

地球热量平衡

〔苏〕 М·И·布德科主编

DIQIU RELIANG PINGHENG



气象出版社

地 球 热 量 平 衡

[苏] M. И. 布德科 主编

沈 锤 译

殷宗昭 校

气 象 出 版 社

1 9 8 0

内 容 简 介

本书阐述了地表热量平衡各组成项的精确计算结果,提出了这些项新的世界分布图,并给出了全球的及各纬度带的热量平衡各组成项的评价。

本书可供气象学、陆地水文学以及海洋学方面的工作者参考。

Под ред. М. И. Будыко
ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЗЕМЛИ
Гидрометеоиздат Ленинград 1978

地 球 热 量 平 衡

[苏] М. И. 布德科 主编

沈 鍾 译

殷 宗 昭 校

* * *
气 象 出 版 社 出 版

(北京西郊白石桥路 46 号)

北 京 印 刷 一 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

* * *
1980 年 6 月第一版

开本: 787 × 1092 1/32

1980 年 6 月第一次印刷

印张: 1.5

印数: 0001—3,000

字数: 25,000

统一书号: 13194 · 0012

定价: 0.20 元

译者的话

在实现我国社会主义现代化的进程中，大气科学中最古老的分支学科——气候学正朝着研究气候形成及其变化的物理原因和机制方面发展，这必然涉及到地球热量平衡问题；同时，它也是开发利用资源方面首先要遇到的问题。因之，地学科研领域及有关部门较为广泛地开展了地球热量平衡的研究工作。

为了借鉴国外科研成果，我们翻译了1978年苏联M. И. 布德科主编的《地球热量平衡》一书。该书反映了1945—1975年苏联地球物理观象总台的地球热量平衡方面的全部工作总结，着重介绍了1963年以来的最新成果，其所使用的观测方法和计算热量平衡各组成项的方法都有了新的发展，特别是根据更多的观测资料计算出南半球中高纬洋面向下层水体传递热量的结果与过去是完全相反的。

M. И. 布德科是一位大家熟悉的气候学家。他在这方面最早的一本著作《地表面热量平衡》(1955年版)，早已译成中文；1955年和1963年出版他主编的两套图集也经常被人们引用。我们相信翻译出版这本小册子，对气象、海洋部门以及地理学、水文学、气象学方面的有关科技人员和高等院校的师生将会有一定用处的。鉴于译者水平有限，错误之处欢迎读者批评指正。

目 录

译者的话

1. 序言	1
2. 热量平衡各组成项的确定方法	3
2.1 陆上短波辐射	3
2.2 陆面有效辐射	6
2.3 洋面辐射平衡	8
2.4 陆面的蒸发耗热	12
2.5 洋面的蒸发耗热和大气与洋面间的湍流 热交换	16
3. 全球热量平衡各组成项图	20
3.1 总辐射	20
3.2 辐射平衡	23
3.3 蒸发耗热	27
3.4 地面与大气间的湍流热量	31
3.5 洋面与下层水体的热交换	34
4. 地球热量平衡	38
参考文献	41

1. 序 言

地球热量平衡的研究开始于十九世纪，那时已经发明了日射仪器，并计算了大气上界的太阳辐射值随纬度和季节的变化。二十世纪前半叶，В. 施密特 (В. Шмидт)，А. 埃斯川姆 (А. Онгстрем)，Ф. 阿尔布雷赫特 (Ф. Альбрехт) 以及 С. И. 沙维诺夫 (С. И. Савинов) 确定了地球上个别地区的地表热量平衡各组成项的值。

1945—1974 年，沃耶伊柯夫地球物理现象总台进行了地球热量平衡的研究，曾建立了每个月的以及年平均的全球地表热量平衡各组成项的图集（发表在《热量平衡图集》^[5]中）。由于进一步的研究，这些图更详尽了，并补充了地-气系统的几个热量平衡各组成项图（发表在《地球热量平衡图集》^[6]中）。

