

第二章 降水与蒸发

本章要点

本章的主要内容包括三部分：1) 大气的一些基础知识，包括水汽的物理性质、大气稳定性、大气的紊流传输和大气边界层等；2) 降水的形成和分类，降水的测量和时空分布等；3) 蒸发的基本概念、蒸发的机理和基本理论，蒸发的测量及流域蒸散发的估算方法。

2.1 大气的基础知识

从全球水循环可知，大气中水具有停留时间短和极大的移动性等特点，因此近地大气层是全球水循环的一个关键路径；近地大气层在全球范围内传输水汽和能量，不受大陆或洲际边界的限制，并将上层大气、海洋和陆地联系在一起。水汽在近地大气层中的传输和分布是控制降水和蒸发的因素之一；反过来，降水和蒸发决定了土壤和地下水的储量以及不同的河川径流现象。在介绍降水与蒸发之前，有必要先简单介绍一些关于大气的基本知识。

2.1.1 大气中的水汽 (Water Vapor in Air)

1、全球特征 (Global Features)

某地上空大气柱中的水汽含量称为可降水量，用 W_p 表示。全球各地的可降水量在时间和空间的分布变化极大。与气温一样，水汽含量随高度增加而减少。已有资料表明，极地的可降水量约 5mm，而赤道的可降水量达 50mm，全球平均为 25mm。即使处于同一纬度，可降水量的变化也十分明显，最极端的情况是沙漠。绝大多数水汽存在于近地大气层，约一半的水汽位于 1~2km 以下的大气层中。

由于全球年蒸发量约 $E=1000\text{mm}/y$ ，水汽在大气中的平均停留时间为 $W_p/E=9\text{day}$ 。这一时间尺度决定了全球大气与地球表面（包括陆地和海洋）之间的水文相互作用和水分传输。对水汽从其源（主要是海洋蒸发）到汇（即降水）传输而言，这一时间尺度尤为重要。陆地的降水一部分会蒸发到大气，另一部分主要通过河川径流进入海洋；海洋的蒸发大于降水，海洋上空的水汽被传输到陆地上空，这就是前面已经介绍的全球水循环与水量平衡。

除了水循环外，水汽还强有力地影响着地球天气及气候的其他方面。水从液态或固态转变为气态需要大量潜热，这正是地球表面与大气之间能量转化的机理所在。作为潜热的水汽在大尺度范围内传输，使地球表面十分不均匀的太阳辐射能量得到重新分配。此外，大气中的水汽浓度和分布是控制云量及类型的主要因素，云层的数量和分布反过来决定了太阳辐射到达地表的多寡。水汽作为最丰富的温室气体，它捕捉地表红外辐射能量，然后再放射到其下面的大气层中，从而加速地表与大气之间的热量交换。

2、水汽的物理性质

在许多情况下, 近地大气被认为是理想气体的混合物, 为了方便假设其为固定成分的干空气和水汽的混合物。大气中水汽含量可以用混合比 (mixing ratio) 来表示, 定义为水汽密度与干空气密度之比, 即

$$m = \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad (2.1.1)$$

式中, ρ_v 为大气中水汽的密度, ρ_d 为干空气 (即没有水汽存在) 的密度。空气的比湿 (specific humidity) 定义为每单位质量湿空气中水汽的质量, 即

$$q = \frac{\rho_v}{\rho} \quad (2.1.2)$$

式中 $\rho = \rho_v + \rho_d$ 。相对湿度是实际的混合比与同一温度和气压下饱和空气混合比之比值, 即

$$r = \frac{m}{m^*} \quad (2.1.3)$$

式中 m^* 为饱和空气的混合比。相对湿度近似等于实际水汽压与同一温度的饱和空气水汽压之比值。

根据道尔顿定律 (Dalton's law), 理想混合气体的总压强等于各成分分压强之和, 而且各成分遵守自己的状态方程。因此, 干空气成分的密度为

$$\rho_d = \frac{p - e}{R_d T} \quad (2.1.4)$$

式中, p 为空气的总压强, e 为水汽的部分压强, T 为绝对温度, R_d 为干空气的气体常数 (参见表 2.1.1)。类似地, 水汽密度为

$$\rho_v = \frac{0.622e}{R_d T} \quad (2.1.5)$$

式中, $0.622 = \text{水汽分子量} / \text{干空气分子量}$ 。

表 2.1.1: 空气的一些物理常数

干空气	水汽
分子量: $28.966 \text{ g mol}^{-1}$	分子量: $18.016 \text{ g mol}^{-1}$
气体常数: $R_d = 287.04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$	气体常数: $R_w = 461.5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
热容量: $c_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (压强一定)	比热: $c_{pw} = 1846 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (压强一定)
$c_{vd} = 716 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (体积一定)	$c_{vw} = 1386 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (体积一定)
密度: $\rho = 1.2923 \text{ kg m}^{-3}$ ($p = 1013.25 \text{ hPa}, T = 273.16 \text{ K}$)	

由等式(2.1.4)和 (2.1.5), 湿空气的密度为

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left(1 - \frac{0.378e}{p} \right) \quad (2.1.6)$$

该式说明, 在压强 p 时湿空气的密度比干空气小。这意味着水蒸气的分层在决定大气的稳定性方面发挥着作用。湿空气的状态方程可以由从式 (2.1.4) 和式(2.1.5)中消去 e 得到

$$p = \rho T R_d (1 + 0.61q) \quad (2.1.7)$$

这说明空气混合物可以被视为理想气体, 并有一个特定的气体常数

$$R_m = R_d (1 + 0.61q) \quad (2.1.8)$$

式 (2.1.8) 是关于水蒸气含量的函数。因此, 式 (2.1.7) 常写作

$$p = R_d \rho T_v \quad (2.1.9)$$

其中, T_v 是由下式定义的有效温度 (virtual temperature)

$$T_v = (1 + 0.61q)T \quad (2.1.10)$$

有效温度是干空气在给定的 q , T 和 p 的条件下, 为与湿空气达到相同的密度所应具有的温度。

可降水量是一个垂直空气柱中所含的水蒸气的总质量。如果假设在大气顶部压强可忽略, 它可以表达为

$$W_p = \int_0^{p_0} q dp / g \quad (2.1.11)$$

其中 p_0 是地表压强。这些变量的基本量纲是 $[q] = [M_w / M_a]$, $[p] = [M_a L^{-1} T^{-2}]$,

$[g] = [L T^{-2}]$, 可以方便地区分空气质量 M_a 和水质量 M_w 。因此, 可降水量的基本量纲

是 $[W_p] = [M_w L^{-2}]$, 即, 单位面积上水的质量。在SI单位制中可以表示为 kgm^{-2} , 近

似相等于垂直液态水柱以mm为单位的数值, 因为液态水的密度大约是 1000kgm^{-3} 。

3、饱和水汽压

饱和水汽压仅与温度有关, 即 $e_s = e_s(T)$, 常用的近似公式为

$$e_s = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T}{237.3 + T}\right), \quad \text{kPa} \quad (2.1.12)$$

其中, T 是温度, 单位为 $^{\circ}\text{C}$ 。

2.1.2 大气的稳定性

热力学第一定律说明加入某一个系统的热量等于系统内能的增加与系统对外做功的和。对于部分饱和空气, 用微分形式表示

$$dh = du + pd\alpha \quad (2.1.13)$$

其中, $\alpha = \rho^{-1}$ 是比体积, ρ 是空气密度。 u 代表内能, h 代表加入系统的热量。由式(2.1.7)和(2.1.8)可以得到

$$p = R_m T / \alpha \quad (2.1.14)$$

将 α , 温度 T 和压强 p 这三个变量联系起来。因此要决定状态, 只需给定这三个变量里面的两个即可。如果将 α 和 T 选作独立变量, 式(2.1.13)可写为

$$dh = \left(\frac{\partial u}{\partial T} \right)_{\alpha} dT + \left[\left(\frac{\partial u}{\partial \alpha} \right)_T + p \right] d\alpha \quad (2.1.15)$$

因为定容比热可以被定义为 $c_v = (\partial u / \partial T)_{\alpha}$, 且 $(\partial u / \partial \alpha)_T = 0$, 由式(2.1.14)的微分形式和式(2.1.15)得

$$dh = (c_v + R_m) dT - \alpha dp \quad (2.1.16)$$

或

$$dh = c_p dT - \alpha dp \quad (2.1.17)$$

其中, $c_p = (\partial h / \partial T)_p$ 是定压比热。由流体静力学规律, 得到静止流体压强随高度的变化为

$$dp = -\rho g dz \quad (2.1.18)$$

最终由式(2.17)可得

$$dh = c_p dT + g dz \quad (2.1.19)$$

式(2.1.19)是由能量守恒定律、状态方程及流体静力学等式相结合推导得到。这个结果是针对含有水汽的空气而言, 但湿度随等压比热容的变化很小, 即 $c_p = qc_{pw} + (1-q)c_{pd}$, 因此式(2.19)中通常应可用干空气的 c_{pd} 代替。

假设在下面的讨论中, 大气中不发生蒸发和凝结, 保持湿润的状态, 内能保持不变(即 $dh = 0$)。空气的温度随高度变化的关系式为: $dT / dz = -g / c_p$ 。下面的讨论中用 Γ 表示大气的温度随高度的降低值, 即 $\Gamma = -dT / dz$ 。记

$$\Gamma_d = -dT / dz = g / c_p \quad (2.1.20)$$

Γ_d 称为干绝热直减率。

实际状态下，如果实际大气温度随高度递减的速率 $\Gamma = -\frac{dT}{dz}$ 大于干绝热直减率，

即 $\Gamma > \Gamma_d$ ，设想一个空气团向上运动 δz 的距离，它的温度将依式 $\Gamma_d = -dT/dz = g/c_p$

降低；相对而言，该气团温度的降低速度比周围大气小，因此会变得比周围的空气暖且轻，因此它有继续向上运动的趋势。同理，一个往下运动的空气团会比周围的空气冷且重，有继续向下运动的趋势。在这种情况下，一旦有微小的扰动发生，空气团就会继续运动，将这种扰动产生的效果扩大，因此大气是不稳定的（如图 2.1.1）。

相反的，如果有 $\Gamma < \Gamma_d$ ，向上运动的空气团由于比它周围的空气重且温度低，有回到运动之前的位置的趋势，这时大气是稳定的（如图 2.1.2）。当实际大气的 $\Gamma = \Gamma_d$ 时，大气的稳定性处于两者之间。

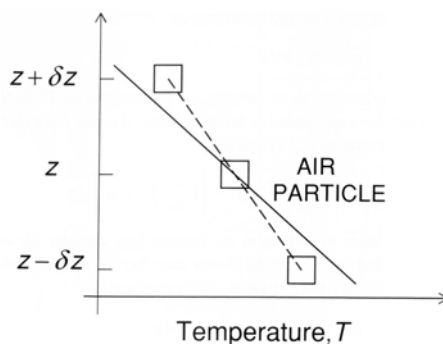


图 2.1.1: 不稳定大气，温度随高度的减小率（实线）大于干绝热直减率（虚线） $\Gamma > \Gamma_d$

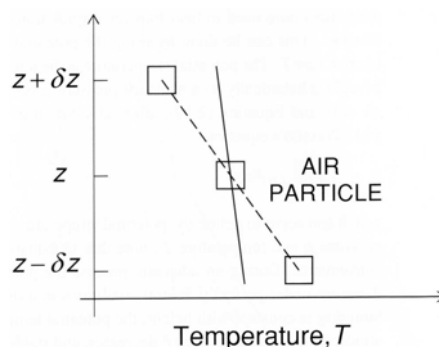


图 2.1.2: 稳定大气，温度随高度的减小率（实线）小于干绝热直减率（虚线）， $\Gamma < \Gamma_d$

饱和空气的稳定性：当大气处于饱和状态时，在绝热上升过程中，它内能的变化一定伴随着水汽的凝结，空气中水蒸气的含量就会减少。可以写为： $dh = -L_e dq$ 。其中， L_e 为蒸发潜热， q 为比湿。因此有：

$$-\frac{dT}{dz} = \Gamma_d + \frac{L_e}{c_p} \frac{dq}{dz} \quad (2.1.21)$$

该式右边的值被称为饱和绝热直减率 (saturated adiabatic lapse rate), Γ_s 。因为一般来说, $dq/dz < 0$, 所以饱和绝热直减率小于干绝热直减率。

