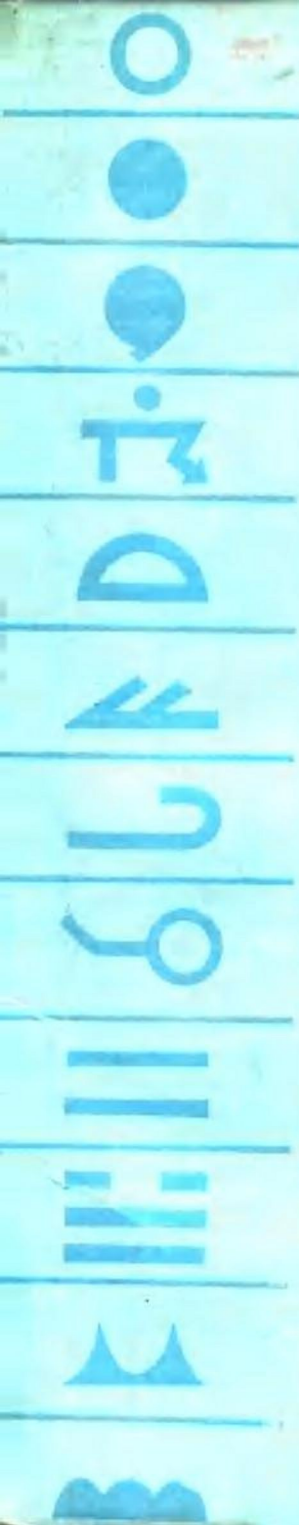


高国栋 陆渝蓉 编著

气候学

高教出版社



气 候 学

高国栋 陆渝蓉 编著

气象出版社

内 容 简 介

本书是气象、农、林、水、地理、环境保护等专业使用的气候学教材。

本书主要介绍了气候学的基本内容，即：物理气候、天气气候、地理气候、气候分类、气候变化。本书比较注意地把气候学的基本体系和近代气候科学的最新成就结合起来，系统地阐述了气候学的基础原理和基本方法，并结合原理介绍了世界、尤其是我国气候的实际。

本书还可作为有关实际业务部门的学习参考书。

气 候 学

高 国 栋 编 著
隋 渝 蓉

责任编辑 曾令慧

气象出版社 出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京昌平环球印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 全国各地新华书店经销

• • •

开本:850×1168 1/32 印张:14.875 字数 382千字

1988年11月第一版 1988年11月第一次印刷

印数: 1—1000 定价:3.70元

ISBN 7-5029-0153-1/P·0104 (课)

前 言

本书是根据我们多年教学实践所编写而成的。在编写中，我们比较注意地把气候学的基本体系和近代气候科学的最新成就结合起来，系统地阐述气候学的基础原理和基本方法，并结合原理介绍世界、尤其是我国气候的实际。

全书共分五大部分。即一）物理气候；二）天气气候；三）地理气候；四）气候分类和五）气候变化。内容包括：天文辐射；辐射收支；水热平衡；大气环流；季风气候；海陆分布及地形对气候的影响；气候分类指标与气候区划；不同时代的气候变化事实和气候变化原因的各种论说及其研究方法等方面。

本书可供气象、地理、生物、水文、农林等专业工作者和有关高等院校师生参考。

书中附图由石宗祥同志绘制。编写过程中得到校内外以及出版社许多同志的鼓励和支持，深表谢忱。

编著者

一九八六年七月

于南京大学大气科学系

目 录

前 言

第一章 到达地表面的太阳辐射	1
§1 总辐射、直接辐射和散射辐射.....	1
§2 反射辐射.....	26
第二章 地面与大气的长波辐射	33
§1 计算方法.....	33
§2 有效辐射的时空分布.....	47
第三章 地球上的辐射平衡	50
§1 地表面的辐射平衡.....	50
§2 大气及地-气系统的辐射平衡	58
第四章 地球上的热量平衡	71
§1 热量平衡方程式.....	71
§2 热量平衡各分量的气候算法及时空分布.....	74
§3 地球上的热量平衡	100
第五章 地球上的水分平衡	112
§1 水分平衡方程式	112
§2 水分平衡各分量的确定	114
§3 水分平衡各分量的时空分布	116
第六章 大气环流	134
§1 大气环流形成的物理因子	134
§2 大气环流的基本特征	140
§3 大气环流的变易特征	156
第七章 大气中的气团	162
§1 气团的形成条件及源地	162
§2 气团的分类及其天气气候特征	168

