



高等学校教材

专科适用

水土保持水文学

南昌水利水电高等专科学校 王学相 编



高等学校教材

||||| 专 科 适 用 |||||

水土保持水文学

南昌水利水电高等专科学校 王学相 编

水利电力出版社

(京)新登字115号

内 容 提 要

本书是高等专科学校水土保持专业教材。全书共分六章, 主要讲述水文基础知识、小河站水文测验(包括坡面流的测定)、小流域设计洪水计算及水土保持措施对径流泥沙的影响与估算方法。结合水土保持专业的特点, 本教材对小河站、径流实验场的选址、设置、观测及资料整编等都有扼要介绍, 并尽量结合实际, 突出实用性。

本书也可供农田水利、小水电等专业的技术人员参考。

高 等 学 校 教 材

(专科适用)

水 土 保 持 水 文 学

南昌水利水电高等专科学校 王学相 编

水利电力出版社出版

(北京三里河路6号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

北京樱花印刷厂印刷

787×1092毫米 16开本 8.625印张 191千字

1994年6月第一版 1994年6月北京第一次印刷

印数 001—890册

ISBN7-120-01953-8/TV·714

定价4.05元

前 言

本教材是根据水利部1990~1995年高等专科学校水利水电类专业教材编审出版规划及所拟定的《水土保持水文》编写大纲编写的。

在编写过程中注意了水土保持水文与工程水文不同点的论述,加强径流实验与水文分析能力的培养,力求使学生通过这些内容的学习,达到能解决水土保持工作中遇到的实际问题的能力。

本教材由南京大学杨戊教授主审。在本教材编写过程中参考和引用了不少同行的资料,在此一并表示衷心的感谢。

限于本人的学识水平,教材中难免出现缺点和错误,诚恳希望读者给予批评指正。

编 者

1991年1月

目 录

前 言

第一章 水文基础知识	1
第一节 水资源	1
第二节 水分循环	2
第三节 水量平衡	3
第四节 河流	5
第五节 蒸发和入渗	8
第六节 径流	12
第二章 小河水文测验及洪水调查	17
第一节 水文网站	17
第二节 降雨量、蒸发量及入渗量观测	18
第三节 河槽流量测验	21
第四节 坡面流测验	37
第五节 历史洪水调查	39
第三章 水文统计的基本知识	42
第一节 概率的基本概念与定理	42
第二节 随机变量及其概率分布	45
第三节 统计参数	49
第四节 经验频率曲线	51
第五节 理论频率曲线	52
第六节 相关分析	57
第四章 年径流分析与计算	63
第一节 概述	63
第二节 有长期实测径流量资料时, 设计年径流量及年内分配的计算	64
第三节 有短期实测径流量资料时, 设计年径流量及年内分配的计算	66
第四节 缺乏实测径流量资料时, 设计年径流量及年内分配的计算	67
第五章 小流域设计洪水计算	69
第一节 概述	69
第二节 由流量资料推求设计洪水	70
第三节 由暴雨资料推求设计洪水	74
第四节 用推理公式推求设计洪水	95
第五节 用经验公式推求设计洪峰流量	106
第六节 用调查洪水推求设计洪峰流量	107
第六章 水土保持措施对径流泥沙的影响与估算	110
第一节 影响径流泥沙的水土保持措施	110
第二节 水土保持措施对径流的影响与估算	111

第三节 水土保持措施对泥沙的影响与估算.....	114
第四节 水土保持效益的观测和估算.....	117
附录.....	121
附表1 经验频率 $P = \frac{m}{n+1} \times 100(\%)$ 值表.....	121
附表2 皮尔逊Ⅲ型分布 Φ_p 值表	122
附表3 三点法用表—— S 与 C_s 关系表	123
附表4 三点法用表—— C_s 与 Φ_p 关系表.....	124
附表5 瞬时单位线 S 曲线查用表	126
参考文献	132

第一章 水文基础知识

第一节 水资源

水是一种宝贵的自然资源，是人类生活和工农业生产发展不可缺少的条件，并与人类的物质文明和精神文明紧密相联着。

一、地球上的水资源

地球上的水资源是极其丰富的，它存在于自然界如海洋、河流、湖泊、沼泽、冰川等各种水体及地下的土壤里和大气中。地球表面约有3/4被水所覆盖，总水量约为138.6亿亿 m^3 ，其中，有96.5%为含盐量较高的海水。地球上淡水资源约有3.5亿亿 m^3 ，只占总水量的2.53%，而淡水资源中99.66%由深层地下水、南北极与高山的冰川、永久雪盖及永冻层底冰的水所组成，尚未被开发利用。比较容易被人类所利用的河川径流、浅层地下水、土壤水和淡水湖泊水等淡水资源，其储量约占淡水总量的0.34%（即104.6万亿 m^3 ），相当于全球总水量的十万分之七。河川径流不但容易开发利用，而且具有交替期短的特点。所以，河川径流量是衡量一个国家水资源丰富程度的一个标志。根据联合国统计资料，全球多年平均河川径流量为47万亿 m^3 ，折合径流深为315mm。

