

中国地区太阳总辐射的空间分布特征*

左大康 王懿賢 陈建綏

(中国科学院地理研究所)

提 要

本文評述了以前計算太阳总辐射的各类經驗公式。根据我国26个日射站(1957年7月到1960年底)的实测資料,按B. H. 烏克拉英采夫方法确定了我国緯度 20° — 50° 地区每 2.5° 緯距晴天状况下月总辐射的緯度平均值和月总辐射的計算公式。根据我們的公式計算了136个地点的年、月总辐射值。利用上述实测的和計算的資料繪制了中国地区年、月总辐射值分布图,并对年和月的总辐射空間分布特征进行了討論。

太阳总辐射是地表面最主要的能量来源,同时也是地表面辐射平衡和热量平衡的重要組成要素。在研究地表面水热状况、自然地理过程、太阳辐射能的轉換以及其它发生在自然界的一些現象时,都必需首先了解太阳总辐射的状况,才能揭露其物理过程的本质。本文目的在于闡明中国地区太阳总辐射量及其空間分布特征。

一、太阳总辐射計算公式的討論

迄今为止,由于总辐射的观测台站少,因此在研究总辐射的空間分布时,大多寻求云量或日照与总辐射的經驗关系,以便用間接方法来計算总辐射。根据所用要素的不同,大致可将以前計算月总辐射的經驗公式分为四类。

1. H. 金波尔 (Kimball, H.)^[1] 根据美国資料最早提出由总云量計算总辐射的公式为:

$$(Q + q) = (Q + q)_0 [1 - (1 - K)n], \quad (1)$$

式中 $(Q + q)$ 和 $(Q + q)_0$ 是实际条件和晴天条件下的月总辐射, n 为月平均总云量, K 是全天有云时总辐射与晴天总辐射的比值。

苏联学者們在近几年来所发表的一系列著作^[2-5]中都采用上述公式(他們称为沙文諾夫-埃斯川姆公式)。T. Г. 別尔梁德(Берлянд, Т. Г.)^[3]根据大量日射資料确定了上述公式中系数 K 的緯度年平均值。最近別尔梁德^[6]在分析了大量新資料之后指出, $\frac{(Q + q)}{(Q + q)_0}$ 与 $[1 - (1 - K)n]$ 之間不存在綫性关系,他建議用公式(2)^[6]和J. N. 勃兰克^[7] (Black, J. N.) 建議用公式(3)来計算总辐射。

$$(Q + q) = (Q + q)_0 [1 - (a + bn)n], \quad (2)$$

$$(Q + q) = (Q + q)_A (0.803 - 0.340n - 0.458n^2), \quad (3)$$

* 本文1962年7月13日收到,10月12日收到修改稿。

式中 $(Q + q)_A$ 为大气完全透明时的总辐射, a 是随纬度而变的系数, $b = 0.38$.

1955 年阿耳布里赫特 (Albrecht, F.)^[8] 发表了对各纬度各季节都适用、并称之为万能的计算总辐射的经验公式, 即

$$(Q + q) = (Q + q)_0 \left\{ 1 - \left[1 - f\left(\frac{n}{n_L}\right) \varphi(h_m) \right] n \right\}, \quad (4)$$

式中 n_L 为低云量; h_m 为本月平均最大太阳高度。

1958 年 H. 希兹别节耳 (Hinzpeter, H.)^[9] 在评价以前的各类经验公式时曾指出, 阿耳布里赫特的公式是最好的。公式(4)实质上即公式(1), 从公式(1)和公式(4)中不难看出 $K = f\left(\frac{n}{n_L}\right) \varphi(h_m)$ 。根据阿维耳基也夫 (Аверкиев, М. С.)^[10] 对该公式检验的结果, 公式(4)对暖季是适用的, 但冬季积雪期间的误差很大。这是由于该公式中未考虑到冬季积雪期间下垫面反射率增大的缘故。

1958 年 F. 贝尔汉德 (Bernhardt, F.) 和 H. 费利浦斯 (Philipps, H.)^[11] 建议用下式计算总辐射。

$$(Q + q) = [\beta(Q + q)_A + (1 - \beta)Q_0][1 - (1 - K)n], \quad (5)$$

式中 Q_0 为晴天的太阳直接辐射, $\beta = \frac{q_0}{(Q + q)_A - Q_0}$, q_0 为晴天散射辐射。该公式包括了許多需要确定的因素 (Q_0 , q_0 , β 和 K), 而且 Q_0 的确定需要经过十分复杂的计算和大气混浊度的数据, 因此该公式在实际利用时是十分困难的。

2. 考虑总云量和低云量对总辐射影响的有 C. И. 西夫科夫、П. П. 库兹明和 М. С. 阿维耳基也夫等人。如库兹明 (Кузьмин, П. П.)^[12] 曾提出以下式计算总辐射。

$$(Q + q) = (Q + q)_0 [1 - K_1(n - n_L) - K_2 n_L], \quad (6)$$

式中 K_1 , K_2 分别为中高云的 K 值和低云的 K 值, 等于 0.14 和 0.67。分别估计总云量和低云量对总辐射的影响比单一的总云量因子要好些。М. И. 布德科^[13] 在评价库兹明公式时曾指出, 在有低云量数据时, 可以采用公式(6)。阿维耳基也夫^[13] 也曾指出, 库兹明公式在原则上是正确的。但该公式在实际运用上很不方便, 这是由于低云量的资料较总云量少, 且年代短, 同时难以精确地确定不同气候带中的 K_1 和 K_2 值, 以及它们的年变化过程。根据阿维耳基也夫^[13] 的意见, 公式(6)中的 $[1 - K_1(n - n_L) - K_2 n_L]$ 可以改写成 $\left(1 - K_2 \times \frac{n - n_L}{2}\right)^{11}$, 同时他提出按下式^[13, 10] 计算总辐射最为精确。

$$(Q + q) = 0.96(Q + q)_0 \left(1 - K_2 \times \frac{n + n_L}{2}\right) \cdot \frac{1}{1 - \alpha r_1}, \quad (7)$$

式中 α 为地面反射率; $r = 0.2 + 0.25(n + n_L)$, 即从大气返回到地面的反射辐射成分。

但是由于缺乏大气透明度的地理分布资料 [公式(7)中的 $(Q + q)_0$ 值是根据大气透明度确定的^[14]], 而且该公式只能运用在北纬 40—70° 的地区, 因此该公式对中国地区来说是无法运用的。

3. 用日照时数计算总辐射可以 В. Н. 乌克兰英采夫 (Украинцев, В. Н.)^[15] 的公式

1) 这是西夫科夫早已提出的计算总辐射的公式。

为代表,即

$$(Q + q) = m \Sigma t + n, \quad (8)$$

式中 Σt 为月日照总时数; m, n 为随纬度和季节而变的系数。

该公式不能用于北纬 35° 以南的中国地区,同时布德科 (Будыко, М. И.)^[5] 和别尔梁德^[6] 的研究都指出,该公式所给出的总辐射计算值一般小 5—10% 左右,在冬季总辐射量很小时,误差值还要更大些。

4. A. 埃斯川姆 (Angström, A.)^[17]、S. 富利兹 (Fritz, S.)^[18]、H. L. 彭門 (Penman, H. L.)^[19] 及 J. N. 勃兰克^[20] 等先后利用日照百分率的资料得出计算月总辐射的经验公式如下:

$$(Q + q) = (Q + q)_0 (a + bS/S_0), \quad (9)$$

$$(Q + q) = (Q + q)_A (c + dS/S_0), \quad (10)$$

式中 S/S_0 为日照百分率, a, b, c, d 为随气候状况而变的系数。

上述公式和本文的研究都表明 $\frac{(Q + q)}{(Q + q)_0}$ 或 $\frac{(Q + q)}{(Q + q)_A}$ 与 S/S_0 存在着良好的线性关系,但这类公式大多只能运用在一定的地区范围内。

最后应当指出,上述公式中大多采用了 $(Q + q)_0$ 或 $(Q + q)_A$ 值,由于它们比较稳定,因而在计算总辐射时能带来不少方便。

朱崗崑和楊叙章^[21]曾用彭門公式、尹宏^[22]用哈蒙公式和殷宗昭^[23]用沙文諾夫-埃斯川姆公式计算过中国地区的总辐射。根据我们在上述三年半时期中总辐射实测值与同时期的日照百分率和总云量月平均资料进行检验,从表 1 可看出,对我国沙漠区、半沙漠区和高原地区而言,彭門公式和沙文諾夫-埃斯川姆公式所得结果都系统偏低,湿润区(汉口)则系统偏高,半湿润区(北京)的结果较好。在湿润区和半湿润区中,沙文諾夫-埃斯川姆公式的计算结果都表现出夏季偏低、冬季偏高。哈蒙公式一般是计算日总辐射的。至于肖文俊的工作^[24]则因仅应用了一年和 26 个地点的总辐射实测资料,其精确度当然大大地降低了。

表 1 不同公式总辐射计算值与实测值的偏差(%)