§3 我国境内气团的活动和影响	171
第八章 大气中的锋	175
§1 锋的形成和特征	175
§2 锋的分类及其天气气候特征	180
§3 我国各地区锋面活动的特点	191
第九章 气旋与反气旋	197
§1 气旋与反气旋的概念和分类	197
§2 地球上气旋与反气旋的分布	199
§3 影响我国天气气候的气旋系统	206
§4 影响我国天气气候的反气旋系统	214
第十章 季风环流与季节划分	222
§1 季风环流的形成与分布	222
§2 我国季风及其对大气环流的影响	231
§3 环流演变与季节划分	238
§4 我国自然季节的划分	244
第十一章 海陆的气候差异	249
§1 地球上海陆分布及其特征	249
§2 海陆面上气象要素的差异	257
§3 表征海陆影响的特征量	265
第十二章 海洋对气候的影响	274
§1 海洋对气候的调节作用	274
§2 海洋运动与气候	278
§3 海洋上气候变化灵敏区与遥联现象	294
第十三章 地形对气候的影响	299
§1 地形对气候影响的基本因素和多面性	299
§2 地形对太阳辐射和温度状况的影响	301
§3 地形对大气压力和空气环流的影响	310
§4 地形对干湿状况的影响	316
第十四章 不同下垫面的气候特征	323

§1 城市气候特征	323
§2 森林气候特征	331
§3 农田气候特征	337
§4 冰雪覆盖地区气候特征	344
第十五章 气候指标	348
§1 表征气候的热量指标	348
§2 表征气候的水分指标	351
第十六章 气候分类与区划	367
§1 气候分类法	367
§2 中国气候区划简介	377
第十七章 气候变迁简史和近代气候变化	391
§1 气候变化的定义和时期的划分	391
§2 地质时代气候的研究与气候情况	397
§3 历史时代的气候变化	400
§4 本世纪世界和我国的气候变化	405
第十八章 气候变化的原因	411
§1 天文学方面原因的假说	411
§2 地理学方面原因的假说	423
第十九章 气候变化的研究方法	431
§1 历史文献气候记载的研究方法	431
§2 物候学和生物学方法	436
§3 自然地理方法	443
§4 数值模拟方法	445
第二十章 人类活动对气候的影响	451
§1 大气成分改变对气候的影响	451
§2 下垫面状态的改变对气候的影响	457
§3 人类无意识活动对气候的影响	461
§4 重视人类对气候的影响	465
参考文献	468

第一章 到达地表面的太阳辐射

影响气候变化的因素有太阳辐射、大气环流、地理环境和人类活动。太阳辐射是大气中一切物理过程或现象形成的基本动力，是地球、大气唯一的能量源泉。太阳辐射由于太阳位置在时间上与空间上的变化而不同。气候不但因纬度具有差异，即同一纬度也有季节变化。虽然气候还受其它如环流因素、地理因素和人类活动的影响，但是这些因素所以能够影响气候，就是因为太阳辐射的效应受到这些因素控制的缘故。因此太阳辐射在地球上的分布和变化问题，在气候学上极为重要。

到达地面的太阳辐射通常是由两部分组成的。一部分是太阳辐射通过大气直接到达地表面的平行光线称为直接辐射(Q)。另一部分是太阳辐射被空气分子和大气中浮游的灰尘所散射的来自天穹各个部分的光线称为散射辐射(q)。直接辐射与散射辐射的和，称为总辐射(W)。到达地面的总辐射并不是全部被地表面吸收，有一部分被地表面所反射的称为反射辐射(R_s)；另一部分被地面所吸收的称为吸收辐射(G_a)。

由于目前气象台站的日射观测还很少，而且日射观测台站分布也不均匀，为了克服这种困难，一般采用气候学的计算方法。下面我们着重介绍太阳辐射收支各分量的近似计算方法，并讨论各分量的时空分布规律及其对于气候形成的影响。

