土壤水资源

在地表水体如湖泊、水库和河道水网多的地区,水面蒸发量在总蒸发量中占有一定比重,不可忽视,因此,在应用流域水量平衡方程式推求区域土壤水资源时,要从总蒸发量中扣除水面蒸发量(E_w),即:

$$W_{sr} = P - R_s - R_g - E_w \quad (3.26)$$

(五)灌溉地区土壤水资源

灌溉地区农田土壤的水分收入包括降水量和灌溉量,灌溉是将地表水资源或地下水资源转化为土壤水,属于人工增加土壤水资源,故有:

$$W_{sr} = (P + I) - R - P_g \quad (3.27)$$

式中: I 为灌溉水量, P_g 是地下水的降雨入渗补给量与灌溉回归水之和。

三、海滦河流域和华北平原土壤水资源

我国海滦河流域和华北平原几个地区的水资源结构和土壤水资源详见表 3.4。

海滦河流域地处华北地区,属暖温带半干旱半湿润季风气候,降水量主要集中在 7、8 两月,且多暴雨。从水资源结构来看,海滦

河流域的降水量 77.7% 转化为土壤水资源,其值高达 432mm,远大于地表水和地下水资源之和(124mm),这是该流域气候、地貌、土壤、植被等自然地理因素和人类长期活动共同作用的结果。

表 3.4 海滦河流域和华北平原几个地区水资源结构*

流域或地区	面积 km ²	降水量 mm	地表水		地下水		土壤水	
			mm	%	mm	%	mm	%
冀东平原	7410	621	71.1	11.4	83.0	13.4	466.9	75.2
滹沱~滏阳河平原	15263	516	30.3	5.8	98.3	19.1	387.4	75.1
黑龙港区	15228	548	28.0	5.1	74.8	13.7	445.2	81.2
徒骇~马颊河平原	365	581	30.7	5.3	112	19.3	438.3	75.4
四区平均	—	550.3	37.3	6.8	86.2	15.7	426.7	77.5
海滦河流域	309945	556	60.0	10.8	64.0	11.5	432	77.7

* 降水量和地表水、地下水资料引自《河北省水的中长期供求计划》,河北省水利厅,1987年。

华北平原几个典型地区的水资源结构也有差异。几个地区地表水资源都很少,仅占降水量的 6.8%,其中冀东平原较多,为 71.1mm,占降水量的 11.4%。冀东平原土壤水资源为 466.9mm,这与降水量多有关。黑龙港区土壤水资源为 445.2mm,占降水量的比重高达 81.2%,这可能是该区地势低洼,地下水埋深浅,土壤水能得到地下水补给的原因。太行山山前的滹沱河-滏阳河平原降水量较少,地下水埋深较大,土壤水资源为 387.4mm,是四区中最少的。

70年代以来,大规模治理海河工程的实施和农田水利事业的发展,华北平原地区的水利环境发生了很大变化,地表径流减少,地下水位普遍下降,土壤通气带厚度增大,能够接纳更多的降水,土壤水资源则有所增加。

第四节 作物土壤水资源评价

一、评价方法

土壤水的资源价值在于作物的有效利用。因此,作物的土壤水资源评价具有重要的实际意义。作物从播种到收获的生育期因地而异,一般为一年的某一时段,它与以年为时间单位的土壤水分循环周期不一致。作物土壤水资源由生育期土壤水的补给量和利用量组成,这可表示为:

$$W_{sr} = \sum P_a + \int_0^h (\theta_2 - \theta_1) dh \quad (3.28)$$

或

$$W_{sr} = \sum P_a + \Delta W_s \quad (3.29)$$

式中, W_{sr} 为作物土壤水资源(mm); $\sum P_a$ 为作物生育期土壤水补给量(mm); $\sum P_a = P + I + U - R_s - D$; P 为降雨量(mm); I 为灌溉量(mm); U 为地下水的毛管上升水补给量(mm); R_s 为地表径流量(mm); D 为深层渗漏量(mm)。

对于旱地作物,且当 R_s , U 和 D 为零时, $\sum P_a = P$ 。

$\Delta W_s = \int_0^h (\theta_2 - \theta_1) dh$ 为生育期土壤蓄水量变化(θ_1 和 θ_2 分别为生育期始末的土壤含水量)。土壤根层有效水储量是作物可资利用的水源。在作物生育期内,由于土壤水的补给和消耗关系的复杂变化,土壤根系层蓄水量有增有减,补给大于消耗,根系层蓄水量增加,其值为正,补给小于消耗,根系层蓄水量减少,其值为负。在正常利用情况下,作物生育期土壤蓄水量变化项为负是合理的。有时当土壤水补给量大,特别是降雨较多,作物消耗的水量小于补给量,生育期末出现土壤蓄水量增大的现象。下面应用海伦站、长武站和栾城站 1991~1994 年试验资料,分析计算各地主要作物的土壤水资源。

二、不同类型农田主要作物的土壤水资源

(一) 东北松嫩平原黑土区主要作物土壤水资源(海伦站)

表 3.5 海伦站主要作物土壤水资源

要素 作物	生育期	降水量(mm)		土壤水利用量 (mm)	土壤水资源 (mm)
		全年	生育期		
冬小麦	4.1~8.6	512.0	259.3	-99.6	358.9
夏玉米	5.2~10.6	512.0	429.8	-33.0	462.8
大豆	5.3~10.6	512.0	429.8	-1.5	431.3

由表 3.5 可知,海伦站三种主要作物中,春玉米的土壤水资源(462.8mm)居首位,其次为大豆,春小麦最小。这是由于春小麦生育期早,8 月上旬即收获。如能在春麦地套种或复种其他生长期短的作物,将提高光热水资源的利用效率。从根系层土壤水利用量来看,春小麦的利用量最大,春玉米居中,大豆的利用量最小,基本上未用。这三种作物的水分利用率(WUE)则以春玉米最高(15.65kg/hm²·mm),春小麦次之(10.7kg/hm²·mm),大豆最小(5.45kg/hm²·mm)。

(二) 黄土高原旱地冬小麦和春玉米土壤水资源(长武站)

长武站旱地冬小麦和春玉米土壤水资源详见表 3.6。

表 3.6 长武站旱地冬小麦、春玉米土壤水资源

要素 作物	生育期	降水量(mm)		根系层土壤水 利用量(mm)	土壤水资源 (mm)
		全年	生育期		
冬小麦	9.23~7.4	475.2	280.7	-142.6	423.2
春玉米	4.18~9.14	475.2	318.2	-78.8	447.0

长武站冬小麦生育期很长,大部分时间处于冬半年,降水量虽少,但仍有 280.7mm,加上较为丰富的土壤储水,为旱麦生长提供

了较好的水分条件。土壤水利用量 142.6mm, 占冬小麦土壤水资源量的 1/3。由于生育期结束得早, 冬小麦的土壤水资源略小于春玉米。春玉米生育期处于雨热同期的夏半年, 降水量较多, 但仍要利用 78.8mm 的土壤水。该地为一年一熟制, 冬小麦收获后到秋季播种有两个多月休闲期, 此时为黄土高原农田传统伏耕和蓄水保墒的时期。

(三) 华北平原冬小麦和夏玉米土壤水资源(栾城站)

栾城站灌溉农田冬小麦和夏玉米土壤水资源详见表 3.7。

表 3.7 栾城站冬小麦、夏玉米土壤水资源

要素 作物	生育期	降水量(mm)		灌溉量 (mm)	土壤水利用量 (mm)	土壤水资源 (mm)
		全年	生育期			
冬小麦	10.7~6.10	349.2	107.0	171.3	-120.5	398.8
夏玉米	6.12~9.21	349.2	254.4	123.7	-18.9	397.0

研究期间(1991~1994 年)栾城站气候干旱, 年降水量大大偏小, 冬小麦生育期降水量仅 107.0mm, 灌溉是保证高产的必要措施。冬小麦土壤水利用量为 120.5mm, 约占土壤水资源的三分之一。夏玉米生育期高温多雨, 本应以雨养为主, 但因 1991 和 1992 年夏季雨量偏少, 仍要灌溉 2~3 水。本区灌溉水源为地下水, 灌溉使地下水转化为土壤水, 增加了土壤水资源的数量。冬小麦和夏玉米的土壤水资源分别为 398.8mm 和 397.0mm。

三、农田蒸发与作物蒸腾

农田蒸散量是农田土壤水资源的数量评价, 然而其分量棵间蒸发和作物蒸腾具有截然不同的作用, 棵间蒸发是非生产性的水分消耗, 而作物蒸腾是与作物生产密切联系的生理过程, 如何最大限度地抑制棵间蒸发, 减少它在农田蒸散中所占的比重, 是提高农田土壤水资源有效利用程度的关键所在。

长期以来, 国内蒸发研究主要集中在农田蒸散与水面蒸发上,

累积了许多种实验测定方法和计算方法,但对在农业生产中更具实际意义的作物棵间蒸发的研究甚少。一般农田水量平衡计算中输出的是作物蒸腾和土壤蒸发的总量,如何将两者分开,一直是一个困扰着人们的难题,而只有明确其间的比例关系,才能准确预测农田条件下土壤水分动态,制定合理的灌溉方案,同时对建立 SPAC 系统的水热传输模型和节水农业研究有一定的实际意义。有人尝试用覆盖法测定作物蒸腾、用假植法测定棵间蒸发(张利, 1995),而这些方法难以推广应用,有待探索。因此,急需一种易操作的直接测定棵间蒸发的方法。1982 年国外首次报导利用 Micro-Lysimeter 测定土壤蒸发(Boast and Robertson, 1982),此后,对 Micro-Lysimeter 的规格、次更换土体时间、在裸地及各种作物冠层下的应用(Shawcroft and Gardner, 1983; Lascano and van Bavel, 1983; Allen, 1990; Daamen, 1993; Walker, 1983)及 Micro-Lysimeter 与其它方法对比方面(Batchelor, 1992; Matthias, 1986)做了大量实验研究,取得了令人满意的结果。

(一) 试验研究方法

在中国科学院栾城农业生态系统试验站设计了用 Micro-Lysimeter 直接测定冬小麦、夏玉米、夏大豆棵间及自然裸地的土壤蒸发的田间试验,冬小麦于 1993 年 10 月 1 日播种,翌年 6 月 8 日收获,试验年度麦季降雨 106.9mm。

该试验设有三种不同的灌水处理:

处理 1: 拔节水、孕穗水

理处 2: 拔节水、灌浆水

理处 3: 拔节水、孕穗水、灌浆水

拔节水、孕穗水、灌浆水分别灌在 4 月 5 日、4 月 26 日和 5 月 15 日,灌溉量分别为 60mm、96mm 和 64mm。

夏玉米和夏大豆于 1994 年 6 月上旬播种,9 月中旬收获,生育期内降雨为 176.5mm,玉米灌苗期水、开花水和灌浆水,共约 250mm,大豆灌苗期水和灌浆水,共约 180mm。

测定项目及方法包括:

作物棵间蒸发:利用由 PVC 管制成的 Micro-Lysimeter 直接测定,分别置于小麦、玉米、大豆行间和裸地,用人力将 Micro-Lysimeter 压入土壤取原状土体,然后封底,每日称重,放回田间,为了操作方便并不改变土壤结构,用内径略大的 PVC 管制成外环固定于田间,土体两次时间间的重量变化可换算成该时段的土壤蒸发量;Micro-Lysimeter 内的土体每隔一天或每 3~5 天更换一次,视天气状况、不同作物和不同生育时期而定,使器内表层土壤的湿润程度尽量与周围土壤相一致,降雨或灌溉后需更换器内土体。

土壤湿度:用烘干称重法(0~20cm)和中子水分仪结合测定,在小麦、玉米、大豆的各个生育时期进行水分测定,深度至 150cm;每隔几天测定表层 0~20cm 土壤湿度,雨后或灌溉后几天进行连续观测。

气象因素:包括总辐射、降雨量、相对湿度、地温、风速等,取自本站气象观测场。

用水量平衡法求出各生育阶段的蒸散量(ET),从中减去同期的棵间蒸发量,得到该时期的蒸腾量。

(二) 冬小麦田蒸散量及蒸发、蒸腾比例

表 3.8 给出了不同灌水条件下冬小麦总耗水量及拔节后各生育时期的耗水量、蒸腾量和蒸发量。

从总的耗水量来看,处理 1 与处理 3(灌灌浆水与否)的 ET 相差无几,而处理 2 比处理 3 少耗水 32.7mm,其中孕穗后相差 28.2mm,棵间蒸发差值仅为 8.6mm,显然可见处理 2 与 3 间的总耗水的差值主要是孕穗后小麦蒸腾差异造成的,这是因为小麦孕穗一开花是其生理需水的高峰期,及时地灌孕穗水可以满足其需水要求;相比之下,灌浆水就没有特别明显的作用,因此,在该地区若水源只能满足小麦拔节后灌一水,应该选择灌在孕穗期。

再分析冬小麦主要生育时期的蒸发及蒸腾。总的来看,小麦开

花前即叶面积系数 LAI 达最大以前,各处理棵间日蒸发量均大于

表 3.8 冬小麦田的蒸散量、蒸腾和棵间蒸发

生育时期	项 目	处 理 1		处 理 2		处 理 3	
		总量 (mm)	日耗量 (mm/d)	总量 (mm)	日耗量 (mm/d)	总量 (mm)	日耗量 (mm/d)
播种—拔节 (93.10.1~ 94.4.10)	ET (mm)	172.1	0.89	161.2	0.84	164.2	0.85
拔节—孕穗 (4.11~4.26)	ET (mm)	45.3	3.02	43.0	2.87	44.5	2.97
	T (mm)	19.1	1.27	16.8	1.12	18.3	1.22
	E (mm)	26.2	1.75	26.2	1.75	26.2	1.75
	E/ET (%)	57.8		60.9		58.9	
孕穗—开花 (4.27~5.8)	ET (mm)	79.5	7.23	54.5	4.95	73.1	6.65
	T (mm)	61.2	5.56	42.5	3.86	54.0	4.91
	E (mm)	18.3	1.66	12.0	1.09	18.3	1.66
	E/ET (%)	23.0		22.0		25.0	
开花—灌浆 (5.9~5.20)	ET (mm)	58.6	4.88	71.4	5.95	73.9	6.16
	T (mm)	49.5	4.13	59.4	4.95	61.4	5.12
	E (mm)	9.1	0.76	12.0	1.00	12.5	1.04
	E/ET (%)	15.5		16.8		16.9	
灌浆—成熟 (5.21~6.10)	ET (mm)	55.2	2.63	50.9	2.42	58.0	2.76
	T (mm)	43.6	2.08	40.4	1.92	45.7	2.18
	E (mm)	11.6	0.55	10.5	0.50	12.3	0.58
	E/ET (%)	21.0		20.6		21.2	
全生育期	ET (mm)	410.7		381.0		413.7	

1.0mm/d; 而开花以后,日蒸发量均小于1.0mm/d。拔节—孕穗期,气温已回升,麦田又未完全封垅,棵间蒸发在蒸散中起着主要作用,棵间日蒸发量为1.6mm/d,蒸发占蒸散的近60%,且因土壤湿度状况而异,土壤湿润时使得棵间蒸发的比例更大,该试验中各处理均在4月5日灌拔节水,可能是造成结果相对较高的原因;由置于窄行内径5cm的Micro-Lysimeter的测定结果表明,小麦拔节后,窄行间的蒸发基本趋近为零,最多在0.13mm/d之内;小麦孕穗后,一方面由于田间的郁闭度增大,棵间遮阳强烈,使得棵间蒸发强度有所降低,尤其是在开花以后;另一方面孕穗后转入旺盛的生殖生长、产量形成阶段,需水强度大,蒸腾在蒸散中占有

重要地位,因此,棵间蒸发在蒸散中所占的比例孕穗—开花降低到22%~25%,开花—灌浆继续下降到相当低的水平15%~17%;小麦成熟期,枯叶的产生使蒸腾面积减少,而且小麦此期需水量较少,使得蒸腾强度大大降低,与孕穗—灌浆相比,降低了一倍还多;棵间蒸发因通风透光条件改善而有所增加,相反,棵间蒸发也会因后期土壤干燥而降低,结果是该阶段日平均蒸发量降低,但其降低的程度弱于蒸腾,造成蒸发在蒸散中所占的比例又有所回升达到21%左右。考虑到小麦拔节前,作物覆盖程度低,估计此阶段棵间蒸发可能占总蒸散量的60%左右,因此小麦整个生育期内,棵间蒸发占总蒸散的40%左右。图3.3更直观地描述了小麦不同生育时期的 ET 及 E/T 间的比例变化,柱体的总高表示每一时期的 ET ,两部分表示 E/T 间的比例关系。

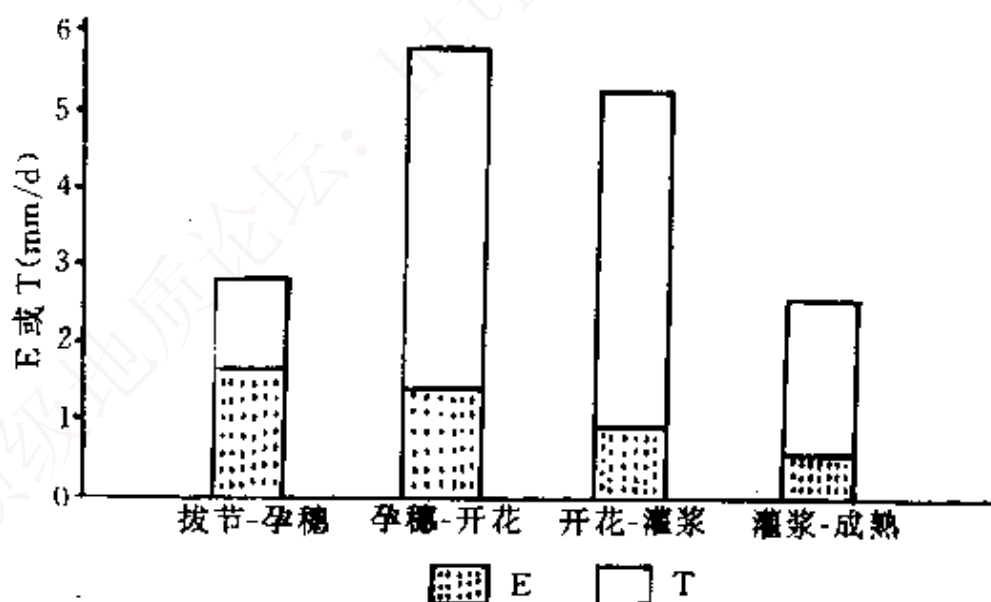


图 3.3 小麦主要生育时期 E/T 的比例变化

表 3.9 是海伦站春小麦水分试验结果,无论在何种水分条件

下, 棵间蒸发占总蒸散量的 40% 左右, 其中水分适宜处理, 作物蒸腾所占的比例最高。

表 3.9 海伦站春小麦 E 、 T 比例* (1990~1991)

处理	ET (mm)	E		T	
		mm	%	mm	%
自然降水区(旱作)	305.8	137.3	44.9	168.5	55.1
水分适宜区	431.2	165.7	38.4	265.5	61.6
水分充足区	537.8	228.7	42.5	309.1	57.5

* 中国科学院海伦站: 黑土区小麦需水量耗水规律与水分利用效率研究(1992 年)

(三) 夏玉米、夏大豆田的蒸散量、棵间蒸发量及蒸腾量

夏玉米、夏大豆的累积蒸散量(ET)、累积棵间蒸发量(E)和累积蒸腾量(T)曲线见图 3.4 所示。

在整个生育期内, 棵间蒸发在蒸散中所占的比例玉米、大豆分别为 32.2% 和 29.5%。不同作物对水分有不同的要求, 在同样长的生育期内, 玉米的耗水量比大豆多 94.1mm, 其中蒸发量多了 39.3mm, 大豆植株相对矮小, 郁闭程度高, 通风透光条件不良, 导致棵间蒸发低于玉米; 再者大豆营养体较小, 蒸腾表面小于玉米, 蒸腾耗水也少于玉米。本年度玉米产量较高, 获得了相当高的水分利用率(WUE), 而大豆属产量水平低的作物, 尽管耗水量低于玉米, 但水分利用率远远低于玉米, 详见表 3.10。

表 3.10 玉米、大豆全生育期内的 ET 、 E 、 T 和 WUE

项 目 作 物	ET (mm)	E		T		Y (kg/hm ²)	WUE (kg/hm ² . mm)
		(mm)	(%)	(mm)	(%)		
玉米	437.0	140.6	32.2	296.4	68.8	7272	16.65
大豆	342.9	101.3	29.5	241.6	71.5	2085	6.15

