

地表径流过程的 数学模拟

文 康 金管生 编著
李蝶娟 李 琪

083

水利电力出版社

地表径流过程的数学模拟

文 康 金管生 李蝶娟 李 琪 编著

水利电力出版社

(京)新登字115号

地表径流过程的数学模拟

文 康 金管生 李毓娟 李 琪 编著

*

水利电力出版社出版、发行

(北京三里河路6号)

各地新华书店经售

水利电力出版社印刷厂印刷

*

787×1092毫米 16开本 20印张 451千字

1991年12月第一版 1991年12月北京第一次印刷

印数 0001— 1120 册

ISBN 7-120-01439-0/TV·525

定价 15.80元

内 容 提 要

本书介绍地表径流数学模拟方法,下渗模拟,以及作者建立的流域产流计算数学模型,重点阐述水文学模型与简化的水力学模型及其相互关系。在详细介绍线性水文系统理论的同时,剖析了现行各种汇流计算数学模型间的关系,并对非线性汇流问题进行了讨论。本书还介绍了80年代发展起来的地貌瞬时单位线理论与应用,以及实时预报校正系统方法,并从水文尺度的角度讨论了水文计算及模型参数的实质。

本书可供从事水文计算与水文预报的科研、设计和其他生产部门的有关人员阅读,亦可供有关大专院校师生参考。

序 言

地表径流数学模拟是一个很广泛的课题，国内外的有关专著与论文很多。本书编著者从事这方面的研究与实践多年，获得了较丰富的成果，并对现行地表径流模拟方法以及实际应用中存在的问题形成了自己的观点，特别是在80年代，编著者参加了编制全国暴雨洪水查算图表的有关技术工作，认识上有所加深。研究与实践的结合，使编著者萌生撰写本书之愿望，试图系统地论述地表径流数学模拟方法的性质、基本原理、公式来源并阐明编著者的观点。殷望本书能对水文界同行有所裨益。

本书的大部分内容已在《水利学报》、《水文》、《海河水利》和《人民黄河》等国内刊物上以及有关国际学术会议论文集中发表。同时，作为教材曾在南京大学地理系与陕西机械学院水电学院讲授。

本书系集体编著，并由文康统稿。第一、五、六、七章由文康执笔，第二、三章由李蝶娟执笔，第四、八、十一章由金管生执笔，第九、十章由李琪执笔。

在编著本书过程中，参阅并引用了大量文献与研究成果，在此谨向有关作者以及参加编著者课题研究的南京水文水资源研究所陆卫鲜、崔信民、周冰清、许书平，水利电力部天津勘测设计院莘志宏以及浙江省水文总站张正康、赵绥忠等同志表示谢意，并向对本书内容提出宝贵意见的专家学者们表示由衷的感谢。

编 著 者

1990年10月

目 录

序 言	
第一章 绪论	1
第二章 径流形成的一般概念	4
第一节 径流现象简述	4
第二节 径流现象中的尺度问题	20
第三节 径流组成	25
第三章 损失	27
第一节 初损	27
第二节 土壤水分	31
第三节 下渗	40
第四节 影响下渗的因素	55
第五节 流域下渗过程的数学模拟	60
第四章 流域产流计算数学模型	62
第一节 流域损失能力空间分布的数学模拟	62
第二节 南京水文研究所流域产流计算数学模型(NRIHM)	68
第五章 线性水文系统基础	96
第一节 系统概论	96
第二节 线性系统数学模型	109
第三节 线性系统参数的识别	127
附录5-A 系数 β_i 的推导	134
附录5-B 系数 h_i 的推导	135
第六章 坡面流与河道汇流	137
第一节 坡面流	137
第二节 河道汇流	151
第七章 流域汇流	174
第一节 流域汇流的概化	174
第二节 线性汇流计算数学模型	175
第三节 非线性汇流计算数学模型	190
第八章 多输入~单输出系统模型	210
第一节 总径流线性响应模型(TLR)	211
第二节 线性扰动模型(LPM)	211
第三节 TLR与LPM在数学上的联系	213
第四节 模型的应用	214
第五节 问题讨论	217
第六节 线性变换函数模型(LTF)	221