§1 总辐射、直接辐射和散射辐射

到达地表面的短波辐射量的总和称为总辐射量。它包括直接辐射和散射辐射。

1.1 计算方法

1. 总辐射的计算方法

影响总辐射量的因素可概括为三：即天文辐射量 W_A ，大气透明状况及云量(状)，故总辐射量 W 的计算关系式可由下式表示之

$$W = W_A \cdot \varphi(a, b) \cdot f(s, n) \quad (1.1)$$

式中 $\varphi(a, b)$ 表示大气透明状况的函数； $f(s, n)$ 表示天空晴朗程度的函数， n 为云量， s 为相对日照。

无云(晴天)情况下的总辐射量称为可能总辐射量，将上式中不考虑云量(状)对总辐射的减弱作用，即得

$$W_0 = W_A \cdot \varphi(a, b) \quad (1.2)$$

及
$$W = W_0 \cdot f(s, n) \quad (1.3)$$

云量(状)对总辐射量影响的天空晴朗程度函数 $f(s, n)$ ，在简单的情况下，可用平均云量 $\bar{n}$ 或相对日照 s 表示之，故

$$f(s, n) = c_1 s = 1 - c_2 \bar{n} = c_3 \frac{s + 1 - \bar{n}}{2} \quad (1.4)$$

式中 c 表示与云状有关的系数。

若考虑分高、中、低云层云量对于总辐射的影响，则

$$f(s, n) = 1 - (c_{\text{高}} n_{\text{高}} + c_{\text{中}} n_{\text{中}} + c_{\text{低}} n_{\text{低}}) \quad (1.5)$$

大气透明状况因大气分子、水汽及灰尘而变化，故大气透明状况的函数 $\varphi(a, b)$ 的精确计算是很困难的，在计算关系式中一般作为系数来处理。根据实验结果 W 与 $W_A f(s, n)$ ， $(W)_0$ 与 W_A 之间关系一般为线性函数，故大气透明状况函数 $\varphi(a, b)$ 中的 a 可作关系式的斜率而 b 作为截距来确定。即

$$W = a_1 W_A f(s, n) + b_1 \quad (1.6)$$

$$W_0 = a_0 W_A + b_0 \quad (1.7)$$

或
$$W = W_0 f(s, n) = (a_0 W_A + b_0) f(s, n) \quad (1.8)$$

根据日射观测资料 W 或 W_0 及云量(n)或相对日照(s)即能求

得系数 a 及 b 。

总辐射的计算过程中一般也可先求得晴天总辐射，然后再考虑云量(状)的影响。

以下让我们来讨论不同时段的天(可能)和云天(实际)的总辐射计算方法：

(1) 晴天总辐射强度

每分钟晴天总辐射量主要决定于太阳高度 $h_{\odot}$ 或天顶距 $z_{\odot}$ ，计算关系式一般有如下形式：

$$W_{0分} = a' \sin h_{\odot} - b' \sqrt{\sin h_{\odot}} \quad (1.9)$$

$$W_{0分} = ah_{\odot} + b \quad (1.10)$$

或
$$W_{0分} = \frac{I_0 \cos z_{\odot}}{1 + \epsilon \tau_0 \sec z_{\odot}} = \frac{I_0/m'}{1 + \epsilon \tau_0 m'} \quad (1.11)$$

式中 a, b 及 $\epsilon \tau_0$ 皆是与大气透明状况有关的系数。下角的分表示每分钟辐射量。式 (1.9) 中根据 $W_{0分}$ 与 $\sin h_{\odot}$ 关系求得 $a' \approx 2.0, b' \approx 0.32$ ；式 (1.10) 中根据线性关系得 $a \approx 0.025, b \approx 0$ ，如图 (1.1)；式 (1.11) 中系数 $\epsilon \tau_0$ 一般根据大气光学质量 $m' = 2$ 时求得已足够精确，根据计算 $\epsilon \tau_0 \approx 0.30$ ，如图 (1.2)。为了计算方便， m' 与 $h_{\odot}$ 的关系可作成查算表， $m' \approx \sec z_{\odot}$ 。