自第二个热量平衡图集出版以来，已积累了陆上一系列地区的大量日射观测资料（这些地区以前并未建立日射观测站）。更有意义的是，这些年获得了海上的丰富的日射观测资料，从而可以弄清水体辐射状况的特性。

特别值得注意的是，近来卫星观测所取得的辐射状况特性的资料，已不断地被引用于建立全球地-气系统吸收辐射图及辐射平衡图的工作中。

湍流扩散研究的进展，对于海洋而言，首先使地表与大气间蒸发耗热和湍流热交换的计算方法得以精确化。

由于观测资料的积累以及确定热量平衡各组成项计算方法的进展，1975 年建立了更为精确的新的全球热量平衡各组成项图。

最近 10—15 年来，热量平衡资料已广泛应用于气候理论、水份平衡研究以及气象学、陆地水文学、海洋学的其他许多问题中。所以，热量平衡问题更显得有现实意义。

本书发表了地表热量平衡各组成项的全球年平均图¹⁾，图中提供的资料已引用到全球水份平衡的研究工作^[31]以及大气热状况理论的一系列工作中。

在获得地表热量平衡新情报的同时，也获得了地-气系统辐射平衡的卫星观测资料，因而改进了地球热量平衡图解，这在本书的最后部分作了介绍。

1) 在热量平衡各组成项的大量计算工作中，参加者有：И. М. 边也娃 (И. М. Беева), О. Д. 奥哈琴娜 (О. Д. Охотина), Е. Ф. 谢列斯涅娃 (Е. Ф. Селезнева), Е. Е. 斯皮尔 (Е. Е. Сибир), Н. Н. 斯米尔诺娃 (Н. Н. Смирнова) 和 Е. М. 鲍雷斯卡娅 (Е. М. Полинская)。

2. 热量平衡各组成项的确定方法

2.1 陆上短波辐射

到达地球表面的太阳总辐射量，取决于地方纬度、太阳赤纬、大气状况（透明度、云量）以及下垫面的特性（反射率）。

当前虽已积累了大量的总辐射观测资料，但还有些地区的日射站为数不多，为获得必要的资料就必须利用间接的总辐射计算方法。这些方法是建立在半经验关系上的，是基于台站网测量的主要气象要素资料计算而得的太阳辐射值^[10,35]。

以观测资料为基础，经处理得出确定总辐射 Q 的公式。通常，总辐射值或表示为与大气上界的太阳辐射值 (Q_A) 有关的式子或者表示为进入碧空状况下的地表太阳辐射值 (Q_0) 的关系式，同时又与云量 n 或日照时间 S 有关。

在文献[9]中已得出结论，总辐射和云量之间相当准确的关系式可写为如下形式：

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 - (a + bn)n, \quad (1)$$

其中 a 和 b 为经验系数，系数 a 的各纬度平均值也已给出， b 则取为常数。

所引公式，已应用于编制月太阳总辐射世界分布图的初始资料的计算中^[1,3]。

近年，自《地球热量平衡图集》^[6]问世以来，增加了重要的总辐射的实际观测资料，尤其是增加了热带和极地的资料，这就可以对公式(1)中的参数进行校对和精确化。

在引用上述公式时，必须有碧空条件下足够可靠的太阳总辐射值，这个值早先按 В. Н. 乌克兰依采夫 (В. Н. Украинцев)^[3]提出的方法求得。为求得 Q_0 的月平均值的纬度变程，利用了陆上主要分布于温带纬度地区 70 个站的资料。

为使以前得到的碧空条件下的可能总辐射与纬度的依赖关系更精确，在本工作中利用了均匀分布在陆上的 190 个站的每天观测资料，这就大大超过了以往所用资料的数量。

表 1 给出了南北半球不同纬度的精确的月平均可能总辐射值。

表 1 碧空条件下总辐射的纬度分布 Q_0 千卡/(厘米²·月)