世界上水资源的分布是不均匀的，而且随季节和年际有很大的变化。有些国家和地区水资源较丰富，有些国家和地区的水资源则不足，给人类的生产和生活活动都造成困难，尤其是近代社会生产力的巨大发展和人口的激增，人们对水的需求日增，不少国家和地区出现了淡水资源危机，而且日趋严重。同时，有的自然水体已遭到污染，水质恶化，水资源利用价值降低了，甚至破坏了水体环境中的生态平衡。人们开始认识到，万物赖以生存的淡水资源并不像以往所想象的那样取之不尽、用之不竭了。

二、我国的水资源

我国位于欧亚大陆的东南部、濒临西太平洋。国土总面积960万 km^2 ，境内地势呈西高东低，山地多平原少。全国大部分地区受东南和西南季风的影响，形成东南多雨，西北干旱的特点。全国年降水量由东南向西北呈递减的趋势。平均年降水量为61889亿 m^3 ，折合平均降水深为648mm，低于全球陆面（834mm）的多年平均降水深。台湾是我国降水量最多的地区，如东北部的局部山地年降水量在6000mm以上。东南沿海降水量也很丰富，年降水量在1600~2000mm。长江流域在1000~1500mm。越过淮河秦岭一线降水量明显减少。华北、东北只有400~800mm，西北内陆一般仅有100~200mm，有些地方如塔里木盆地年降水量不足25mm，是我国年降水量最少的地区。

我国河川径流量的分布趋势与降水量基本一致。年径流深分布的总趋势是自南向北递减，近海多于内陆，山地多于平原。台湾是我国年径流深分布最大的地区，径流深高达1700mm，东南沿海山地的径流深也在800mm以上，而西北干旱地区则在25mm以下，一些盆地、沙漠基本不产流。全国多年平均径流量为27115亿 m^3 ，折合径流深284mm，低于全球多年平均径流深。以人均占有水量来计算，我国每人每年只有2700 m^3 ，只相当于全球人均占有水量的1/4。以耕地面积拥有水量来计算，亩均占有水量也只有世界亩均占有

水量的一半，因此，我国的水资源并不丰富。同时，我国的水、土资源的组合极不合理，全国有近一半的国土为降水量少于400mm的干旱少雨地带。长江流域和长江以南地区耕地只占全国耕地总面积的38%，而径流量却占全国82%。黄、淮、海三大流域的耕地占全国40%，而径流量只占全国6.6%。南北水土资源分布相差悬殊，给人民生活、工农业生产布局造成供需矛盾。同时，各地的水资源时程变化大，年内、年际分配极不均匀，加剧了水的供需矛盾。随着经济发展、社会生产活动的加剧，水源受污染日趋严重，以及乱垦滥伐所造成的水土流失，使这种矛盾变得更加突出了。

为了解决水资源供需不平衡的矛盾，目前，世界上对水资源的开发利用，采取节流和开源的办法。节流即重视节约用水，合理用水，保护水源，防止流失，防止污染；开源即充分利用各种水源，积极开展海水淡化，勘探新地下水资源、寻找地下水库进行人工回灌，大搞水土保持，合理利用污水灌溉等。为了解决区域间水资源分布不平衡，可采取跨流域调水措施。例如，我国的南水北调（即将长江水调到华北、西北地区）、引滦入津等工程，使地区间水资源达到供需平衡。解决缺水地区的水资源问题，将是保证我国国民经济长期稳定发展的重大基本措施。调水规模将随国民经济发展和科技水平的提高而加大，调水后将会对自然环境产生各种影响。

水是地球上分布最广泛、最活跃的资源之一，水在其循环过程中沟通了各种水体，而各种水体的运动、变化又影响了自然环境的变迁，对人类的生产和生活产生重要影响。

第二节 水分循环

水在太阳辐射能的作用下，不断地从水体表面、陆地表面和植物表面蒸发，化为水汽上升到高空，然后被气流带到其他地区，在适当的条件下凝结，又以降水的形式降落到地面，再以径流的形式汇入海洋。水的这种不断蒸发、输送、凝结、降落的反复循环过程，叫做水分循环或称水循环。

形成水分循环的内因是水的三态在常温条件下可以相互转化，外因是太阳辐射和地心引力。这样，水在自然界中沿着复杂的循环路径不断地运动着和变化着。同时，地表性质的不同和地形结构的差异，也会影响着水分循环的强度、规模和路径。

