

## 我国陆面蒸发量和蒸发耗热量的研究\*

高国栋 陆渝蓉 李怀瑾

(南京大学气象系)

### 提 要

本文是《我国辐射平衡、热量平衡及水分平衡的研究》工作中的一部分。在以前工作的基础上<sup>[1-8, 11-18]</sup>, 采用了只需要一般气象台站的基本气象要素观测资料就能确定全年及各月蒸发量(蒸发耗热量)的大气候计算方法, 并选择了多种方法进行比较<sup>[4, 6-10]</sup>, 又应用水文资料来验证<sup>[9]</sup>, 最后得出适合于我国实际情况而精度较好、又计算方便的方法——巴哥罗夫, H. A. 法。计算了全国 209 个台站的蒸发量和蒸发耗热量, 并绘制了全国全年及各月分布图, 分析了时空分布的特征。

### 一、前 言

蒸发量和蒸发耗热量的研究, 不仅在水分平衡和热量平衡中占有重要的地位, 而且对气候形成和工农业生产也具有重要的意义。

研究蒸发主要有两种途径: 一是用仪器观测, 但众所周知, 目前气象站的蒸发皿观测不能代表任何表面的实际蒸发, 因此, 器测还不能有效地确定大范围的蒸发量; 另一种是进行计算, 在计算蒸发量的方法中, 能给出比较精确结果的是梯度法和热量平衡法, 而这两种方法都需要专门的综合梯度观测资料及水、热平衡各分量的观测资料, 当前我国还没有大量的这类资料。所以, 对我国蒸发量的计算, 过去只限于我国部份地区或在全年范围内的研究。为了探讨我国全年和各月蒸发量和蒸发耗热量的特征和规律, 我们采用多种方法进行计算比较, 并应用水文资料验证, 最后选择了精度较好、计算方便、而且只需一般气象台站的气象观测资料就能确定蒸发量的巴哥罗夫, H. A. 公式, 推求出适合我国实际情况的系数, 计算了全国 209 个台站全年和各月的蒸发量和蒸发耗热量, 绘制了分布图, 并分析了其时空特征及变化。

### 二、蒸发量和蒸发耗热量的计算方法

#### 1. 年蒸发量的计算

计算年蒸发量最简单的方法是从水分平衡方程出发, 即

$$B = r - f$$

其中  $r$  为年降水量;  $f$  为年迳流量。该式对于大范围区域来说能给出准确的结果, 对于小范围地区会因难于精确地确定迳流而造成误差, 对于无水文观测的地区, 则不能

\* 本文于 1979 年 1 月 27 日收到, 于 8 月 25 日收到第二次修改稿。

应用。所以，一些学者先后提出了其他一些计算方法<sup>[4]</sup>，如奥利捷科浦， $\Theta$ . M. 公式

$$B = \frac{R}{L} \cdot \text{th} \frac{Lr}{R}$$

斯莱伯，D. 公式

$$B = r(1 - e^{-\frac{R}{Lr}})$$

式中， $L, R, r$  各代表蒸发潜热、辐射平衡及降水量。

布德科，M. И. 将上两式取几何平均，得出

$$B = \sqrt{r(1 - e^{-\frac{R}{Lr}}) \cdot \frac{R}{L} \text{th} \frac{Lr}{R}} = \sqrt{\frac{Rr}{L} \text{th} \frac{rL}{R} \left(1 - \text{ch} \frac{R}{rL} + \text{sh} \frac{R}{rL}\right)}$$

式中  $\text{th}, \text{ch}, \text{sh}$  分别代表双曲线的正切、余弦及正弦。根据布德科的计算，辐射平衡量与蒸发潜热之比近似等于蒸发力，即  $B_0 = \frac{R}{L}$ 。以此代入上面三式，又得出

$$B = B_0 \cdot \text{th} \frac{r}{B_0}$$

$$B = r(1 - e^{-\frac{B_0}{r}})$$

及

$$B = \sqrt{r B_0 \text{th} \frac{r}{B_0} \left(1 - \text{ch} \frac{B_0}{r} + \text{sh} \frac{B_0}{r}\right)}$$

巴哥罗夫，H. A.<sup>[6]</sup>认为年蒸发量决定于两个因素：(1) 气候因素(即热量和水分)；(2) 地理因素(径流条件和地理景观)。他提出的公式为

$$r = \int_0^B \frac{1}{1 - \left(\frac{B}{B_0}\right)^n} dB$$

式中参数  $n$  表示径流景观情况。各地自然景观和流失条件不同， $n$  值也不同。取不同的  $n$  值对上式积分，就可以得到不同的计算蒸发量的公式

$$\text{当 } n=1 \text{ 时, } B = B_0(1 - e^{-\frac{r}{B_0}})$$

此式类似斯莱伯，D. 公式。

$$\text{当 } n=2 \text{ 时, } B = B_0 \cdot \text{th} \frac{r}{B_0}$$

此式即奥利捷科浦， $\Theta$ . M. 公式。

介于  $n=1$  和  $n=2$  之间的公式形式是很复杂的。当  $n = \frac{3}{2}$  时，

$$\frac{r}{B_0} = -\frac{1}{3} \ln \frac{1 - \sqrt{B/B_0}}{1 + \sqrt{B/B_0} + B/B_0} - \frac{2}{\sqrt{3}} \text{arctg} \frac{\sqrt{3} B/B_0}{2 + \sqrt{B/B_0}}$$

$$\text{当 } n = \frac{4}{3} \text{ 时, } \frac{r}{B_0} = \frac{3}{2} [\text{arcth} \sqrt[3]{B/B_0} - \text{arctg} \sqrt{B/B_0}]$$