纬度 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
90°N	0	0	0.3	10.0	20.8	25.8	24.2	14.0	2.4	0	0	0
80	0	0	2.4	10.4	20.4	24.9	22.6	14.2	4.6	0.5	0	0
70	0.03	1.4	5.7	12.6	19.5	22.8	21.2	14.7	7.5	2.7	0.3	0
60	1.8	4.3	9.4	14.9	19.8	22.2	21.0	16.2	10.9	6.1	2.4	1.1
50	4.8	7.6	12.8	17.3	20.9	22.6	21.8	18.2	14.0	9.7	5.5	4.0
40	8.2	11.2	15.6	19.4	22.0	23.1	22.4	20.1	16.4	12.8	8.8	7.3
30	11.5	14.0	17.6	20.5	22.2	22.8	22.4	20.9	18.3	15.2	12.2	10.6
20	14.6	16.6	19.1	20.8	21.6	21.8	21.7	20.9	19.4	17.4	15.2	13.9
10	17.2	18.6	20.2	20.7	20.2	19.9	20.1	20.5	20.2	19.1	17.6	16.7
0	19.4	20.1	20.7	20.0	18.7	18.0	18.2	19.5	20.2	20.4	19.7	19.1
10°S	21.2	20.9	20.6	18.6	16.6	15.6	16.0	17.7	19.7	20.9	21.3	21.2
20	22.4	21.3	19.8	16.7	14.2	12.8	13.5	15.6	18.7	20.6	22.2	22.6
30	23.1	21.0	18.2	14.2	11.2	9.8	10.3	13.1	17.0	19.9	22.5	23.8
40	23.5	20.2	16.0	11.7	8.3	6.6	7.4	10.1	14.5	18.4	22.3	24.6
50	23.3	18.9	13.7	8.8	5.3	3.6	4.2	6.8	11.7	16.6	21.8	24.7
60	23.1	17.0	10.7	5.6	2.4	1.0	1.6	3.8	8.5	14.1	20.9	24.3
70	23.4	15.1	7.3	2.2	0.2	0	0	1.0	4.9	11.6	21.3	25.7
80	24.4	14.3	4.8	0.1	0	0	0	0	2.0	9.7	21.9	27.4
90	25.2	14.1	3.0	0	0	0	0	0	0.3	8.8	22.2	28.0

个别台站值与 Q_0 的纬度平均值的偏差, 估计在 3—7% 范围内变化。表 1 中的数据与过去^[9]的结果相比, 新资料在中、低纬度比以前的平均要小 4—5%, 而在极地纬度的数值却提高了, 即北半球为 2—4%, 南半球夏季一些月份则达 10—12%。由于近十五年来南极日射网的发展, 南半球高纬的 Q_0 值显著精确化。

正如已提到的, 一些研究者在计算总辐射值时并未利用 Q_0 值, 而用进入大气上界的太阳辐射 Q_A 值。表 2 给出了北半球 Q_A 值的各纬度平均值。

表 2 进入大气上界的太阳辐射随纬度的分布
 Q_A 千卡/(厘米²·月)

纬度 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
90°N	0	0	1.0	13.8	26.3	31.7	29.0	19.2	4.6	0	0	0
80	0	0	3.2	14.3	25.9	31.3	28.8	19.2	6.8	0.7	0	0
70	0.1	2.2	7.9	16.8	25.1	29.7	27.4	20.0	11.3	4.1	0.4	0
60	2.6	6.1	12.3	19.5	25.9	29.0	27.4	22.0	15.2	8.4	3.6	1.7
50	6.6	10.4	16.2	22.3	27.2	29.4	28.4	24.5	18.7	12.6	7.8	5.6
40	11.0	14.6	19.6	24.6	28.1	29.6	28.8	26.1	21.7	16.6	11.8	9.9
30	15.3	18.4	22.5	26.1	28.3	29.2	28.8	27.1	24.0	20.3	16.2	14.2
20	19.2	21.8	24.6	26.8	27.8	28.1	28.0	27.4	25.6	23.0	20.1	18.4
10	22.8	24.5	26.1	26.8	27.0	26.8	26.8	26.8	26.5	25.2	23.4	22.2
0	25.7	26.5	26.7	25.9	24.6	23.7	24.2	25.4	26.5	26.7	26.0	25.3