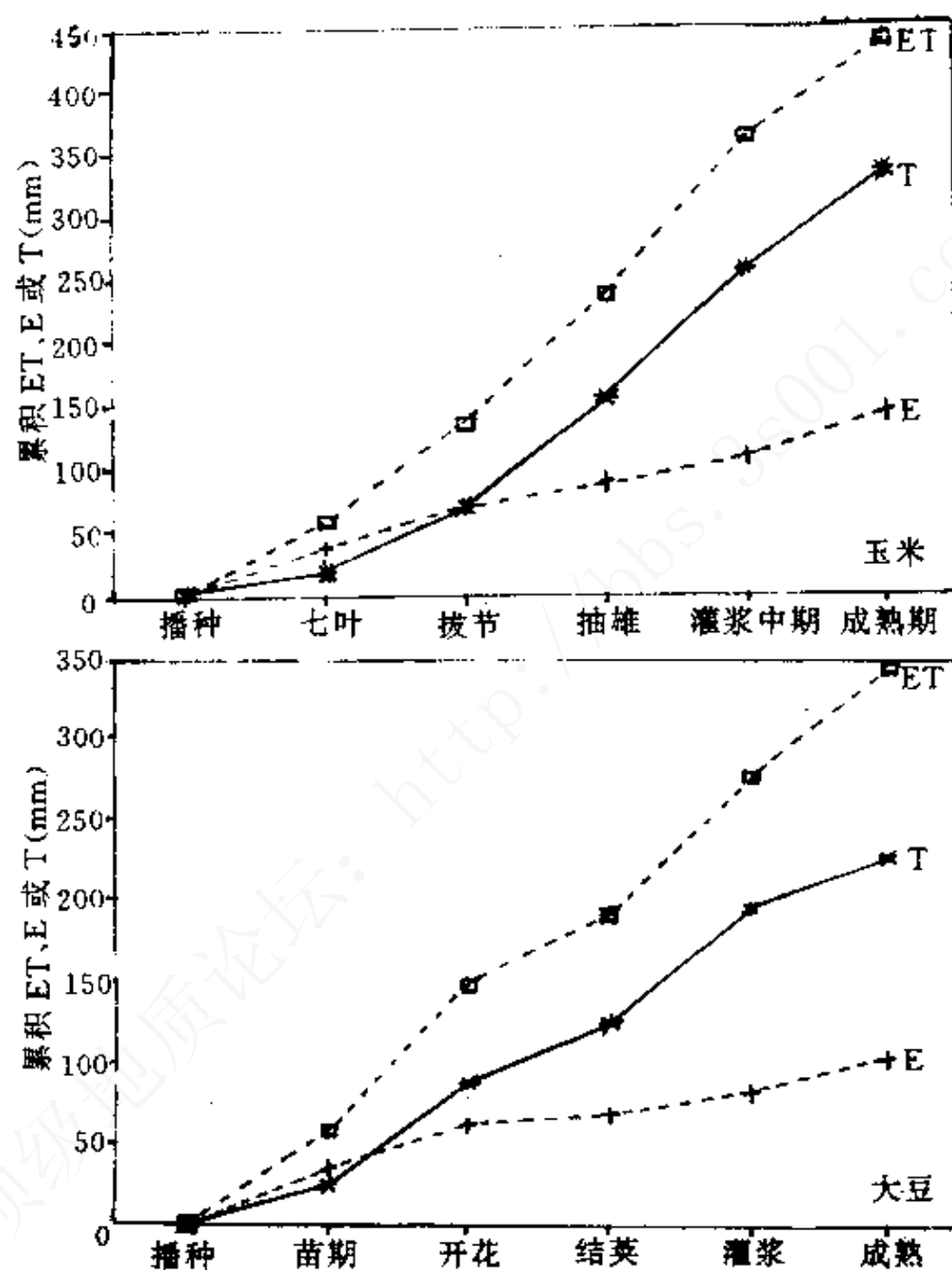


图 3.4 玉米、大豆生育期内累积 ET 、累积 E 及累积 T

玉米、大豆各生育时期 ET 及 E/T 的比例变化见表 3.11。无

表 3.11 玉米、大豆蒸散量、蒸腾和棵间蒸发

生育时期		项目	玉米		大豆		裸地	
玉米	大豆		总量 (mm)	日耗量 (mm/d)	总量 (mm)	日耗量 (mm/d)	总量 (mm)	日耗量 (mm/d)
播种— 七叶 (6.8~ 7.1)	播种— 苗后期 (6.8~ 7.1)	ET(mm)	56.2	2.34	58.7	2.45	31.5	1.31
		T(mm)	19.7	0.82	24.8	1.04		
		E(mm)	36.5	1.52	33.9	1.41		
		E/ET(%)	64.9	.	57.8			
七叶— 拔节 (7.2~ 7.18)	苗期— 开花 (7.2~ 7.26)	ET(mm)	79.2	4.66	89.7	3.59	31.8	1.87
		T(mm)	48.3	2.84	59.2	2.37		
		E(mm)	30.9	1.82	27.4	1.10		
		E/ET(%)	39.0		30.5			
拔节— 抽雄 (7.19~ 8.3)	开花— 结荚 (7.27~ 8.3)	ET(mm)	102.5	6.41	42.2	5.28	17.4	1.09
		T(mm)	84.7	5.29	36.9	4.61		
		E(mm)	17.8	1.11	5.3	0.66		
		E/ET(%)	17.4		12.5			
抽雄— 灌浆中期 (8.4~ 8.21)	结荚— 灌浆 (8.4~ 8.21)	ET(mm)	122.0	6.78	84.1	4.67	21.3	1.18
		T(mm)	101.1	5.62	70.0	3.89		
		E(mm)	20.9	1.16	14.1	0.78		
		E/ET(%)	17.1		16.8			
灌浆中— 成熟 (8.22~ 9.20)	灌浆— 成熟 (8.22~ 9.20)	ET(mm)	77.1	2.66	68.2	2.35	26.8	0.92
		T(mm)	42.6	1.47	47.6	1.64		
		E(mm)	34.5	1.19	20.6	0.71		
		E/ET(%)	44.8		30.2			
全生育期		ET(mm)	437.0		342.9		128.8	

论玉米还是大豆,苗期和成熟期的日耗水强度均低,日耗水强度的最高值出现在作物生长中期,即生长旺盛需水较多的时期,玉米此值出现在抽雄—灌浆中期,为 6.42mm/d,日蒸腾量在此期也是最高,为 5.32mm/d,大豆日蒸散量、日蒸腾量最高值出现在开花结荚期,分别为 4.69mm/d 和 4.11mm/d。苗期由于植株幼小,田间

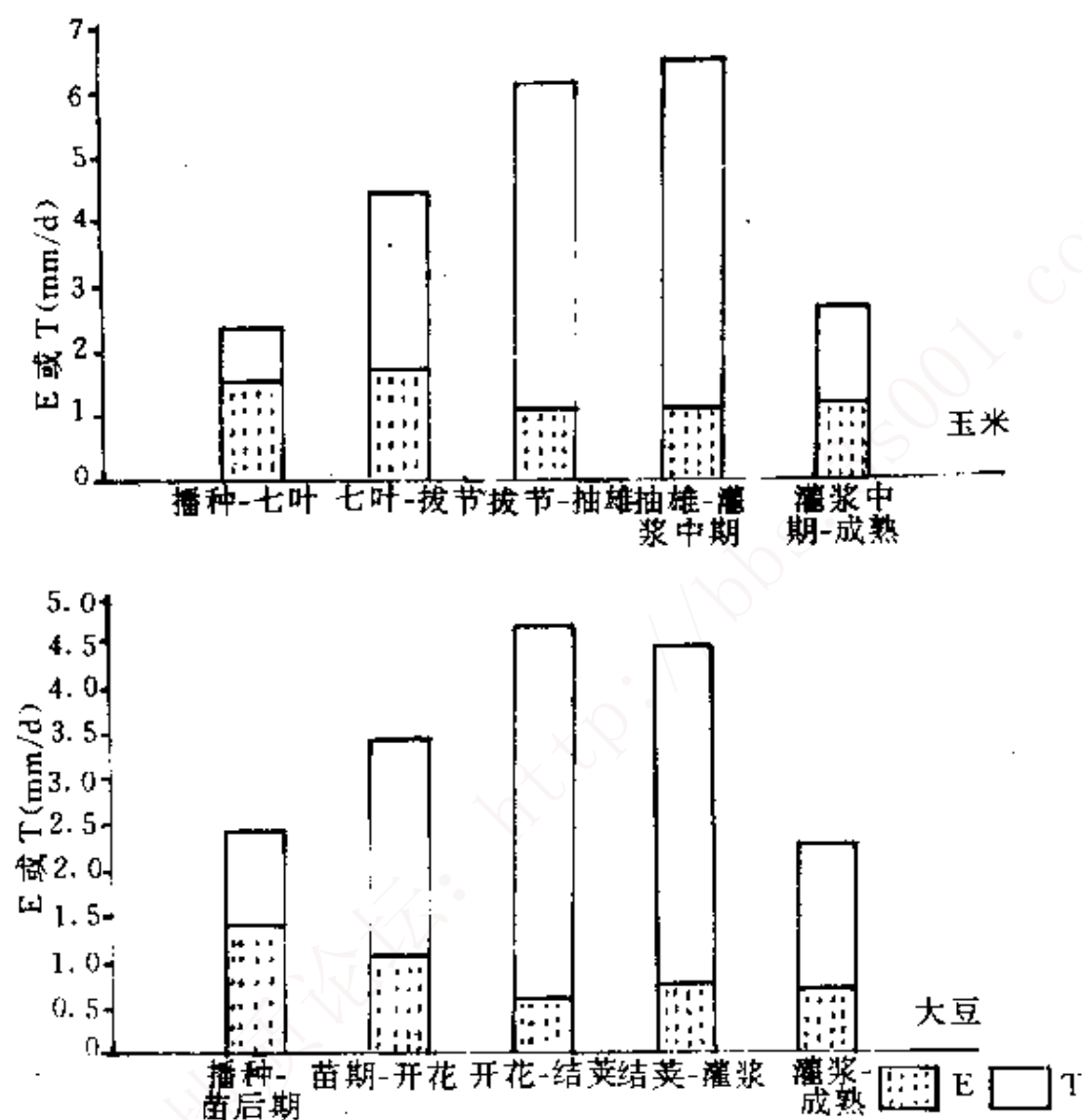


图 3.5 玉米、大豆生育时期 E/T 比例变化

大部分裸露，棵间蒸发大于作物蒸腾，即此期蒸发在蒸散中占具相当重要的作用；棵间蒸发速率玉米、大豆分别为 1.52mm/d 和 1.41mm/d ，棵间蒸发在蒸散中所占的比例 (E/ET) 很高，玉米、大豆分别为 64.9% 和 57.8% ；苗期以后由于作物营养体的迅速建

成和生殖生长的需要,田间郁闭度增大,行间遮阳强烈,作物需水量增加,使作物蒸腾在蒸散中占有相当高的比重,尤其在作物生长旺盛期,使得 E/ET 在玉米七叶一拔节、大豆苗期一开花剧烈下降到 39.0% 和 30.5%;到玉米拔节一抽雄,大豆开花一结荚,日棵间蒸发量均降为最低,分别为 1.05mm/d 和 0.58mm/d;玉米拔节一灌浆中期、大豆开花一灌浆,棵间蒸发在蒸散中所占的比例最低,均低于 20%;灌浆以后这个比例又分别回升到 44.8% 和 30.2%,主要是由于作物生长后期下部叶片逐渐枯萎脱落,蒸腾面积变小,而且作物需水强度很低。整个生育期内 E/T 的比例变化可直观地用柱状图来表示(图 3.5),整个柱体高为各生育时期的耗水量,两部分分别为棵间蒸发(E)和作物蒸腾(T)。

与玉米生育期同期内,裸地自然条件下的蒸发量为 128.8mm,与玉米的棵间蒸发量 140.6mm,只差 11.8mm,而玉米在整个生育期内灌水三次,灌溉总量为 250mm;玉米生育期内降雨量为 176.5mm,裸地蒸发占到同期自然降雨的 73.0%,可见降落到裸露地面的雨量大部分被土壤蒸发损失掉,蒸发在水分循环的几个环节中占有特别重要的地位。

参考文献

- 辞海. 上海:上海辞书出版社,1979
- 冯谦诚,王焕榜. 土壤水资源评价方法的探索. 水文, 1990(4): 28~32
- 韩仕峰等. 黄土高原的土壤水分利用与生态环境的关系. 生态学杂志, 1993, 12(1): 25~28
- 黄万里. 论降水、川流与水资源的关系. 第五次全国水文学术会议论文集. 北京:科学出版社,1992
- 李开元,李玉山. 黄土高原旱地土壤水分的利用和管理. 陕西农业科学, 1991 (5): 45~47
- 刘昌明,窦清晨. 土壤-植物-大气连续体模型中的蒸散发计算. 水科学进展, 1992, 3(4):255~263

- 刘昌明. 土壤水的资源评价. 水量转换实验与计算方法. 北京: 科学出版社, 1988
- 牛文元. 自然资源开发原理. 开封: 河南大学出版社, 1989
- 由懋正等. 发展节水型农业, 提高水资源利用效率. 华北地区水资源合理开发利用. 北京: 水利电力出版社, 1990
- 由懋正, 袁小良. 土壤水资源及其利用. 地理学与国土研究, 2(4): 31~37
- 于凤兰等. 海滦河水资源及其开发利用. 北京: 科学出版社, 1994
- 袁小良, 由懋正. 水资源研究中几个问题的探讨. 资源开发与保护, 1991, 7(2): 76~79
- 张和平, 袁小良. 土壤水资源的农业评价. 2000 年中国水文展望. 南京: 河南大学出版社, 1991
- 张利. 作物棵间蒸发及叶面蒸腾量的研究. 生态农业研究, 1995, 3(1): 76~78
- Allen S J. 1990. Measurement and estimation of evaporation from soil under sparse barley crops in northern Syria. *Agric. For. Meteorol.*, 49: 291~309
- Boast C W and Robertson T M. 1982. A micro-lysimeter method for determining evaporation from bare soil: description and laboratory evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46: 689~696
- Daamen C C. 1993. Evaporation from sandy soils beneath crops in the semi-arid zone: a study of the use of micro-lysimeter and numerical simulation. Ph.D Thesis, The University of Reading
- Lascano R J. and van Bavel C H M. 1983. Experimental verification of a model to predict soil moisture and temperature profiles. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47: 441~448
- Matthias A D, Salehi R and Warrick A W. 1986. Bare soil evaporation near a surface point-source emitter. *Agric. Water Manage.*, 11: 257~277
- Shawcroft R W and Gardner H R. 1983. Direct evaporation from soil under a row crop canopy. *Agric. Meteorol.*, 28: 229~238
- Walker G K. 1983. Measurement of evaporation from soil beneath crop canopies. *Canadian J. of Soil Sci.*, 63: 137~141
- * Wang H X. 1993. Measurement and simulation of evaporation of a bare-

sandy soil (report)

Будаговский А И, Голубаш Т Ю\ . Влияние водного фактора на
продукционный процесс растительного покрова. ВОД НЫЕ
РЕСУ РСЫ, 1994(2): 133~143

Бусарова О Е, Гусев Е М Способ расчета характеристик
корнеобитаемой зоны некоторых сельскохозяйственных культур
в моделях испарения. ВОД НЫЕ РЕСУ РСЫ 1994(2): 208~211

Щумова Н А Оценка оросительных норм для посевов яровой
пшеницы. ВОД НЫЕ РЕСУ РСЫ, 1994(2): 225~230

Щумова Н А , Относительная площадь листьев в расчетах суммарного
испарения посевов яровой пшеницы. ВОД НЫЕ РЕСУ РСЫ,
1994(6): 697~703

第四章 土壤水资源的利用与保护

第一节 作物根系生长及其吸水规律

作物根系是作物吸收水分、养分的主要器官,根系的生长发育直接影响到地上部分各器官的协调关系、群体动态和产量构成因素,因此,根系发育与作物产量关系十分密切。然而,生长在地下的根系研究往往遇到技术上的困难,在作物和环境相互关系的生态学研究中,根系研究一直是最薄弱的环节。业已证明,改变根系土壤环境的措施如灌溉、施肥、耕作等影响到根系密度及其分布,最终影响到根系对水分的吸收,因此,随着节水农业的兴起和发展,根系研究显得更为重要,有必要全面认识作物根系的生长发育、分布规律及其吸水模式,以及环境条件特别是土壤水分状况对作物根系生长及分布的影响,为作物的丰产栽培及节水灌溉的实施提供理论依据。

一、试验研究方法

研究作物根系的方法多样,大致可归结为:

1. 田间根系观测

栾城站田间建造面积 1m^2 ,深度为 1m、2m、3m 不等的大型土柱,一侧安装有机玻璃,用来观测作物根系的生长动态,绘制不同生育时期的根系剖面图,也可借助照像技术来追踪作物根系生长;同时,玻璃板上绘制网格,利用截线法测定不同深度上的根长。另外,土柱装有中子仪管,另一侧配有负压计,用以研究根系生长与土壤水分条件的关系。

2. 田间根样采集与测定

按根系分布范围挖掘出包含整株根系的土方,用水流冲掉土壤,可得到单株作物的完整根系,作为很有保存价值的作物根系标

本。这种方法破坏性强,工作量大,难以用于研究作物根系生长规律。

田间根系的取样有两种方式,一种是选择有代表性的地段,挖一土壤剖面,划出样方,对于点播稀植作物如玉米,取到 $1/2$ 行距 $\times 1/2$ 株距的范围内,能代表整个大田的实际情况;小麦根系的取样开始也采用这种方法,取 $15 \times 15 \text{cm}^2$ 的样方,但小麦是宽窄行相间的密植作物,难以选择代表性好的地点,加上这种取样方法复杂费时,因此发展了用根钻(直径 7cm)取样,取样时垄上和垄间各取一点,合为一个样本。由于根钻面积小取样少,应用多重复取样来提高其代表性。取样时期按作物生育时期,小麦包括苗期、越冬、返青、拔节、开花、灌浆,玉米包括苗期、拔节、孕穗、抽雄、乳熟;每 10cm 为一个层次,取样深度以田间土柱根室中观测的作物各生育时期的根深为准。取回的根样立即浸在水中,用孔径 0.25mm 的土壤筛过筛冲洗,或将土样放入特种材料制成的布袋中,置于水中,利用机械振荡达到冲洗的目的。冲洗干净后,浸泡在 1% 刚果红溶液中 3 分钟,取出冲洗,再浸于 95% 的乙醇中 3 分钟,用水洗净后,活的根染成鲜红色或浅红色,而死根和其它杂质为褐色或无色,用镊子拣出死根和其它杂质,将洗好的根置于 1.25cm 的方格盘上,用截线法(Newman, 1966)测量根长,然后用吸水纸吸净根表面的水分,测量鲜重;再将根样在 80°C 的烘箱中烘干 12 小时后,称量根干重。

3. 盆栽、管栽实验室研究

用不同规格的盆设计不同处理(灌水、施肥)条件下作物根系的实验研究,能快速简便获得实验数据,可作为大田根系研究的预备实验。盆栽实验由于盆高的限制,只用于研究早期生长阶段的作物根系;可以用长管(1.5~2.0m)代替盆,研究不同作物整个发育阶段的根系生长。

二、作物根系生长发育动态

(一) 作物根深的动态变化

由冬小麦根深动态变化(图 4.1)可以看出,冬小麦根系的生长速率在整个生育期间出现两次高峰,分别位于冬前分蘖期和拔节孕穗期。越冬前是冬小麦的发根时期,根系生长很快,日增长量约为 1.30cm,至越冬时根深达 70cm 左右;越冬期间地上部分虽停止生长,但根系仍继续伸展,到返青期时深度达 120cm 左右;返青后气温回升,根系生长迅速,以每日 1.06cm 的速率延伸,至开花期停止,最大根深 280cm 左右。

