

中等专业学校试用教材

水文学 与 水文地质学

(给水排水专业适用)

张传华 马良驹 陆际汉 合 编
邱 静 贺大印



中国建筑工业出版社

中等专业学校试用教材

水文学与水文地质学

(给水排水专业适用)

张传华 马良驹 陆际汉 合 编
邱 静 贺大印

中国建筑工业出版社

本书分上下两篇，上篇为水文学，包括自然界中水的循环，河川径流，水文资料的收集和整理，水文统计的基本知识，年径流和枯水径流，设计洪水和小流域设计洪水等内容。下篇为水文地质学，包括地质学概述，地下水的赋存，地下水的埋藏，地下水的补给、径流与排泄和地下水的动态与平衡，地下水的物理性质及化学成分，不同地貌地区的地下水，地下水的运动和供水水文地质勘察等内容。两篇各按40课时编写。

本书可做为《给水排水》专业的中专教材，也可做为从事有关工作的技术人员的实用参考书。

中等专业学校试用教材
水文学与水文地质学
(给水排水专业适用)

张传华 马良驹 陆际汉 合 编
邱 静 贺大印

中国建筑工业出版社出版(北京西郊百万庄)
新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售
中国建筑工业出版社印刷厂印刷(北京阜外南礼士路)

开本：787×1092毫米 1/16 印张：15 字数：362 千字

1987年12月第一版 1987年12月第一次印刷

印数：1—6,600册 定价：2.20 元

统一书号：15040·5297

前 言

《水文学及水文地质学》，是城乡建设系统中等专业学校给水排水专业，招收初中毕业生，学制为三年和四年的教学计划中的一门技术基础课。它包括水文学和水文地质学两个部分。建设部系统中专学校给水排水专业协作组考虑到设有本专业的中专学校分布在自然条件差异很大的全国各地，对两部分中需要学习的内容的要求不尽相同，故将两部分各按40课时合编为一本教材，以便各校根据当地需要对教材内容进行取舍。

本书分上下两篇，上篇为水文学，下篇为水文地质学。参加编写的人员是：

上篇：第一、二、三章由山东省济南城市建设学校张传华编写。第四、五、六章由广西建筑工程学校陆际汉编写。上篇由张传华主编。

下篇：第七、十一、十四章，第八、九、十章和第十二、十三章分别由南京建筑工程学院马良驹、贺大印和邱静编写。下篇由马良驹主编。

本书分别由天津大学陈根福和河海大学彭汉兴担任上下篇的主审工作。

在编写过程中，得到城乡建设环境保护部教育局中专处和给水排水专业协作组的及时指导，抚顺城建学校曲同儒，重庆城建学校唐邦国，天津市市政工程学校陈锦土，广西建工学校苏少裕、王震国，山东省济南城建学校杨爱华等同志分别对上、下两篇的初稿和修改稿进行了认真的审阅，提出了许多宝贵意见。陈根福、彭汉兴两同志在本书的审定过程中提出了许多带有原则性的意见和具体的建议。通过审稿使本书在初稿水平上有了明显的提高。在此对上述同志致于衷心感谢。

由于编者水平所限，编写时间仓卒，书中疏漏错误之处在所难免，愿望得到各方面的指正。

编 者

1986年8月

目 录

上 篇 水 文 学

第一章 绪论	1	三、累积频率曲线	24
第一节 概述	1	四、重现期	25
第二节 自然界中水的循环	3	第三节 经验频率曲线	26
第三节 河川径流	3	第四节 理论频率曲线	28
一、河川径流的形成	3	一、皮尔逊Ⅲ型曲线	28
二、影响河川径流的因素	4	二、统计参数的计算	30
三、河川径流的几个概念	4	三、离均系数	33
四、径流表示法	5	四、理论频率曲线的绘制	34
第四节 流域的水量平衡	7	五、如何调整统计参数	35
第二章 水文资料的收集与整理	8	六、抽样误差	36
第一节 降雨和蒸发的观测和计算	8	七、适线	36
一、降雨的观测计算	8	第五节 相关分析简介	40
二、蒸发的观测计算	10	一、概述	40
第二节 水位的观测计算	10	二、简单统计相关图解法	41
第三节 流速测验和流量计算	12	三、简单统计相关计算法	42
一、断面测量	12	第四章 年径流和枯水径流	46
二、流速测算	13	第一节 概述	46
三、流量计算	14	第二节 设计年径流的计算	46
四、相应水位计算	15	一、有资料时,设计年径流的计算	46
五、浮标测流	15	二、缺乏资料时,设计年径流的计算	47
第四节 水位流量关系曲线	16	第三节 径流年内分配	49
第五节 泥沙测验	17	一、典型年法	49
第六节 水文年鉴、水文手册和水文		二、历时曲线法	50
图集	18	第四节 枯水径流	52
第七节 水文调查	19	一、枯水径流的影响因素	52
一、 $H\sim Q$ 曲线法	19	二、枯水流量的计算	52
二、控制断面法	19	第五节 调节计算简介	52
三、比降法	20	概述	52
第三章 水文统计的基本知识	22	一、兴利调节库容的计算	54
第一节 事件、总体和样本	22	第五章 设计洪水	60
一、事件、偶然事件和必然事件	22	第一节 概述	60
二、总体和样本	22	一、洪水及洪水三要素	60
第二节 机率、频率、累积频率曲线	23	二、设计洪水	60
一、机率	23	三、设计洪水的计算方法	61
二、频率、频率密度	23	第二节 设计洪峰流量及设计洪水	