此式在数值上接近布德科，M. И. 公式。由此可知，巴哥罗夫，H. A. 公式概括了各

种情况，其计算的精度决定于准确地取用  $n$  值。为了应用简便，我们以  $\frac{B}{B_0}$  为纵坐标， $\frac{r}{B_0}$  为横坐标，绘制了不同  $n$  值的列线图。这样只要知道了某一地区辐射平衡和水分平衡各分量的观测值或计算值，就可根据该地  $\frac{B}{B_0}$  值和  $\frac{r}{B_0}$  值从图上查出相应的  $n$  值；知道了—个地区的平均  $n$  值，也就可以求出附近地区的年蒸发量了。

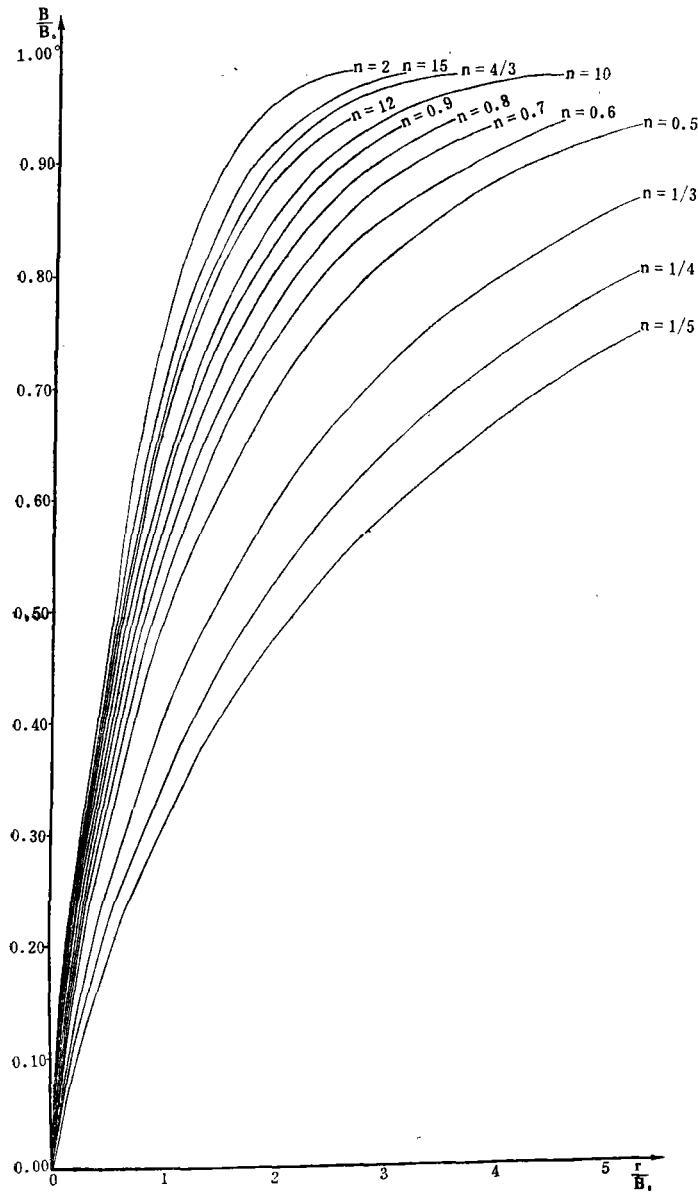


图 1 不同  $n$  值的  $\frac{r}{B_0}$  与  $\frac{B}{B_0}$  列线图

我们根据江苏、浙江两省水文资料计算出两省平原地区  $n$  值为  $\frac{4}{3}$ ；沿海地区  $n$  值为 1.1；盆地为 0.9；山区为 0.7。同时根据我们所作的我国辐射平衡和热量平衡各分量的计算结果<sup>[1-3, 11-13]</sup>，用上述几种方法，对江苏和浙江地区进行计算比较，其结果如表 1

表 1 江苏、浙江地区年蒸发量各种计算方法的比较 (单位: 毫米)