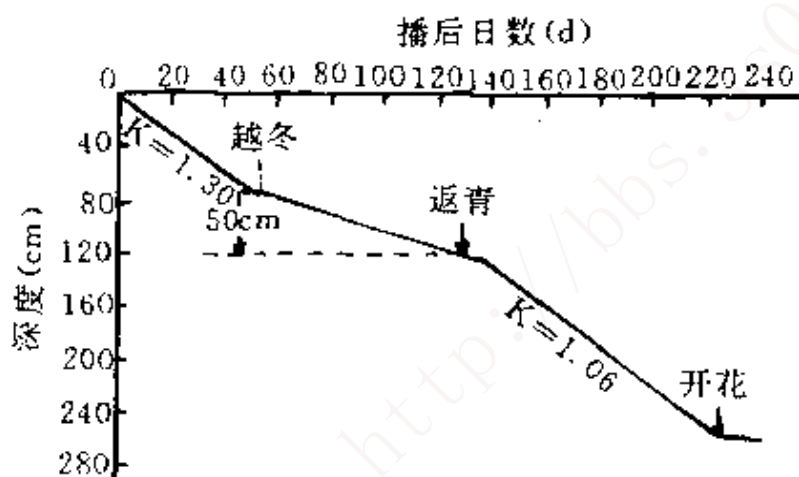


图 4.1 冬小麦根深的动态变化(栾城站, 1986~1987 年)

根据多年田间的实测结果,华北山前平原冬小麦的根深 Z_r (cm)随生育时期的进展可用下面的关系式表达:

$$\begin{cases} Z_r = d & \text{越冬前} \\ Z_r = 50 + 0.348(d - 50) & \text{返青前} \\ Z_r = 90 + 1.5(d - 170) & \text{返青后} \end{cases} \quad (4.1)$$

式中, d 为播种后的天数。

越冬前根深基本上每天增加 1cm,越冬期间根深增长速率在

0.348cm/d 左右,返青后,根深增长速率可达 1.5cm/d。

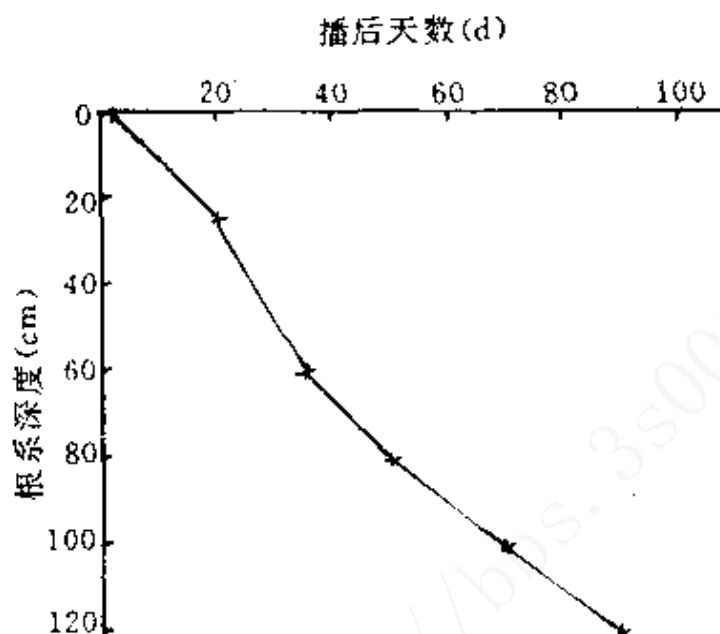


图 4.2 夏玉米根深的动态变化(1989 年)

夏玉米根深的动态变化与小麦不同。从图 4.2 可看出,夏玉米没有特别明显的发根高峰,与冬小麦相比,总根深也只是冬小麦的一半,这是由于夏玉米生育期短,而且适逢高温多雨季节,生长速率快。在夏玉米乳熟期根系生长停止以前,根深发育速率在 1cm/d 或以上,以孕穗期为界,孕穗以前,根深发育速率大于 1cm/d,在 1.5~2.0cm/d 之间,拔节前后最高为 2.0cm/d;孕穗以后,由于生长中心从营养生长转向生殖生长,根深发育速率在 1.0cm/d 左右。

(二) 作物根系密度(根重、根长)分布动态

1. 冬小麦根系分布动态

图 4.3 表示不同生育阶段根量密度随深度的分布。各层根量随生育进展而不断增加,尤其是表层 0~40cm 变化甚多。整个剖

面上的平均根量越冬前、返青期、拔节期分别为 1.10×10^{-4} 、 2.43×10^{-4} 和 $2.57 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3$ ，而 $0 \sim 40 \text{ cm}$ 分别为 1.10×10^{-4} 、 4.23×10^{-4} 和 $5.43 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3$ 。根量密度随深度急剧下降，大部分根系分布在土壤表层 $0 \sim 60 \text{ cm}$ ，返青期、拔节期 $0 \sim 60 \text{ cm}$ 的根系分别占总根量的81.32%和81.91%。

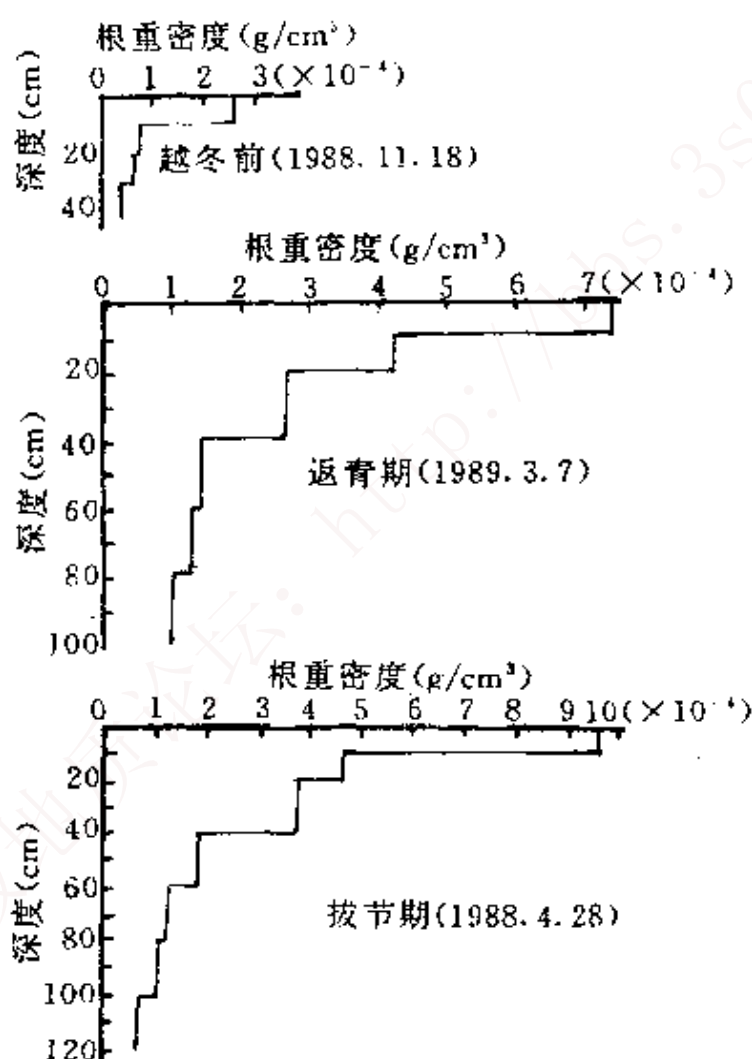


图 4.3 不同生育时期冬小麦根量密度的垂直分布

根长密度在土壤中的分布是土层根长占总根长的绝对比重,随着向深层的发展,根长密度递减,60%以上集中在0~20cm的土壤,到作物的生育后期,中部土层的根长密度有较大的增加,上部土层的根长密度由于根系的老化和死亡而出现降低。根系这种主要集中于上部分布的状态有利于作物充分吸收土壤中的养分。

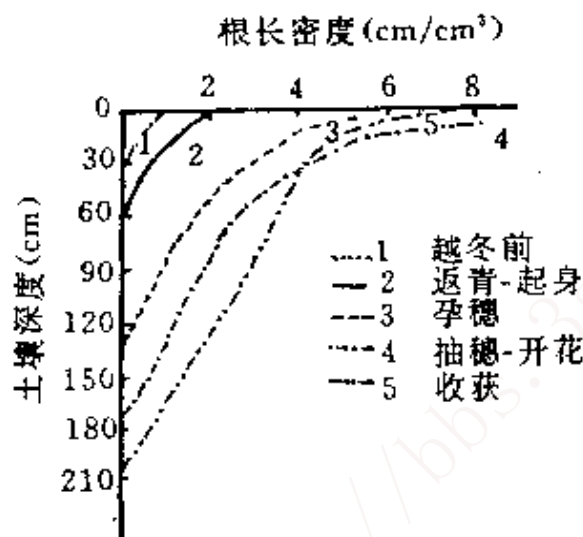


图 4.4 不同生育时期冬小麦根长密度的剖面分布

从图 4.4 中可看出,根长密度在土壤中的分布遵循一指数分布规律,可用(4.2)式来表达:

$$RL(z) = e^{-fz+c} \quad (4.2)$$

$RL(z)$ 是深度 z 处根长, f 和 c 是系数,总根长就是对整个根系剖面的积分。则:

$$RL = \int_0^{z_r} e^{-fz+c} dz = \frac{e^c}{f} (1 - e^{-fz_r}) \quad (4.3)$$

z_r 是根系的最大深度。

某一层次根长占总根长的比例就是根系在土壤中的相对分布函数:

$$RD(z) = \frac{RL(z)}{RL} = \frac{e^{-fz+c}}{\frac{e^c}{f} (1 - e^{-fz_r})} = \frac{fe^{-fz}}{1 - e^{-fz_r}} \quad (4.4)$$

用该关系式可描述根系吸水在土壤中的相对分布, f 值用近几年实测资料模拟得出, 在灌浆期以前, f 取 5.07 ($r=0.96627$), 灌浆期以后, f 取 2.35 ($r=0.9686$)。

2. 夏玉米根系分布动态

表 4.1 给出夏玉米不同生育时期的根鲜重、根干重、根长。在灌浆期以前根长、根重增加迅速, 根长增加最快的时期在孕穗至灌浆期, 这段时间根系的生长速率达到 $46.8\text{m/m}^2 \cdot \text{d}$; 而灌浆期后, 增长缓慢, 只有 $5.6\text{m/m}^2 \cdot \text{d}$, 从灌浆至乳熟, 生长中心转到生殖生长, 表层老根开始死亡, 只有深层根系继续增长, 这种生长后期深层根系表现出的生命力, 对于干旱条件下利用土壤深层贮水具有重要意义。

表 4.1 夏玉米不同生育时期根鲜重、根干重和根长

生育时期	生长天数	地上部分干重 (g/m ²)	根长 (m/m ²)	根鲜重 (g/m ²)	根干重 (g/m ²)
苗期	20	28	37.4	5.6	0.8
拔节	35	150	564.8	95.1	25.2
孕穗	49	789	708.4	135.3	41.8
灌浆	70	1007	1691.9	304.5	116.0
乳熟	90	1312	1803.8	356.6	128.8

夏玉米根系在土壤中的分布可从图 4.5 根长密度随深度和时间的变化中反映出来。最大根长密度出现在土壤表层, 随着深度的加深, 根长密度递减, 在玉米生长前期, 大部分根系在 40cm 以上的土层; 在生长后期, 中层土壤中根系所占的比重较大。根深随着时间的推移而加深, 但 90% 以上的根系依然集中在 1m 土层内。

3. 影响作物根系分布的因素分析

(1) 土壤水分条件

作物的根系生长主要取决于土壤和气象条件, 但农田水分状

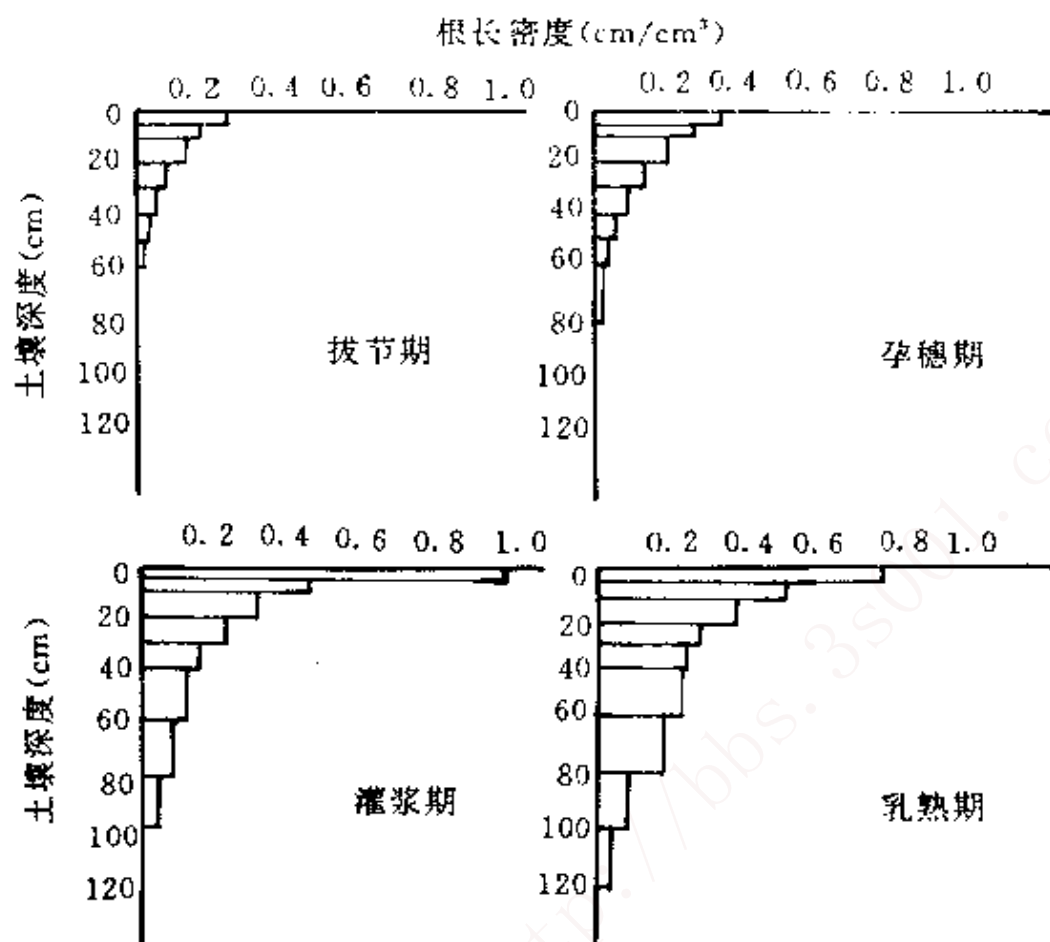


图 4.5 夏玉米根系在土壤中的分布

况的差异常常是导致根系生长不同的主要原因 (Reicosky 等, 1972; Mayaki 等, 1976)。

从图 4.6、图 4.7 可以看出,冬灌处理的麦田含水量基本处于根系生长最适宜的土壤湿度范围内,而未冬灌处理的偏低。相应地,冬灌处理的根系发育较好,整个剖面上的平均根量为 $2.43 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3$,而未冬灌的仅为 $1.73 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3$ 。冬灌能解除根系生长的水分胁迫,降低土壤的机械阻抗,促进生根,灌水后所造成的适宜湿度条件可维持到来年 3 月份,使冬小麦免受春旱的危害。

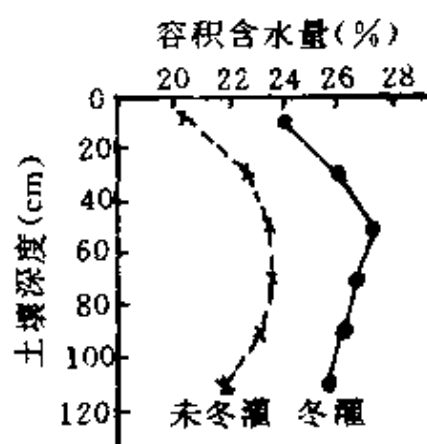


图 4.6 小麦越冬期的土壤水分剖面(1988~1989 年)

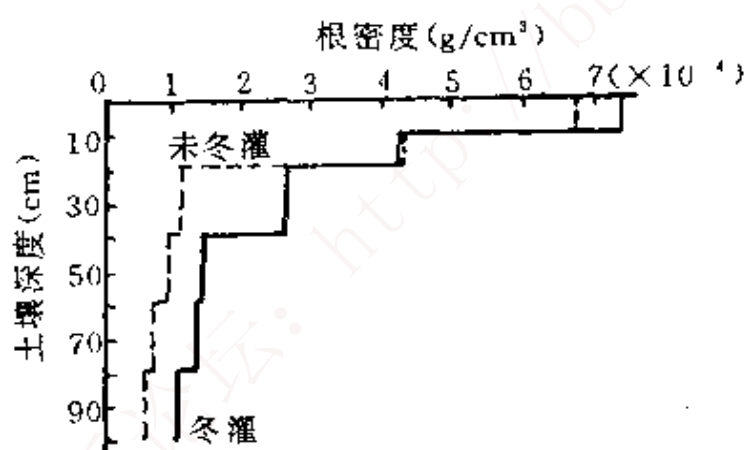


图 4.7 不同水分状况下小麦根量密度的比较(返青期,1989.3.7)

从图 4.8 和图 4.9 可知,拔节期供水充分的处理,根系发育良好。五水、三水和旱作 0~120cm 土壤剖面上的平均根量密度分别为 2.57×10^{-4} 、 2.15×10^{-4} 和 $2.02 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3$ 。尽管根量随深度的分布规律基本一致,但不同水分处理根量分布有明显差异。土壤表层 0~40cm 五水、三水和旱作的根量分别占总根量的 70.36%、62.50% 和 60.05%,五水明显高于旱作。然而底层 80~120cm 却

表现出相反的趋势,五水、三水和旱作的根量占总根量的百分比分别为 10.38%、11.44%和 17.28%,旱作高于五水处理。

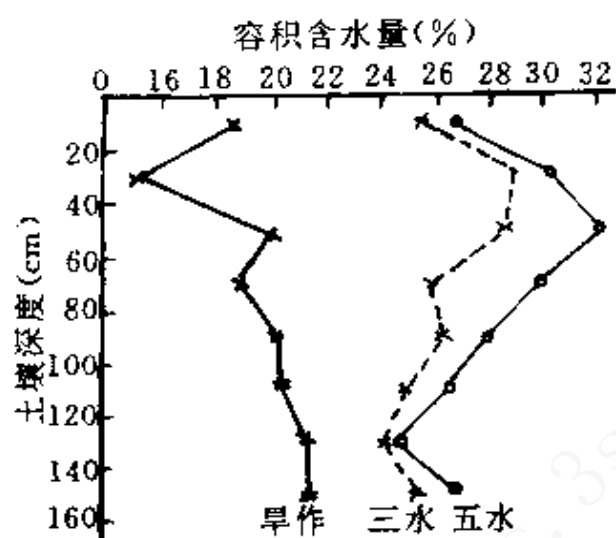


图 4.8 小麦拔节期(4月26日)土壤水分剖面(1987~1988年)

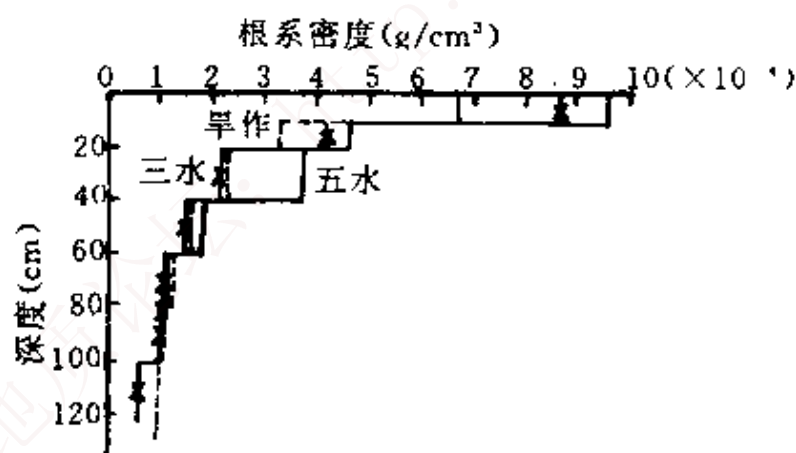


图 4.9 不同水分状况下小麦根量密度的比较(拔节期, 1988. 4. 28)

(2) 施肥方式

施肥方式对根系分布的影响可从氮、磷局部分层施肥的盆栽实验结果中看出。表层施磷的处理表层、中层、底层根量占总根量的百分率分别为 65%、23%和 12%；中层施磷的处理分别为 46.

