

水文气象学基础

J. P. 布鲁斯 R. H. 克拉克

周玉醴等译 金光炎校

一九八五年五月

目 录

译者的话

第一章 引言	(1)
§ 1. 水文气象学	(2)
§ 2. 目标	(2)
§ 3. 课文计划	(3)
① 单位	(3)
② 问题	(3)
第二章 降水	(4)
§ 1. 空气的稳定性	(4)
§ 2. 抬升机理	(7)
① 锋	(7)
② 温带气旋	(8)
③ 地形	(11)
④ 气团性阵雨	(13)
⑤ 飓风	(13)
§ 3. 成云物理过程	(16)
§ 4. 降水的水汽来源	(18)
第三章 融雪和融冰	(19)
§ 1. 积雪变形	(19)
§ 2. 融化因素	(20)
§ 3. 总融化量的计算	(25)
第四章 河川径流	(26)
§ 1. 河川径流的来源	(26)

§ 2. 径流过程·····	(27)
§ 3. 入渗·····	(30)
§ 4. 河川径流的成份·····	(35)
§ 5. 流域面积的确定·····	(39)
§ 6. 径流情势的变化·····	(41)
第五章 蒸发和蒸散发·····	(45)
§ 1. 质量转换法·····	(46)
§ 2. 能量平衡法·····	(47)
§ 3. 能量平衡方程的应用·····	(48)
§ 4. 地面的影响·····	(49)
§ 5. 涡动法·····	(50)
§ 6. 雪和水的蒸发·····	(51)
第六章 观测方法和站网·····	(52)
§ 1. 降水和降水强度·····	(52)
① 测量点降水的问题·····	(53)
② 非自记雨量计·····	(56)
③ 自记雨量计·····	(58)
④ 气候雷达·····	(61)
§ 2. 河川径流·····	(65)
① 水位观测·····	(66)
② 水尺地点的选择·····	(68)
③ 流量测量·····	(70)
④ 河川径流资料的计算·····	(72)
§ 3. 蒸发·····	(78)
① 蒸发测量·····	(78)
② 间接法·····	(83)
§ 4. 积雪层·····	(86)
§ 5. 其他参数·····	(88)

①井水位.....	(88)
②水温.....	(88)
③土壤水分.....	(89)
④气象因素.....	(90)
§ 6. 站网.....	(90)
①雨量站.....	(90)
②流量站.....	(93)
第七章 湖泊和水库.....	(95)
§ 1. 水量平衡.....	(95)
§ 2. 风的影响.....	(97)
①风引起的水位涨落.....	(97)
②湖震.....	(100)
③波浪.....	(101)
④水流和沿岸漂移.....	(102)
§ 3. 湖泊和水库的温度情势.....	(104)
①能量平衡.....	(104)
②温度与深度的关系.....	(106)
③表面温度.....	(108)
§ 4. 冰的形成和消失.....	(110)
第八章 常用分析方法.....	(112)
§ 1. 统计分析.....	(112)
①一些有用的统计术语.....	(112)
②相关分析.....	(116)
③极值频率分析.....	(120)
(a) 重现期的概念.....	(123)
(b) 抽样误差.....	(123)
(c) 频率关系.....	(126)
(d) 点绘频率曲线.....	(129)

④双累和曲线分析·····	(133)
(a) 降水资料的一致性·····	(133)
(b) 实测降雪资料的一致性·····	(138)
(c) 河川径流资料的一致性·····	(138)
(d) 降雨—径流关系·····	(139)
§ 2. 降雨分析·····	(139)
①由点雨量推求面雨量·····	(139)
②暴雨深度—面积—历时分析·····	(142)
③点雨量分析·····	(145)
④点面雨量关系·····	(148)
§ 3. 河川径流分析·····	(149)
①过程线·····	(149)
②基流退水·····	(151)
③过程线分割·····	(154)
④单位线·····	(156)
⑤分配曲线·····	(159)
⑥ S—曲线·····	(159)
⑦综合单位线·····	(162)
§ 4. 河道流量演进·····	(166)
第九章 河川径流资料的延长·····	(172)
§ 1. 月、季和年径流量·····	(172)
①根据河川径流资料延长·····	(172)
②根据气象资料延长·····	(173)
§ 2. 洪水径流和洪峰流量·····	(176)
§ 3. 延长或综合逐日流量资料·····	(179)
§ 4. 枯水流量·····	(180)
第十章 工程设计问题上的应用·····	(181)
§ 1. 水库设计·····	(181)

