

# 估算总蒸发的方法

I.D.蒂尔 M.M.皮特

精密的蒸发渗漏仪 (Lysimeter) 提供了精确测定  $E_t$  (总蒸发) 的唯一直接途径。但由于蒸发渗漏仪的安装和使用需要投资、时间和专门技术, 所以其它一些估算  $E_t$  的方法是必要的。工程师、农学家和水文工作者及其它工作者都需要精确地估算  $E_t$  以用于多种目的。为了满足这个需要, 这里将对一些比较常用的估算  $E_t$  的方法根据作者的意见分成几类进行评述。

**质量传输法** 最早估算  $E_t$  的方法是道尔顿 (Dalton) 约在 1800 年提出来的。这个方法表明蒸发率  $E$  与蒸发面的水汽压  $e_s$  和空气中某点的水汽压  $e_a$  之差有关, 如下

式:

$$E = K(e_s - e_a)$$

式中  $K$  是理论或经验常数, 一般包括风速。

质量传输法尤其常用来估算湖泊或水库蒸发  $E$ 。这个方法也已经用来估算裸地土壤蒸发  $E$  和植被蒸发  $E_t$ 。

## 阻力法

蒙蒂思 (Monteith) 提出了一个类似于质量传输公式的估算  $E_t$  的方法。在他的方法中, 公式 (1) 中的  $K$  由包括空气阻力  $r_a$  和植物阻力  $r_c$  的一项所替代, 公式 (1) 变成:

第一, 在城市化最发达的国家, 居民点的发展趋势特别明显地与大城市聚团和城市化区域的出现紧密联系; 因而城市化区域作为生产和居民点集中的中心或纽带的作用正在日益加强。

第二, 社会主义国家的科学家和专家们正越来越清楚地认识到如下事实: 在城市化过程中, 居民点的形式正在不断地多方面地发展着; 而且, 尤为重要, 作为城市化发展趋势标志的居民点形式具有不同的意义。因此, 在他们的居民点概念中, 把城市化的远景和居民点的新形式及空间结构联系起来成了非常突出的特征, 而这些居民点的新形式及空间结构大大超越了当代城市和集团的传统概念。

第三, 所有这些概念都为一个重要的普通特征所统一, 这种特征是一种特定的趋势, 即从特定国家的实际情况出发, 最合理地把居民点体系与生产和人口的集中联系起来。在波兰, 这种集中被描述为稳定的多中心集中, 这包括最大程度地利用集中的优点而同时抵消缺点。

第四, 在不同国家的居民点远景轮廓规划中, 越来越多的注意力集中在决定核心 (中央) 和带 (轴) 上, 经济发展围绕着这些核心和带在空间上集中 (这与均匀地分散居民点的观点是截然不同的)。这些核心和带在许多方面决定未来城市化居民点的空间结构。

周庆生译自《Geographia Polonica 39》, 1978年

$$LE = -\frac{M\omega/Ma}{P} L\rho a \frac{(es - ea)}{(ra + rc)} = -\frac{\rho a C_p}{r} \frac{(es - ea)}{ra + rc} \quad (2)$$

为了应用这个方法，可以根据Ts估算es，测出ea，根据风速测定值估算ra，rc可由试验和经验得出\*。

布朗 (Brown) 和罗森堡 (Rosenberg) 提出了一个能用来计算受天气变化或作物因子影响的LE 的较复杂的阻力法。他们的方法要求的迭代解：

$$LE = -\frac{f(Rn + S + LE)ra/C_p\rho a + Ta - ea}{ra + rc} - \frac{M\omega/Ma}{P} L\rho a \quad (3)$$

弗马 (Verma) 和罗森堡评价了这个方法的特点，并用ra和rc的函数表达式简化了这个公式。他们提出用这个方法计算的每小时和每天的Et值一般不超过用蒸发渗漏仪测定的Et的10~15%。

### 空气动力学法

由于乱流扩散引起的垂直的水汽通量由下式给出：

$$LE = L\rho a K_w \frac{\alpha q}{az} = \frac{\rho a C_p}{r} k_w \frac{\alpha e}{az} \quad (4)$$