$\frac{L_e}{c_p} \frac{dq}{dz}$ 的值与温度有关, 在高温下, 例如赤道附近, 大约是 $\Gamma_s \approx 0.35\Gamma_d$; 而在较

低的温度下, 例如 -30°C 附近, 它大约和 Γ_d 相当, 为 $9.8^\circ\text{C km}^{-1}$ 。在低层大气中, 该值约为 $5.5^\circ\text{C km}^{-1}$ 。如果在上升的气团中, 水蒸气被不断地移走, (比如在降雨过程中), 温度随高度降低的值称为假绝热直减率 (pseudo-adiabatic lapse rate)。然而, 在大多数情况下, 水蒸气的减少带来的热量损失可以忽略不计。

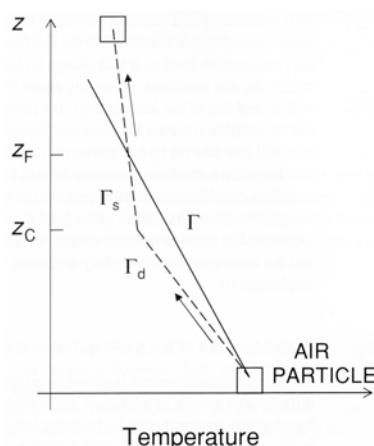


图 2.1.3: 有条件不稳定大气, 部分饱和大气质点起初加热上升, 是稳定的; 在高度 z_C 达到饱和, 随后饱和加热上升到达高度 z_F , 在此高度以上为自由对流层, 大气是不稳定的。

有条件的不稳定状态 (Conditional instability): 实际情况中, 温度随高度减少的速率处于干绝热直减率和饱和绝热直减率之间, 即 $\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$, 称为有条件的不稳定状态 (conditional instability)。研究一个部分饱和的空气团在大气中的上升过程, 它的温度会先根据干绝热直减率的公式变化, 因此会比周围空气的温度低, 参照我们前面的讨论, 这种情况下是稳定的。然而, 如果空气质点进一步上升, 温度继续下降, 当它到达高度 z_C 之后, 它的温度随高度变化的曲线会沿着饱和绝热直减率的曲线。

继续上升, 到达 z_F 的高度之后, 空气质点的温度会超过其周围环境的温度, 比周围的空气轻, 情况就成为不稳定的。 z_F 自由对流的起始高度。因此, 空气团在竖直方向上移动时是否稳定取决于空气团中水汽的含量。当湿度较大时, 凝结高度低, 空气

质点在垂直方向上相对较小的移动就会产生不稳定。而在相对干燥的情况下, z_c 的值比较高, 大气更可能维持稳定 (如图 2.1.3)。

2.1.3 水汽的紊流传输

大气运动始终处于紊流状态, 分子扩散可以忽略, 水汽运动主要是对流扩散。水汽的质量通量可以表示为:

$$\vec{F}_V = \rho_V \vec{V} = \rho q \vec{V}, \text{ 或 } \begin{cases} F_{Vx} = \rho_V u = \rho q u \\ F_{Vy} = \rho_V v = \rho q v \\ F_{Vz} = \rho_V w = \rho q w \end{cases} \quad (2.1.22)$$

式中 F_{Vx} 、 F_{Vy} 和 F_{Vz} 分别为 x 、 y 、 z 三个方向的水汽通量; ρ_V 为水汽密度; u 、 v 、 w 分别为 x 、 y 、 z 三个方向的风速。水汽通量和风速都可以表示为一个时均量与一个脉动量之和, 上式可改写为

$$\begin{cases} F_{Vx} = \rho(\overline{uq} + \overline{u'q'}) \\ F_{Vy} = \rho(\overline{vq} + \overline{v'q'}) \\ F_{Vz} = \rho(\overline{wq} + \overline{w'q'}) \end{cases} \quad (2.1.23)$$

上面三个方程中的右边第一项为空气时均移动产生的水汽对流输送, 第二项为空气紊流扩散产生的水汽输送。

2.1.4 大气边界层

风速、温度和湿度在大气中的变化以垂直方向上的变化为主, 在水平方向上的变化较小。一般认为, 在 10km 以上尺度才需要考虑风速、温度和湿度在水平方向的变化。因此, 近地大气层可以认为是一个边界层, 称为大气边界层 (atmospheric boundary layer)。大气边界层的范围定义为大气紊流直接受到地表状态和性质影响的部分。

研究大气边界层中的水文过程时通常采用水平方向均质假定, 风速、温度和湿度在水平方向的梯度认为是零 (即 $\frac{\partial}{\partial x} = 0, \frac{\partial}{\partial y} = 0$), 并且认为 $\overline{w} = 0$ 。这样, 式 (2.1.23)

中 $F_{Vx} = 0$ 、 $F_{Vy} = 0$, 只有垂直方向的水汽通量, 即

$$F_{Vz} = \rho \overline{w'q'} \quad (2.1.24)$$

类似地, 动量通量可表示为

$$F_{mz} = \rho \overline{w'u'} \quad (2.1.25)$$

显热通量可表示为

$$F_{hz} = \rho c_p \overline{w'\theta'} \quad (2.1.26)$$

式中, $\theta = T(p_0/p)^{R_d/c_p}$ 为位温。

在均匀地表以上数米范围内的恒定状态下, 由连续方程可知, 垂向的水汽通量即为地表的蒸发量, $E = \rho \overline{w'q'}$; 垂向的显热通量即为地表的显热, $H = \rho c_p \overline{w'\theta'}$; 动量通量与地表剪切应力平衡, 即 $F_{mz} = \rho \overline{w'u'} = -\tau_0$ 或 $u_*^2 = \rho \overline{w'u'}$ 。

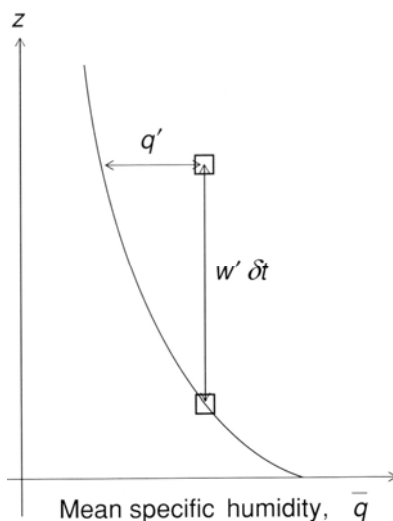


图 2.1.4: 水汽的紊流扩散示意图

2.1.5 大气紊流相似性原理

为了求解紊流通量, 即式 (2.1.24) ~ (2.1.26), 通常需要建立脉动量与时均量在垂直方向的梯度之间的关系。对水汽通量而言, 普遍形式为

$$\overline{w'q'} = -Ce(\bar{u}_2 - \bar{u}_1)(\bar{q}_4 - \bar{q}_3) \quad (2.1.27)$$

式中下标 1~4 表示距离地表的不同高度, Ce 是一个无量纲参数, 称为水汽传输系数。由紊流理论, 我们知道在无限均匀流场中水平方向的平均流速 (这里为风速) 在垂直方向上呈对数分布。相似理论认为, 大气的平均比湿和平均显热同样为对数分布, 从而求解垂直方向上的紊流通量。

思考与练习

- (1) 区别比湿与相对湿度两个概念。
- (2) 什么是热力学第一定律? 试应用热力学第一定律估计, 大气在绝热上升过程中, 每上升 1000 m 气温降低多少度?
- (3) 试说明大气边界层中水汽扩散的主要机理是什么?
- (4) 什么是大气紊流的相似性原理?
- (5) 试简要描述饱和和大气在绝热上升过程中, 水汽会发生什么变化?

2.2 降水

陆地上的水循环基本上是由降水强迫产生的，降水是水循环的主要环节。换言之，没有降水也就无从谈起水循环。气象学研究的领域是降水及其各个方面。水文学中，关注的是到达了地表面之后的降水。然而，为了能够更好地理解降水的产生及其在时间和空间的分布，学习关于降水产生机理和降水类型的一些基本知识依然对学习水文学有所帮助。

2.2.1 降水的形成

1、降水形成的机理

降水的形成是许多因素共同作用的过程。简单地说，空气达到过饱和，水蒸气凝结成小水珠与小冰晶，这些小水珠和小冰晶的体积逐渐变大，并且必须有湿空气提供源源不断的水汽。

大气冷却：热空气通过辐射的方式将热量传递给冷空气，或是与温度较低的空气接触混合，都会导致前者的温度降低。但这两种降温方式仅能形成雾或是很少量的降水。气团上升冷却则是天气过程中的主要冷却方式。当空气团因某种原因而抬升，比如受热，比如当空气团经过山地时，或是锋面活动的原因。上升愈高则气压愈低，故空气在上升过程中要膨胀做功，要消耗能量。但若上升的速度很快，空气团可能来不及从周围的空气中吸热，则只能从空气团本身吸收热量，这样，空气团一边上升一边能量消耗而冷却。当温度降至露点以下时，则形成了水汽凝结的条件。这亦称绝热冷却，是大气降水的主要原因。

凝结：当空气达到饱和或过饱和状态时，水蒸气就可能以烟尘等凝结核为中心发生凝结，凝结成小水珠或小冰晶。起初，这些凝结产物非常小，可以浮在大气中。凝结会产生和释放出潜热。因此，这些小水珠和小冰晶体积增长的速度与周围空气中的水蒸气被传输到它们表面的速度是有关的，而且也 and 凝结产生的热量被从它们表面传导走的速度有关。如果雨滴的半径要达到 $20\mu\text{m}$ 以上，它必须和周围不同大小和下落速度的雨滴发生碰撞结合；这个过程受到空气湍流，大气中气温的分布的影响。相比较而言，小冰晶体积的增长只和水汽及热量的传输有关；由于冰晶周围水汽压很低，此时水汽的传输要有效得多。当水珠和冰晶的体积增大到一定程度，不能继续浮在空气中时，就发生降水。它们的体积要足够大，以不致于在下落过程中被蒸发完。是否能产生降水的颗粒直径的分界线是 0.1mm 。稳定的降水通常在云层的厚度不小于 1200m 时才能发生。

水汽供应：垂直空气柱中的所有水汽就是可降水，如果忽略大气顶部的气压，其数量可用下式计算

$$W_p = \int_0^{p_0} q dp / g$$

式中， W_p 为地表以上垂直空气柱中的水汽质量， p_0 为地表气压， q 为空气湿度。由上式可计算出当地大气中的可降水，例如当近地表气温为 20°C 和气压约为