①库容.....	(181)
(a) 蒸发和渗漏损失.....	(182)
(b) 水库运行研究.....	(183)
(c) 累积曲线.....	(187)
②设计洪水.....	(188)
(a) 经验法.....	(189)
(b) 统计法.....	(190)
(c) 物理法.....	(191)
③设计暴雨.....	(191)
④融雪对可能最大洪水的补给.....	(195)
(a) 最大积雪.....	(195)
(b) 临界融雪强度.....	(197)
⑤设计洪水的临界气象条件的转换.....	(198)
§ 2. 灌溉需水量.....	(199)
§ 3. 暴雨排水道及局部小流域汇水设计.....	(202)
§ 4. 湖泊建筑物的设计.....	(207)
第十一章 河流预报.....	(208)
§ 1. 上游河流及小河预报.....	(209)
①相关关系的建立.....	(210)
②涉及融雪的预报.....	(213)
(a) 融雪预报.....	(214)
(b) 雪与降雨混合预报.....	(215)
③径流的时间分配.....	(217)
④上游预报方法的进展.....	(219)
§ 2. 大河预报.....	(219)
①洪峰水位关系预报法.....	(219)
②过程线转换.....	(220)
§ 3. 供水预报.....	(221)

§ 4. 结冰和融冰预报.....	(222)
①屑冰预报.....	(222)
②片冰预报.....	(223)
第十二章 人类活动对水文循环的影响.....	(224)
§ 1. 植被的变化.....	(224)
①流域研究.....	(226)
②目前所认识的状况.....	(228)
§ 2. 诱发降水.....	(228)
§ 3. 诱发融雪和融冰.....	(231)
§ 4. 蒸发控制... :	(233)
§ 5. 城市化的影响.....	(237)
①对气候的影响.....	(237)
②对河川径流的影响.....	(238)
第十三章 气候趋势和循环.....	(240)
§ 1. 长期气候趋势.....	(240)
§ 2. 近代气候趋势.....	(241)
§ 3. 气候变化的理论.....	(242)
§ 4. 水资源开发的含义.....	(244)

附 录:

1. 换算系数表.....	(248)
2. 人名中英对照表.....	(251)
3. 地名中英对照表.....	(258)

第一章 引言

最近地球科学的迅速发展，对环境的性质以及改造、控制此种环境的可能方法方面，给人类提供了一种新的见解。论述地球上淡水的运动和分布的科学是地球科学中最重要的。

气象学是论述大气及水在空气中按气态和液态运动的科学。水文是一门关于地表水及地下水产生和分布的地球科学，亦即有关“降雨后发生什么事”的科学。这两门科学均涉及水文循环——水从海洋经大气回到海洋，或到陆地通过地表和地下的通道重新回到海洋。

这就是水文循环的本质。图1·1简要地说明了这种水文循环。最普遍地观测和记载的水文循环参数是降水，蒸发、湖泊及

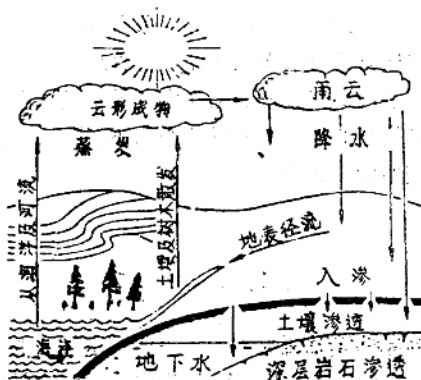


图 1.1

河流水位，河川径流和地下水。总的说来，在本书中，关于水文循环的各种状态的资料，常用“水文资料”这个术语。

§1. 水文气象学

仅仅在过去25年中，气象学者、水文学者及工程师们才认识到气象学在开发水资源及控制洪水方面的潜在价值。就图1·1所说明的水文循环而论，很明显，水文循环基本上为大气过程所支配。怎样通过气象学途径有助于地表水及地下水问题的解决，以便有效地控制和管理水资源，在这方面可能还不太明显。

