



水文学与水资源概论

天津师范大学 华中师范大学 地理系合编
北京师范大学 西北大学

华中师范大学出版社

水文学与水资源概论

天津师范大学 华中师范大学 地理系合编
北京师范大学 西 北 大 学

6496/18

华中师范大学出版社

内 容 提 要

本书的特点是适应当代水文科学的发展趋势,将水文学与水资源学方面的基础知识、理论与方法联系在一起加以介绍。在体系结构上进行了一定的改进,充实了许多新资料。

全书共分九章,前三章介绍水分循环与水量平衡原理,各种水体的天然水质以及水循环要素。在此基础上以水体为对象,系统地阐述江河、湖沼与水库、冰川、地下水以及海洋等水体的形态、特性、时空分布与运动变化规律等。在后几章还介绍了水资源特性、资源评价、供需平衡等方面的知识、理论与方法。

本书内容比较充实,并附有200多幅图表,可作为高校地理系及其他有关专业的教材,也可供水利、气象、农林、环境、国土整治等部门的科技工作者和广大中学教师参考。

水文学与水资源概论

天津师范大学 华中师范大学 地理系合编
北京师范大学 西 北 大 学

华中师范大学出版社出版

(武昌桂子山)

新华书店湖北发行所发行

汉阳县印刷厂印刷

开本 787×1092 1/16 印张 16.25 字数 39 万

1986年12月第1版 1988年7月第2次印刷

印数 2000—5000

ISBN7-5622-0067-X/K·3 定价: 2.65元

(限国内发行)

目 录

绪 言	1
第一章 地球上的水分循环与水量平衡	3
第一节 地球上的水分循环	3
一、水在地球上的分布	3
二、地球上的水分循环	5
第二节 地球上的水量平衡	7
一、水量平衡原理	7
二、水量平衡方程	7
三、世界性水量平衡	10
第二章 天然水的化学成分	12
第一节 天然水的矿化过程	12
一、天然水的化学成分和挟带的物质	12
二、影响天然水矿化过程的因素	12
三、天然水的矿化作用	15
四、天然水的分类	18
第二节 各类天然水体的化学特征	19
一、大气降水的化学组成	19
二、地下水的化学特征	20
三、河水化学成分的特点	21
四、湖水化学成分的特点	21
五、海水化学组成的特点	22
第三章 水循环要素	24
第一节 降水	24
一、降水要素和表示方法	24
二、暴雨与可能最大降水	27
三、下垫面条件对降水的影响	29
第二节 蒸散发	31
一、蒸散发的机制与影响因素	31
二、确定蒸散发量的方法	32
第三节 下渗	35
一、下渗的物理过程	35
二、下渗经验公式	37
三、影响下渗的因素	37
第四节 径流	39
一、径流的表示方法	39
二、河川径流的形成过程	39
第四章 河流	53

第一节 河流的水情要素与水量补给	53
一、水系与流域	53
二、河道的基本形态特征	55
三、水位、流速、流量与冰情	56
四、河流的水量补给	62
第二节 河川径流的变化与计算	67
一、数理统计方法的基本知识	67
二、河川年径流分析与计算	73
三、洪水与枯水	81
第三节 河流泥沙	92
一、河流泥沙的特性	93
二、底沙运动和推移质输沙率	94
三、悬移质运动和悬移质输沙率	96
第四节 河口水文	99
一、概述	99
二、河口区水文情势	100
三、河口泥沙	102
第五章 湖泊水库与沼泽	105
第一节 概述	105
一、湖泊(水库)的一般概念	106
二、湖泊(水库)的形态特征	107
三、湖泊的类型	109
四、湖泊(水库)的水量平衡与调节作用	111
第二节 湖水(库水)的光学及热学现象	113
一、湖水的透明度与水色	113
二、湖水(库水)的热学现象	115
第三节 湖水(库水)的运动	119
一、湖水的混合	119
二、波浪	121
三、湖泊(水库)中的波驻	122
四、增水与减水	124
第四节 湖泊(水库)的富营养化与泥沙沉积	124
一、湖泊(水库)的富营养化	124
二、湖泊(水库)的泥沙与沉积	127
第五节 沼泽	133
一、概述	133
二、沼泽的形成	134
三、沼泽水文特征	135
第六章 冰川	138
第一节 积雪的变质成冰作用	139
一、雪线——零平衡线	139
二、粒雪化作用	139