$p_0 = 1000hPa$ 时, 饱和湿空气柱中的最大可降水量相当于 5cm 液态水深, 如果气温降到 $10^{\circ}C$, 可降水量大约仅有一半。结果表明, 即使是在非常有利的条件下空气柱也只能贮存很有限的水量。大暴雨的降水量通常超过这个值, 而且在降雨过程中, 空气的湿度通常维持恒定。所以, 降雨强度和雨量并不是仅由当地的可降水量决定的, 而主要受水平流入该地的水汽量控制。水平输入的水汽特性由天气系统决定。

水循环: 追溯产生降水的水汽的来源是研究一段时期内地区水量平衡中的一个有意义的课题。产生降水的一部分水汽来自于所研究区域之外的蒸散发, 剩余的部分则来自研究的区域内部。由区域内部蒸散发的水汽产生的降水可以被称为再循环水 (recycled water)。表 3.1 给出了世界不同地区水分再循环比率的一些估计。由土壤湿度引起的降水循环和干旱, 是持续的天气和气象系统的有效反馈机制。

表 3.1 世界不同地区水分再循环比

Region	Square root of area (km)	Recycling ratio	Reference
Amazon	2300	0.25	Brubaker <i>et al.</i> (1993)
Amazon	2500	0.25–0.35	Eltahir and Bras (1994)
Mississippi	1800	0.10	Benton <i>et al.</i> (1950)
Mississippi	1400	0.24	Brubaker <i>et al.</i> (1993)
Eurasia	2200	0.11	Budyko (1974)
Eurasia	1300	0.13	Brubaker <i>et al.</i> (1993)
Sahel	1500	0.35	Brubaker <i>et al.</i> (1993)

2、降水类型

降水能够以各种形式到达地表, 其主要形态包括: 雨 (Rain)、雪 (Snow)、霰 (Graupel)、雹 (Hail) 等。

细雨 (Drizzle) 是非常小的均匀的降水, 它由许多直径在 0.1mm 至 0.5mm 范围之间的水滴组成。

雨 (Rain) 由直径大于 5mm 的水滴组成的降水。当强度小于 $2.5mm h^{-1}$ 时, 称为小雨 (light rain), 2.5 到 $7.5 mm h^{-1}$ 范围, 称为中雨 (moderate rain), 当强度超过 $7.5 mm h^{-1}$ 时, 称为大雨 (heavy rain)。

雪 (Snow) 是由大气中的水蒸气凝华产生的六边形分岔的或是星形的冰晶形式降水。它们以单个的晶体或是集合的雪的形式落到地面上。当温度接近冰点时雪花的体积会大一些。雪的比重变化范围很大, 但通常新雪比重大约为 0.1。

雨淞 (Glaze or freezing rain) 是由细雨或雨在低温表面上沉积产生的。

雪丸 (snow pellets, also called granular snow or graupel) 是由白色不透明的直径大约在 0.5mm 到 5mm 范围内的小颗粒组成的一种降水。

冰雹 (hail) 由球状的或不规则形状的大雪块组成, 直径在 5mm 到 50mm, 或者

更大一些。这些雪块可以是透明的，或者是由许多不透明的雪组成的同心层，这种层状结构由是因冰雹形成时不断的上升和下降运动形成的。冰雹通常发生在长时间的对流天气下，地表温度在零度以上。它们能导致严重的破坏。

露 (Dew) 是地面上的植物或其它表面上的液态水滴，由大气中的水蒸气直接凝结而成。大地或植物的表面在夜晚，热量以长波辐射的形式消散了，所以露的形成通常在夜晚。

霜 (Hoar frost) 和露的形成机理类似，区别在于水蒸气直接凝华成形态各异的冰晶。

2.2.2 主要降雨天气系统

1、高纬度气旋和锋面 (Extratropical cyclones and fronts)

这种天气系统主要源于两种气团的相互作用。气团是指物理属性 (物理属性主要是温度、湿度、大气静力稳定度等物理量) 在水平方向差异很小的空气质点群体。其水平范围可达几百万平方公里，铅直厚度可达几公里至十几公里。在两种不同气团的交界面上，当冷气团发生移动，移动到暖气团的下面时，称为冷锋。反之则称为暖锋。冷锋锋面相对来说比较陡，平均的坡度约为 0.015；在北半球它们通常产生于西南至东北方向，向东或向东南移动。冷锋的到来通常伴随着风速的增加和高积云 (altocumulus clouds) 的出现 (见图 2.2.1)。气压持续降低；伴随着降水到来，以高积云为主的较低的云层出现。随着锋面靠近，降水密度增加，冷锋过境后，气压迅速上升，气温急剧下降，风向发生改变，一般是从南或西南方向变为偏西或北向。之后的天气一般干燥寒冷。暖气团的稳定性决定了冷锋带来的降雨的类型。如果暖空气稳定，云层是层状的结构。如果暖空气不稳定，云层是高积云的形式，降雨为对流雨。在这种情况下，可能有分散的大暴雨天气。在极端的情况下，锋面发展成为连续的暴雨天气，被称为雷暴雨线 (squall line)。

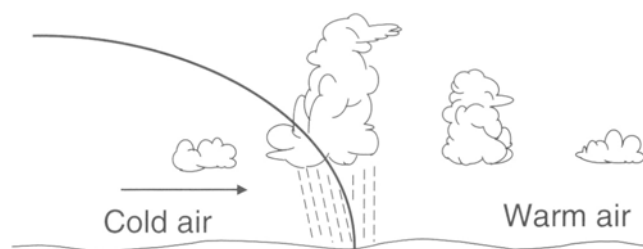


图 2.2.1: 典型冷锋面的剖面图 (垂直方向放大)

暖锋的锋面通常不如冷锋的陡峭，平均的坡度约为 0.01；它们比冷锋运动得慢。随着暖空气被冷空气抬升，出现较大范围的云层，可以从锋面与地面的交线往前延伸几百公里。这种情况下，也是由暖空气的稳定性决定了暖锋产生的降水类型。若暖气团潮湿且稳定，产生的云层类型为卷云 (cirrus)，卷层云 (cirrostratus)，高层云 (altostratus)，乱层云 (nimbostratus)，降水逐渐增加。当暖气团潮湿且相对不稳定时，可能会有同样的天气现象，但同时也可能会观察到高积云 (altocumulus)，积雨云 (cumulonimbus)，伴随着雷暴天气。

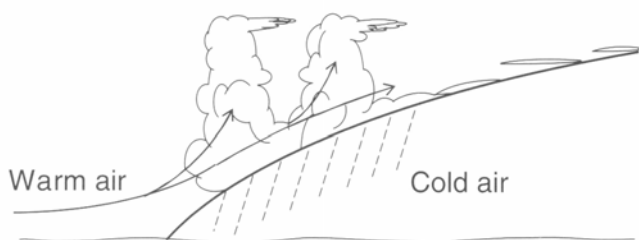


图 2.2.2: 典型暖锋面的剖面图

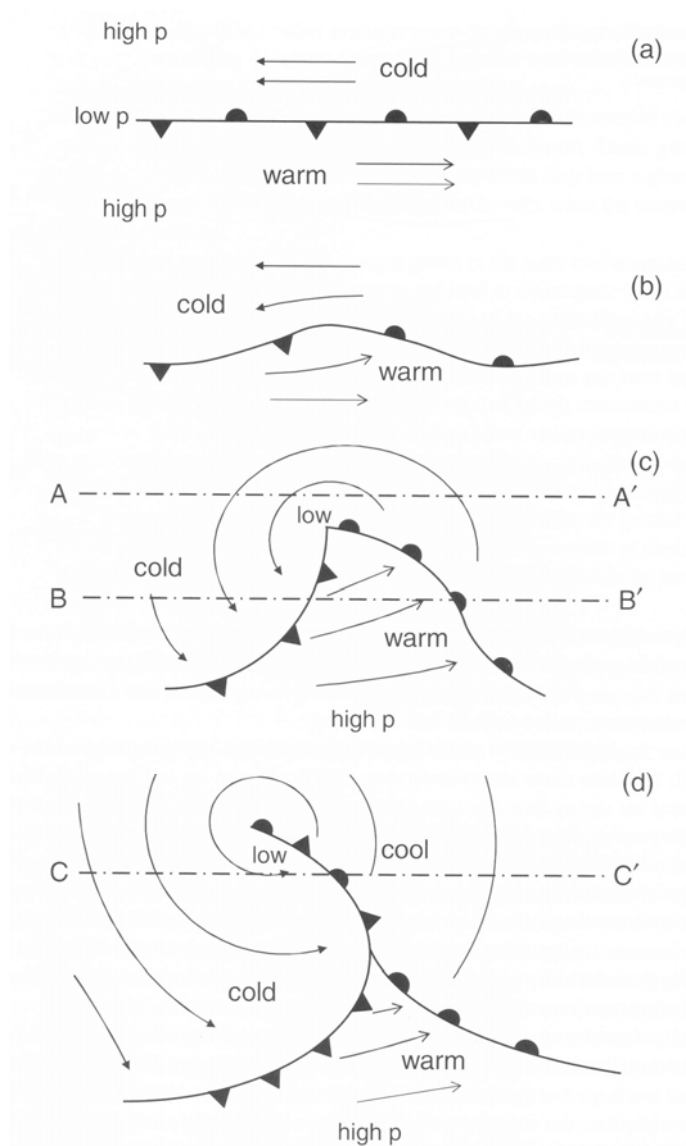


图 2.2.3: 北半球高纬度气旋的发展

两种不同气团的分界面不稳定，随着地球的自转，逐渐发展演变成为螺旋形的气流，称为气旋。气旋是较大范围的低气压区域，伴有云层系统和降水。反气旋则是高压区域，通常带来晴好的天气。由于在水平方向上空气离开高压中心运动，反气旋的特点是中心空气下沉。

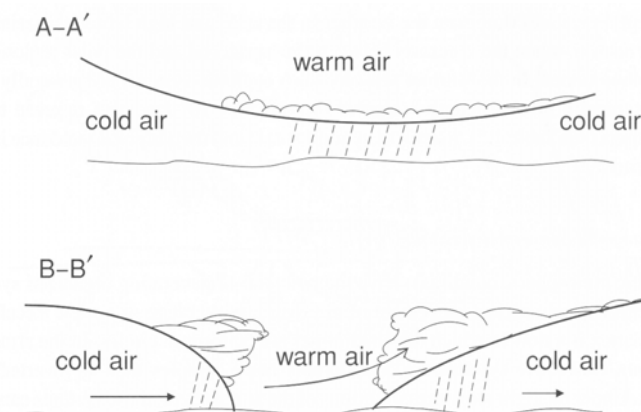


图 2.2.4: 图 2.2.3(c)中沿 A-A'和 B-B'的垂直剖面

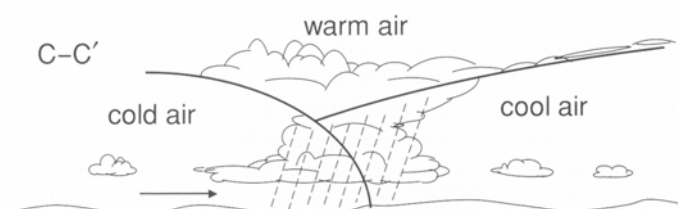


图 2.2.5: 图 2.2.3(d)中沿 C-C'的垂直剖面

尽管气旋的表现形式可以有无穷多种，但它们具有共同的特征。图 2.2.3、2.2.4、2.2.5，描绘了典型的气旋的生命周期。最初阶段静止锋面的两边，空气平行地向相反的方向运动。在剪切力和小紊动的作用下，以及受气团表面粗糙不平或是不规则受热的影响，锋面可能会演化成波形。这种形状得以保持，并且范围越来越大，并最终演化成为逆时针方向旋转（北半球）的气流类型，称为**锋带波（frontal wave）**。至此，明显的冷锋面和暖锋面开始形成，气流的旋转运动不断加强。冷空气的前锋通常运动得快一些，并赶上了暖空气的前锋。此时，气旋的强度达到最大值，冷锋面和暖锋面重合被称为**锢囚锋（occlusion or occluded front）**。在锢囚锋发展的后期，气旋的强度和锋面的运动逐渐减弱，最后锢囚锋消失，新的静止锋形成。