式中Kw 是水汽传输的交换系数， $\partial p/\partial z$  和  $\partial z/\partial r$  分别是比湿和水汽压随高度变化的值。Kw 一般不是直接测定的，而是假定  $K_w = K_h$  (显热传输系数) =  $K_m$  (动量传输系数)。根据公式 (4) 的变形式，得出了估算Et的方法。桑思韦特 (Thorntwaite) 和霍尔兹曼 (Holzman) 提出了一个类似的方法。他们的方法，假设一个对数风速剖面 and  $Kn = Km$  即：

$$LE = \rho a k^2 \frac{(q_2 - q_1)(u_2 - u_1)}{[\ln(z_2/z_1)]^2} \quad (5)$$

式中q为比湿，u为风速，k是冯卡曼 (Von

\* 本文是全书中的一部分，ra和公式中的一些符号含意可参考原书——校者。

Karman) 常数，z是测定高度。

这个对数线性风剖面，只适用于等温线 (温度不随高度变化) 和干绝热 (温度随高度的增加而降低，速率为9.8°C/公里) 之间的风速情况。要想用空气动力学法估算出精确的Et值，必须对空气的稳定性进行订正。

**涡流相关法** 水汽与热、Co<sub>2</sub> 以及其它大气物质或实体一起，在垂直方向上由称为涡流的小的空气质点进行传输。根据这些涡流上下运动的测定值以及离散的涡流中水汽浓度的观测值，用相关法能估算Et。斯温班克 (Swinbank) 提出了这个估算热和水汽垂直通量的涡流相关法。在充分乱流中，向上的水汽通量由下式给出：

$$E = \frac{M\omega/Ma}{P} \overline{\rho a \omega e_a} \quad (6)$$

式中上部横线表示一个已知阶段的平均情况，W是垂直风速。公式 (6) 右边各项可以表示为：

$$\rho a = \overline{\rho a} + \rho' a' \quad \omega = \overline{\omega} + \omega'$$

$$e a = \overline{e a} + e' a'$$

式中字母上部横线表示平均值，带撇号的字母表示距平均值的瞬间偏差

利用这些关系，等于零或忽略不计的项消去，展开公式 (6) 得：

$$E = \frac{M\omega/Ma}{P} (\overline{\rho a} \overline{\omega e_a} + \rho' \omega' e_a') \quad (7)$$

当具有适当的上风风区长度和水平的表面时， $\rho a \overline{W e a}$  可以忽略不计，结果

$$E = \frac{M\omega/Ma}{P} \overline{\rho' \omega' e_a'} \quad (8)$$

在理论上，涡流相关法能提供很精确的Et估算值。主要难点在于测量设备和资料收集。

### 能量平衡法

波文 (Bowen) 比——能量平衡法  
波文引用LE与H之间的关系称为波文

比 $\beta$ ，用下式表示：

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{\rho_a C_p}{LM\omega/Ma} \frac{K_h}{K_w} \frac{\alpha_T/\alpha_z}{\partial e/\partial z}$$

$$= \gamma \frac{K_h}{K_w} \frac{\partial T/\partial z}{\partial e/\partial z} \quad (9)$$

一般这个关系式通过取 $K_h = K_w$ 和 $(\partial T/\partial z)/(\partial e/\partial z) \approx \Delta T/\Delta e$ 加以简化，公式(9)变成：

$$\beta \approx \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e}$$

公式(10)和公式 $R_n = - (LE + H + S)$ 合并得：

$$LE = \frac{- (R_n + S)}{1 + r \Delta T/\Delta e} \quad (11)$$

这就是估算 $E_t$ 的波文比——能量平衡法。

能量平衡——阻力法

用公式 $H_c = \rho_a C_p \frac{T_a - T_c}{\gamma a}$ 中的 $H_c$ 代

替公式 $R_n = - (LE + H + S)$ 中的 $H$ ，导出能量平衡——阻力法。因此，这个方法变成：

$$LE = - (R_n + S + \rho_a C_p \frac{T_a - T_c}{ra}) \quad (12)$$

这个方法已经表明，在平流和非平流以及在短期或每天的基础上，弗马等人和布莱德(Blad)以及罗森堡导出了准确估算 $LE$ 通量的方法。 $E_t$ 估算对 $T_c$ 的测量误差很敏感，受 $R_a$ 的影响较小。