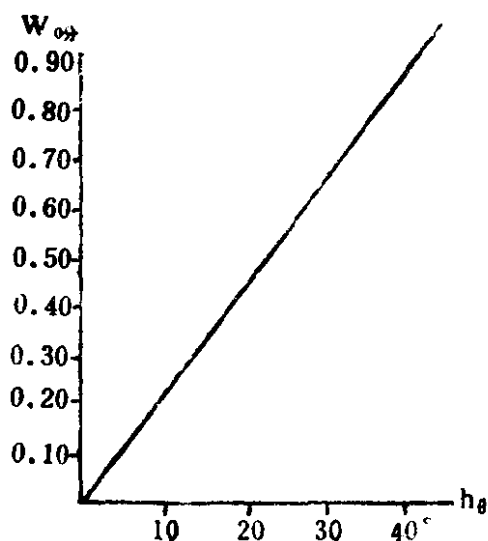


图 1.1 晴天总辐射强度和太阳高度的关系

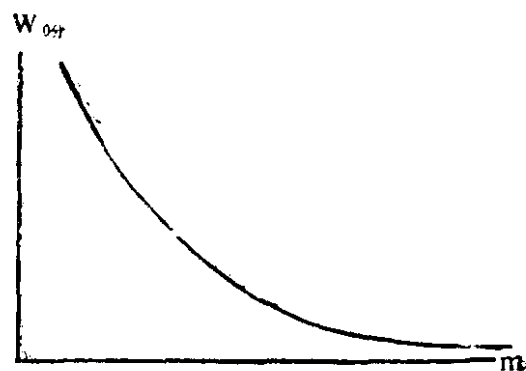


图 1.2 晴天总辐射强度和 m 的关系

其中 $\sin h_{\odot} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega$

式中 φ 为纬度, δ 为赤纬, ω 为时角。

在水平面上天文辐射强度: $W_{\text{分}} = \frac{I_0}{\rho_s} \sin h_{\odot} = \frac{I_0}{\rho_s} \cos z_{\odot}$

式中 I_0 为太阳常数, $I_0 = 8.12 - 8.20$ 焦耳/厘米²·分 (即 1.94 - 1.96 卡/厘米²·分)*, ρ_s 为日地相对距离。

(2) 晴天总辐射日总量

晴天总辐射日总量的计算一般采用如下方法:

1) 根据晴天总辐射强度的日变化, 用图解法代入梯形公式求得日总量。设 $W_{\text{分}}$ 值为 a , 则日总量的梯形总面积公式为:
(见图 1.3)

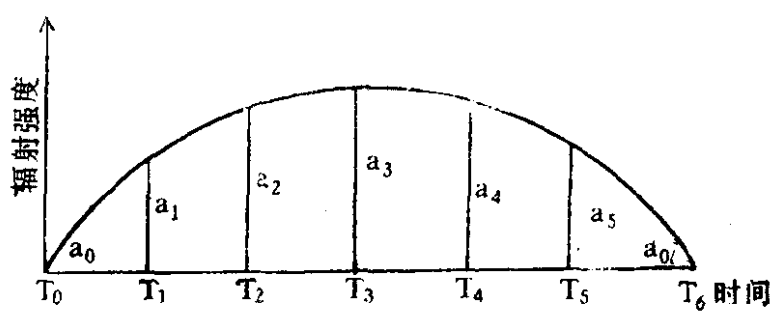


图 1.3 梯形公式求日总量示意图

$$\begin{aligned} \sum a = & \frac{a_0 + a_1}{2} (T_1 - T'_0) \\ & + \frac{a_1 + a_2}{2} (T_2 - T_1) \\ & + \frac{a_2 + a_3}{2} (T_3 - T_2) \\ & + \dots + \\ & + \frac{a_n + a'_0}{2} (T''_0 - T_n) \end{aligned}$$

* 法定的辐射强度单位应为焦耳/厘米²·分, 1 卡/厘米²·分 = 4.1855 焦耳/厘米²·分。本书所用辐射资料都是以前的观测数据, 图表也是根据这些数据制成, 不宜变动, 因此书中均保留原单位不作换算。

式中 a_0 及 a'_0 分别表日出、日没时的辐射强度量（一般都用 0 来表示）， $a_1, a_2, \dots, a_n$ 分别表示各次观测时的值。 T'_0 及 T''_0 表日出和日没时间， $T_1, T_2, \dots, T_n$ 分别表 $a_1, a_2, \dots, a_n$ 的各次观测时间， $\sum a$ 即为日总量。