公 式	地 点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
彭門公式	拉薩	-19	-23	-27	-22	-16	-17	-20	-19	-19	-17	-19	-17	-20
	敦煌	-10	-7	-7	-4	-3	-1	-2	-3	-11	-12	-6	-6	-6
	二連	-17	-18	-17	-14	-13	-5	-8	-6	-13	-15	-16	-16	-12
	北京	-3	-5	-2	-4	0	4	3	0	-6	-7	-7	-2	-2
	汉口	3	-2	4	6	20	12	11	11	-1	0	1	8	7
沙文諾夫-埃斯川姆公式	拉薩	-17	-17	-27	-32	-28	-38	-37	-40	-28	-33	-3	-16	-28
	敦煌	-16	-8	-30	-18	-22	-19	-17	-11	-8	-10	-7	-17	-16
	二連	-8	-6	-10	-13	-17	-13	-11	-7	0	0	-6	-8	-9
	北京	6	8	3	-3	-15	-11	-10	-9	4	3	7	4	-3
	汉口	22	21	20	11	3	-4	-13	2	8	10	22	6	7

注:正值表示比实测值大,負值比实测值小。

由于我国近年来日射资料的积累,有必要并有可能研究确定中国地区晴天状况下总

辐射的纬度平均值及总辐射的计算公式,并在此基础上进一步讨论中国地区总辐射的空间分布特征。

二、中国地区月总辐射的计算方法

1. 晴天状况下的总辐射 $(Q + q)_0$

前面已经指出:晴天状况下的总辐射值常作为计算总辐射的主要依据。我们根据1957年7月到1960年底26个日射观测站的资料 and 乌克兰英采夫^[25]方法,得出了我国北纬20—50°范围内,每2.5°个纬距各月 $(Q + q)_0$ 的纬度平均值(太阳常数采用1.88卡/厘米²·分)。应当指出,我们得出的 $(Q + q)_0$ 纬度平均值,是三年半期间的绝对最大值,但可以近似地看作多年的平均最大值。北纬40°以北地区,日射观测站较少,引用了苏联海参威、阿拉木图、共青城、海兰泡^[27]站的资料。青藏高原占全国面积1/4以上,平均海拔约4000米,辐射状况特殊,宜有独立的 $(Q + q)_0$ 纬度平均值。以下将分平原(除青藏高原以外的广大地区)及高原(海拔2500米以上地区)二区进行讨论。

表2 晴天状况下总辐射的纬度平均值(千卡/厘米²)

(1) 平原区

月份 纬度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年总和
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	19.4	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) 青藏高原区

月份 纬度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年总和
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

(1) 平原区 $(Q + q)_0$ 的纬度平均值 从表2看出平原区 $(Q + q)_0$ 的年总值变化在170—210千卡/厘米²·年的范围内,纬度每向南1度,平均约增1.3千卡/厘米²·年。其季节分配以夏季最大,春秋次之,冬季最小。和北半球同纬度的 $(Q + q)_0$ 值^[26]比较

(表 3), 我国各纬度的 $(Q + q)_0$ 年总量除北纬 50° 高于北半球同纬度的平均值外, 其余各纬度均小于北半球同纬度的平均值。尤以北纬 20° 及 30° 处最为明显。就季差值而言, 春、夏二季我国全境均比北半球同纬度地区来得小; 秋、冬二季, 在 40° 以北地区比北半球同纬度地区稍大, 40° 以南地区则较小。最大季差值出现在春、夏二季。不难理解, 除我国日射资料年代短, $(Q + q)_0$ 值可能偏小以外, 还和我国高纬度地区秋冬期间极地大陆气团的控制及春夏季节中东部平原区的季风影响有关。

表 3 我国各纬度和北半球同纬度 $(Q + q)_0$ 的年、季差值 (千卡/厘米²)
及 7 月地面到 350 毫巴面间水汽含量的差值 (毫米)

纬度	年差值	季 差 值				7 月地面到 350 毫巴面间水汽含量		
		春	夏	秋	冬	北半球平均值	中国地区	差 值
50	1.42	-0.67	-1.43	1.19	2.33			
40	-1.68	-2.16	-1.46	0.81	1.12	28.8	40.4(北京)	11.6
30	-25.48	-8.58	-7.31	-4.84	-4.78	35.3	53.3(汉口)	18.0
25	-17.38	-6.43	-3.97	-4.02	-2.96	38.0	52.8(桂林)	14.8
20	-29.74	-8.85	-4.79	-8.64	-7.46	40.9	54.6(海口)	13.7

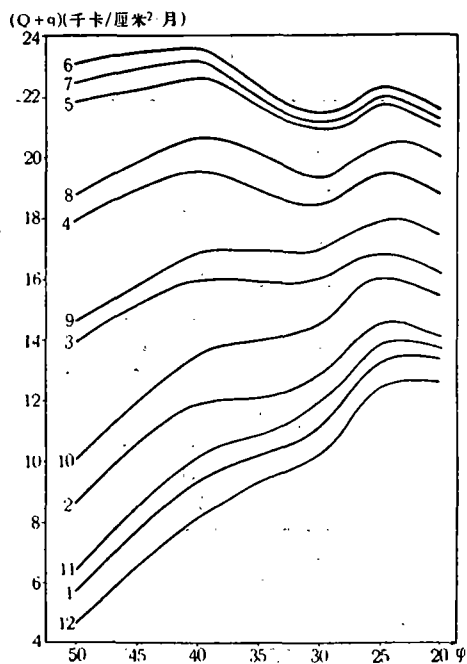


图 1a. 平原区月总辐射随纬度的变化

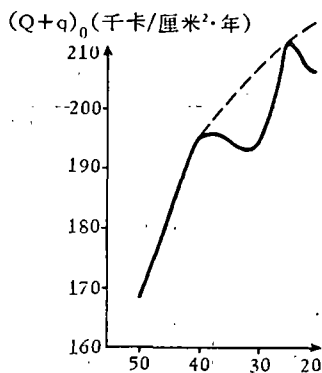


图 1b. 平原区年总辐射量随纬度的变化

我国晴天条件下各月总辐射随纬度的变化 (图 1a) 与北半球的平均情况^[25] 有下列三点差异: (i) 除夏季外, 我国 $(Q + q)_0$ 值随纬度变化的曲线比较平缓。 (ii) $(Q + q)_0$ 值并不是随纬度的降低而单调上升, 在北纬 40° 及 25° 地区出现了高值, 30° 地区出现了低值。尤以 3—9 月表现得最明显。 (iii) 北纬 25° 以南地区除 12 月及 1 月的 $(Q + q)_0$ 值向南很少变化外, 其余各月都是向南减少的。

以上差别显示了季风条件下晴天总辐射的特点。如果中国没有强烈的季风影响, 北纬 40° 以南地区晴天总辐射年总量随纬度的分布, 应如图 1b 中虚线所示。北纬 30° 地区晴天总辐射量的显著下降, 主要与暖季期间的气团交绥、锋面进退频繁、空气潮湿有关。

如汉口 7 月份水汽含量比北半球北纬 30° 的平均值高 18 毫米(表 3), 因此大气透明度降低; 晴天条件的总辐射量也被大大的削弱了。至于北纬 25° 以南地区秋冬期间晴天总辐射量不随纬度的减小而增加(图 1a), 主要是由于海洋的影响, 使得空气湿度终年很高, 晴天总辐射受到削弱的缘故。

从冬、夏半年晴天总辐射量 $(Q + q)_0$ 与大气上界辐射量 $(Q + q)_A$ 比值的纬度分布图(图 2) 上, 可以看出夏半年曲线位于冬半年之下, 这进一步说明了夏季在季风影响和空气增湿的条件下, 晴天总辐射量的削弱较冬季显著得多。夏半年我国各地水汽含量较北半球同纬度地区来得高(表 3), 有力的说明了前面所谈的夏、春二季, 我国平原区晴天总辐射的季值比北半球同纬度的季平均值来得小的原因。此外, 从图 2 上还可看到北纬 30° 处仍为一低值区, 25° 和 40° 处为一高值区; 北纬 30° 以北比值 $(Q + q)_0 / (Q + q)_A$ 随纬度增高而增大, 这表明了 $(Q + q)_0$ 值的削弱程度是随纬度增高而减小的。

