

高等学校试用教材

工程水文学

上册

河川水文

(港口与航道工程专业用)

华东水利学院、重庆交通学院 编

人民交通出版社

高等学校试用教材

工 程 水 文 学

上 册

河 川 水 文

(港口与航道工程专业用)

华东水利学院、重庆交通学院 编

人 民 交 通 出 版 社

高等学校试用教材

工程水文学

上册

河川水文

(港口与航道工程专业用)

华东水利学院、重庆交通学院 编

人民交通出版社出版

(北京市安定门外和平里)

北京市书刊出版业营业许可证出字第 006 号

新华书店北京发行所发行

各地新华书店经售

人民交通出版社印刷厂印

开本: 787×1092_{1/32} 印张: 8.5 字数: 200 千

1979年6月 第1版

1979年6月 第1版 第1次印刷

印数: 0001—7,500 册 定价: 0.91元

内 容 提 要

本书分上、下两册，上册是河川水文，下册是海岸水文。上册共分六章，分别阐述河流特性、径流形成、水文观测、数理统计、设计水位、设计流量和小面积洪水计算方法等，最后简略介绍水文预报知识。

本书根据我国实际情况，反映了我国水文学特别是港口与航道工程水文的特点。

本书为高等学校港口与航道工程专业试用教材，亦可供相近专业师生和本专业工程技术人员参考。

本书上册由詹道江主编，陈守煜、黄国才审阅，并特约赵人俊编写第六章。其余各章编写人为：绪论詹道江；第一、三、四章毛赛珠；第二章陈德章；第五章顾恒岳。

绪 论

地球上约有98%的水是在海洋里。海洋面上的水因太阳辐射而蒸发成为水汽，水汽升入空中后，又被汽流输送到大陆上空，并在一定条件下凝结成为降水。降水的一部分蒸发成为空中水汽，另一部分在坡面、河道和地下流动，这种流动的水统称为径流。径流最终汇入海洋，如此循环不已，称为水的大循环。总的说来，太阳是循环的总能源，海洋是大循环的源汇。我们有时将陆地或海洋的局部循环称为小循环，所以大循环中又包括了许多小循环。

从长时期来看，水循环是处于平衡状态的。例如海洋多年的平均水面高程并没有什么变化，大陆上的总水量也没有发生增减现象，只是个别年份发现有某些变动，多年来各河流汇入海洋的平均径流，事实上也是一个常数。因此可以认为，自然界中水分总量应该是一个常数。对于地球而言，可以写出下列两个等式：

$$\text{海洋方面} \quad Z_o = X_o + Y$$

$$\text{陆地方面} \quad Z_c = X_c - Y$$

式中： Z_o 、 Z_c ——海洋与陆地的多年平均蒸发量；

X_o 、 X_c ——海洋与陆地的多年平均降水量；

Y ——多年平均入海径流量。

合并上述两式得

$$Z_o + Z_c = X_o + X_c$$

上式说明，就多年平均而论，地球上的总蒸发量等于多年的平均降水量。具体说来， Z_o 为 3.5×10^5 立方公里， Z_c 为 0.7×10^5 立方公里， X_o 为 3.2×10^5 立方公里， X_c 为 1.0×10^5 立方公里。

对于一个闭合流域（即地面分水界与地下分水界相重合的流域），一年中的水量平衡方程式可写为

$$X + U_1 = Y + Z + U_2$$

或

$$X = Y + Z + U_2 - U_1 = Y + Z + \Delta U$$

式中： X ——年降水量；

Z ——年蒸发量；

Y ——年径流量；

U_1 、 U_2 ——分别表示年初和年终流域蓄水量， ΔU 表示其差量或称为蓄水变量。

流域多年的水量平衡方程式可以写成

$$U_0 + X_1 = Y_1 + Z_1 + U_1$$

$$U_1 + X_2 = Y_2 + Z_2 + U_2$$

.....

$$U_{n-1} + X_n = Y_n + Z_n + U_n$$

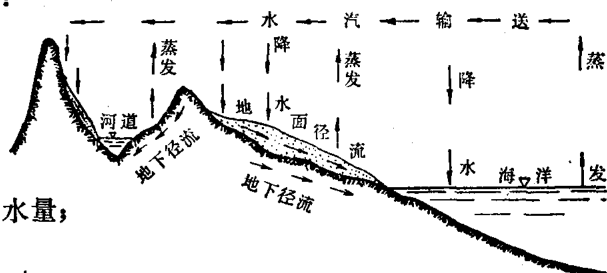


图0-1 水循环示意图

$$U_0 + \sum_1^{n-1} U + \sum_1^n X = \sum_1^n Y + \sum_1^n Z + \sum_1^{n-1} U + U_n$$