当每次值的时间间隔为 60 分钟，则上式可改写为：

$$\begin{aligned} \sum a = & \frac{a_1}{2} (T_1 - T'_0) + 30(a_1 + a_n) + 60(a_2 + a_3 + \dots + a_{n-1}) \\ & + \frac{a_n}{2} (T''_0 - T_n) \end{aligned}$$

若上午和下午辐射量对称，则

$$\begin{aligned} \sum a = & a_1(T_1 - T'_0) + 60(a_1 + a_{\text{中午}}) + 120(a_2 + a_3 + \dots \\ & + a_{\text{中午}-1}) \end{aligned}$$

根据上式即可近似地算出一天中的辐射总量。

2) 根据晴天总辐射日总量与天文辐射日总量的线性关系求得。即

$$W_{0\text{日}} = aW_{A\text{日}} + b$$

$$\text{其中 } \overline{W}_{A\text{日}} = \frac{T_{\text{日}} I_0}{\pi \rho_s^2} (\omega_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_0)$$

式中 $T_{\text{日}}$ 为一天时间长度， ω_0 为日没时角， $-\omega_0$ 为日出时角，

$$\omega_0 = \cos^{-1}(-\tan \varphi \tan \delta)$$

所以 $2\omega_0$ 就是昼长时数。 a 及 b 为与大气透明状况有关的系数。

3) 如要计算大范围地区的晴天总辐射量，可以采用“上限值”方法来确定。就是对每个有总辐射观测的台站作图，其横坐标为一年内日期，纵坐标为相当的每日总辐射量，把逐年每天的实际总辐射值都点在图上，最后将这些点子的上限连成平滑曲线，这个曲线就代表无云时总辐射日总量的年变化曲线。如此，便可求出无云总辐射的日总量，再将同纬度各地的值求平均得到晴天总辐射日总量的纬度平均值，这个值一般是比较稳定的。

4) 加利彼林利用式 (1.11) 从日出到日没积分，得出了比

较简单的计算晴天总辐射日总量公式。水平面上晴天总辐射日总量的一般关系式为：

$$W_{0\text{日}} = 2 \int_0^{T_0} I_m \cos z_{\odot} dt$$

$$I_m = W_{0\text{分}} = I_0 / (1 + \varepsilon \tau_0 m)$$

设：

$$c' = \varepsilon \tau_0$$

代入

$$W_{0\text{日}} = 2I_0 \int_0^{T_0} \frac{\cos^2 z_{\odot}}{C' + \cos z_{\odot}} dt$$

已知

$$\begin{aligned} \cos z_{\odot} &= \sin h_{\odot} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \\ &= A + B \cos \omega \end{aligned}$$

其中

$$A = \sin \varphi \sin \delta, \quad B = \cos \varphi \cos \delta$$

所以

$$W_{0\text{日}} = \frac{I_0 T_{\text{日}}}{\pi} \int_0^{\omega_0} \frac{(A + B \cos \omega)^2}{C' + A + B \cos \omega} d\omega$$

区别下面两种情况积分：

i) $|B| > |A - C'|$ 时，得

$$\begin{aligned} W_{0\text{日}} &= \frac{I_0 T_{\text{日}}}{\pi} \int_0^{\omega_0} \left[(A - C') + B \cos \omega \right. \\ &\quad \left. + \frac{C'^2}{C' + A + B \cos \omega} \right] \cdot d\omega \\ &= \frac{I_0 T_{\text{日}}}{\pi} \left[(A - C') \omega_0 + B \sin \omega_0 + \frac{C'^2}{\sqrt{B^2 - (A + C')^2}} \right. \\ &\quad \left. \cdot \ln \frac{\sqrt{B + A + C'} + \sqrt{B - (A + C')} \operatorname{tg} \frac{\omega_0}{2}}{\sqrt{B + A + C'} - \sqrt{B - (A + C')} \operatorname{tg} \frac{\omega_0}{2}} \right] \end{aligned}$$

ii) $|B| < |A + C'|$ 时，得

$$W_{0\text{日}} = \frac{I_0 T_{\text{日}}}{\pi} \left[(A - C') \omega_0 + B \sin \omega_0 + \frac{2C'^2}{\sqrt{(A + C')^2 - B^2}} \right]$$