第九章 实时校正模型及应用	225
第一节 前言	225
第二节 几种主要的实时校正方法	225
第三节 实时校正方法的实际应用	246
第四节 数值试验	252
第五节 小结	257
附录9-A 标量递推最小二乘公式推导	258
附录9-B 向量递推最小二乘公式推导	259
附录9-C 误差协方差阵的推导	260
附录9-D 矩阵求逆引理	261
第十章 地貌瞬时单位线	263
第一节 流域地貌特征的数学描述	263
第二节 地貌单位线数学模型	268
第三节 R-V地貌瞬时单位线通用公式	279
第四节 地貌单位线特性分析	285
第五节 地貌参数及动力参数的确定	288
第六节 地貌单位线的应用前景及问题讨论	292
第十一章 概念性模型中若干问题的讨论	295
第一节 WMO开展水文预报概念性模型的对比检验	295
第二节 对降雨径流概念性模型的认识	302
第三节 对模型参数的认识	305
参考文献	307

第一章 绪 论

地表径流是暴雨径流最重要的组成部分，在水文学中有专门的定义。但本书不把地表径流的含义局限在小尺度的、属于地面漫流的那部分水流，而是就一次暴雨洪水而言，能在雨中及雨后产生快速径流响应的水流。它可能包含坡面流、直接径流，快速表层流（或快速壤中流）等。总之，它属于传统水文学中可以用单位线模型模拟的那部分水流。

本书所以要这样定义地表径流，主要基于水文尺度的考虑。不同的水文尺度，具有不同的水文特征。大流域出口流量过程一般缓涨缓落，小流域的洪水过程一般涨落迅猛。几百米乃至几十米的山坡，其出流过程则显示阵发性与不连续性的特点。从概念上讲，大流域由许多山坡组成，似乎只要用山坡水文模型对全流域求积分即可模拟流域水文过程。然而，实际上这是办不到的。因为就一个完整的山坡水文系统模型而言，水文要素过于复杂，而且需要大量地形地貌、土壤植被等数据，这几乎是不可能取得的。模型越细，水文要素与出流过程间的相互关系就越难处理。小水文系统决非大水文系统的线性组成成分。1971年E.T.恩格曼(E.T.Engman)^[31]等人指出：“大约100英亩左右的范围内，把水文、地质、气象和水质多种学科结合在一起是可行的，也许这个尺度提供了一个详细的山坡水文模型使用上限的经验法则”（引自M.J.柯克比主编《山坡水文学》P.282）。因此，本书论述的模拟方法是以流域水文尺度为基础的，而主要不着墨于山坡水文模型。

模拟地表径流主要有三种方法，即数学物理方法、黑箱子方法与概念性模型。数学物理方法依据水流的连续方程与动量方程求解水流的时空变化。用这种方法解算单点土柱或均质土壤单元内水的下渗运动以及有明确边界的河道不稳定流和经典坡面流问题都是有效果的。一维、二维乃至三维不稳定流数值解已发展得比较成熟，计算精度也是比较高的。但是，对于流域上的雨洪径流过程，目前还不可能完全依据数学物理方法求解。这是因为流域下垫面过于复杂，产流汇流交织发生，无法建立这样复杂系统的数学物理方程；而且也无法取得那么多的自然地理数据。黑箱子方法与概念性模型是模拟地表径流的主要方法。所谓黑箱子方法即系统分析方法，该法将流域视作一种动力系统，利用输入（一般指雨量或上游干支流来水）与输出（一般指流域出口流量）资料，建立某种确定性的关系，并率定其中的参数。这种方法只注意模拟的结果，而对因果关系不予深究，多输入-单输出模型即典型例子。所谓概念性模型即利用一些简单的物理概念，如下渗曲线、蓄水曲线等，或有物理意义的结构单元，如线性水库、线性渠道等，组成一个系统，当作流域模型。如南京水文所模型、J.E.纳什单位线、马斯京贡模型等即属于概念性模型。另外，按照水文循环的概念，“仿真”地模拟流域的降雨径流过程，建立通常所谓的流域水文模型，如斯坦福模型、萨克拉门托模型等。鉴于这类模型的个性很强，且有专著论述，故本书不拟介绍。从汇流系统看，类似J.E.纳什单位线那样的概念性模型与黑箱子方法并无区别。因此，本书在论述这类模型时，不再区分黑箱子方法与概念性模型；而是从线性水