一、水分循环的类型

根据水分循环过程中涉及的地域不同，可分为大循环和小循环。

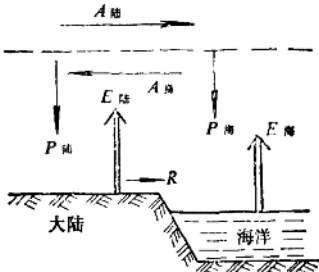


图 1-1 水分循环示意图

$E_{海}$ —海洋蒸发； $E_{陆}$ —陆地蒸发； $P_{海}$ —海洋降水； $P_{陆}$ —陆地降水； $A_{海}$ —海洋向陆地输送水汽； $A_{陆}$ —陆地向海洋输送水汽； R —径流

从海洋上蒸发出来的水汽，随大气环流部分被带到陆地上空，在适当的条件下凝结，以降水的形式降落到陆地上。降落的水量中，一部分又重新蒸发，一部分渗入地下转化为地下水，一部分则沿着地表流动汇入江河，最后注入海洋。这种海洋和大陆之间的水分交换过程叫大循环，如图1-1所示。在大循环中还存在着许多局部性的复杂的水分循环过程，如海洋上蒸发的水汽，在高空即冷却凝结又降落到海洋，或陆地上的水蒸发到高空

后又降落到陆地上。这种局部性的水分循环叫小循环。陆地上还有一部分地区，河流水并不注入海洋而是汇入内陆湖，水分自成一个循环体系，这种现象叫内陆水分循环。

水分循环通常由水分蒸发、水汽输送、凝结降水和径流四个环节组成。天空与地面、地下之间通过蒸发、降水和入渗进行水分交换。海洋与陆地之间也进行水分交换，海洋向大陆输送水汽，大陆则向海洋注入径流，大陆上蒸发的水汽也可随气流被带到海洋上空，但总的来说，水汽是从海洋输向大陆的。

二、水分循环的路径

影响我国水分循环的路径有如下五个系统。

1. 太平洋水分循环

太平洋是我国的水汽来源之一，特别是西太平洋的黑潮暖流流经我国东南沿海，暖流洋面水温高，水汽蒸发旺盛，海洋上空空气湿润，受东南季风和台风的影响，大量水汽被输向内地形成降水。而我国大多数江河是从西向东注入太平洋，完成了太平洋的水分循环。

2. 印度洋水分循环

印度洋是我国南方主要水汽来源之一。冬季有明显湿舌从孟加拉湾伸向我国西南部，形成冬季降水。夏季随着印度洋低压的发展，盛行西南季风，把大量水汽输向我国西南、中南、华南以及河套以北地区。它是一支深厚而潮湿的气流，是我国夏季的主要降水来源。形成的径流，一部分由我国西南地区的一些河流，如雅鲁藏布江、怒江等汇入印度洋；另一部分参与了太平洋的水分循环。

3. 南海水分循环

华南地区，除受东南和西南季风影响外，还受热带辐合带的影响，把南海的水汽输向华南地区形成降水，由珠江等注入南海。

4. 鄂霍次克海水分循环

在春夏之间，有“东北季风”把鄂霍次克海和日本海的湿冷空气输向我国东北北部地区，降水后由黑龙江注入鄂霍次克海。

5. 内陆水分循环

我国西北内陆地区，主要是内陆水分循环系统，但大西洋也有少量水汽随盛行西风和气旋的东移，也参与了内陆水分循环。

第三节 水量平衡

自然界的水不断地运动着、变化着和循环着，但从长期的观点来看，水量大体上是不变的。从海洋上蒸发的水汽，随气流输向大陆，凝结降雨，以径流的形式又回到海洋。根据物质不灭定律可知，任意地区、任意时段内，输入的水量应等于输出的水量与区域内蓄水量变量之和，这叫做水量平衡，即在水分循环过程中，水分收支平衡。水量平衡原理是现代水文学的基本理论之一，依此原理列出的各类水量平衡方程式在水文学中得到广泛的应用。

一、全球的水量平衡方程式

自然界的水分循环量，大体上为一相对稳定值，在多年情况下，全球的水量并无明显的增减现象。对于陆地上，多年平均降水量($P_{\text{陆}}$)应等于陆地上的多年平均蒸发量($E_{\text{陆}}$)与

河流流出的多年平均径流深(R)之和,其方程式为

$$P_{\text{陆}} = E_{\text{陆}} + R \quad (1-1)$$

对于海洋上,多年平均降水量($P_{\text{海}}$)应等于海洋的多年平均蒸发量($E_{\text{海}}$)和流入海洋的多年平均径流深(R)之差,其方程式为

$$P_{\text{海}} = E_{\text{海}} - R \quad (1-2)$$

将式(1-1)、式(1-2)相加,得全球水量平衡方程式

$$P_{\text{陆}} + P_{\text{海}} = E_{\text{陆}} + E_{\text{海}} \quad (1-3)$$

就是说,全球的降水量等于全球的蒸发量。

在大陆内流区的水量平衡方程式为

$$P_{\text{内}} = E_{\text{内}} \quad (1-4)$$

就是说,内流区的多年平均降水量($P_{\text{内}}$)等于多年平均蒸发量($E_{\text{内}}$),这不是说,内流区没有径流,而是被消耗于蒸发不注入海洋。全球水量平衡情况见表1-1。