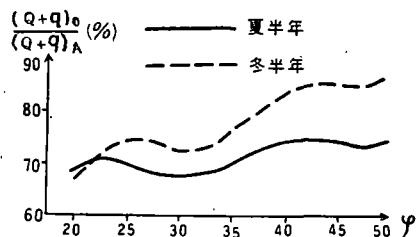


图 2 冬夏半年晴天条件下总辐射量与大气上界辐射量比值随纬度的变化

各月晴天条件下总辐射量占年总量的比值也随纬度而变化。图 3 指出夏半年各月的比值由北向南减小, 冬半年各月则自北向南增加, 转变时期恰在春秋分前后。

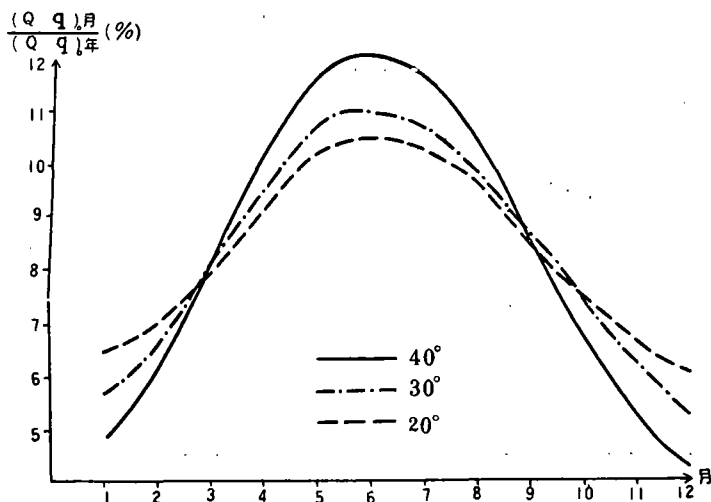


图 3 不同纬度晴天条件下月总辐射量与年总量比值的月变化

(2) 高原区 $(Q + q)_0$ 的纬度平均值 高原区北纬 $30-37.5^\circ$ 间 $(Q + q)_0$ 的年总值变化在 $207-242$ 千卡/厘米²·年的范围内。纬度每向南 1 度, $(Q + q)_0$ 值平均增加 4.7 千卡/厘米²·年, 比平原区大得多。辐射能量的季节分配亦以夏季最大, 春秋次之, 冬季最小。高原上由于太阳光线通过大气层的厚度较平原小, 且空气稀薄, 透明度良好, 因此高原上 $(Q + q)_0$ 值比平原大。但应指出和平原区所不同的是高原区各月的 $(Q + q)_0$ 值都是随纬度降低而增加。

从以上的讨论中可以看出, 中国地区晴天总辐射的纬度平均值和北半球的平均情况

有許多显著的差异,而我国平原区和高原区的差异也是很明显的。因此在计算中国地区的总辐射时,采用我們所作出的晴天总辐射緯度平均值比采用北半球的緯度平均值将得到較好的結果。

2. 月总辐射的计算公式

根据上述 26 个日射观测站三年半的实测总辐射 $(Q + q)$ 和日照百分率 (S/S_0) 的月平均值及晴天状况下月总辐射 $(Q + q)_0$ 的資料,得到 $\frac{(Q + q)}{(Q + q)_0}$ 和 S/S_0 的关系是綫性的(图 4),相关系数为 0.96。該經驗方程如下:

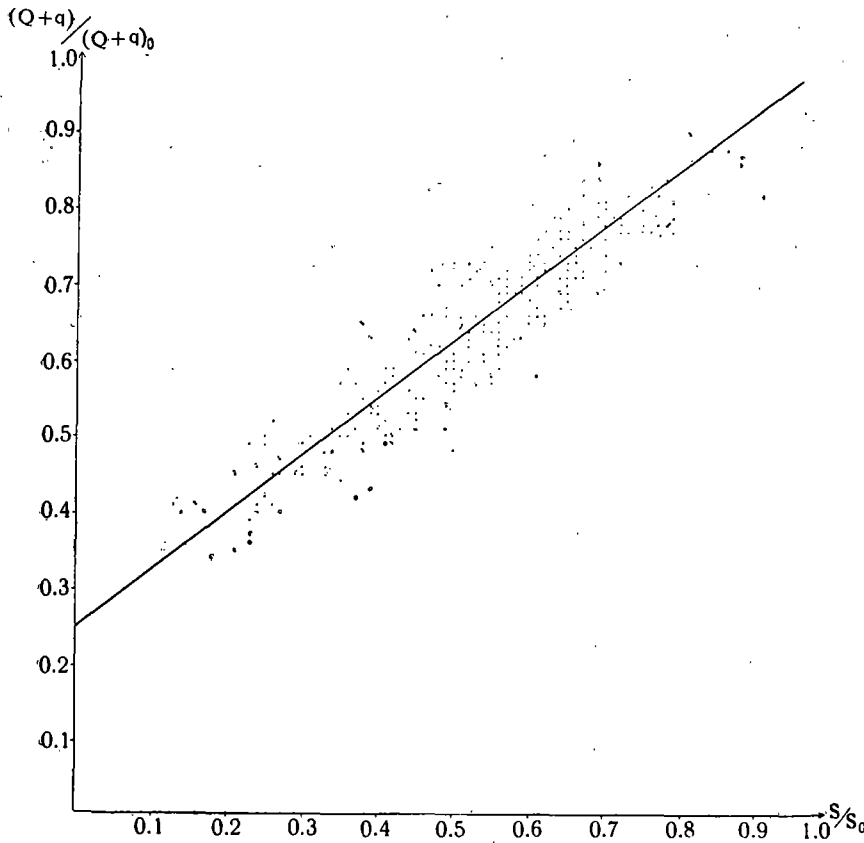


图 4 26 个站各月 $\frac{(Q + q)}{(Q + q)_0}$ 与 S/S_0 的相关图

$$(Q + q) = (Q + q)_0 (0.248 + 0.752 S/S_0). \quad (11)$$

勃兰克^[20]等人的研究指出,日射資料年代的更換及气候带的不同,均能引起系数 a 、 b 的微小变化。他根据南緯 35.3° 至北緯 64.8° 范围内 5 个地点的資料,得出每个地点 a 的变化范围不超过 0.15; $b = 0.50-0.55$, 且和緯度沒有明显的依賴关系。

仿照勃兰克方法,我們作出了不同气候带內 6 个地点三年半时期中各月 $\frac{(Q + q)}{(Q + q)_0}$ 与 S/S_0 的相关图,并得出了各地点的 a , b 值。从表 4 可見 a 的变化范围为 $0.21-0.295 \leq$

≤ 0.085 , b 的范围为 $0.716-0.766 \leq 0.05$, 并且系数 a, b 与纬度同样没有明显的依赖关系。G. Y. 德 (Day G. Y.)^[28] 曾指出, 在一定的纬度范围内, 系数 a, b 没有明显的纬度变化, 我们的工作也证实了这一点。这个结论提供了在中国广大地区内利用统一的 (11) 式来间接计算总辐射, 并可能得到满意的结果。

表 4 不同地点的系数 a, b 值

地 名	緯 度	a	b	地 名	緯 度	a	b
二連	43°50′	0.250	0.760	郑州	34°43′	0.240	0.717
北京	39°57′	0.220	0.720	汕头	23°21′	0.210	0.766
喀什	39°31′	0.295	0.725	海口	20°00′	0.210	0.741

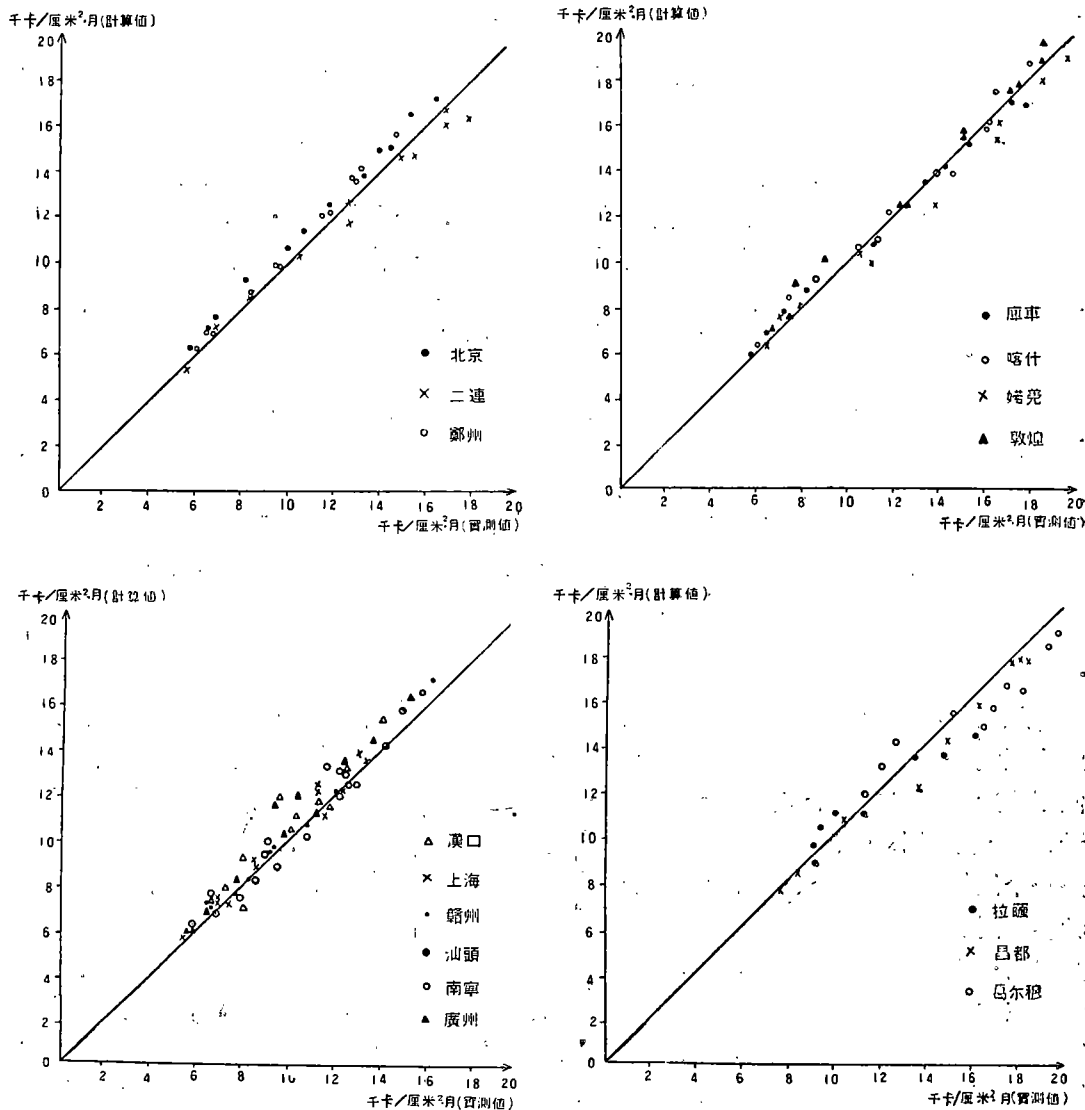


图 5 月总辐射计算值与实测值的比较

根据我們作出的晴天状况下总辐射的緯度平均值,和1957年7月到1960年底 S/S_0 的月平均值,按公式(11)計算了上述26个站的总辐射。結果表明除个别站外,月总辐射計算值与实测值的偏差小于 $\pm 10\%$,年平均的偏差則小于 $\pm 5\%$ (图5)。因此这就允許在未进行辐射观测的我国广大地区內,利用公式(11)来間接計算月总辐射量。

