

# 绪 论

## 一 水文学的定义及其分科

水，广泛地存在于自然界中。大气中的水汽、地球表面的江、河、湖泊、海洋、沼泽、冰川及地下水都是以一定的形态存在的水体。广义的水文学研究自然界水体的运动状态、循环变化及其随时空的分布规律，探讨水体的化学和物理性质，以及它们对环境的反应。

按照研究水体所处空间的不同，把研究大气圈、水圈、岩土圈中水体为研究对象的水文学科分别称为水文气象学、地表水文学和地下水文学。一般提水文学是指地表水文学。根据所研究的地表水水体对象的不同，地表水文学再可分为河川水文学、湖泊水文学、海洋水文学、沼泽水文学、冰川水文学。

各类水体是在不断地运动、变化和相互转换着。地表水体在太阳辐射热作用下，从液态（或固态）转化为气态过程称为蒸发。在重力及其它动力作用下，气态水又转变成液态（或固态）的下降过程称为降水。落到地表的水进入土壤或岩层的过程称为入渗。地表和地下的水进入河流并流出流域出口断面的过程称为径流。蒸发、降水、入渗和径流是水体运动和转化的形式，泛称为水文现象。这四者是表征水体的循环转换——水文循环的基本要素，所以又被称为水文要素。

按照研究任务的不同，水文学可分为：

1. 水文地理学（区域水文学）研究水文特征和自然地理因素间的相互关系，研究水文现象的地区性规律。

2. 水文测验学 研究各水文要素的量值——水文资料的观测、搜集和整编的方法。

3. 水文分析与计算 在获得水文资料的基础上，预估长期的水文情势，为工程设计与规划提供依据。

4. 水文预报 在研究水文现象变化规律的基础上，预估未来短期的水文情势，为工程管理和运行提供依据。

5. 河流动力学 研究河流泥沙特征及河床演变规律。

6. 水文实验研究 运用野外实验流域和室内模拟模型，研究各水文现象和水文过程的物理机制。

随着水文学自身发展及与其它学科的结合中，如随机水文学、比较水文学、环境水文学、城市水文学等分支学科正在形成和发展之中。

## 二 水文现象的时空分布特点

### 1. 水文现象在地区上的相似性和特殊性

#### （1）相似性

邻近地区的自然地理因素具有一定的分区性规律，致使邻近流域或上下游河段的水文现象基本规律在地区分布上存在相似性。例如同为湿润地区的河流水量充沛，径流的年内分配

较均匀；又如邻近河段的汛期始末时间和洪水涨落幅度近乎相同。

## （2）特殊性

相邻地区在地理位置上的接近，使得自然地理条件基本相同，然而总有差异存在，尤其流域的下垫面因素（如地形、土壤或岩层特性、植物被覆、河系组成、湖泊与沼泽分布等）的变化比较大，因而水文现象在地区间存在差别，这就是在地区分布上的特殊性。例如处于同一气候区的山区型河流和平原型河流的径流变化规律有较大差别，前者在雨后存在洪水暴涨暴落现象；而后者水情变化较平缓。又如同一河流的两个河段，如果下游河段接纳了其它支流，则其流量发生很大变化。在岩溶地区的河流，如连接了暗河或落水洞，这样即使近在咫尺的上下游河段的流量也会相差很多。

## 2. 水文现象在时程变化上存在周期性和随机性

### （1）周期性

水文现象与气候因素关系密切，而气候因素在很大程度上受地球自转、公转及其余天体运动的制约，而具有年、季、日及多年的周期变化规律，因此水文现象具有时程变化的周期性。江河水情在各年有汛期与枯水期交替；受月球与太阳引潮力制约的潮汐有日变化周期，因而感潮河口的水文现象具有明显的日周期变化规律。

### （2）随机性

影响水文现象的因素众多，而各因素的时空分布多变，因此多种因素组合的水文现象在不同时间的数量大小和时程变化在各周期是不同的。例如，每年河流会出现若干场洪水，但各年洪水大小和出现时间不会一样；又如感潮河口的水文现象受潮汐的控制，但是还受河流径流、台风、雨情的影响，所以各潮期的潮位变化不一致

## 三 水文学的研究方法

### 1. 地理综合法

基于水文现象具有周期性和相似性特点，认为水文要素在空间的分布是连续的，于是可以应用大量水文测站的长期观测资料，找出水文特征值的分区性定量分布规律。这种方法的研究结果，得出各种水文特征值的等值线图、地区性的经验公式和地区性参数。

### 2. 成因分析法

将长期的实测资料，结合实验研究和理论分析，得出水文特征值和诸有关因素间的数学物理方程，这就是成因分析法。例如根据河段的洪水波运动理论和径流汇流理论，建立河段上下游断面间的水位（或流量）相应关系，从而可进行短期的水文预报。又如根据湖泊水面气象因素建立水面蒸发量的计算式。

成因分析法从分析事物内在的本质联系着手，是一种追求本源的科学的研究方法。可是由于影响水文现象的因素复杂繁多，所以本法研究所得成果很少。近年来开展的建立水文模型和动力水文的研究，可以看作是成因分析法的发展。

### 3. 数理统计法

由于水文现象具有随机性特点，所以可借用研究随机事件的概率论及数理统计的理论和方法，把取得的反映水文现象变化规律的水文资料作为随机系列进行统计分析，从而预估（概率预估）未来的水文情势，这就是数理统计法。例如，取得河段的若干年枯水流量资料，应用数理统计法，求出某个枯水流量所对应的发生（出现）频率，或者求出对应某个频率（反