9%、43.3%和 9.8%；底层施磷的处理分别为 56.1%、24.1%和 19.8%。分层施氮的结果与之相似。因此,传统的表层施肥方式,有利于形成上层发达的根系,如果适当深施肥料,作物根系分布会随之改变而达到增强抗旱性的目的。

(3) 土壤耕作

一般条件下土壤疏松利于作物根系向深层发展,而土壤坚实,特别是犁底层会限制根系向纵深生长。图 4.10 是深耕(耕作深度 30~40cm)和旋耕(耕作深度 5~10cm)的冬小麦在收获期 1m 以上土层根长密度在土壤中的分布,旋耕只在表层进行,没有破坏土壤的犁底层,根系主要集中在土壤上层 30cm,40cm 以下土壤的根量占总根量的百分数只有 5.4%。而深耕处理创造了利于根系向纵深发展的疏松土壤条件,深耕处理的根系虽然上部根量少于旋耕处理,而 40cm 以下的根系则远远高于旋耕处理,可占总根量的 33%,表明深耕打破犁底层利于根系的深扎。犁底层的存在使根集中于 0~20cm 的土层,这在缺水地区,易造成作物的水分胁迫,不利于根系充分利用土壤贮水,因而在农业生产上,应增加耕作深度,创造利于根系深扎的土壤条件。

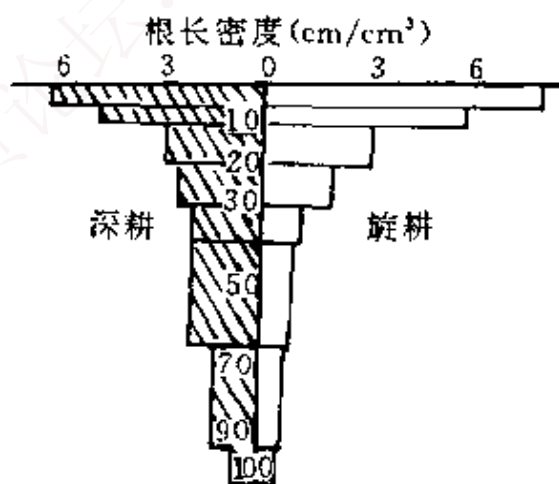


图 4.10 冬小麦旋耕和深耕处理根长密度在土壤中的分布
(收获期, 1991 年)

三、作物根系吸水模型及其应用

(一) 冬小麦根系吸水图式的模拟

1. 根系吸水的数学描述

定量描述植物根系吸收土壤水分的数学模型有两种类型,即微观模型和宏观模型。微观模型是研究土壤水分的流向和进入典型单根的径向流。宏观模型则把整个根系看作是扩散吸水器,根系以速率 S 从不同深度的土壤层中吸收水分。我们应用宏观模型研究了冬小麦根系吸水图式。

在不计温度、溶质和滞后效应的情况下,农田土壤根系带土壤水分一维垂直流动方程为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1) - S(z, t) \quad (4.5)$$

式中: θ 是土壤容积含水量, t 为时间, z 为土壤深度, $K(\theta)$ 为土壤的导水率, ψ 为基质势, $S(z, t)$ 为根系吸水函数, 表示单位时间内根系从单位体积土壤中吸收的水量。

宏观模型的实质在于用不同的吸水函数来刻画根系吸水图式。利用 Novák (1987) 提出的吸水函数模拟冬小麦的根系吸水图式。

(1) 适宜土壤湿度条件下的根系吸水模型

当实际蒸腾率(E_t)等于潜在蒸腾率(E_{tp}), 土壤水流入根系的速率不受土壤水分的限制, 此时吸水函数可由下式给出:

$$S_0(z, t) = E_{tp} \frac{\delta \exp[-\delta(z/z_r)]}{z_r [1 - \exp(-\delta)]} \quad (4.6)$$

式中, E_{tp} 为潜在蒸腾率, z 为土壤深度, z_r 为根系带的深度, δ 为经验常数, $S_0(z, t)$ 为不受土壤水分限制时的根系吸水强度。

(2) 土壤水分不足时根系吸水模型

当作物蒸腾受到土壤水分限制时, 根系吸水函数为:

$$S(z, t) = S_0(z, t) \alpha(\theta) \quad (4.7)$$

式中, $\alpha(\theta)$ 为土壤水分限制因子, 其变化见图 4.11。

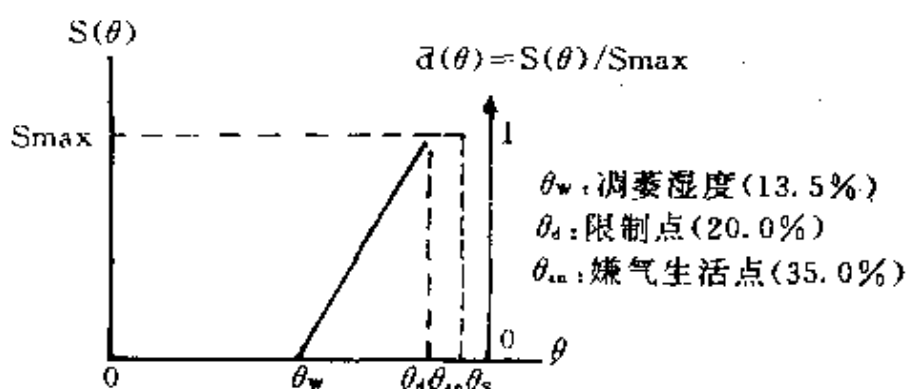


图 4.11 根系吸水速率与土壤含水量的关系

Feddes 等人(1979)假设比某一嫌气生活点(θ_{an})更湿条件下,根系吸水强度是零或很快达到零;土壤湿度(θ)在 θ_{an} 与限制点 θ_d (土壤水分开始限制蒸腾)之间,根系吸水不受水分限制;含水量低于 θ_d 而大于凋萎湿度(θ_w)时,吸水强度线性减少直到为零;土壤湿度低于 θ_w ,吸水强度为零。这些变化关系可表示为:

$$\begin{cases} a(\theta) = 0 & 0 < \theta \leq \theta_w \text{ 或 } \theta > \theta_{an} \\ a(\theta) = 1 & \theta_d < \theta \leq \theta_{an} \\ a(\theta) = \frac{\theta - \theta_w}{\theta_d - \theta_w} & \theta_w < \theta < \theta_d \end{cases} \quad (4.8)$$

2. 经验常数(δ)的确定

根量(W)随深度的分布可用指数形式表示:

$$W(z) = W_m \exp[-\delta(z - 5)/z_r] \quad (4.9)$$

式中, W_m 为根量密度的最大值,位置在地表。然而不管在什么条件下,小麦根系生根深度(z_r)是达不到地表的,因此引起一个折减深度 z_r^{na} ,以修正生根深度。取 $z_r^{na} = 5cm$ (播种深度),得有效根深 $z - z_r^{na}$, $z = 5cm$ 处根量密度最大; δ 为经验常数, z 为土层深度, $W(z)$ 为对应于 z 的根量密度。

对大田根量试验结果进行回归分析,获得经验常数 δ ,如表 4.2 所示。

表 4.2 经验常数 δ

时 期	处 理	δ	年 份
越冬前	大 田	3.01	1988~89 年
返 青	冬 灌	2.82	1988~89 年
	未冬灌	3.53	
拔 节	大 田	3.62	1984~85 年
拔 节	大 田	3.68	1987~88 年
	三 水	3.56	
	旱 作	2.60	

3. 冬小麦根系吸水图式的模拟

根系吸水图式的模拟分苗期、返青期、拔节—开花期和灌浆期四个生育阶段进行,其中拔节期又对不同水分处理分别做了模拟。

小麦四个生育阶段根深分别为 60、120、160、220cm(图 4.1)。潜在蒸腾量采用栾城站 E_{601} 水面蒸发量的实测值乘以 0.9 得到的数据,四个生育阶段的 E_p 值分别为: 0.14、0.51、3.1 和 4.4mm/d。

(1) 土壤水分适宜时小麦根系吸水图式的模拟

图 4.12、图 4.13 是大田状况下小麦生育期不同深度土壤水分动态和不同水分处理 0~160cm 的土壤湿度状况。可见,除旱作处理拔节开花以后土壤水分不足外,其他处理均在 20%~30% 之间,处于适宜土壤水分范围内,土壤水分不是作物蒸腾的限制因子,因此可直接应用(4.6)式进行模拟。

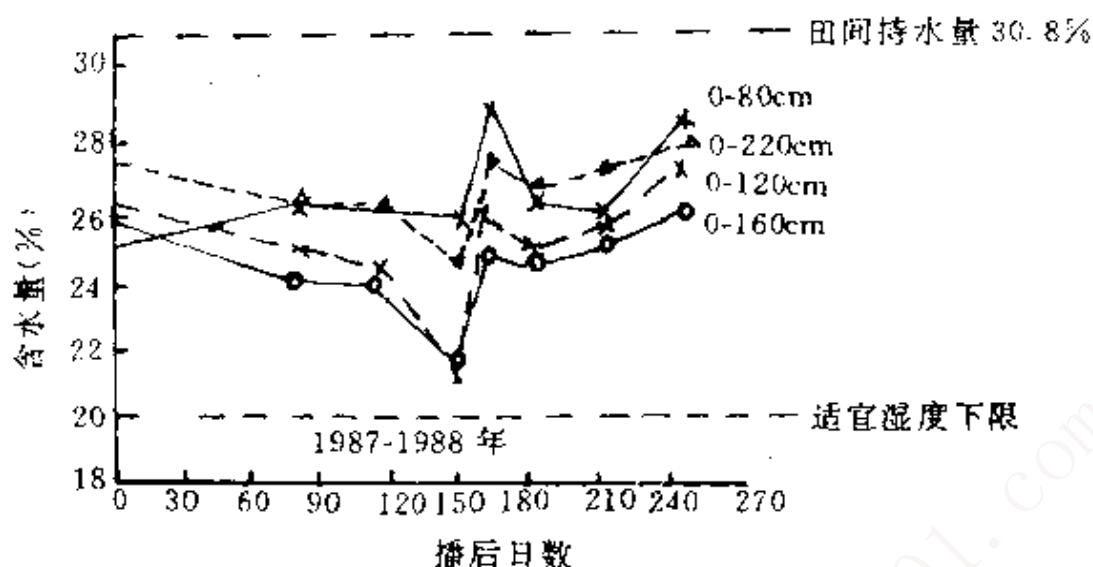


图 4.12 大田状况下小麦生育期不同深度土壤水分动态

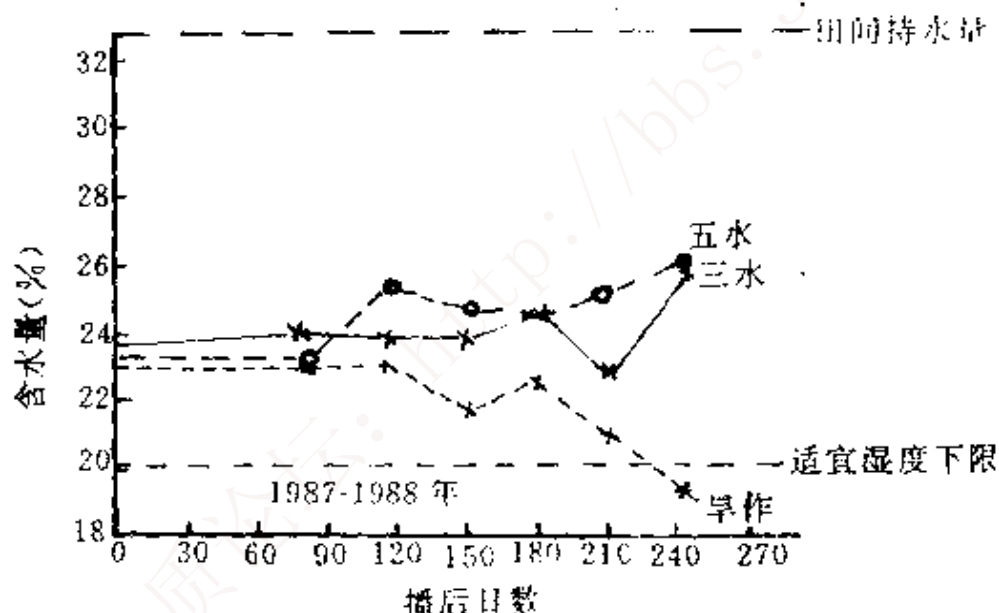


图 4.13 不同水分处理 0~160cm 的土壤湿度状况

为了检验模拟的效果,采用土壤水分实测资料计算根系吸水强度的分布,按麦田水分平衡方程式计算蒸腾量。假设蒸发影响深度为 60cm, 60cm 以上的实际蒸腾量 T 。由蒸腾量占蒸散量的比例系数^①求得。

① 程维新,赵家义,冬小麦耗水量研究,1986。

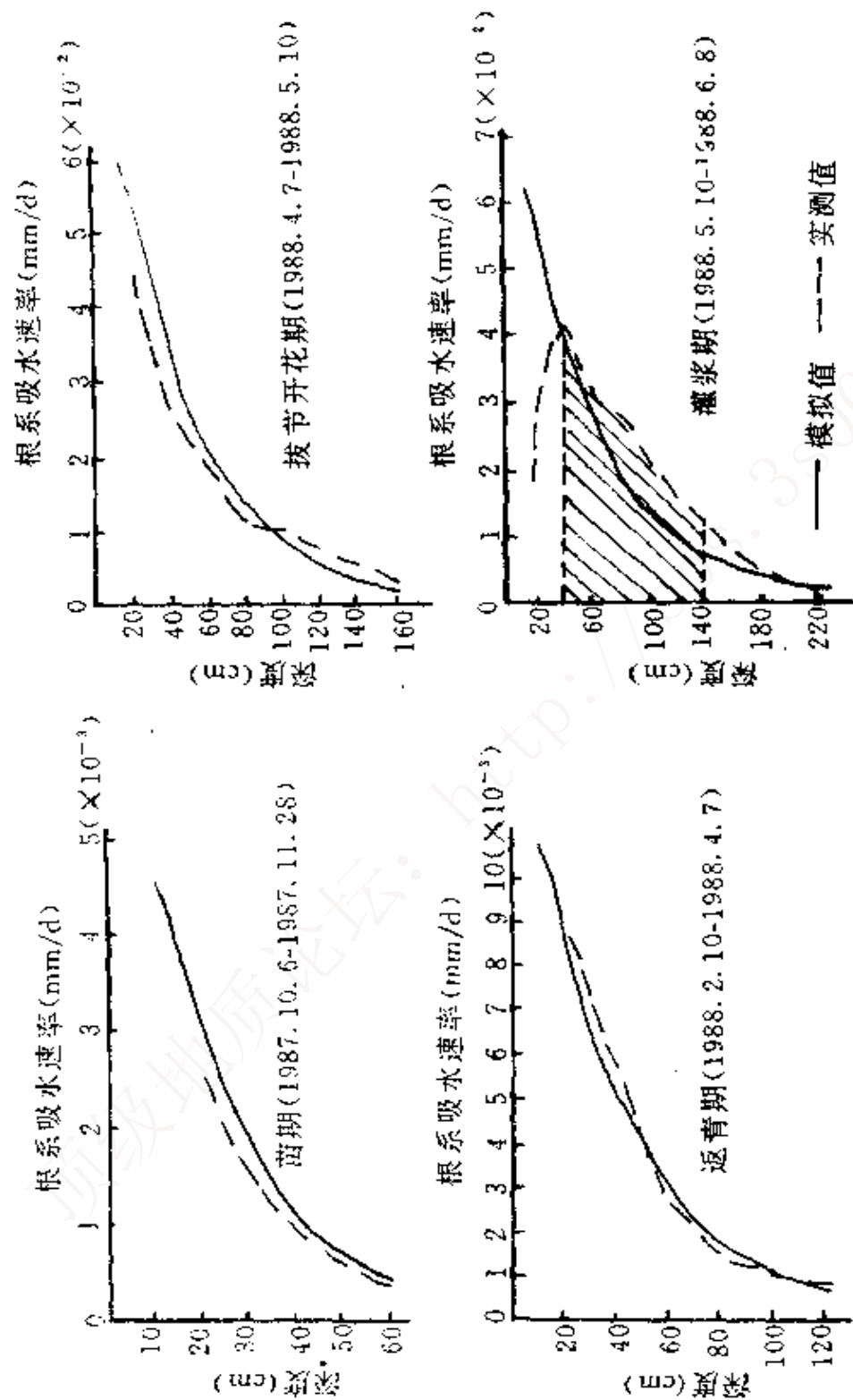


图 4.14 不同生育时期小麦根系吸水速率的分布

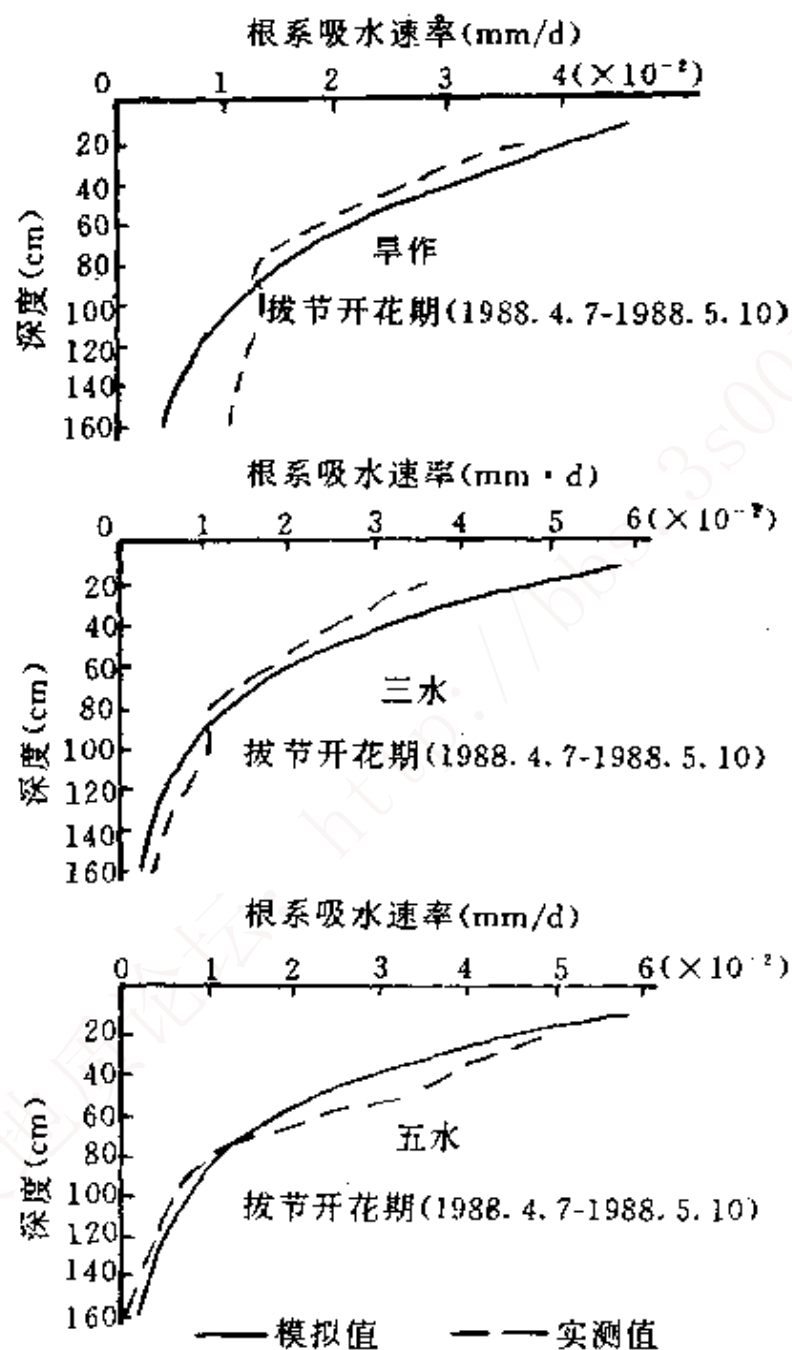


图 4.15 不同水分状况下小麦拔节~开花期根系吸水速率分布

图 4.14 和图 4.15 中的实线是模拟值,虚线为实测值。可以看出,两者在大多数情况下是很吻合的,说明用(4.6)式来模拟农田土壤水分状况良好的山前平原小麦根系吸水速率分布是符合实际情况的。

