

## 论水热平衡联系方程\*

崔启武 孙延俊

(中国科学院林业土壤研究所)

对于地球表面水热平衡的研究,有两个众所公认的方程。即  
水量平衡方程:

$$r = f + E \text{ (对多年平均情况)}$$

和热量平衡方程:

$$R = P + LE \text{ (对全年平均情况)}$$

式中  $r$ ——降水量(克/平方厘米)

$f$ ——迳流量(克/平方厘米)

$E$ ——蒸发量(克/平方厘米)

$R$ ——辐射差额(千卡/平方厘米)

$P$ ——乱流热通量(千卡/平方厘米)

$L$ ——每克水变成水汽所需吸收的热量,约等于 0.6 千卡/克

这两个方程中,涉及 5 个因子,故一般应进行 3 个因子的实际测定,方可求解。而这些因子中的  $P$ 、 $E$ 、 $R$  的测定都是比较困难的。因此,人们企图建立独立的第三个方程。特别是着眼于蒸发、蒸发力和降水量、辐射差额的相互关系的研究<sup>[1-5]</sup>,其中著名的有 M. И. Будыко 1948 年发表的水热平衡“联系方程”<sup>[6]</sup>,其形式为:

$$E = \sqrt{\frac{R}{L} \operatorname{th} \frac{Lr}{R} \cdot r(1 - e^{-\frac{R}{Lr}})} \quad (1)$$

这是将两个经验公式(1911 年的 Оледекон 公式和 1904 年的 Schreiber 公式)进行几何平均而得。Будыко 用  $R/L$  来表示原公式中的蒸发力( $E_0$ ),使水量平衡各分量与热量平衡各分量建立了内在联系,并对两种极端条件下的适应性作出了理论解释,因此“联系方程”(1)比以前的两个经验公式得到了较广泛的应用。

但是,Будыко 本人也承认,“联系方程”(1)中各分量的“依存关系是建立在两个极端的规律性之上的,并且借助于内插由一种极端状态过渡到另一种极端状态”<sup>[7]</sup>,因此,“联系方程”(1)本质上是一个内插的经验公式,它远远不如水量平衡方程和热量平衡方程的物理概念明确,从而也未得到公认。特别是,А. С. Монин 曾对“联系方程”(1)表示怀疑,并引用一部分资料证明方程(1)所计算出的蒸发值与由水量平衡方程求出的值相差较大<sup>[8]</sup>。Будыко 虽然不同意这种意见<sup>[7]</sup>,但是对方程(1)没有提出更多的理论依据。

本文,试图从水分交换和热量交换及其对蒸发影响的物理过程出发,推导一个新的水

\* 此文成稿于 1965 年,这次发表时作了补充修改。

热平衡联系方程。新方程在两种极端情况下与 Будыко 方程吻合,而在一般情况下,还与水量平衡方程所求得的结果较为接近。

## 一、基本概念

陆地表面的蒸发,依赖于两个条件,即水源和热源。对于常定的水量,热量是蒸发的制约条件;而对于常定的热量,水量又是蒸发的制约条件。陆地表面所获得的可用于蒸发的水量以降水量( $r$ )表示之;所获得的可用于蒸发的热量以辐射差额( $R$ )表示之。因此一般的有:

$$E = E(r, R)$$

$$dE = \frac{\partial E}{\partial r} dr + \frac{\partial E}{\partial R} dR \quad (2)$$

从水分和热量的交换过程及其对蒸发的影响来说,可做如下的假设:

$$\frac{\partial E}{\partial r} = \left(1 - \frac{LE}{R}\right) \frac{E}{r} \quad (3)$$

$$\frac{\partial LE}{\partial R} = \left(1 - \frac{E}{r}\right) \frac{LE}{R} \quad (4)$$

现在分别对这两个假设的物理意义说明如下:为此,将上面(3)式写成差分的形式:

$$\left(\frac{\Delta E}{\Delta r}\right)_R \approx \left(1 - \frac{LE}{R}\right) \frac{E}{r}$$