三、成冰作用	140
第二节 冰川的热状况	141
一、冰川表面的热平衡	141
二、冰川温度	142
第三节 冰川的物质平衡与运动	144
一、冰川的物质平衡	144
二、冰川的运动	146
第七章 地下水	148
第一节 地下水的储存与地下水流系统	148
一、岩石中水的存在形式	148
二、地下水的储存空间与岩石的水理性质	148
三、地下水流系统	150
第二节 地下水的补给与排泄	151
一、地下水的补给来源	151
二、地下水的排泄	152
三、地下水的径流及其类型	153
第三节 不同埋藏条件下的地下水	155
一、上层滞水	155
二、潜水	155
三、承压水	157
第四节 地下水的运动	161
一、线性渗透定律	161
二、非线性渗透定律	162
三、线性渗透定律在地下水计算中的应用	162
第五节 地下水的动态与均衡	165
一、影响地下水动态的因素	165
二、地下水动态类型和特征	166
三、地下水的均衡	167
四、开采条件下地表水与地下水的转化与均衡	167
第六节 孔隙岩层地下水	168
一、山前倾斜平原地下水	168
二、河谷地下水	169
三、冲积平原地下水	170
四、黄土地区地下水	171
五、沙漠地区地下水	172
第七节 基岩地下水	172
一、裂隙水	172
二、岩溶水	173
第八节 地下热水	174
一、地热的来源	175
二、地下热水的分类和形成机理	175
三、地下热水的气体 and 化学成分	177

第八章 海洋	179
第一节 海水的性质	179
一、海水的盐度	179
二、海水的密度	181
三、海冰	182
四、海水的光学性质	183
五、海洋的热平衡与海水温度	184
六、海水中的溶解氧和营养盐	187
第二节 海流	189
一、风海流	190
二、大洋表层环流	192
三、大洋深层环流	196
第三节 海浪	199
一、概述	199
二、水质点的振动和波形的传播	201
三、深水波的余摆线理论	202
四、风浪和涌	205
五、近岸波浪	206
第四节 潮汐	207
一、潮汐现象	207
二、引潮力和引潮力场	208
三、潮汐静力学理论	211
四、潮波	214
第九章 水资源概论	219
第一节 水资源的特性	219
一、概述	219
二、水资源的特性	220
三、水资源研究的主要内容	221
第二节 水资源量的估算与供需平衡	221
一、地表水资源还原计算	222
二、地下水补给量的估算	224
三、水资源总量	226
四、水资源分区	227
五、水资源供需平衡	227
第三节 我国水资源的数量与分布	230
一、影响我国水资源分布的因素	230
二、我国水资源的数量与分布	231
三、天然状态下我国河水和地下水水质变化规律	234
第四节 我国水资源开发利用现状	236
一、水资源开发利用概况	236
二、水资源开发利用的主要问题	238
三、水资源供需展望	240

第五节 远距离调水及其对环境的影响	242
一、远距离调水概述	242
二、远距离调水对环境的影响	243
三、国外远距离调水简介	244
四、我国的南水北调	245
主要参考书目	251
编后记	252

绪 言

水,是生命活动的物质基础,亦是人类社会赖以生存、发展的最宝贵的自然资源。同时,水又是自然界中最活跃的因子,它积极地参与了地球上发生的一系列物理过程、化学过程与生物过程,给地理环境、生态系统以重大的影响。水文学是以地球上江河、湖沼、冰川、地下水以及海洋等水体为对象,是研究这些水体的数量、质量、运动变化与分布规律;研究水体与地理环境、生态系统及人类社会之间相互影响、相互联系的科学。

水文学同其它科学一样,有它自身的科学发展史。

早期阶段,水文学孕育在地理现象的记述与水利工程研究之中。其中,作为一门自然科学的水文学,最早是属于地理学的一个分支,它与气象学、海洋学、地质学、地貌学、土壤学等其它学科有着密切的关系。其研究的基本特点是把陆地水和海洋水都作为地理要素进行描述。在这方面,我国古代的《水经注》,就是一本著名的水文地理学方面的重要著作。它系统地记载了我国黄河、淮河、长江等几大水系的源流、干流以及其他有关情况。此外,全国各地历代编纂的地方志中,对于江河洪、枯水和旱涝灾害等情况,都有记载,至今仍有重大的科学价值和实际意义。

近代,随着科学技术的进步,水文学从现象描述,发展为对各种水文要素作数量上的估算,进行地区分布规律的分析,以及研究水文要素与其他地理要素之间相互联系、相互影响的关系,所以具有明显的自然科学的特征。水文学正是在此过程中逐步发展起来,并按所研究水体的不同,形成河流水文、湖泊水文、沼泽水文、冰川水文、地下水文与海洋水文等许多新分支学科。