Q_0 和 Q_A 的比值说明, 碧空条件下由于大气的吸收和散射, 致使太阳辐射平均削弱 25% 左右。

以新的资料验证 (1) 式中的系数—— b 值, 证实 早先 所取的值是可行的。

正如已指出的, 估计云对太阳辐射到达地表面的影响可以

有两种方式：直接用目测的云量资料或者用器测的日照时间记录。

在赤道和热带地区除云量数据以外，虽然日射观测点还不够多，但也积累了大量的日照观测资料。因此在低纬度有可能利用总辐射与相对日照之间的关系式。为此目的，引进了非洲、亚洲及澳洲的相应资料。计算结果证实，早先埃斯川姆按温带观测资料所得到的 Q 与 Q_0 之间存在着线性关系^[44]，其公式为：

$$\frac{Q}{Q_0} = 0.25 + 0.75 \frac{S}{S_0} \quad (2)$$

用南美台站网的日照资料算得的总辐射月平均值与实际资料相比，则计算误差不超过 8—10%。

在本工作中，必需用间接方法计算总辐射资料时，可优先使用公式 (2)，因为日照时间的资料较目测云量要可靠得多。

为确定吸收太阳辐射，必须具有不同自然地表面反射能力（反射率）的资料。因《地球热量平衡图集》^[6]中的反射率值与许多作者在近十五年内所得的一系列资料相比，则证实了除热带森林以外，该图所取的值是足够可靠的。根据最新测得的反射率，在热带森林为 12%^[49]，这个值同样适用于当前的计算吸收辐射的工作中。

2.2 陆面有效辐射

为确定地表面辐射平衡值 R ，即吸收太阳短波辐射与有效辐射间的差值，

$$R = Q(1 - \alpha) - I, \quad (3)$$

这里，除要有太阳总辐射 Q 与反射率 α 的资料外，还必须要有有效辐射 I 的资料， I 是地表长波辐射与吸收大气反辐射那部

分的差额。由于世界日射台站网缺乏大量长波辐射通量的观测资料,所以采取了理论的及半经验的计算方法来确定有效辐射。这些计算方法考虑到有效辐射与辐射面的温度、大气温度和湿度以及云量之间的关系。已发表于图集^[5,6]中所确定的辐射平衡值,其中有效辐射的计算采用了地球物理现象总台研究出的计算方法^[8],并以苏联日射台站的观测资料使之更为精确^[21]。

根据已有观测资料(主要是苏联日射站),确定有效辐射时是把它作为短波辐射与全辐射平衡的差额,因而其中也包含了这些要素的测量误差在内。在这种情况下,除偶然误差外,由于热电平衡表对于长波辐射要比短波辐射的灵敏度差,而仪器则按短波辐射检定的,故使有效辐射值系统地偏小。据 IO. П. 雅尼舍夫斯基的估计,在测长波辐射时,热电平衡表的系统误差为 8—10%。而据苏联日射站的观测资料,在提高有效辐射与水汽压之间关系的精确度时,为消除这个系统误差,可以将碧空条件下的有效辐射值增加 8%^[21]。

以前得到的^[6,22]计算有效辐射的多年月平均总值的公式为:

$$I = S\sigma\theta^4(11.4 - 0.23e)(1 - cn) + \Delta I \quad (4)$$

其中 θ, e, n 分别为月平均气温值($^{\circ}\text{K}$), 水汽压(mb)以及总云量(成数); c 是考虑了云量对辐射影响的一个系数^[6,22]; S ——陆面积分辐射能力,等于 0.95; σ ——斯梯芬-波兹曼常数(千卡/(厘米²·分·K⁴)); ΔI ——有效辐射订正值(此值和下垫面温度 $\theta_w^{1)}$ 与气温 $\theta^{2)}$ 之差成正比),它由热平衡方法确定^[22]:

$$\Delta I = 4 S \sigma \theta^3 (\theta_w - \theta) = \frac{R_0 - LE - B}{1 + \frac{\rho c_p D}{4 S \sigma \theta^3}} \quad (5)$$