计 算 公 式	台 站 数 值, 类别	江 苏			浙 江		
		南 京	东 台	徐 州	杭 州	金 华	温 州
$B = B_0 \cdot \text{th} \frac{r}{B_0}$	年蒸发量	714.10	812.10	625.98	736.70	829.33	762.53
	误 差	7.2%	10.0%	10.3%	4.7%	17.4%	7.0%
$B = \frac{R}{L} \cdot \text{th} \frac{Lr}{R}$	年蒸发量	763.67	825.97	697.03	874.48	904.45	926.84
	误 差	14.6%	11.8%	22.8%	24.3%	28.0%	30.1%
$B = r(1 - e^{-\frac{B_0}{r}})$	年蒸发量	557.97	659.31	512.52	602.70	669.81	634.31
	误 差	-13.3%	-10.7%	-9.7%	-14.4%	-5.2%	-11.0%
$B = r(1 - e^{-\frac{R}{Lr}})$	年蒸发量	634.65	739.86	588.21	692.19	728.54	754.69
	误 差	-4.8%	1.7%	3.6%	-1.6%	3.1%	5.9%
$B = \sqrt{B_0 \text{th} \frac{r}{B_0} \cdot r(1 - e^{-\frac{B_0}{r}})}$	年蒸发量	643.52	731.73	566.42	666.34	745.31	695.35
	误 差	-3.4%	-0.9%	-0.2%	-5.3%	5.5%	-2.4%
$B = \sqrt{\frac{R}{L} \text{th} \frac{Lr}{R} \cdot r(1 - e^{-\frac{R}{Lr}})}$	年蒸发量	698.71	781.73	640.31	778.01	811.74	838.34
	误 差	5.0%	5.8%	12.8%	10.6%	14.9%	17.7%
巴哥罗夫, H. A. 法	年蒸发量	666.3	738.6	567.5	703.7	706.6	712.5
“水文图集”插取值	年蒸发量	660	800	600	710	710	710

表 1 中, 巴哥罗夫, H. A. 方法是根据本省水文资料计算的。因此, 计算结果就等于实际值。由表可见, 布德科公式与巴哥罗夫方法计算结果最接近, 平均误差最小; 斯莱伯公式的计算结果偏小; 奥利捷科浦公式的计算结果偏大, 平均误差也最大。此外, 我们从“水文图集”<sup>[5]</sup>中插取年蒸发量进行比较, 浙江地区插取的值与实际值差异不大, 江苏除沿海地区与奥利捷科浦公式计算值接近外, 其他方法的计算结果一般低于插取值。相差的其它原因是多方面的, 其中之一是“水文图集”年代与我们计算的年代不一致; 插取资料精度不保证以及“水文图集”绘制时可能存在一定误差等。

### 2. 月蒸发量的计算

由于自然界蒸发表面的变化极其复杂, 月蒸发量的计算比年蒸发量要困难得多。我们对月蒸发量的计算采用下面三种方法进行比较:

#### (1) 康士坦丁诺夫, A. P. 方法<sup>[9]</sup>

康士坦丁诺夫以下垫面蒸发速度计算公式  $B = -\rho K_e \frac{\partial q}{\partial z}$  为基础, 推导出蒸发量的计算公式为

$$B = \frac{0.41}{\ln \frac{200}{z'_0} \ln \frac{1000}{z'_0}} \alpha_e \gamma u_* (e_{0.2} - e_{2.0}) \quad \text{毫米/小时}$$

式中  $z'_0$  表示与大气层结有关的粗糙系数； $\alpha_e$  为水汽湍流交换系数与动量湍流交换系数之比（即  $= \frac{K_e}{K}$ ）； $\gamma$  为与大气层结有关的参数； $u_*$  为风速仪高度（10 米）的风速； $e_{0.2}$  和  $e_{2.0}$  为 0.2 米及 2.0 米高度的水汽压。

他根据一般气象站的温、湿资料，绘制了列线图 and 查算表，应用上很方便。

(2) 巴哥罗夫，H. A. 方法<sup>[7]</sup>

巴哥罗夫认为蒸发量的变化是与饱和差  $(1 - \frac{B}{B_0})$ 、自然景观参数  $n$  及土壤水分量度  $\omega'$  有关，计算公式为

$$\omega' = \int_0^B \frac{1}{1 - (B/B_0)^n} dB$$

式中  $n$  同样可从  $B/B_0$ ,  $r/B_0$  及  $n$  的列线图中求出，与年蒸发量计算所不同的是确定水分量度  $\omega'$ ， $\omega'$  不能直接用月降水量代入，而是以春季温度大于  $0^\circ\text{C}$  的月份为起始月份，这个月的水分量度为该月降水量加上温度低于  $0^\circ\text{C}$  月份降水量的总和，其下一个月的水分量度为该月降水量加上前月水分量度与系数  $\alpha$  的乘积，即

$$\omega'_1 = r_1 + <0^\circ\text{C} \text{ 月份降水量总和}$$

$$\omega'_2 = r_2 + \alpha_2 \omega'_1$$

$$\omega'_3 = r_3 + \alpha_3 \omega'_2$$

.....

系数  $\alpha_2, \alpha_3, \alpha_4, \dots$  与蒸发力及降水量的关系式为

$$\alpha_K = \frac{0.5}{\sqrt{B_{0K-1}/r_{K-1}} + \sqrt{r_K/B_{0K}}}$$

若所讨论的地区没有负温度月份，则第一个月选在最干的那个月份。这样，就可以根据该地各月的  $B_{0K}$ ,  $\omega_K$  和  $n$  值，求出该月的蒸发量  $B_K$  值了。

(3) 布德科，M. И. 方法<sup>[10]</sup>

布德科认为，陆面月蒸发量可用热量平衡和水分平衡联合分析法确定。我们已知，蒸发量  $B$  正比于土壤湿度  $\omega$ ，当土壤湿度大于某一临界值  $\omega_0$  时，蒸发量就等于蒸发力  $B_0$ ，即

$$B = a\omega \begin{cases} \text{当 } \omega \geq \omega_0 \text{ 时, } B = B_0, a = \frac{B_0}{\omega_0} \\ \text{当 } \omega < \omega_0 \text{ 时, } B = \frac{B_0}{\omega_0} \omega \end{cases}$$