位的计算	61
一、洪水资料的审查与选样	61
二、计入特大洪水时, 统计参数的 计算	62
三、设计洪峰流量的计算	64
四、设计洪水位的计算	65
第六章 小流域设计洪水	68
第一节 概述	68
第二节 设计暴雨的推求	68
一、暴雨强度历时关系曲线的推求	68
二、暴雨强度公式的推求	72
第三节 流域汇流	78
一、暴雨损失及暴雨洪水形成过程	78
二、推理公式的建立及基本假定	78
第四节 城镇小流域设计洪峰流量的 计算	80

一、计算公式	80
二、参数的确定	81
第五节 山区小流域设计洪峰流量的计算	83
一、经验公式法	83
二、推理公式法	83
附录 上篇附表	99

附表 1 经验频率 $p = \frac{m}{n+1} \times 100\%$ 值表	99
附表 2 皮尔逊Ⅲ型曲线离均系数 ϕ 值表	100
附表 3 皮尔逊Ⅲ型曲线模比系数 K_p 值表	101
附表 4 三点法用表—— S 与 C_s 关 系表	106
附表 5 三点法用表—— C_s 与有关 ϕ_p 值关系表	108

下篇 水文地质学

第七章 地质学概述	109
第一节 地球的形态及构造	109
一、地球的形态特征	109
二、地球的圈层构造	110
第二节 矿物与岩石	112
一、矿物的概念及一般特征	112
二、主要造岩矿物的特征	113
三、岩石的概念及分类	113
四、岩浆岩	113
五、沉积岩	116
六、变质岩	122
第三节 地质年代及地层系统	123
一、地质年代	123
二、地质年代表及地层系统	123
三、地质年代的确定	125
第四节 地壳运动与地质构造	127
一、地壳运动	127
二、地质构造	128
三、地质图的阅读	133
第五节 风化和地表流水的地质作用	133
一、风化作用	133
二、地表流水的地质作用	135
第八章 地下水的赋存	138
第一节 岩石的空隙性	138

一、孔隙	138
二、裂隙	139
三、溶隙	140
第二节 水在岩石中的赋存形式	140
一、气态水	141
二、结合水	141
三、毛细水	141
四、重力水	141
五、固态水	142
第三节 岩石的水理性质	142
一、容水性	142
二、持水性	142
三、给水性	143
四、透水性	143
第四节 含水层	144
一、含水层的概念	144
二、构成含水层的条件	144
三、含水层的形态和分类	145
第九章 地下水的埋藏	147
第一节 地下水的分类	147
第二节 上层滞水	147
第三节 潜水	148
一、潜水的埋藏和特征	148
二、潜水面的形状	148

三、潜水面的表示方法	149	三、水分析成果的表示	170
第四节 承压水	151	四、地下水的化学分类	170
一、承压水的埋藏和特征	151	第四节 地下水化学成分的形成作用	172
二、承压水的形成条件和蓄水构造	152	一、溶滤作用	172
三、承压水等水压线图	155	二、浓缩作用	173
第十章 地下水的补给、径流与排泄		三、阳离子的吸附交换作用	173
和地下水的动态与均衡	156	四、混合作用	173
第一节 地下水的补给	156	五、脱碳酸作用	173
一、大气降水补给	156	六、脱硫酸作用	174
二、地表水的补给	156	七、人类活动对地下水化学成分的	
三、凝结水补给	156	影响	174
四、含水层之间的补给	156	第十二章 不同地貌地区的地下水	175
五、地下水的人工补给	157	第一节 松散岩层中的孔隙水	175
第二节 地下水的排泄	158	一、洪积扇地下水	175
一、蒸发	158	二、河谷地下水	176
二、泉	158	三、冲积平原地下水	177
三、向地表水泄流	159	四、黄土中的地下水	179
四、含水层之间的排泄	159	五、湖泊沉积物中的地下水	179
五、人工排泄	159	六、滨海地区地下水	179
第三节 地下水的径流	159	七、沙漠地区地下水	180
第四节 地下水的动态与均衡	160	第二节 坚硬岩层中的裂隙水	181
一、地下水的动态	160	一、风化裂隙水	181
二、地下水的均衡	161	二、成岩裂隙水	182
第十一章 地下水的物理性质及化学		三、构造裂隙水	182
成分	163	第三节 岩溶地区的地下水	184
第一节 地下水的物理性质	163	一、岩溶发育的基本条件	184
一、温度	163	二、影响岩溶发育的因素	185
二、颜色	164	三、岩溶水的主要特征	186
三、透明度	164	四、岩溶水富水地段的分布	187
四、气味	164	第十三章 地下水的运动	188
五、味道	164	第一节 地下水运动的特点及渗流基本	
六、导电性	164	定律	188
七、放射性	165	一、地下水运动的特点	188
第二节 地下水的化学成分及主要化学		二、渗流的基本定律	190
性质	165	第二节 地下水在均质含水层中的稳定	
一、地下水的主要气体成分	165	运动	192
二、地下水的主要离子成分	165	一、概述	192
三、地下水的其它化学成分	167	二、地下水在均质含水层中稳定流的	
四、地下水的主要化学性质	167	计算	193
第三节 水质分析及水的化学分类	168	第三节 地下水流向取水构筑物的稳定	
一、分析项目的确定	169	运动	195
二、水样的采集与处理	169	一、取水构筑物类型的划分	195