另一方面作为一门应用科学的水文学,从其开始,就和历史上的治水工程密不可分。例如公元前316年蜀守李冰父子,在修筑著名的四川“都江堰”工程时,就在灌县城西门的宝瓶口设有石人测量水位,并有“水竭不至足,盛不没肩”的记载。这说明当时不但已有了水位观测,而且已经建立起水位与流量之间的关系的概念。古代埃及人民也正是在长期引尼罗河洪水、淤灌尼罗河三角洲上的农田过程中,才不断认识尼罗河的水情规律。所以说,水文学的发展又是和水利事业的发展紧紧联系在一起的。

二十世纪以来,随着人类对于水的利用,从以往规模较小的自发状态发展到大规模实施工程控制,诸如大型蓄水工程、防洪工程、引水工程等,不仅带动了水文测验站网的建设,引入了数理统计的方法,促进了工程水文学的发展,而且使水文水利计算、水文测验学、水文预报等分支学科应运而生。

五十年代以后,随着科学技术的迅速发展,卫星遥感技术、同位素、中子测水、电子计算机技术在水文学中逐步得到应用,于是水文实验研究,模拟试验,随机水文学、系统水文学等相继发展起来了。同时,由于水污染与水源保护问题日益突出,对水利工程的环境影响、经济效益、生态效益的研究深入开展,与此相适应的生态水文学、环境水文学也引起了人们的重视。

综上所述,水文学从其研究方向来说,一般可归纳为地理学方向、地球物理学方向、工程水文学方向以及环境、生态学方向。它们之间互相联系、互相依存,各有侧重。

随着人口增长与经济发展,全世界对水的需求日益扩大,许多国家与地区水源不足,用水紧张成了制约经济发展、影响人民生活的重大社会问题。同时,由于大规模的蓄水、引水,极大地改变了水的自然循环路径,而工业废水的大量排放更造成水质污染,形成严重的环境问题。所以人们不仅需要了解江河水文情势一般规律,研究开发利用中工程水文问题,还必须对各地区可资利用的水资源数量、质量进行分析评价,在此基础上,进行供需平衡分析与长期用水预测。并从战略高度研究水资源与自然环境、人类社会之间的相互关系,以及如何综合开发,合理保护水资源。因此,有的学者认为,水文学在其发展过程中,出现了又一次重大转折,进入了水资源水文学发展阶段,从此水文学不仅要研究水在自然界中的循环、平衡和变化,还要扩展到人类社会之中,研究水在开发利用过程中的循环、平衡和变化。

本书,本着这一认识,在以往传统的普通水文学基础上,在介绍海洋水文、陆地水文、地下水文的基础知识、基本理论的同时,增加了水资源概论一章。而且,在内容上主要结合我国第一次水资源初步评价工作,介绍水资源基本概念,水资源估算与供需平衡分析等有关内容。这乃是一次初步尝试,尚有待进一步探索。

第一章 地球上的水分循环与水量平衡

第一节 地球上的水分循环

一、水在地球上的分布

水是在地球上分布最广泛的物质之一。它以汽态、液态和固态三种形式存在于空中、地面与地下，成为大气中水、海洋水、陆地水(包括河水、湖水、沼泽水、冰雪水、地下水)，以及存在于所有动、植物有机体内的生物水，组成了一个统一的相互联系的水圈。

地球上水的总储量为13.86亿立方公里，其中97.4%是咸水，包括海水、盐湖水和高矿化地下水。淡水仅占总水量的2.6%，体积约为3,502.9万立方公里，其中大约70%为固态水

表1-1 世界水储量

水的类型	分布面积 (万平方公里)	水量 (万立方公里)	水深 (米)	占总储量 (%)	占淡水储量 (%)
世界海洋	36,130.0	133,800.0	3,700	96.5	—
地下水	13,480.0	2,340.0	174	1.7	—
其中淡水		1,053.0	78	0.76	30.1
土壤水	8,200.0	1.65	0.2	0.001	0.05
冰雪水	1,622.75	2,406.41	1,463	1.74	68.7
1. 南极	1,398.0	2,160.0	1,546	1.56	61.7
2. 格陵兰	180.24	234.0	1,298	0.17	6.68
3. 北极群岛	22.61	8.35	369	0.003	0.24
4. 山区	22.4	4.06	181	0.003	0.12
5. 地下冰 (永冻带)	2,100.0	30.0	14	0.022	0.86
湖泊储水	205.87	17.64	85.7	0.013	—
1. 淡水湖	123.64	9.1	73.8	0.007	0.26
2. 咸水湖	82.23	8.54	103.8	0.006	—
沼泽水	268.26	1,147	4.28	0.0003	0.03
河道水	1,4880.0	0.212	0.014	0.0002	0.006
大气水	51,000.0	1.29	0.025	0.001	0.04
生物水	51,000.0	0.112	0.002	0.0001	0.003
总储水量		138,598.481	2,713	100	—
淡水		3,502.9210	235	2.58	100