我国的沈阳与和田等站由于局地天气的影响^[23],日照百分率减小,总辐射計算值比实测值小,如春季平均要小14%。

三、总辐射的空間分布

在繪制年、月总辐射分布图时,除采用了上述26个日射观测站的总辐射实测值外,还按公式(11)計算了136个地点的年、月总辐射值,公式中的日照百分率多数地点为1951—1960年的平均值,但最短的也有五年以上的資料。

1. 年总辐射的空間分布

表5列出了相同經緯度附近各地点的年实测总辐射值。从表中东經 115° 各地点的資料可以看出,年总辐射值是从北向南减小的,在长江流域达到了最低值。从北緯 30° 附近各地点的資料,又可以看到拉薩年总辐射值达188.1千卡/厘米²·年,比成都大一倍以上,而长江中下游的年总辐射值变化不大(105—115千卡/厘米²·年)。北緯 40° 附近各地的資料則表明沙漠地区的年总辐射值大約为150千卡/厘米²·年左右,比东部华北平原大得多。因此我国年总辐射值又表现了西部高于东部的特点。

表5 相同經緯度附近各地年实测总辐射值(千卡/厘米²·年)

东經 115°	二 連 144.2	北 京 132.5	郑 州 122.9	汉 口 113.6	贛 州 118.4			
北緯 40°	喀 什 146.9	敦 煌 156.2	札薩克 152.6	北 京 132.5		塔什干 141.2	里斯本 165.3	华盛顿 126.0
北緯 30°	拉 薩 188.1	成 都 91.9	宜 昌 106.2	汉 口 113.6	上 海 112.8	开 罗 200.1	圣安多尼 (美国) 165.2	

从图6可以看出,我国年总辐射值变化在85—200千卡/厘米²·年的較大范围内。青藏高原大部分地区的年总辐射值大于160千卡/厘米²·年,雅魯藏布江河谷的年总辐射值則高达180和190千卡/厘米²·年以上。四川盆地西部为一低值中心,年总辐射值小于90千卡/厘米²·年,整个四川盆地、貴州、湖北和湖南西部、河南西南部和广西北部都是一个低值区,年总辐射值低于110千卡/厘米²·年,且等值綫呈現閉合形式。这是由于秋冬期間北方冷气团南侵时,受这些地区的山脉和丘陵起伏的地形阻滯作用,常常形成靜止鋒面;春季則西南低涡活动頻繁;夏季西南季风和东南季风的侵入和地形的抬升作用常常在这里形成云雨。因此这个地区全年各月的云量都很大,阴天多而晴天少。此外从图6还可看到东經 105° 以东緯度 25° — 35° 間的广大地区里年总辐射值都低于120千卡/厘米²·年。除上述原因外,这个地带內空气中水汽含量多,空气透明度差也是重要原因之一。自南岭向南年总辐射值增加到120千卡/厘米²·年以上,从淮河向西向北增加到

150 千卡/厘米²·年以上, 然后大约从北纬 42° 附近向东北方向减小到 120 千卡/厘米²·年以下。

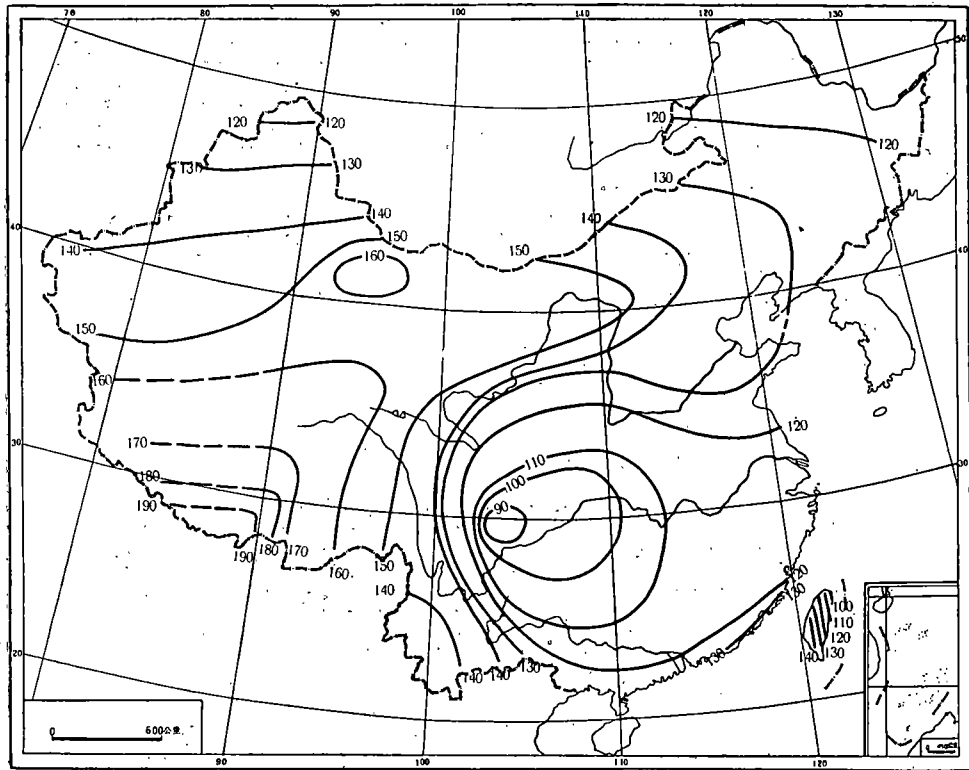


图 6 中国年总辐射分布图 (千卡/厘米²)

在南岭以南和戴云山以东的闽粤沿海地区, 秋冬期间北方的冷空气较难入侵, 静止锋较南岭以北地区为少, 晴天较多, 年总辐射值因而较华中地区高些。

我国北部尤其是大兴安岭和太行山以西地区, 冷季 (10—3 月) 常在蒙古高压控制之下, 夏季则东南季风的影响较南部地区和大兴安岭、太行山以东地区为弱。因此这里全年各季云量较小、晴天多、日照丰富, 年总辐射值因而高于南方和大兴安岭、太行山以东地区。我国东北地区年总辐射等值线愈向东则愈向南偏离纬度, 东北长白山地则因地形影响, 阴天特多, 云量很大, 等值线几乎表现经圈方向。

新疆年总辐射等值线愈向东则愈向北偏离纬度。这是由于愈向东云量愈少, 日照时数愈多的缘故。新疆天山及其以北地区年总辐射值低于 140 千卡/厘米²·年, 以南则高于此值。最高值出现在新疆东部库鲁克塔格山和甘肃北山地区, 年总辐射值达 160 千卡/厘米²·年以上。

云南哀牢山和无量山以西地区年总辐射值低于 140 千卡/厘米²·年。这主要与夏季期间云量和阴天特多, 月总辐射值减小有关。

台湾年总辐射值自东北向西南增加, 这主要由于台湾地区除夏季外, 盛行气流多来自东北方, 因此台湾东北部的地形雨和锋面雨较多, 晴天频率小, 而台湾西南部因处于背风坡, 常多晴朗的好天气。

根据图 6 算出了中国大陆平原区年总辐射各纬度平均值,将该值和北半球同纬度年总辐射平均值^[26]进行比较,从表 6 可见北纬 40—50° 间,中国年总辐射值比北半球同纬度的大,以南则小,最大差值出现在北纬 30° 处。原因是中国大陆北部沙漠和草原面积大,日照丰富,南部 25°—35° 处季风影响强,而北半球则处于副热带高压带,日照特别丰富。此外从表 5 也可以看到,北纬 40° 附近我国沙漠区年总辐射值大于中亚沙漠区,东部沿海地区高于美国大西洋沿岸地区,但低于地中海沿岸。我国北纬 30° 附近除西藏高原外,年总辐射值都低于相同纬度的世界各地。

表 6 中国平原区和北半球同纬度年总辐射平均值比较(千卡/厘米²·年)