文系统理论出发,将现行多种数学模型联系起来,着力于阐明方法的水文、水力学基础。对于常见于水文文献中的计算方法,一般不作方法性的具体介绍。但对本书著者建立的计算模型,除详述其构思、公式来源、计算步骤外,还附实例,供读者参阅。此外,对于一般文献中不多见、但却有实用价值的方法,本书也将详述公式来源,并附实例,以便读者理解。

下渗是产流的重要环节,本书论述下渗不是从非饱和带土壤水运动的数学物理方法出发,而是围绕模拟下渗的实际需要,突出概化环节与条件,讲述实用的下渗公式,而不介绍数值解。本书建立的名为南京水文研究所模型的产流计算模型,将下渗能力的空间分布曲线与流域平均下渗曲线结合起来,提供了一种可以考虑雨强作用以及流域内下渗强度分布不均影响产流的计算方法,对于干旱与湿润地区皆有一定适应能力。

在坡面流与河道汇流计算方面,一维不稳定流的数值解是比较成熟的方法,基于这类方法有许多专著可供查阅,故本书不再赘述;而着重介绍不稳定流的简化模型,如运动波、扩散模拟模型以及水文学模型等,尤其在坡面流计算方面,运动波模型常可获得相当满意的结果。为此,本书详细介绍了运动波模型公式的推导过程,统一了因次,并附有算例。在河道汇流方面,本书除详细论述了现行计算方法及其间的相互关系外,还系统地介绍了著者提出的“置零归一”马斯京贡连续演算积分解及具体计算步骤。为说明水文学模型的精度,本书介绍了在给定河道水力条件下,水文学模型与一维不稳定流数值解的对比计算成果,表明水文学模型在理想条件下可以获得相当高的精度。

本书详细地介绍了多输入-单输出系统模型(TLR与LPM)以及线性变换函数模型(LTF)。这种方法对于解决大流域洪水计算问题具有较多的优点,它既适用于具有多支流及区间径流条件下的多输入系统,也适用于划分单元的多输入系统。

汇流非线性是很复杂的汇流现象,本书详细地分析了造成汇流非线性的原因,提出了部分汇流造成汇流非线性现象的新的论点,除用室内试验资料证实外,并从水力学角度给予了证明。此外,还介绍了编著者提出的非线性汇流模型积分解的理论基础、公式来源及算例,并对在处理非线性汇流计算时可能遇到的问题进行了讨论。

为用于水文实时预报,书中介绍了实时最小二乘法、误差自回归以及卡尔曼滤波等三种实时校正方法,包括方法的思路、公式推导、应用条件,并用大量数值试验及实际应用成果说明上述方法的优缺点。

本书对于自1979年发展起来的地貌瞬时单位线途径作了详细的介绍,本书著者在国外原作者提出的三级河网公式的基础上,推导出适用于任何级河网的地貌瞬时单位线通用公式,并研究出五种实用的确定动力因子(流速)的计算方法,利用数值试验成果阐述地貌瞬时单位线的特性,并介绍了实际中的应用效果。证明通用公式是正确的、实用的。

在本书的最末一章,讨论了确定性模型的有关问题,介绍了世界气象组织(WMO)在七十年代进行的世界性模型对比的情况,本章还讨论了模型的性质与参数的意义。著者认为,所有的概念性模型都只能在一定的水文尺度内近似地模拟流域的降雨径流过程。水文尺度不同,模拟方法不同。模型参数反映的是模型结构内部概化条件间的相互关系,是模型的组成部分,与流域实际有很大差异,似不宜赋予过多的物理意义。当然,借助水文

循环的概念建立概念性水文模型无疑是近代水文学的重大进展。但是，正如 J.C.I. 杜格 (J.C.I. Dooge)^[14] 指出，在水文学里我们迄今尚未找到关于确定流域水文相似的原则。当今的水文学时代很类似 100 年前的水力学时代，在那时雷诺数与佛汝德数未被发现，因而水力学家在大量的管流与明渠流的实验数据面前束手无策，无法将这种水流规律科学地表示出来。不过随着科学技术的发展，已有迹象表明，集合大量的非线性要素可能以某种方式表示出线性的现象。正如把大量非均匀的水分子集合起来可以在连续介质力学的尺度下，表示均质的性质一样，有可能不经过大小尺度的联系，而将流体力学中的方程变为水力学的求解问题。既然 J.C.I. 杜格^[18] 等水文学家已在理想河道条件下，把马斯京贡模型这种大尺度概念性模型参数用线性化的小尺度水力学参数表示出来，我们相信，在不远的将来，也有可能把水力学尺度问题变成求解水文学尺度的问题，而使水文模拟实现巨大的突破。