上列诸式中， U_0 为第一年开始时流域的蓄水量， U_1 为第一年末第二年初的蓄水量，余类推。 U_n 为第 n 年末的流域蓄水量。简化上式，可得

$$X_0 = Y_0 + Z_0 + \frac{U_n - U_0}{n}$$

式中：

$$X_0 = \frac{\sum_1^n X}{n} \text{——流域多年平均降水量；}$$

$$Y_0 = \frac{\sum_1^n Y}{n} \text{——流域多年平均径流量；}$$

$$Z_0 = \frac{\sum_1^n Z}{n} \text{——流域多年平均蒸发量。}$$

在多年平均情况下，流域蓄水量的变化项 $\frac{U_n - U_0}{n}$ 甚小，可以略去，于是流域最后的水量平衡方程式可写成如下形式：

$$X_0 = Y_0 + Z_0$$

水量平衡实质上是水力学中的连续性原理，该方程式可以广泛应用于任何隔离水体，在水文分析计算中是一个有力的工具。

水文学是研究地球上水的存在、循环、分布和它在地面、地下运动规律的科学。水循环的路径复杂，大循环中又包括许多小循环，所以水文学研究的范围很广。例如地球表面有各种水体，其水文特性和人类对它们的利用各有特点，我们可以按照地理单位把它们分成若干科目：

1. 研究海洋的海洋学；
2. 研究湖泊、水库、沼泽的湖沼学；
3. 研究河流、流域、运河的河川（水文）学；
4. 研究有关冰河冻土的冰川（水文）学。

水文学不仅是一门自然科学，也是一门技术科学。

我国河流众多，海岸线很长，发展水运的自然条件优越*。港口航道专业的工程水文学可以包括两大内容：一是与内河航运有关的河川水文，二是与建港有关的海浪、潮汐、近岸水流、泥沙和河口水文等的海岸水文。

本书上册为河川水文，下册为海洋水文。

河川水文研究的对象是河流。内河航运工程的规划和运营应使客货运量大、运期短，其工程也应符合安全、经济的原则，并能保证正常通航。为了达到这一目的，工程人员

* 据统计，流域面积 100 平方公里以上的天然河流总长 42 万公里。海岸线总长一万八千多公里（不包括沿海岛屿）。

必须掌握必要的水文数据或特性，以便进行工作。例如在航道整治中，即使在枯水季节，航道也应具有适合规定船舶航行的水深，因而航道中的最小水深就是一个极为重要的设计数据。

在渠化工程中的拦河大坝、施工围堰等水工建筑物应能抵御洪水，以避免水毁事故。所以洪水特性就是工程安全所必须考虑的。

又如内河港口的码头、仓库不得为洪水淹没，洪水水位则是决定陆域标高的依据。

港区水域应有足够的水深并应保持稳定，这些都要求对港区的水位变化和泥沙运动进行研究。

港区建设的给水和排水工程需要有关小面积的洪水计算。

桥梁底面高程与最高水面之差称为净空。净空应能保证沿河航行的船舶通行无阻。净空是决定通航河流桥梁高程的重要依据。

河流的开发和综合利用要根据河流的水文特性来决定水库的调节性能和运行控制，以便在综合利用水利资源（防洪、灌溉、发电、航运）的条件下尽量满足航运要求。

上述航运工程所需要的各种水文数据都要经过水文测验、资料整理和计算分析才能得到。

设计完成后，还要按设计图样施工。航运工程施工期有时较长，有的需要一季或几年才能完成。施工建筑物如围堰、引水渠道等，既要根据洪水计算来确定施工洪水，又要依靠洪水预报来更有效地保证现场不受淹没。疏浚工程需要水位涨落的过程才能有效地施工。所有这些都要求进行水文预报。

工程竣工后要投入营运，这时需要掌握近期的来水情况，以便制定调度方案。洪水预报更是港区防汛的耳目。

本课程根据上述需要，讲述如何取得资料以及根据这些资料进行分析计算的原理和方法，为航运工程提供设计依据。

目 录

绪 论	1
第一章 河川水文基础知识	1
第一节 河流和流域	1
第二节 径流形成过程	6
第三节 影响径流的主要因素	8
第四节 河川水文情势	13
第二章 水文资料的观测和整理	16
第一节 概述	16
第二节 水位观测	17
第三节 流速仪测流及流量计算	22
第四节 水面浮标法测流及流量计算	31
第五节 泥沙测验	34
第六节 水位~流量曲线	39
第七节 洪、枯水调查	44
第八节 《水文年鉴》、《水文手册》和《图集》	47
第三章 水文分析中的数理统计方法	49
第一节 概述	49
第二节 水文统计基础知识	50
第三节 现行频率曲线绘制方法	65
第四节 频率计算中的几个特殊问题	69
第五节 相关分析	73
第四章 设计水位和设计流量的推求	80
第一节 概述	80
第二节 有资料条件下设计水位和设计流量的推求	81
第三节 短缺资料条件下设计水位和设计流量的推求	88
第四节 施工设计洪水	91
第五节 短缺资料条件下水位流量关系曲线的确定	92
第五章 小流域暴雨洪水计算	94
第一节 小流域暴雨洪水特性	94
第二节 用经验公式估算设计洪峰流量	95
第三节 用推理公式推求设计洪峰流量	97
第六章 水文预报	110
第一节 概述	110
第二节 相应水位预报	111