二、地下水流向潜水完整井	195	第十四章 供水水文地质勘察	217
三、地下水流向承压水完整井	198	第一节 供水水文地质勘察的一般方法	217
四、对完整抽水井裘布依公式的讨论	200	一、供水水文地质勘察的任务与要求	217
五、地下水流向非完整井	203	二、水文地质测绘	218
六、地下水流向直线补给边界附近的		三、水文地质钻探	219
完整井	205	四、抽水试验	220
七、干扰井群	206	五、地下水动态的长期观测	223
八、地下水向水平取水构筑物的运动	207	第二节 地下水资源评价	225
第四节 地下水流向井的非稳定运动	208	一、地下水资源的概念及分类	225
一、弹性储存的概念	208	二、补给量、储存量的计算	226
二、越流的概念	209	三、允许开采量的评价	228
三、地下水向完整井非稳定流运动的		第三节 勘察报告的内容	230
基本方程式(泰斯公式)	209	一、报告书的内容	230
四、有越流时地下水流向井的非稳定		二、报告书的主要附件	231
运动	212		

上篇 水文学

第一章 绪论

第一节 概述

水是国家的重要资源,是人类赖以生存和进行经济建设不可缺少的物质。但是,水量过多或过少又会给人类造成灾害和损失。因此,很早以来人们就对自然界中的水进行研究,从中找其规律,推其情势,算其数值,为水利工程和其他部门提供所需的水文资料。随着研究的深入和成果的积累,逐渐发展成为一门独立的学科——水文学。

水文学是研究自然界中水体运动和分布规律的学科。具体研究自然界中水文现象的形成过程、相互关系及其变化规律。所谓水文现象,系指降水、蒸发、江河湖海的水位、流量、泥沙及水化学等水文要素的变化情况。根据水体在自然界中存在的地域不同,水文学分为水文气象学,地表水文学和水文地质学。一般的分工是水文气象学由气象部门研究,水文地质学属地质范畴,地表水文学是水文、水利部门的研究对象。在地表水文学中又分河川水文学湖泊水文学、海洋水文学、沼泽水文学。本教材为工程水文学,属河川水文学范畴。它围绕工程需要,研究和运用河川水流规律,为工程规划、设计,施工和管理提供正确、合理的水文数据,以利充分开发利用水利资源,更好地发挥工程效益。

水文现象因受气象、地形、地貌、地质等多种因素的影响,变化规律异常复杂,通过长期观察,发现水文现象又有如下变化规律:

1) 周期性:一年中有四季之分,亦有雨季和旱季之称。以雨水为主要补给水源的河流,每年雨季降水多而集中,河流水量充沛,大水多发生在这一时期,称为丰水季节。每年冬春季节,降水较少,河流水量较小,水位较低,是为河流的枯水季节。河流丰枯水交替现象每年一度。水文现象的这一变化规律称为周期性。

2) 区域性:一个地区内,各地的降水、蒸发、温度及受其影响的流量、水位等要素,无论是数量还是变化过程都很相似。即在地理位置相近,地形、地貌和地质条件相似的地区,水文现象的变化规律也非常相似。如相邻的两条河流的水文站测得的降雨历时和降雨量较为相近,水位、流量在时间和数量上的分布规律也极为相似。水文现象的这一变化规律称为区域性。根据这一规律,我们可以建立相邻河流上两个水文站的降水、水位及流量等水文要素之间的关系,利用这个关系插补延长其中一个站的水文资料。

3) 不重复性:水文现象虽然存在周期性规律,但又不是简单的机械的重复。如一条河流的某一地点历年中同一时间出现的水文要素的数值不尽相同,尤其是大水更是这样。这些数值之间没有有机的联系。水文现象的这一变化规律称为不重复性,亦称偶然性或随机性。