纬度	50°	45°	40°	35°	30°	25°
中国平原	115	135	148	125	110	122
北半球	103	126	144	168	178	183

2. 月总辐射的空间分布

我国各月总辐射最大值与最小值之差平均约 10 千卡/厘米²·月左右。大陆东部 12 月总辐射值由我国最北部的 3 千卡/厘米²·月以下向南增加到 8 千卡/厘米²·月以上,西藏高原南部则达 12 千卡/厘米²·月以上。6 月总辐射值由四川、贵州地区的 10 千卡/厘米²·月以下向北增加到 17 千卡/厘米²·月以上,西藏高原南部则达 20 千卡/厘米²·月以上。其它各月总辐射值变化在上述数字的范围内。

各月总辐射分布图和年图的形势基本是相似的,其主要差异如下:

(1) 冬季各月北部地区总辐射等值线接近于纬圈方向,10—12 月总辐射明显的自南向北减小(图 16—18)。

(2) 云南哀牢山以西地区仅 5—9 月(图 11—15)为一明显的低值区,其它各月的总辐射值都高于同纬度的东部地区。

(3) 7、8 月总辐射分布图和年图及其它各月总辐射分布图的主要差异是,在我国东南部的福建、江西、湖南东部、浙江南部和广东北部总辐射值显著增高(图 13—14),尤以 7 月最为明显,比 6 月(图 12)相同地区的总辐射值要高出 4 千卡/厘米²·月左右。这可能与盛夏期间太平洋高压脊控制的频率增加,晴天多阴天少有关。

此外,从图 13—14 中还可看到从云南西南部向东北方向伸出一组总辐射的低值带,该两月中云南西南部和西藏南部的总辐射值比 4、5、6 月(图 10—12)的总辐射值要低得多,这是由于夏季期间印度低压加深,西南季风沿该低压东缘向西藏、云南、贵州和四川等地侵袭的缘故。