儲存在南北极和高山上, 30%左右为液态水, 包括河水、湖泊淡水、地下淡水和大气水等等。

海水: 世界海洋的面积为3.613亿平方公里, 占地球表面积的71%。海水的体积为13.38亿立方公里, 占地球上总儲水量的96.5%。海水虽然是咸水, 但它却是自然界“生产”淡水的水源。

冰雪水: 据估算, 陆地上现代冰川的总面积超过1,600万平方公里, 总体积为2,700万立方公里。若以冰的密度为0.9克/立方厘米计算, 折合液态水为2400多万立方公里, 约为地表河流、湖泊总儲水量的127倍, 因而素有“天然的固态水库”之称。

地下冰: 地下冰是指多年冻土面下的固态水。据估测世界多年冻土面积有2,100万平方公里, 占陆地面积的14%, 绝大部分集中在欧洲东北部、亚洲的北部和东北部、加拿大及北极诸岛和格陵兰等地区。地下冰常常呈脉层或成层分布。按近似估算, 地下冰的儲水量大约有30万立方公里。

地下水: 地下水通常是指儲存在地壳含水层中的重力水。由于全球各地的地质构造, 岩石条件等变化复杂, 很难对地下水儲量作出精确的估算, 从已发表的数值来看, 大小之间可差一个数量级。现根据苏联学者1974年所发表的研究成果, 从地面至深达2公里的地壳内, 地下水总儲量为2,340万立方公里, 其中地下淡水的体积为1,050万立方公里, 约为貯存在河床、湖泊与沼泽中的淡水量的一百倍。

土壤水: 土壤水是指儲存在地表最上部约2米厚的土层内的水。据调查土层的平均湿度为10%, 相当于含水深度为0.2米, 如以陆地上土壤覆盖总面积8,200万平方公里计算, 那么土壤水的儲量为16,500立方公里。

湖泊水: 世界上大小湖泊多达数百万个, 但是它们之间面积、容积相差十分悬殊。据苏联学者的研究, 湖泊蓄水量主要集中于少数大湖, 其中面积超过100平方公里的145个大湖的蓄水量为16.83万立方公里, 占全球湖泊总儲水量的95%。据此估算, 全球湖泊总儲水量为17.64万立方公里, 其中淡水有9.1万立方公里。

沼泽水: 沼泽是一种特殊的水体, 并没有开阔的水域, 它只是陆地上层土壤中含有大量停滞水分的过湿地段。地球上沼泽的总面积约为268.2万平方公里(其中60%分布在苏联), 若按沼泽中平均含水95%来计算, 可得出地球上沼泽水的总量约为11,470立方公里。

河水: 由于河水不停地流动, 所以很难确定地球上所有河流同一时刻儲存的水量。一般由河流的多年平均流量来计算河床的平均容水量。计算时将河床概化为棱柱体, 则河床蓄水量可用下式计算:

$$V = \frac{Q_1 + Q_2}{2 \cdot \Delta l} \cdot l \cdot 10^{-9} \quad (1-1)$$

式中, V 为河床蓄水量 (立方公里); Q_1 、 Q_2 为河源与河口处的多年平均流量 (立方米/秒); l 为河流长度 (公里); Δl 为单位河长 (公里)。

因为大多数河流在河源处的流量等于零, 所以按上列公式, 河床蓄水量即为河口多年平均流量之一半与河流长度的乘积。但世界各地河流流量沿河长变化的规律表明: 全河的多年平均流量约等于河口年平均流量的0.4倍。根据这个结论, 将河口多年平均流量, 河流长度与系数0.4的乘积作为河床蓄水量, 从而估算出全世界河床静贮水量有2,120立方公里, 占地