$(\Delta E/\Delta r)_R$  表示当辐射差额  $R$  为常量时,陆地表面的蒸发量  $E$  随降水量  $r$  的改变率; $\Delta E$  为蒸发增量; $\Delta r$  为降水增量; $LE/R$  表示全部热量中用于蒸发的耗热率; $\left(1 - \frac{LE}{R}\right)$  表示全部热量中被蒸发用去后剩余热量的百分率(以下简称蒸发剩余热率)。这个剩余热率愈大,意味着,当降水有一增量  $\Delta r$  时,所能获得的蒸发增量之可用热量愈大,因而得到的蒸发增量  $\Delta E$  愈大。在极端条件下,当  $\left(1 - \frac{LE}{R}\right)$  趋近于 0 时,即陆地表面可能获得的热量已全部用于蒸发了,这时即使再有降水增量  $\Delta r$ ,也不能引起相应的蒸发增量  $\Delta E$ 。这就确定了  $(\Delta E/\Delta r)_R$  与  $\left(1 - \frac{LE}{R}\right)$  之间的正比关系。此外,  $(\Delta E/\Delta r)_R$  还应与  $E/r$  成正比,这是因为蒸发系数  $E/r$  愈大,表示全年降水有多少变成了蒸发,因此降水有增量  $\Delta r$  时,其相应的蒸发增量  $\Delta E$  的大小应与  $E/r$  成正比;在极端条件下,当蒸发系数为 0 时  $\left(\frac{E}{r} = 0\right)$ , 即有降水亦无蒸发,这时如有降水增量  $\Delta r$ ,亦不可能产生蒸发增量。这就确定了  $(\Delta E/\Delta r)_R$  与  $E/r$  成正比的关系。

因此,  $\left(\frac{\Delta E}{\Delta r}\right)_R$  与  $\left(1 - \frac{LE}{R}\right)$  和  $\frac{E}{r}$  的乘积成正比的关系,是不难理解的。从而可得 (3a) 式:

$$\left(\frac{\Delta E}{\Delta r}\right)_R \approx \alpha \left(1 - \frac{LE}{R}\right) \frac{E}{r} \quad (3a)$$

式中比例系数  $\alpha$  是容易确定的。如对于热量供应十分充足, 而降水极不充足(沙漠)的地区, 必有  $R \gg LE$ ,  $1 - \frac{LE}{R} \rightarrow 1$ , 而且当有降水增量  $\Delta r$  时, 必将引起充分的蒸发增量  $\Delta E$ , 即  $\left(\frac{\Delta E}{\Delta r}\right) \rightarrow \frac{E}{r}$ 。从而代入上式, 立即可以确定  $\alpha$  必为 1。

综上所述, 可知(3)式的假定

$$\frac{\partial E}{\partial r} = \left(1 - \frac{LE}{R}\right) \frac{E}{r}$$

有其物理依据。对于(4)式, 亦可作类似的说明, 这时将(4)式改写为:

$$\left[\frac{\Delta(LE)}{\Delta R}\right]_r \approx \left(1 - \frac{E}{r}\right) \frac{LE}{R} \quad (4a)$$

式中  $\left(1 - \frac{E}{r}\right)$  可理解为蒸发剩余水率;  $\frac{LE}{R}$  为蒸发耗热率。(4)式的物理意义是, 当降水量为一常数时, 蒸发耗热  $LE$  随辐射差额的改变率  $[\Delta(LE)/\Delta R]$ , 与蒸发剩余水率  $\left(1 - \frac{E}{r}\right)$  和蒸发耗热率  $\frac{LE}{R}$  的乘积成正比, 其比例系数亦可相应的确定为 1。

(3)式和(4)式的这种物理解释不是唯一的。还可以从乱流热通量和迳流的角度来进行这种解释, 因为(3)(4)式中包含的各因子中其实可以转换出迳流和乱流热通量的关系出来。为了节省篇幅, 在此不详加叙述。

应该指出, (3)(4)两式虽有一定的物理解释, 但尚未用实验数据予以确定, 尚属一种假说性质。这种假说中所包含的函数性质我们尽可能的取得简单一些, 以便方程的求解。这种假设是否成立, 可以根据方程的解是否可经实践证实而解决, 在〈三〉中讨论之。

## 二、水热平衡新联系方程的解

根据假设(3)和(4), 可将公式(2)改写为:

$$\begin{aligned} dE &= \frac{\partial E}{\partial r} dr + \frac{\partial E}{\partial R} dR \\ &= \left(1 - \frac{LE}{R}\right) \frac{E}{r} dr + \left(1 - \frac{E}{r}\right) \frac{E}{R} dR \end{aligned}$$

或  $\left(1 - \frac{E}{r}\right) \frac{E}{R} dR + \left(1 - \frac{LE}{R}\right) \frac{E}{r} dr - dE = 0 \quad (5)$