若以  $\omega_2, \omega_1$  表示讨论期终了和开始时期的土壤湿度，其平均土壤湿度为  $\omega = \frac{1}{2}(\omega_1 + \omega_2)$ 。则当  $\omega < \omega_0$  时， $B = \frac{B_0(\omega_1 + \omega_2)}{2\omega_0}$ 。根据水分平衡方程  $r = B + f + (\omega_2 - \omega_1)$ ，代入上述关系，则得

$$\omega_2 = \frac{1}{1 + B_0/2 \omega_0} \left[ \omega_1 \left( 1 - \frac{B_0}{2 \omega_0} \right) + r - f \right]$$

作者应用各地土壤水分平衡资料得出不同气候条件下的  $\omega_0$  值。

对于迳流量  $f$  的确定, 布德科提出以下形式:

当  $r < B_0$  时,  $\frac{f}{r} = \alpha' \frac{\omega}{\omega_K}$ 。其中  $\alpha'$  是与降水强度有关的无因次比例系数;  $\omega_K$  是土

壤最大持水量。在土壤完全干燥时,  $\frac{\omega}{\omega_K} = 0$ , 没有迳流量, 即  $f = 0$ ; 若  $\frac{\omega}{\omega_K} = 1$  时, 迳流最大。

当  $r > B_0$  时,  $\frac{f}{r} = \frac{\omega}{\omega_K} \sqrt{\alpha'^2 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{B_0}{r} \right)^2 \right] + \left( 1 - \frac{B_0}{r} \right)^2}$  在  $\frac{\omega}{\omega_K} = 1$  时, 迳流决定

于  $(r - B_0)$ ; 在  $\frac{\omega}{\omega_K} < 1$  时(短期暴雨), 迳流不仅决定于  $(r - B_0)$ , 还决定于  $\alpha'$ 。因此,

得出下面四种计算公式

1) 当  $B_0 > r$ , 且  $0 < \omega < \omega_0$  时

$$\omega_2 = \frac{r - \omega_1 \left( \frac{B_0}{2 \omega_0} + \frac{\alpha' r}{2 \omega_K} - 1 \right)}{\frac{B_0}{2 \omega_0} + \frac{\alpha' r}{2 \omega_K} + 1}$$

2) 当  $B_0 > r$ , 且  $\omega > \omega_0$  时

$$\omega_2 = \frac{r - B_0 - \omega_1 \left( \frac{\alpha' r}{2 \omega_K} - 1 \right)}{\frac{\alpha' r}{2 \omega_K} + 1}$$

3) 当  $B_0 < r$ , 且  $0 < \omega < \omega_0$  时

$$\omega_2 = \frac{r - \omega_1 \left[ \frac{B_0}{2 \omega_0} + \frac{r}{2 \omega_K} \sqrt{\alpha'^2 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{B_0}{r} \right)^2 \right] + \left( 1 - \frac{B_0}{r} \right)^2} - 1 \right]}{\frac{B_0}{2 \omega_0} + \frac{r}{2 \omega_K} \sqrt{\alpha'^2 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{B_0}{r} \right)^2 \right] + \left( 1 - \frac{B_0}{r} \right)^2} + 1}$$

4) 当  $B_0 < r$ , 且  $\omega > \omega_0$  时

$$\omega_2 = \frac{r - B_0 + \omega_1 \left[ 1 - \frac{r}{2 \omega_K} \sqrt{\alpha'^2 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{B_0}{r} \right)^2 \right] + \left( 1 - \frac{B_0}{r} \right)^2} \right]}{1 + \frac{r}{2 \omega_K} \sqrt{\alpha'^2 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{B_0}{r} \right)^2 \right] + \left( 1 - \frac{B_0}{r} \right)^2}}$$

在以上四式中, 无因次参数  $\alpha'$  可根据年降水和年迳流资料确定, 布德科求出在南北半球  $45^\circ$  纬度之间  $\alpha' = 0.4 \sim 0.8$ 。我们发现  $\alpha'$  与迳流系数  $\frac{r - B}{r}$  有关, 相关系数为 0.71, 回归方程为  $\alpha' = 0.28 + 0.71 \left( \frac{r - B}{r} \right)$ , 算出江苏和浙江地区的  $\alpha'$  值在  $0.4 \sim 0.6$  之间变化。 $\omega_K$  为水分不能再透入土壤中的土壤湿度, 对于所有的土壤,  $\omega_K = 20$  厘米。有了  $\omega_0, \omega_K, \omega_1, \omega_2, \alpha'$  及  $B_0$  值, 就可以上述公式求出各月蒸发量了。

我们用上述三种方法将计算的各月蒸发量进行比较，并将 12 个月的计算值相加与“水文图集”中实际年蒸发量作精确的分析，如表 2 及表 3 所示：

表 2 用布德科 M. И. 方法( $B_y$ )和巴哥罗夫 H. A. 方法( $B_B$ )计算的各月蒸发量(厘米)的比较(本表是根据本省水文资料计算的。)