$$\cdot \operatorname{tg}^{-1}\left(\sqrt{\frac{A+C'-B}{A+C'+B}} \operatorname{tg} \frac{\omega_0}{2}\right)\right]$$

iii) 极昼条件下, $\omega_0 = \pi$ 得

$$\begin{aligned} W_{0\text{日}} &= \frac{I_0 T_{\text{日}}}{\pi} \left[(A - C')\pi + C'^2 \frac{2}{\sqrt{(C' + A)^2 - B^2}} \cdot \frac{\pi}{2} \right] \\ &= I_0 T_{\text{日}} \left[(A - C') + \frac{C'^2}{\sqrt{(C' + A)^2 - B^2}} \right] \end{aligned}$$

必须指出,在推导过程中认为 $C' = \varepsilon \tau_0$ 是与时间无关的常数,由前述知道,当 $m' < 3$ 时, C' 随太阳高度的变化很小;而当 $m' > 3$ 时, C' 虽随 m' 有变化,但由于此时的辐射强度在日总量中所占比重很小,故 C' 的变动时日总量的影响也很小。此外,又采用了 $m' \cong \sec z_0$ 的近似假定,这个假定在 $z_0 < 60^\circ$ 的范围内是相当精确的,而在 $z_0 > 60^\circ$ 时,采用此假定虽会使计算值偏低,但亦由于此时通量小,故影响不大。

(3) 晴天总辐射月(季)总量

晴天总辐射月总量的计算一般采用如下几种方法:

1) 根据晴天总辐射月(季)总量与天文辐射月(季)总量的线性关系求得,即

$$W_{0\text{月}} = a W_{\text{A月}} + b$$

式中 a 及 b 为与大气透明状况有关的系数,

$$\begin{aligned} W_{\text{A月}} &= \frac{T_{\text{日}} I_0}{2\pi^2 \sqrt{1 - e^2}} \left[b_0 (\lambda'' - \lambda') \right. \\ &\quad - \frac{\pi}{2} \sin \varepsilon \sin \varphi (\cos \lambda'' - \cos \lambda') \\ &\quad - \frac{b_1}{2} (\sin 2\lambda'' - \sin 2\lambda') \\ &\quad \left. + \frac{b_2}{4} (\sin 4\lambda'' - \sin 4\lambda') - \dots \right] \end{aligned}$$

其中 e 为偏心率, λ', λ'' 为月初、月没黄经, ε 为黄道对赤道倾角, $b_0, b_1, \dots$ 为系数。

2) 根据日总辐射量的上限方法得到的年变化曲线上, 利用面积和辐射量的关系, 便近似的求得各月晴天总辐射量 (见图 1.4), 然后再计算纬度平均值。图 (1.5) 表示北半球各纬度各月无