本书的目的在于描述气象学在水文问题上的应用，或定名为“水文气象学”。这与处理气象学与水文学之间边缘问题的领域而定名的水文气象学有所不同。后者的定义在应用上的困难在于边界线很宽，这种边界线随使用此术语的人的观点而异。实际上，边界线的宽度变化范围很大，有时研究领域受很大限制，仅限于研究用于估算最大洪水流量的临界气象条件。而有时在某些国家习惯将水文与气象作为水文服务进行管理。

然而本书中水文气象学的工作定义并不是试图确定该领域的边界宽度，而是要把水文气象学这个术语解释为通过气象学手段来解决水文问题的一种方法。

§2. 目 标

本书的目标是针对两类学生——研究水文学和专门研究气象学的学生。在四、六、七及八章中，对水文学的基本论述，在于为气象学者提供足够的水文学知识，以及处理工程师们所提出的与水资源工程有关的问题。气象学者可以略过基础气象学的

某些章（二、三、及五章），编写这些章节是为了给水文学者和工程师们提供此领域中的某些背景。水文气象学在河流及湖泊的特性和控制的实际问题上的应用的主要原则对这两类学生都会有帮助。

可以相信，此书的论述对工程师和气象学者也会有帮助，主要目标针对未毕业的大学生。本书中的物理概念，仅限于大学生的物理学和工程学的概念，并尽可能避免数学上的展开。

§3. 课文计划

第二～七章论述降水、径流、蒸发等现象的物理性质以及这些现象的观测方法。八、九章叙述比较常用的水文气象学分析步骤。十、十一章讨论了工程设计问题，河流预报和河流湖泊控制建筑物运行的分析应用。本书中最后两章论述人类对水文循环的影响以及气候趋势和天气改变对水资源开发研究的可能影响。

（1）单位：在涉及水文循环的各项因素时，广泛地采用了英制（f. p. s）和米制（c. g. s）。一般，在原出处材料中所用的单位则予以保留。这就造成在某些章节中应用英制，而在另一些章节应用米制。对尚未完全掌握两种单位的读者，附录中提供了它们的换算系数。

（2）问题：附录中有一组实例，这些问题拟说明本书所讨论的物理原则的某些应用，并作为关心水文气象学的工程师或气象学者可能遇到的实际问题的例子。

第二章 降 水

地球上所有淡水的来源是降水，它有降雨、雪、雹、霜和露等形式。降水的时空变化是显著的，即使是在人类活动的地区（其中降水年内分布相对均匀，且地区上没有较大的变化。）也是如此。然而，对于北美洲西海岸来说，例如从沿海到内地，自冬至夏，降水的变化是一个明显事实，它在很大程度上决定着人们的生存和社会活动。降水的数量、强度以及面上的分布是许多水文研究的基本项目。本章所讨论的是造成降水的大气过程以及这些过程对降水特性的影响。

大气中总是存在着水汽，即使对于少雨的干旱地区，每天也有大量的水分从其上空通过。据计算，7月份平均每周大约1500万英亩——英尺的水，以水汽的形式通过亚利桑那州上空。英亩——英尺为常用的容积单位，其量相当于1英亩土地面积上1英尺水深的水量。1500万英亩——英尺的水，大约相当于流过科罗拉多河的年平均水量。