表 1-1 全 球 水 量 平 衡

区 域		水 量 平 衡 要 素					
		蒸 发		降 水		径 流	
		水量 (km³)	水层深度 (mm)	水量 (km³)	水层深度 (mm)	水量 (km³)	水层深度 (mm)
海 洋		505000	1400	458000	1270	47000	130
陆地	内流区	9000	300	9000	300		
	外流区	63000	529	110000	924	47000	395
全 球		577000	1130	577000	1130		

二、流域水量平衡方程式

如所研究的流域为闭合流域,即流域的地面分水线与地下分水线重合,没有邻近流域的地表水或地下水流入或流出,而且河槽下切很深,使地下水最终能汇入河道流出口断面,则其方程式为

$$P = E + R + \Delta U \quad (1-5)$$

式中 ΔU 为流域蓄水变量,在多水期, ΔU 为正值,表示时段内的降水量除消耗于蒸发和径流外,还能使流域蓄水量增加;在少水期, ΔU 为负值,表示流域降水量不仅消耗掉了,而且还消耗了流域内的部分蓄水量,使蓄水量减少。

闭合流域内的多年蓄水变量 ΔU 因有正有负,累加起来可相互抵消。于是闭合流域的水量平衡方程可简化为

$$P_0 = E_0 + R_0 \quad (1-6)$$

式中 P_0 ——多年平均降水量, mm;

E_0 ——多年平均蒸发量, mm;

R_0 ——多年平均径流深, mm。

若将式(1-6)两边除以 P_0 ,则

$$\frac{E_0}{P_0} + \frac{R_0}{P_0} = 1 \quad (1-7)$$

式中 $\frac{E_0}{P_0}$ 为多年平均蒸发系数, $\frac{R_0}{P_0}$ 为多年平均径流系数。这两个系数在不同自然地理区

域内是不同的, 它们综合地反映了一个流域内气候的干湿程度。

如所研究的流域为非闭合流域, 即流域的地面分水线与地下分水线不重合, 在没有跨流域引水情况下, 其方程式为

$$P = E + R \pm \Delta U \pm \Delta W \quad (1-8)$$

式中, ΔW 为本流域与相邻流域地下径流交换量。

全国各流域水量平衡情况见表1-2。

表 1-2 全国各流域水量平衡表 (单位: mm)

项目	内流河	外 流 河									全国
		黑龙江	辽河	海滦河	黄河	淮河	长江	珠江	浙闽台	西南诸河	
年降水量 P	154	496	551	560	464	860	1071	1544	1758	1098	648
年径流量 R	32	129	141	91	83	225	526	807	1066	687	284
地表径流 R_s	18	104	115	56	48	181	399	625	825	506	213
地下径流 R_g	14	25	26	35	35	44	127	182	241	181	71
陆面蒸发 E	122	367	410	469	381	635	545	737	692	411	364

水量平衡原理, 对研究各水文要素间建立定性、定量关系, 了解水文要素时空变化, 检在水文计算成果的可靠性等均有重要意义。同时, 对地区水量平衡的研究, 深入、系统地了解水资源情况, 为合理利用水资源提供可靠依据。

第四节 河 流

地表水在重力作用下, 沿着地表流动汇集的线形凹地称河槽, 河槽与在河槽流动的水流统称为河流, 构成河流的两个要素是相互作用、互相依存的。

河流是地球上水体之一, 是重要自然资源, 与人类有最密切的关系。各河流流经不同的自然地理区域, 其特征也各不相同, 因此, 河槽特点、水系和流域特征、都直接或间接地影响径流的形成和变化过程。

一、河流

(一) 河流的分段

一条河流都可分为河源、上游、中游、下游及河口五段。河源是指河流的发源地, 各河河源依情况不同, 可以是泉水、溪涧、沼泽、湖泊或冰川。确定较大河流的河源需先确定干流, 一般认为长度最长或水量最大的称为干流, 有时也有按习惯确定。河口是河流的终点, 即河流流入海洋、湖泊或流入其他河流的地方。在内流区, 有些河流消失在沙漠中, 没有河口。划分河流上、中、下游的依据不一, 有的重地貌特征, 有的重水文特征, 也有的综合考虑多种因素。一般而言, 上游比降大, 急滩瀑布多, 流速大, 冲刷占优势, 河床多为基岩或砾石。中游比降、流速均减小, 冲刷与淤积趋于平衡, 河床多为粗