地 区 数 值 月 份	南 京		东 台		徐 州		杭 州		金 华	
	$B_y$	$B_B$	$B_y$	$B_B$	$B_y$	$B_B$	$B_y$	$B_B$	$B_y$	$B_B$
1	1.82	2.36	1.31	1.62	1.85	—	2.30	2.55	2.58	2.78
2	2.05	2.58	1.65	1.92	1.72	2.06	2.92	3.12	3.14	3.57
3	3.78	4.28	2.67	2.98	2.51	2.93	3.29	3.40	3.47	3.72
4	5.41	5.80	6.32	6.02	4.40	3.97	5.13	5.13	5.93	5.85
5	6.90	7.07	8.27	8.29	5.68	5.88	7.42	7.44	7.32	7.04
6	9.25	9.45	8.91	10.63	7.29	8.69	8.18	8.40	8.94	8.49
7	10.85	11.56	13.85	14.89	7.65	8.58	11.07	10.04	11.55	10.05
8	8.47	7.37	13.20	14.12	10.05	9.55	9.87	10.92	8.27	8.56
9	7.63	7.57	8.53	9.77	8.20	7.65	7.06	8.01	6.44	7.81
10	4.68	4.80	5.39	6.13	4.44	4.44	4.48	4.75	5.43	5.61
11	3.32	3.95	2.01	2.76	1.78	2.44	3.85	4.14	3.53	3.98
12	1.79	2.42	1.37	1.79	1.43	1.86	2.49	2.72	2.49	2.78
误 差	1.0%	3.9%	0.5%	9.6%	0.4%	2.3%	3.3%	1.8%	2.2%	0.6%

表 3 用康士坦丁诺夫, A. P. 方法( $B_K$ )和巴哥罗夫, H. A. 方法( $B_B$ )计算的各月蒸发量(厘米)的比较(全国是根据“水文图集”资料计算的。)

地 区 数 值 月 份	乌 鲁 木 齐		西 宁		平 凉		银 川		宝 鸡		南 昌	
	$B_K$	$B_B$	$B_K$	$B_B$	$B_K$	$B_B$	$B_K$	$B_B$	$B_K$	$B_B$	$B_K$	$B_B$
1	-0.19	微	0.09	微	0.34	微	0.19	微	0.96	微	2.82	2.90
2	0.19	微	0.36	微	0.81	微	0.56	微	1.52	1.03	3.81	2.61
3	3.26	0.95	1.40	0.98	2.26	1.70	1.64	0.08	4.00	2.11	2.91	2.99
4	3.51	3.20	2.73	1.71	4.41	3.30	3.03	1.94	6.90	4.36	10.65	7.34
5	3.78	3.28	4.84	3.56	6.05	4.30	4.37	2.06	9.30	5.14	12.03	7.54
6	2.91	3.44	5.28	3.86	5.73	5.19	5.01	1.90	5.94	5.71	11.70	10.17
7	2.95	2.54	6.23	4.75	9.33	7.67	8.03	3.64	10.66	6.68	14.48	12.95
8	2.05	2.36	4.78	5.34	9.70	6.79	8.96	3.88	11.39	5.45	11.63	10.26
9	1.35	1.91	2.25	4.39	5.43	4.73	4.65	2.82	8.01	5.16	12.39	8.17
10	1.24	1.67	0.99	2.74	2.91	2.88	1.95	1.57	5.52	4.19	9.30	6.05
11	0.21	微	0.18	微	0.72	3.18	0.42	0.90	1.62	3.19	4.86	5.05
12	-0.37	微	0.03	微	0.25	微	0.16	微	0.87	1.48	2.95	3.55
年	20.89	19.35	29.15	27.33	47.94	39.74	38.96	19.51	66.70	44.50	99.53	79.58
图 集 值	20.0		25.0		40.0		18.0		41.0		81.0	

由表 2、表 3 可以看到，布德科方法和巴哥罗夫方法计算的结果比较一致，其 12 个月蒸发量总和与实际年蒸发量误差很小，一般都在 5% 以下，仅个别台站达 9%。所以这两种方法都有较好的精度，但布德科的方法计算较复杂，工作量大，而巴哥罗夫法比较简便。康士坦丁诺夫方法虽然所需资料和计算也很简便，但计算结果误差较大，不

少地区的计算值高于实际值,某些台站甚至比降水量还大,这是因为该法使用多次相关,夸大了相关量所造成的。根据以上验算,我们便确定用巴哥罗夫方法计算我国的蒸发量。最后,我们将我们计算的年蒸发量分布图与“水文图集”<sup>[5]</sup>中根据实测绘制的陆面年蒸发量进行比较,不仅分布规律一致,数量上也很接近,证明我们计算结果基本可靠。