要使大气得到此大量水汽储量而形成降水的有利条件，首先，水汽必须冷却凝结成云，再按某种方法使云雾微滴扩大，直到足以能以降水的形式降落。人们常知道，各种不同类型的降水是由大范围的大气过程使空气抬升并冷却、凝结而形成的。在研究主要降水类型之前，应当理解气团稳定性的概念。

§1. 空气的稳定性

当空气上升时，由于抬升作用气压逐渐减小，空气膨胀。随

着空气膨胀，空气冷却。气压随高度的下降率可写成：

$$dp = -g\rho dz \quad (2.1)$$

式中：p表示压力；z为地面以上的高度； ρ 为空气密度；g为重力加速度。

假设理想气体定律适合于干空气，则压力p可用下式表示：

$$p = \rho RT \quad (2.2)$$

式中：R为干空气气体常数（ 2.87×10^8 厘米/秒²度）；T为温度（以°K计）。

为了求得温度随高度的变化，将方程(2.2)代入方程(2.1)，并改写为如下形式：

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R\bar{T}} dz \quad (2.3)$$

式中： $\bar{T}$ 是气团周围的温度。

如果T是正在抬升的空气块的温度，并假定这一抬升是在该空气块和其周围之间没有热量交换(绝热过程)的情况下进行的，那么，由热力学第一定律给出：

$$\frac{dT}{T} = \frac{AR}{C_p} \frac{dp}{p} \quad (2.4)$$

式中：A是热功当量的倒数（ 2.39×10^{-8} 卡/尔格）； C_p 是恒压条件下空气的比热（0.239卡/克·度）。联合方程(2.3)及(2.4)得

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{Ag}{C_p} \frac{T}{\bar{T}} \quad (2.5)$$

在大多数情况下，T非常接近于 $\bar{T}$ ，则抬升干空气块的温度随高度的下降率可由 Ag/C_p 来估算，每抬升1公里温度降低9.8°C或5.4°F/1000英尺，并称之为干绝热递减率。当温度随高度而减小时，温度递减率可视为正值。

但是，如果该气块处于饱和状态，或者在抬升过程中达到饱和，则干绝热递减率就不再适用，因为当水气凝结为水滴时，抬

升气块通过冷凝潜热将获得热量。冷凝潜热 L （卡/克）由下式计算：

$$L = 734 - 0.51T \quad (2.6)$$

式中： T 为温度（以 $^{\circ}\text{K}$ 计）。这样，饱和绝热温度递减率小于干绝热温度递减率，其数量根据温度和压力而定。例如，1000毫巴， 20°C 时其值为 $4.4^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ （ $2.5^{\circ}\text{F}/1000\text{英尺}$ ）；在600毫巴， 20°C 时，其值为 $3.6^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ （ $2.0^{\circ}\text{F}/1000\text{英尺}$ ）。

如果起初未饱和的某一气块或某一巨大的空气泡被迫上升，则气块或巨大的空气泡按干绝热递减率冷却，如图2.1所示的 AB 线。在空气冷却到凝结点以后，它将以较慢的速度上升，如 BC 。如果周围气团具有象 AD 线那样的温度递减率，即温度随高度有很大的降低，则该抬升的气块始终比其周围温度高。一旦发生向上的抬升运动，其结果就会使该气块变得更轻，上浮、继续升高。周围空气团称之为不稳定气团。另一方面，周围另一空气团的温度

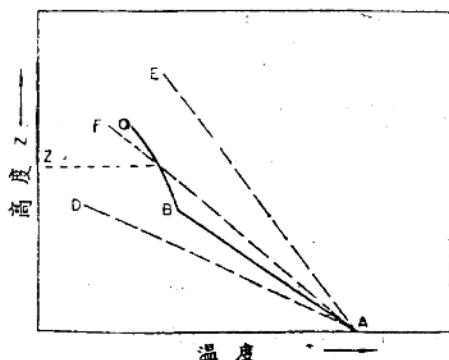


图2.1 温度垂直梯度示意图

递减率如 AE 线所示，而温度随高度的减小较少，则这一空气团势必变得比抬升气块要暖要轻。任何气块初始向上运动将会变得

潮湿，该气块又会返回地面。

这后一种周围空气团称之为稳定气团。AF线说明在高度Z（稳定条件）以下，某一气团里抬升气块将比周围温度低。超过这一高度，该气块将比周围空气暖，并存在着不稳定因素。换句话说，由于某些天气作用，在该气块变得比周围空气较暖较轻之前，为了克服低层的稳定性，该气块必须被迫上升到高度Z以上，