沙。下游比降、流速更小，水量丰富，淤积占优势，多浅滩或沙洲，河床多为细沙或淤泥。

(二) 水系与水系特征

在一定集水区域内，大小不一的河流构成脉络相通的系统，称为水系。如果有湖泊与河流相通，湖泊也应包括在水系之内，如鄱阳湖属于长江水系。直接流入干流的称为一级支流，流入一级支流的称为二级支流，依此类推。

水系特征主要包括河流长度、河流比降、河网密度等。

1. 河流长度

自河源至河口的轴线长度称为河流长度，简称河长。确定河长可在适当比例尺的地形图上，沿中泓线，用曲线计或两脚规量取长度，经比例尺换算，便得河长。

2. 河流比降

河段上、下两点水面高程差叫落差。河源至河口两处水面高程差叫总落差。单位河长的落差叫比降。当河段纵断面河底近于直线时，落差 Δh 除以河段长度 l ，便得比降 J ，即

$$J = \frac{\Delta h}{l} \quad (1-9)$$

当河段纵断面的河底呈折线时，根据各特征点分成若干段（如图1-2），按下式计算河槽的平均纵比降：

$$J = \frac{(h_0 + h_1)l_1 + (h_1 + h_2)l_2 + \dots + (h_{n-1} + h_n)l_n - 2h_0L}{L^2} \quad (1-10)$$

式中 $h_0, h_1, \dots, h_n$ ——自下游到上游沿程各特征点的高程；

$l_1, l_2, \dots, l_n$ ——各特征点间的距离；

L ——河流总长。

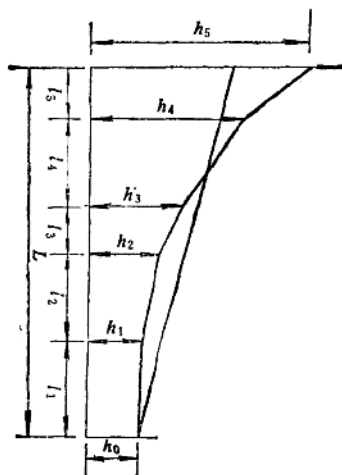


图 1-2 河流纵比降图

3. 河网密度

单位流域面积内的河流总长度称为河网密度，用下式表示：

$$D = \frac{\Sigma L}{F} \quad (1-11)$$

式中 D ——河网密度， km/km^2 ；

L ——河流长度， km ；

F ——流域面积， km^2 。

河网密度表示一个地区河流的疏密程度，能综合反映一个地区的自然地理情况，特别是水资源情况。它常随气候、地质、土壤及植被而变化。一般来说，在降水量大、地表坡度陡、土壤透水性差的地区，河网密度较大；反之则小。如我国南方湿润地区的河网密度远比西北干旱地区大。

二、流域

指河流的集水区域,在这个区域内的地面水都沿着坡面流入该水系,最后流出口断面,因此,流域自然地理特征和几何特征,对径流的变化有着密切地关系。

(一) 流域自然地理特征

包括流域的地理位置、气候、地形、植被、土壤特性、地质构造、沼泽及湖泊等情况都与流域的水文特性有密切关系,因此,当研究河流及径流变化时,对流域自然地理特征进行适当研究是完全必要的,各因素对径流形成的影响,见本章第六节。

(二) 流域几何特征

1. 分水线

流域的周界称为分水线,通常以流域四周的山脊线来确定。在地表起伏较大的山地丘陵区,分水线比较容易确定,而地表平坦的平原区,确定分水线就很困难,有时需要根据水的流向或采用水准测量才能判明。

流域内的水流包括地面水和地下水两部分,因此,有闭合流域和非闭合流域之分。实际上,很少有严格的闭合流域,除石灰岩、溶洞等特殊地质条件外,通常都以闭合流域对待,其根据是地面分水线和地下分水线不一致而发生与相邻流域交换的水量比总水量要小得多,可略去不计。对某些由于地面和地下分水线不一致而发生水量交换的小流域,则需通过水文地质勘探来确定集水区的范围。

2. 流域面积

流域面积直接影响河流的水量和径流的形成过程。在其他条件相同的情况下,流域面积越大,河流水量也越大。对一条河流来说,从河源到河口,水量随流域面积的增加而增大。对于小流域,一场暴雨往往可以笼罩全流域,极易引起洪水灾害,但对于大流域,被一次暴雨笼罩全流域的机会很少,而只是在流域的某一部分发生暴雨,对全流域洪水威胁就不很严重。如1981年8月长江上游嘉陵江等支流发生了特大暴雨,对该流域造成严重的洪水灾害,而对长江中下游地区,洪水的威胁并不严重。在枯水季节,流域面积大的河流,由于河床切割较深,地下水补给丰富,流域内降水的机会也较多,因而能维持一定水量,而流域面积小的河流,枯水流量很小,甚至干涸断流。同时,由于小流域汇流时间短,洪水陡涨陡落,形成峰高量小的洪水过程。