在寒冷季节，当赤道和极地的状况对比最为明显时，锋面气旋控制了中高纬度的天气。温暖季节气旋系统的作用一般较为微弱。它们长度上典型的尺度为 10^3 km，也被称为宏观的天气尺度，它们出现的最高纬度大约为 55° 。

2、高纬度对流天气（Extratropical convective weather）

不稳定的大气条件能够使空气在大尺度范围内产生准漩涡形式的对流运动。理想的漩涡流线的型式是同心圆。然而大气中的对流系统比浴盆中简单的系统要复杂得多。在合适的湿度条件下，这些对流系统可以发展为雷暴，它们可以由一个暴雨的单元，也可以由几个单元组成，是大气对流系统的一部分。这些天气系统典型的空间尺度为 50 到 500km，但单个的单元可以小至几千米。每个单元的特点是具有强烈的上升气流和下降气流。简单地说，上升气流是空气不稳定状态的体现，导致空气冷却凝结产生降雨。另一方面，下降气流不单是由降雨的卷吸带动及蒸发冷却作用产生的，

也是由于为了补偿向上运动的气流的连续性的要求。一些下降气流是由上升气流到达它们的最高点，然后下降回地表产生的。大多数这类天气系统都伴随着特定的表面气压类型。简单地说，这种气压类型由一个中心高压区，被中心低气压区拖着。这里面的一部分机理由书上图 2.2.6 和 2.2.7 表示。一般认为，高气压区是由于云层下面下降气流的蒸发冷却产生的，其它可能的原因还有下降气流与地面碰撞，在这附近产生气压突出的区域，以及由于水汽凝结的加载。低气压可能是由于干空气下降至对流空气的后方而产生的，但它的引起原因还不清楚。目前为止，暴风雨发展的细节，重力场在其中的作用都不完全清楚。

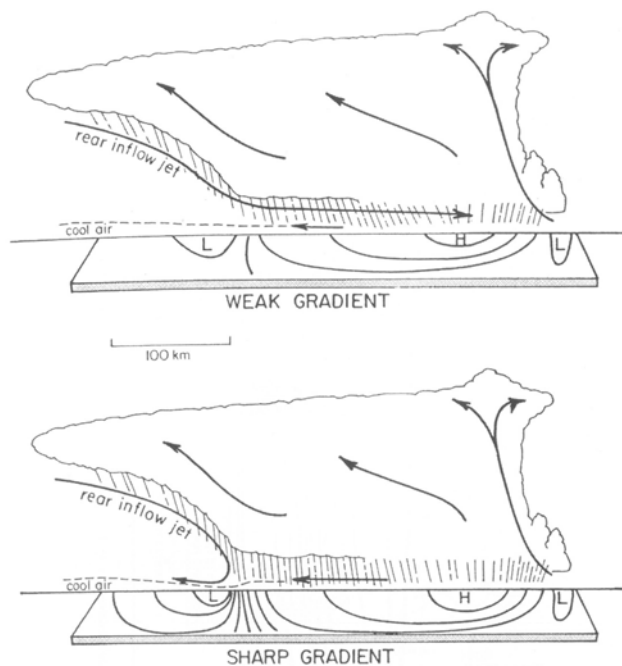


图 2.2.6: 典型对流天气系统的地面气压形状和垂直构造

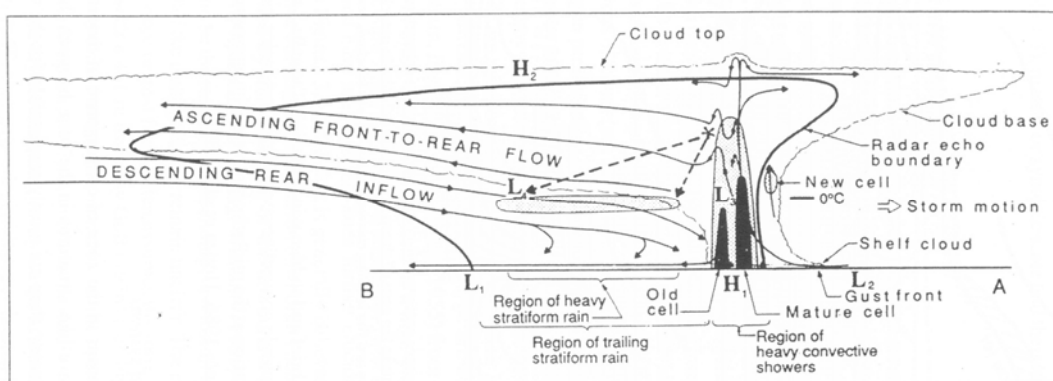


图 2.2.7: 中尺度对流天气系统（乌云线）平行于其运动方向的垂直剖面

3、季节性的热带天气系统

这些系统发生在北信风与南信风交汇的地区，以及在亚热带高压带和赤道之间的波形结构区域。它们是热带降雨和该地区丰富植被的主要影响因素。它们通常产生厚云团，伴有间断性的晴好天气和强烈的对流雨。这些系统通常具有季节性的特征，

它们随着太阳相对于两个热带区域的位置而变化。

在印度东部的梅加拉亚邦, 当它们和季风以及地形效应结合起来时, 就产生纪录上的最大的长时期的降雨量。

4、大尺度热带对流天气系统

这是一种充分发展的低气压天气系统, 起源于热带海洋区域, 能够跨越长远的距离, 伴随着强劲的风和降水。随着它们离开它们的发源地, 会引起沿海地区的恶劣天气。只要风速低于 40 km h^{-1} , 它们就被称为热带低气压; 当风速在 40 到 120 km h^{-1} 之间, 被称为热带风暴; 风速在此范围之上, 则被称为飓风。在西太平洋它们被称为台风。这些天气系统也产生了历史性大的降水。在平地上 24 小时时段内产生 $15\sim 25\text{cm}$ 的降水并不罕见。

5、地形效应

这里讨论的各种天气系统产生的降雨都显著地受到地形的影响, 结果使迎风面上降水增加, 背风面降水减少, 因此背风面也被称为“雨影区”。在一些风向相对明确的地区, 比如美国西海岸或印度东部的梅加拉亚邦山脚, 可以很清楚地判断哪部分是迎风坡。Gilman (1964)指出, 在美国东部阿巴拉契亚地区, 随着风向的变化, 迎风坡和背风坡也会变化。Smith (1979)提出, 有如下三种不同形成机理的地形雨:

(i) 大尺度的上坡降水, 由层状的垂直运动或空气沿地形上升引起的触发对流所导致。

(ii) 由于小山坡的存在, 而引起的小范围的降水重分布。由于山坡的高处可以在降水蒸发之前将其截留, 加之地形低处的降水可能已被下层的云层所冲失, 所以山顶上降水增加,

(iii) 由于山坡上太阳辐射的作用, 不稳定气团产生了沿坡向向上的风, 并发展成为上升热气流, 可在凝结的高度之上变成积雨云。

一般来说, 由于还有其它许多的影响因素, 地形因素本身在使降水增加方面的作用并不明显, 它主要是对流运动的一个促进因素。因此, 据 Suzuki et al. (2002)观察, 地形抬升通常对空气的对流影响效果更大, 而不是直接产生降水。在累积雨量更大, 降雨强度更大的情况下, 这种影响更为显著。比如, 在分析每小时的降水量时, 它主要受到其它随机因素的影响, 所以地形因素影响不明显。而分析日降水量时, 地形的影响逐渐明显, 尽管不同的日期降水量的数据有离散性。如果分析月降水量, 其它随机因素的影响平均之后不明白了, 而地形抬升的作用则凸现出来。Daly et al. (1994)做了大量的降水量和地形抬升之间关系的研究, 并得出线性关系的结论。但相关文献中也有的认为它们之间存在对数线性关系。在中纬度地区大气降水的最大值通常出现在山地的最高峰处。然而, 在温暖地区(比如夏威夷), 或是在降水量大的时候, 降水量最大值可能出现在稍低一些的山地之前的区域。在狭窄而陡峭的山脉, 降水的最大值则可能出现在山的下风一侧。

例如, 气团由于经过上升地形时而被抬升(见图 2.2.8 所示), 起初气团的温度会以约等于干绝热直减率的速度降低。在能使水蒸气凝结的高度以上, 气团降温的速率会降低, 接近于湿绝热直减率。随着饱和空气继续上升, 它的温度进一步降低, 其中的水蒸气逐渐变成降水下落。气团到达山峰后, 随着地形下降, 下降空气沿着干绝

热直减率的线升温，饱和程度逐渐降低。空气的湿度比上升时要小，温度也比上升时要高。和在锋面系统中相类似，如果气团的初始状态是均一稳定的，且沿着地形均匀地上升，带来的是层云状的降水（Stratiform type）。如果气团性质不均一，则会发展成为降雨强度大的对流雨，尤其是在地形不平整，气团受热不均时，会发生当地局部的对流。

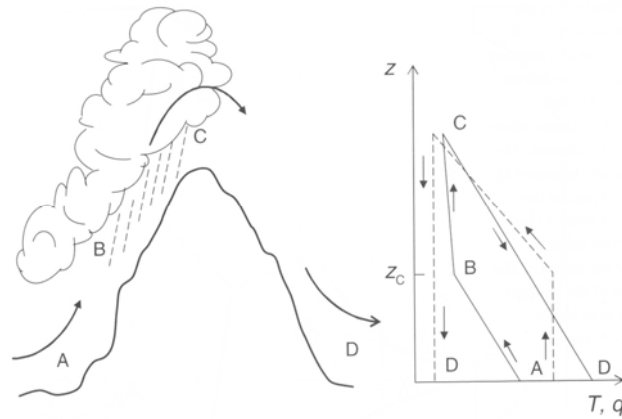


图 2.2.8: 湿空气沿地形上升冷却形成降雨

2.2.3 降水测量

1、传统测量方法及可靠性

降水量可能是第一个被定期测量的水文变量，在世界上的许多地方这些测量始于一个多世纪之前。从理论上讲降水的测量非常简单。但实际上，过去许多年中测量的数据都存在严重的系统错误，在使用的时候需要格外谨慎。尽管研究者们很早就意识到了这一点，但是直到近几年来才有措施来改善这个问题。

标准雨量站中测量仪器的孔口通常置于地面一定高度之上，（大约是 0.5m 或其以上的高度，随仪器类型的不同而不同）主要考虑到测量的方便，以及防止雨滴的泼溅和雪的吹积。这里存在的一个主要问题是由于测量仪器的存在，成了风速场中的一个障碍物，风在经过孔口上方的时候就有尾漩涡发展。将把直径比较细小的雨滴从孔口上方带走，从而减少了进入孔口的雨量。因此，测得的雨量值和实际的雨量值之间的差异会随着风速的增加，降水强度的减小，或测量仪器孔口距离地面的高度增加而增加。图 2.2.9 表示量测仪器附近风速被改变的情况；在此情况下，仪器上方空气的速度比未被干扰的风速高出 20%到 30%，根据不同情况，降雨量的损失可能在 2%到 10%之间，降雪量的损失则可能在 20%到 50%之间。