第三节	降雨径流预报.....	113
第四节	枯水预报.....	114

附录

附表 1	$P = \frac{m}{n+1} \times 100\%$ 表	115
附表 2	皮尔逊Ⅲ型频率曲线离均系数 Φ 值表	116
附表 3	皮尔逊Ⅲ型频率曲线模比系数 K_p 值表	117
附表 4	克、闵二氏频率曲线 K_p 值表	119
附表 5	三点法—— S 与 C_s 关系表.....	122
附表 6	三点法—— C_s 与 Φ_p 值关系表	123
附图 1	μ 诺模图	124
附图 2	$\Psi\tau$ 诺模图	124
附图 3	τ_0 诺模图.....	125

第一章 河川水文基础知识

第一节 河流和流域

一、河 流

自古以来，河流就作为天然航道为人们所利用。为了研究河流的流速、流量、水位和泥沙等变化规律，首先需要了解构成河流的要素和河流特征，现分别叙述如下。

1. 干流、支流和水系

降水经地面和地下补给河流，是河水的主要来源。由于重力的作用，河水不断切割和冲刷河床，在顺流而下的过程中，水流又不断向两旁侵蚀，使河床渐渐扩大。这样，最初的小沟变成小溪，再由小溪发展成为小河，直至大江大河。

直接流入海洋或内陆湖泊的河流叫做干流。汇入干流的河流叫做河流的一级支流，汇入一级支流的河流叫做干流的二级支流……。干流及其支流构成了脉络相通的水流系统，这些经常有水流的大小河流，称为河系或水系。如果把不是经常有水流的小水沟也包括在内，便叫做河网。

水系通常用干流的名称来称呼它，如长江水系、黄河水系、珠江水系等。但在研究某一支流或某一地区的问题时，也可用水系的名称来称呼它，如汉江水系、洞庭湖水系等。

2. 河谷与河槽

有水流的谷地叫做河谷。河谷是水流与谷地互相影响、互相作用的结果。河谷的横断面形状由于地质构造的不同而各有差异，一般可分为峡谷、宽谷和阶地河谷三种类型，如图1-1所示。

谷的最下部叫做谷底，连结谷底最深处的线叫做谿线。

谷底被水占据的部分称为河床或河槽。在枯水和中水时期水流经过的河槽称为基本河槽。在洪水时期水流漫溢到两岸河漫滩上所形成的宽河槽称为洪水河槽。

3. 河流的分段

一般天然河流按照河谷和河槽情况，冲刷和淤积的程度，流速和流量的大小以及水情变化等特点，分为河源、上游、中游、下游和河口五段。

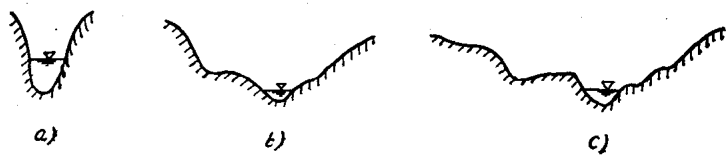


图1-1 河谷示意图

a) 峡谷； b) 宽谷； c) 阶地河谷

1) 河源 是河流开始的地方，即河流最初具有地面水流的地方。河流的源头有些是地下水，有些是冰川或融雪，也有些是沼泽和湖泊。因此我们所指的河源，往往不是一点一线，而是面状的河源。

2) 上游 直接连结河源，位于河流的上段，它的特点是落差大。水流急，下切强，洪水涨落比较急剧。

3) 中游 位于河流中段，流量一般比上游大，河床坡度较平缓，河岸两旁常有滩地出

现，河道亦渐呈缓和曲线，冲刷和淤积不大显著。

4)下游 位于河流最下一段，它的特点是河槽坡度平缓，流速小，流量较大，河槽大部分处于淤积状态，河道多蜿蜒曲折，浅滩、沙洲到处出现。

5)河口 是河流流入海洋、湖泊或其他河流的地方。有的河流消失在沙漠里，那就没有河口，称为瞎尾河。一般河口比河源明显，因此河流长度都可从河口算起。由于河口流路突然扩大，流速锐减，水流挟带的泥沙就大量沉积在这里，形成沙洲或河口三角洲。