流域面积的量算,通常是在适当比例尺的地形图上先勾绘出流域分水线,再用求积仪量取分水线所包围的面积,或用米厘格纸统计流域内的方格数,经比例尺换算,即可求得流域面积。

3. 流域的长度

也就是流域的轴长,即以河口为中心作同心圆,在各同心圆与流域分水线相交处作出许多割线,各割线中点的连线即为流域长度。如流域形状不甚弯曲,可采用河源到河口的直线长度或干流长度来代替。

4. 流域宽度

流域面积 F 与流域长度 L 的比值称为流域宽度,即

$$b = \frac{F}{L} \quad (1-12)$$

如两个流域面积相等,流域宽度越小,则长度越长,水的流程也越长,洪峰流量较

小。反之，洪峰流量就大，洪水威胁就越严重。

5. 流域形状系数

流域形状系数是流域分水线长度 L 和等面积圆周长 $2\sqrt{F\pi}$ 的比值，即

$$\beta = \frac{L}{2\sqrt{F\pi}} = 0.28 \frac{L}{\sqrt{F}} \quad (1-13)$$

在等面积的几何图形中，圆的周长最小，所以 $\beta \geq 1$ ， β 值越大，流域形状越狭长，洪水变化就越平缓。

第五节 蒸发和入渗

一、蒸发

蒸发是水量平衡方程中的一项要素，是直接影响径流量的重要因素。在自然条件下，蒸发是热量与水分交换的综合表现。流域蒸发是流域面积上的综合蒸发量，包括水面蒸发、土壤蒸发和植物散发等。在我国湿润地区年降水量的30%~50%被蒸发掉，其余则成为径流量。

蒸发需吸收来自太阳辐射的热能，同时还需要风。也就是依靠大气的紊动作用，把蒸发的水汽带到上空。根据蒸发的物理成因，可用梯度法计算出蒸发量，即采用实测近地面某两点垂直高度上的湿度、风速与温度等要素在单位高度内的变化，可计算出蒸发量。但因实测资料有限，目前还不能广泛应用。在实际工作中，常用粗略的经验法或实测蒸发资料计算蒸发量。

1. 水面蒸发

利用仪器直接测定水面蒸发量是最简便可行的方法。目前全国蒸发站网使用的观测仪器有E₆₀₁型蒸发器（如图1-3所示）、口径为80cm带套盆的蒸发器和口径为20cm的蒸发皿三种。其他的还有ГГН-3000蒸发器、水面漂浮蒸发器、面积为20m²及100m²大型蒸发池等。口径为20cm的蒸发皿，其代表性和稳定性最差，逐渐被淘汰了。口径为80cm的蒸发器，因水体增大且带有套盆，改善了热交换条件，它的代表性和稳定性都比口径为20cm的蒸发皿好。E₆₀₁蒸发器埋入土中，使仪器内水体和器外土壤之间热交换接近天然水体，并设有水圈，起到增大蒸发器面积的作用，比较接近天然水体，比前两种蒸发器（皿）的代表性和稳定性都好，被水利部水文局指定为标准蒸发器，被广泛采用于各类水文实验站。

根据国内观测资料分析，当蒸发器的直径超过3.5m时，蒸发器观测的蒸发量与天然水体的蒸发量基本相近。因此，除上述两种大型蒸发池外，其他小型蒸发器由于它们本身的结构及与四周的水、热交换条件和天然水体的差异，所观测的蒸发量，都应乘一折算系数后，才能作为实际水面蒸发量的估计值。折算系数 k 一般通过与大型（如面积20m²或100m²）蒸发池的对比观测资料确定，即