### 三、我国蒸发量和蒸发耗热量的时空分布

用蒸发量乘以蒸发潜热就是蒸发耗热量。蒸发量和蒸发耗热量的大小和变化趋势是一致的。在以下的分析中,为了简明对比,我们把蒸发耗热量写在蒸发量后面的括号内。

#### 1. 年蒸发量和蒸发耗热量的分布

我国疆域辽阔,地处温、热带。东南面近海,地势低平,气候湿润;西部深居内陆,地形复杂,气候干燥。因此,蒸发量的分布(图2)基本上是从东南向西北减小的。全年总量最大值在东南沿海一带,可达650毫米(40千卡/厘米<sup>2</sup>·年)以上;最小值在西北沙漠地区,还不到80毫米(5千卡/厘米<sup>2</sup>·年)。蒸发年总量随纬度升高而逐渐减小,尤其是在我国东部有明显的规律性。如在华南地区和长江中下游一带,全年蒸发量为650毫米(40千卡/厘米<sup>2</sup>·年);华北地区和黄河流域一带,全年蒸发量为500毫米(30千卡/厘米<sup>2</sup>·年);到东北地区则为350毫米(20千卡/厘米<sup>2</sup>·年)。我国中部亦如此,云南、四川蒸发年总量为500—350毫米(30—20千卡/厘米<sup>2</sup>·年);陕西、甘肃为350—150毫米(20—10千卡/厘米<sup>2</sup>·年);内蒙地区则不足150毫米(10千卡/厘米<sup>2</sup>·年)。我国西部的西藏高原地区,由于地势高、温度低、蒸发量较小,全年约为100—150毫米(5—10千卡/厘米<sup>2</sup>·年);但最小值还在南疆沙漠地区,全年蒸发总量在50毫米(3千卡/厘米<sup>2</sup>·年)以下。

我国全年蒸发量这种自东向西、自南而北减小的分布规律,主要是由于水分供应条件所造成的,所以年蒸发量的分布和我国年降水量的分布特征是十分一致的。

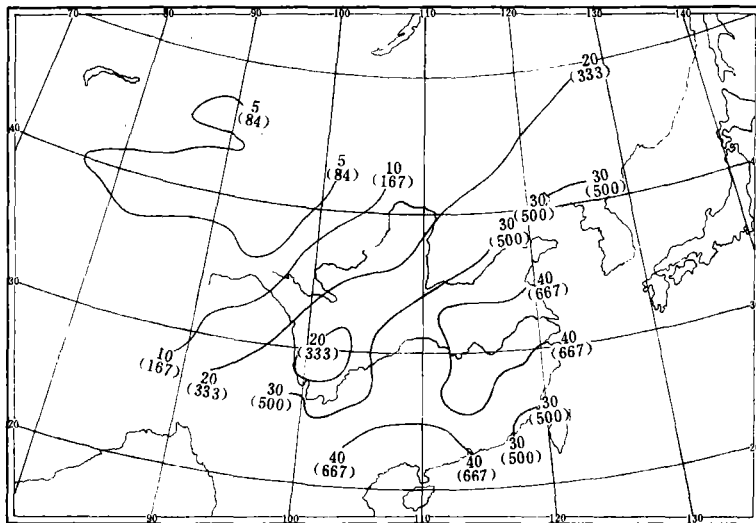


图2 我国地表全年蒸发量(毫米)和蒸发耗热量(千卡/厘米<sup>2</sup>)的分布图  
(括号内数字为蒸发量)



## 2. 各月蒸发量和蒸发耗热量的分布

1 月份是全年蒸发量最小的月份。淮河和秦岭以北地区的蒸发量极小，只有秦岭以南才在 10 毫米 ( $0.5$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月) 以上，最大值在海南岛附近，数值也只有 35 毫米 ( $2$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)。12 月和 2 月与 1 月份情况大体相同，只是数值比 1 月份稍有增加。12 月和 2 月分布趋势很接近，全月蒸发量最大值是 35 毫米 ( $2$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)，分布在长江以南和华南一带， $35^{\circ}\text{N}$  以北和西藏高原地区冬季月蒸发量极微小，这是因为我国北方和西部地区冬季雨水稀少，气温很低的缘故(图 3)。

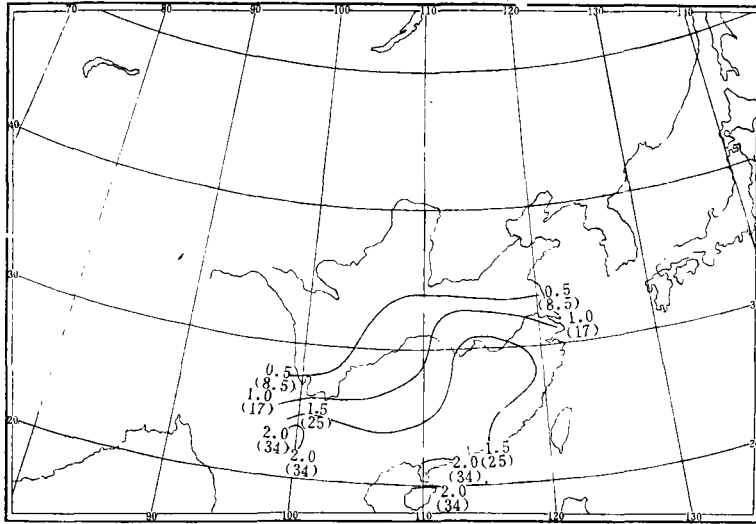


图 3 我国 1 月份蒸发量和蒸发耗热量分布图

3 月份，我国大部分地区的蒸发量仍很小，长城以北及新疆和西藏地区都还不到 10 毫米 ( $0.5$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)，最大值在华东、华南和云南南部，蒸发量为 35 毫米 ( $2$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月) 左右，其他地区在 15—35 毫米 ( $1$ — $2$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月) 之间。4 月份，除西藏高原地势较高的地方由于气温低蒸发量仍很小外，数值普遍增加。东北、华北在 15 毫米 ( $1$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月) 以上，东南沿海和四川盆地都在 50 毫米 ( $3$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月) 左右，江南平原地区蒸发量最大，可至 65 毫米 ( $4$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)，只有西北的干燥地区不到 10 毫米 ( $0.5$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)(图 4)。