(4) 春夏两季塔里木盆地南缘的总辐射为一低值区(图 10—14),这与该地区春夏季大风和沙尘天气多、大气透明度和垂直能见度差有关。

(5) 夏季台湾盛行东南风和西南风,东西两岸的云量条件差异不大,因此东西两岸和南北间的总辐射值变化较小(图 13—14)。

(6) 9 月江苏、浙江和华南极南部出现了总辐射的低值带,这可能和夏季风南退时在此处停留,形成较多的云量有关。

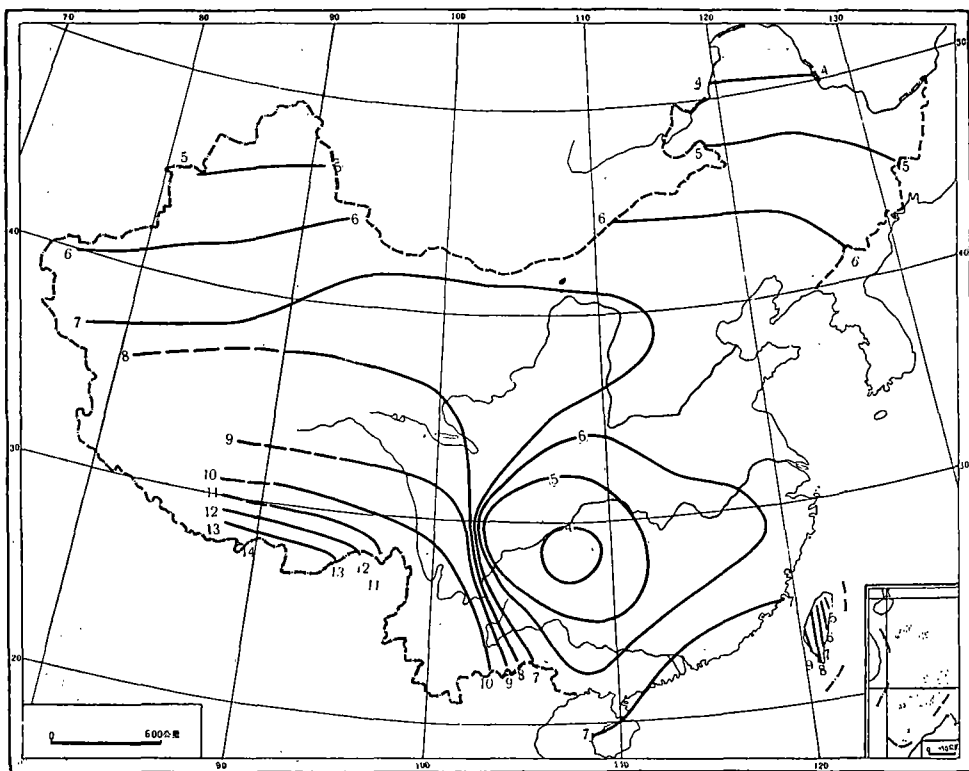


图 7. 1月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

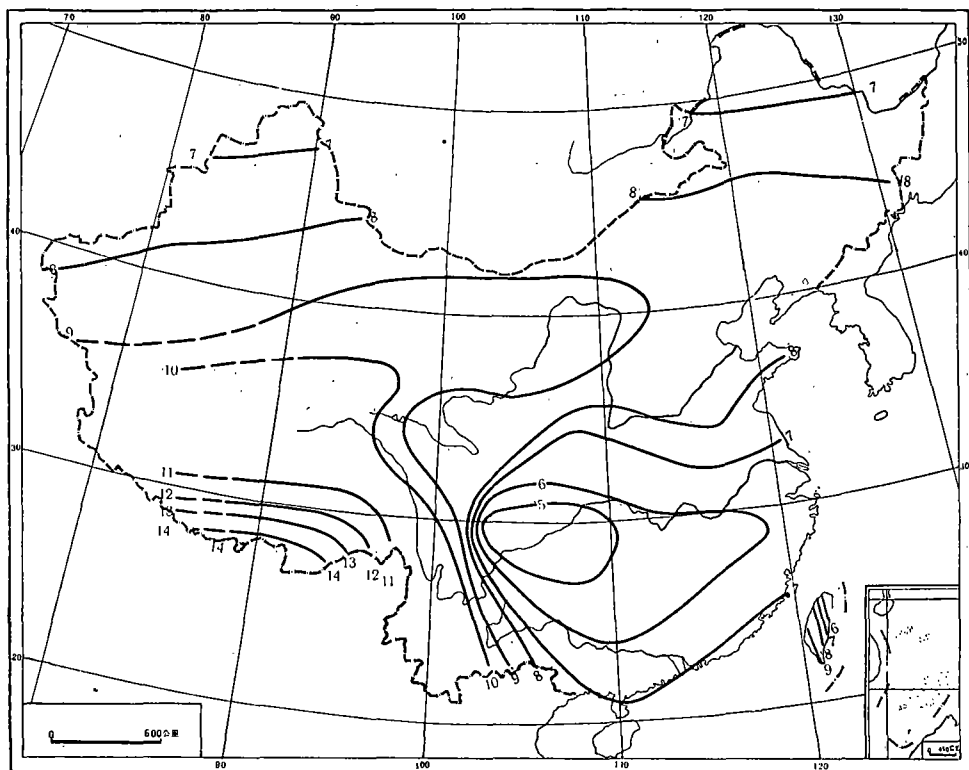


图 8 2月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

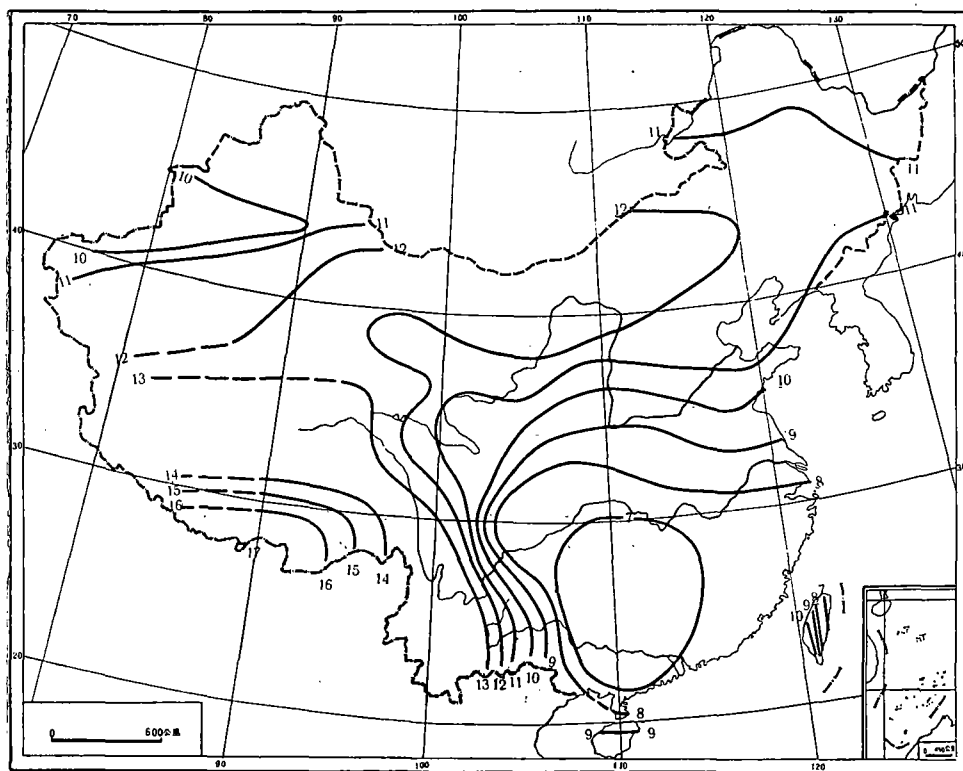


图 9 3 月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

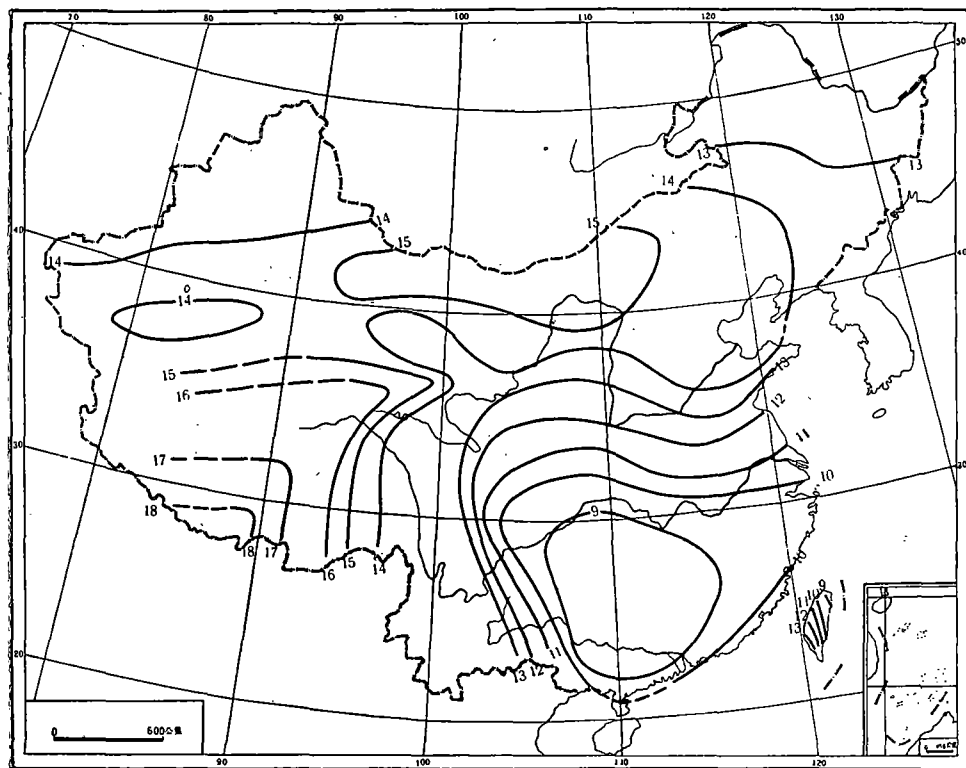


图 10 4 月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

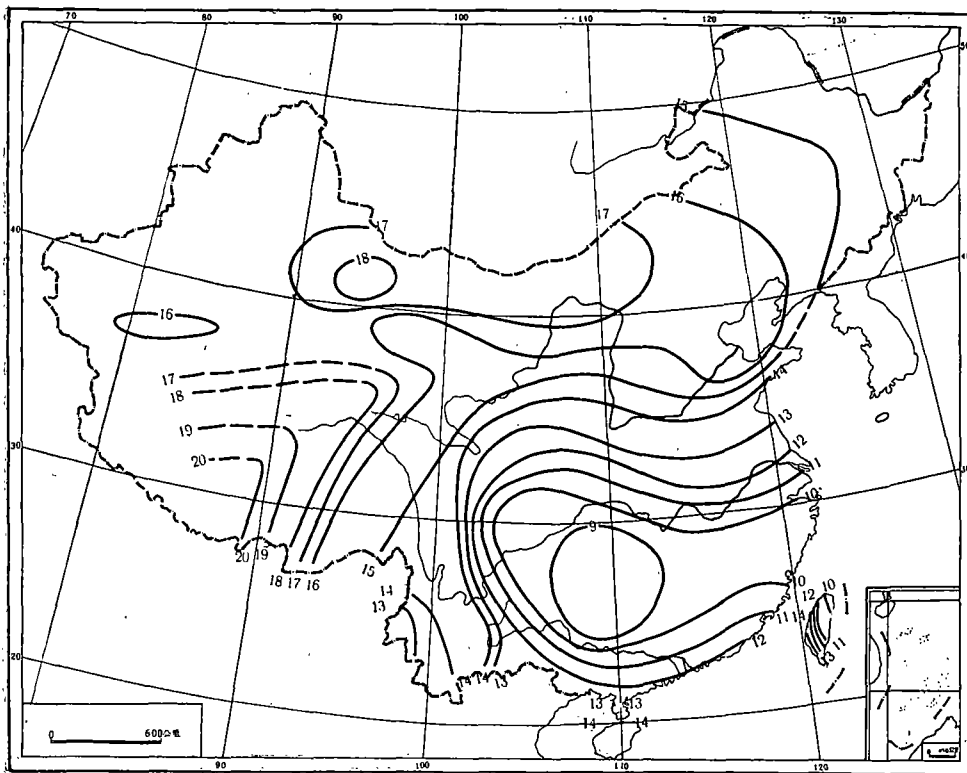


图 11 5 月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

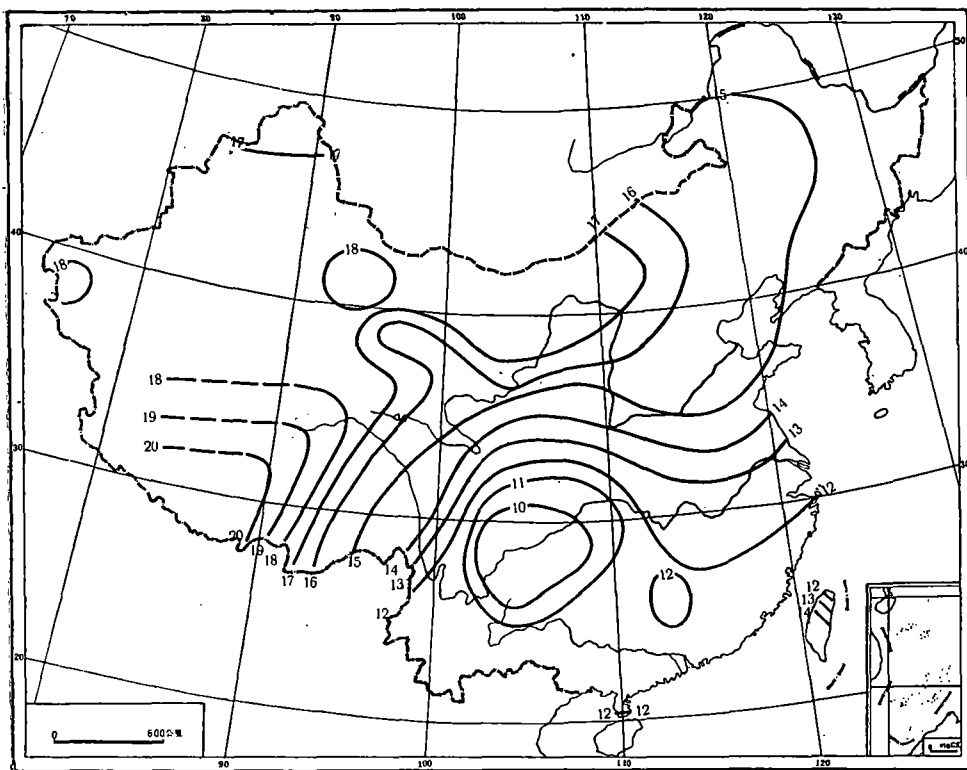


图 12 6 月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

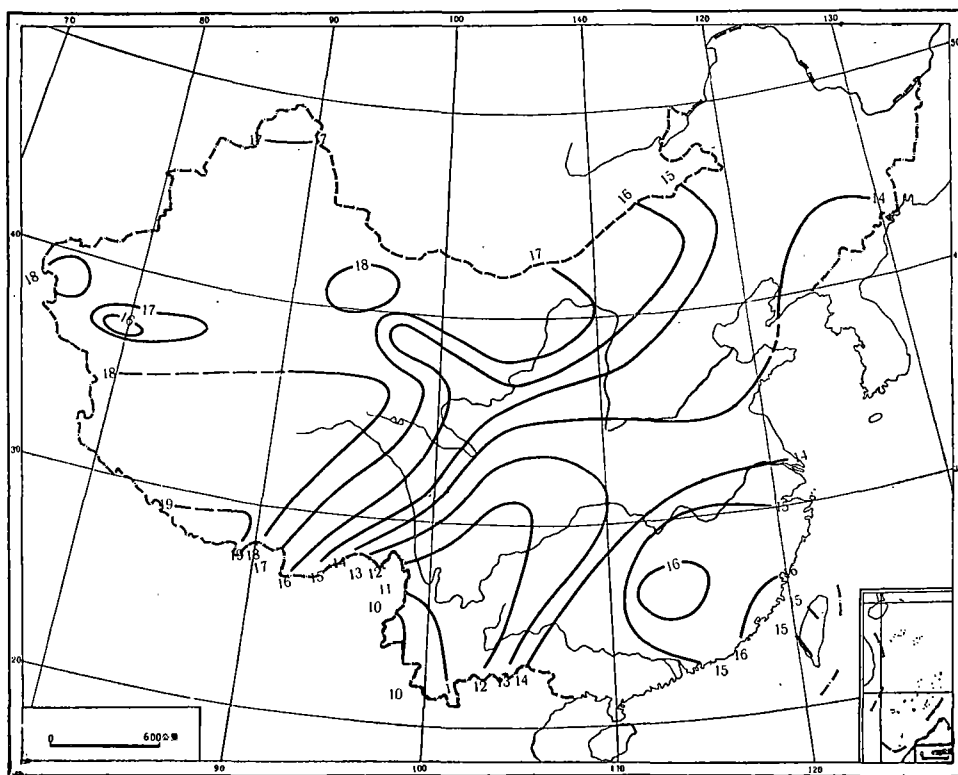


图 13 7 月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

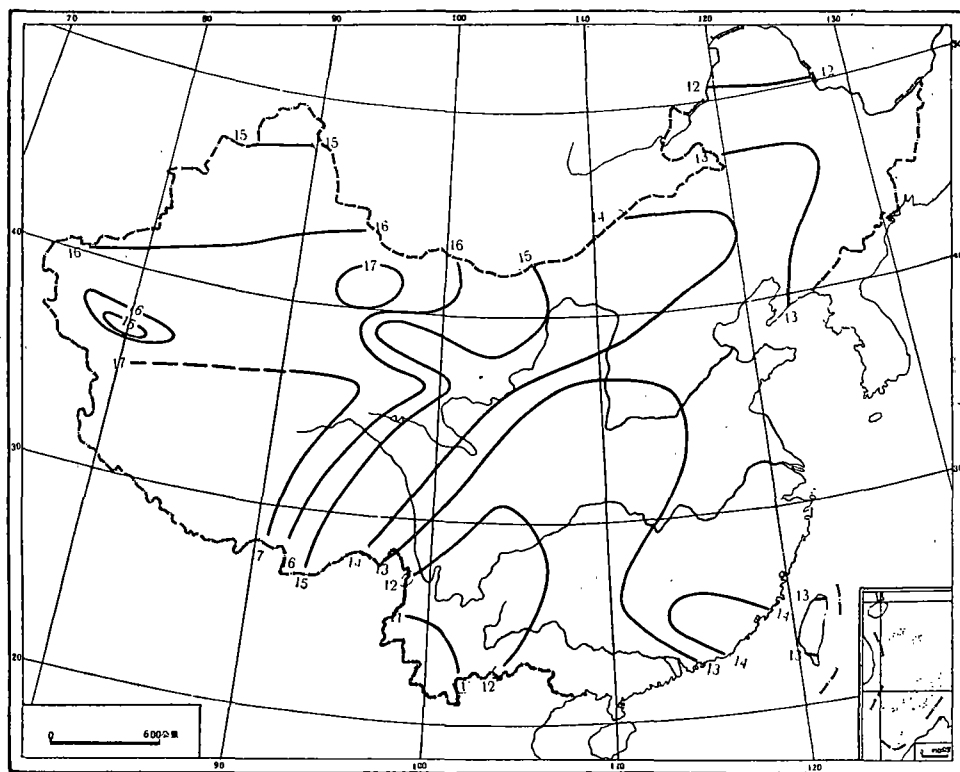


图 14 8 月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

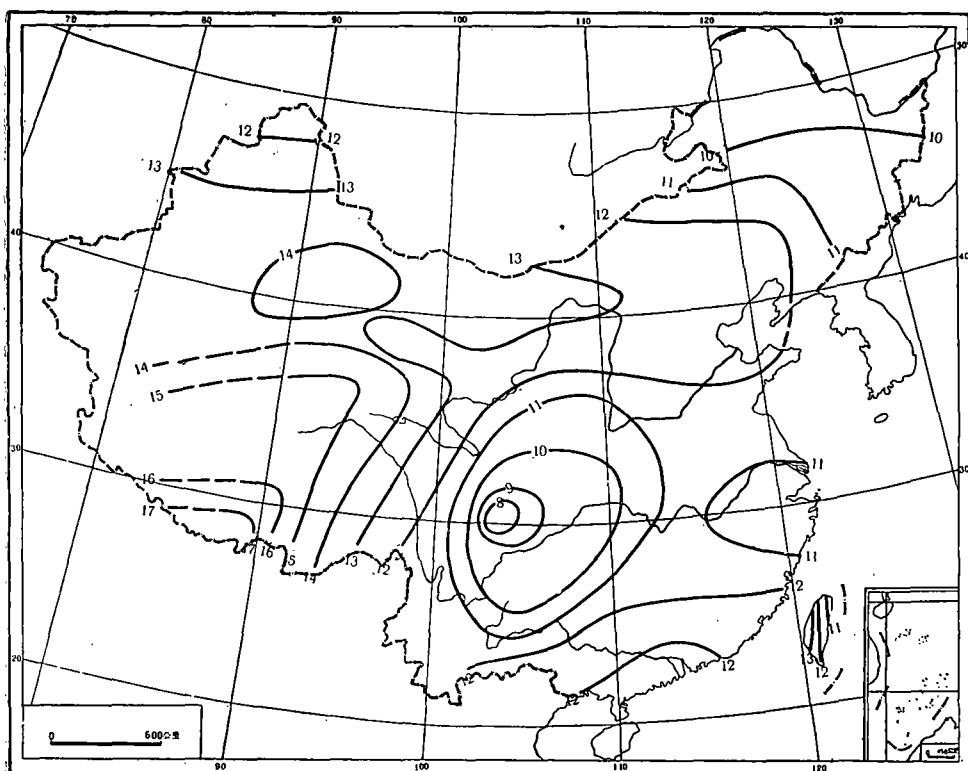


图 15 9 月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

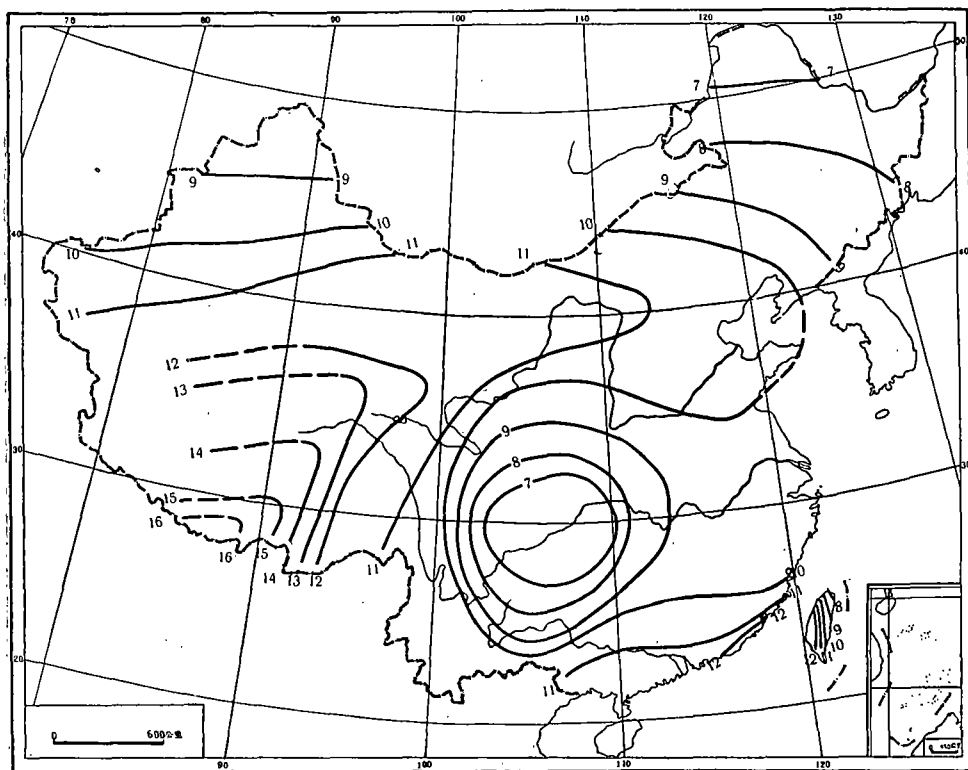


图 16 10 月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

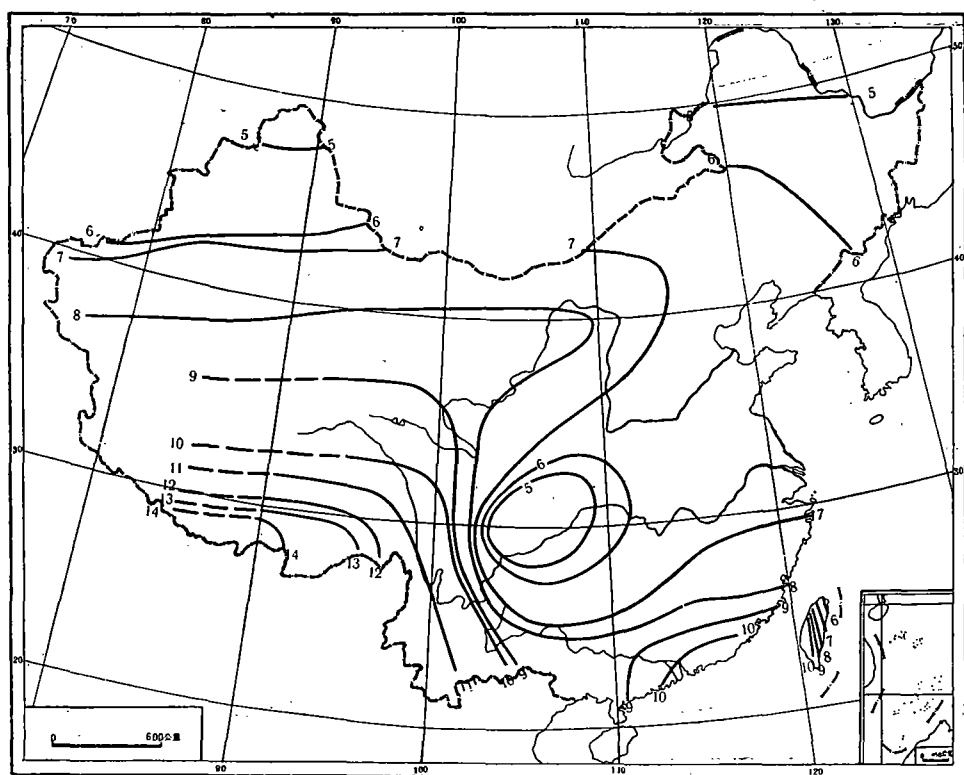


图 17 11月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

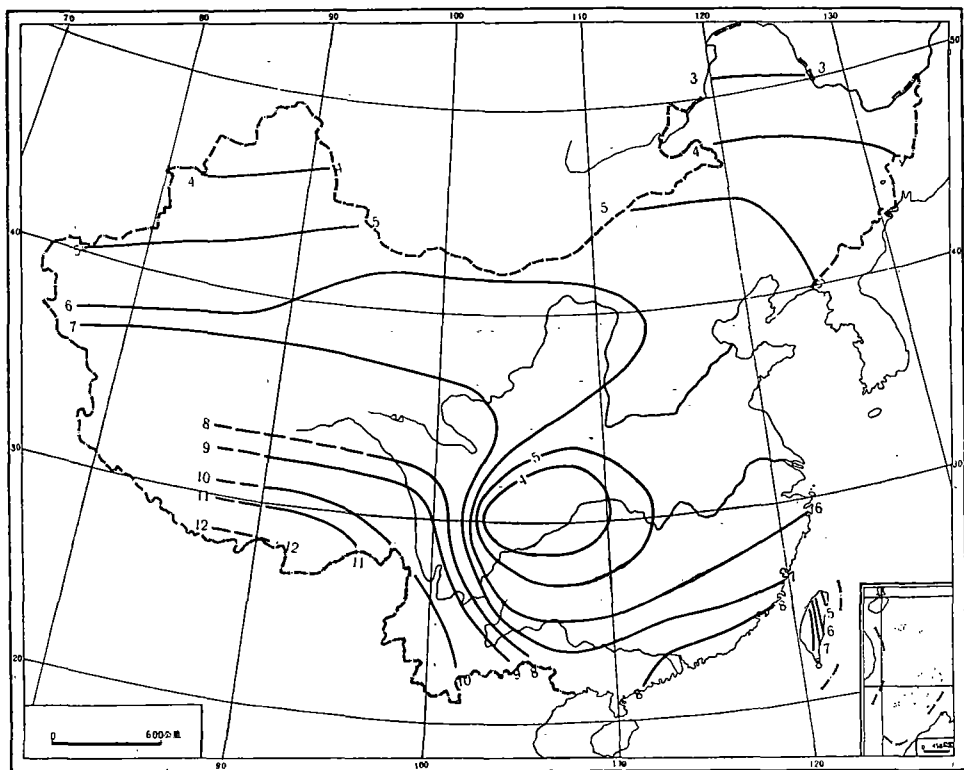


图 18 12月中国总辐射分布图 (千卡/厘米²)

参 考 文 献

- [1] Kimball H., *Month. Weath. Rev.*, V. 56, No. 10, 1928, 393—398.
- [2] Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И., Тепловой баланс поверхности земли. Изв. АН СССР. сер. *геогр.*, № 3, 1954, 17—41.
- [3] Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И., *Тр. ГГО.*, вып. 48 (110), 1954, 5—16.