$$k = \frac{\text{蒸发池读数}}{\text{蒸发器读数}} \quad (1-14)$$

根据资料分析，折算系数随蒸发器直径减小而降低，以重庆站的面积为100m²大型蒸发池与各种蒸发器（皿）有10年的对比观测成果，求得各类型蒸发器（皿）的折算系数（如

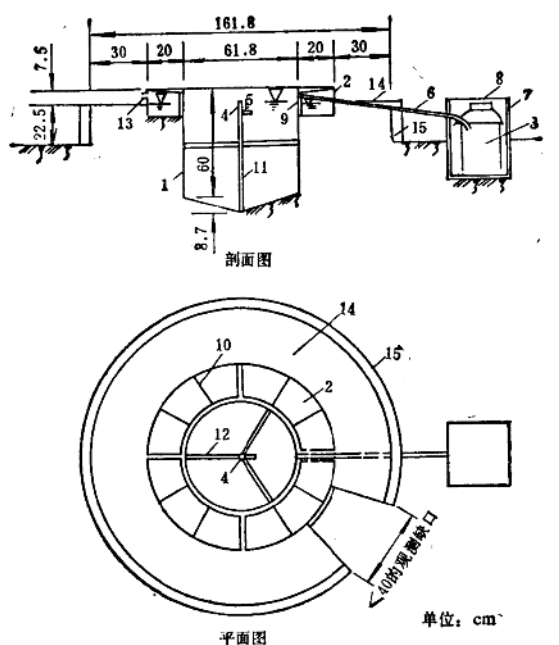


图 1-3 E₆₀₁型蒸发器

1—蒸发器；2—水圈；3—溢流桶；4—测针桩；5—器内水面指示针；6—溢流用胶管；7—放溢流桶的箱；
8—箱盖；9—溢流嘴；10—水圈上缘的撑档；11—直管；12—直管支撑；13—排水孔；14—土圈；
15—土圈外围的防护设施

表1-3)，可清楚说明了这一点。但折算系数的变化规律是很复杂的，除受蒸发器直径大小影响外，还与蒸发器的类型、观测季节以及诸多的自然环境因素都有关系。所以，在实际工作中，应采用当地分析的折算系数。实测蒸发资料，只能代表某一地点的水面蒸发，若将实测资料与该处的温度、风速等梯度关系制定出经验公式，则可根据这地区的温度、风速等来估算水面蒸发。

表 1-3

各种类型蒸发器(皿)折算系数表

蒸发器类型	月 份												年
	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	
E ₆₀₁	0.71	0.71	0.73	0.76	0.89	0.90	0.87	0.91	0.94	0.94	0.90	0.85	0.85
ГГИ-3000	0.73	0.66	0.69	0.73	0.80	0.79	0.87	0.82	0.84	0.93	0.90	0.83	0.79
20cm	0.55	0.50	0.46	0.48	0.56	0.56	0.56	0.63	0.68	0.74	0.78	0.72	0.60
80cm套盆	0.70	0.62	0.53	0.53	0.62	0.60	0.58	0.66	0.73	0.83	0.89	0.88	0.68

2. 土壤蒸发

土壤水分以汽态形式扩散到大气中的现象称为土壤蒸发。土壤蒸发过程比水面蒸发要复杂得多，除影响水面蒸发的气象因素外，还受土壤结构、土壤色泽、土壤水分、地势及植被等因素的影响。如果温度、风和饱和差等气象条件相同，则土壤越干燥，蒸发越小。据试验得知，土壤干化过程可分为三个阶段。第一阶段，土壤含水量很丰富，蒸发主要发

生在表土层，蒸发速度达到蒸发能力。当土壤从完全湿润到土壤含水量损耗达某一临界值，即相当于田间持水量时，在土壤毛管力的作用下，水分开始从下层不断地输送补充表层。第二阶段，由于表层土壤含水量低于田间持水量，土壤蒸发速度减低，蒸发的水汽是通过毛细管孔道进入大气，当土壤中毛细管断裂，毛管水不再上升，土壤表层开始出现干化。第三阶段，土壤表层结成干壳，蒸发速度急剧下降，而蒸发主要发生在土壤内部的土层中，由下层土壤水分或地下水通过毛管作用上升所致，而土壤的干燥范围也逐渐往下发展，由于蒸发的水汽需通过愈来愈深的干燥土壤层向外扩散，蒸发作用更加减弱。当土壤湿度降到植物凋萎湿度时，蒸发基本上终止了。

3. 植物散发

土壤中的水分经过植物根系的吸收，输送到叶面，蒸发到大气中去称为植物散发。土壤水分消耗在植物散发上的数量占相当比重，有些植物根系除吸收土壤水外还吸取地下水、供其散发。由于植物本身参加了蒸发过程，因此，散发过程是一种生物物理过程。目前，我国对林木草类散发的观测资料不多，散发量的计算方法也很不成熟，估算有困难。实际上，植物散发与植物覆盖下的土壤蒸发并存。因此，植物散发往往和土壤蒸发同时发生，统称为陆面蒸发。