综合法 彭曼(Penman)法

彭曼综合了蒸发的能量平衡和空气动力学方程，根据容易测定的参数，得出一个表示大面积湿润地面的 $E_o$ 的公式。最早的彭曼公式是估算自由水面 $E$ ，可以写作：

$$E_o = \frac{mR_n + rE_a}{m + r} \quad (13)$$

式中 $m$ 是饱和水汽压与温度关系曲线的斜率， $E_a$ 由公式(1)的变化形式得出或

$$E_a = (a + buz)(e_{sa} - e_a) \quad (14)$$

式中 $a$ 和 $b$ 是经验常数， $e_{sa}$ 是平均气温时的饱和水汽压， $uz$ 是高度 $z$ 处的风速。当 $uz$

是2米高处测定的，用每天的英里数表示时，彭曼的 $V$ 用0.27毫米Hg/°F， $a$ 为0.35， $b$ 为 $3.43 \times 10^{-8}$ 。用这些值和用每天等量的毫米水表示 $R_n$ ，公式(13)中的 $E_o$ 是毫米/天。

这个方法要求知道水汽压、气温、风速和净辐射。除最后一项外，其余都是气象台常规测定的。

为了从植物生长的面和和在适宜的水分供应不能维持的情况下估算 $E_t$ ，彭曼修改了他原来的方法，包括充分湿润草地的 $E_t$ 与自由水面的 $E$ 之比这一项。他还导出一条干燥曲线来说明土壤水分不足时对草地实际 $E_t$ 的影响。彭曼法已广泛地用来估算 $E_o$ ，常常得到理想的结果。然而在热平流十分明显的情况下，罗森堡发现彭曼法估算苜蓿的 $E_t$ 始终偏小。

蒙蒂思修正的彭曼法

蒙蒂思在彭曼法中引进了阻力项，得出水分供应适宜或受限情况下估算地面 $LE$ 的下述公式：

$$LE = - \frac{mR_n + \rho_a C_p (e_{sa} - e_a) / ra}{m + r (ra + rc) / ra} \quad (15)$$

这个方法已经成功地用在估算作物和森林的 $E_t$ ，但需要 $r_a$ 和 $r_c$ 资料，这些资料不大容易得到，测定也比较困难，因此限制了应用。

范巴维尔(Van Bavel)法

在彭曼法之后，范巴维尔导出了下述表达式：

$$LE = - \frac{m(R_n + s) + rLB_v(e_{sa} - e_a)}{M + r} \quad (16)$$

式中 $L$ 是汽化潜热， $B_v$ 用下式表示：

$$B_v = \frac{\rho_a M \omega / M a k^2}{P} \frac{uz}{[Jen(z/z_o)]^2} \quad (17)$$

式中 $Z_o$ 是地面粗糙度参数，其它项前面已做过解释。范巴维尔指出，这个方法是一个在彭曼法基础上改进的方法，因为它不

包含经验常数或函数。他得出,测定的LE值和用公式(16)对自由水面、湿裸地和充分湿润的苜蓿的估算值完全一致。但是,罗森堡发现,范巴维尔法对风相当敏感,又与规定的 $Z_0$ 值密切相关。这个方法低估了无风条件,强风时估计过高。

普里斯特莱 (Priestly) —— 泰勒 (Taylor法)

普里斯特莱和泰勒介绍了一种估算地面LE通量的半经验方法。他们的方法可以表示为:

$$LE = -\alpha \frac{m}{m+r} (R_n + s) \quad (18)$$

式中 $\alpha$ 是一个经验常数。这个公式可以认为是彭曼公式的简化形式,用一个倍增常数 $\alpha$ 代替公式(13)中附加项 $rE_a$ 。这个常数也与波文比 $\beta$ 有关,即:

$$\alpha = \frac{m+r}{m(\beta+1)} \quad (19)$$

用各种充分湿润地面的可靠试验资料,普里斯特莱和泰勒得出 $\alpha$ 值在1.08和1.34之间,有一个1.26的综合平均值,戴维斯 (Davies) 和艾伦 (Allen) 指出, $\alpha$ 随气温有一点变化,但温度在15~30℃之间约为1.26。在地面, $\alpha$ 也是土壤水分的函数,如果通过变化 $\alpha$ 来说明由于土壤水分影响的变化,公式(18)能成为更一般的形式。

汤普森 (Thompson) 验证了湿润地面1.26的值,同时指出LE/ $R_n$ 减小, $\alpha$ 也减小。坦纳 (Tanner) 和朱里 (Jury) 指出, $\alpha$ 的范围是1.35±0.10。如果用每天的 $R_n$ 值, $\alpha$ 值将与作物和当地气候有关。如果仅用白昼 $R_n$ 值,那么,昼值将比用24小时 $R_n$ 值的 $\alpha$ 小些。