球上总储水量的0.0002%，或占淡水储量的0.006%。

大气水：大气中的水分包含水汽、水滴和冰晶。同一时刻大气中水分总量为12,900立方公里，占世界储水总量的0.001%，占淡水储量的0.04%，如果这些水分全部凝结并均匀地落到地球表面，将形成25毫米厚的水层。

生物水：生物水是指生命有机体中所含有的水分。据研究，这部分水量约占生命物质重量的80%，而全球生物圈中生命物质的总量有14,000亿吨左右。据此计算，全球生物水的总量为1,120立方公里，占地球总储水量的0.0001%。

二、地球上的水分循环

（一）水分循环的模式与类型

地球上各种形态的水，在太阳辐射与地心引力的作用下，不断地运动循环，往复交替。由于海洋是地球上水分的主要源地，因此这个循环可以设想是从海洋蒸发开始，蒸发的水汽升入空中，并被气流输送至各地。一部分深入内陆，一部分留在海洋上空。在适当条件下，因凝结而成降水，其中降落在陆地表面的雨雪，经植物的截留、地面拦蓄、土壤入渗等环节，转化为地表与地下径流，最后又回归海洋，构成一个巨大的、统一的、连续的动力系统，称为水分循环。图1-1即为发生在海陆之间的水分循环基本模式。

实际上，由于水循环过程中蒸发、水汽输送、凝结降水、入渗以及径流等环节，交错并存，所以情况要复杂得多。如蒸发现象，并不单纯限于江河、湖海与冰雪的表面，还包括土壤、植物体的蒸发和蒸腾。据计算，许多温带地区被植物吸收后蒸腾掉的水分，几乎等于河流入海的水量。由此可见，蒸发不仅是水分循环的起点，而且贯穿在水分循环的全过程。而降水现象，在适当条件下，亦随时、随处都可能发生，这样，在局部地区就可构成相对独立的水分循环。所以说，地球上的水循环实际上是由一系列大小循环组合成的一个复杂的动态系统。

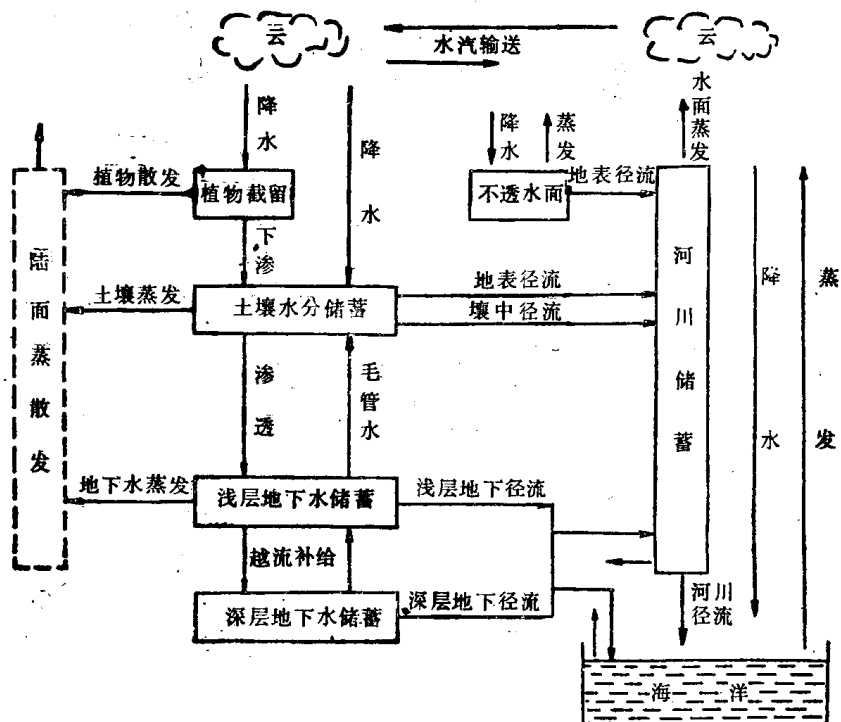


图1-1 水分循环示意图

通常，将发生于海陆之间的水分交换过程，称为大循环，又称外循环；将发生于海洋与大气之间，或陆地与大气之间局部地区的水分循环，称为小循环或称内循环。小循环又可分为海洋小循环与内陆小循环。其中内陆小循环

是指从海洋输送来的水汽及陆面上蒸发的水汽，在内陆上空凝结后降落地面所构成的局部地区的小循环。在内陆循环旺盛的地区，水分能深入内陆腹地，以至使远离海洋的河流上游地区，也可能有丰富的水汽，产生较多的降水。