4 月以后，蒸发量逐月增加，直至 7、8 月份达全年最高值。在我国东部江南地区，5 月份蒸发量为 85 毫米 ( $5$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)；6 月份为 100 毫米 ( $6$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)；7 月份为 115 毫米 ( $7$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)。东南沿海地区，5、6 月份蒸发量为 65—85 毫米 ( $4$ — $5$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)；7 月份为 100 毫米 ( $6$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)。西藏高原 6 月份是 10—15 毫米 ( $0.5$ — $1$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)；7 月份是 15—35 毫米 ( $1$ — $2$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)。西北沙漠地区仍在 15 毫米以下(图 5)。8 月份的分布和数值与 7 月份大致相似。8 月以后又逐渐减弱，9 月份与 6 月份相当。到 10 月份时，西藏高原和新疆、内蒙地区的蒸发量都已低于 15 毫米 ( $1$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月)；江南平原和东南沿海也只有 50 毫米 ( $3$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月) 左右了。11 月份与 2 月份类似，此时东北、内蒙、新疆和西藏等地区的蒸发量已微小

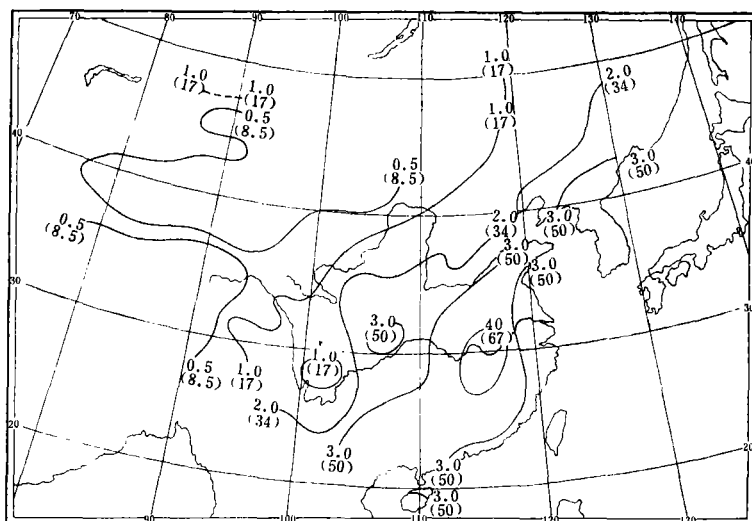


图 4 我国 4 月份蒸发量和蒸发耗热量分布图

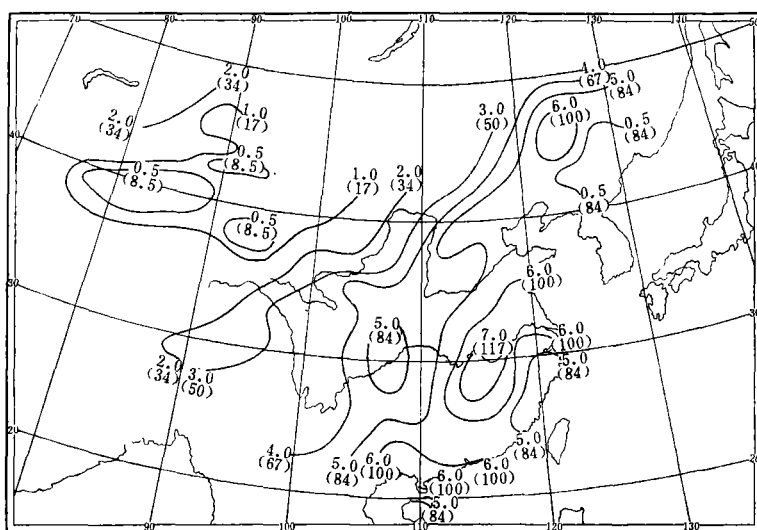


图 5 我国 7 月份蒸发量和蒸发耗热量分布图

到可以忽略不计；东南沿海和长江中下游地区在 35—50 毫米 (2—3 千卡/厘米<sup>2</sup>·月) 之间；仅华南地区在 50 毫米 (3 千卡/厘米<sup>2</sup>·月) 以上 (图 6)。

### 3. 蒸发量和蒸发耗热量的年变化

我国青藏高原和新疆、内蒙地区的蒸发量全年总量不超过 150 毫米 (10 千卡/厘米<sup>2</sup>·年)。一年中，从 11 月份开始到次年 3 月份，有 5 个月左右数值微少；4 月开始增大，到 7 月份达最高值，蒸发量也不超过 15—35 毫米 (1—2 千卡/厘米<sup>2</sup>·月)，7 月以后又逐渐减小。这些地区的蒸发量和蒸发耗热量不仅月际变化很小，年变幅也只有 35 毫米 (2 千卡/厘米<sup>2</sup>) 左右。