第二章 径流形成的一般概念

流域上的降水(包括液态与固态)沿地面或地下汇集到各级河网,最后由流域出口断面流出,这一自然现象的全过程称为径流形成过程。

径流形成过程是水文学的重要内容之一,为了不断揭示与认识它,已有几代人付出了艰辛的劳动。从室内试验室到野外小区实验场乃至较小的实验流域,通过人工降雨实验与现场观测,收集、整理、分析浩如烟海的资料,从中提出了十分丰富的有关径流形成的科学事实、推断与概念,并建立了种种理论和计算方法。然而,由于径流现象时空(t 、 x 、 y 、 z)变化的复杂性,着眼点的尺度愈小,径流现象的变化愈剧烈,增加了径流形成研究的难度。在径流形成的科学领域里,径流的产生、组成与汇集似乎都与尺度有关。因此,在研究径流模拟技术之前,重视水文学的尺度问题是十分必要的。

本章将介绍一些有代表性的关于径流现象的论述、观点,目的不在于系统总结与回顾这方面的研究成果,而是试图从不同的水文尺度说明径流现象与模拟手段的密切关系,以及在模拟全流域的径流时,当前所能采取的水文尺度。

第一节 径流现象简述

一、室内人工降雨条件下的土柱下渗^[61]

1981~1983年,水利电力部黄河水利委员会、中国科学院地理研究所和水利电力部南京水文研究所,共同在地理研究所水文实验室内进行了人工降雨条件下的下渗规律实验研究。对不同降雨强度、不同降雨历时和不同前期土壤含水量对土壤下渗的影响,以及降雨下渗条件下土壤水分的运动规律,得出了有意义的成果。

试验系统由供水系统、降雨系统、烘烤系统、试验土柱和量测系统五部分组成。试验在两个1m见方,1.8m高的土柱内进行。

试验共有6种雨强,得出38组试验结果。

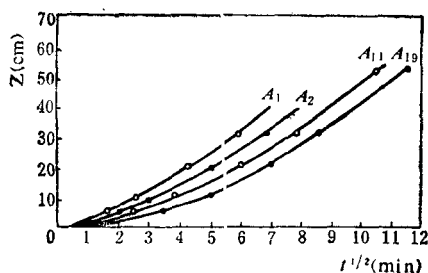
(一)降雨条件下土壤下渗过程的一些特征和规律

试验可靠地测定了径流率、下渗率和锋面移动的速度,并着重分析了下渗中湿润锋移动的一些特征和规律。

1.湿润锋

雨水在下渗过程中,土层内湿土与干土之间有明显的移动界面,这一界面称为湿润锋面或下渗锋面。在试验中,当土柱起始含水量很小时,明显可以看到锋面移动,锋面上含水量梯度很大,干、湿土之间界面比较清楚;当起始含水量比较大时,雨水入渗时湿度差小,因而锋面界线不明显,照相与人眼无法辨识,只能用电阻式水分计测定锋面到达时刻。

下渗锋面的形状和速度在匀质土中比较均匀。湿润锋传播距离 Z 与 $t^{1/2}$ 有较好的关系。这一实验资料证实 Z 与 $t^{1/2}$ 的关系不仅在水平入渗期相符，而且在垂直入渗初期，即在毛管力起主导作用时也是相符的。随着时间的增长，重力逐渐起控制作用，点据偏差逐步加大（见图2-1）。



No.	t	T	$\bar{\theta}_i$
A_1	3.06	45	7.27
A_2	2.96	42.5	13.36
A_{11}	2.03	120	14.29
A_{19}	0.76	120	14.44

图 2-1 锋面下渗深度与时间的关系
(引自唐海行等试验, 1983)

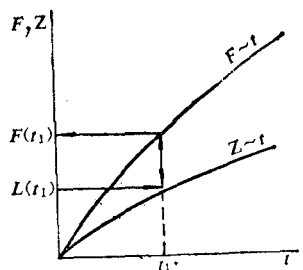


图 2-2 图解法示意图 (引自唐海行等, 1983)