映设计标准的频率)的枯水流量作为设计依据。

近年建立起来的随机水文学是数理统计法的新发展。

随着新技术的崛起并引进于水文学的研究,如电算用于水文资料的收集、存贮、传输和水文计算;如遥感技术的应用,通过地球卫星提取水文信息;如应用放射性物质进行流量、泥沙测验等等,这些将加快水文学的发展进程。

#### 四 专业中的水文学问题

水环境是自然环境的一个重要组成部分,水是自然资源中生态资源的一部分。水资源条件的优劣对人类的经济生活和社会生活有很大影响;而水资源开发的合理与否影响着自然环境品质的好坏,从而又影响人类的生产与生活。无论从水资源的开发使用,还是对水环境的保护与治理都需要有关水体在生成、循环变化和时空分布方面的数据,所以水文学是环境工程、给水排水工程、环境监测等专业的基础技术课。

环境工作者在工程实践中越来越认识到水环境问题决不是单纯治理污染,而要从生态系统的总体概念出发,结合区域规划,进行由资源、能源、污染、环境等各种因素综合考虑大范围的水质规划,以取得保护水资源、改善水环境,保证水资源在最佳条件下开发的效果。为此,要求清楚地理解水文循环是自然界的一个重要的物质循环和能量流动过程。从水文循环的概念认识水资源的生成和变化,用水文循环的概念指导对水资源的开发和在水环境的保护工作。

环境工作者在进行水环境评价、提出水质指标、建立水质模型时,要掌握水环境的背景资料。为此,要了解水文资料的搜集与整编方法;会运用已有的水文资料进行分析与计算水文特征值,预估水体的未来水情。在探讨水体污染治理对策与拟订治理措施时,要研究环境容量的水体自净能力,为此要了解各种设计条件下枯水径流的径流特征。因为水体的物理自净过程与水流流速、流量有关,而水流中的泥沙含量与泥沙的几何及矿物特征在多方面影响着水质。水体的生物净化过程的复氧与水流流速及水面面积等水文因素有关。某些污水治理技术设施的设计需要一定的水文数据,例如铺设在近海河口河床上的污水排放扩散器的设计,要取得潮流流速、水深、潮期等数据。

排水工程中污水净化的工程规划和设计将遇到上述同样的问题。雨水管渠设计中要确定设计暴雨量和设计洪峰流量。雨水泵站设计排放口,则要计算接纳水体的设计特征水位。山区城镇企业的防洪工程、沿海市镇的防汛工程都要计算设计洪水位或设计潮水位,防洪构筑物设计则需求得设计洪峰流量。

给水工程在选择水源、确定取水方式、布置取水构筑物、取水构筑物的工艺流程设计和结构计算、水厂的运转管理要求得下列水文特征值:年正常径流量、各种设计频率的设计年径流量及其年内分配规律、各设计频率的设计水位、各水文特征期的水质、水温、泥沙等数据,还要预估河床变形——河床演变规律。

#### 五 本课程的主要内容

根据专业要求,本课程主要内容为三大部分。

第一部分 水文现象的描述(第一、二章)

水文循环与水量平衡方程是指导各水文要素研究的基本概念。从水文循环和诸自然圈层

间的相互关系中理解水圈层是一动态系统，它赋予水资源具有再生性特点。水资源开发是对水文循环的干预，要应用水文循环概念评估和指导水资源开发。讨论诸水文要素的运动属性、影响因素、变化规律和时空分布特征。重点陈述各种径流（地表及地下径流、固体径流、溶解质径流）的生成、运动与分布。了解河流特性。

## 第二部分 水文分析与计算的基础（第三、四章）

频率计算、相关分析和抽样误差估算是水文分析的基本方法；水文资料的搜集与整编是水文分析与计算的基础工作。

## 第三部分 水文设计特征值的分析与计算（第五、六章）

在上述两大部分内容的基础上讨论设计年径流计算：年正常径流量、设计年径流量、设计年内径流分配与径流调节；设计枯水；应用径流资料推求设计洪水；应用暴雨资料推求设计暴雨；应用合理化公式推求设计洪峰流量。

## 六 水文学特点和学习方法

水文学具有下述特点：

### 1. 学科涉及面广

从总体来说，水文学研究的，遍布于自然界的各种水文现象都是水分循环的一个局部。水分循环作用于各自然圈层，但又受各种自然要素的制约。由于研究对象的这个特点，所以水文学的研究涉及到自然地理学、水文地质学、土壤学、气象学、生物学、天文学、流体力学、泥沙力学等学科领域。学习水文学要求有较广泛的知识面；同时，也有助于拓宽知识面。

### 2. 学科实践性强

首先，环境工程、给水排水等工程专业学习水文学课程的目的是为工程的规划、设计、施工和运行提供水文学数据，所以有很强的工程目的。其次，在分析水文循环、水量平衡以及各水文要素的影响因素中，除了自然因素外，人类活动因素不可忽视，因此，对水文现象的研究要密切地联系工程实践活动。再则，目前水文学理论研究水平尚低，因此建立在水文现象实测资料基础上，应用数理统计方法和地理综合分析方法尚占水文学研究的主导地位，实验研究方法也有进展。因此为了取得尽量丰富和高质量的水文资料，必须加强水文观测、洪水与枯水调查等实践活动。

### 3. 学科成熟度低

水文学的形成与发展有着悠长的历史，然而，它的成熟度远远低于不少新兴学科。譬如，水文学中与工程关系最密切的“水文分析与计算”，虽然它的应用性甚强，可是它的发展尚未形成完整的体系，不少计算方法的理论依据依然不明确，常常采用经验性、规定性、假定性的做法。

在学习本课程之前，学生已学完的一些基础课程的系统性和理论性都比较强，刚接触水文学这类课程会感到不习惯，这就需要学生努力实践，不断总结，在学习方法上尽快地适应起来，这对于学好其它基础技术课和专业课也是需要的。