1) 原文误为 Q_w ,

2) 原文误为 Q ——译者注。

根据苏联日射台站网观测资料，证实了所用有效辐射公式和云量、下垫面与大气间的温差有着依赖关系。而使用公式(4)，可用不同时期的平均气象要素值计算有效辐射月份值的误差。正如文献[23]中指出的，由于利用气象要素的月平均值算出的误差，90%的情况下达不到百分之一，亦即比确定有效辐射月总量方法的误差要小一个量级。对苏联50个站¹⁾的资料进行比较指出：年总有效辐射的计算值与测量值^[37]之差，60%的情况下不超过10%，80%的情况下则小于15%。而年总辐射平衡计算值与观测值之差，55%的情况下不超过10%，75%的情况下不超过15%。

从已有材料得出结论，辐射平衡计算总值的平均误差为10%左右。

2.3 洋面的辐射平衡

全球洋面的辐射平衡，是基于综合船上的日射观测资料研制的方法计算得出的^[20]。其计算式如下：

$$R = Q_0 f(n) \alpha - [S \sigma \theta_w^4 - S I_{\alpha 0} (1 + k n^m) \beta], \quad (6)$$

1) 这些站分布在苏联欧洲地区的各气候带内(阿尔汉格尔斯克, 卡尔戈波尔, 沃耶依柯沃, 塔尔土, 高尔基, 莫斯科, 明斯克, 品斯克, 瓦西列维契, 库尔斯克, 卡明草原, 古比雪夫, 基辅, 波尔塔瓦, 伏尔加格勒, 基希涅夫, 敖德萨, 沙耳斯克, 阿斯特拉罕, 索契)和苏联亚洲地区(奥列尼尧克, 萨列哈尔德, 中克累姆斯克, 土鲁汉斯克, 奥伊米亚康, 马尔科夫, 维尔霍扬斯克, 叶尼塞斯克, 雅库茨克, 阿尔丹, 高杜勃罗瓦(Высокая Дубрава), 鄂木斯克, 新西伯利亚, 基廉斯克, 伊尔库茨克, 斯科沃罗迪诺, 博尔集亚, 赤塔, 波利娜奥西品科, 策林诺格勒(Целиноград), 斜米帕拉丁斯克, 哈巴罗夫斯克(伯力), 舍甫琴柯, 威海, 阿拉木图, 塔什干, 萨德城(Сад—Город), 杜尚别, 阿什哈巴德, 帖尔美兹)。

式中 $Q_0^{1)}$ ——碧空条件下的太阳总辐射 (可能辐射);

$f(n)$ ——由总辐射与云量关系确定的一个函数;

α ——洋面反射率;

S ——水面积分辐射能力, 等于 0.91;

θ_w ——开尔文温标下的水面温度;

I_{a0} ——碧空大气辐射;

n ——总云量的成数;

k, m ——考虑了云量对大气辐射影响而得的参数;

β ——考虑了 $\bar{n}^2$ 和 $\overline{n^2}$ 的差的经验系数。

碧空条件下太阳总辐射值 Q_0 是根据太阳高度算出来的, 这时大气透明度系数的固定区间值为 p_2 , 在文献 [20] 的工作中给出了 $p_2=0.75$ 时的可能总辐射值。为了转换成其他大气透明度系数值时的日总辐射, 可利用下面的关系:

$$Q_0 = a Q_{0.75}, \quad (7)$$

式中系数 a 表征为不同的正午太阳高度值和透明系数 p_2 的影响。

对全球海洋上大气透明度的情况研究指出, 各海洋上的 p_2 值各异。太平洋与印度洋的 p_2 值接近, 而大西洋则较小, 尤其在赤道和热带纬度较小, 这是由于海洋周围陆地对大气的影 响^[19]。考虑到这些差别, 编制了各纬度平均的可能辐射月总值表。表 3 是大西洋的, 表 4 是太平洋及印度洋的。