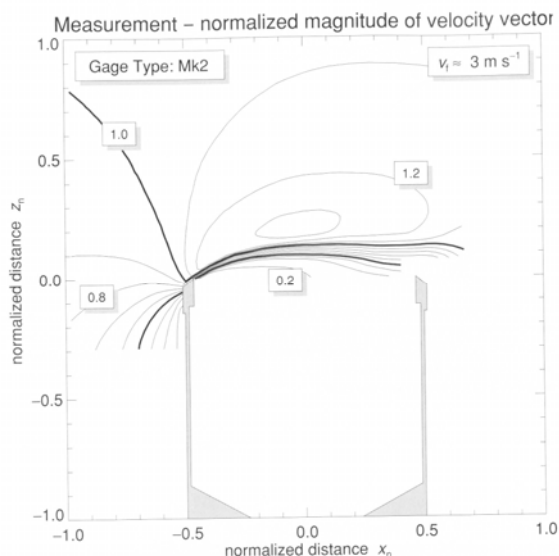


图 2.2.9: 风洞试验中观测到的英国 MK2 标准雨量计口端的风速等值线

除了风的影响外，还可能有其它的损失出现，包括使雨量计初始湿润（即截留），蒸发，及由于雨量计本身的测量机理所带来的。在修正测得的雨量值时，需要考虑平均风速，降雨速率，雨滴大小，以及测量的时间尺度的影响。推荐使用小时或更短的时间。

2、降水遥测量技术

降水的遥测主要有两种方式：利用雷达技术的地面遥测和利用卫星技术的空间遥测。雷达降水遥测技术在全球的应用已经十分广泛，近年来多普勒雷达技术的发展大大提高了降水的测量精度。

卫星遥感技术在降水观测中的应用愈来愈收到重视，除了目前被广泛采用的卫星云图观测系统外，以美国 NASA 为代表的世界主要卫星机构正致力于开发全球降水观测系统（GPM, Global Precipitation Measurement）。

2.2.4 降水分析

降水分析的目的是把握降水在不同空间和时间尺度上的分布与变化特性，从而为洪水预报、旱情预报、水资源评价等提供降水信息。

1、点降水的特性

点降雨量 (Point Rainfall): 由于雨量观测站观测到的降雨量仅代表其周围小范围内的降水量，故称为点降水量。描述降雨特性的特征值有：

- (1) 降雨量 (Rainfall amount): 为一定时段内的降雨总量（一般用 mm 表示）；
- (2) 降雨历时 (Rainfall duration): 一次降雨所经历的时间（小时或天）；
- (3) 降雨强度 (Rainfall intensity): 为单位时间内的降雨量（mm/min 或 mm/h）。

降雨强度过程线一般采用直方图的形式表示（如图 2.10）。一场降雨可用累积降雨过程线来表示，如图 2.2.10 所示。

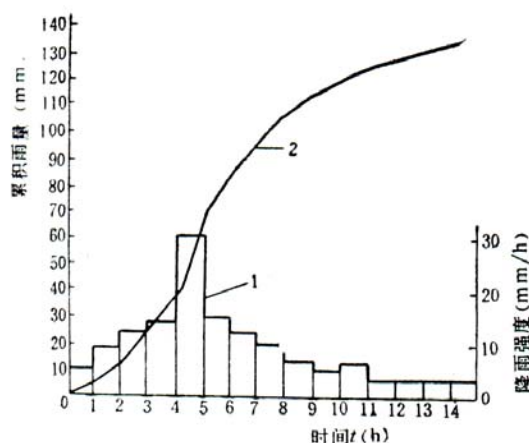


图 2-13 某站一次降雨过程
1—时段平均雨强过程线；2—累积雨量过程线

图 2.2.10: 一场降雨的强度过程线及累积雨量过程线

2、降水在流域内的分布

描述流域降雨分布特点, 通常采用降雨面积 (Rainfall area): 指降雨笼罩的水平面上的面积, 其反映雨区的大小; 降雨中心 (Rainfall center): 指降雨面积上降雨量最为集中且范围较小的局部地点 (区)。

在流域尺度的水文分析中, 流域的平均降水是一个重要的输入数值。流域平均降水量通常指面平均雨量, 一般由已知的各点雨量来推求面雨量。有各种通过雨量站测得的点雨量来估计流域面平均雨量的方法, 由点雨量估算面平均雨量的常用方法有:

(1) 算术平均法

当可知的信息量很少时, 仅有的方法是通过取算术平均, 也就是将每个点雨量站的权重取为一样, 这时流域面平均雨量可根据流域内雨量站所测得的雨量值按算术平均计算得到。

$$\bar{p} = \frac{p_1 + p_2 + p_3 + \cdots + p_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n p_i$$

式中, p_i : 各雨量站同时期的降雨量(mm), n : 测站数, \bar{p} : 流域平均降雨量(mm)。

该法适用于流域内地形起伏不大, 雨量站分布较均匀较密的情况。

(2) 泰森多边形法 (面积加权平分法或垂直平分法)

当我们有地图上各个雨量站位置的信息时, 泰森多边形法是一种常用的方法。如图 2.2.11 所示, 每一个雨量站代表 A_i 一块子面积, 由该雨量站和它周围的雨量站连线的中垂线围成。每个雨量站测得的降水量的权重与它代表的面积成正比, 即

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n A_i P_i$$

式中, n 是雨量站的数目, A 是流域表面积, 等于各子面积之和: $A = \sum_{i=1}^n A_i$ 。

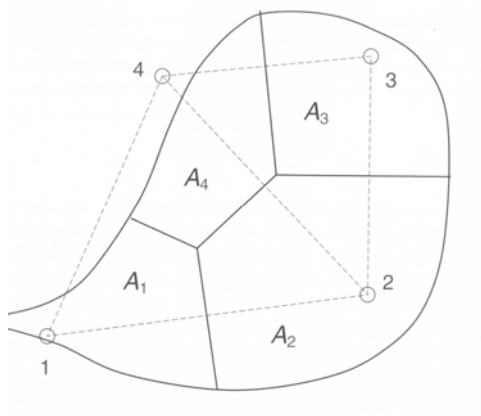


图 2.2.11: 泰森多边形法

(3) 距离倒数 (Inverse Distance) 权重法

在原理上与泰森多边形法一样简单，但在使用上更方便。它假定该流域任一点的降水量和各个雨量站测得的数值都有关系，数值的权重与该点到雨量站的距离的幂成反比。注意这个原理可以用于计算缺少的数据。为了计算面平均雨量，将流域细分为 m 个矩形区域，假设每个区域的降水是均匀的，以各自中心计算得到的雨量值代表（见图 2.2.12）。有下面的公式：

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{j=1}^m A_j \left(\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-b} \right)^{-1} \sum_{i=1}^n d_{ij}^{-b} P_i$$

式中， A_j 是第 j 个小矩形的表面积， A 是流域总表面积， n 是雨量站的总数， d_{ij} 是第 j 个小矩形的中心到该流域第 i 个雨量站的距离， b 是常数，通常情况下取 2。当 $b=0$ 时，上式表示的是算术平均值的算法。

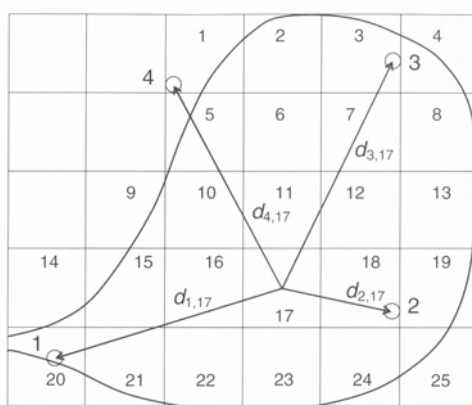


图 2.2.12: 距离倒数 (Inverse Distance) 权重法

(4) 降水等值线法

另外还有一种降雨量等值线法，通过在雨量站测得的数值之间进行内插，绘制等雨量线来实现。

$$\bar{P} = \frac{A_1 \cdot \bar{P}_1 + A_2 \cdot \bar{P}_2 + \dots + A_n \cdot \bar{P}_n}{A} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n A_i \cdot \bar{P}_i$$

式中： \bar{P} ：流域平均降雨量(mm)， A ：全流域面积(km²)， A_i ：两条等雨深线间的部分流域面积(km²)， \bar{P}_i ：相邻二等雨深线值的平均。

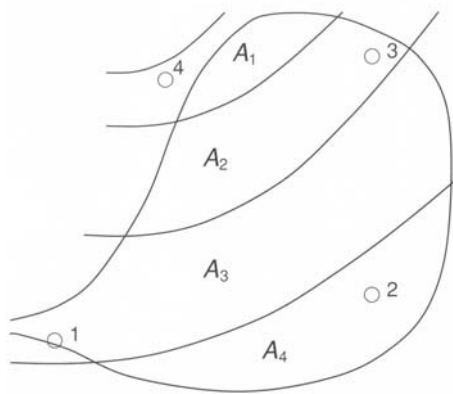


图 2.2.13：降水等值线法

客观分析方法 (objective analysis)：以上描述的简单的平均值方法用在实际设计中都较为武断。客观分析和地理统计学 (geostatistics) 研究提出了一种更客观的插值方法，为最优线性无偏估计 (the best linear unbiased estimator)，称为克里根方法 (Kriging Method)。这是一个取权重的过程，在降雨量波动的空间结构的基础上，以及估计误差的基础上决定权重的取值。

由于复杂的山地地形影响，使降雨的空间 (主要指平面内的) 分布变得极为复杂，难以准确把握。将地形效应与客观分析相结合成为研究降雨空间分布的热点之一。

降水的面积分布特性：在不同的时间尺度下，降雨的面积分布是广泛关注的问题。图 2.2.14 所示的面平均降雨深随面积的变化曲线反映了降雨的面积分布关系。这一面积分布关系随降雨历史的增加也会发生改变，因此根据不同的降雨历时又可以绘制面平均雨深-面积-历时曲线，如图 2.2.15 所示。

一些研究表明，降雨随面积增加而减少的程度与降水的重现期有关；同时，对流型降雨随面积减小的速率比层状降雨更剧烈。

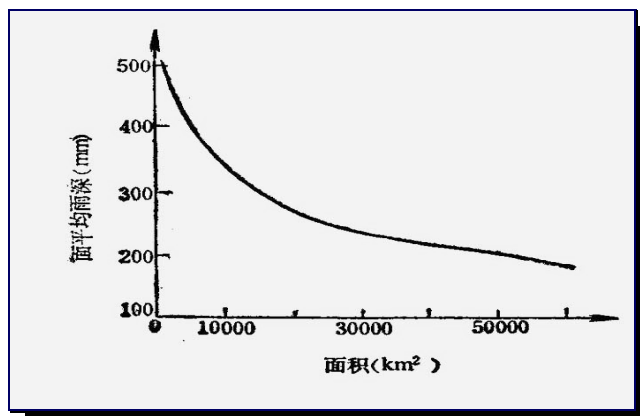


图2.2.14：面平均雨深-面积曲线

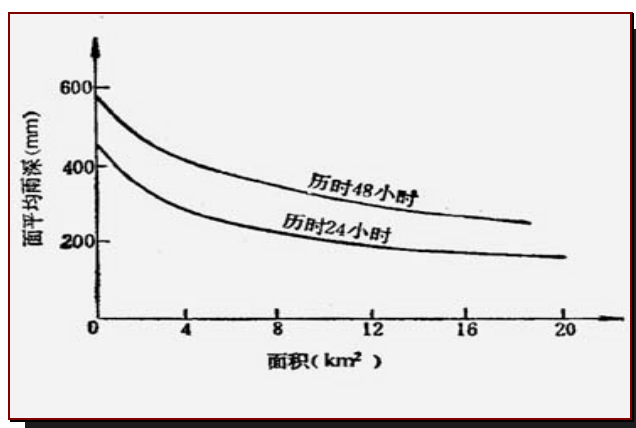


图 2.2.15: 面平均雨深-面积-历时曲线

3、降水截留 (interception)