1. 加强自学，掌握课程重点，强调课程的三基（基本理论、基本知识和基本技能）内容的同时，有条件时，适当参阅一些参考书籍，开阔知识面，这样不仅有助于课程内容的掌握，也有助于自学、思维及认识事物能力的培养。

2.善于运用对比和归纳的方法去复习、整理课程内容，使所学知识系统化和条理化，便于认识的完整和巩固。

3.不满足于看懂教材，要多思考各章节提出了哪些问题？问题是如何解决的？解决的深度如何？还有哪些问题尚待进一步解决？在各章后面的学习指导中指出各章的学习重点，以及它们的概括与归纳，可作为预习的指导和复习的指示。各章的复习思考题只是帮助，而不是替代学者提出问题。

4.关心所在地区的水文情况，如各种天气情势引起的洪旱灾情等报导，使书本知识和具体事实结合起来。如有可能，组织当地水文站、水利等工程参观和调查，有助于扩大知识和巩固认识

# 第一章 水分循环与水资源

自然界中的水通过蒸发、降水、入渗和径流等运动形式组成水分循环过程。水分循环的不断持续，使地球的水圈成为一个动态系统。水分循环使人们赖以生存的淡水资源不断地得以再生，使水资源成为一种再生性的动态资源。

如果说水分循环的概念将各个水文要素（蒸发、降水、入渗、径流）有机地联系起来，形成水分运动的总体。那么水量平衡方程建立起各水文要素间的数量关系。

对于任何一个水文要素的研究，绝不能孤立于水分循环的总概念之外进行，也就是必须分析、研究这一水文要素和其它水文要素之间的联系，并且应用水量平衡建立数量间的关系。

本课程主要研究的是径流，但基于上述理解，在本章中将介绍降水、蒸发、入渗等方面的有关知识。

本章最后将介绍一些有关水资源的情况。

## 第一节 自然界的水分循环

### 一 水分循环的概念

地球上的水吸收了辐射于地表的 $1/4$ 的太阳能而汽化。蒸发（或散发）的水汽随大气流传输，在一定的动力条件下，水汽以降水形式返回地表。降落在陆地表面，形成地表水和地下水，最后以径流形式返回海洋。由于水的三态互变，形成水文要素（蒸发、降水、入渗、径流）间交替转换。这个过程称为水分循环（或称水文循环，水循环）。

水在常温下的物理三态（固态、液态、气态）互变是水分循环的内因。水分循环的外因是太阳的辐射热、地心引力和水分循环路线的构造和性质（如地形、土壤、地质构造、植物被覆、大气环流的性质和尺度等）。

海洋水面吸收太阳辐射热形成水汽蒸发，水汽随气流进入内陆并以雨、雪等降水形式降落。抵达地表的降水又直接蒸发回入大气，另一部分降水在渗入地下后补给地表径流或直接归入大海，又一部分降水形成地表径流，最后注入海洋，如图1-1所示。这种海陆间的周而复始的水分交换称为大循环。

全球海洋上的多年平均蒸发量（折算成单位面积上水深计）为**1400mm**，多年平均降水量为**1270mm**，蒸发量超过降水量**130mm**；全球陆面多年平均蒸发量为**485mm**，降水量为**800mm**，则降水量多于蒸发量**315mm**。海洋和陆地间由于上述水量的不平衡，海洋多余的蒸发量随气流进入内陆，而内陆多余的降水量以径流形式回入海洋。

海洋上蒸发的水汽在空中凝结，以降水形式又返回洋面；陆面上水分蒸发，凝结后又降落地面，这种在局部地区内完成的水分循环称为小循环。小循环是全球水分循环（大循环）的组成部分。

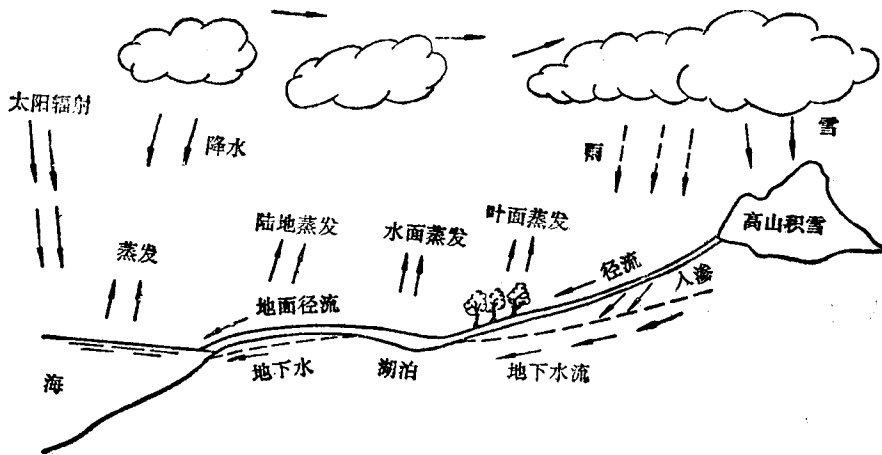


图1-1 水分循环

水分循环是通过降水、蒸发、入渗、径流等水文要素体现的，反映了水体总的运动过程，描述了全部水文现象。

水分循环使水圈成为一个动态系统。水分循环干预大气圈，影响气候特征，形成各种天气现象；水分循环干预岩石圈，以巨大的地质营力造成蔚为壮观的自然景观；水分循环干预生物圈，参与动植物的新陈代谢，影响各类生物活动；水分循环使水成为能量载体，它将蒸发过程中吸收的大量日辐射能转化为机械能，向人类提供取之不尽的水能。岩石圈、大气圈、水圈和生物圈组成的自然地理环境本身是一个自然综合体，它们之间彼此联系，彼此渗透，彼此制约。水分循环关系到整个自然环境，体现着自然环境内部的能量流动和物质循环过程。在这些过程中，不仅是水体运动形式的改变，而且也包括水体性质（水质）的变化。