（二）水分交替周期

从水资源开发利用的角度来看，不单需要了解各种水体的储量，还要关心它们各自交替更新的速度和周期的长短。因为水体的更新速度越快，其水资源的利用率就越高，在遭受污染以后，水质的恢复也越快；反之，水体交换更新的周期越长，其可开发利用的数量就越受到限制，水体的自净能力相对来说也较低。

通常，水资源交替更新的周期，可用下式作近似计算：

$$T = \frac{W}{\Delta W} \quad (1-2)$$

式中， T 为交替周期（年或日、时）； W 为水体的储量（立方公里或亿立方米）； ΔW 为该水体每年参与水循环的活动量（立方公里/年）。

例如，世界海洋的总储水量为 13.38 亿立方公里，每年参与水分循环的水量为 50.5 万立方公里（以海洋年总蒸发量为准），据此计算，海水全部更新一次，至少需要 2650 年。又如世界河流的河床中瞬时储水量为 2,120 立方公里，而每年入海的径流总量为 47,000 立方公里，因此在一年内河床中的水量，可更换 22 次，平均每 16 天就更新一次。而大气水的更替速度还要快，平均循环周期只有 8 天。然而位于极地的冰川以及永冻带的地下冰，其更替的速度极为缓慢，循环周期长达万年。

表 1-2

各种水体循环交替的周期

水 体 名 称	交 替 周 期	水 体 名 称	交 替 周 期
极地冰川	10000年	沼 泽 水	5 年
永冻带地下冰	9700年	土 壤 水	1 年
世界大洋	2650年	河 水	16天
高山冰川	1600年	大 气 水	8 天
深层地下水	1400年	生 物 水	几小时
湖泊水	17年		

上表所列的各种水体的交替周期，是在有规律的、逐步轮换这一假设条件下所得出的平均所需时间。实际情况要复杂得多：如深海盆地的水需要依靠大洋深层环流才能缓慢地发生交换；而海洋表层的海水，因直接受到蒸发和降水的影响，其交替周期无需二千多年。尤其是边缘海的交替周期更短。以我国的渤海为例，其总储水量约 19,000 亿立方米，而黄河、辽河、海河多年平均的入海水量达 1,455 亿立方米，仅此一项，渤海的循环周期只需 13 年左右，如进一步考虑蒸发和降水的影响，实际的循环周期十年都不到。又如世界湖泊平均交替周期为 17 年，而我国长江中下游地区的湖泊，由于出入湖泊的水量大，交换速度快，一年中就可更新几次。

（三）水分循环对地理环境的影响

水分循环是地球上最重要的物质大循环之一，它深刻地影响全球地理环境结构，影响自然界中发生的一系列物理过程、化学过程与生物学过程。归纳起来主要有以下几方面：

1. 水分循环不仅将地球上的各种水体，组合成连续、统一的水圈，使得各种水体能够长期存在，而且在循环过程中渗入大气圈、岩石圈与生物圈，将地球上的四大圈层联系在一起，

形成紧密联系、相互制约的有机整体。如果没有水分循环，地球上的生物圈也就不复存在，岩石圈、大气圈亦将改观。

2. 水分循环也是海洋与陆地之间相互联系的主要纽带。海洋正是通过蒸发水分，源源不断地向大陆输送水汽，形成降水，进而影响陆地上的一系列的物理、化学与生物学过程。而从陆地上回归海洋的径流，则不断地向海洋输送大量的泥沙、有机杂质、各种营养盐类，从而影响海水的性质、海水中的生物学过程、以及海洋沉积与海盆形态等。

3. 地球上的水分循环，不仅是巨大的物质流，亦是巨大的能量流，是具有全球意义的能量的传递、输送者。它使得地表上从太阳那里获得的辐射能，重新分布，在地区之间得到调节。正是水和热量的不同组合，使地球上形成了不同的自然地带，才使得地球面貌显得丰富多采；而奔流不息的江河，更直接的为人类带来丰富廉价的水能。

4. 由于存在水分循环，水才能周而复始的被重复利用，成为再生性资源。水循环的强弱直接影响到该地区水资源可开发利用的程度，进而影响地区的自然景观与经济发展。尤其对于内陆腹地的地区来说，水循环的强弱，对当地的自然生态条件、经济发展的影响极大。人类采取的许多措施，诸如建设大型水库、营造农田防护林带、农田水利化措施，与其他水土保持措施，其实质都是通过影响地区内部水循环的途径和强度，以便创造良好的生态环境，达到改造自然的目的。