4. 河流的基本特征

1)河流的长度 从河源到河口的距离，称为河长。河流的长度，通常是实测的河道地形图，沿着河流的谿线用下述方法量得的。

(1)细线法 用一根细线，沿着河流弯曲的形状直接量出，然后按比例尺换算为实际河长。这个方法只适用于粗略估计，而且只能用于弯曲度很小的河道。

(2)曲线计法 用一种特制的曲线计，沿着图上河流的谿线滚动，根据记录的转数便可得到河长。这个方法的缺点与细线法相同，优点是量测比较迅速。

(3)两脚规法 在地图上沿着河流谿线，用两脚规逐段计量。地图的比例尺愈大，测量的精度就愈高。河流的曲折度和两脚规的开距大小，同样会影响测量的精度。

应该指出，无论用上述哪一种方法量出的河长，只是一个近似值，它永远比真实的河长要短。这是因为，一方面由于测绘时经过若干简化，没有把弯弯曲曲的真实情况反映在图上，所以图上的河长比实际的要短；另一方面在进行丈量时，由于以弦长来代替弧长，因此量得的结果要比图纸上的短些。为了改善这种情况，有种种修正建议，但这些都是经验性的。在实际工作中，最好还是根据弯曲度不同的河段实测长度与图上量得的长度作比较，求出两者间的关系作为修正的依据。

2) 河流的断面

(1)河流的纵断面 是指沿河流谿线的断面。可测出谿线上河底若干地形变化转折点的高程，以河长为横坐标，高程为纵坐标，即可绘出河槽的纵断面图，如图 1-2 所示。河流的纵断面图可以用来表示河流的纵坡和落差的沿程分布。它是推算水流特性和估计水能蕴藏量的主要依据。

(2)河流的横断面 是指与水流方向相垂直的断面。它的上界是水位，当水位变化时，断面面积随之变化。通常把经常过水的断面称为过水断面，不经常过水而只在洪水时期才有水流的部分称为大断面。横断面根据形状的不同又可分为单式和复式两类，如图 1-3 所示。河流横断面是计算流量的重要依据。

河流的纵、横断面都是随着时间变化的。由于泥沙淤积，纵断面的下游一般在不断增高，上游则被刷深。横断面经常处于冲淤交替的过程中。河流断面的发展变化主要决定于河槽所在地的地质构造、河槽组成物质和水流等情况。

3)河流比降 任意河段的落差与其长度之比称为该河段的比降，即

$$I = \frac{H_2 - H_1}{L} = \frac{\Delta H}{L} \times 1000\%$$

式中： I ——河底或水面比降，以千分率‰表示；

H_1, H_2 ——分别为河段开始和终点的水位，米；

ΔH ——河底或水面落差，米。由河底落差算得的为河底比降，由水面落差算得的为水面比降，当水流为均匀流时，二者相同；

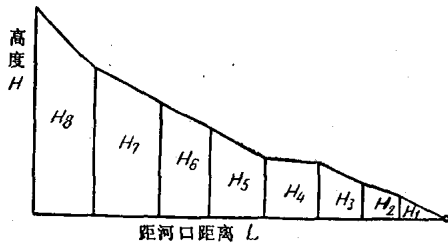


图1-2 河流纵断面图

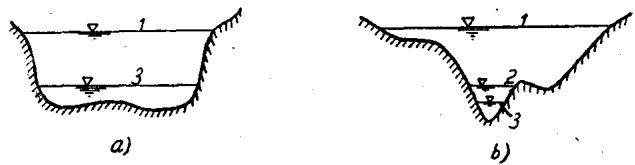


图1-3 河槽横断面图

a)单式; b)复式

1-洪水位; 2-中水位; 3-枯水位

L ——河段长度，测量时以公里计，计算时换算为米。

河流比降自河源向河口逐渐减小。河槽因受河水侵蚀而被不停地刷深，比降随之愈变愈缓，但其终限一般不低于海平面，海平面即为河流的侵蚀基准面。支流的侵蚀基准面是支流流入干流处的干流水面。

相对说来，河底一般比较稳定，而河流的水面比降则在不同水位时有很大的变化。河口受海洋潮汐影响，比降变化更大，有时会出现负值，发生海水倒灌现象。

5. 山区河流的一般特性

山区河流流经地势高峻、地形复杂的山区。山区河流的河谷就是在长期的历史过程中由于水流不断纵向下切和横向拓宽而形成的。

河谷断面往往呈V形或U形，如图1-4所示。两岸谷坡陡峻，坡面呈直线形或曲线形。在岩层抗冲性能显著不同的条件下，也能形成所谓侵蚀阶地的阶梯形，谷底与谷坡之间常无明显界限。河面比较狭窄，中水河床与洪水河床之间无明显的分界线。

山区河流的平面形态极为复杂，急弯、卡口，比比皆是，两岸和河心常有巨石突出，岸线很不规则，急滩深潭、上下交错，且常呈台阶状，在落差集中处，往往形成陡坡跌水甚至瀑布。山区河流河底由岩石组成，侵蚀作用比较缓慢，河道基本上是稳定的。