目前常用的水文分析研究方法有三种：

1) 成因分析法：从研究形成水文现象的物理成因入手，建立水文要素与影响因素之间的内在关系，寻求其间的因果变化规律。这种方法概念清晰，容易理解，但由于影响因素较多，相互关系比较复杂，难以找到满意的定量规律。

2) 地区综合法：该法是基于一个地区各处水文气象要素相近——区域性规律，认为区域内水文气象要素的变化均匀、连续，将资料统计、归纳、分析并提出该地区水文要素变化规律的定量计算公式或绘制等值线图以供查用。这种方法的优点在于不去深究影响结果的原因，而是研究在各影响因素的作用下产生的结果，从中寻求水文现象的变化规律，即是把所有影响因素都综合在结果之中。各地水文气象部门普遍应用这种方法制定本地区的水文手册和水文图集，其中载有本地区各处的各种水文特征数值和等值线图，以供短缺资料的中小流域在水文计算时查用。

3) 数理(水文)统计法：该法以概率论为基础，用数理统计方法对水文气象观测资料进行统计分析，总结过去水文现象的变化规律并用以推估以后水文要素的变化情况。

在进行水文分析和水文计算时，上述三种方法经常交替使用，以求相互补充，并结合调查资料对成果进行合理调整。

由于进行水文研究的基础是在此以前的实测资料，所以在搜集和使用这些资料时，要对资料的一致性、可靠性和代表性进行审查。

工程水文学与给水排水工程的关系相当密切，以河渠水量做为水源的给水工程的设计、施工和管理，要求提供取水头部所在地点的各种特征水位或各种特征流量；排水沟渠的设计、施工则要求提供排水量或水位以确定断面形式和尺寸，而所需之特征暴雨雨量和排水量则是通过水文分析和计算提供的；把丰水季节的多余水量贮存起来以供枯水季节水量不敷应用时使用，这项内容将在本书的径流调节简介中介绍。由此看来，做为给水排水专业的技术人员，如不具备必要的水文知识则难以完成与本专业有关的水文分析和水文统计计算工作。

我国幅员辽阔，江河纵横，湖泊遍布全国，水利资源极为丰富，既有给水、发电、航运、灌溉之利，也有洪涝干旱之灾、为了兴利避害，我国以远古时就曾对水文现象进行过研究并提出有关的水文概念。“大禹治水”家喻户晓，“洪水”一词出自四千年前的《尚书》。有正式记载的我国最早的水文观测是公元前三百一十六年，在四川省灌县都江堰灌区入口处设置三石人，并“与江神要：水竭不至足，盛不没肩。”。所设石人即最早的水尺。它指出为保证灌区所需水量和灌区设施的安全所对应的水位。四川省涪陵县的长江中的石鹤梁上，远自唐朝就有刻鱼记事的方式记载着长江在该处的多次枯水水位。为指导黄河防汛，在明朝万历元年(公元一千五百七十三年)就已形成了黄河汛期水情预报体系。在各地的地方志中，更记有大量的水文现象。公元前二百一十四年开凿的灵渠和公元前一百四十一年至八十七年在新疆建成的长二千五百公里的坎儿井，如不具备相当的水文知识是很难完成这类工程的。在解放前的一个时期内，我国水文学的发展相当缓慢。虽然也陆续设置了一些雨量站、水位站和少量水文站，由于站点稀少，测验项目不全，资料的连续性差，可靠性不高，因而降低了资料的使用价值。

解放后，为适应国民经济发展的需要，水利部设立了水文局，各省相应地设立了水文总站。与此同时，还制订了全国水文站网规划，按照这一规划，在全国江河湖海上设置了

大量的水文观测站点。到目前为止，我国已经形成了以水文站为骨干，水位站和雨量站为补充的、测验项目齐全的水文观测和水情预报体系，基本上控制了江河湖海的水情变化，为合理地利用水利资源和有效地兴利避害做出了极大贡献。为了提高我国水文专业的水平和培养水文专业人才，国家建立了水文科研机构和大专院校，造就一大批各级水平的水文专业人才。

第二节 自然界中水的循环

地球上的水体以气体、液体和固体三种形态存在于自然界中，并且在不停地相互转化着。水体的这种相互转化过程称为自然界中水的循环。

自然界中水分循环的外因是温度、湿度及风力等诸因素的变化，内因则是水体可以呈三种形态存在。由于液态和气态的交替较之固态与液态的交替要频繁得多，因此，它是水分循环的主要内容。