截留是使表面，主要是植被表面湿润，并暂时储存在该部位的降水。当表面被完全湿润，已经达到了截留的存储能力 (interception storage capacity) 时，超过截留存储能力部分的降水会落到地表。实际情况中，通常把一场暴雨之后，所有的滴落都已经停止，在蒸发为零的条件下，留在植物冠层上的水定义为截留储存能力。降落到地表的水量被称为净雨量 (net precipitation)。在植被覆盖层中，大多数净雨量穿过植被冠层落到地表；一小部分沿着植物的枝干到达地面，主要集中于根系所在的土壤。植物截留对地表水量平衡有很大影响。被植物的枝叶截留的降水，在到达地表之前即被蒸发，就无法入渗和产生径流，这部分水量常被称为截留损失 (interception loss)。

大部分对截留的研究应用于有植被覆盖的地表，植被的类型和降水类型对截留的量有影响。高大而繁茂的植被比矮小而稀疏的植被更会产生大的截留损失。对于中等强度和持续时间较长的降水，截留的损失在总降水量中所占的比例会大一些。

2.2.5 我国降水量的特点

我国多年平均的年降水量约为 650 mm，低于全球陆地的平均降水量 800 mm，小于亚洲的平均年降水量 740 mm。我国的降水主要受东南和西南季风的影响，形成东南多雨，西北干旱的特点。同时，我国大部分地区降水的季节分配不均匀，主要集中于春夏季；年降水愈少的地区，其降水季节愈集中。

思考与练习

- (1) 降雨是水循环过程中主要水文要素之一，形成降雨的主要条件是什么？
- (2) 按气流上升运动的原因不同，降雨通常可分为四种类型，请说出它们的名称并分别指出其成雨原因和主要特点。
- (3) 降水强度过程线与降水强度~历时曲线的概念，它们之间有什么不同点？
- (4) 水文计算中由点降雨量推求面平均降雨量有哪些常用的方法？各有什么特点和适用条件？
- (5) 我国年降雨量的时空分布特点是什么？
- (6) 气候变化对降水有什么影响？

2.3 蒸发 (Evapotranspiration)

在全球水量平衡中, 多年平均的年蒸发量与年降水量相等; 在陆地水量平衡中, 多年平均的年蒸发量占年降水量的 60%。可见, 陆地降水的相当大部分通过蒸发又回到了大气, 蒸发量的大小直接关系到地表河川径流的多寡和人类可利用的水资源量大小。就一个流域而言, 降水的一部分形成河川径流; 其他部分被暂时储存在土壤中, 然后通过蒸发回到大气。蒸发包括: 水分通过植物叶片扩散到大气部分 (称为蒸腾) 和水分由裸土表面或水面扩散到大气部分 (称为蒸发)。因此, 在水文学中将上述蒸腾和蒸发合称为蒸散发, 有时为了简化也称为蒸发。用一句话概括, 蒸散发就是地球表面的液态或固态水变成大气中的水汽所有过程的总称 (Evapotranspiration is a collective term for all the processes by which water in the liquid or solid phase at the earth's surface becomes atmospheric water vapor.)。

流域蒸散发的大小决定了水循环的基本特征, 因而是水文学研究的主要内容之一。一个流域 (或地区) 的蒸散发受能量 (主要来自太阳辐射) 和水分 (主要来自降水) 两个因素控制, 并与该流域的地形地貌、植被和土壤等条件密切相关。流域蒸散发的估算是复杂而困难的工作, 也是水文学研究的一个难点问题。这里将从蒸发的机理出发, 介绍主要的蒸发理论、流域蒸散发的基本概念和估算方法。

2.3.1 蒸发的机理 (Mechanism of evaporation) 及理论

蒸发是指液态水变为气态水的物理现象。蒸发需要两个条件: 第一、必须有能量供给, 使水分子具备足够的动能从而离开液体表面; 第二、有一些机制使水分子运动至远离液体表面的地方, 防止其被重新液化。由此, 有三类方法来描述蒸发:

- (1) 质量传输或空气动力学方法, 主要是近地大气中的水汽传输机理;
- (2) 能量平衡方法, 主要从可为蒸发提供的能量入手;
- (3) 水量平衡法, 考虑以陆地和大气界面为边界的控制体内的水量平衡。

上述分类并不十分妥当, 事实上, 空气动力学方法和能量平衡方法彼此并不是独立的, 在各自为主的方法中也考虑到另一种方法。

上述三种理论中, (1) 直接建立在水汽传输机理的基础上, 所以通常被优先考虑。理论 (2) 是一种间接的方法, 使用了和水量完全不同的物理量——能量来研究蒸发。但由于各项能量数值都不是水文循环中的一部分, 所以能量平衡方法也可以用于单独估计蒸发量。而利用理论 (3) 计算蒸发量则需要估计水量平衡方程中除蒸发量以外所有其它项的数值, 实际情况是无法使水量平衡方程封闭, 因而无法计算蒸发量。

1、基于空气动力学 (Aerodynamics) 的紊流传输理论

- (1) 用脉动量表示的公式

由式 $E = \overline{\rho q' w'}$ 可知, 蒸发量的可以通过测量垂直方向上风速的脉动量 w' 和水汽浓度的脉动量 q' , 并计算一定时间长度内两个脉动量的互相关得到。时间长度通常取为 15~30 分钟, 最高取 1 小时。尽管这种方法在理论上很严密, 但实际观测对仪器的要求非常严格。例如, 当在距离地表几米处测量时, 响应幅频的上限应至少达到 5~

10Hz, 即每秒测量 5~10 次。直到 1990 年代才实现仪器的商业使用, 但仪器仍然非常昂贵而且使用要求很高, 目前还仅限于在实验观测。

(2) 基于平均量表示的公式

这种方法采用时均量的梯度来表示脉动量, 水蒸气通量可表式为

$$\overline{w'q'} = -C_e(\overline{u_2 - u_1})(\overline{q_2 - q_1}) \quad (2.3.1)$$

式中下标 1~2 代表不同的测量高度, C_e 是一个与测量高度有关的无量纲数, 称为水汽传输系数。实际中更常用的式子为 $E = C_e \rho \overline{u_1} (\overline{q_s} - \overline{q_2})$ 。其中下标 1 和 2 分别表示距离地面高度为 z_1 和 z_2 处的测量值, 下标 s 表示 $z=0$ 处的测量值。该公式用于水面上方时, $\overline{q_s}$ 可以用 $q^*(T_s)$ 代替, 为当地温度下的饱和比湿。由此, 启发提出了一些经验公式, 用水汽压表示的质量传输公式的一般形式为

$$E = f_e(\overline{u_1})(\overline{e_s} - \overline{e_2}) \quad (2.3.2)$$

式中, $f_e(\overline{u_1})$ 为与风速有关的函数。

2、能量平衡 (Energy balance) 理论

在第一章中已经介绍了地表能量平衡方程, 即 $R_n = L_e E + H$, 其中 R_n 定义为有效的能量通量密度。在水文学中考虑到能量与蒸发量之间的关系, 将 $R_n = L_e E + H$ 写为

$$E + H_e = R_n / L_e \quad (2.3.3)$$

其中 $H_e = H / L_e$ 。观测结果表明: 在 15°C 的温度下, $L_e = 2.466 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$ 时, 1 Wm^{-2} 的能量通量密度相当于每个月 1.07 kgm^{-2} 的蒸发量。因此, 当需要估算通量大小时, 能量通量的单位 (Wm^{-2}) 与水文学中液态水蒸发量的单位 (毫米/月) 可以互相转换。通常情况下, R_n 可以通过气象观测资料估算, 但 E 和 H 都是未知数。这时, 可以根据波纹比 (Bowen ratio) 建立 E 和 H 之间的关系, 从而将式 (2.3.3) 简化为:

$$E = \frac{R_n / L_e}{1 + B_o} \quad (2.3.4)$$

因为波纹比可以从垂直剖面的温、湿度观测值来计算, 所以利用式 (2.3.4) 可以方便地估算地表蒸散发量。必须指出, 当垂直剖面上的湿度变化很小时, 波纹比的估算值可能会出现较大误差; 此时, 不能采用波纹比能量平衡方法来推求蒸散发量。

3、水量平衡方法 (Water balance method)

尽管水量平衡原理是至今最简单的原理, 但其应用常常是困难的。因此, 它比质量传输和能量平衡原理使用得少。根据长期径流观测资料, 可以估算流域蒸发量, 从而分析流域的水文气候特征。

2.3.2 流域蒸散发 (Evapotranspiration)

1、基本概念

蒸散发是发生在具有水分子的物体表面上的一种分子运动现象。具有水分子的物体表面称为蒸发面。发生在水面的蒸发称为水面蒸发; 发生在土壤表面的蒸发称为土壤蒸发; 发生在植物叶面和枝干的蒸发称为植物散发 (或蒸腾)。

单位时间、单位面积内的蒸发量称为蒸发率, 一般用 mm/day 表示。流域蒸散发是指流域内的水面蒸发、土壤蒸发和植物蒸腾的总和。在充分供水时, 某蒸发面的蒸发率是该气候条件下可能达到的最大蒸发率, 称为可能最大蒸发率或蒸发能力 (potential evaporation)。

水文学中常用两个标准蒸发率来表示流域的蒸发能力, 一个是潜在蒸发率 (potential evaporation), 用 E_0 (mm/day) 表示; 另一个是参考作物蒸发率 (reference crop evaporation), 用 E_{rc} (mm/day) 表示。

- 潜在蒸发率 (potential evaporation): 在当地的气候条件下, 单位时间和单位面积内从理想的广阔自由水面蒸发的水量, 通常采用 mm/day 为单位。
- 参考作物蒸发率 (reference crop evaporation): 在当地的气候条件下, 单位时间和单位面积内从理想的广阔草地 (均匀而且完全覆盖、高度为 0.12m 旺盛生长的草本作物、水分充分) 蒸发的水量, 通常采用 mm/day 为单位。

2、水面蒸发 (Free-water evaporation)

水面蒸发是指在充分开阔的自由水面条件下的蒸发, 它是反映当地气候条件下蒸发能力的一个指标, 即潜在蒸发。蒸发是一个扩散过程, 可用道尔顿公式来表示为

$$E_0 = K_e (e_s - e_z) \quad (2.3.5)$$

式中, E_0 为水面蒸发量 (mm/day), e_s 为某一温度下水面的饱和水汽压 ($\text{hPa}=100\text{Pa}=1\text{mb}$), e_z 为水面以上高度 z 处的实际水汽压 (hPa), $(e_s - e_z)$ 为水汽压饱和差, K_e 为对流扩散系数, 反映风速、湍流等气象因子对蒸发的影响。水面蒸发的影响因素包括: 水汽压饱和差 ($e_s - e_z$), 水面温度 (温度愈高蒸发愈大), 以及风和湍流等空气动力学条件 (蒸发过程的快慢与空气中垂直方向的水汽密度梯度或水汽压梯度成正比, 而且还与风速成正比)。