水是良好的溶剂。在水分循环过程中，水与各类边界物质接触时分散、悬移、溶解了各种固体颗粒、气体、离子、生物原生质等物质，形成水质的本底状态。从这个意义上说，水分循环过程是各种杂质的接纳过程。但是水体的运动条件决定和影响了水体的稀释、扩散、混和、沉淀、氧化、还原等自净能力，尤其水的蒸发过程使得除了极少数物质外，不再将水中杂质转输入下一轮水分循环，这对污染水体是一种水质的自净再生过程。在开发使用水资源时，要控制污染物的排放不超过水体的自净能力，不降低环境容量。在进行水质规划和水质污染治理时要考虑水体自净能力的实质是对水分循环作用的估计。水分循环是水体“更新”过程，使宝贵的淡水资源得以再生，获得重新使用价值。

## 二 水分循环的影响因素

（一）气候因素 气候因素是指气压、气温、湿度、风向、风压等。这些因素受太阳辐射热不平衡而产生的大气运动（如环流、气团）的控制和支配。如地球上高低纬度地区间太阳辐射差异而产生的热量差，形成大气环流，结合地球自转运动又形成几个气压带和风带。又如由于水的热容量大，因此海陆吸热不同形成环流，在夏季大陆强烈高热，造成热低压，于是气流由海洋吹向大陆；冬季相反，气流由大陆吹向海洋，形成一年中风向随季节变换的“季风”。

在数百 km 范围内，温度、湿度等物理性质在水平方向比较均匀的大团空气称为“气

团”。根据气团源地的热力条件不同，气团分为冷气团和暖气团。气团的物理属性给其经过地区的气候带来很大影响。两个不同物理性质的气团相接触，其间过渡区称为“锋”，它对降雨特性影响颇大。锋面上因发生波动、急流等原因而产生的大型空气旋涡，称为气旋或反气旋，前者常产生各种降水过程。

(二) 下垫面因素 指自然地理条件，如地形、土壤与岩层性质、地质构造、植物被覆、河系组成、湖泊与沼泽分布等。

### (三) 人类活动因素

人类在改造自然过程中，通过对下垫面因素的改变，譬如农林措施改变了地形、土层结构和森林植被因素，从而改变入渗、径流、蒸发条件而影响水分循环。人类建造水库、渠道等工程，在时间和空间上，对径流自然规律进行的调节更直接地干扰水分循环。

## 三 我国水分循环的路径简述

我国地处西伯利亚干冷气团和太平洋暖湿气团进退交锋地区，一年内水汽输送和降水量及其变化情况，主要取决于太平洋暖气团进退的早晚、西伯利亚冷气团的强弱变化，以及七八月间太平洋西部的台风情况。

我国水汽主要来自东南海洋（太平洋），并向西北方向移动，首先在东南沿海地区形成较多的降水，越向西北，水汽量越少。来自西南方向的水汽输入也是我国水汽的重要来源，主要是由于印度洋的大量水汽随着西南风进入我国西南，因而引起降水，但是由于重重高山峻岭阻隔，水汽不能深入内陆腹地。西北边疆地区，水汽来源于西风环流带来的大西洋水汽。此外，北冰洋的水汽，借强盛的北风，经西伯利亚、蒙古，进入我国西北，因风力较大而稳定，有时甚至可直接通过两湖盆地而达珠江三角洲，但所含水汽量少，引起的降水量并不多。我国北方的鄂霍次克海的水汽随东北风来到东北地区，对该地的降水起着相当大的作用。但是进入我国上空的水汽中大部分并不参加水文循环，如接近多年平均情况的1977年的分析，只有12%的输入水汽形成径流，其余则经我国上空逸出。

综合上述可知，我国水汽主要从东南、南和西南方向输入，水汽输出口主要是东部上空和沿海诸河。

输入的水汽，在一定的条件下凝结、降落，成为径流。其中大部分经东北的黑龙江、图门江、绥芬河、鸭绿江、辽河，华北的滦河、海河，中部的长江、淮河，东南沿海的钱塘江、甌江、闽江，华南的珠江、西南的沅江、澜沧江以及台湾各河注入太平洋；小部分经怒江、雅鲁藏布江等流入印度洋；还有极小一部分经额尔齐斯河流入北冰洋。

## 第二节 水量平衡

### 一 水量平衡原理

水分循环过程的永恒持续必须以参与循环的各部分水体的水量平衡为前提。自然界的水量平衡原理不仅可用物质不灭定理给予证明，而且可以用长期观测资料予以说明。表1-1所列资料说明地球上的水量平衡。

地球水平衡

表 1-1

水平衡要素	水量(km <sup>3</sup> )	水层深度(mm)	面积(km <sup>2</sup> )
有径流的陆地外流区:			
降水	101.000	860	
河流径流	37.300	310	
蒸发	63.700	550	
没有径流的陆地内流区:			
降水	7.400	240	
蒸发	7.400	240	
全部陆地:			149,000,000
降水	108.400	720	
河流径流	37.300	250	
蒸发	71.100	470	
世界海洋:			310,000,000
降水	411,600	1,140	
河流流入水	37,300	100	
蒸发	448,900	1,240	
全球:			510,000,000
降水	520,000	1,020	
蒸发	520,000	1,020	

根据物质不灭定律可以说明,对于任意区域,在任意时段内,进入区域的水量等于离开区域的水量与区域内蓄水量变量之和,即水分循环过程的“收支”平衡,这就是水量平衡原理,据此原理可写出水量平衡方程。