取下述符号:

$$\left. \begin{aligned} R &= x, \quad r = y, \quad E = z \\ P &= \left(1 - \frac{E}{r}\right) \frac{E}{R}, \quad Q = \left(1 - \frac{LE}{R}\right) \frac{E}{r}, \quad S = -1 \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

则(5)式变为典型的波发夫方程:

$$Pdx + Qdy + Sdz = 0 \quad (7)$$

此方程并非在所有情况下都具有唯一解, 但如满足下述条件, 则解是唯一存在的, 此

条件是(又称可积条件)

$$S\left(\frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial Q}{\partial x}\right) + P\left(\frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{\partial S}{\partial y}\right) + Q\left(\frac{\partial S}{\partial x} - \frac{\partial P}{\partial z}\right) \equiv 0 \quad (8)$$

利用(6)所给的符号的物理意义,可求得:

$$S\left(\frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial Q}{\partial x}\right) = -1\left(\frac{E^2}{r^2 R} - \frac{LE^2}{R^2 r}\right) \quad (8a)$$

$$P\left(\frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{\partial S}{\partial y}\right) = \left(1 - \frac{E}{r}\right) \frac{E}{R} \left(\frac{1}{r} - \frac{2LE}{Rr}\right) \quad (8b)$$

$$Q\left(\frac{\partial S}{\partial x} - \frac{\partial P}{\partial z}\right) = \left(1 - \frac{LE}{R}\right) \frac{E}{r} \left(\frac{2E}{Rr} - \frac{1}{R}\right) \quad (8c)$$

(8a), (8b), (8c) 相加, 即可得(8)式, 故可积条件成立, 方程(7)具有唯一存在的解, 也就是方程(5)是可积的。

方程(5)的求解在微分方程教科书中有比较正规的解法<sup>[9]</sup>, 即首先令  $R$  为不变量, 将方程(5)简化为:

$$\frac{dE}{E\left(1 - \frac{LE}{R}\right)} = \frac{dr}{r} \quad (9)$$

方程(9)的解为:

$$E = \frac{rC(R)}{1 + \frac{LrC(R)}{R}} \quad (10)$$

式中  $C(R)$  为方程(9)的积分常数, 但为  $R$  的函数。将此解代入假设条件(4)中, 化简后可得:

$$RC'(R) - C(R) + C^2(R) = 0 \quad (11)$$

这是贝努里方程, 可以求得解为:

$$C(R) = \frac{R}{R + A} \quad (12)$$

将(12)式代入(10)式中, 化简后可得到:

$$E = \frac{Rr}{R + A + Lr} \quad (13)$$

式中  $A$  是与  $(R, r)$  无关的一个参数。

此式为方程(5)的唯一解, 称水热平衡新联系方程, 具有很简易的形式。

### 三、水热平衡新联系方程的验证

我们讨论一般的情况。为此必须确定方程(13)中的参数  $A$  的变化范围。

(13)式可改写为:

$$A = \frac{Rr}{E} - R - Lr \quad (14)$$

(a) 对于极端干旱的地区,  $R \geq Lr$ , 且降水几乎完全用于蒸发,  $E \rightarrow r$ , 故由公

表 1 各大洲的  $E$  计算结果比较(毫米/年)

地 区	$r^*$ (毫米/年)	$f^*$ (毫米/年)	$R^*$ (仟卡/厘米 <sup>2</sup> 年)	方程 (13) 计算的 $E$	Будыко 公式 计算的 $E$	水量平衡公式 计算的 $E$
整个大陆	700	250	46	460	510	450
欧洲	600	240	33	380	400	360
亚洲	610	220	41	420	460	390
北美	670	270	38	420	460	400
南美	1350	490	71	720	880	860
非洲	670	160	69	510	590	510
澳洲	470	60	66	410	440	410

\*  $r, f, R$  值取自 Будыко “地球表面的热量平衡”一书

表 2 黄河流域及其附近地区的  $E$  计算结果比较(毫米/年)