实验资料表明在产流（即积水时刻）前的锋面达到深度，可以采用 J.R. 菲利普 (J.R. Philip) 1957 年建议的锋速公式计算，即

$$V = \frac{[1 - K(\theta)]}{\theta_L - \theta_i} \quad (2-1)$$

式中， V 为锋速 (Z/t)； θ_i 为起始含水率； θ_L 为锋内的平均含水率。当起始含水率很小时， $K(\theta_i) \approx 0$ ，则式 (2-1) 为：

$$V = \frac{1}{\theta_L - \theta_i} \quad (2-1')$$

因此，产流前锋面到达深度为：

$$L = Vt \quad (2-2)$$

实用中的关键是推求锋到达深度内的含水率 θ_L 。W.H. 格林-G.A. 恩卜特 (W.H. Green-G.A. Ampt) 在他们的下渗公式中采用了饱和湿度 θ_{sat} 。但经 C.M. 普罗库尔尼科夫 (С.М. Прокурников) 和 А.И. 布达科夫斯基 (А.И. Будаговский) 的试验表明，在自由入渗时，土壤饱和度依降雨强度而定，并且任何一次试验中土壤饱和度都没有达到过 1。这是因为土壤颗粒膨胀而使孔隙变小，而且在下渗过程中，孔隙中形成被挤压的空气，使土壤孔隙中存在不同形状的封闭气泡，而使其饱和含水量减小。本次试验也得到了类似的结论。因此，唐海行等通过下述方法计算锋内平均含水量：根据试验中每个时刻的锋面深度 $L(t)$

和累积入渗量 $\int_0^t L dt = F(t)$ ，作出 $L(t) \sim t$ 和 $F(t) \sim t$ 的相关图 (图 2-2)，并求出经验公式。

按水量平衡方程 (图2-3)

得

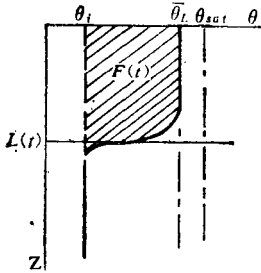


图 2-3 入渗示意图 (引自
唐海行等, 1983)

$$F(t) = (\theta_L - \theta_i)L(t)$$

$$\theta_L = \frac{F(t)}{L(t)} + \theta_i = \frac{F(t) + W_i}{L(t)} \quad (2-3)$$

式中, $W_i = \theta_i \cdot L(t)$, 即起始时刻某一深度的含水量。

按式 (2-3) 可以用图解法或解析法求出任意锋面深度内的平均含水率 θ_L 。

试验结果证实, 锋面内土层的平均含水量均未达到饱和含水量, 一般饱和度为 0.6~0.7 左右, 最低的饱和度仅有 0.50, 说明雨水在下渗过程中并未把全部孔隙填满。

2. 湿润锋内的吸力势

假定当地面开始积水产流时 (即 $t = t_p$), 地面表土层的湿度刚达到饱和湿度 θ_s 或接近饱和的某一含水量 θ_L 。这时累积入渗量为

$$F(t_p) = (\theta_L - \theta_i)L(t_p) \quad (2-4)$$

根据达西定律可得

$$f(t_p) = K(\theta_L) \left[\frac{L(t_p) + \bar{\psi}}{L(t_p)} \right] \quad (2-5)$$

当积水时 $f(t_p) = i$, 则由式 (2-5) 得

$$L(t_p) = \frac{\bar{\psi}}{[i/k(\theta_L) - 1]} \quad (2-5')$$

将式 (2-5') 代入式 (2-5) 得

$$F(t_p) = (\theta_L - \theta_i) \bar{\psi} / \left(\frac{i}{k(\theta_L)} - 1 \right) \quad (2-6)$$