水量平衡方程建立了水分循环的定量关系,在水文分析计算中对各水文要素间建立定性与定量关系,也为校核水文计算成果的合理性等方面起着指导作用。水量平衡方程是区域水资源估算和分析的基本方程。

## 二 水量平衡方程

根据水量平衡原理，可写出一个地区的水量平衡方程。沿着地区边界划出一个想象的垂直柱体，其上界面为地区的地表面，其下界面取于柱体地下某一深度的不透水面，这样在下界面上没有垂直的水分交换（图1-2）。

可写水量平衡方程

$$P + R_{上入} + R_{下入} + S_1 = E + R_{上出} + R_{下出} + q + S_2 \quad (1-1)$$

上式等号左侧为区域水量收入部分，右侧为水量支出部分。

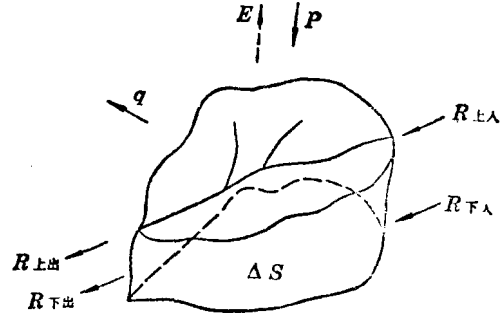


图1-2 区域水量平衡

上式中  $P$ ——时段内降水量；

$R_{上入}$ ——地面流入径流量；

$R_{下入}$ ——地下流入径流量；

$S_1$ ——柱体内在时段初的地表及地下的蓄水量；

$E$ ——蒸发量；

$R_{上出}$ ——地表流出径流量；

$R_{下出}$ ——地下流出径流量；

$q$ ——各用水部门供水量；

$S_2$ ——柱体内在时段末的蓄水量；

取  $\Delta S = S_1 - S_2$ ，上式可写成

$$P + R_{上入} + R_{下入} = E + R_{上出} + R_{下出} + q \pm \Delta S \quad (1-2)$$

式中  $\Delta S$ ——区域蓄水量的增减值，丰水年取正值，枯水年取负值。

式(1-2)为任一区域在任意时段的水量平衡方程。

对于任意一个地表水分水线和地下水分水线在水平面上投影重合的闭合流域，那么  $R_{上入} = R_{下入} = 0$ 。如果  $q = 0$ ，则闭合流域的任意时段的水量平衡方程为

$$P = R + E \pm \Delta S \quad (1-3)$$

式中  $R = R_{上出} + R_{下出}$

对于多年平均情况， $\Delta S \rightarrow 0$ ，式(1-3)可写成

$$P = \bar{R} + \bar{E} \quad (1-4)$$

式中  $P$ ——多年平均降水量；

$R$ ——多年平均径流量；

$E$ ——多年平均蒸发量。

式(1-4)又可写成

$$\frac{\bar{R}}{\bar{P}} + \frac{\bar{E}}{\bar{P}} = 1 \quad (1-5)$$

式中  $\frac{R}{P}$ 、 $\frac{E}{P}$  分别称为径流系数和蒸发系数。径流系数表征地域湿润情况，水分充沛地区径流系数较大，干旱地区则较小。

### 三 我国水量平衡特征

一个地区的水量平衡状况与该地区的水分贮量、水汽输送有关，也与该地区的温、湿状况和地理特征有关，而水汽的输送和降落又依赖于大气运动和环境条件。因此，归根结底是取决于当地的热力条件、动力条件和水汽来源，是各种因素综合影响的结果。

我国水量平衡有以下几个特点：

(1) 我国水量平衡的季节分布主要是受我国季风环流影响，因此不论是水分的收入量还是水分的支出量，基本上都是夏季月份数值大，冬季月份数值小。而空间分布则主要取决于距离海洋的远近，所以基本特点是东部地区大于西部地区；低纬地区大于高纬地区。

(2) 比较我国东、西两部分。冬季全国都受西北大陆气团控制，气候寒冷干燥，不论东部和西部的水分收支量都很小，差异不大。春季以后，东部水分收支量越来越活跃，到夏季形成高峰；西部因为处在内陆，水分增长不大，因而东、西部形成显著差异。

(3) 比较我国南、北地区，冬季不论东部与西部，低纬地区的水分收支量都要大于高纬地区；到了夏季月份，东部降水量和蒸发量的纬度差异不十分大。

(4) 在东南沿海和长江中下游地区，其水分的收支量春季月份比秋季月份大；而在我国的西北和东北地区，则是秋季月份的水分收支量大于春季月份。

(5) 在我国东部，北方地区（如东北、内蒙古及华北等地）和南方地区（如福建、广东、广西等地）冬、夏水分收支量的差异较大，其年变幅要比中部地区（汉中平原、长江流域及两湖盆地等）要大些。西部地区全年都比较干燥，因此水分收支量的年变幅也远小于东部。西南地区的水分收支量则和东南地区相差不大。

表1—2为我国主要河流水量平衡资料。

我国主要河流水量平衡表

1-2

河 名	水 量 平 衡 要 素			多年平均径流系数
	降水(mm)	蒸发(mm)	径流(mm)	
松花江	525	380	145	0.28
黄 河	492	416	76	0.15
淮 河	929	738	191	0.21
长 江	1035	513	542	0.51
珠 江	1438	666	772	0.54
雅鲁藏布江	699	225	474	0.68
台湾各河	1903	887	1016	0.53