普里斯特莱——泰勒法已经表明,在湿润地区是最可靠的方法,在干旱地区还没有进行充分验证。

**以气温为基础的公式 桑思韦特法**

桑思韦特利用月平均气温 $t$ 和昼长导出一个估算 $E_0$ 的方法。桑思韦特公式可以写作:

$$E_0 = 1.6 \frac{L}{12} \frac{N}{30} \frac{10t}{I} a \quad (20)$$

式中 $L$ 是实际昼长,小时; $N$ 是一个月的天数; $t$ 是月平均气温,℃; $a$ 表示为:

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.79 \times 10^{-2} I + 0.49 \quad (21)$$

式中 $I$ 是一个从12个月指数值 $j$ 的总和导出的热量指数, $j$ 由下式得出:

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514} \quad (22)$$

已经制成了诺模图和表,大大简化了用这个方法估算 $E_0$ 的步骤。

布兰奈伊 (Blaney) —— 克里德尔 (Criddle)法

布兰奈伊和克里德尔导出一个估算实际 $E_t$ 或叫作物耗水量 (Consumptive use) 的方法。按月估算的作物耗水量 $C_u$ 为:

$$C_u = K_m f \quad (23)$$

式中 $C_u$ 单位是英寸; $K_m$ 是经验得出的月作物耗水系数(是一个作物类型的函数); $f$ 是月作物耗水量因子,它等于 $t_p/100$ , $t$ 是月平均气温,°F; $P$ 是一年白昼总小时数中月的百分率。季节的作物总耗水量 $u$ 为:

$$u = k_s F = \sum C_u = \sum k_m f \quad (24)$$

式中 $K_s$ 是季节作物耗水系数。对总的时间 $F = \sum f$ 。

这种方法用起来比较容易,所需要的资料也容易得到,已经得到广泛应用。

利纳克雷 (Linacre) 法

利纳克雷提出一个彭曼法的简化公式,这个公式只要地面高程、纬度、每天的最高和最低温度,以及平均露点温度值。公式是:

$$E_0 = \frac{700T_m / (100 - A) + 15(T - T_d)}{80 - T} \quad (25)$$

式中 $T_m = T + 0.006h$ , $h$ 为地面高程,米;

T是平均温度，°C；A是纬度，度；Td是平均露点温度，°C。利纳克雷认为，由公式(25)得出的Et值与由一年平均估算的或一天测定的0.3~1.7毫米/天有显著差异。

### 太阳辐射法

实验证明，Et的能量即使在干旱地区也来自太阳辐射。因此，Et与太阳辐射有关。Et与太阳辐射之间的关系通常是随着季节，以及气候和地面状况的变化而变化。为了表示这些变化，一些太阳辐射法也包括一个温度项。

马金克(Makkink)法

马金克提出下述根据太阳辐射测定值估算Eo的公式：

$$E_o = R_s \left( \frac{m}{m+r} \right) + 0.12 \quad (26)$$

式中Eo和Rs是以毫米水为单位表示的。马金克公式在寒冷湿润的气候条件下能得出理想的结果，但在干旱地区并不理想。

### 回归法

正如阿斯林(Aslyng)所指出，蒸发蒸腾与总幅射是线性关系，且密切相关。因此，以实验为基础的Eo和Rs之间的关系已由简单的线性回归给出。例如：

$$E_o = aR_s + b \quad (27)$$

式中a和b是经验常数，随地区和季节而变化。斯坦希尔(Stanhill)和坦纳给出几个a和b的推荐值。

詹森(Jensen)——海斯(Haist)法

詹森和海斯总结了在美国西部干旱地区收集的资料，导出下列公式：

$$E_o = R_s (0.025T + 0.08) \quad (28)$$

式中T是每天的平均温度，°C；Rs是每天的总幅射，单位是毫米水；Eo用毫米/天表示。这个方法已经与蒸发渗漏仪试验进行了对照。据罗森堡报导，在平流情况下，这个方法往往对Et的重要性估计不足，但在非平流情况下得出好的结果。

### 太阳热单位法

卡普里奥(Caprio)推荐一个根据太阳热单位(STU)概念估算Eo的方法。太阳热单位的定义是每天平均温度(°F)减去31°F的临界温度乘以每天的太阳总幅射(卡/厘米<sup>2</sup>)的积。卡普里奥指出，Eo可以用STU×10<sup>-6</sup>计算，单位是英寸。这个方法还没有经过广泛的验证，但和基于经验法的太阳辐射法及温度法一样，必将受到限制。