- [4] Берлянд Т. Г., Ефимова Н. А., *Тр. ГГО.*, вып. 50 (112), 1955, 48—82.
- [5] 布德科 М. И., 地表面热量平衡, 科学出版社, 1960.
- [6] Берлянд Т. Г., *Метеорол. и гидрол.* № 6, 1960, 9—12.
- [7] Black J. N., *Arch für Met. Geop. und Biokl.*, Ser. B, Bd. 7, Wien. (1956), 165—189.
- [8] Albrecht F., *Geof. Purae appl.*, 32 (1955), 131—138.
- [9] Hinzpeter H., *Arch für Met. und Geop. Biokl. Ser. B*, Bd. 9, H. 1, 1958, 60—72.
- [10] Аверкиев М. С., *Метеорол. и гидрол.* № 2 1962, 27—29.
- [11] Bernhardt F. and Philipps H., *Abhandl. Meteorol. u. Hydrog. DDR.*, No. 45, 1958.
- [12] Кузьмин П. П., Процесс таяния снежного покрова. Гидрометеониздат, 1961, 44.
- [13] Аверкиев М. С., *Вестник МГУ*, Сер. 5, География, 1 (1961), 40—47.
- [14] Аверкиев М. С., *Вестник МГУ, Сер. География*, 4 (1958), 185—198.
- [15] 康德拉捷夫 К. Я. 太阳辐射能 科学出版社, 1962, 525—528.
- [16] Берлянд Т. Г., *Тр. ГГО.* вып. 10(72), 1948, 1—12.
- [17] Angström A., *Archiv für Matemat., Astronomy und Physik*, B 17, No. 15, 1922, 1—7.
- [18] Fritz S. and Macdonaldt., *Heating and Ventilation*, Vol. 46, No. 7, 1949, 61—64.
- [19] Penman H. L., *Proc. Roy. Soc.* 193A, 1948, 120—145.
- [20] Black J. N., Bonython C. W. and Prescott J. A., *Quart. J. R. Met. Soc.* 80, 1954, 231—235.
- [21] 朱崗崑、楊紉章, 气象学报, 26 (1955), 第 1—2 期, 1—24.
- [22] 尹 宏, 气象学报, 28 (1957), 第 2 期, 101—107.
- [23] Ия Цзун-чжао, *Тр. ГГО.* вып. 92, (1959), 50—101.
- [24] 萧文俊, 气象学报, 30 (1959), 第 2 期 186—190.
- [25] 阿里索夫 Б. П. 等, 气候学教程, 第二册, 高等教育出版社, 1957, 362—365.
- [26] Берлянд Т. Г., Распределение солнечной радиации на континентах, Гидрометеониздат, 1961.
- [27] Барашкова Е. П., Гаевский В. Л., Дьяченко Л. Н., Лугина К. М., Пивоварова З. И., Радиационный режим территории СССР, Гидрометеониздат, Л., 1961.