4. 流域总蒸发

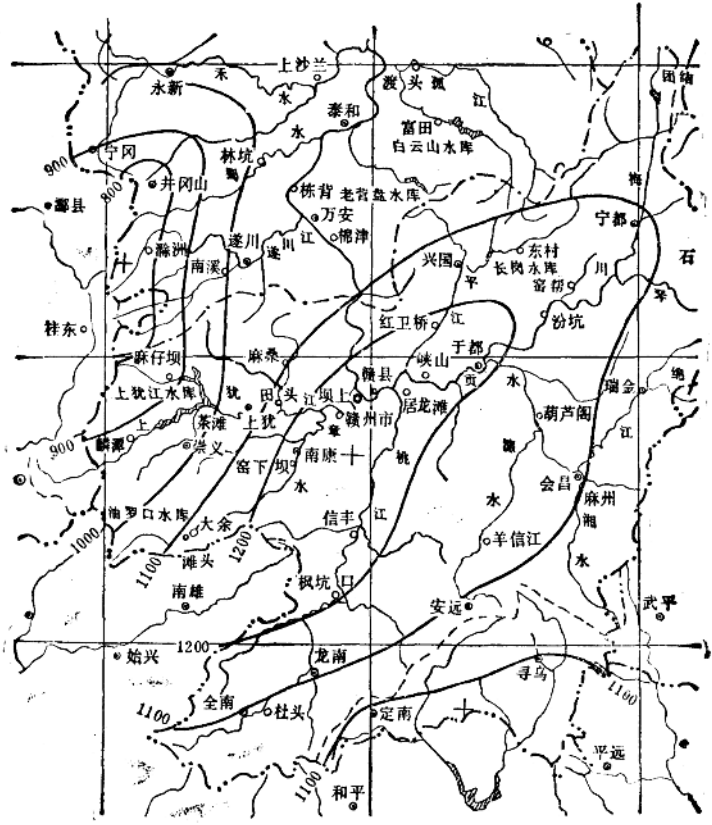


图 1-4 江西省部分地区水面蒸发(E_{01})等值线图

水文计算往往需要流域的总蒸发量。目前,研究流域总蒸发量有两种途径:一是对流域内的各单项蒸发分别进行研究,然后进行综合而求得流域总蒸发量。但因流域下垫面极其复杂,各地区的气候、土壤、地质、植物及江河湖泊等分布不均,各单项蒸发量的组合,事实上是极为困难的。另一途径是根据流域水量平衡方程,以实测的降水量和径流量资料反推出流域总蒸发量或根据水文研究所编制的全国多年平均年蒸发量等值线或根据各省(区)水利部门编制的水资源分析计算资料中的蒸发量等值线图(如图1-4)估算当地蒸发量。

二、入渗

降落的雨水,通过土壤表面垂直向下渗入土壤中的过程叫入渗,它是一次降雨径流损失的主要组成部分。

1. 入渗的物理现象

当雨水落在干燥的土壤表面时,首先受到土粒分子力的作用,被吸附在土粒表面,形成薄膜水。只有当土粒间的孔隙充满了薄膜水,入渗水在小孔隙里形成弯月面,在表面张力作用下,形成毛管力。弯月面曲度大,毛管力也大,使水分向土壤空隙狭小处移动,接着小孔隙首先被填满,这种水分滞留在土壤孔隙所形成的入渗叫毛管入渗。当表层土壤中的毛管充满水后,若地表仍有积水,则继续入渗的水分,填充较大孔隙,使表层土壤饱和。此时,饱和层的水分在毛管力作用下,向下层运动。同时,孔隙中自由水在重力作用下,沿孔隙向下流动称为重力入渗。此后,若地面继续供水,则饱和层不断扩展,使饱和层(其含水量为 W_m)和下层(其含水量为 W_0)之间形成两个交界面,即形成入渗上下锋面(如图1-5)。随入渗锋面的进展,毛管力逐渐减小,入渗锋面到达一定深度,入渗水就会趋于稳定,在重力作用下,水分继续向下运动,补充下层土壤的含水量。如果地下水层埋藏不深,重力水可渗透整个土壤包气带,补给地下水,形成地下径流。所谓土壤包气带,是指地下水面以上的土壤层,它的孔隙没有完全被入渗水所充满,仍含有空气,是土、水、空气并存的一个复杂系统。

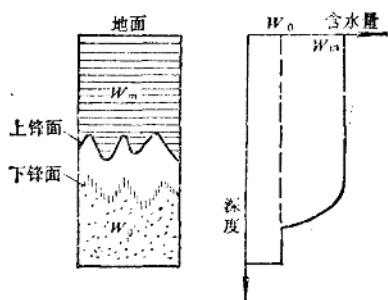


图 1-5 土壤水分入渗分布示意图

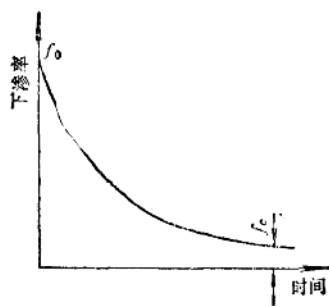


图 1-6 入渗曲线

2. 入渗的变化规律

从入渗的物理现象可知,入渗的水分是在分子力、毛管力和重力的综合作用下进行的,在入渗过程中,这些作用力是变化的。分子力是随土壤湿度的增大而减小,最后逐渐消失;毛管力随土壤含水量的增加、饱和层的扩展而逐渐减小;重力则是经常起作用的,它是一个常数。在入渗初期,土壤表面的水分在土壤分子力、毛管力和重力的作用下,迅