或

$$F(t_p) = \frac{m}{\left(\frac{i}{k(\theta_L)} - 1 \right)} \quad (2-6')$$

式中 $m = (\theta_L - \theta_i) \bar{\psi}$

根据达西定律产流后 t 时刻的下渗率为:

$$f(t) = k(\theta_L) \left[\frac{L(t) + \bar{\psi}}{L(t)} \right] \quad (2-7)$$

或

$$f(t) = k(\theta_L) \left[1 + \frac{m}{F(t)} \right] \quad (2-7')$$

式中, $F(t) = L(t)(\theta_L - \theta_i)$; $m = (\theta_L - \theta_i) \bar{\psi}$ 。

联解式 (2-6') 和 (2-7') 得

$$k(\theta_L) = \frac{f(t) - i \cdot F(t_p)/F(t)}{1 - F(t_p)/F(t)} \quad (2-8)$$

$$m = F(t_p)[i/k(\theta_L) - 1] \quad (2-9)$$

$$\bar{\psi} = m/(\theta_L - \theta_i) \quad (2-10)$$

式中, $F(t_p)$ 为产流时刻 t_p 的累积入渗量; i 为雨强; $f(t)$ 、 $F(t)$ 分别为产流后 t 时刻的下渗强度和累积下渗量。

根据试验前的平均含水率建立 θ_i 和 $\bar{\psi}$ 的关系, 如图2-4所示。
可见, 锋前平均吸力势与起始含水率存在良好的关系。

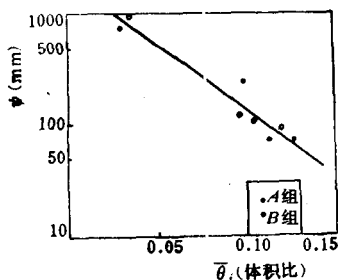


图 2-4 锋前平均吸力势与起始含水率 $\bar{\theta}_i$ 的关系 (引自唐海行等, 1987)

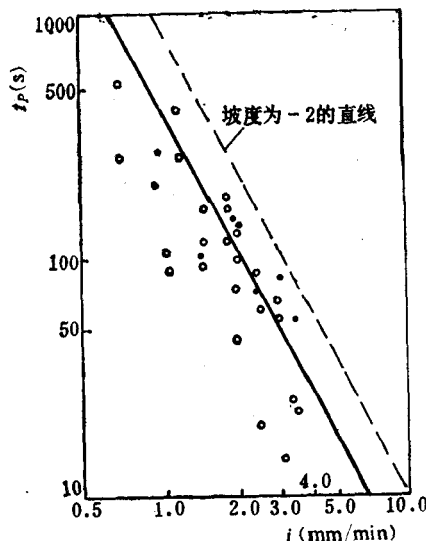


图 2-5 积水时间与雨强关系 (引自唐海行等, 1983)

(二) 下渗与降雨强度的关系

本次试验是在稳定降雨强度下进行的。降雨过程中降雨强度与下渗能力之间存在 $i < f$, $i = f$ 和 $i > f$ 三种情况。 i 与 f 之间的关系决定了下渗过程及其特点, 也决定了产流过程和产流量的大小。

1. 稳定降雨条件下雨强与积水时间的关系

1972年R.E.史密斯 (R.E. Smith) 用差分法求解理查兹 (Richards) 方程得出积水时间 t_p 与降雨强度的关系为

$$t_p = a_1 i^{-a_2} \quad (2-11)$$

式中, a_1 和 a_2 对每种土壤和给定的起始含水量来说是常数。式 (2-11) 表明, 雨强愈大, 积水开始时间 t_p 愈短, 产流前初损愈少。在相同降雨历时条件下, 雨强大者, 产流量多, 反之亦然。这证实雨强对产流的影响。

本次试验得出积水时间与雨强关系 (图2-5) 中的系数 $a_1 \approx 2$, a_2 则随土壤的物理特性而变并与 θ_i 有关。图中点据比较散乱是由于起始含水量不能很好地控制所致。

2. 降雨强度对稳渗 f_s 的影响

在连续降雨供水条件下, 土壤最初阶段具有较大的下渗强度, 随着下渗水量的不断增加及下渗锋面的延伸, 下渗强度渐趋变小, 并趋于稳定, 其值接近或大于土壤的水力传导度。这个下渗值称为稳定下渗强度或稳渗。这种现象可用非饱和水流的垂向水流达西定律说明, 即

$$V = -K \left(1 + \frac{\partial \psi}{\partial Z} \right) = -K - K \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial Z} = -K - D \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad (2-12)$$