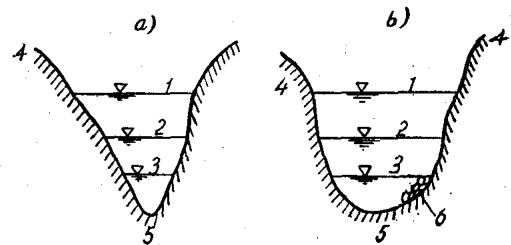


图1-4 山区河流河谷示意图

a) V形河谷; b) U形河谷

1、2、3-洪水、中水、枯水水位，相应水位下的河床为洪水、中水、枯水河床；4-谷坡；5-谷底；6-卵石边滩

山区河流河底由岩石组成，侵蚀作用比较

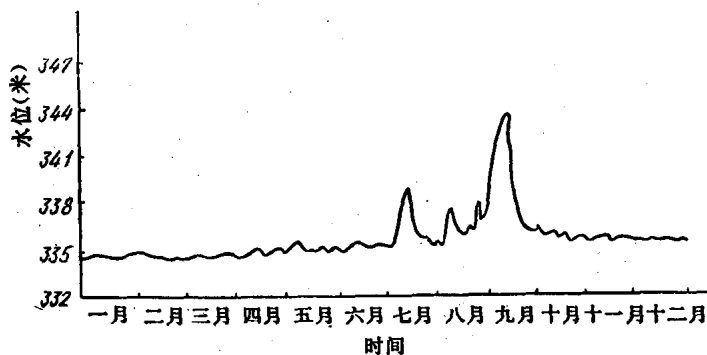


图1-5 山区河流水位过程线

由于山区坡面陡峻、岩石裸露，山区河流在降雨之后，往往数天以至数小时之内即出现洪峰。雨过天晴，洪水又即消退，图1-5所示为山区河流的水位过程线。由图可见，洪峰呈锯齿形，而且变化甚大。

山区河流的流量变幅极大，较大的山区河流的洪水流量往往为枯水流量的百倍或数百倍，较

小的山区河流的比数更大，甚至可能超过一千倍。

与上述河床形态和水文条件相对应，在水力条件方面，山区河流的水面比降一般都比较大，平均在1%左右。不但比降大，而且由于河床形态不规则，比降随时间和沿程的变化也比较大。河床上的急弯、卡口、急滩都能在不同水位时造成不同程度的壅水，引起上下游比降的较大变化。由于比降大和河槽窄，山区河流的流速也比较大，在某些险滩河段上，流速往往高达6~8米/秒之巨，成为急流。因此，山区河流的流象比较乱，在险滩河段，常有跌水、水跃、急流等出现，流象极为险恶，不利于航行。

山区河流的含沙量随地区不同而异，在岩石风化不严重和植物复被较好的地区，含沙量较小；相反，在岩山风化严重和植物复被差的地区，则不但含沙量大，而且在山洪暴发时甚至形成含沙量极大、挟带巨大石块的泥石流，但有沿程递减趋势。

6. 平原河流的一般特性

平原河流流经地势平坦广阔的平原地区，河谷往往宽达数公里。

平原河流的冲积层都比较深厚，常达数十米甚至数百米以上。冲积层的组成因高程而异，最深处多为卵石，其上为夹沙卵石，再上为粗沙和中细沙。这种泥沙组成的分层现象是与平原河道的形成过程分不开的，一般说来，卵石层多为冰川期水量较大、海平面较低时的堆积物，而沙层则为近代水量较小海平面较高时的堆积物。在河床形态方面，平原河流的河谷多为发育完全的河漫滩河谷，如图1-6所示。谷坡一般比较平缓，谷坡与谷底之间有比较明显的分界线，但这仅仅是对一部分比较狭窄的河谷而言，在河道下游具有广阔冲积平原的地方，则往往没有明显的谷地存在，谷底与谷坡的分界线也难于辨认。

平原河流的显著特点之一是存在着广阔的河漫滩*，河漫滩在洪水时为水流所淹没，在枯水时则露出水面。由于洪水漫溢时泥沙集中在滩唇部分淤积，这样淤积的结果，在靠近河槽处形成地势较高的自然堤，而在近谷坡处则形成地势甚低的洼地，洼地有时有湖沼。由于河漫滩上的土壤极为松软，随着主河槽的摆动或河流的改道，一处河漫滩逐渐为水流所冲刷，而另一处则生成新的河漫滩。

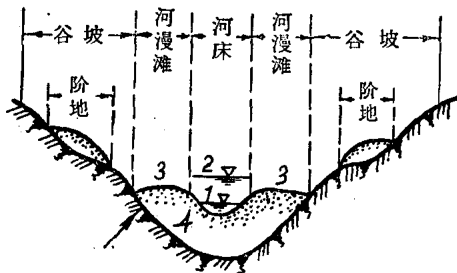


图1-6 平原河流河谷河漫滩示意图
1-枯水位；2-洪水水位；3-滩唇；4-冲积层

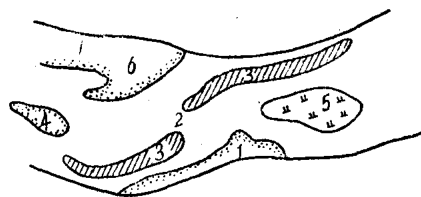


图1-7 河流主槽中各种成形淤积体
1-边滩；2-浅滩；3-深槽；4-江心滩；5-江心洲；6-沙嘴

在平原河道的主槽中，由于水流和河床的相互作用，往往形成各种淤积体，如图1-7所示。紧靠河岸洪水时淹没而枯水时裸露在外的沙滩称为边滩；连结上下边滩的水下沙梗称为浅滩；位于江心的较高沙滩称为江心洲，较低的河滩称为江心滩；沙滩中比较狭长的与水流成斜交的称为沙嘴。这些淤积体总称沙丘，它们在水流作用下处于不断地运动、变化和发展