地 点	$r^*$ (毫米/年)	$f^*$ (毫米/年)	$R^*$ (仟卡/厘米 <sup>2</sup> 年)	方程 (13) 计算的 $E$	Будыко 公式 计算的 $E$	水量平衡公式 计算的 $E^{**}$
甘谷	402	70	52	360	370	332(360)
天水	532	100	52	419	453	432(400)
武功	589	70	52	444	489	519(500)
岷县	597	120	52	443	484	477(450)
西安	581	50	52	438	482	531(531)
包头	342	10	52	323	321	332(290)
呼和浩特	386	10	52	352	355	376(350)
集宁	351	25	52	332	330	326(340)
华家岭	474	30	53	399	422	444(405)
榆中	444	30	53	380	400	414(395)
临夏	537	100	53	425	462	437(400)
化隆	304	50	53	304	292	254(254)
西宁	355	140	53	336	334	315(300)
兰州	326	25	53	314	310	311(320)
固原	390	80	53	356	359	310(400)
平凉	534	50	53	422	459	484(470)
长武	574	25	53	441	488	549(460)
邠县	562	50	53	432	478	512(455)
永寿	539	70	53	426	464	469(475)
庆阳	497	23	53	405	432	474(450)
西峰	533	23	53	422	458	510(460)
榆林	405	55	54	365	373	350(350)
河曲	382	50	54	350	351	332(360)
延安	535	40	55	427	460	495(400)
绥德	432	45	55	377	393	387(380)
洛川	432	40	55	377	393	392(435)
潼关	498	100	55	409	433	398(450)
运城	487	50	56	407	433	437(437)
洛阳	555	100	57	439	477	455(455)
太原	418	25	57	372	385	393(393)
长治	531	95	59	429	462	436(410)
新乡	504	50	60	420	454	454(500)
石家庄	456	50	60	397	420	406(397)

\*  $r, f$  为实测值,  $R$  数据取自文献[10]。

\*\*  $E$  由  $(r - f)$  算出(括号内的数字由水利科学院 1958 年出版的中国各地平均年雨量资料和中国雨量、径流图表中查得)。

式(14)可得:  $A \rightarrow -Lr \rightarrow 0$

(b) 对于极端湿润的地区,  $Lr \geq R$ , 且热量几乎完全用于蒸发,  $LE \rightarrow R$ , 故由公式(14)可得:  $A \rightarrow -R$

综合(a), (b)两种极端情况, 故可知  $A$  的变化范围应在  $-R$  与  $0$  之间。 $A$  应与自变量  $R, r$  无关, 但是  $A$  是否为一绝对常数? 这要看方程(5)或假设条件(3)(4)成立时应满足的要求, 一般来说, 性质比较均一的地区, (3)(4)的假设条件和方程(5)中反映的各因子间的关系是应该存在的, 因此对比较均一的地区,  $A$  在此区内应为绝对的常数。“比较均一”这样一个说法是很含混的, 它应该包含一些什么内容? 它是否反映了下垫面或地理带的某些特点? 这些都有待于进一步的研究。

我们计算了一下整个黄土高原的情况, 发现  $A$  值相当稳定, 以年为时段计算, 一般可取为  $-18$  千卡/厘米<sup>2</sup>。如果用这样一个数据代入新的联系方程(13)中, 计算出来的黄土高原上的水量平衡各分量间的关系, 是与实际情况相当吻合的。利用这个  $A$  值 ( $-18$  千卡/厘米<sup>2</sup>) 来计算各大洲的平均蒸发值, 得到的结果也很理想。

上页表是利用公式(13), 并根据式中左端要求的各分量 ( $R, r$ ) 的实测值计算出的各大洲(表1)和我国黄河流域及其附近地区(表2)的多年平均年蒸发值。为了比较起见, 将水量平衡公式和 Будыко 公式计算出的蒸发值亦列出, 以供参考。

从上面两个表可以看出, 水热平衡新联系方程(13)所算得的陆面蒸发值是可以的, 它与水量平衡公式所算得的值比较接近, 而 Будыко 公式所算得的蒸发值对各大洲来说, 与水量平衡公式比较, 普遍偏高, 但对于我国黄土高原的情况接近程度还是可以的。水量平衡公式所算得的值也不能认为是绝对可靠的, 一般估计其误差约为 10%。考虑到新联系方程(13)中的蒸发值是代表陆面多年平均蒸发值, 因此与水量平衡公式所得结果存在若干差异, 是完全可以理解的。

应该指出, 利用水热平衡联系方程(13)的目的不仅仅在于计算常年的陆面平均蒸发值。上面的计算不过是为了验证方程(13)与实际情况相吻合的程度, 从而证明(3)(4)式中所提出的假设是基本可用的。