在连续充分供水条件下, 上层表面含水量慢慢趋于均匀分布, $\frac{\partial \theta}{\partial Z}$ 值渐趋于零, 此时下渗水流仅在重力作用下运动, 下渗渐近稳定下渗强度 $V = K$ 。

同样, 也可用饱和下渗理论来解释

$$V = K \left(1 + \frac{\bar{\psi}}{L_f} \right) \quad (2-13)$$

式中, $\bar{\psi}$ 为锋前平均吸力; L_f 为锋面到达深度。随着下渗锋面的下移 $\frac{\bar{\psi}}{L_f}$ 渐趋变小, V 也就渐渐接近 K 值。

将各组试验的降雨强度与下渗稳定时的下渗强度点绘成图 2-6。

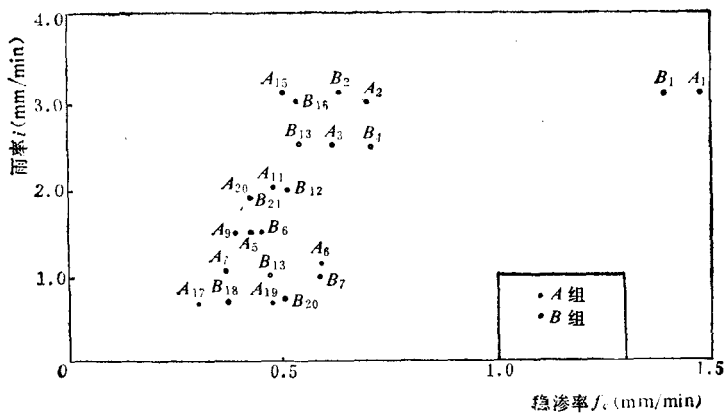


图 2-6 雨强和稳渗关系
(引自唐海行等, 1983)

由图 2-6 可见除 A_1 、 B_1 两次试验点据因起始含水量特别小而离群外, 其余点据都比较集中, 并有随雨强增大稳渗亦增大的趋势。其原因主要是锋面内土壤含水率随着雨强的增大而增加, 其次毛管势梯度逐渐减小也使 $K(\theta)$ 增加。

3. 间隙降雨对稳渗的影响

试验中发现, 在一次降雨下渗试验之后紧接着进行另一次降雨下渗试验时, 后一次稳渗便低于前一次。这种现象在不同降雨强度量级情况下都存在。这主要是由于排气情况不同所致。当降雨停止后土柱上层由湿润阶段转入排水再分配阶段, 即由排气转入吸气, 此时紧接着进行降雨试验, 土中空气不易排出, 因而土柱饱和程度低, 稳渗小。反之, 间隔时间长空气排出的机会多, 土柱饱和程度高, 因而稳渗大。所以, 在降雨下渗过程中土柱所能达到的含水率不可能是完全饱和的, 其中还包含一定的残余空气, 其相应的水力传导度 $K(\theta_L)$ 也必然小于 K_s 。

4. 两次长历时降雨的下渗试验

在两次长历时降雨的下渗试验中, 其降雨强度均为 1.89 mm/min , 降雨历时分别为 42 min 和 330 min 。由于试验降雨历时长, 除测得径流过程外还测得土柱底部的排水过程。

分析这两次试验资料可以看出如下一些现象（图2-7）：

- 1) 试验土柱（1.50m深）底部开始排水时刻即为锋面到达时刻。
 - 2) 下渗强度在锋到达深度50~70cm之后（或降雨100min之后）便接近稳渗，而不是在底部排水后才出现稳渗。
 - 3) 排水率接近稳渗时刻的土柱平均含水率仅为26.9%和24.8%（体积含水率），相当于饱和度为0.60和0.55（见表2-1）。
- 由表可以看出，在排水时刻土柱并没有全部蓄满水，仅为土壤孔隙率的55%~60%，其余的孔隙可以靠长时间的下渗强度和排水率的差额填充一些水份，但不可能全部填满。
- 4) 排水率在长历时的降雨下能逐渐接近下渗强度，在雨停止后，排水率还能继续增长，说明雨停后土柱内的平均含水率大于田间持水量（见图2-7B₂₁）。