**分别计算蒸发和蒸腾的方法** 土壤蒸发Es和植物蒸腾Tp，都是由于大气需水而形成的复杂过程。这些过程受土壤中有效水量和土壤以及植物特征的制约。当植物只覆盖土壤表面一小部分时，Et由土壤蒸发速率所控制。随着叶面积增加，蒸腾逐渐增强，当作物完全覆盖地面时，Et损失的所有水量主要是蒸腾。人们往往希望分别模拟这两个过程。

下面介绍一下这些方法。

### 里奇(Ritchie)法

1972年，里奇介绍一个计算不完全覆盖的成行作物蒸发量的方法。他计算Es分两个阶段：稳定蒸发阶段和蒸发减弱阶段。

当植物开始覆盖土壤时，由于遮蔽、风速和水汽压亏缺(csa—ea)减小，Es将和裸露的土壤蒸发不同。在稳定蒸发速率阶段，估算土壤蒸发Es的公式为：

$$E_s = \left( \frac{m}{m+r} \right) R_{ns} = \left( \frac{m}{m+r} \right) R_{nc}^{-0.4LAI} \quad (29)$$

式中Rns是土壤表面的净幅射，其它项如上所述。当公式(29)应用到土壤表面，特别是有覆盖物覆盖的土壤表面时，指数变成-0.4(LAI+2.5M)，M是土壤表面被覆盖物覆盖的百分数。里奇建议用公式(29)估算的Es，通过乘以普里斯特莱——泰勒提出的公式(18)右边的α项，

可以得到改进，他给出计算  $\alpha$  的下述经验表达式：

$$\alpha = 0.92 + 0.4 \frac{R_{ns}}{R_n} \quad (30)$$

在蒸发减弱阶段， $E_s$  主要取决于土壤导水特性，与得到的能量关系不大。布莱克 (Black) 等人已经指出，土壤的累积蒸发量可以表示为：

$$\Sigma E_s = \alpha s t^{\frac{1}{2}} \quad (31)$$

式中  $\alpha s$  取决于土壤导水特性， $\alpha s$  在土壤基质势为 0.1 巴的情况下，大体与导水率成比例。能用一个干燥循环的蒸发资料计算出各个土壤的  $\alpha$  值。 $t$  是时间 (天数)，从蒸发速率下降开始。求已知天的  $E_s$ ，通过从整个现有天数的  $\Sigma E_s$  减去以前所有天数的  $\Sigma E_s$  而得出。

当土壤水分不受限制时，里奇和伯内特 (Bwnett) 导出估算  $T_p$  的公式是：

$$T_p = E_o (-0.21 + 0.70 LAI^{\frac{1}{2}}) \quad (32)$$

$0.1 \leq LAI \leq 2.7$

里奇建议用彭曼法 [公式 (13)] 或用普里斯特莱——泰勒法 [公式 (18)] 计算  $E_o$ 。对于  $op$  面积指数 (LAI) 大于 2.7 的作物冠层，由下式得出  $T_p$ ：

$$T_p = E_o - E_s \quad LAI > 2.7 \quad (33)$$

里奇和里奇等人提出，当保持在土壤根区可吸收的水量  $W_c$  保持在总可吸取水量  $W_u$  的 25% 时，土壤水分达到一个临界值。当土壤水分受限时，建议用下述公式计算  $T_p$ ：

$$T_p = 4 \left( -0.21 + 0.70 LAI^{\frac{1}{2}} \right) \cdot E_o \cdot \left( \frac{W_c}{W_u} \right) \quad LAI < 0.27 \quad (34)$$

和

$$T_p = 4 E_o \left( \frac{W_c}{W_u} \right) \quad LAI > 0.27 \quad (35)$$

里奇及其合作者已经用这个方法来自估  $E_t$ ，对于农作物和小流域来说具有比较好的结果。

纳坦——米里法

坦纳和米里提出一个类似里奇的方法，但有一点不同，这个方法中估算潜在  $T_p$  和潜在  $E_s$  的程序作了修改，以免发生里奇法在某些情况下过高估计  $T_p$ 。