地面上的液体水受太阳辐射的作用，处于表面的部分因温度升高而成蒸气，升空后遇冷凝结，以雨、雪、雹、霜、露等形式降到地上，称为降水。降水的一部分被植物截留，其余部分降到地表。降到地表的降水一部分贮于坑洼之内，一部分渗入地表以下或贮于土壤和岩石裂隙之中，或以潜流形式汇入江河湖海之中。土壤中的水分之一部被植物根部吸收后送到植物体内，经叶部以气态形式散发到空中。海面的液态水因温度升高变为蒸气，从空中被吹向陆地上空，冷凝成雨降到地上，再经地表或地下流入海洋，水体的这种移动过程称为大循环。陆地上的液态水变成蒸气，冷凝成雨又降到陆地上，或者海面上的液态水变成蒸气，冷凝成雨又降到海面上，水体的这种移动过程称为小循环。图1-1为自然界水分循环的示意图。

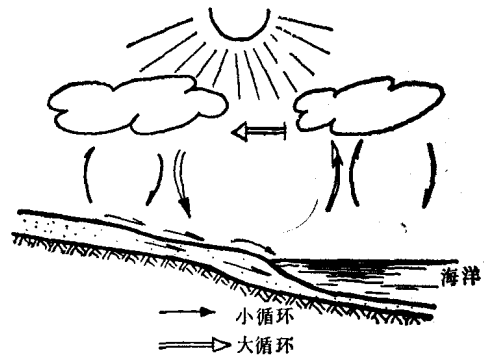


图 1-1 自然界水分循环示意图

地球上的水文现象是水循环的结果，而水循环则受气象、地形、地貌、地质等多种因素的影响，其间关系错综复杂，因此，水文现象也变化多端。

自然界中的水体虽以三种形态存在且在不停地相互转化着，但其总量保持不变。

第三节 河川径流

一、河川径流的形成

河川径流一般是指降到地表上的降水，经地表和地下汇入河流的水量，亦称径流量，或称径流。有时把水量汇入河流的过程也称河川径流。经地表汇入河流的水量称地表径流，从地下汇入河流的水量称地下径流，对地下径流的研究属水文地质范畴，将在下篇中介绍有关内容。本节只对地表径流进行研究。

产生地表径流的条件是降水量大于入渗量和蒸发量。降水时，只有一小部分直接落到河里，而绝大部分则落到河道以外地区，该部分降水经植物截留、满足蒸发、下渗、填坑补洼后才产生地表径流。降水中产生径流的部分称为净雨，不产生径流的部分称为损失。

在一次降水过程中，自降水量大于损失开始产流到降水量小于损失产流结束这段时间称为产流历时。满足产流条件后，地表水沿坡面漫流到汇入沟溪河网之前这段过程称坡面汇流，由沟溪河网汇入江河湖海的过程称为河网汇流，坡面汇流和河网汇流总称为汇流阶段。

降水入渗后，一部分经土壤裂隙以潜流形式补给河流水量，称为河流的地下径流，其水量一般较地表径流小的很多，但年内变化较小，是河流在枯水期主要补给水源。

地表水汇入河槽后，江河流量增大，水位上涨，超过基本河槽容蓄量时称为洪水。汇入河槽的水量不能立即流到下游某一指定断面，水量从河流的一个断面流到另一断面所经历的时间称传播历时。涨水时，部分水体暂存于该段河槽之中，以后水量再逐渐下泄，水位回落，这种现象称为河槽调蓄。

二、影响河川径流的因素

影响河川径流的因素有气象因素和下垫面因素。

气象因素主要是降水量和蒸发量。降水是河川径流的来源，而蒸发则是减少河川径流的因素之一。在我国，大多数地区的河流皆以降雨为主要补给水源，故本书只涉及降雨。蒸发是指液态水因温度升高使表层水成为气体的现象。降雨量和蒸发量的观测由气象部门和水文部门担任。

流域内的地形、地貌、地质和植物被覆等统称为下垫面因素。这些因素对径流的影响显而易见的。如地形平坦，汇流时间就长，河流下游控制断面的流量变化速度缓慢；植物茂密，截留就多，这就减少了径流量。土壤饱和含水量和岩石裂隙发育状况对地表径流都有直接影响。

三、河川径流的几个概念

为了研究河川径流，下面介绍几个有关的概念。

1) 流域和流域面积：把地表水和地下水汇集到本河流的全部集水区域称为流域。由于地下水的汇集范围不易确定，习惯上只把地表水的汇集范围称为流域。流域之间的分界线称为分水线。分水线两侧的降雨分别流入不同流域。由于分水线多经山峰、岭脊，亦称分水岭。地面分水线与地下分水线重合的流域为闭合流域。

河流某指定断面处流域的水平投影面积称为流域面积。由定义得知，流域面积是本流域承接降雨的水平面积。量算流域面积时，先在地形图上勾绘出分水线，用求积仪量。如在地形图不易勾绘分水线，则需由现场查勘确定。地形图的比例，中小河流为五万分之一或万分之一，较大河流可为十万分之一。流域面积的单位为平方公里。流域面积的大小对河川径流有直接影响。在气候条件和下垫面条件相同时，流域面积大的产流多。流域面积是水利工程的一个重要特征数值。