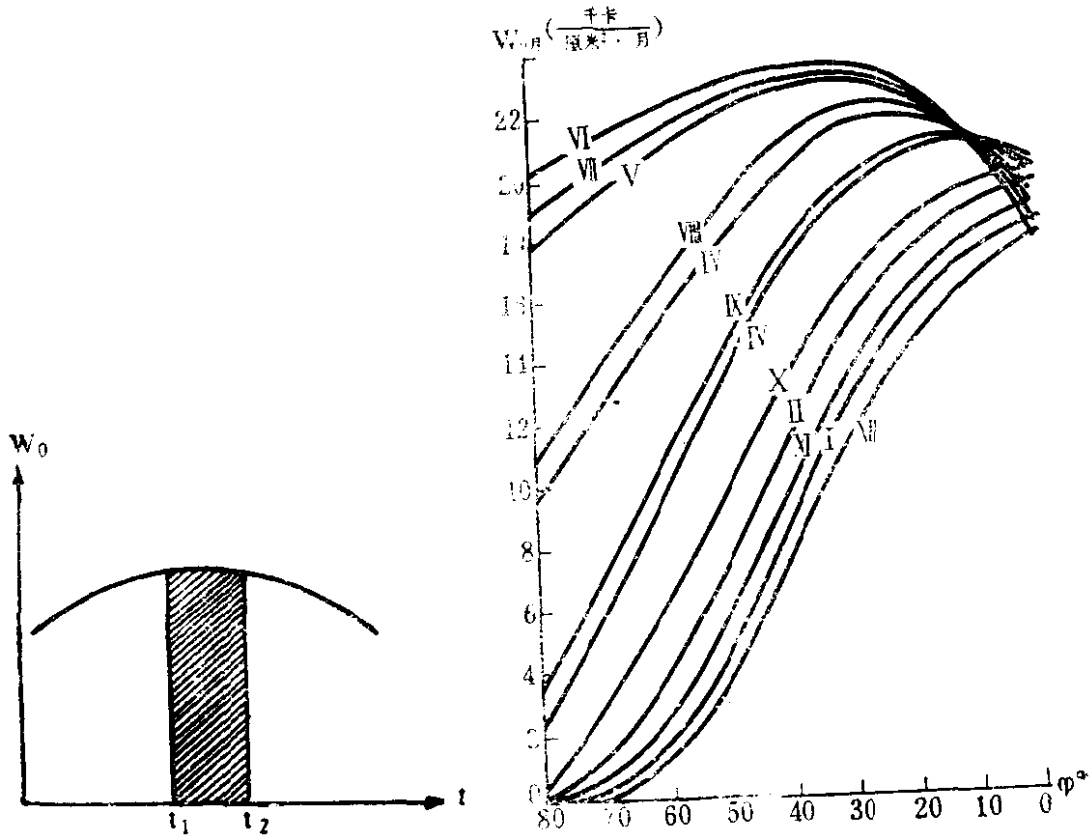


图 1.4 某时段内晴天总辐射量

图 1.5 晴天总辐射量 (千卡/厘米²·月)*随纬度的变化

云时总辐射量。左大康等根据我国 1957 年 7 月到 1960 年底 26 个日射观测站的资料, 采用上述方法, 得出了我国北纬 20°—50° 范围, 每 2.5 个纬距各月 W_0 的纬度平均值。表 1.1 为平原 (除青藏高原以外的广大地区) 及高原 (海拔 2500 米以上地区) 的晴天状况下总辐射的纬度平均值。

从图 (1.5) 及图 (1.6) 可以看出, 由于我国季风气候特

* 1 卡 = 4.1855 焦耳, 下同

表 1.1 我国晴天状况下总辐射的纬度平均值
(千卡/厘米²·月) *

(1) 平原区

月 份 纬 度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年总量
50.0	5.7	8.6	13.9	17.9	21.9	23.1	22.5	18.8	14.6	10.0	6.4	4.7	168.1
47.5	6.7	9.6	14.6	18.4	22.1	23.3	22.7	19.3	15.2	11.0	7.5	5.7	176.1
45.0	7.7	10.6	15.1	18.9	22.2	23.4	22.9	19.8	15.7	11.9	8.5	6.6	183.3
42.5	8.7	11.3	15.7	19.3	22.4	23.5	23.0	20.3	16.3	12.8	9.5	7.4	190.2
40.0	9.4	11.9	16.0	19.5	22.6	23.6	23.2	20.7	16.9	13.5	10.2	8.2	195.7
37.5	9.9	12.0	16.0	19.3	22.3	23.0	22.7	20.5	16.9	13.8	10.5	8.7	195.6
35.0	10.1	12.1	15.9	19.0	21.7	22.3	22.0	20.1	16.8	13.9	10.8	9.3	194.0
32.5	10.4	12.3	15.9	18.6	21.2	21.6	21.4	19.6	16.8	14.1	11.3	9.7	192.9
30.0	11.0	12.7	16.0	18.4	20.9	21.5	21.2	19.0	16.9	14.5	12.0	10.2	194.7
27.5	12.1	13.6	16.5	18.9	21.1	21.8	21.4	19.8	17.4	15.3	12.8	11.3	202.0
25.0	13.2	14.5	16.8	19.5	21.8	22.4	22.2	20.4	17.9	16.1	13.8	12.4	211.0
22.5	13.3	14.4	16.6	19.3	21.5	22.0	21.8	20.4	17.9	15.8	13.8	12.5	209.3
20.0	13.3	14.1	16.2	18.7	21.0	21.5	21.3	20.0	17.4	15.4	13.7	12.5	205.1