* 枯水时高出水面，大水时淹没水下，满布草皮，有时有成片密林、湖沼，一般说来，地势平坦的地带称为河漫滩。

的状态之中。与此相应，河床的形态也处在不断变化和发展的状态之中。

平原河流的横断面形状依所在位置的不同有抛物线形、不对称的三角形和W形等数种，如图1-8所示。河床一般比较宽而浅，有一定的规律。其河道的平面形式，根据不同的外在条件有微曲、蜿蜒和散乱等数种。

平原河流的水文条件与山区河流有很大不同。由于平原地区坡面平缓、汇流时间较长，洪水涨落较为平缓，如图1-9所示。相应地洪水持续时间较长，洪水与枯水的流量比值较小。此外，平原河流尽管流量一般较大，但因河面宽广，水位变幅较小，超过十米的甚少。

平原河流由于河床纵坡平缓，水流畅通，水面比降较小，一般都在1‰~10‰以下。由于比降小、河槽宽广，流速也较小，一般都不超过2~3米/秒，水流也较平顺。

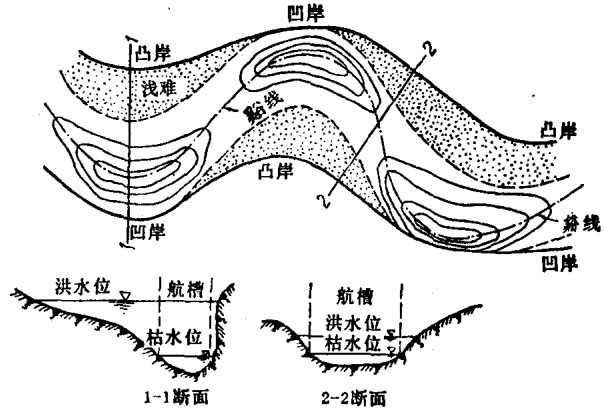


图1-8 平原河流横断面图

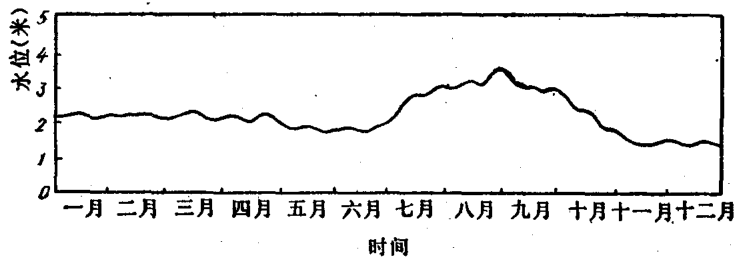


图1-9 平原河流水位过程线

二、流域

在陆地上，由降水形成的水流长期冲蚀，形成了无数河道。每条河道都汇集着与其毗连的某一区域的降水，这个集水区域就称为“流域”。流域和出流断面是一一对应的，如图1-10所示，当出口断面为1时，其相应流域为面积A；出口断面为2时，其相应流域为面积A加面积B，即长虚线所包围的全部区域。

1. 流域的分水界

流域是河流的集水区域。流域的边界叫做分水界、分水线或分水岭。分水岭通常位于流域四周的山脊线上，有山岭的地方很容易区分，如秦岭是黄河与长江的分水岭，秦岭以北由降水产生的径流流入黄河，秦岭以南的径流则流入长江。但也有两条河流分水的地方不一定是山岭，而可能是一片平坦的地方，或是湖泊、沼泽。象黄河和淮河分水的地方就比较平坦，并无山岭而是以黄河南岸大堤为界线的。所以将流域边界叫做分水界或分水线，要比称之为分水岭更恰当些。

由于注入河流的水量除地面径流外，还有地下径流，因此就得考虑地面分水线和地下分水线的问题。地面分水线与地下分水线不一定是重合的，这是因为地下水位与地质构造有密切关系。例如在图1-11中，因不透水岩层的倾斜方向与地面起伏情况不一致，所以地面分水

线便和地下分水线不重合。至于喀斯特地区（即石灰岩溶洞地区简称岩溶地区），如我国四川、云南、贵州、广西一带，很多地下暗河成伏流现象，则其地下分水线与地面分水线的差别可能很大。在地面分水线与地下分水线相重合的流域，叫做闭合流域，否则叫非闭合流域。一般大中河流多为闭合流域。