为了表示流域面积的分布状况，常常绘制流域面积增长图。该图纵座标为河流长度，横座标表示流域面积。自上而下为河流流向。把干流和支流的长度和流域面积分左右侧用图形表示之。图1-2b为流域面积增长图。

流域面积增长图在河流水利规划阶段经常使用。

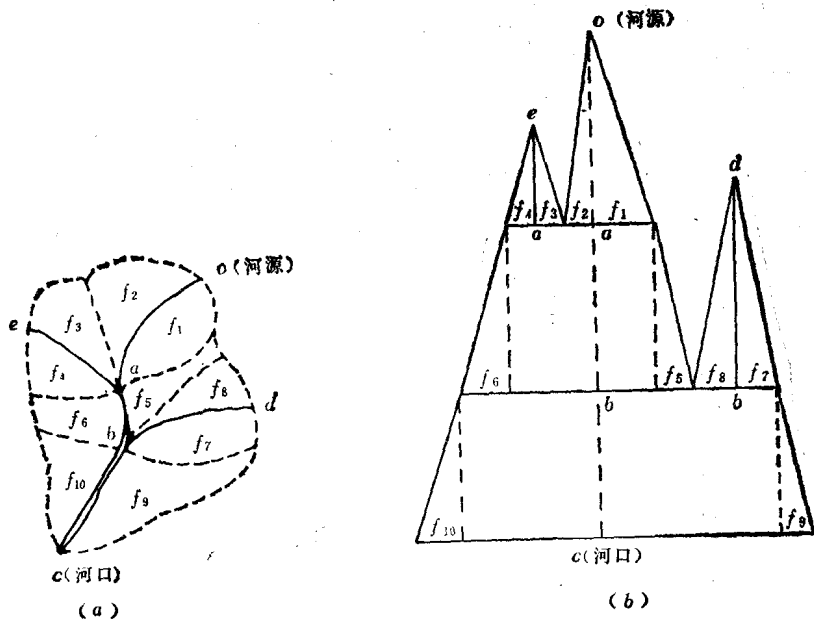


图 1-2 流域和流域面积增长图
a—流域和流域面积；b—流域面积增长图

2) 河长和比降：自河口沿河流中泓线（河流各最大水深处的连线）至河源的长度为河长，单位以公里计。河长在圈量流域面积的地形图上用线积仪或分规量算。

比降是单位长度河流水面降低的高度，亦称水面比降。沿水流方向的水面比降为纵比降，简称比降。与水流方向垂直的水面比降为横比降。比降的计算公式为

$$J = \frac{Z_1 - Z_2}{L} \times 100\% \text{ (或 } \times 1000\text{‰)} \quad (1-1)$$

式中 J ——比降（%或‰）；
 Z_1 ——河段起点水面高程（米）；
 Z_2 ——河段末端水面高程（米）；
 L ——河段长度（米）。

一条河流各段的比降不同，上游比降大，下游比降小，求算比降时，常分段计算。把河流较为顺直，断面形状和大小变化不大的河段水流看做明渠均匀流，其底坡等于水面比降。公式(1-1)中的 Z_1 和 Z_2 则分别为河段起点和末端的河底高程。

3) 河流的分段和横断面：河流开始具有表面水流的地方称为河源。河流注入海洋、湖泊、及较其大一级的河流的地方称为河口。从河源到河口按其特点分为上、中、下游。上游穿行于峡谷之中，坡陡流急，两岸陡峭，河床冲刷甚剧，横断面多呈“V”字形。中游底坡稍缓，河床冲淤相对平衡，河床较为稳定，横断面是“U”字形。下游底坡最缓，河面宽阔，流速缓慢，河床淤积严重，横断面变化较大。