## 四、几个值得探讨的问题

### (一) 干燥指数的新涵义

辐射干燥指数  $R/Lr$ , 在气候学上是有其特殊意义的。我们联系水热平衡新联系方程(13)进行分析, 揭示出某些新的涵义。

首先讨论一下  $\frac{R}{Lr} = 1$  的情况。

由方程(13), 我们得到

$$\frac{\partial E}{\partial r} = \frac{R^2 + RA}{(R + A + Lr)^2}$$

$$\frac{\partial E}{\partial R} = \frac{rA + Lr^2}{(R + A + Lr)^2}$$

当  $\frac{R}{Lr} = 1$  时, 立即可以得到

$$\frac{\partial E}{\partial r} = \frac{\partial LE}{\partial R}$$

这意味着蒸发依降水的改变率等于蒸发耗热依辐射差额的改变率, 说明在这一地区, 水分和热量两个因子所起的作用是等价的。这一新含义正好与 A. A. Григорьев 的著名论点一致。Григорьев 写到“当地表面辐射平衡指数(即  $R$ )与年降水量指数(以蒸发掉这些降水所需要消耗的卡数来表示, 即  $Lr$ )之比等于或近于 1 的时候, 在参与地理环境自然过程的热量与水分之间具有量的一致——适应性”<sup>[11]</sup>。联系到方程(13)的分析, 可以给这种观点付与一定的理论解释。而当  $Lr$  与  $R$  不一致的情况, 这时显然有  $\frac{\partial E}{\partial r} \neq \frac{\partial LE}{\partial R}$ , 说明热量因子和水分因子在此时对地区水热状态中所发挥的作用不等价。

## (二) 关于自然地理带规律性的表述原则

长期以来, 人们企图用降水和辐射差额来表达自然地理带的规律性<sup>[6][11-14]</sup>。因为可以把降水看做是水源, 辐射差额看做是能源, 地球表面上发生的一切过程, 归根结蒂总是要从其造成这些现象的能量与物质(水显然是一种主要的物质)来源上找出根据的, 这种努力获得了某种成功。Будыко 曾经计算了世界各地的热量平衡, 发表了详细的数据和图表<sup>[6][15]</sup>, 并以  $R$  与  $R/Lr$  为坐标轴, 绘制出了自然地理带的某些有规律性的图表<sup>[6]</sup>。但是, 仔细地分析这些资料, 与实际情况往往还存在一些无法解释的差异<sup>[8]</sup>。这些差异的产生到底是偶然性的因素呢, 还是其中忽视了主要的因子, 值得探索。

如果从水量平衡方程(1)、热量平衡方程(2)和水热平衡新联系方程(13)的相互联系的基本观点出发, 我们知道对于长年的平均状况(自然地理带的规律性当然是指长年的平均状况), 5 个水热因子 ( $R, r, f, E, P$ ), 当然只需测定 2 个因子(如  $R, r$ ), 就可以利用 3 个方程求解了。因而人们可以利用降水( $r$ )和辐射差额( $R$ )来寻求自然地理带的规律性。但是, 另一方面我们如果注意到水热平衡新联系方程(13)中还包含一个参数  $A$  的时候, 就发现单凭  $r$  和  $R$  尚不可能最终的确定其余各分量。

$A$  是与  $R, r$  无关的参数, 本质上它是由地表因素(地形、地貌、地植被状况)所决定的, 如水面的  $A$  与陆面的  $A$  值相差很远。如果把  $R, r$  看做为影响自然地理带的外部动力性因素, 把  $A$  看做为在  $R, r$  的长期作用下与地球表面的内在因素共同形成的自然地理带的某些相对稳定的因素, 则从水热状况各因子的全面分析来考虑, 单纯从  $R, r$  的数量来划分自然地理带, 还是不够全面的。

$A$  是一个参数, 它与  $R, r, E, P, f$  的性质是完全不同的,  $A$  一经确定就可看成为一个常量, 不随时间变化。从而就可减轻实测的工作量。我们计算了一些地区的  $A$  值, 发现此值相当稳定(随时间变化小)。对于大面积地区的陆面蒸发计算, 几乎可取一个不变的值(—18 仟卡/厘米<sup>2</sup>)。对于不同的局部地区,  $A$  的取值有所变化, 而这种变化恰好反映了自然地理带的某些特性, 因此对它的研究是有意义的。我们认为: 引进  $A$  在某种程度上可作为研究自然地理带规律性和地表面水热平衡关系的一个新的线索。