从图 4.14 看出,小麦根系吸水强度随着生育进程而迅速提高。小麦孕穗开花前,根系吸水强度基本呈指数分布,苗期和返青期实测值与模拟值相当吻合;拔节期 0~80cm 实测值略小于模拟值,80cm 以下实测值大于模拟值。这是由于根系迅速下扎而上层根系功能开始衰退造成的;灌浆期表现很特别,表层 20cm 处实测值远远小于模拟值。由于模拟方程是建立在假定根系吸水速率与根量成正比的基础上,而此时虽表层根量大,但大都是吸水功能衰退的老根。下层 60~180cm 的实测值几乎都落在模拟曲线的右方,说明此时根系的主要吸水部位在下层,只要深层有充分的水分供应,土壤表层水分不足不会影响小麦的灌浆和成熟。

从图 4.15 看出,不同水分处理拔节期根系吸水强度的差异上、下层表现出相反的趋势,以深度 80cm 为界,80cm 以上各处理的吸水速率是五水最大,三水次之,旱作最小;80cm 以下各处理的吸水速率为旱作最大,三水居中,五水最小。旱作处理 120~160cm 实测值高于模拟值,五水处理 60cm 以上实测值高于模拟值。据研究,表层土壤水分充足时,根量的增加主要是由于根半径的增大而非根长加大和根的分枝增多,根系有效性提高不多;而旱作底层根量的增加却是根长和分枝增多的结果,有效地提高了根系吸水面积,因此旱作和五水处理间底层根量相对较小的差异导致根系吸水量相对较大的差异。

(2) 土壤水分不足时小麦根系吸水图式

从图 4.15 可以看出,用(4.6)式对旱作处理拔节开花期的根系吸水的模拟值与实测值有较大差异。观测表明,旱作拔节开花期根系带土壤含水量急剧下降,土壤水分供应不足,根系吸水受到限制。

对旱作拔节开花期的土壤湿度剖面资料(1983~1984 年)进行回归分析知,土壤湿度(θ)是土壤深度(z)的幂函数,其函数式

顶级地质论坛: <http://bbs.3s001.com/>

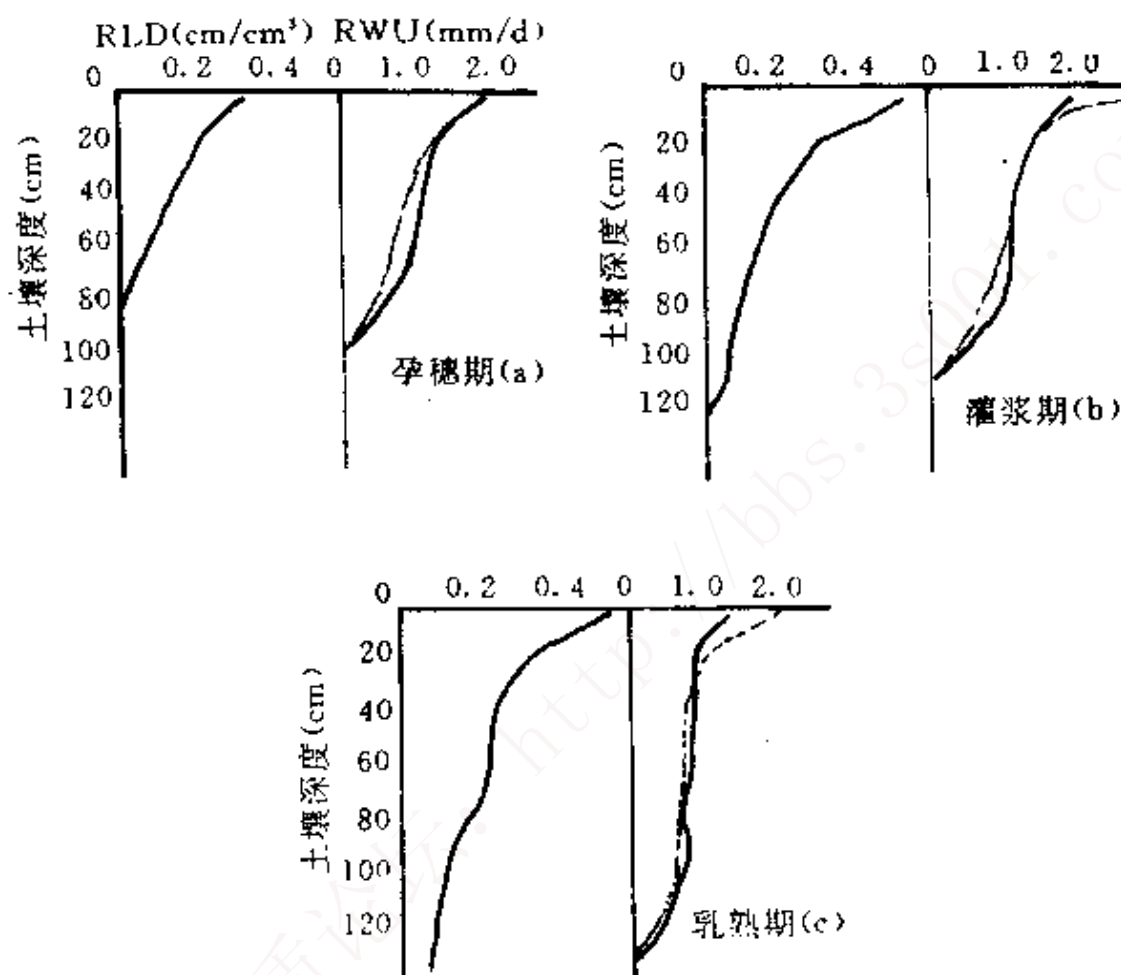


图 4.17 夏玉米不同生育时期的根长密度(RLD)和根吸水量(RWU)的吸收基本与根长在土壤中的分布相似,符合 Pejong 和 Cameron (1979)提出的根系吸水的表达式:

$$S_{ij} = E_{tp} \frac{L_{vj}}{\sum_{j=1}^N L_{vj}} \cdot \frac{2}{\Delta z_1 + \Delta z_2} \quad (4.12)$$

式中: S_i 为第 j 层土壤根系的吸水函数; L_{vj} 为第 j 层土壤的根长

函数; $\Delta z_i = z_i - z_{i+1}$; $\Delta z_i = z_{i+1} - z_i$; E_{ip} 为潜在蒸腾量。

用(4.12)式模拟的根系吸水图式如图 4.17a、b、c 中的虚线所示,基本与实测结果相吻合,因而可以用(4.12)式表达适宜土壤水分下的夏玉米根系吸水规律。

从图 4.17 可看出,根系吸水分布与根长密度的分布密切相关,大部分根系分布在土壤的上层,而土壤蒸发发生在土壤表层,因而如何增加深层根系的量,使作物充分利用深层贮水是提高水分利用率的途径之一。根据国外的研究报道,土壤物理、化学性质均显著影响着作物根系的生长和发育,如氮、磷能促进根系的生长,紧实的土层限制着根系的生长等,因而可以通过田间管理措施的实施创造利于深层根系生长的土壤环境条件。

第二节 作物耗水量及优化用水

蒸发或者蒸散在水文学、气象学等学科中作为水分循环与水量平衡的一个重要环节和分量进行了广泛的实验研究,积累了大量资料,大大推进了蒸散、蒸发的研究及应用。

蒸发研究的应用是多方面的,从农业角度来认识,蒸散量不仅是农田土壤水分平衡的一个重要水分支出分量,而且是可供作物利用的那部分土壤水资源的数量评价,即消耗于土壤蒸发和供给作物蒸腾的土壤水,这是农业水资源的组成部分。土壤蒸发是土壤水的非生产性消耗,因此,人们在增加农田蒸散量以提高作物产量的同时,总是想方设法减少土壤蒸发,改善农田水分状况,提高作物蒸腾的利用比例,可以说,从事农田蒸发和作物耗水研究的出发点及其归宿,无不与合理利用土壤水资源并节约用水相联系。

农田蒸发和作物需水、耗水规律的研究历经了上百年的历史,积累了一些实验研究方法和计算方法。近几年,迫于缺水越来越严重的严峻形势,在研究作物需水、耗水规律的基础上,大力展开作物用水与作物生长、产量之间关系的科学研究,建立了各种形式的数学模型,为指导灌溉、经济合理用水提供理论依据,以达高产、高

效、节水的综合目的。

一、试验研究方法

农田蒸发的实验测定有其难度,因此,其测定方法研究成为蒸发研究的主要内容,近年来在国际上随着近代微气象学、水文学和生物科学的发展,都从不同角度推动着农田蒸发研究的开展,其中从微气象角度研究蒸发最为活跃,发展了各种测定技术和方法,如波文比-能量平衡法,空气动力学多层梯度法和阻抗法,与红外遥感技术相结合的空气动力学阻抗-能量平衡联合法以及涡度相关技术等。从水文学角度的研究也相当活跃,如大田水量平衡法和零通量面法,还有浮力式水力蒸发器,大型原状土自动称重蒸发渗漏仪(Lysimeter),以及各种规格的水面蒸发池(器);从生物学、土壤学角度的研究工作不多,有植物生理测定技术、红外遥感技术等。

位于太行山山前平原的栾城农业生态站于1982年开始进行作物需水、耗水规律的实验研究,累积了十年以上的试验资料,主要应用农田水量平衡法测定蒸散,来分析作物的需水、耗水规律。设计不同水分处理(灌水次数、时间)的田间试验,自1982年到1989年小麦试验共分六个水分处理,分别为旱作、灌溉一水、二水、三水、四水和五水,随机区组设计,重复四次,小区面积为40平方米,灌水按生育时期进行,具体安排如下:

水分处理	灌水时期
旱作	
一水	拔节
二水	返青、拔节
三水	返青、拔节、抽穗
四水	冬前、拔节、抽穗、灌浆
五水	冬前、返青、拔节、抽穗、灌浆

1989年以后按中科院生态网络中水循环水平衡课题的统一设计,设水分充足、适中、不足三种处理,大田作为对照。充足、适

中、不足处理 0~30cm 土壤相对含水量分别为 $\geq 75\%$ 、 $\geq 60\%$ 、 $< 60\%$ ，到达该指标时进行灌溉，1989 年以后的夏玉米田间试验设计与冬小麦的相同。

二、作物需水规律及其与降雨的耦合

(一) 降雨与蒸发

评价一个地区的水分条件首先要看降水及其变化，栾城生态站所在地区由于受季风气候和太行山脉的影响，年降水量变率大，季节分配不均，雨量集中于夏季汛期，冬季雨雪稀少，详见图 4.18 和表 4.3。

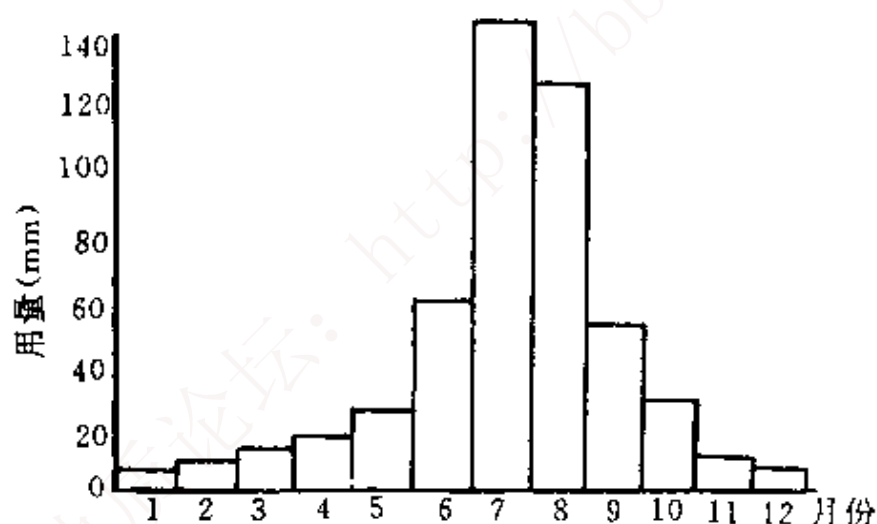


图 4.18 栾城县平均各月降水量(1971~1990 年)

降水高度集中于夏季，占到总降水量的 67.8%，而冬季 3 个月只占 3.2%，这种雨热同期的气候特点，有利于作物生长；但由于春季降雨少，而且变率大，十年九旱，冬小麦生长常常遭遇干旱的威胁。降水保证率的分析得出，栾城县大于 700mm 和小于

300mm 年降水量都是十年一遇,一般年降水量在 400~500mm 之间。各季降水保证率不同,春季降水少,保证率低,多数年份春旱;夏季降水的保证率高,95%年份降雨大于 200mm;秋季降水保证率高于春季;冬季降水保证率最低,50%年份小于 12mm,对越冬作物不利。

表 4.3 栾城县历年(1971~1990 年)季降水量及降水变率统计表

季 节	春 季	夏 季	秋 季	冬 季	年
平均降水量(mm)	58.1	325.9	81.5	15.2	480.7
占年降水量(%)	12.0	67.8	17.0	3.2	100
降水变率(%)	30.4	97.3	35.7	10.8	117.1
相对降水变率(%)	52.4	29.9	44.0	72.0	24.4

蒸发是农田水分平衡中的主要支出项,利用联合国粮农组织(FAO)推荐改进的 Penman 方法来计算蒸散力,如表 4.4。

表 4.4 栾城县平均各月蒸散力(ET_0)

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
ET_0 (mm/d)	0.85	1.33	2.59	4.12	4.35	5.75	4.75	4.08	3.29	2.52	1.41	0.79	—
蒸散力(mm)	26.43	37.28	80.31	123.61	134.90	172.51	147.31	126.59	98.77	78.14	42.32	24.51	1092
降水量(mm)	3.5	7.5	10.0	13.9	34.3	65.3	140.7	119.9	46.9	25.9	8.7	4.2	480.7
差值(mm)	22.92	29.77	70.31	109.71	100.61	107.2	6.6	6.6	51.85	52.23	33.62	20.36	11.3
亏缺率(%)	86.77	9.88	7.58	8.8	74.6	62.1	4.5	5.2	52.56	66.87	9.48	2.95	6.0

栾城蒸散力最大的月份在 6 月,最小的月份是 12 月,年蒸发力 1092mm,远远大于年降水量 480.7mm。一年中只有 7、8 两个月蒸散力与降水差别小,其它各月降水不能满足蒸发耗水的要求,特别是在冬小麦生长的季节,差别最大,必须补充灌溉。

由降水量和蒸散力可求出湿润度,根据伊万诺夫的湿润度分

级,该区属半干旱、半湿润气候区,全年中有7个月属于干旱或极干旱,只有7、8两个月属于半湿润期。

(二) 作物需水规律及其与降雨的耦合

表 4.5 栾城站冬小麦的需水规律及阶段降水量

生育时期	冬前	越冬	返青~拔节	拔节~抽穗	抽穗~成熟	全生育期
阶段需水量(mm)	95.0	48.3	71.6	137.1	204.1	556.1
阶段降水量(mm)	34.6	15.2	9.9	13.9	53.2	126.8
差值(mm)	-60.4	-33.1	-61.7	-123.2	-150.9	-429.3

表 4.6 栾城站夏玉米的需水规律及阶段降水量

生育时期	播种~出苗	拔节	抽雄~开花	灌浆~成熟	全生育期
阶段需水量(mm)	77	98.6	87.4	121.2	384.2
阶段降水量(mm)	46.4	140.7	86.7	69.7	343.5
差值(mm)	-30.6	+42.1	-0.7	-51.5	-40.7

从表 4.5 中可以看出,生长在冬、春季节的冬小麦生长期间降水量与小麦蒸散需水相差甚远,两者相差 429.3mm,降水只能满足需水的 22.8%,而且小麦对水分缺乏最敏感时期拔节—抽穗期,缺水明显;而生长在夏季多雨季节的玉米,降雨量能满足玉米需水的 89.4%,没有明显的缺水反应(见表 4.6)。根据许越先的计算,一般平水年有效降水量在黄河以南能满足小麦需水量的 55%~82%,在黄河以北只能满足 29%~37%,黄河南北相差很大;夏玉米生育期内有效降雨量基本上都能满足作物需水要求甚至超出;范如华计算了河北低平原的有效降水量,小麦孕穗和灌浆需水关键期有效降水量只能满足作物需水的 10%;南皮生态站试验资料表明,小麦生育期降水量对需水的满足率,多年平均为 30.0%,湿润年份为 32.4%,仍亏缺 292.5mm 的水分,干旱年份只有 16.2%。上述资料说明在华北地区,小麦生育期有效降水量同作物需水量的耦合关系最差,然而在适中的供水条件下,仍能获得较好的产量,说明灌溉和土壤贮水对小麦生长及产量形成的重要作用。

为了进一步分析小麦产量与耗水量的关系,有必要对麦田水文年型的划分进行分析。

栾城站小麦生育期多年平均降雨量为 118.0mm。汛期(7~9 月)降雨量是麦田底墒形成的水源,充足的底墒是冬小麦稳产、丰产的重要条件。据研究,如果华北平原中部播前土壤有效蓄水量充分,即使来春干旱严重,水分供应仍能满足冬小麦中上等产量水平的需要。可见降雨对冬小麦生育和产量的影响是汛期降雨和生育期降雨共同作用的结果。

过去一般以生育期有效降雨量作为划分水文年型的标准,这种划分方法忽视了季风气候的特点,没有考虑雨季蓄存在土壤中的有效水对小麦的供水作用,常常导致过大的灌溉定额。我们综合考虑降水的作用,提出用生育期降雨量(P)与播前土壤有效贮水量(W_0)之和来划分小麦水文年型。

根据冬小麦根系分布特点,取计划层 1.5m;小麦播前土壤有效水分贮量(W_0)与当年 7~9 月份降雨总量($\sum P_i$)之间存在着良好的线性关系。栾城站的关系式为:

$$W_0 = -33.688 + 0.595 \sum P_i \quad (r = 0.915) \quad (4.13)$$

利用 1971~1986 年的降雨资料求得不同保证率下汛期雨量、播前土壤有效贮水量和指标 $P+W_0$,详见表 4.7。

用这一标准衡量 1971~1988 年期间 17 年栾城县小麦生长季的水文年型,其中五年为湿润年,五年为干旱年,七年为平水年(见图 4.19)。

表 4.7 栾城县不同保证率下的 $\sum P_i$ 、 W_0 和 $P+W_0$

$P\%$	25%	50%	75%
$\sum P_i(\text{mm})$	400.0	265.0	180.0
$W_0(\text{mm})$	192.5	124.0	80.0
$P+W_0(\text{mm})$	304.5	241.5	197.4
水文年型	湿润年	平水年	干旱年

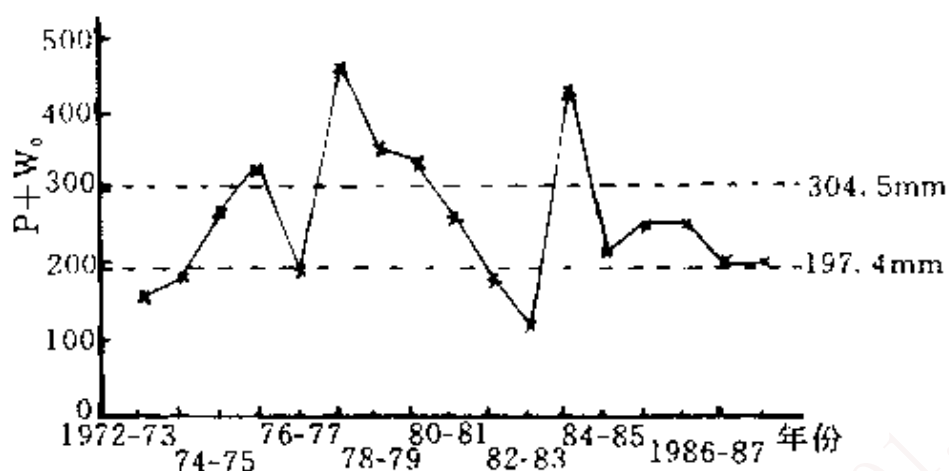


图 4.19 栾城县 1971~1987 年的 $P+W_0$ 值

三、小麦、玉米等主要作物产量与耗水量关系分析

作物耗水量(ET)受诸多因素的影响,其中最主要的是气象因子、土壤湿度和作物状况,它是作物生物学特性和外界环境条件统一的结果。

分析栾城站 1986~1988 年(均属平水年)的小麦试验资料得知,当 ET 大于某一值时才会有经济产量形成,在产量水平较低时,随着 ET 的增大,产量(Y)近似线性上升,但当 ET 继续增大时, Y 增加速度减慢,当达到现阶段农业技术水平下的最高产量后,供水量增加,产量反而下降,两者明显呈非线性关系(图 4.20),其方程为:

$$Y = -3308.652 + 35.058ET - 0.0364ET^2 \quad (4.14)$$

式中: Y 为产量(kg/hm^2), ET 为耗水量(mm)。

对(4.14)式求导,可得最高产量 $Y_m = 5136\text{kg}/\text{hm}^2$,对应的耗水量 $ET_m = 481.7\text{mm}$,得产量最高点 $M(ET_m, Y_m)$ 。