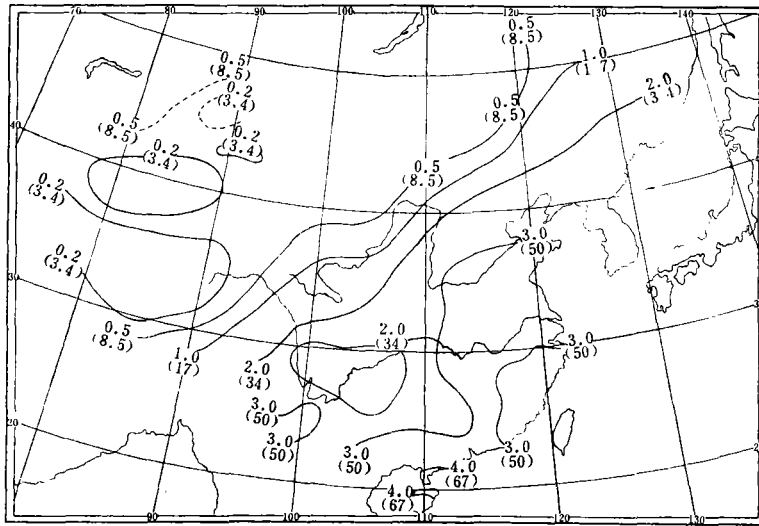


图 6 我国 10 月份蒸发量和蒸发耗热量分布图

从西北到东南蒸发量是逐渐增加的，就分布情况来看，冬季月份西北蒸发最小的地区与东南蒸发最大地区的差值也只有 15—35 毫米(1—2 千卡/厘米<sup>2</sup>·月)左右；夏季月份达 65—100 毫米(4—6 千卡/厘米<sup>2</sup>·月)。就月际变化情况来看，逐月增减很平稳，月际增减值不超过 15 毫米(1 千卡/厘米<sup>2</sup>)，全年变化幅度，在 65—85 毫米(4—5 千卡/厘米<sup>2</sup>)以内。

我国蒸发量年变幅最大的地区在长江与南岭之间，这一地区全年各月都是我国蒸发量的高值区，冬季为 35 毫米(2 千卡/厘米<sup>2</sup>·月)左右，夏季在 115 毫米(7 千卡/厘米<sup>2</sup>·月)以上，年总量可达 650 毫米(40 千卡/厘米<sup>2</sup>·年)左右，全年变幅为 80 毫米(5 千卡/厘米<sup>2</sup>)。

### 参 考 文 献

- [1] 陆渝蓉、高国栋等，我国辐射平衡各分量计算方法及时空分布的研究(1)，南京大学学报，1976年，第二期。
- [2] 高国栋、陆渝蓉等，我国辐射平衡各分量计算方法及时空分布的研究(2)，南京大学学报，1978年，第二期。
- [3] 高国栋、陆渝蓉、康健业、郭学英、张绍棣、姚家贵等，青藏高原辐射平衡热量平衡及冷热源问题的研究，青藏高原气象论文集，(1975—1976)，47—52。
- [4] 布德科，М. И.，地表面热量平衡，科学出版社，1960年。
- [5] 中国科学院水利水电科学研究院水文研究所，全国水文图集，1963。
- [6] Багров, Н. А., О среднем многолетнем испарении с поверхности суши, Метеор. и гидр., №. 10, 1953.
- [7] Багров, Н. А., О расчете испарения с поверхности суши, Метеор. и гидр., №. 2, 1954 а.
- [8] 刘振兴，论陆面蒸发量的计算，气象学报，27(4)，337，1957。
- [9] Константинов, А. Р., Испарение в природе., Л. Гидрометеоздат, 1963.
- [10] Будыко, М. И., Зубенко, Л. И., Определение испарения с поверхности суши, Изв. АН СССР-сер. геогр., №. 6, 1961.
- [11] 高国栋、陆渝蓉、李怀瑾，我国最大可能蒸发量的计算和分布，地理学报，33(2)，1978。
- [12] 高国栋、陆渝蓉等，东亚地区的地表面辐射平衡、热量平衡及冷、热源问题的研究，大气科学，第3卷，第1期，1979。
- [13] 陆渝蓉、高国栋、李怀瑾，我国干湿状况的研究，南京大学学报，1979年，第一期。

## A STUDY OF THE AMOUNT OF EVAPORATION AND THE LOSS OF HEAT FOR EVAPORATION IN CHINA

Gao Guo-dong Lu Yu-rong Li Huai-jin

*(Department of Meteorology, Nanjing University)*

### Abstract

In this paper, The following problems are discussed:

- 1) The various methods to calculate the amount of evaporation.
- 2) Results of the calculation of the amount of evaporation and the loss of heat for evaporation of more than 200 stations in China by the method of N. A. Bagrov based on the component values of radiation and heat balance given by the authors and other related climatological data.
- 3) The configuration of the time and space distributions of the amount of evaporation and the loss of heat for evaporation in China.