由于云的复盖, 使可能辐射削弱。这种削弱依赖于总云量和正午太阳高度, 在文献 [20] 中已提出了相应的依赖关系 $f(n)$ 。然而, 因为缺乏云的各种成数的频率资料, 致使月平均总辐射值的计算产生了困难。在海洋的赤道上, 通常只有云量

1) 原文误为 Q_2 ——译者注

表 3 大西洋的可能总辐射月总值(千卡/厘米²·月)

纬度 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
60°N	1.6	4.0	9.1	14.7	20.4	21.9	21.3	16.9	10.9	6.0	2.3	1.0
50	4.4	6.9	12.2	16.7	21.0	21.8	21.5	18.2	13.2	9.0	5.2	3.8
40	7.5	9.6	14.6	18.0	21.4	21.7	21.6	19.3	15.3	11.8	8.1	6.8
30	10.5	12.1	16.6	19.0	21.3	21.0	21.3	19.9	16.8	14.4	11.0	9.7
20	13.6	14.3	18.1	19.3	20.7	20.0	20.5	19.9	18.0	16.4	13.6	12.8
10	16.2	16.2	19.3	19.2	19.6	18.7	19.2	19.5	18.7	18.2	15.7	15.8
0	18.7	17.6	19.7	18.6	17.9	16.7	17.5	18.5	18.8	19.5	18.2	18.3
10°S	20.6	18.4	19.7	17.5	16.0	14.4	15.4	17.3	18.5	20.3	20.3	20.6
20	22.0	19.2	19.2	15.8	13.6	11.7	12.8	15.3	17.3	20.5	21.1	22.2
30	22.9	19.2	18.0	13.8	10.9	8.7	9.9	12.9	15.8	19.9	21.6	23.3
40	23.4	18.7	16.3	11.4	8.0	6.2	7.1	10.9	13.9	19.0	21.8	24.2
50	23.8	18.0	14.5	8.8	5.2	3.4	4.2	7.4	11.7	17.8	21.7	24.9
60	23.8	16.8	11.9	6.2	2.4	1.0	1.6	4.4	9.2	16.2	20.9	25.2

表 4 太平洋与印度洋的可能总辐射月总值(千卡/厘米²·月)

纬度 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
60°N	1.7	4.1	9.3	14.9	20.6	22.1	21.3	17.1	11.1	6.1	2.4	1.2
50	4.4	6.9	12.4	17.0	21.4	22.3	22.1	18.7	13.6	9.3	5.3	3.5
40	7.7	9.8	14.9	18.5	22.0	22.3	22.3	19.9	15.7	12.4	8.4	6.9
30	10.9	12.4	17.1	19.5	21.9	21.6	22.0	20.5	17.3	14.9	11.5	10.1
20	14.0	14.7	18.7	19.9	21.3	20.7	21.3	20.6	18.6	17.0	14.2	13.3
10	16.8	16.8	19.9	19.7	20.2	19.2	19.9	20.2	19.3	18.8	16.6	16.3
0	19.4	18.2	20.4	19.1	18.5	17.2	18.0	19.1	19.3	20.0	18.8	18.9
10°S	21.2	19.1	20.4	18.0	16.5	14.9	15.8	17.6	18.9	20.8	20.4	21.1
20	22.4	19.7	19.7	16.3	14.0	12.1	13.1	15.7	17.7	20.8	21.5	22.8
30	23.4	19.6	18.4	14.2	11.2	9.1	10.2	13.2	16.1	20.4	21.9	23.8
40	23.8	18.9	16.6	11.7	8.2	6.3	7.2	10.3	14.0	19.2	22.0	24.5
50	23.8	18.0	14.5	8.7	5.2	3.4	4.1	7.2	11.5	17.6	21.6	24.6
60	23.4	16.5	11.6	5.9	2.3	0.9	1.5	4.1	8.6	15.4	20.4	24.6