从图 4.20 可以看出,水分利用率(WUE)与耗水量的关系亦呈抛物线,回归方程为:

$$WUE = 3.5235 + 0.0525ET - 7.628 \times 10^{-5} ET^2 \quad (4.15)$$

对(4.15)式求导,得水分利用率最高点 $W(ET_w, Y_w)$,其中

$Y_w = 4446 \text{ kg/hm}^2$, $ET_w = 344.1 \text{ mm}$ 。

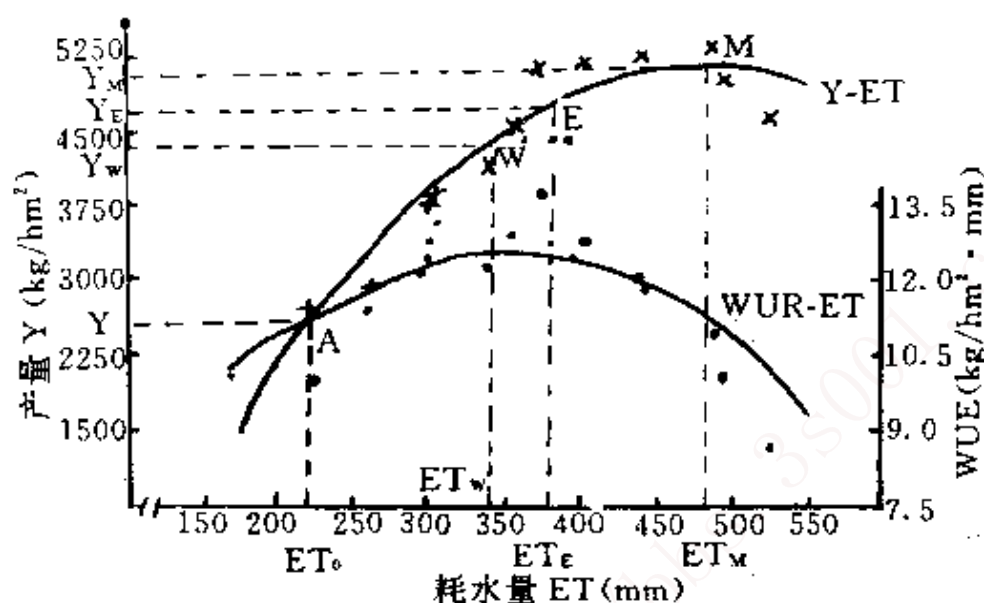


图 4.20 太行山山前平原小麦产量、水分利用率与耗水量关系

这样可将 $Y-ET$ 曲线分为三段,反映山前平原小麦产量与水分关系的一般特征。

I. 生产力迅速增长阶段:由产量最低点(A)至 WUE 最高点(W), Y 随 ET 增加而线性增加,由 2736 kg/hm^2 增至 4446 kg/hm^2 , ET 由 220.0 mm 增至 344.1 mm 。此时水资源为产量的限制因子。

II. 生产力缓慢增长阶段:从 WUE 最高点(W)至产量最高点(M),产量由 4446 kg/hm^2 增至 5136 kg/hm^2 。 ET 由 344.1 mm 增至 481.7 mm ,此阶段为水资源分配的合理阶段,包括最佳耗水量。

III. 生产力回落阶段:至最高产量点(M)以后, Y 随 ET 增加而减小,进入此阶段以后继续增加供水将造成水资源的浪费。

对栾城站试验资料进行回归分析,得到 1983 年以来历年冬小

麦产量与耗水量的关系,详见表 4.8。除 1983~1984 年($P+W_0=203.8\text{mm}$,属典型的干旱年份)两者的关系呈线性外,其他年份都表现为非线性关系。

从表 4.9 中可以看出,对于 1989 年以后设不足、适中、充足水分处理的田间试验,无论是哪个年份,小麦耗水量随供水增加而增加,而产量和水分利用率则是适中处理最高,从不足到适中,是产量提高阶段,此阶段耗水量变化在 10% 以内,产量的增加超过了 20%;水分再从适中到充足,耗水量再增加 9.0%。甚至到 24.6%,产量只增加 1.1%,甚至降低 8.8%,这种变化趋势与前述的非线性关系是相一致的。

表 4.8 栾城站历年冬小麦产量与水分的关系

年 份	回 归 方 程 式	R	F
1983~1984 年	$Y=2461.26+15.08ET$	0.9288	25.1227*
1985~1986 年	$Y=-31590.15+180.77ET-0.19ET^2$	0.9826	42.0650*
1986~1987 年	$Y=-21544.16+171.90ET-0.23ET^2$	0.9972	79.6122**
1987~1988 年	$Y=-41735.87+264.13ET-0.33ET^2$	0.9700	15.9389*

表 4.9 不同水分处理条件下冬小麦的耗水量和产量

处 理 年 份	不 足			适 中			充 分		
	ET	Y	WUE	ET	Y	WUE	ET	Y	WUE
	(mm)	(kg/hm ²)	(kg/hm ² ·mm)	(mm)	(kg/hm ²)	(kg/hm ² ·mm)	(mm)	(kg/hm ²)	(kg/hm ² ·mm)
1989~1990	408.9	4615.5	11.25	421.9	5662.5	13.35	525.7	5164.5	9.75
1990~1991	312.3	3549.0	11.4	345.1	4275.0	12.45	376.1	4195.5	11.10
1994~1995	—	—	—	397.2	6201.0	15.60	433.9	6267.0	14.40

表 4.10 栾城站夏玉米田耗水量与产量

项 目 年 份	P	ΔW	I	ET	Y	WUE
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(kg/hm ²)	(kg/hm ² ·mm)
1987	139.1	-101.2	120.0	360.3	5092.5	14.1
1988	343.2	39.1	34.4	338.5	4650.0	13.8
1989	243.2	-55.9	46.0	345.1	6315.0*	18.3*
1990	393.4	50.8	0	342.6	6000.0	17.5
1992	210.3	8.5	148.6	350.4	6120.0	17.4

表 4.10 中的数据说明,该地区玉米耗水量在 350mm 左右,更多的降雨或灌水会增加土壤的贮水。再比较耗水量与产量的关系,耗水量最低时,产量和水分利用率均最低,随耗水量增加,产量提高,耗水量为 345.1mm,产量和 WUE 达最高水平,耗水量再增加,产量反而降低,在该地区一般年份灌一水就能基本满足玉米丰产的水分需求;南皮试区多年试验有相类似的结果,耗水量从 396.3mm 增至 462.0mm,产量由 6555kg/hm² 增加到 9823.5kg/hm² 后又降到 9133.5kg/hm²,产量最高时耗水量为 450.0mm,即 396.3mm 到 450.0mm 为产量增加的耗水量区间;朱自玺等研究河南六个试点的多年资料,也认为夏玉米耗水量与产量的关系为非线性,方程式为:

$$Y = -6106.70 + 51.22ET - 0.52ET^2 \quad (4.16)$$

四、作物最佳用水量分析

上述分析已知作物产量并非随着用水量(耗水量或灌溉量)的增加一直增加,那么就存在一个最佳用水量;目前农田节水的要求日益突出,不再单纯追求高产,综合考虑产量、水分利用率和经济效益,使三者达到高水平的统一,即可得到最佳用水量定额,以来指导节水灌溉。

由边际原理知,水源充足地区单位面积纯效益最大的充要条件为:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{P_x}{P_y}$$

式中, y 为产量; x 为投入水量; P_y 为产品的单价; P_x 为水的单价。

据 1987 年调查,栾城地区 $P_x=0.495$ 元/mm·hm², $P_y=0.58$ 元/kg, 则 $P_x/P_y=0.057$;分析栾城站 1987~1988 年冬小麦灌溉试验资料,找出对应于 $\Delta y/\Delta x=0.057$ 的耗水量为 $ET=385.6$ mm,此即为最佳耗水量。

对不同水分处理的经济效益进行综合评判来确定最佳耗水量

值。

评价某一水分处理的优劣,不能单纯从产量高低来衡量,而要从投入、产出和效率等做出综合评价。取经济产量、秸秆产量、水分利用率和灌水量为评判因素,建立评判矩阵,并取各行最大值为1,分别求出该行其它元素与它的比值,则评判矩阵为:

$$M_{4 \times 5} = \begin{bmatrix} \text{二水} & \text{三水} & \text{四水} & \text{五水} & \text{旱作} \\ 4878.0 & 5272.5 & 4945.5 & 4867.5 & 2275.5 \\ 13234.5 & 14083.5 & 14115.0 & 15180.0 & 12337.5 \\ 14.085 & 14.430 & 11.625 & 10.740 & 12.510 \\ 105.3 & 167.8 & 207.2 & 249.1 & 0 \end{bmatrix} \begin{matrix} \text{经济产量(kg/hm}^2\text{)} \\ \text{秸秆产量(kg/hm}^2\text{)} \\ \text{WUE(kg/hm}^2 \cdot \text{mm)} \\ \text{灌水量(mm)} \end{matrix}$$

$$= \begin{bmatrix} 0.925 & 1 & 0.938 & 0.923 & 0.432 \\ 0.872 & 0.928 & 0.930 & 1 & 0.813 \\ 0.976 & 1 & 0.806 & 0.744 & 0.867 \\ 0.423 & 0.674 & 0.832 & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

上述各因素在评判中的作用,取决于它们的权重,确定权重的原则是按照各因素所有处理的平均值,分别计算其经济价值。籽粒、秸秆分别按 0.58 元/kg 和 0.06 元/kg 计算;灌水费用按 0.495 元/mm · hm² 计算;WUE 按净产值进行计算,则权重矩阵为:

$$L_{1 \times 4} = \begin{bmatrix} \text{籽粒} & \text{秸秆} & \text{WUE} & \text{灌水费用} \\ 4447.5 \times 0.58 & 13790.1 \times 0.06 & 4447.5 \times 0.58 - 182.4 \times 0.495 & 182.4 \times 0.495 \\ = [2579.55 & 827.406 & 2489.7 & 90.3] \\ = [0.4309 & 0.1382 & 0.4158 & 0.0151] \end{bmatrix}$$

由于灌水费用为支出项,应取负值。则有:

$$L_{1 \times 4} = [0.4309 \quad 0.1382 \quad 0.4158 \quad -0.0151]$$

将 $L_{1 \times 4}$ 和 $M_{4 \times 5}$ 相乘,则得综合评判结果为:

$$N_{1 \times 5} = L_{1 \times 4} \times M_{4 \times 5}$$

$$\begin{array}{ccccc}
 \text{二水} & \text{三水} & \text{四水} & \text{五水} & \text{旱作} \\
 = [0.9185 & 0.9648 & 0.8553 & 0.8302 & 0.6590]
 \end{array}$$

可见,在所有水分处理中,以三水经济效益最高,其次为二水,旱作居第五。因此只有灌溉适宜时才能获得最佳的经济效益。三水处理的耗水量 $ET=365.6\text{mm}$,这与前述边际分析确定的 385.6mm 相近,取其平均值 375.6mm 作为冬小麦最佳耗水量,对应的产量为 $4725.0\text{kg}/\text{hm}^2$,与极值点(M)相比,耗水量减少 106.1mm ,下降 22% ,产量减少 $411.0\text{kg}/\text{hm}^2$,仅下降 8% 。显然,在高产范围内适当减少供水量可保证产量和 WUE 同时稳定在较高的水平上,获得最好的生态经济效益。

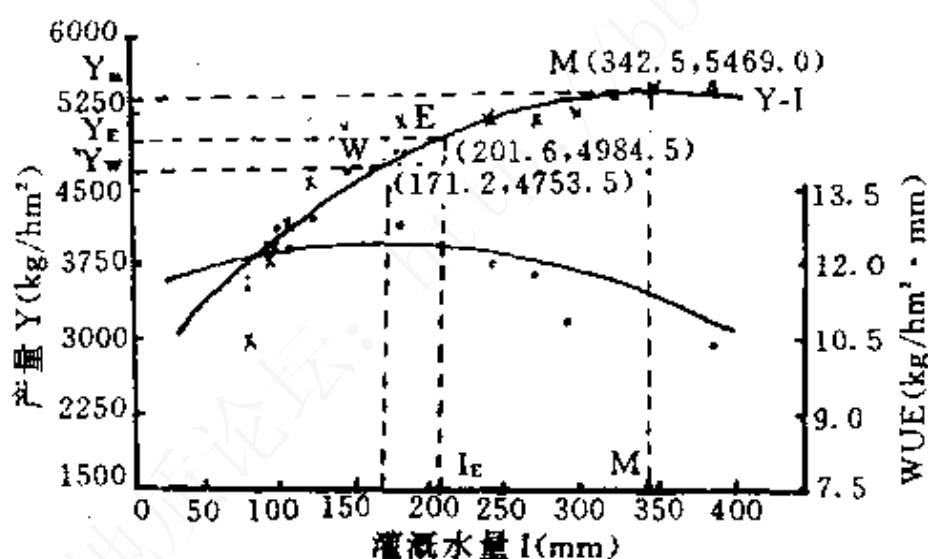


图 4.21 太行山山前平原小麦产量、水分利用率与灌溉水量的关系

图 4.21 表示以灌溉量(I)为自变量的小麦产量和用水量的关系,表达式为:

$$Y = 2606.42 + 16.72I - 0.024I^2 \quad (4.17)$$

$$WUE = 11.42 + 0.012I - 3.38 \times 10^{-5}I^2 \quad (4.18)$$

$$r=0.9458$$

对(4.17)、(4.18)式求导,分别求得产量最高(5469.0kg/hm²)时灌溉定额为342.5mm, WUE 最高时期灌溉定额为171.2mm,可见最佳灌溉定额在171.2mm到342.5mm之间。

对栾城站(1987~1988年)灌溉试验资料进行边际分析得经济效益最高时的灌溉定额为209.9mm;按上述综合评判的结果,三水处理的经济效益最高,对应的灌溉定额为193.2mm;取两者的平均值201.6mm为最佳灌溉定额。

由表4.10栾城站(1987~1992年)夏玉米试验资料表明,该地1989年夏玉米生长季降水量为243.2mm,相当于这几年的平均水平(265.8mm),田间耗水量为345.1mm,灌水量为46mm,产量和水分利用率均达到最高水平,说明一般年份灌一水(苗期)就能达到既节水又高产的目的;河北低平原南皮试区夏玉米的最佳田间耗水量在396.3mm到450mm之间;朱自玺综合考虑作物产量、水分利用率和经济效益,得出河南地区夏玉米最佳耗水量为350mm。总之,在华北地区夏玉米应根据本地降水状况来确定经济合理的灌溉定额,在干旱年,玉米生育期内灌2~3水,灌溉定额为120~150mm;湿润年应充分利用降雨,浇一水或不浇水;平水年浇一水,定额为45~60mm。

五、作物水分生产函数模型

产量与水分的关系不仅表现在与总耗水量和总灌溉定额相联系,更决定于各阶段的耗水量和供水量分配,因作物各阶段的需水不同,而且不同阶段间需水与同阶段降水的耦合关系各异,造成某些阶段特别需水(水分临界期)和某些阶段容易缺水(水分关键期),在这些阶段供水,灌溉效益最高,因此,反映产量和耗水量间关系的数学模式可分为两类:

(1) 产量与生育期总耗水量的关系

Stewart 和 Doorenbos(1975)模式:

$$1 - \frac{Y_a}{Y_m} = K_y \left(1 - \frac{ET_a}{ET_m}\right) \quad (4.19)$$

式中, ET_a 为全生育期的实际耗水量; ET_m 为全生育期的最大耗水量; Y_a 为实际产量; Y_m 为最大产量; K_y 为全生育期的产量反应系数。

(2) 产量与各生育阶段耗水量的关系

在生育期总耗水量相同时, 由于供水在各生育阶段的分配方式不同, 会对产量造成不同的影响, 而且缺水时间往往比缺水数量对产量影响更大。适时灌溉能够调整作物水分的供需关系。灌溉对产量的影响有两种: 一种是水资源不足的影响; 另一种是有限的水分在各生育阶段的分配方式造成的, 缺水出现在作物水分的敏感阶段对产量的影响最大, 这种影响可以通过改进用水管理来减轻。为了研究作物在缺水条件下的优化灌溉制度, 必须研究产量与各阶段耗水量的关系。该类模式有相加和相乘两种不同形式:

相加模式(Stewart 等, 1976):

$$1 - \frac{Y_a}{Y_m} = \left[\sum_{i=1}^n b_i ((ET_m)_i - (ET_a)_i) \right] / ET_m \quad (4.20)$$

相乘模式(Minhas 等, 1974; Jensen, 1968):

$$\frac{Y_a}{Y_m} = a_0 \prod_{i=1}^n \left[1 - \left(1 - \frac{ET_a}{ET_m} \right)_i^{\lambda_i} \right] \quad (4.21)$$

$$\frac{Y_a}{Y_m} = \prod_{i=1}^n \left[\frac{ET_a}{ET_m} \right]_i^{\lambda_i} \quad (4.22)$$

式中, b_i 、 λ_i 分别为各阶段水分敏感系数和指数。

由于某一生育阶段缺水并非只影响本生育阶段小麦的生长, 而是互相联系地影响到最终的产量, 因此与相加模式比较, 相乘模式更为合理。现采用 Jensen(1968)模式, 分析灌溉试验资料求得水分敏感指数 λ_i 。

$$\frac{Y_a}{Y_m} = \prod_{i=1}^n \left(\frac{ET_{ai}}{ET_{mi}} \right)^{\lambda_i}$$

两边取自然对数化为:

$$\ln\left(\frac{Y_a}{Y_m}\right) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot \ln\left(\frac{ET_{ai}}{ET_{mi}}\right)$$

$$\text{令 } \ln\left(\frac{Y_a}{Y_m}\right) = Z \quad \ln\left(\frac{ET_{ai}}{ET_{mi}}\right) = x_i$$

则有: $Z = \lambda_1 x_1 + \lambda_2 x_2 + \dots + \lambda_n x_n$

将小麦生育期分为六个阶段,假定最高产量的灌水处理各阶段耗水量为 ET_{mi} ,以此为准计算出各处理的相对产量和各阶段的相对耗水量(表 4.11),即得 z 和 x_i ,进行多元线性回归求得 λ_i 。

表 4.11 莱城站 1987~1988 年小麦灌溉试验相对产量和相对耗水量

灌水次数	相对产量 (Y_a/Y_m)	各阶段的相对耗水量(ET_{ai}/ET_{mi})					
		播种~越冬	越冬~返青	返青~拔节	拔节~抽穗	抽穗~灌浆	灌浆~成熟
3	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
3	0.986	0.988	0.622	0.942	0.972	1.083	0.620
3	0.924	0.975	0.745	0.751	0.855	0.943	0.289
2	0.848	0.952	0.532	0.325	0.843	0.850	0.151
2	0.790	0.626	0.473	0.385	0.764	0.768	0.151
0	0.776	0.531	0.684	0.628	0.682	0.541	0.165
λ_i		0.0781	0.04114	-0.09831	0.2832	0.1188	-0.02109
检验结果		$R=0.9980$		$F=424.7768^{**}$			

λ_i 值愈高的阶段对缺水愈敏感。拔节—抽穗时的 λ 最高,抽穗—灌浆次之,再次是播种—越冬,而灌浆—成熟的 λ 为负值,越冬—返青和返青—拔节的 λ 很小或为负值。 λ 值为负值,说明该阶段对水分亏缺不敏感,或适当的水分亏缺还可以促进生长,提高产量。冬小麦在返青期,气温刚刚回升,小麦需水并不多,过多的水分

供应可导致冬后分蘖增多,个体与群体的矛盾激化,后期会出现倒伏等不良后果;冬小麦灌浆至成熟虽然需水量较大,但若灌浆期供水往往引起植株贪青晚熟,千粒重下降,反而减产。这些结果表明本区关键的灌水时期为拔节孕穗期,其次为抽穗开花期,再次为冬前分蘖期。