### 第三节 降水、蒸发、入参与径流

#### 一 降水

水汽以各种形式（雨、雪、雹等）从大气到达地面的过程统称为降水。降水是水分循环的重要环节，也是水资源的主要补给源。

##### （一）降雨的成因及分类

大气中水汽来自水面、陆面的蒸发和散发。地面的湿热气团在各种因素下升入高空，在上升过程中因做功则损耗一部分热能而温度下降，当降到露点温度以下时，水汽凝结成云，水汽分子彼此碰撞、凝聚、粘附、合并而成水滴，当其自重大于上升气流的顶托力而降落，即成降水。可以理解：由于气流上升产生的动力冷却是形成降水的主要条件；而气流内水汽的含量及其冷却的程度决定着降水量的多少和降水强度的大小。

因为我国多数河流以雨水补给为主，所以以下的讨论都是关于降雨方面的内容。

按气流上升运动的原因，降雨可分为：

##### 1. 地形雨

潮湿气团行进时，遇山岭阻挡，气团被迫沿山坡上升，因而冷凝成雨，称为地形雨。迎风坡面上雨量大，而背风面因气流下沉，产生增温过程，于是云量消减，降雨量则较小。表1-3说明我国南岭山地的岭南、岭北雨量的差异。可见，因为夏季季风来自南方，所以七月

南岭山地岭南、岭北雨量比较

表 1-3

地 区	地 名	七月雨量(mm)	一月雨量(mm)
岭 北	赣 县	81.5	64.1
	零 陵	66.5	75.1
	衡 阳	88.2	64.2
岭 南	连 县	165.2	45.4
	南 雄	134.1	49.1
	乐 昌	168.6	32.2

份岭南雨量比岭北大一倍。反之月份的季风来自北方，所以岭南的雨量小于岭北。

##### 2. 对流雨

在夏季酷热的午后，地面强烈受热，下层空气膨胀上升和上层空气形成对流，上升的湿空气进入温度较低的高空凝结成雨称为对流雨。对流雨的强度大、历时短，降雨面积小，下雨时往往雷电交加。长江以南，夏季对流雨占总雨量的30—40%，长江以北地区则占50%以上。

### 3. 台风雨

台风是热带海洋上空极度温湿气流大规模辐合上升的结果。当异常强大的海洋湿热气团过境时，往往暴雨狂泻。发生台风雨时，暴雨量一天可达数百mm，极易成灾。例如，1975年8月第三号台风在河南省降了罕见的特大暴雨，最大一天雨量达1005mm，三天雨量为1631mm，相当于该地区多年平均年降水量的两倍。我国的浙、闽、粤、台湾等省，台风雨约占全年降雨量的30%左右。

### 4. 气旋雨

随着气旋过境产生的雨称为气旋雨，它可以分为非锋面雨和锋面雨两大类。非锋面雨是由于气流向低压中心辐合而引起的大规模上升运动，使空气冷却致雨。锋面雨则是由于冷暖气团相遇而迫使暖气团爬升成雨。如果含有足够水汽的行进速度较快的暖气团，受到移动缓慢的冷气团阻挡，暖空气主动滑行到冷气团上方而形成的雨，称为暖锋雨（图1-3）。由于暖锋面比较平缓，所以暖锋雨的强度较小，历时长，雨区范围大。如果冷气团侵入暖气团下部，暖空气被抬升，发生动力冷却而致雨，称为冷锋雨（图1-4）。一般冷锋雨强度大历时较短，雨区范围较小。

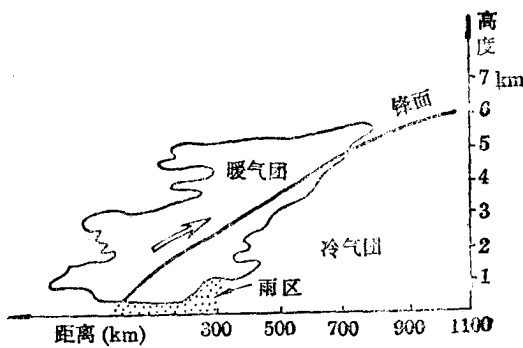


图1-3 暖锋雨示意图

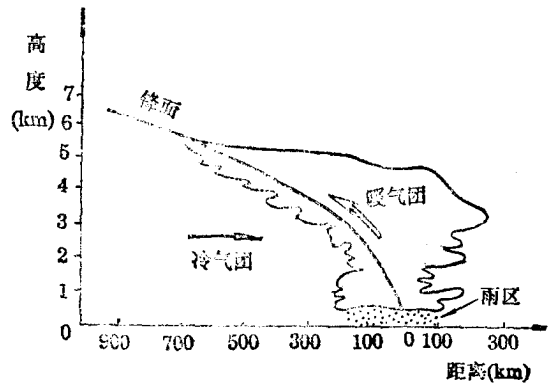


图1-4 冷锋雨示意图

我国气旋雨发达，各地全年气旋雨占60%，华中与华北地区还超过80%。

#### (二) 影响降水的气候因素

降水发生在大气层的对流层内，在该层里集中了80%的大气质量和90%以上的水汽。在对流层内每升高100m，气温平均下降 $0.65^{\circ}\text{C}$ 。对流层的气流明显的垂直对流和水平运动，产生各种复杂的天气现象，决定着降水特征。影响降水的气候因素有：

##### 1. 气温

空气温度用摄氏温度( $^{\circ}\text{C}$ )或绝对温度(K)表示。由于地球的自转及公转，导致地面受热条件有周期性变化，因此气温有日变化和年变化的规律。

##### 2. 气压

单位面积上所受大气柱的重力称为大气压强(简称气压)。气压的度量单位可用水银柱高度(mm)，或用毫巴(mbar)表示。1mbar等于 $1\text{cm}^2$ 面积上承受 $1000\text{dyn}$ (达因)力。在纬度 $45^{\circ}$ 海平面上当温度为 $0^{\circ}\text{C}$ 时的气压为760mm水银柱高，相当于 $1013.2\text{mbar}$ ，故mbar约等于 $0.75\text{mm}$ 水银柱高。