水面蒸发的测定: 通常采用蒸发皿 (器) (evaporation pan) 来直接观测水面蒸发率, 蒸发皿测得的水面蒸发率通常用 E_{pan} (mm/day) 表示。常用的蒸发皿 (器) 类型

有：(1) ϕ -20 型（口径为 20cm 的蒸发皿），(2) ϕ -80 型（口径为 80cm 的蒸发皿），(3) E-601 型（蒸发器口径：618mm），(4) 大型蒸发池（ $\phi=5\text{m}$ ， $A=20\text{m}^2$ 和 $\phi=11.3\text{m}$ ， $A=100\text{m}^2$ 两种）。图 2.3.1 所示为我国水文部门广泛采用的 E-601 型蒸发器。我国气象部门长期以来采用的是 ϕ -20 型和 ϕ -80 型蒸发皿。

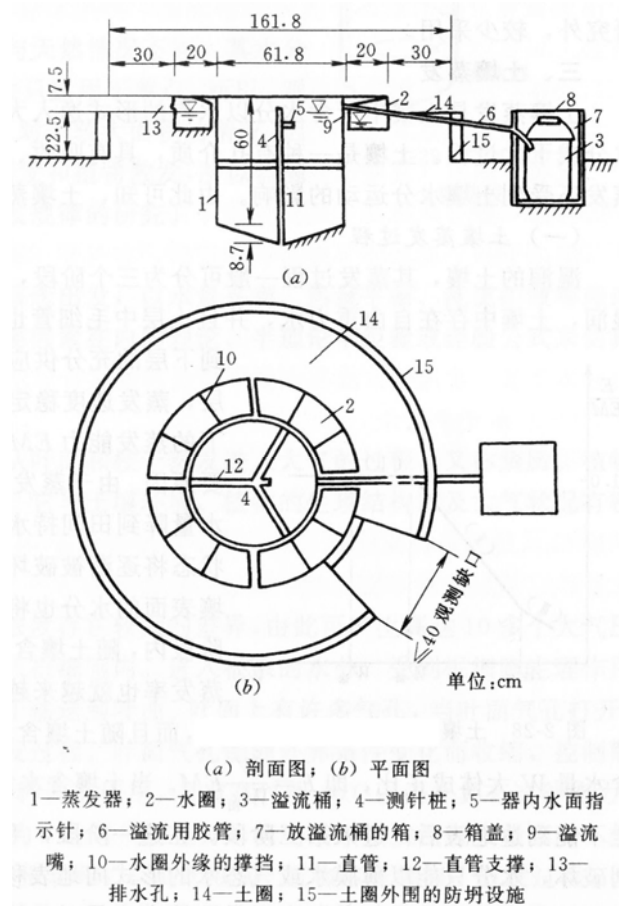


图 2.3.1: E-601 蒸发器示意图（一般每日 8 时观测一次得到日蒸发率）

蒸发皿的口径愈小，所测得的蒸发率与广阔自由水面的蒸发率差别愈大。换一种说法，就是蒸发器面积愈大，所测得的蒸发率愈接近于广阔自由水面的蒸发率（即潜在蒸发率）。定义：

$$K = \frac{\text{大面积蒸发池的读数}}{\text{蒸发器的读数}} = \frac{E_{\text{池}} (\approx E_0)}{E_{\text{器}}} \quad (2.3.6)$$

为小型蒸发皿的折算系数。读数应为同期的观测数据， K 值随蒸发皿类型、地区环境、季节的不同而异，可从各地的水文手册查得。一般情况下，蒸发皿越大，折算系数 K 则越稳定而且越接近于 1。

这样，通过蒸发皿的观测值可以估计水面蒸发率（即潜在蒸发率）：

$$E_0 = KE_{pan} \quad (2.3.7)$$

式中, E_0 (mm/day) 为潜在蒸发率 (即广阔自由水面的蒸发率), E_{pan} (mm/day) 为蒸发皿实测的蒸发率, K 为蒸发皿的折算系数 ($0 < K \leq 1$)。

表 2.3.1: 不同类型蒸发皿的折算系数

站名	型号	年折算系数	月折算系数	观测年份
重庆	E-601	0.90	0.71-0.94	1961-1968 年
	ϕ -80	0.73	0.53-0.89	1958-1968 年
	ϕ -20	0.60	0.46-0.78	1958-1968 年
东湖 (湖北省)	E-601	0.98	0.87-1.06	1959-1977 年
	ϕ -80	0.83	0.66-1.12	1959-1977 年
	ϕ -20	0.65	0.47-0.87	1960-1962 年
广州	E-601	0.97	0.82-1.06	1963-1979 年
	ϕ -80	0.72	0.60-0.81	1963-1979 年
	ϕ -20	0.68	0.58-0.80	1963-1979 年
古田	E-601	0.99	0.87-1.10	1964-1978 年
	ϕ -80	0.96	0.81-1.22	1964-1978 年
	ϕ -20	0.81	0.65-1.01	1964-1978 年

可以从地表能量平衡来解释为何蒸发皿的折算系数 $K < 1$ 。试设想在同一地点的水面和草地, 对广阔水面而言由能量平衡方程有: $R_n = \lambda E_0 + H$ (式中, R_n 为净辐射, E_0 为水面蒸发, H 为水面的显热); 对草地而言有: $R_n = \lambda E + H'$ (式中, R_n 为净辐射, E 为草地的蒸发, H' 为草地的显热)。因为 E_0 为最大可能蒸发, 因此有: $E_0 > E$; 这样 $H' > H$ 。在这样的草地里设置蒸发皿, 其周围环境的显热高于水面显热 (即 $\Delta H = H' - H > 0$) 并通过对流扩散增加该蒸发皿的水面蒸发量, 由能量平衡方程有: $R_n + \Delta H = \lambda E_{pan} + H$ 。与广阔水面的能量平衡方程 ($R_n = \lambda E_0 + H$) 比较可知 $E_{pan} > E_0$, 即蒸发皿的折算系数 $K < 1$ 。

水面蒸发的估算公式: 工程水文学中一般通过建立实测的水面蒸发量与地面观测得到的气象要素特征值的经验关系来估算水面蒸发。通常采用水面蒸发量与水汽压差和风速的经验公式:

$$E_0 = (e_s - e_z) \cdot f(u) \quad (2.3.8)$$

式中, e_s 为当时温度下水面的饱和水汽压 (hPa), e_z 为水面上方 z 高度的实际水汽压 (hPa), $f(u)$ 为近地层中某高度的风速函数, 大多数风速函数形式为 $f(u) = A + Bu$, A, B 为经验系数, 或 $f(u) = u^n$, $n = 0.5 \sim 1.0$ 。另一种基于蒸发机理的常用公式为彭曼公式

(Penman's equation):

$$E_0 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - A_h) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{6.43(1 + 0.536U_2)D}{\lambda} \quad (\text{mm/day}) \quad (2.3.9)$$

式中, R_n 为水面净辐射(mm/day), 可以根据日照时间估算; A_h 为水体热通量(mm/day), 一般情况下 A_h 的数值较小, 可以忽略; U_2 为 2m 高处的风速 (m/s); $D = e_s - e$ 为饱和和水汽压力差 (kPa), 对应气温 T 的水汽压 $e(T)$ 是一般气象观测的要素之一, $e_s(T)$ 可以由理论公式计算; $\lambda = 2.501 - 0.002361T$ (MJ kg⁻¹) 为蒸发潜热; $\gamma = 0.0016286 \frac{p}{\lambda}$ (kPa °C⁻¹), 为气压计常数, 其中 p 为气压; $\Delta = \frac{4098e_s}{(237.3 + T)^2}$ (kPa °C⁻¹), 为饱和水汽压梯度。可见, 根据常规气象观测就能够推算当地的潜在蒸发率, 这种方法比前面提到的经验公式精确, 因而被广泛采用。

3、土壤蒸发 (Soil Evaporation)

土壤蒸发过程要比水面蒸发复杂, 除影响水面蒸发的几种因素(气温、水面温度、饱和水汽压差及风速)外, 还与土壤性质、土壤中水分含量、地下水埋深、土壤表面特征和地形等因素有关。湿润土壤表面的水分蒸发过程可概括为三个阶段(如图 2.3.2 所示):

- 大气蒸发能力控制阶段(蒸发率保持不变): 开始时土壤表面的含水量接近饱和, 蒸发量近似为一常数, 其大小受气象因子即大气蒸发能力控制;
- 土壤导水率控制阶段(蒸发率开始降低): 当土壤含水率低于土壤田间持水量, 某些毛细管中水分连续状态受到破坏而中断, 则毛细管水供给表层蒸发的水分逐渐减少, 故该阶段蒸发速率随表层土壤含水量减少而变小;
- 当土壤中毛细管全部断裂, 毛细管不再上升, 土壤表层得不到水分供给, 土壤表层干化, 水分只能以气态水或薄膜水的形式向地表移动, 但速率非常小, 可以忽略。

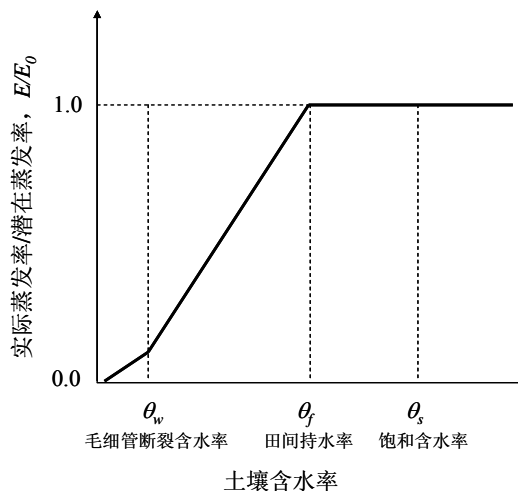


图 2.3.2: 土壤蒸发过程示意图

土壤蒸发率（ E ）的估算：由上述土壤蒸发过程可知，根据潜在蒸发率和土壤含水率可以估算土壤蒸发率，其假设前提是土壤实际蒸发率与潜在蒸发率成正比（即彭曼假设），

$$E = f(\theta)E_0 \quad (2.3.10)$$

式中： θ 为土壤含水量； E_0 为潜在蒸发率。使用该公式的主要问题是， $f(\theta)$ 一般情况都不是线性的（但通常假设为线性函数），当其对时间或空间进行积分时采用平均土壤含水率会带来误差。

土壤蒸发量的测定：常用称重式土壤蒸发皿，其根据水量平衡原理来确定土壤蒸发，该方法适合于点的测定。

$$E = 0.02(G_1 - G_2) - (R + q) + P \quad (2.3.11)$$

式中： E 为观测时段内土壤蒸发量（mm）； G_1, G_2 为时段初和时段末筒内土样的重量（g）； P 为时段内的降水量（mm）； R 为时段内的径流量（mm）； q 为时段内的渗漏量（mm）；换算系数0.02为500 cm²的蒸发皿的单位换算系数。

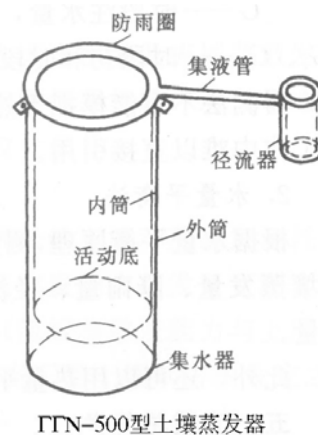


图 2.3.3: 土壤蒸发器示意图

4、植物蒸腾 (Transpiration)