河水流动常呈曲线。河流转弯的地方，一岸受冲刷，称为凹岸，另一岸淤积，称为凸岸。

四、径流表示法

1) 流量：单位时间通过河流指定断面的水体体积，位为每秒立方米（ m^3/s ），

常用符号 Q 表示。

2) 径流量: 在计算时段内通过河流指定断面处的水体体积, 单位为立方米(m^3)或亿立方米($10^8 m^3$)。径流量的计算公式为

$$w = QT \quad (1-2)$$

式中 w ——计算时段的径流量(米³或亿米³);
 Q ——计算时段的平均流量(米³/秒);
 T ——计算时段的秒数(秒)。

3) 径流深: 把径流量均匀地铺盖在流域面积上形成的水层厚度, 单位为毫米(mm)。径流深的计算公式为

$$Y = \frac{W}{1000F} \quad (1-3)$$

式中 Y ——径流深(毫米);
 W ——径流量(米³或亿米³);
 F ——流域面积(平方公里)。

4) 径流模数: 单位流域面积的流量称为径流模数, 单位为每平方公里每秒升(L/s/km²)。径流模数的计算公式为

$$M = \frac{Q}{F} \times 1000 \quad (1-4)$$

式中 M ——径流模数(升/秒/平方公里);
 Q ——流量(米³/秒);
 F ——流域面积(平方公里)。

5) 径流系数: 径流深与产生本次径流的降雨量的比值称为径流系数, 为一小于1的无名数。其计算公式为

$$\alpha = \frac{y}{p} \quad (1-5)$$

式中 α ——径流系数;
 y ——径流深(毫米);
 p ——产生径流深为 Y 的那次降雨量。(毫米)。

流量、径流量、径流深和径流模数均是表征河川径流特性的数值, 其间可互相换算, 换算公式列于表1-1。

表1-1中计算公式的系数系由单位换算得出的。

【例 1-1】 已知某水文站流域面积 $F = 132 \text{ km}^2$, 多年平均流量 $\bar{Q} = 3.11 \text{ m}^3/\text{s}$, 多年平均年降雨量 $\bar{P} = 912 \text{ mm}$ 。求算多年平均径流量 \bar{W} 、多年平均径流模数 \bar{M} 、多年平均年径流深 \bar{Y} 及多年平均年径流系数 $\bar{\alpha}$ 各为多少?

【解】 $\bar{W} = \bar{Q}T = 3.11 \times 31.54 \times 10^6 = 9809 \times 10^4 \text{ m}^3$;

$$\bar{M} = \frac{1000\bar{Q}}{F} = \frac{1000 \times 3.11}{132} = 23.56 \text{ L/s/km}^2$$

$$\bar{Y} = \frac{\bar{Q}T}{1000F} = \frac{3.11 \times 31.54 \times 10^6}{1000 \times 132} = 743 \text{ mm}$$

$$\bar{\alpha} = \frac{\bar{Y}}{\bar{P}} = \frac{743}{912} = 0.815$$

各径流名称间相互换算表

表 1-1

计算公式		已知项目		流量	径流量	径流深	径流模数
		待求项目		Q	W	Y	M
				(m ³ /s)	(m ³)	(mm)	(L/s/km ²)
流量	Q	(m ³ /s)	—	—	$\frac{W}{T}$	$\frac{1000YF}{T}$	$\frac{MF}{1000}$
径流量	W	(m ³)	QT	—	—	1000YF	1000MTF
径流深	Y	(mm)	$\frac{QT}{1000F}$	$\frac{W}{1000T}$	—	—	$\frac{MT}{10^6}$
径流模数	M	(L/s/Km ²)	$\frac{1000Q}{F}$	$\frac{1000W}{FT}$	$\frac{10^6Y}{T}$	—	—

第四节 流域的水量平衡

流域内各种水量之间存在数量之间的关系。一个流域在一定时段内进入流域的水量等于该时段自本流域流出的水量与存贮（或补给）水量之和。这就是流域的水量平衡。对于闭合流域，可写出如下水量平衡方程式

$$X = E + Y \pm \Delta W \quad (1-6)$$

式中 X ——时段内流域平均降雨量（毫米）；

E ——时段内流域平均蒸发量（毫米）；

Y ——同时段径流量（毫米）；

ΔW ——时段内流域内存贮（或减少）的水量（毫米）。丰水期 ΔW 为正，枯水期 ΔW 为负。对多年平均而言， $\sum \pm \Delta W = 0$ 。

闭合流域多年平均年水量平衡方程式为

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y} \quad (1-7)$$

式中 \bar{X} ——多年平均年降雨量（毫米）；

\bar{E} ——多年平均年蒸发量（毫米）；

\bar{Y} ——多年平均年径流量（毫米）。

式（1-7）表明，就多年平均而言，降雨量全部消耗于蒸发和产生径流。

式（1-7）两端同除以 \bar{X} ，得

$$\frac{\bar{E}}{\bar{X}} + \frac{\bar{Y}}{\bar{X}} = 1 \quad (1-8)$$

上式中的 $\frac{\bar{E}}{\bar{X}}$ 称为多年平均年蒸发系数。 $\frac{\bar{Y}}{\bar{X}}$ 称为多年平均年径流系数。

干旱地区的降雨大部消耗于蒸发，产生径流的净雨很少，蒸发系数较大。在雨量充沛、土壤含水量较大的地区，多年平均年径流系数较大。

第二章 水文资料的收集与整理

水文资料包括降雨量、蒸发量、水位、流量及泥沙和水化学分析等项目，由水文部门按其承担任务观测全部或部分项目并逐年整编收录在专门出版的《水文年鉴》中。

水文测站是按全国水文站网规划在江河湖海的指定地点布设的观测水文要素数值的机构。按其设置目的、观测项目和站址控制的流域面积大小分为基本站、实验站和专用站。基本站是综合国民经济各方面的需要而设立的，要求以经济合理的测站数目来控制水文要素在地理上的变化规律。实验站是为对某些专门水文问题进行深入研究而设立的。专用站是为专门目的或特定工程的需要而设立的。此外，把只观测水位的测站叫水位站，把只观测降雨量的测站叫雨量站。