第二节 地球上的水量平衡

一、水量平衡原理

当我们讨论全球水量平衡时，首先要了解在时间的长河中，全球的总水量是否发生变化，这与地球同外界空间之间的水量交换有关。根据研究，由宇宙空间进入地球的水有两种途径，一是降落到地球上的石陨石所带来的水，若取石陨石中平均含水率为5%，并将落入地球的宇宙物质作极大化处理，则全球每年可从星外获得0.5立方公里的水。另一种途径是来自太阳的质子流，在地球大气圈上层俘获电子而变成氢原子，它可以和氧原子化合成水分子，但这种水的数量难以确定。

与此同时，每年也有少量水分从地球上消失，它是通过紫外线或宇宙线的作用，使水分子离解为氢离子和氧离子，在大气上界逃逸出地球引力场，消失在宇宙空间。据研究，从地球上消失的水量，大体上等于进入地球的水量，因此可以认为，在现今的宇宙背景下，地球上的总水量接近于一个常数。

根据物质不灭定律，对任意时段、任何区域，收入（输入）的水量和支出（输出）的水量之间的差额，必等于该时段区域内蓄水的变化量，这就是水量平衡原理。水量平衡原理是水文、水资源研究的基本原理，它有助于对水分循环建立定性和定量的概念，并能深入分析组成水分循环的各要素的作用，以及它们之间的相互关系，并在已知某要素的条件下，推求另一未知要素，因此具有重大的理论意义和实用价值。

二、水量平衡方程

（一）通用水量平衡方程

水量平衡方程是水分循环的数学模式。基于上述水量平衡原理，对于任一区域，可列出如下水量平衡方程。

$$I - O = \pm \Delta S \quad (1-3)$$

式中, I 为区域内水量收入项; O 为区域内水量支出项; ΔS 为研究时段内蓄水变化量。

上式为水量平衡方程的最基本的形式, 对于不同的地区和不同的问题, 还需进一步分析收入项 I 和支出项 O 的具体组成, 而后列出适合该地区的水量平衡方程。现以陆地上任一地区作为研究对象, 设想沿该地区边界作一垂直的柱体。以地表作为柱体的上界, 以地面以下的某一深度处的平面为下界(以上下不发生水交换的深度为准), 则可列出如下水量平衡方程式:

$$P + E_1 + R_{\text{表}} + R_{\text{地下}} + W_{\text{初}} = E_2 + R'_{\text{表}} + R'_{\text{地下}} + q + W_{\text{末}} \quad (1-4)$$

式中, P 为研究时段内的降水量; E_1 为研究时段内水汽凝结量; $R_{\text{表}}$ 为研究时段内地表流入的水量; $R_{\text{地下}}$ 为研究时段内从地下流入的水量; $W_{\text{初}}$ 为柱体内研究时段初始蓄水量; E_2 为柱体内蒸发量; $R'_{\text{表}}$ 为研究时段内从地表流出的水量; $R'_{\text{地下}}$ 为研究时段内从地下流出的水量; q 为研究时段内工农业、生活净用水量; $W_{\text{末}}$ 为研究时段末柱体内蓄水量。

由于式中 E_1 为负蒸发量, 令 $E = E_2 - E_1$, 为时段内净蒸发量; $\Delta W = W_{\text{末}} - W_{\text{初}}$ 为时段始末蓄水的变化量, 则上式可改写为

$$(P + R_{\text{表}} + R_{\text{地下}}) - (E + R'_{\text{表}} + R'_{\text{地下}} + q) = \pm \Delta W \quad (1-5)$$

此式即为通用水量平衡方程式。在此基础上, 根据研究对象的不同, 就一定时段内有关的收入与支出及其盈亏补偿等项目, 可建立各种特定的水量平衡方程。

(二) 陆地水量平衡方程

水在广阔的陆地上循环交换, 主要是按流域系统进行的, 而流域系统又分为外流区和内流区。

1. 外流区长期水量平衡方程式为

$$P_{\text{外}} = E_{\text{外}} + R \quad (1-6)$$

如果考虑地表和地下径流的形成过程和实用价值不同, 需要分别计算的话, 则方程式为

$$P_{\text{外}} = E_{\text{外}} + R_{\text{地表}} + R_{\text{地下}} \quad (1-7)$$

式中, $P_{\text{外}}$ 、 $E_{\text{外}}$ 和 $R_{\text{地表}}$ 、 $R_{\text{地下}}$ 分别为外流区多年平均降水量、蒸发量和地表、地下径流量。