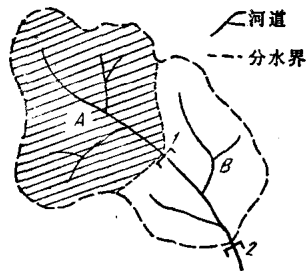


图1-10 流域示意图

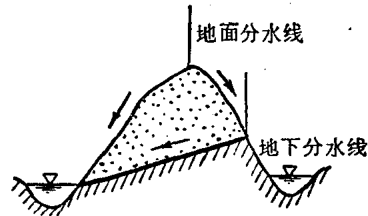


图1-11 分水线图

2. 流域面积

流域的分水线和出流断面所包围的面积，称为流域面积，在水文上又称集水面积，其单位为平方公里。流域是河流供水的区域，如其他条件相同，则流域的面积大小决定着河流径流的多少，所以一般河流的水量总是从河源到河口越往下游越丰富。但也不能一概而论。例如黄河从河源到兰州一段，水量随流域面积增加而增加，但兰州到青铜峡一段，水量却没有什么变化，由青铜峡到包头一段，水量反而减少了，包头以下，流过山西、陕西之间的峡谷到达陕州，水量又增加了。这是因为青铜峡至包头一段是干燥地区，不但沿途得不到水量补给，反而有大量河水渗入地下，或为灌溉所引用。因此分析河流径流沿程变化时，必须考虑各种影响河流径流的因素。显然，流域面积对河流水量的影响十分重要。

流域面积一般可根据地形图上分水线所包围的面积，用求积仪或数方格法求出。

河道中的水流特性反映了各个相应流域面积上的自然地理因素（流域形状、地形、地质、土壤、植被等）和水文气象因素（降水、蒸发、径流等）的综合影响。

第二节 径流形成过程

径流是降水自流域内汇集到河网并沿河槽下泄的统称，一般是指河流出口断面的流量或一段时间内的水流总量，它是河流中最主要的水文现象之一。

径流按其河流的补给方式可分为地面径流和地下径流。地面径流是指经由流域地面汇入河槽而流过出流断面的径流。地下径流是指以地下水形式补给河流的径流。地面径流按其来源又可分为降雨径流和融雪径流，它们的性质和形成过程均不相同。我国绝大部分河流均以降雨径流为主，融雪径流只在局部地区发生，因此下面着重讨论降雨径流的形成过程。

降雨径流的形成过程非常复杂。为了对径流形成有一个初步概念，现将它分成以下几个阶段。

一、流域蓄渗过程（产流过程）

在流域内降雨开始时期，除一小部分直接降落在河槽中形成径流外，绝大部分并不立刻产生径流，而是消耗于植物截留、下渗、填洼和蒸发等。降雨被植物茎叶拦截的现象叫做植

物截留。植物截留的水量一般不大，它最终要被蒸发掉。下渗是指降雨从地面渗入土壤中的现象，它发生在降雨期间和雨停后的一段时间内，只要地面有水存在，就会有下渗。下渗强度（单位时间的下渗水量）是有变化的。降雨初期下渗强度最大，以后逐渐递减，最后趋于稳定。在降雨过程中，当降雨强度小于下渗强度时，雨水将全部渗入土壤中。渗入土壤中的水分先满足土壤吸收的需要，一部分停留在土壤中，并在无雨期间消耗于蒸发。另一部分则继续渗透而补给地下水。当降雨强度大于下渗强度即产生超渗雨时，地面开始积水，一部分水沿坡地流动填充洼陷，称为填洼过程。填洼的水最终将消耗于下渗和蒸发。在流域里的一次降雨过程中，蓄渗量的大小和蓄渗过程的发展是不均匀的，这与流域里的土壤、植被、地形和降雨特性等密切相关。

这个阶段的特点是流域中的降雨并不直接产生径流，而是首先消耗于植物截留、下渗、填洼和蒸发，其中大部分降雨消耗于下渗。由于这部分降雨不产生径流，因此就它对降雨径流的关系来说，称为损失，这个过程称为损失过程，或产流过程。降雨量减去损失量即为有效降雨量，或称净雨量。

在这个过程中，河流中基本上没有新的水源补给，因此水流没有明显变化。

二、坡地漫流过程

当降雨强度大于下渗强度、超渗降雨满足填洼以后，雨水开始沿着坡面流动。雨水在坡面上流动叫做坡地漫流。坡地漫流在流域内各处开始的时间并不一致，首先是在满足蓄渗量的地方开始。随着满足蓄渗量的范围扩大，坡地漫流的范围也逐渐扩大，一直扩展到全流域。坡地漫流是由无数股彼此时合时分的细小水流组成，通常没有明显的和固定的槽形，在降雨强度很大时，坡地漫流可能发展成为片流，坡地漫流的路径往往不出数百米，历时也较短。地面径流经过坡地漫流注入河网。