- [28] Day G. Y., Distribution of total solar radiation on a horizontal surface over the British Isles and adjacent areas. *Meteorol. mag.* Vol. 90, No. 1071, 1961, 269—284.
- [29] 左大康、弓 冉, 地理学报, 28 (1962), 第 3 期, 175—186.

CHARACTERISTICS OF THE DISTRIBUTION OF TOTAL RADIATION IN CHINA

Tso TA-KANG WANG YI-XIAN CHEN CHIAN-XEI

(*Institute of Geography, Academia Sinica*)

ABSTRACT

1. The authors made a review of all the known equations used to calculate the total radiation in the foreign countries, before deducing an empirical one for China.

2. To obtain a monthly latitudinal mean of total radiation $(Q+q)_0$ during cloudless day for every 2.5 latitudes, data of the 26 stations in the country from July 1957 to Dec. 1960 inclusive have been used. A separate mean has been obtained for the Tibetan plateau in order to accord with its special, natural conditions. The latitudinal means show two "high belts" at 25°N and 40°N respectively and a "low belt" between them at 30°N.

3. The deduced equation for total radiation is:

$$(Q+q) = (Q+q)_0 (0.248 + 0.752s/s_0),$$

where all the terms are on monthly basis, $(Q+q)$ being the total radiation to be calculated, $(Q+q)_0$, the latitudinal mean of total radiation, s , the actual and s_0 , the possible durations of sunshine in hours. The correlation coefficient for the linear equation is 0.96.

4. This equation is applied to 136 stations with sunshine records beyond the 26 insolation stations. This allows the preparation of an isoplath map of total radiation for China, of which two remarkable features are:

a. A constant "high" appears over the southern part of the Tibetan plateau and a constant "low" extending from Szechuan to the Lake Basin of the middle Yangtze.

b. The monsoonal influence on the pattern of total radiation is significant in summer, as the latitudinal influence is in winter.