§2. 抬升机理

本节讨论五种主要的抬升途径：锋、温带气旋，地形抬升，日间对流和飓风（即热带气旋）。在大多数抬升过程中，不稳定气团将比稳定气团所形成的降水要大。

（1）锋

气团是指温度和湿度比较均匀的大范围水汽体积，而锋则是气团之间的狭窄过渡带。具有任一特殊标高的三维锋带交点的前缘，通常在地面天气图上标为一个锋。有时，在高空图上标定。按抬升温度的顺序，气团通常划分为六种类型，两种为北极型（A）两种为南极型（P），两种为热带型（T）。根据气团的源地和湿度，每种可再分为大陆型（c）和海洋型（m）两种。例如，在北美洲的冬天，加拿大西北部以及育空河的上空形成非常干燥的大陆北极型（cA）冷气团。热带海洋性气团（mT），其水汽和热气起源于墨西哥湾和热带大西洋，侵入北美洲西部和中部。

由于锋是相对较轻的暖空气和较重的冷空气之间的分界线，所以，可以认为，在大气中锋的密度是不连续的。它以楔状位于暖气的下面。锋可称为冷锋、暖锋、和准静止（半稳定）锋，分别取决于暖空气是否在退却，在演变推进，或保持其原状不变。在某些情况下，锋带不到达地面，这些锋称之为高空锋、高空暖锋，高空冷峰或高空暖舌（暖空气抬升槽）。偶而，

这些高空暖舌与暂时位于低层的伸向地球表面的不连续带相结合，这种复杂结构称之为气旋的锢囚作用。这些形式的锋之间的关系，以及每种锋所产生的降水类型将在温带气旋的讨论中叙述。

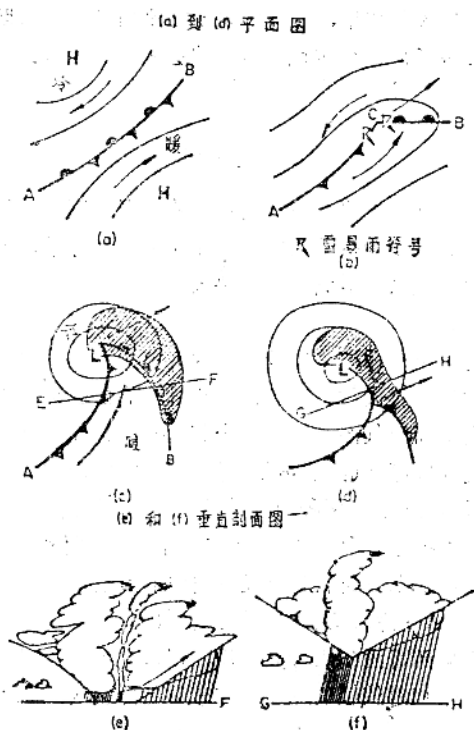


图2.2 温带气旋生存史

(2) 温带气旋

在温带纬度范围内，大部分降水是由于低压系统或温带气旋运动引起的。这些低压系统和气旋运动，至少在其发展和成熟的

阶段要成为锋系统。典型温带气旋或“锋面低压”的持久历时的研究，将会说明这一关系。

图2.2a，靠近静止锋带暖的一面的地面位置为准静止锋(AB)。地面锋位于暖、冷空气团之间的辐合带，而冷、暖气团围绕着各自的高压系统以顺时针方向环流。如果有一部份暖空气风与锋垂直，那么，通过冷空气反向倾斜的锋面上暖空气的抬升，就会形成降水。一般说来，虽然这种降水可能有很长历时，但其量很小。