第三节 作物水分利用率

一、问题的提出

水资源是人类赖以生存和发展生产的重要自然资源之一。随着人口的增长和工农业生产的发展,水资源紧缺已成为全球性的问题。

以往农业灌溉多从满足作物的生物学需水特性以夺取高产的目的来确定灌溉定额,对于缺水条件下如何使有限的水取得最好的生产效益研究较少;面对水资源日益紧张的局势,如何把有限水资源用好已经成为节水农业共同关注的问题。为此,很多国家投入大量科技力量和资金,开展农业用水有效性的研究,并取得了一系列进展。

早在 1850 年,英国洛桑试验站的创建人 J. B. Lawes 首先开始作物蒸腾效率的室外试验研究,此后,King(1890),Briggs 和 Shantz(1913),Shantz 和 Piemeisel (1927) 等做了大量详尽的研究,在作物蒸腾效率理论进展方面做出了突出贡献,然而,这期间的工作局限于盆栽试验,而盆栽试验的结果偏离于大田实际情况。为此,本世纪 30 年代,水分利用效率研究的重点转移到田间试验,特别是在水分限制产量提高的半干旱地区,考虑到土壤蒸发的水分损失,展开了蒸散效率的研究(Klages, 1942; Staple 和 Lehane, 1954)。蒸腾效率是以蒸腾量对干物质产量之比表示作物的水分利用效率,它能很好地表示出作物本身的性能,然而,作物的水分利用效率不只决定于作物本身,蒸散效率的研究更具有实际意义。de Wit (1958) 建立了蒸腾效率模型,拉开了作物水分利

用效率计算机模拟研究的序幕, Doorenbos 和 Kassam (1979), Hanks 和 Hill (1980)等进行了多方面的模拟研究。

中国是一个水资源相对不足的国家, 北方地区尤为缺水。自本世纪 50 年代以来兴建了一系列水利工程, 地表水和地下水开发程度不断提高, 如华北的海滦河流域, 地表水水利工程供水能力已占河川径流可利用量的 86%, 地下水开采量占地下水补给资源的 87%, 不少地方出现了超采。靠开发当地新水源进一步扩大灌溉面积的潜力已经很小, 而远距离跨流域调水近期又难以实现。因此, 提高农业用水有效性, 建设和推广节水型农业, 使有限水资源发挥更大的效益, 既是行之有效的重要措施, 也是农业持续稳定发展的一项战略对策。我国对水分利用率的研究起步较晚, 80 年代初开始进行试验研究。冬小麦、夏玉米是华北平原地区需要灌溉的主要粮食作物, 因此, 研究冬小麦、夏玉米的产量、用水量 and 水分利用率的关系对于发展节水农业具有重要意义。

二、作物水分利用率(WUE)及其有关的几个概念

在讨论作物的水分利用率时, 需要明确几个概念。

(一) 农田供水量(FWS)

农田供水量是农田能够供给作物的有效水量, 表示土壤的供水能力, 它由有效降水量、灌溉水量和土壤有效储水量组成的:

$$FWS = P_e + I + SW \quad (4.23)$$

式中, P_e 为有效降水量(mm), I 为灌溉水量(mm), SW 为土壤根系带有效储水量(mm)。农田供水量可按作物的生育期或周年计算。对于一年一作的旱作农田, 农田供水量等于有效降水量。

(二) 作物耗水量与需水量

作物的耗水量(WC)或用水量(WU)是作物全生育期实际消耗和利用的水量, 包括作物蒸腾量(T)、土壤蒸发量(E_s)、地表径流量(R_s)和深层渗漏量(D)等, 即:

$$WC = E_s + T + R_s + D \quad (4.24)$$

作物整个生育期的蒸腾量(T)与土壤蒸发量(E_s)之和称为实

际蒸散量(ET_c),它是农田水量平衡中最主要的水分输出项。当没有地表径流和深层渗漏发生时,作物耗水量等于实际蒸散量。

作物需水量(WR)是在土壤水分适宜条件下,满足作物正常生长和能获得与品种相应的最高产量而用于蒸腾和蒸发的水量。这是一个基本的需水参数,某种作物的需水量随自然条件不同而有其地理分布规律。

(三)作物用水效率

G. Stanhill(1986)认为水分利用效率在水文学上和作物生理学上有其不同的涵义。

在水文学上水分利用效率包括以下三个方面的内容:

1. 在纯水文学的涵义上, WUE 被定义为研究区域生产性的耗水,包括蒸腾,某些情况下也包括蒸发,与达到这种目的的潜在可用水量(包括通过降雨和灌溉到达作物生长区的水量加上土壤可用水量)之比;

2. 对于灌溉研究而言, Bos 和 Nugteren(1974)将 WUE 定义为灌溉后根系带含水量的增加量占对灌溉区供水总量的比例;

3. 总的灌溉效率是由输入效率、农渠利用效率和田间利用效率三部分组成的。

在这种意义上, WUE 是确定半干旱、干旱地区种植业生产效率的重要因素。作物水分利用效率的水文学研究是灌溉、水土保持等工程技术人员所关注的领域。这里着重讨论生理学意义上的 WUE 的概念和研究进展。

作物用水效率是衡量作物产量与用水量关系的一种指标。

作物的产量分为三个层次:光合产物、生物学产量和经济产量。

光合产物(P)是作物光合作用所产生的有机物质,主要是碳水化合物。生物产量(Y_b)是作物在生育期间生产和积累的有机物总量,即整个植株(一般不包括根系)总干物质的收获量,单位为 kg/hm^2 。经济产量(Y_e)是指栽培目的所需要的产品收获量,单位

也是 kg/hm^2 。

通常用耗水系数和水分利用率表征作物的用水效率。

耗水系数(K_w)是作物每生产单位产量所消耗的水量,常用水量为产量的倍数表示,耗水系数越大,用水效率越低。

70年代以来,学术界多采用水分利用率(water use efficiency, 缩写 WUE)表示作物的用水效率,它是消耗单位水量所生产的单位面积产量,单位为 $\text{kg}/(\text{hm}^2 \cdot \text{mm})$ 。采用水分利用率表征作物的用水效率,当已知农田供水量时便可估算水分的生产潜力,也能直观地比较不同作物或同一作物不同条件下的用水效率。

耗水系数与水分利用率之间为倒数关系:

当面积以公顷计时,

$$WUE = \frac{10000}{K_w} \quad (4.25)$$

对应于产量的三个层次,王天铎将水分利用率分为三个水平^①。

1. 叶片水平上的水分利用率(水的生理利用效率或称蒸腾系数):单位水量通过叶片蒸腾散失时光合作用所形成的有机物量,它取决于光合速率与蒸腾速率的比值,是水分利用率的理论值。

$$WUE_{max} = \frac{P}{T} = \frac{\Delta\text{CO}_2}{\Delta\text{H}_2\text{O}} \cdot \frac{r_a + r_e}{r_a + r_e + r_m} \quad (4.26)$$

或

$$WUE_{max} = \frac{\Delta\text{CO}_2}{\Delta\text{H}_2\text{O}} \cdot \frac{g_{\text{CO}_2}}{g_{\text{H}_2\text{O}}} \quad (4.27)$$

式中, T 为蒸腾速率, P 为光合速率, ΔCO_2 为细胞质体中 CO_2 浓度与大气中 CO_2 浓度的差, $\Delta\text{H}_2\text{O}$ 为细胞间隙中水分浓度与大气中水汽浓度的差, r_a 为气体扩散界面层阻抗, r_e 为气孔阻抗, r_m 为叶肉阻抗, g_{CO_2} 和 $g_{\text{H}_2\text{O}}$ 分别为 CO_2 和水汽经扩散途径的传导

① 王天铎,黄淮海平原水资源利用问题的再分析,1990年。

率。 WUE 的单位为 $\text{mg CO}_2/\text{gH}_2\text{O}$ 。

2. 农田水平上的水分利用率：考虑到土壤表面的无效蒸发和植物各部分的呼吸消耗，农田消耗单位水量所能生产的生物量，其数值要比叶片水平上的水分利用率约低 45%。

$$WUE = \frac{Y_b}{ET_a} \quad (4.28)$$

3. 产量水平上的水分利用率：考虑到生物量中只有一部分为经济产物，得到单位水量所生产的经济产量。

$$WUE = \frac{Y_e}{ET_a} \quad (4.29)$$

这样表示的水分利用率实质上就是系统分析中的平均产量 (A)：

$$A = \frac{Y}{X} \quad (4.30)$$

式中： Y 为所获得的总产量， X 为投入的资源量。在讨论水分利用率时， X 可理解为耗水量或灌溉水量。这样，水分利用率可以看成是水分生产函数曲线上有关点的斜率。当水分利用率达最大值时，产量(Y)水平并不算高(图 4.22)。因此，作物水分利用率最大并不一定能得到最佳的社会经济效益。

对作物用水而言，作物的水分利用率又可分为三种，一是用作物总的耗水量，即蒸散量求得的，这是人们普遍所指的水分利用效率；二是用灌溉水量，得到的是灌溉水利用效率，它对确定最佳灌溉定额是必不可少的，在节水灌溉实施中很有意义；三是用天然降雨，也就是降雨利用效率，它是旱地农业中的重要指标。

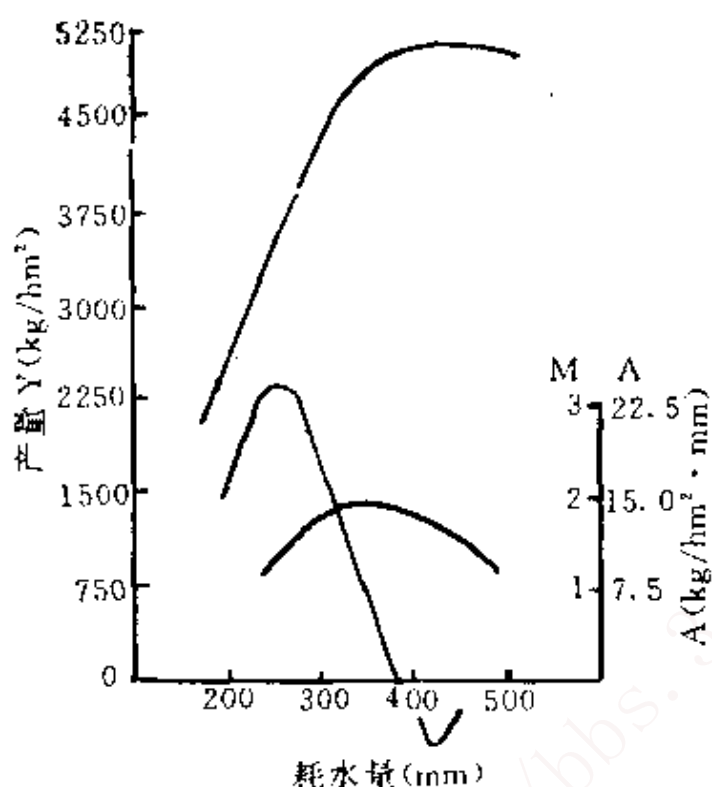


图 4.22 冬小麦产量(Y)、平均产量(A)、边际产量(M)与耗水量的一般关系

(四)作物的抗旱性

不太严格地讲,一般认为水分利用效率与抗旱性具有类似的涵义,抗旱性是作物在干旱条件下得以生长并取得良好产量的能力,主要取决于作物本身的特性;而水分利用效率是水分用于生产干物质的能力,影响因素众多,它们两者时常又没有联系,如: C_4 作物用水有效性高,但在供给根系的水分大大降低时, C_4 作物难以长期存活,即 C_4 作物并不抗旱。然而,特别认可在旱地条件下,开发利用抗旱作物会更有效地利用有限的土壤水分。

三、影响作物水分利用效率的因素

在农田生态系统中,水分利用率受许多因子的影响。凡是影响作物产量和耗水量的因素都必然会不同程度地影响到水分利用率的高低。影响因子包括作物因子和环境因子。

(一)作物因素与水分利用效率

由于 CO_2 的同化方式和气孔行为的不同,作物间的水分利用率有显著的差异。 C_4 作物的水分利用率比 C_3 作物高出 2.5~3.0 倍,CAM 作物的水分利用率是目前已知最高者。与 C_3 作物相比, C_4 作物通常有较低的叶肉阻抗和低的 CO_2 补偿点,在 C_3 作物光合作用所需的 CO_2 浓度的 1/3 到 1/5 的情况下, C_4 作物有能力继续进行光合,导致 CO_2 浓度梯度和通量的增加,结合叶片特殊结构,在不改变水汽交换的条件下,促进了 CO_2 的交换;CAM 作物在水分胁迫条件下,气孔行为独特,夜晚张开固定 CO_2 ,形成 CO_2 梯度,白天气孔关闭,在几乎不存在蒸腾的条件下,同化由夜间吸收的 CO_2 。G. Stanhill(1986)总结其他人的工作,以蒸腾比(R_T)的形式给出了不同作物间水分利用的具体差异(表 4.12)。

表 4.12 不同作物间蒸腾比的比较

C_3 作物		C_4 作物		CAM 作物	
样本数	R_T	样本数	R_T	样本数	R_T
51	640 ± 165	14	320 ± 43	5	103 ± 41

作物根系通过改变土壤表层水力传导而影响水分在土壤中的入渗,而且根系深度和密度决定根系的吸水;作物冠层能降低降雨到达地面的速度而影响入渗,冠层迅速完全覆盖地表面的能力可以提高作物蒸腾的比例而降低杂草蒸腾和土面蒸发的比例,因此,叶面积系数(LAI)动态,叶片大小、结构及其走向分布均会影响到作物的水分利用,这一切说明品种间的水分利用效率会有所不同,与作物种类间相比,品种间水分利用率的差异要小得多,但常常也较显著。无芒系小麦的水分利用率比有芒系小麦的水分利用率高 20%;小麦杂交种比纯自交系有较高的水分利用率;在印度北部,小麦品种 WL-711 的水分利用率比 K-227 的高 32%;Bo-brenz 等(1971)研究了七个苜蓿品种的水分利用效率,其需水量在 732~968 之间;胡芬等于 1987~1989 年测定了中单二号、旅

45×中黄 05、总统×中黄 05 和商单三号四个玉米品种的水分利用率,前三个品种比商单三号约高 34.6~49.2%,在相同栽培条件下,前三个品种的根量比商单三号高 1.1~1.75 倍;在土壤供水不足的情况下,前三者的气孔阻力比商单三号增高 23.3%~76.9%,蒸腾速率下降 12.3%~14.0%。

综上所述,无论种间还是品种间,水分利用率均有差异。一般认为,水分利用率是一个可遗传的性状,通过引种或选种可以达到提高作物水分利用率的目的。

(二) 环境因子与水分利用率

环境因子包括气候和土壤因子等。大气的温度、湿度、 CO_2 浓度、光照和风速等都影响着水分利用率的高低。一般认为,高温、低湿和风速较大的天气将降低作物的水分利用率,良好的光照条件和大气中较高的 CO_2 含量可以促进光合作用增加产量,从而提高作物的水分利用率。空气的饱和水汽压差($e_s - e$)与叶内空气水汽压梯度—蒸腾的驱动力密切相关,所以 $e_s - e$ 影响到作物的水分利用率,而 $e_s - e$ 地区间季节间变化很大,并且在某种程度上 $e_s - e$ 受到农艺措施,特别是灌溉的影响;Gifford(1979)的试验说明,大气 CO_2 浓度增加 250vpm 的控制条件下,供试的两个小麦品种的蒸腾比均明显下降,尤其在供水不足条件下;对 Gifford 的试验结果进行插值分析可得,目前大气 CO_2 浓度增加 1.2vpm 的条件下,干旱处理的蒸腾比将降低 1%,而湿润处理的仅降低 0.17%;喷灌时遇大风,会降低水分的均匀性,风速会增加土壤蒸发量。除以上因素以外,影响作物 WUE 的重要气候因子应该是降雨及其分布,灌溉后不需要的降雨会降低作物水分利用率。土壤因素几乎直接影响到农田水分循环的每一个环节。下面着重讨论水文年型、灌溉和施肥对作物水分利用率的影响。

1. 水文年型与作物水分利用率

华北太行山山前平原试验资料表明,湿润年小麦的水分利用率比干旱年份高。

藁城站 1981~1982 年度(干旱年)和 1982~1983 年度(湿润年)小麦产量与耗水量的关系为:

1981~1982 年:

$$Y = -40700.25 + 209.7ET - 0.243ET^2 \quad (4.31)$$

1982~1983 年:

$$Y = -24123.15 + 139.5ET - 0.165ET^2 \quad (4.32)$$

其回归曲线见图 4.23。

由图 4.23 可以看出,湿润年(1982~1983)的产量(Y)与耗水量(ET)关系曲线位于干旱年(1981~1982)的上方,即在同等耗水量的情况下,湿润年小麦产量高于干旱年的产量,因此小麦的水分利用率也比较高。

1989~1990 年度小麦生育期降水量多且适时,河北平原小麦水分利用率普遍增高,达到 $11.25 \sim 12.75 \text{kg/hm}^2 \cdot \text{mm}$ 。1994~1995 年冬小麦生长季降水量适中,春季气象条件有利于小麦生长,穗分化期长,灌浆期气温正常,无干热风,河北平原小麦产量大面积达到 $6000 \sim 6750 \text{kg/hm}^2$,很多田块产量高达 7500kg/hm^2 ,是近几年少有的好年成,小麦水分利用率为 $15 \text{kg/hm}^2 \cdot \text{mm}$ 左右。

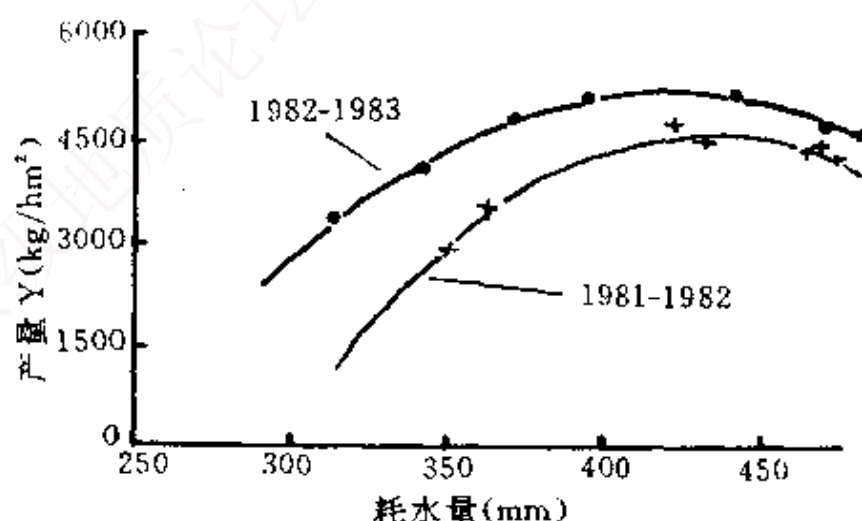


图 4.23 不同水文年型小麦产量与耗水量关系的比较

夏玉米的水分利用率与水文年型也有一定关系。从表 4.13 中可看出,夏玉米的耗水量一般在 350mm 左右,水分利用率水平较高,尤其在湿润的 1990 年, WUE 高达 $20.3\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$,仅灌溉一水(60mm),就获得 $7371.0\text{kg}/\text{hm}^2$ 的产量水平,该年度旱作玉米产量高达 $6000\text{kg}/\text{hm}^2$ 。但 1995 年夏玉米生长季后期阴雨连绵,光照不足,影响授粉和灌浆而导致减产。

表 4.13 栾城站不同年份夏玉米水分利用率

年份	P (mm)	ET (mm)	Y (kg/hm^2)	WUE ($\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$)
1987	139.1	360.3	5092.5	14.1
1989	243.1	345.1	6315.0	18.3
1990	366.3	364.4	7371.0	20.3

2. 土壤水分状况与作物水分利用率

华北平原北部冬小麦生育期降水量只有 110~130mm,土壤水分不足是影响小麦生长发育的重要因素。土壤水分亏缺对小麦水分利用率的影响视缺水程度、发生和延续的时间等情况而异。通常在土壤水分状况适宜时小麦产量高,土壤水分不足或过多均可影响小麦的正常生长发育,导致产量和水分利用率降低。灌溉是人们调节土壤水分状况的主要措施,灌溉与否、灌溉量、灌溉次数及灌溉时间都会影响小麦的水分利用率。