全球陆地(包括岛屿)面积的80%属于外流区, 据现有资料计算, 外流区降水量约占陆地降水量的93%, 径流量约占98%, 蒸发量约占88%。

2. 内流区水量平衡 内流区具有独自的水循环过程。来自海上和毗邻地区的水汽进入内流区后, 一部分因凝结而降水, 降水产生的径流最终从陆地或内陆湖泊全部蒸发。

因此, 内流区长期水量平衡方程为

$$P_{\text{内}} = E_{\text{内}} \quad (1-8)$$

式中, $P_{\text{内}}$ 为内流区多年平均降水量; $E_{\text{内}}$ 为内流区多年平均蒸发量。

大陆上所有的内流区都分布在降水不足, 而蒸发能力旺盛的荒漠、半荒漠和干草原地区, 面积约有3,000万平方公里, 全区年总降水量约9,000立方公里, 只占陆地总降水量的7%, 相当于300毫米水深, 还不及外流区平均降水量(924毫米)的三分之一, 而且全部降水最终都消耗于蒸发。

3. 陆地的水量平衡方程 外流区和内流区共同构成了整个陆地范围内的水量平衡, 即

$$P_{\text{外}} + P_{\text{内}} = E_{\text{外}} + E_{\text{内}} + R \quad (1-9)$$

全球陆地平均年降水量约800毫米, 其中南美洲降水量高达1,600毫米, 南极洲年平均降

水量最小，只有165毫米。

陆地上总降水量的61%消耗于蒸发，而且各大洲的蒸发量差异很大，如南极洲几乎为零，而南美洲达910毫米。

表1-3 陆地水量平衡

大洲 (包括岛屿)	面积 万平方公里	降水量		蒸发量		径流量	
		毫米	立 公 里	毫米	立 公 里	毫米	立 公 里
欧洲	1.050	790	8,290	507	5,320	283	2,970
亚洲	4,347.5	740	32,200	416	18,100	324	14,100
非洲	3,012	740	22,300	587	17,700	153	4,600
北美洲	2,420	756	18,300	418	10,100	339	8,180
南美洲	1,780	1,600	28,400	910	16,200	685	12,200
大洋洲	895	791	7,080	511	4,570	280	2,510
南极洲	1,398	165	2,310	0	0	165	2,310
全球陆地	14,900	800	119,000	485	72,000	315	47,000
外流区	11,900	924	110,000	529	63,000	395*	47,000*
内流区	3,000	300	9,000	300	9,000	34	1,000

注：*包括没有注入河流而直接入海的地下水。

径流量在各大洲的分布，取决于降水量和蒸发量的对比，其中亚洲面积广大，所以河川径流总量占第一位。但是以径流深度来比较，则南美洲占第一位，高出全球陆地平均值的一倍。

(四) 海洋淡水平衡

世界海洋多年期间的淡水平衡方程如下：

$$P_{\text{海}} + R = E_{\text{海}} \quad (1-10)$$

表1-4 世界各大洋的淡水平衡

海 洋	面积 万 平方公里	降水量		蒸发量		陆地径流		淡水平衡	
		毫米	万立方 公里	毫米	万立方 公里	毫米	立方公里	毫米	立方公里
太平洋	17,870	1,460	26.00	1,510	26.97	83	14,800	30	5,100
大西洋	9,170	1,010	9.27	1,360	12.44	226	20,800	-120	-10,900
印度洋	7,620	1,320	10.04	1,420	10.80	81	6,100	-20	-1,500
北冰洋	1,470	361	0.53	220	0.32	355	5,200	500	7,300
世界大洋	36,130	1270	45.80	1,400	50.50	130	47,000	0	0

由表可知，世界大洋每年因蒸发失去的淡水有50.50万立方公里，其中大约90%(45.8万立方公里)，由海上降水来补给，其余10%就是陆地上江河入海的径流量(47,000立方公里)。这样，整个海洋的淡水收支处于平衡。但对各大洋来说，降水量与入海径流量之和并不与蒸发量相等，这说明各大洋之间存在着水量交换。例如，太平洋每年产生5,100立方公里的淡水剩余。同样在北冰洋也出现淡水剩余(7,300立方公里)，虽然那里的降水量并不大，但仅是注入北冰洋的径流量就远远超过了蒸发量；相反，在印度洋和大西洋分别亏损1,500立方公里和11,000立方公里，这有赖于太平洋、北冰洋的盈余淡水来补偿。