图2.2b表示地面天气图，说明由于高空气压分布型式，地形或其它因素导致小的扰动时，这些小的扰动使得暖空气开始沿锋的一面前进，而沿相邻的另一面退却。这种形式与围绕C点的初期气旋式环流相连接，C点称为锋上的“波”。必须记住，这是一个复杂的三维现象。这种描述仅仅是想对近地面所发生的变化给予一个简要的说明。在这一发展阶段，通常在大陆地区沿波附近的锋有许多大的暴雨和雷雨出现。这些降水是由于低空大气气流辐合增加，减缓了暖湿空气团的不稳定性而形成的。的确，在北美洲，天气预报常常要寻找沿准静止锋的雷雨区，作为初期波发展的指标。从这一阶段开始，波和伴随的弱的低压中心可维持一两个行程，它可以保持为一稳定波，并沿锋移动，而在幅度上没有大的发展。这种波在北半球通常以东或东北方向运动。在北美洲东部，由于准静止锋在一个流域上空会持续数日，以致连续稳定波在该流域酿成许多大暴雨和雷雨，所以该地区经常发生大洪水。例如，俄亥俄流域1942年9月所发生的大洪水就是由于这种天气形势引起的。

这种波可能出现的其它演变过程见图2.2c。在这种情况下，因为通常高空大气是自西向东流动的，从而导致波向东流动，且变得不稳定，幅度增加。随着波的范围增加，锋带环流也增加，而低压中心强度加强。如果暖区含有不稳定空气，这种系统可能导致的降水类型与分布如图2.2c和2.2e所示。图2.2e以剖面表示

与这类强暴雨系统相关联的云系和降水。在暖锋的东面和东北面，溢出的暖空气导致很厚的云层（雨层云），从而引起大范围的稳定降水，其强度一般由小到中等。在某些情况下，当暖空气的不稳定性很大时，暴雨云层和雷雨在暖锋面可能会得到发展，在整个雨区内，产生局部高强度降水。沿冷锋，由于较陡的锋面迫使暖空气较迅速地向上运动，较激烈的天气扩展，形成强烈的垂直发展的云线，随后产生暴雨，这种暴雨通常是短历时的。有时，当极为不稳定的空气占据暖区时，第二次环流产生辐合和线状上升（平行于冷锋面），但超前50~200英里。这种暴风雨线常常出现非常大的暴雨和雷雨。

从水文观点来看，连绵雨与缓慢移动的暖锋或具有不稳定波的准静止锋有关。在数千平方英里或更大的流域范围内，这种雨是最重要的雨型，对于几百平方英里或更小的流域，伴随着冷锋和暴风雨线的短历时大雨，在造成洪水和丰水方面起着十分重要的作用。

图2.2d及图2.2f分别以平面图和剖面图描述了温带暴雨的衰退阶段。在大气的最低层，冷锋已经压倒了近低压中心的暖锋，而暖空气从地面抬升到高空低压槽（加拿大称之为高空暖舌）。此时，低压中心已变冷，冷空气对流置换暖空气所得到的能量已损失掉。所以，低压中心将会逐渐消失。但是，向低压中心的气流辐合仍有可能引起洪水灾害，因为此时低压已变得缓慢下来，在一个特定流域有可能变得近乎静止。与高空暖舌相关联的降水是冷，暖锋在表面的结合所致。当暖空气低压槽的抬升接近于H时，小到中等的连绵雨便立即开始，并能继续很长时间。这种小到中等的连绵雨往往紧接着在低压槽抬升点的下面出现短历时的暴雨。高空暖舌过后，降水往往要停止一、两个小时。虽然这种活动离开低压中心的强低压辐合带更远，变得不再那么激烈，但是，与伸向表层的冷暖锋联系起来，降水则将继续，如图2.2c