成数的平均资料。为此,适用于辐射的气候计算,所以提供了表 5。表中 Q/Q_0 值依赖于总云量(成数)的平均值,这个值是考虑到总云量的每一种成数的频率得到的^[7]。

在文献[33]中给出了每个月月中的正午太阳高度值。

表 5 Q/Q_0 比值与正午太阳高度 $h_{\text{正午}}$ 和平均云量 n
(以频率计算)的依赖关系

$h_{\text{正午}}$	n 成 数										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
10°	1.00	1.02	1.01	0.97	0.92	0.84	0.76	0.67	0.58	0.49	0.37
20	1.00	1.02	1.01	0.97	0.92	0.84	0.76	0.67	0.56	0.47	0.35
30	1.00	1.01	0.99	0.97	0.92	0.84	0.77	0.68	0.58	0.49	0.37
40	1.00	1.00	0.99	0.96	0.92	0.85	0.78	0.70	0.60	0.51	0.40
50	1.00	1.00	0.98	0.95	0.93	0.85	0.79	0.71	0.62	0.54	0.42
60	1.00	1.00	0.98	0.95	0.93	0.85	0.79	0.73	0.64	0.55	0.44
70	1.00	0.99	0.97	0.95	0.93	0.85	0.80	0.74	0.65	0.56	0.46
80	1.00	0.98	0.96	0.94	0.93	0.86	0.80	0.74	0.67	0.58	0.48
90	1.00	0.96	0.95	0.94	0.92	0.87	0.82	0.76	0.69	0.61	0.50

为了确定洋面反射率,则用«地球热量平衡图集»^[6]中的表。这些资料与航线上的日射观测结果很一致。在文献[26]中指出,这两组资料相差不超过 0.01,而大部分情况是一致的。

碧空条件下大气辐射与空气温度的依赖关系按下述公式计算:

$$I_{a0} = 1.63 \sqrt{\sigma \theta^4} - 0.775. \quad (8)$$

云量对大气辐射的影响则按下式计算:

$$I_a = I_{a0}(1 + kn^2). \quad (9)$$

式中的经验系数 k 决定于空气温度 θ (表 6)。

按 (9) 式计算大气辐射值时,则利用由 $\bar{n}^2$ 与 $\overline{n^2}$ 之差算

表 6 系数 k 的值

θ	-20	-10	0	10	20	30
k	0.71	0.46	0.33	0.25	0.19	0.14

出的系数 β 。乘数 β 值从 1.00 到 0.98，在云量为 0 和 10 成时为 1.00，云量 3—6 成时为 0.98。

2.4 陆面蒸发耗热

蒸发耗热决定于汽化潜热与蒸发量的乘积。由于汽化潜热随蒸发面温度的变化不很显著，因此在计算陆地蒸发耗热时，则以汽化比热 L 作为常数处理 (L 等于 0.6 千卡/克)。

陆地月蒸发值则用综合方法进行计算。这个方法是建立在对热量与水分平衡方程联合求解，并以实验蒸发速度和土壤湿度的依赖关系为基础的^[15,16,17]。它利用下列公式：

$$E = E_0 \quad \text{当 } w \geq w_0, \quad (10)$$

$$E = E_0 \frac{w}{w_0} \quad \text{当 } w < w_0 \quad (11)$$

(E 和 E_0 ——蒸发和最大可能蒸发的月总值； $w = \frac{w_1 + w_2}{2}$ ——

指对植物活动的土壤层中有效水份的月平均值； w_1 和 w_2 ——相应为月初和月末的有效水份值； w_0 ——土壤有效湿度的临界值，即高于这个湿度蒸发就等于最大可能蒸发)。

借助于水分平衡方程求解式(10)–(11)，

$$r = E + f + \Delta w \quad (12)$$

(r ——降水； $\Delta w = w_2 - w_1$ ——土壤活动层的有效湿度变化，水份循环主要在该层进行； f ——迳流)，可得到确定土壤湿度的公式：