在土壤水分不受限制的情况下，计算  $E_s$  的公式 (29) 变成：

$$E_s = \alpha E_r R_n \left( \frac{m}{m+r} \right) \quad (36)$$

式中  $\alpha E$  在湿润裸露土壤情况下，和植被完全覆盖的普里斯特莱——泰勒公式中的  $\alpha$  一样，冠层覆盖增加时， $\alpha$  减小，到完全覆盖时，其值接近于 1。而  $r$  是总  $R_n$  在土壤表面交换的百分数，可以用下式表示：

$$\tau = R_{ns}/R_n = e^{-b LAI} \quad (37)$$

式中  $b$  是一个经验系数，坦纳和朱里给出了计算  $\alpha E$  的各种方法，

在蒸发减弱阶段，坦纳和朱里用两种方法计算  $E_s$ 。第一种方法基本和里奇所用的方法一样。在这个方法中，认为  $E_s$  是根据公式 (31) 计算的，且不受  $T_p$  的影响。第二种方法是把整个根系分布区看作具有一个含水量的恒定性质，满足下述方程式：

$$D \frac{dQ}{dt} = P_t - E_t - u \quad (38)$$

式中  $D$  是根系分布区深度； $u$  是排水速率； $Q$  是根系分布区的容积含水量。当  $Q$  降低到某一临界值  $Q_c$  时，蒸发减弱阶段的时刻  $t$  就开始，不管给土壤加多少水，直到  $Q$  再超过  $Q_c$ ，可用公式 (31) 描述  $E_s$ 。

当水分不受限制时，坦纳和米里采用下式估算  $T_p$ ：

$$T_p = \alpha_r (1 - \tau) \left( \frac{m}{m+r} \right) R_n \quad (39)$$

和

$$\alpha_r = \frac{\alpha - \alpha E_r \tau}{1 - \tau} \quad (40)$$

坦纳和朱里没有提出当土壤水分变成受限时计算  $T_p$  的方法。坦纳和米里认为，用两种方法估算  $E_t$  是非常相似的，与用蒸发渗

# 代表性流域地下水和地表 水相互作用的研究

N.C.泽克策尔, C.M.谢苗诺娃

根据联合国科教文组织的委托, 1964年4月7日至17日在巴黎召开的各国专家会议, 通过了从1965年1月开始执行国际水文十年计划(IHD)的决议。该计划的主要任务是研究天然水资源及其形成规律, 以及工农业和生活需水对水资源合理利用的可能性。苏联在解决IHD的主要问题(包括地表水文学和地下水文学)中, 发挥了积极的作用。

为了完成在苏联范围内的IHD计划, 水文气象局在大中河流设立了水文站和水准点, 湖泊水文站、代表流域和试验流域水文站和雨量站, 以及水面蒸发站和土面蒸发站。这些位于不同自然条件下的测站, 进行各种水文观测和气象观测, 包括降雨量的观测、水面和土面蒸发量的观测, 河流流量、水位、水温的观测, 以及土壤水分、水混浊度和化学成份、悬移质流量等项的观测。

因此, 在IHD计划中, 水文地质学家们所面临的诸项主要问题是组织和完成地下径流对河流补给的研究(此补给量作为水量平衡组成部分之一), 以及地表水和地下水相互作用的研究。(包括河谷排水作用对自流含水层的影响)

如果是这样的话, 为了研究一个区域的潜水动态所确定的这个重要观测网的原

则, 必须是有理论根据的, 应改进观测和预测地下水动态的方法。同时, 对地下水人工补给和调蓄原理这一特殊问题, 也必须加以解决。

因此, IHD计划的主要任务是研究总水量平衡的各个要素, 以及它们之间的相互关系。而主要研究对象必须是代表流域。这就是说为了评价区域总水量平衡中地下水的规律, 水文地质调查局的主要任务是组织进行代表性流域的地下水的研究。而在评价地下水在总水量平衡中的作用时, 对于水平衡各要素的研究、地下水动态对水平衡以及地下水对河流补给的研究还是很不够的。

除了代表性流域外, 还要在特殊地带的水文地质站上进行IHD计划中的地下水动态和水量平衡的研究, 地下水动态和地下水均衡以及地下水径流对河流补给等项的研究。这个特殊地带水文地质站是从现有的水文地质情况观测网中挑选的。苏联和外国科学家们对地下水动态和水量平衡中的许多问题, 做了很多的研究。为此, 作者在本文中简要介绍: (1) 研究地下径流对河流补给的基本原理; (2) 地表水和地下水的转换关系; 代表性流域中河谷排水对深层水动力的效应。这些研究都是新的研究动向, 科学的合理组织和管理具

漏仪测定值相比相当一致。

唐德富译自《Crp-Water Relations》中

“Atmospheric Demand for Water”,

1983年 24-37页 唐登银 校