### 3. 湿度

表示大气中水汽含量的物理量称为大气的湿度，水汽量的度量可用水汽的质量或用水汽产生的水汽压来表示。

#### (1) 水汽压 ( $e$ )

空气中水汽产生的压强称为水汽压，以 mbar 或水银柱高度计。它是大气压强的一部分。

在一定温度下，空气中所含水汽的最大含量称为饱和水汽压  $E$ 。 $E$ 和气温  $\theta_1$ 的关系是

$$E = 4.58 \times 10^{\frac{7.45\theta_1}{235 + \theta_1}} \quad (1-6)$$

不同气温下饱和水汽压  $E$ 值列于表1-4中。

不同气温 ( $\theta_1$ ) 的饱和水汽压  $E$  值

表1-4

$\theta_1$ (°C)	$E$ (mm)	$\theta_1$ (°C)	$E$ (mm)	$\theta_1$ (°C)	$E$ (mm)
34	39.911	22	19.832	10	9.210
33	37.741	21	18.655	9	8.610
32	35.674	20	17.539	8	8.046
31	33.706	19	16.481	7	7.514
30	31.834	18	15.480	6	7.014
29	30.052	17	14.533	5	6.543
28	28.538	16	13.637	4	6.101
27	26.747	15	12.790	3	5.685
26	25.217	14	11.989	2	5.294
25	23.763	13	11.233	1	4.926
24	22.283	12	10.519	0	4.579
23	21.074	11	9.845		

#### (2) 绝对湿度 ( $a$ )

单位容积湿空气内所含水汽的质量称为绝对湿度，以  $g/cm^3$  计。

绝对湿度和水汽压间存在以下关系

$$a = 289 \frac{e}{T} \quad (1-7)$$

式中  $T$ ——绝对温度， $T = (\theta \text{ } ^\circ\text{C} + 273.16) \text{ K}$ 。

可见，当气温  $\theta = 16$  时， $a = e$ 。由于绝对湿度计量不方便，因此在常温下，一般采用水汽压代替绝对湿度。

### (3) 相对湿度 $U$

空气中实际水汽压与当时气温对应的饱和水汽压之比值称为相对湿度  $U$ ，即

$$U = \frac{e}{E} \times 100\% \quad (1-8)$$

### (4) 露点温度 $T_d$

在没有水汽增加或排出的条件下，空气等压冷却达到饱和时的温度。若气温不等于露点温度 ( $\theta_1 > T_d$ ) 说明，实际水汽压小于饱和水汽压 ( $e < E$ )。这样可从  $\theta_1$  和  $T_d$  之差值说明湿度的相对大小。

### (5) 饱和差 $d$

在一定温度下，饱和水汽压和实际水汽压之差，称为饱和差，即

$$d = E - e \quad (1-9)$$

[例 1-1] 已知空气气温  $\theta_1 = 20^\circ\text{C}$ ，绝对湿度  $e = 15.2\text{mm}$ 。求相对湿度  $U$ 、饱和差  $d$ 、露点温度  $T_d$ 。

解 查表 1-4，得  $\theta_1 = 20^\circ\text{C}$  时，饱和水汽压  $E = 17.539\text{mm}$ ，

则相对湿度  $U = e/E = 36.7\%$ 。

饱和差  $d = E - e = 2.34\text{mm}$

查表 1-4 知，当  $e = 15.2\text{mm}$  时，水汽达饱和时的温度，即露点温度  $T_d = 17.7^\circ\text{C}$ ， $T_d < \theta_1$  说明  $e < E$ ， $R < 100\%$ ， $d > 0$ 。

## 4. 风

空气的水平运动称为风，风是用风向和风速表示的矢量。大气的水平运动主要是各地气压不同而引起的。

季风使我国的降雨具有明显的季节性。在夏季（五至八月），大部分地区受到来自东部和南部海洋上的温暖气流，盛行东南季风，在这时期雨水多。而在十月至次年三月则受来自西伯利亚或蒙古的干冷气流，所以雨水稀少。四月及九月则是两种季风的相互交替的过渡期。