(2) 高原区

月 份 纬 度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年总量
37.5	10.1	12.6	16.3	20.5	24.1	24.9	24.3	21.9	18.2	14.4	10.7	9.0	207.0
35.0	10.6	13.3	16.5	20.9	24.3	25.2	24.5	22.3	18.8	14.9	11.5	9.9	212.7
32.5	12.1	14.7	18.2	21.8	24.6	25.5	24.8	22.6	19.4	16.1	12.9	10.8	223.5
30.0	14.4	17.1	20.3	23.3	25.3	26.0	25.4	23.4	20.8	18.1	15.3	12.8	242.2

点，我国地区晴天总辐射的纬度平均值和北半球的平均情况有许多显著的差异，而我国平原区和高原区也是很明显的。因此在计算我国总辐射时，采用我国数值比采用北半球的数值将得到较好的结果。我国中央气象局 1966 年出版的《中国气候图集》中总辐射图就是应用该数据计算的。

* 1卡=4.1855焦耳，下同

(4) 云天 (实际) 总辐射量

1) 根据以上计算得到的晴天总辐射量,再考虑云量(状)

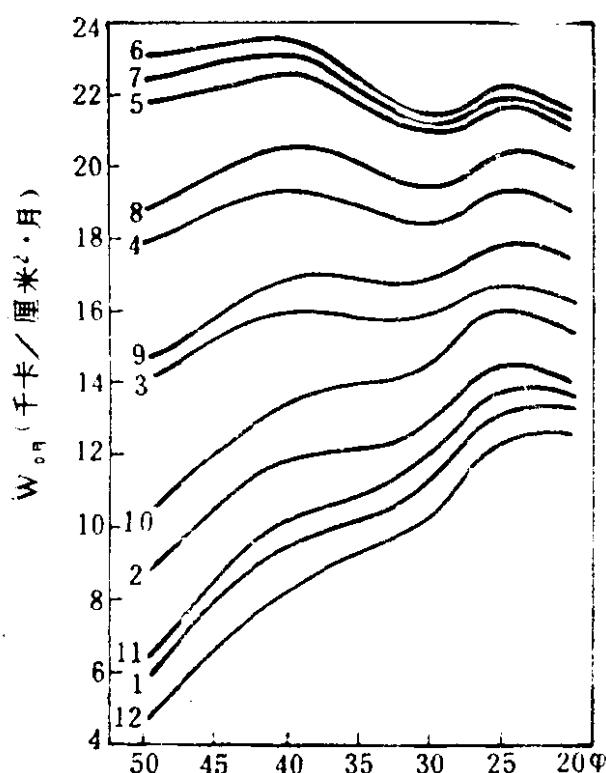


图 1.6 我国平原区晴天总辐射量
随纬度的变化

对总辐射的减弱函数 $f(s, n)$, 即得实际总辐射量

$$W = W_0 f(s, n)$$

左大康等及中央气象局出版的《中国气候图集》中的总辐射图是根据上述 26 个日射观测站三年半的实测月总辐射 $W_{\text{月}}$ 和相对日照 (s) 的月平均值及晴天月总辐射 $W_{0\text{月}}$ 的资料, 得到 $W_{\text{月}}/W_{0\text{月}}$ 和 s 的关系式是线性的 (图 1.7), 它的经验方程为:

$$W_{\text{月}} = W_{0\text{月}} (0.248 + 0.752s)$$

根据该公式他们计算

了 136 个地点的年、月总辐射值, 绘制了我国总辐射分布图。

2) 除上述方法外, 还可以直接根据天文辐射量求得实际总辐射量, 即 (1.6) 式

$$W = a_1 W_A f(s, n) + b_1$$

或

$$W = (a_0 W_A + b_0) f(s, n)$$

翁笃鸣根据我国 50 个站日射资料 (1958—1960), 配得实际日总辐射经验式:

$$W_{\text{日}} = W_{A\text{日}} (0.625s + 0.130) \quad (\text{华南})$$

$$W_{\text{日}} = W_{A\text{日}} (0.475s + 0.205) \quad (\text{华中})$$

$$W_{\text{日}} = W_{A\text{日}} (0.708s + 0.105) \quad (\text{华北})$$

$$W_{\text{日}} = W_{A\text{日}} (0.390s + 0.344) \quad (\text{西北})$$