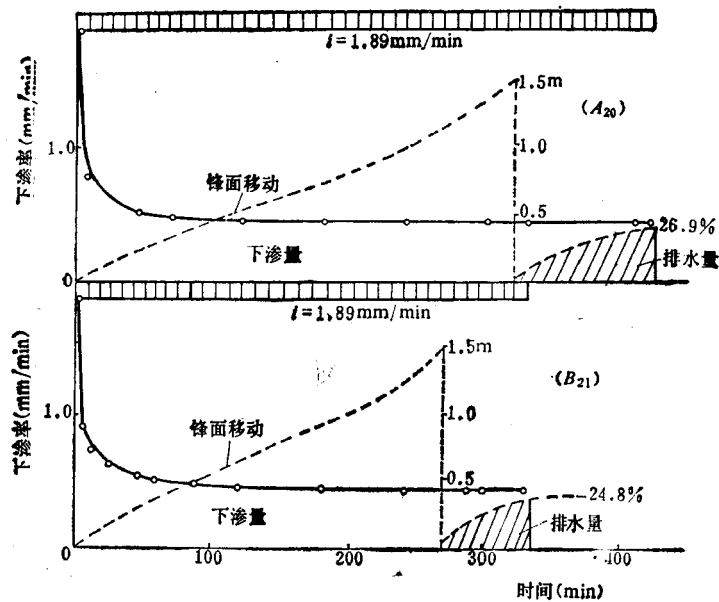


图 2-7 两次长历时降雨的下渗试验
(引自唐海行等, 1983)

表 2-1

长历时降水下渗试验条件下的饱和度

编 号	起始含水量 (mm)	总入渗量 (mm)	排水量 (mm)	土柱含水量 (mm)	土柱平均含水率	饱 和 度
A ₁₁	226.57	203.13	25.44	404.26	0.269	0.60
B ₁₁	221.82	163.88	14.39	371.31	0.248	0.55

(三) 结论

1) 降雨在土壤中下渗, 湿润锋客观存在, 建立在锋面运动规律基础上的下渗公式是合理的。锋内土壤饱和程度不是土壤最大饱和含水量(即孔隙率)而是它的0.6~0.7倍左右, 且与雨强和起始含水量有关。

2) 湿润锋面的平均吸力势与起始土壤含水量有很好的关系, 其形式为 $\bar{\psi} = ae^{-b\theta}$ 。

3) 稳定降雨条件下, 雨强和积水时间的关系为 $t_p = a_1 i^{-a_2}$, a_1 与起始含水量有关, $a_2 \approx 2$ 。

4) 降雨强度对稳渗有一定的影响, 随着雨强增大, 稳渗增大。

5) 间隙降雨对稳渗有较明显的影响。在一次降雨后不久紧跟着下雨时土壤达到的稳渗较小。

6) 土柱底部的排水时刻与峰到达底部的时刻相等。排水率接近稳渗时刻的土柱饱和度仅为0.55~0.60。

二、几个野外试验站的典型径流现象^{[60]、[62~64]}

这里综述岔巴沟、叶柏寿、姜湾、滁县等几个与径流有关的实验成果。流域有关情况列于表2-2。

表 2-2 四个试验区基本情况

实 验 流 域	面 积 (km ²)	多年平均降雨量 (mm)	多年平均蒸发量 (mm)
岔巴沟(团山沟)	0.18	511	1232
叶 柏 寿	2.94	471	1752
高 坞 溪	0.024	1600	1100
滁县(水文山)	0.0005	(1044)	(930)

(一) 土壤水分运动

在气象因子和流域地理因子的作用下, 土壤含水量有明显的消长规律。土壤水的消长对降水起到重要的再分配作用, 是径流形成的重要制约因素。

1. 土壤含水率的时、空变化

土壤水分在运动过程中经常发生时间和空间上的变化, 野外观测资料证实了这一点。

1) 雨水渗入土壤, 在土壤中作垂向水分移动, 使土壤含水量发生明显的沿土层增加的变化。图2-8为岔巴沟流域团山沟二号地段1965年三次降雨前后土壤含水率垂线分布情况。

在强烈蒸发的作用下, 土壤含水率垂线分布发生明显沿土层减少的变化, 图2-9为叶柏寿卧龙岗一场1964年8月20~26日的垂线分布情况。

流域上同一时刻各点含水率的分布是不均匀的。图2-10为滁县实验基地水文山试验场1986年8月22日8时含水率分布图。表明在0.0005km²这样小的范围内, 土壤含水率的空