### (三) 降水的时空分布特征

#### 1. 降水的基本要素

##### (1) 降水量

在一定时段内降落在某一测点的水深为降水量，也称降水深度  $P$  对于降雨通称雨量  $H$ ，以  $\text{mm}$  计。

##### (2) 降水历时

降水所经历的时间称为降水历时  $t$ ，以  $\text{min}$  或  $\text{hr}$  计。

##### (3) 降水强度

单位降水时间里的降水量称为降水强度  $i$ ，以  $\text{mm}/\text{min}$  或  $\text{mm}/\text{hr}$  计。

##### (4) 降水面积

降水所笼罩的水平面积称为降水面积，以  $\text{km}^2$  计。

#### 2. 降水特征的表示方法

##### (1) 降水量过程线

降水量过程线是以一定时段为单位所表示降水量随时间的变化过程。图 1-5 中的直方图

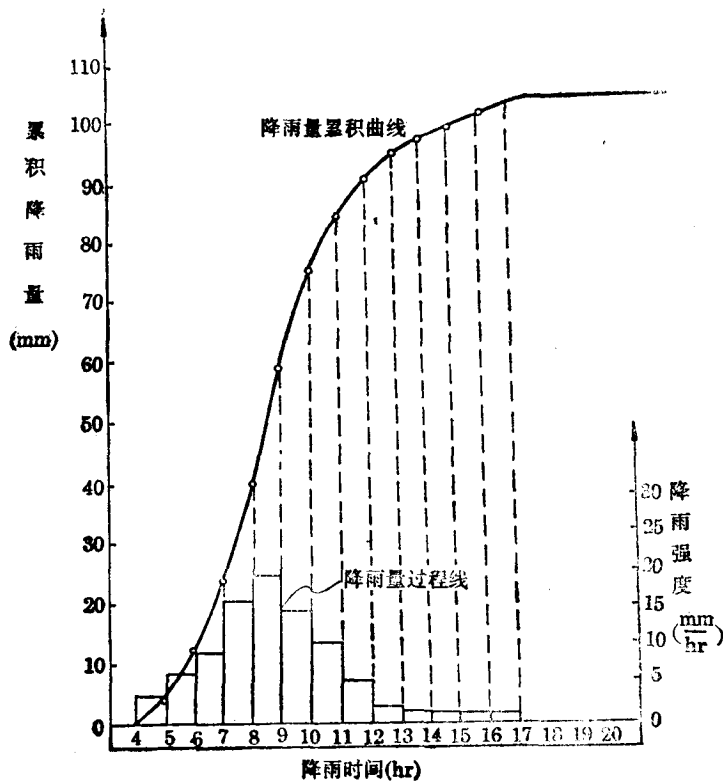


图1-5 降雨量累积曲线与降雨过程线

为一次降雨的降雨量过程线，它所取统计时段为 1 hr。如时段选得很小，便可绘出一曲线图形。

降雨过程也可以用降雨累积曲线表示（图 1-5）。此曲线的横坐标为时间，纵坐标表示自降雨开始到某一时刻的降雨量累积值。取时段 ( $\Delta t$ ) 始末的累积雨量之差值  $\Delta H$ ，就是该时段内的降雨量。该时段内累积曲线的平均坡度  $\Delta H / \Delta t$  就是该时段内的平均降雨强度  $\bar{i}$ ：

$$\bar{i} = \Delta H / \Delta t \quad (1-10)$$

读出各时段的平均降雨强度，便可绘制降雨量过程线（图 1-5）。

如时段 ( $\Delta t$ ) 取得非常小，则可得瞬时降雨强度

$$i = dH / dt \quad (1-11)$$

在降水量累积曲线上任意点的切线斜率，代表该点相应时刻的瞬时降雨强度。

【例 1-2】如图 1-5 所示某站的某场暴雨的自记雨量记录（即降雨量累积曲线），试从此曲线分析该场暴雨的平均雨强，并求出最大 1 hr 平均降雨强度。

解 从降雨量累积曲线读出该场暴雨始末自 4 : 00—17 : 00，计历时  $t = 13$  hr，累积雨量  $H = 103$  mm，故用式 (1-10) 计算平均降雨强度

$$\bar{i} = \frac{103}{13} = 7.92 \text{ mm/hr}$$

在曲线上找到在 8:05—9:05 间的平均强度最大，

$$i_{max} = \frac{60 - 40}{1} = 20 \text{ mm/hr}$$

今后暴雨分析中所指各历时的平均强度，都是指在这场分析暴雨中对应历时的最大平均强度。

## (2) 等雨量线图

等雨量线是根据流域内各雨量站的实测雨量记录勾绘出的雨量相等点的连线，它表示某时段或某场雨的雨面大小，降雨中心以及降雨在地区上的分布。(即空间分布)。图 1-6 表示

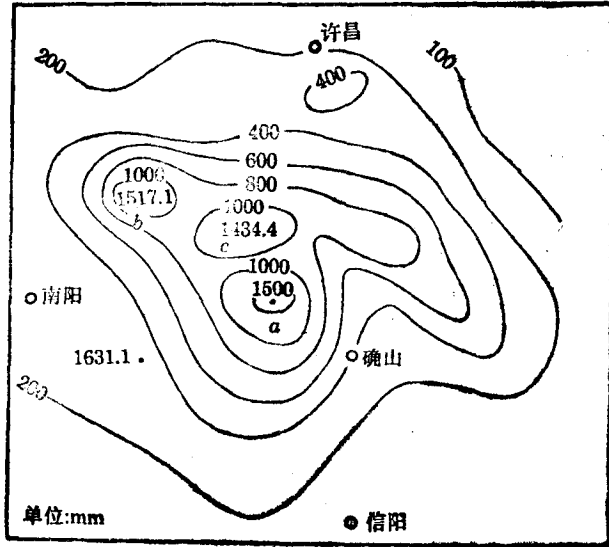


图 1-6 1975 年 8 月 5 日 8 时~8 日 8 时降雨分布 a—林庄、b—郭庄、c—油坊山

河南省林庄在 1975 年 8 月的一次特大暴雨的等雨量线。它表示了这场暴雨的空间分布情况。这场暴雨的中心在林庄、郭庄、油坊山三处。三日雨量分别为 1631.1、1517.1、1434.4 mm，整个雨面约 4 万多 km<sup>2</sup>，降雨量大于 1000 mm 的降雨面积达 1543 km<sup>2</sup>。

## (四) 流域平均雨量计算

根据流域上各雨量站实测的降雨量推求流域平均降雨量的计算方法有：

### 1. 算术平均法

将流域内各站的同时段实测雨量的总和除以雨量站数，作为该时段流域平均雨量，即

$$\bar{H} = \frac{H_1 + H_2 + \dots + H_i + \dots + H_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n H_i \quad (1-12)$$

式中  $\bar{H}$ ——流域平均雨量 (mm)；

$H_1, H_2, \dots, H_n$ ——各雨量站同时段的雨量 (mm)；

$n$ ——雨量站数。

此法计算简便，适用于流域内雨量站网较密，测站分布较均匀，而且流域地形较为平坦，降水分布也比较均匀的条件。否则本法计算的精度较差。

### 2. 加权平均法

先以直线连接各相邻的雨量站成若干个三角形，如图 1-7 中虚线所示，然后求三角形各