在漫流过程中，坡面上的水流一方面继续不断地接受降雨的补给，另一方面又消耗于下渗和蒸发。为了维持坡地漫流，水流必须具有相应的深度。这部分水量在降雨停止后的很短时间内即注入河网。

坡地漫流在径流形成过程中起着有效降雨在时程上再分配的作用。坡地漫流有时又称坡地汇流。

三、河网汇流过程

坡地上的雨水经过坡地漫流注入河网并在河网内沿着河槽向下游流动的过程称为河网汇流。河网汇流过程示于图1-12中。

经过坡地漫流的雨水进入河网，使河网水量增加，水位上涨。水流沿河槽下泄。河槽对水流起着调节作用，部分水量容蓄在河槽中。这个时期的特点是河网水流在不断地接受坡地水流的补给并在河槽的调节作用中向下游运动，河网容蓄水量不断增加。

河网汇流时间的长短与有效降雨和坡地漫流历时有关。当降雨和坡地漫流停止后，河网汇流过程仍在进行，这个时期由于没有坡地水流补给，河网蓄水开始消退，其历时的长短取决于河槽蓄水能力的大小和水流运动的

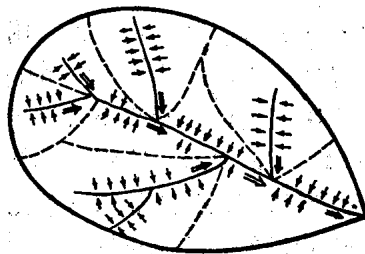
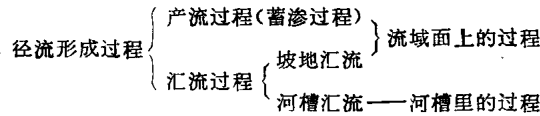


图1-12 河网汇流过程示意图

速度。

河网汇流过程在径流形成过程中，起着对有效降雨在时程上进行第二次再分配的作用。

综上所述，径流形成过程按其水体运动性质可分为两大过程，即产流过程和汇流过程，而按发生的地点则可分为在流域面上所进行的漫流过程和河槽里进行的汇流过程，即



应该指出的是，以上各过程一般难以截然分开，而是相互交织在一起的。蓄渗、产流、坡地漫流和河网汇流一般都是同时存在的。

第三节 影响径流的主要因素

从径流形成过程中可以看出，径流这种水文现象不是孤立的，它与流域内的降水，蒸发和下渗有着密切的关系。此外，人类活动对径流也有较大影响。现将影响径流的主要因素分述于下。

一、降 水

大陆上的水主要来源是降水。降水是雨、雪、雹、霜、露等的统称。在我国大部分地区，一年降水量中的绝大部分是降雨，其次是降雪，因此下面着重研究降雨。

降雨过程对径流形成过程影响很大。例如，在其它条件相同时，降雨强度愈大，所产生的洪水流量也就愈大；降雨历时长，分布面积广，产生的径流量就特别大。暴雨移动的方向对径流情势也有很大影响，顺流而下的暴雨造成的洪峰较大，逆流而上的暴雨造成的洪峰较小。因此为了研究径流情势，必须分析降雨情况。

1. 降水成因

降水的根本原因是大气中水汽的凝结。当潮湿空气由于某种原因（如地表加热、气流辐合、冷空气入侵、地形抬升与扰动等）作上升运动时，由于绝热膨胀做功，温度下降。当温度下降到一定程度时，空气达到饱和状态，产生凝结，形成云滴（或冰晶）。当凝结持续时，云滴不断增长并发生冲并而成为雨滴降落地面，形成降水。根据上升运动的大小和范围，可将降水分为以下四类：

1) 锋面雨 当冷气团与暖气团相遇时，由于冷气团温度低、密度大、湿度小，而暖气团则相反，因此，冷气团遂楔入暖气团之下。这样，在冷暖气团之间便形成界面（或过渡带），称为锋面，锋面与地面的交线称为锋。如果锋面后的冷空气势力强，迫使锋面向暖气团一侧移动，这种锋称为冷锋。冷锋附近，对流旺盛，容易成云致雨。由冷锋所形成的雨称为冷锋雨，见图1-13。如果锋面上的暖空气势力强，迫使锋面向冷气团一侧移动，这种锋称为暖锋。在暖锋前部，暖湿空气沿界面爬升，多连续性降水。由暖锋所形成的雨称为暖锋雨，见图1-14。一般说来，冷锋雨多阵性，强度较大，历时较短；而暖锋雨多为连续性降水，强度较小，但历时较长。如果冷气团与暖气团势均力敌，二者之间的界面移动速度很小，或者静止。这种锋称为准静止锋。我国江淮流域初夏的梅雨，就是准静止锋造成的。

静止锋上空气最不稳定，容易产生波动，有时会发展成为气旋。在波动顶点或气旋中心，上升运动尤为剧烈，所以降水强度也特别大。