水文资料是水文分析和水利计算的基础。充分可靠的水文资料是保证水文计算达到所需精度的必要条件。因此，收集、鉴定和整理水文资料是至关重要的工作。

第一节 降雨和蒸发的观测和计算

一、降雨的观测计算

降雨是降水的一部分。降雨量、降雨历时和降雨强度合称为降雨三要素。下面介绍有关降雨的几个概念。

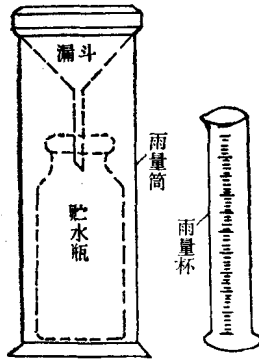


图 2-1 雨量器示意图

(一) 降雨量：

从空中落到地面上的雨水深度称为降雨量，单位为毫米，记至零一点毫米。

观测降雨量的仪器有雨量器（如图 2-1 所示）和自记雨量计。

整编刊印的降雨量资料有逐日降雨量、月降雨量、年降雨量等时段降雨量。规范规定，从早八时到次日早八时为一日历日，该日历日内的全部降雨量为本日历日降雨量。月降雨量为月内各日降雨量之和。年降雨量为年内各月降雨量之和。《水文年

鉴》中除列出逐日、月、年降雨量外，还刊列出本年最大一日降雨量、最大三日降雨量和汛期降雨量等。

(二) 降雨历时

降雨历时是一场降雨的持续时间，或指降雨过程中选定的一个时段。在后者所指的时段中，可能不是一场降雨。如分析 5 分钟、30 分钟、1 小时、日、月、年的降雨量时，也把所选时段称为降雨历段，确切地讲，它不过是统计时段。

(三) 降雨强度

单位时间的降雨量称为降雨强度，单位为毫米/分钟或毫米/小时。水文学中提到的降雨强度是计算时段的平均降雨强度。如 t 时段内降雨量为 H ，降雨强度为

$$i = \frac{H}{t} \quad (2-1)$$

式中 i ——降雨强度（毫米/小时或毫米/分钟）；

H —— t 时段内的降雨量（毫米）；

t ——降雨内 H 的降雨历时（小时或分钟）。

我国气象部门按24小时的降雨量多少把降雨分为几类：24小时降雨量在10毫米以下的称为小雨，10~25毫米的称为中雨，25~50毫米的称为大雨，50~100毫米的为暴雨，100~200毫米的为大雨，超过200毫米的为特大暴雨。

雨区内暴雨量最大的地点称为暴雨中心。

（四）流域平均降雨量

河川径流主要是由流域内的降雨汇集而成。由于同一时段内流域内各处降雨分布不同，降雨量和降雨强度也不相同，在分析径流与降雨关系时，需引进流域平均降雨量的概念。

流域平均降雨量是一虚拟降雨量，其意义是整个流域面积上的平均降雨深度，故又称面雨量。与此相应，各雨量站观测的降雨量称点雨量。由于流域平均降雨量的计算较为麻烦，通常不是对每次降雨都推求流域平均降雨量，而是推求需要的几次或通过各地区总结的点面关系由点雨量间接推求面雨量。流域平均降雨量的计算方法有如下几种：

1) 算术平均值法：此法用于流域内雨量站分布较多且较均匀，地形变化不大的地区。计算公式为

$$\bar{H} = \frac{H_1 + H_2 + H_3 + \dots + H_n}{n} = \frac{\sum_1^n H_i}{n} \quad (2-2)$$

式中 \bar{H} ——流域平均降雨量（毫米）；

H_i ——流域内各雨量站同时段降雨量（毫米）；

n ——流域内雨量站的个数。

2) 加权平均法，亦称泰森多边形法。此法用于流域内雨量站分布不均或地形变化较大的地区。其方法是在地形图上将相邻雨量站用直线相连，形成多个三角形。做每个三角形各边的垂直平分线，这些线把流域分成若干个多边形，每个多边形中有一个雨量站。假定该站雨量为这一多边形地区的面雨量，以多边形面积做权重计算流域平均降雨量。计算公式为

$$\bar{H} = \frac{f_1 H_1 + f_2 H_2 + f_3 H_3 + \dots + f_n H_n}{f_1 + f_2 + f_3 + \dots + f_n} = \frac{\sum_1^n f_i H_i}{F} \quad (2-3)$$

式中 H_i ——流域内各雨量站同时段降雨量（毫米）；

f_i ——各雨量站所在的多边形面积（平方公里）；

F ——水文站控制的流域面积，为各多边形面积之和（平方公里）。

图2-2为加权平均法求流域平均降雨量示意图。

3) 等雨量线法：流域内有足够多的雨量站时，可在流域面积图上象勾绘等高线那样