(1) 旱作作物的水分利用率

旱作小麦的产量低,同时耗水量也少,其水分利用率很大程度上取决于地力基础和施肥水平。旱薄地小麦的水分利用率低,肥力为中上等地的小麦水分利用率一般可达 $7.5 \sim 10.5\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$ 。华北平原的中、南部在湿润年份,旱作小麦的水分利用率可达到较高的水平。

表 4.14 旱作小麦的水分利用率($\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$)

地点	藁城	栾城	新乡	封丘	南皮	衡水
WUE	10.35	10.2	17.85	12.75	8.85	7.95

从表 4.14 可看出,黄河沿岸旱作小麦水分利用率高,封丘连续 4 年(1984~1988)试验表明,旱作小麦在充分施肥条件下水分利用率达 $12.75\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$,其中 1985~1986 年度小麦水分利用率达 $17.25\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$ 。新乡旱作小麦(1984~1985)水分利用率高达 $17.85\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$ 。

1987~1990 年夏玉米生长期降雨量平均为 249.5mm,1990 年达 366.3mm,夏玉米田间耗水量平均为 353.1mm,降雨量满足了夏玉米耗水量的 82.11%,旱作玉米(1990)水分利用率达 $17.55\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$ 。说明夏玉米的水分生态适应性好,为玉米高产提供了良好的水分条件。

(2) 灌溉对作物水分利用率的影响

一般地说,小麦的水分利用率与灌溉量呈非线性关系。当灌溉水量较少时,水分利用率随灌溉量增加而提高,到一定程度时水分利用率达到最高值,继续增加灌溉水量,水分利用率反而降低。灌溉水量少时,耗水量少,产量降低,而且产量降低的幅度大于耗水量减少的程度,造成水分利用率降低;过量灌溉,耗水量大大增加而产量不增加甚至降低,水分利用率明显降低。

从图 4.21 可以看出,小麦水分利用率曲线比产量曲线早达到峰值,即达到最高水分利用率比达到最高产量需较少的灌溉量,产量和水分利用率最高时的灌溉量为 342.5mm 和 171.2mm。小麦水分利用率达到最高而产量较低,这不是生产所需要的。我们提倡节水灌溉并不是灌水愈少愈好,而是以社会效益最高为目标。有人以为水分利用率越高越好,其实这是一种误解。小麦水分利用率只是反映一个地区用水效益的指标之一,欲获得最高的社会经

经济效益,必须同时兼顾产量指标;另一方面,由于水分利用率水平偏低,此时的灌溉定额也非最佳。只有小麦的水分利用率和产量同时达到较高的水平时,才能获得最好的社会效益。按边际分析法求得经济效益最高时的灌溉定额(最佳值)为 201.6mm,高于水分利用率最高时的灌溉定额,以此指导灌溉可以实现节水与高产的统一。

不同的灌溉时间对小麦的产量和水分利用率也有很大影响。将有限的灌溉水用于作物的需水临界期,使供水与作物需水的时期相吻合,也能提高用水效率。作物的需水临界期一般在生殖生长的花粉母细胞分裂期,小麦在孕穗期。

由表 4.15 可知,若水源紧缺,只能在一个生育阶段灌溉,则拔节—抽穗期灌溉效果最好,其水分利用率比返青—拔节期和抽穗—成熟期灌溉高 42%和 18%;若水源条件允许,在两个阶段灌溉,则以拔节—抽穗期和抽穗—成熟期的灌溉效果最好,其水分利用率比其他两个时期高 24%至 25%。

表 4.15 不同时期灌溉条件下的小麦水分利用率

处 理	一个阶段灌溉			两个阶段灌溉		
	返青—拔节	拔节—抽穗	抽穗—成熟	返青—拔节 拔节—抽穗	返青—拔节 抽穗—成熟	拔节—抽穗 抽穗—成熟
WUE(kg/ hm ² ·mm)	7.50	10.65	9.02	10.05	8.10	12.45

地处低平原的南皮试验站冬小麦田间试验得到相类似的结果,灌三水的水分利用率最高,为 11.1kg/hm²·mm,旱作、一水处理为 7.5~9.0kg/hm²·mm,二水为 9.3kg/hm²·mm,四、五水只有 9.2~10.2kg/hm²·mm;而且一水灌在返青,二水灌在返青、孕穗,三水灌在起身(或返青)、孕穗、灌浆为最佳。

夏玉米欲获得较高的产量和水分利用率,需要灌关键水,特别

是在少雨年份。栾城站的试验结果表明,湿润的 1990 年,旱作玉米已达较高产量和 WUE ,分别为 $6000\text{kg}/\text{hm}^2$ 和 $17.55\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$,而苗期灌上一水,产量和 WUE 将分别提高 $1371\text{kg}/\text{hm}^2$ 和 $2.7\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$;南皮田间试验说明,黑龙港地区夏玉米灌拔节、抽雄两水, WUE 最高达 $18.45\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$,而三水处理的 WUE 为 $16.95\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$ 。

3. 地力、施肥与作物水分利用率

地力是影响小麦水分利用率的重要因素。在正常供水条件下,土壤肥沃,小麦生长良好,光合增强,而蒸腾并不成比例地增加,因此水分利用率提高;在土壤供水受限制的条件下,地力不足将对小麦的生长发育不利,因而使小麦的水分利用率降低。施肥是提高土壤肥力的重要措施,但应注意施肥不足或过量时,会扰乱养分与水分间的平衡关系,使水分成为限制因素导致水分利用率反而下降。

表 4.16 不同地力条件下冬小麦的水分利用率

项 目 \ 地 点	望 都	临 西	藁 城
耕层有机质含量(%)	<0.76	0.8~1.0	>1.2
$WUE(\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm})$	7.8~8.4	10.5~13.35	10.95~13.05

由表 4.16 可知,土壤肥力较低的望都站,1984~1985 年从旱作至灌溉五水的各个处理,小麦的水分利用率变化在 $7.8 \sim 8.4\text{kg}/\text{hm}^2 \cdot \text{mm}$ 之间,差异不大。而肥力高的藁城站,小麦的水分利用率明显增高。

根据不同地力水平配给相应的灌溉水量能够得到最高的水分利用率。河北黑龙港地区不同地力的小麦水分利用率与灌溉次数的关系见图 4.24。图中三条曲线变化趋势相同,只是随着地力由低变高,水分利用率达到最高点的位置有规律地后移。低、中、高地

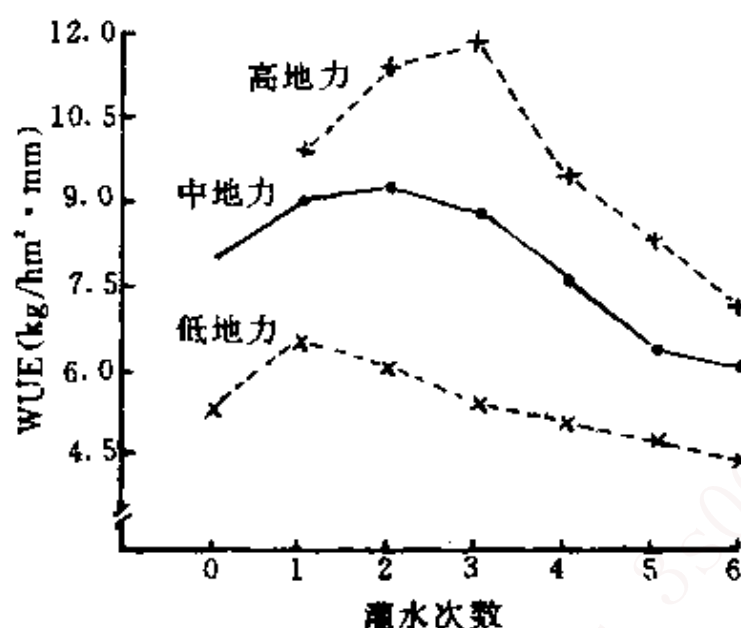


图 4.24 不同地力不同灌溉处理的水分利用率

力的小麦分别在一水、二水和三水时水分利用率最大,说明一定的地力有其相应的最佳灌溉定额。目前低产田浇一水,中产田浇两水,高产田浇三水可基本满足地力对水分的要求。

肥力不足可使小麦的水分利用率大大降低。河北南皮站小麦水肥交互作用试验资料表明,不论供水水平如何,增施肥料都能提高小麦的水分利用率(表 4.17)。

表 4.17 南皮站小麦水肥交互作用的水分利用率 (1989~1990 年) (kg/hm²·mm)

交互处理	高 水			中 水			旱 作		
	高肥	中肥	低肥	高肥	中肥	低肥	高肥	中肥	低肥
WUE	12.15	10.35	9.00	13.95	12.15	10.65	13.95	13.20	12.30

四、提高作物水分利用率的途径

(一) 增加田间土壤有效储水量,减少地面径流和防止深层渗

漏。平整土地,培肥地力和改良土壤结构,提高水分入渗速率及蓄水能力,接纳更多的降水量,同时,合理灌溉,灌好关键水,节约灌溉用水。

(二) 减少棵间蒸发,提高作物蒸腾在总蒸散中的比重,积极发展覆盖技术,包括薄膜、秸秆或砂石覆盖等,这是一项公认的保墒措施;加强田间管理,利用传统的耕作保墒技术如深耕、镇压、耙耱等;安排科学的作物布局和熟制,充分利用自然降雨,同时尽量缩短地面裸露的时间。

(三) 在不降低产量或较少降低产量的情况下,减少作物的蒸腾量。寻求增加阻力来阻止水分通过气孔、角质层和边界层小通道,以减少叶内的水汽源向自由大气扩散。所有作物的叶子角质层阻力都很高,再提高的希望不大;而边界层阻力的情况则相反,选择较大的、多毛而坚硬叶子的作物种类并具有层状叶分布的冠层,就能达到增加边界层阻力的目的;最有前景的是提高气孔阻抗,一是从外部应用抗蒸腾剂;二是通过作物遗传育种选择具有更少、更小和更快关闭气孔的作物种类;适时有限的水分亏缺,往往会引起气孔关闭,从而增加气孔阻力,气孔关闭对蒸腾作用的降低大于对净光合作用的降低,因而提高水分利用率,这是“有限水分亏缺效应”的理论基础;另外,在不影响 CO_2 同化的条件下,依据作物叶子的辐射特点,选择光谱的变化来减少辐射能吸收也能够减少蒸腾。

(四) 在不增加作物蒸腾的条件下,设法大幅度地提高作物产量。用分子生物学技术来转变 C_3 作物的碳代谢途径,尽管这种遗传工程难度很大, $\text{C}_3 \sim \text{C}_4$ 中间作物品种的存在已证明了实现它的可能性;利用传统的育种方法选育现代高产品种容易实现,这些品种具有小叶面积、根系大、气孔对水分胁迫反应敏感等特点;引种高产、水分利用率高的品种,也不失为一种行之有效的好办法,选育水分利用率高的品种,需要一种有效的筛选指标,目前刚刚发展的 ^{13}C 丰度理论,为抗旱丰产育种提供了新的思路和新方法。

第四节 农田覆盖与土壤水分

一、农田覆盖的现状与类型

农田覆盖是用人工方法改善土壤—作物水分条件的栽培技术,它是在土壤表面设置一层物理阻隔,障碍土壤水分同近地气层的水分交换,以抑制土壤蒸发达到节水、增产和增强农业生态系统功能的目的。我国农田覆盖历史悠久,据统计,目前采用覆盖栽培技术的作物种类有四十多种,1986年覆盖面积发展到180万公顷,跃居世界第一位,目前已达300万公顷。日本、美国等也很重视农田覆盖,日本地膜覆盖面积已占旱作总面积的16.7%,美国少雨地区秸秆覆盖较为普遍。

按覆盖材料,农田覆盖分为化学覆盖(地膜、乳化沥青、土面增温剂等)、物理覆盖(砂、砾等)和生物覆盖(作物秸秆、草、粪肥等),而其中应用最广泛的要数砾石覆盖、秸秆覆盖、地膜覆盖。

砾石覆盖是在土壤表面上铺撒约5cm的砾石覆盖层,既不影响降水入渗,抑制蒸发,又能改善土壤的保水性能,这在我国西北半干旱和干旱地区广泛采用,此法适用于能就地取材的地方;在美国坎那利岛上的干旱地带,利用黑色火山灰撒在蔬菜和葡萄园里,成为一种极好的蒸发抑制剂。

地膜覆盖是80年代兴起的覆盖新技术,近年来发展很快,农业生产上称为“白色革命”。地膜覆盖用于蔬菜、棉花、瓜类、烟草等经济效益高的80多种作物均获成功,在玉米、小麦、水稻、薯类等粮食作物上应用也取得良好效果。“一膜两用”、“一膜多用”等新技术和新型薄膜(如光解膜)研制成功,大大扩展了地膜覆盖应用的深度和广度。

秸秆覆盖在我国是传统的农业栽培技术,具有成本低,就地取材,使用方便,无污染和培肥地力等优点。秸秆覆盖既有明显的节水增产效果,同时又解决了作物秸秆的利用问题,随着农业机械化的发展,农田秸秆覆盖的技术和面积都在不断提高和发展。秸秆覆

盖的材料很多,如麦秸、麦糠、稻草、玉米秆、枯草等,留茬也是一种秸秆覆盖形式。

二、农田覆盖的水分效应

农田覆盖物使土壤表面与近地气层间的水分能量交换发生重大变化,具有调节地温、培肥地力、抑制杂草、减少水分蒸发和改善土壤物理性状等多种功能,以实现增产增收的目的。这里主要从土壤水资源的利用和保护角度,讨论农田覆盖的水分效应。

(一) 对降雨入渗的影响

农田覆盖对降雨入渗的影响各不相同。砂砾覆盖和秸秆覆盖使地表糙度增大,本身渗透性好,防止雨滴直接打击土壤等,因而能减少地表径流,增加降雨入渗强度和入渗量,有利于土壤接纳更多的降雨。但秸秆覆盖层有一定的截留降雨和吸水能力,小雨往往被覆盖层截留和吸收而不能到达土壤,覆盖层截留吸收的水量则直接蒸发掉,是降雨的一种损失,或者说是覆盖的水分负效应。前苏联学者 A. И. 布达戈夫斯基认为,在一般情况下,覆盖后截留吸收的水量蒸发和通过覆盖后的土壤水蒸发都属于非生产性的,然而二者之和也远小于裸露土壤的蒸发量,肯定了秸秆覆盖的蓄水保墒水分效应。地膜覆盖则表现为聚雨集流作用,几乎完全隔水的地膜使降雨集中于播种孔、放苗孔或者覆盖行间,这对几毫米的小雨来说可使局部农田水量成倍地增加,起到了类似径流灌溉的作用。

(二) 抑制土壤水蒸发

各种覆盖材料均有抑制蒸发的作用,但大小不同。地膜覆盖抑制蒸发的作用最大,抑制率平均可达 60% 以上。南皮站光解膜覆盖试验表明,春季无作物地(4 月 12 日至 5 月 10 日)覆盖处理 15cm 土层蓄水量因蒸发而减少 8.2mm,未覆盖处理减少达 29.5mm,抑制土壤蒸发率为 72.2%,棉花田 4 月 20 日至 5 月 2 日覆盖 13 天,抑制蒸发率为 50.7%,保证了出苗要求的适宜土壤湿度。秸秆覆盖抑制蒸发的作用介于 25%~50%,依覆盖材料和厚

度而异。砂砾覆盖亦有明显的抑制蒸发的作用。

近年华北平原普遍出现的小麦高留茬(联合收割机收割,留茬30cm~35cm)也是一种覆盖,对套种在垄间的夏玉米生长有利。栾城站1994年对小麦不同收获方式下夏玉米田棵间土壤蒸发测定结果见表4.18,高留茬抑制蒸发的作用可延续到玉米抽雄。

表 4.18 1994 年小麦不同收获方式下玉米棵间蒸发强度(mm/d)比较

生育时期 收获方式	七叶~拔节	拔节~抽雄	抽雄~乳熟	乳熟~成熟
人工收割	1.72	1.05	1.10	1.15
机器收割	0.88	0.44	0.88	0.94
差 值	0.84	0.61	0.22	0.21

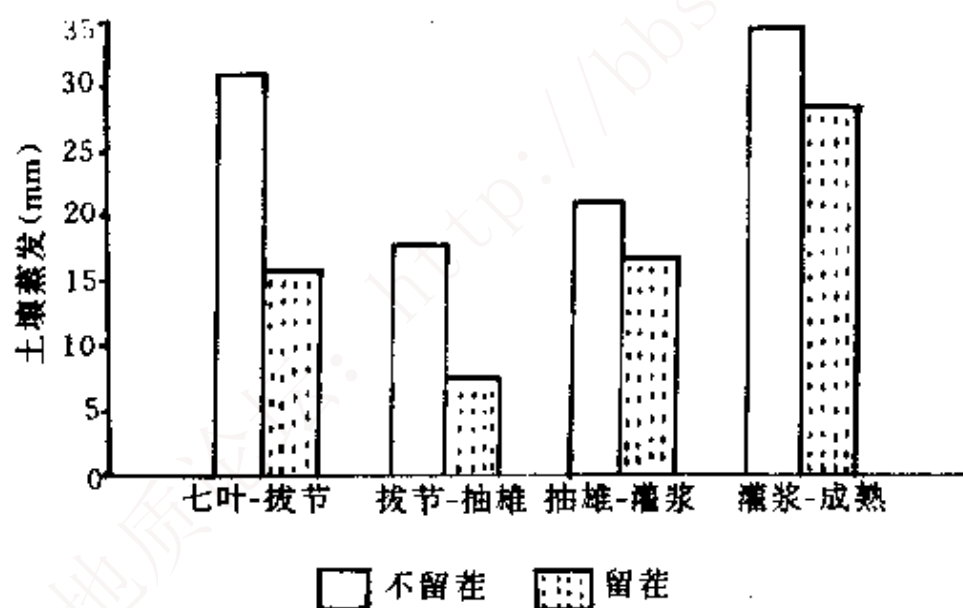


图 4.25 小麦留茬对玉米田蒸发的抑制作用

从表4.18中结果可知,麦茬对玉米田土壤蒸发的抑制作用存在于整个玉米生长季,玉米抽雄前作用更为明显,图4.25为不同小麦收获方式后,玉米田不同生育时期棵间蒸发量的比较,直观地说明了不同时期小麦留茬对玉米田蒸发的抑制作用强弱及其变化,从七叶到收获期间,留茬田比不留茬田少蒸发35.8mm,加上

估计出苗到七叶时期留茬的节水作用,共计节水约 50mm,效果是相当可观的。

(三) 改善耗水结构,提高作物水分利用率

栾城生态站五年的覆盖试验结果表明(表 4.19),覆盖对作物耗水量的影响与水文年型有一定的关系,在较干旱的 1987 年、1992 年玉米总耗水量并不因覆盖而改变许多,作物生长前期耗水以棵间蒸发为多,覆盖的作用使得棵间蒸发大大降低,同时覆盖调节了土壤理化性状和水、热、气等状况,促进了根系发育和地上部的生长,使作物生长后期时覆盖处理蒸腾量大于不盖的处理,这说明在这种水文条件下,覆盖并不改变作物总耗水量,而是由于覆盖降低土壤表面的蒸发损失,用于土壤蒸发的水分转化为作物蒸腾,提高对种植作物的水分保证率和作物的水分利用率,可见覆盖是一项可以改善农田土壤水资源结构的基本措施。巫新民、南皮试区覆膜试验结果支持了这一观点,南皮的光解膜覆盖棉田的试验结果是,盖膜和不盖处理的总耗水量分别为 488.9mm、497.5mm,相差无几,由于地膜覆盖除具有抑蒸保墒作用外,对作物水分生理效应也有明显的影响,玉米覆盖地膜后其植株体的水势比不覆盖高 1.4mPa,气孔阻力也小于对照区,使得蒸腾耗水加强,减弱了水分对棉花生理生长的限制,使籽棉产量大幅度提高到 4590kg/hm²,导致盖膜棉水分利用率达到 9.39kg/hm²·mm,比对照 5.43kg/hm²·mm 提高了 72.9%,节水效益相当显著。栾城站试验结果还说明在相对湿润的年份,降雨量基本能满足玉米的需水要求,覆盖保墒不再是主要矛盾,覆盖的作用变为增加土壤的贮水,覆盖处理比不盖的耗水量要低,而任何情况下产量总是呈现增加的趋势,最后使得水分利用率有所提高。