植物根系从土壤中吸取的水分，经由根、茎、叶柄和叶脉送到叶面，其中约0.01%用于光合作用，约不到1%成为植物本身的组成部分，余下的近99%的水分为叶肉细胞所吸收，并将在太阳能的作用下，在气腔内汽化，然后通过敞开的气孔向大气中逸散。这是一个生物物理过程，水分从叶面气孔中扩散出去的量可由气孔开闭程度而受到调节，同时受到根层土壤含水量的影响。

植物蒸腾率可以根据参考作物腾发率来估算，假设植物的实际腾发率与土壤含水率成正比并与作物生长状况有关，即：

$$E = f(\theta)K_c E_{rc} \quad (2.3.12)$$

式中， θ 为植物根部土壤含水量； K_c 为作物系数，反映作物的生长阶段； E_{rc} 为参考

作物腾发率，参考作物腾发率可以根据蒸发皿的实测数据来估算。

另外，植物截留和截留蒸发在某些情况下是不可忽略的一部分。降雨经植物冠层时，一部分被截留，该水量称为植物截留。植物冠层截留的水分变成水汽进入大气，该部分蒸发称为截留蒸发。影响植物截留的因素主要有两类，一类是植物本身的特性，如树种、茂密度等，另一类是气象因素，如降雨量、降雨强度等。

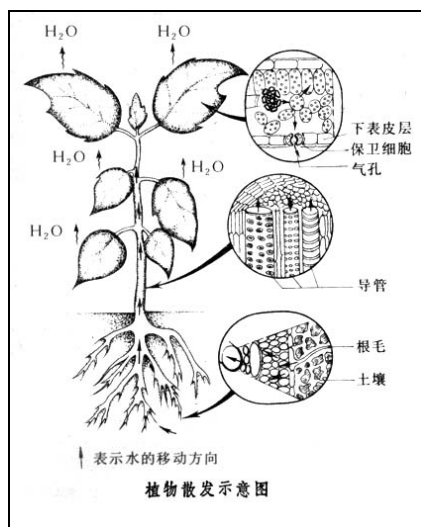


图 2.3.4: 植物蒸散发示意图

5、流域总蒸散发 (Total Evapotranspiration)

流域总蒸散发是流域内的水面蒸发、土壤蒸发、植物腾发的总称。目前，尚无办法对流域的总蒸散发量进行直接观测。通常选择不同的典型田间进行观测，然后推算全流域的总蒸散发。常用的田间蒸散发观测方法有：波纹比能量平衡法、涡度相关法和蒸渗仪法。随着遥感技术的发展，根据流域土地利用的实际情况，对各类蒸发面的蒸发量分别进行估算，再加权得到流域总蒸散发量的遥感蒸散发计算方法正逐步得到应用。

流域的年蒸散发量估算：进行流域水资源评估时，需要估算流域年蒸散发量。目前，估算流域年蒸散发量的方法可概括为三类：（1）基于彭曼假设的方法，（2）基于互补理论的方法，和（3）基于水热耦合平衡的方法。

（1）基于彭曼假设（Penman's hypothesis）的方法：根据彭曼假设，流域的年蒸散发量（ E ）与年潜在蒸发量（ E_0 ）成正比，即：

$$E = aE_0 \quad (2.3.13)$$

式中， a 为经验系数，与流域下垫面条件，如土壤含水量、植被等有关，并且随季节变化。

（2）基于互补理论（Complementary theory）的方法：基于 Bouchet 假设的蒸发互补理论则认为流域的蒸发能力（潜在蒸发）与实际蒸散发成互补关系，即：

$$E + E_0 = 2 \times E_w \quad (2.3.14)$$

其中 E_w 为湿润蒸发面的蒸发量。

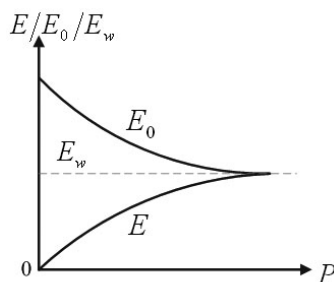


图 2.3.5: 基于 Bouchet 假设的蒸发互补理论

(3) 基于水热耦合平衡 (Coupled water-energy balance) 的方法: 由流域的多年平均水量平衡方程有: $P = E + R$; 由多年平均的能量平衡方程有: $R_n = H + \lambda E$ 。由常规气象观测资料, 可以估算得到年降水量 P 和年净辐射 R_n , 但仍有三个未知量, 所以联立水量平衡和能量平衡方程尚不能求解。俄国科学家 Budyko 于 1974 年提出了建立流域水量与能量 (这里主要指由太阳辐射产生的能量) 耦合平衡方程的构想, 即认为年实际蒸散发量对年降水量的比值是年降水与年净辐射能量比值的函数:

$$E/P = F(R_n / \lambda P) \quad (2.3.15)$$

式中, F 假定为适用于所有流域的普适函数, λ 为蒸发潜热。在水文学中, 通常采用蒸发能力 (即潜在蒸发) E_0 来代替太阳净辐射 R_n 。傅抱璞 (1981) 在 Budyko 假设的基础上给出了一组边界条件和约束条件, 实际蒸散发 E 随降水 P 的改变率 $\partial E / \partial P$ 是剩余蒸发能力 $E_0 - E$ 和降水 P 的函数; 同样实际蒸发 E 随蒸发能力 E_0 的改变率 $\partial E / \partial E_0$ 是剩余水量 $P - E$ 和蒸发能力 E_0 的函数, 即:

$$\frac{\partial E}{\partial P} = f\left(\frac{E_0 - E}{P}\right) \text{ 和 } \frac{\partial E}{\partial E_0} = f\left(\frac{P - E}{E_0}\right) \quad (2.3.16)$$

并由此通过量纲分析和数学推导, 导出了 Budyko 假设的解析表达式, 如下:

$$\frac{E}{P} = 1 + \frac{E_0}{P} - \left[1 + \left(\frac{E_0}{P} \right)^\omega \right]^{1/\omega} \quad (2.3.17)$$

式中 ω 是参变量。最近的研究证明, 基于 Budyko 假设的流域水热耦合平衡关系是普遍成立的, 其中参数 ω 的值取决于流域的基本特征。这样, 由该水热耦合平衡方程就可以根据年降水量和潜在蒸发量来计算年实际蒸散发量。

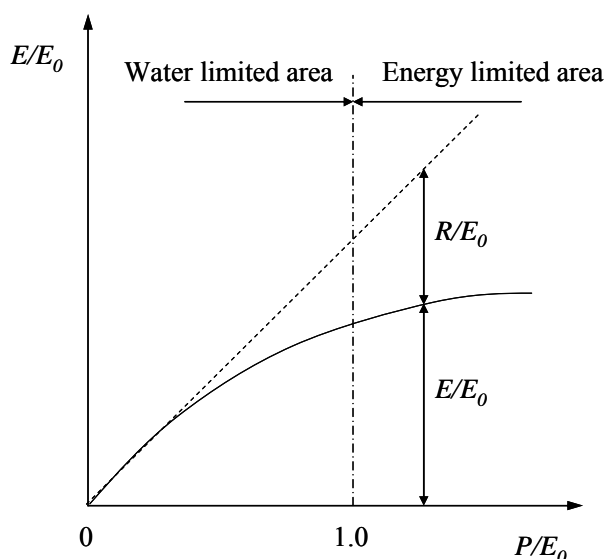


图 2.3.6: 基于 Budyko 假设的流域水热耦合平衡关系

2.3.3 我国蒸发量概况

1、年总蒸散发量的地区分布

我国多年平均的年总蒸散发量约为 360 mm，占多年平均年降水量的 55.6%。年总蒸散发量的地区分布与年降水量的地区分布大体相当，总趋势由东南向西北递减。

根据基于 Budyko 假设的流域水热耦合平衡关系可知，流域的年实际蒸散发量取决于年降水量和潜在蒸发量。同时还有，对于我国北方干旱、半干旱地区而言，年实际蒸散发量更大程度上取决于年降水量；而南方湿润地区的年实际蒸散发量更大程度上取决于年潜在蒸发量。

蒸散发量还受地形、地质、土壤、植被、降水等因素的影响而出现差异。多年平均降水量相同的地区，多年平均蒸散发量可能不同。在山区，气温低，降雨后产流不易停留，迅速形成径流，减少了蒸发机会；而平原地区则相反。

干旱指数 (dryness index): 年蒸发能力（可以由蒸发皿观测值估算，或根据气象观测数据用彭曼公式估算）与年降水量之比，称为干旱指数，即

$$\gamma = \frac{E_0}{P} \quad (2.3.18)$$

当 $\gamma > 1.0$ 时，年蒸发能力超过年降水量，说明该地区气候偏于干旱；反之，则气候湿润。所以，我国北方干旱、半干旱地区的干旱指数大于 1；而南方湿润地区的干旱指数则小于 1；干旱情况愈严重，干旱指数愈大。

2、蒸散发量的年内变化

总体上看，蒸散发量的年内变化与气象要素及太阳辐射的年内变化趋势一致；同时还受到降水的年内变化影响。

思考与练习

- (1) 一般流域蒸散发包括哪几个方面? 水面蒸发与土壤表面蒸发有何区别?
- (2) 蒸发能力大小通常可采用蒸发皿的观测值来估算, 蒸发能力等于蒸发皿观测值乘以蒸发皿的折算系数, 即 $E_0 = KE_{pan}$ (式中 K 为蒸发皿的折算系数), 试问折算系数可能大于 1 吗?
- (3) 如果在不同地区采用相同型号的蒸发皿, 蒸发皿在南方湿润地区的折算系数与在北方干旱地区的折算系数相比哪一个大? 如果在同一地区采用不同型号的蒸发皿, ϕ -20 型 (口径为 20cm 的蒸发皿) 的折算系数与 E601 型的折算系数相比哪一个大?
- (4) 潜在蒸发率的定义是什么? 水面蒸发率与潜在蒸发率相等吗?
- (5) 潜在蒸发率与参考作物蒸发率是同一概念吗?
- (6) 举出两种估算潜在蒸发率的公式, 并说明其优缺点。
- (7) 试说明我国长江流域中下游地区的干旱指数的范围是多少? 西北地区内陆流域的干旱指数的范围是多少?
- (8) 工程水文学中计算流域的实际蒸散发量时, 一般采用潜在蒸发量 (蒸发能力) 乘以一个系数的方法, 即 $E = aE_0$ 。试举出与该系数密切相关的因素。
- (9) 某闭合流域面积为 1000km^2 , 流域多年平均降雨量为 1400mm , 多年平均流量为 $20\text{m}^3/\text{s}$, 后因下垫面改变使得水面面积增加 $\Delta A=100\text{ km}^2$, 并因此多年平均流量减少到 $17\text{ m}^3/\text{s}$, 试问该流域下垫面改变前后多年平均蒸发变化值为多少? (年按 365 天计)

主要参考文献

叶守泽、詹道江合编, 高等学校教材 (第三版), 《工程水文学》, 中国水利水电出版社, 北京, 2000.

Brutsaert, W, *Evaporation into the Atmosphere*, D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, Holland, 1982.

Brutsaert, W., *Hydrology – An Introduction*, Cambridge University Press, 2005.

Yang, D., F. Sun, Z. Liu, Z. Cong, and Z. Lei (2006), Interpreting the complementary relationship in non-humid environments based on the Budyko and Penman hypotheses, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18402, doi: 10.1029/2006GL027657.