## 参 考 文 献

- [1] Мезенцев В. С., Ещё раз о расчете среднего суммарного испарения. Мет. гидр. 5, стр. 24, 1955.
- [2] Багров Н. А., О среднем многолетнем испарении с поверхности суши. Мет. и гидр. 10, стр. 20, 1953.
- [3] Багров Н. А., О расчете испарения с поверхности суши. Мет. и гидр. 2, 1954.
- [4] 刘振兴: 论陆面蒸发量的计算, 气象学报, 27 (4), 1956.
- [5] Тюрк Л., Баланс почвенной влаги, 1958.
- [6] 布德科 М. И., 地表面热量平衡, 科学出版社, 1960.
- [7] Будыко М. И., О климатологии теплового баланса. Известия АН СССР, Серия Геогр., 1, 1964.
- [8] Монин А. С., О климатологии теплового баланса. Известия АН СССР, Серия Геогр. 5, 1963.
- [9] 史捷班诺夫, В. В., 微分方程教程, 349, 高等教育出版社, 1965.
- [10] 左大康, 中国地表辐射平衡的时空分布, 中国科学院地理研究所, 地理集刊 1964 年第 6 号。
- [11] Григорьев А. А., О некоторых основных физикогеографических закономерностях. Изв. АН СССР сер. Геогр. и геофиз. 4, 1937.
- [12] Григорьев А. А., Некоторые итоги разработки новых идей в физической географии. Изв. АН СССР, сер. Геогр. и геофиз. 2, 1946.
- [13] Григорьев А. А., О некоторых вопросах физической Географии, Вопр. философия, 1951.
- [14] Григорьев А. А., Географическая зональность и некоторые её закономерности. Изв. АН СССР, сер. Геогр. 5, 6, 1954.
- [15] Будыко М. И., Тепловой баланс земли, 1978. Гидрометеоиздат, Ленинград.



## ON THE CORRELATIVE EQUATION OF THE HEAT AND WATER BALANCE

Cui Qiwu, · Sūn Yanjun

(Shenyang Institute of Forestry and Pedology, Academia Sinica)

In his article "On the Climatology of Heat Balance", A. S. Monin criticized M. I. Boudko's corresponding work "On the Climatology of Heat Balance". In these two articles, the correlative equation of the heat and water balance, presented by M. I. Boudko in 1948, was also discussed. The authors of this paper, with a view to the evaporation of the dryland relating to the heat exchange and the water exchange, derive a new correlative equation as follows:

$$E = E(r, R)$$

$$\frac{\partial E}{\partial r} = \left(1 - \frac{LE}{R}\right) \frac{E}{r}$$

$$\frac{\partial E}{\partial R} = \left(1 - \frac{E}{r}\right) \frac{E}{R}$$

We therefore obtain a differential equation with regard to the evaporation  $E$ , which depends upon the precipitation and the radiational balance, the Pffav's equation:

$$\left(1 - \frac{E}{r}\right) \frac{E}{R} dR + \left(1 - \frac{LE}{R}\right) \frac{E}{r} dr - dE = 0$$

It is possible to solve this equation conditionally by the following general solution:

$$E = \frac{Rr}{R + Lr + A}$$

Where  $A$  denotes an adopted constant for a given zone, the value of which is  $-18k$  Cal/cm<sup>2</sup> per year;  $R$  in  $K$  Cal/cm<sup>2</sup>/year;  $E$  and  $r$  in g/cm<sup>2</sup>/year and  $L$  is the latent heat of the evaporation, with a value of  $0.6 K$  Cal/g/year.

According to this equation, the values of the evaporation of dryland in several regions in the People's Republic of China were calculated.

The results thus obtained correspond completely to those gained by the calculation on the basis of the equation of the water balance. A comparison between the results obtained by different formulas is made in the following Tables.

We suggest that a new correlative equation  $E = \frac{Rr}{R + Lr + A}$  could be established.

From such a point of view, it is considered resonable that A. S. Monin's critic on M. I. Boudko owned a definite basis, because  $E/r$  depends not only upon  $R$ ,  $r$ , but also upon the values of coefficient  $A$ . The coefficient  $A$  is clearly characteristic of geographical zonation.

Table 1

Region	r	f	Equation	r-f
Continents as a whole	700	250	460	450
Europe	600	240	380	360
Asia	610	220	420	390
North America	670	270	420	400
South America	1350	490	720	860
Africa	670	160	510	510
Austrilia	470	60	410	410

Table 2

Local name	r	f	Equation	r-f
Yanan	535	40	427	495
Min Xian	597	120	443	477
Suide	432	45	377	387
Tongguan	498	100	409	398
Shuiazhuang	456	50	397	406
Luochuan	432	40	377	392
Yulin	405	55	365	350
Hequ	382	50	350	332
Lanzhou	326	25	314	311
Taiyuan	418	25	372	393
Tianshui	532	100	419	432
Jining	351	25	332	426
Changzhi	531	95	429	436