

青藏高原气象科学实验文集

(二)

《青藏高原气象科学实验文集》编辑组 编

科学出版社

青藏高原气象科学实验文集

(二)

《青藏高原气象科学实验文集》编辑组 编

科 学 出 版 社

1 9 8 4

内 容 简 介

1979年5—8月我国在青藏高原地区进行了第一次青藏高原气象科学实验,获得了大量的实测资料。在此基础上所取得的研究成果将以本文集分辑出版。本辑(第二辑)主要内容有:青藏高原辐射和地面热状况、亚洲季风振荡、北半球大气环流的季节性变化、南北半球环流的相互作用、高原低涡的分析研究及其回波特征、高原600毫巴图的分析应用、高原动力影响的数值试验以及高原热力混合层特征等方面研究论文,共30篇。

本文集可供气象台站预报人员、气象院校师生和气象科研人员参考。

青藏高原气象科学实验文集

(二)

《青藏高原气象科学实验文集》编辑组 编
责任编辑 侯建勤 许贻刚

科学出版社 出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1984年3月第一版 开本:787×1092 1/16
1984年3月第一次印刷 印张:18
印数:0001—1,670 字数:415,000

统一书号:13031·2499

本社书号:3432·13—15

定价:2.80元

前 言

1979年5—8月我国在青藏高原地区进行了第一次青藏高原气象科学实验,获得了大量的实测资料。在此基础上所取得的研究成果将以本文集分辑出版。本辑(第二辑)汇集了高原辐射和热状况、环流与季风、高原天气系统及有关高原的动力学和热力学数值分析等四方面的研究成果,主要内容有:

第一,关于高原辐射和热状况计算方法的研究有11篇。通过对实测资料的分析,提出了一套适合于高原环境的计算方法,为编制整个青藏高原地面辐射平衡和热量平衡分布图提供了良好的基础。另外,应用实测辐射资料,探讨了青藏高原地表辐射值与气候和天气变化的关系,这是一个新的尝试。

第二,关于青藏高原对行星尺度环流季节变化的研究有9篇。就行星尺度环流的季节转换来看,青藏高原对大气环流的作用应从全球尺度上来考虑,特别是应从欧亚大陆与印度洋的海陆分布上来评价它的作用。另外对夏季青藏高原地区和季风系统的中期振荡特性进行了研究。并统计了南亚高压初夏第一次移上高原的路径和时间,发现有明显的年际变化,且有一定的天气意义。

第三,关于高原天气系统和天气的研究有5篇。对1979年青藏高原低涡进行了统计。通过对高原低涡性质和结构的综合分析,得出的物理图象比过去更清楚了。在研究低涡的同时,还分析出一条来自仲巴到定日一带的水汽辐合带,这条辐合带对高原低涡的发生发展有密切联系。另外,绘制了1979年夏季逐日600毫巴天气图,分析了南亚地区各种天气系统,这对高原近地面系统的分析是有使用价值的。

第四,关于青藏高原的动力学和热力学研究有5篇。对夏季青藏高原的动力学和热力学影响进行了数值试验,指出青藏高原大地形对大气环流的动力作用,在几天的时间尺度里,主要影响大气低层的运动。同时还分析了高原近地面热力混合层的热力和动力特征。

本辑是这次实验的第二批研究成果,由于青藏高原地区气象资料十分稀少,本文集所用的资料主要是1979年获得的,因此所揭示的一些现象及对青藏高原作用的一些认识,尚有待于进一步在实践中验证和深化,加之我们的业务水平有限,在文中难免有不当之处,望读者批评指正。

目 录

青藏高原太阳总辐射的计算方法·····	潘守文 (1)
青藏高原有效辐射旬、月总量的计算方法·····	
·····	翁笃鸣 陈万隆 季国良 水登潮 (12)
青藏高原 1979 年 5—8 月的地表反射率·····	谢贤群 (17)
青藏高原土壤热通量的测量、计算和气候学推广方法·····	徐兆生 马玉堂 (24)
关于青藏高原感热和潜热旬总量计算方法的初步研究·····	陈万隆 翁笃鸣 (35)
利用卫星云图对 1979 年夏季青藏高原候辐射平衡场的计算·····	
·····	周允华 项月琴 周树秀 单福芝 (46)
青藏高原西部地表净辐射与气候年际变化的相关分析·····	季国良 (53)
格尔木地区地表湍流热通量的计算及热量平衡基本特征·····	马玉堂 徐兆生 (60)
1979 年夏季 (5—8 月) 青藏高原辐射天气学分析·····	吴敬之 (68)
南京地区的辐射平衡特征·····	沈觉成 高家表 (75)
贡嘎、拉萨两测点辐射状况的对比分析·····	叶芳德 陈永申 周树秀 (85)
1979 年季风系统振荡的初步分析·····	徐淑英 司有元 殷延珍 (90)
1979 年南亚地区大气能量分析与春夏季节变化·····	
·····	高由禧 李 慈 袁福茂 杨秀华 (99)
中国夏季风的发展与南北半球低纬环流变化的关系·····	郭其蕴 曾昭美 (112)
1979 年初夏北半球大气环流季节性变化的研究·····	
·····	章基嘉 彭永清 王鼎良 周顺泰 (121)
南北半球环流“联锁”现象与 1979 年梅雨·····	
·····	朱福康 陆龙骅 曾祥鼎 徐 凯 (132)
1979 年夏季青藏高原地区的中期振荡特性·····	
·····	陆龙骅 朱福康 陈咸吉 朱云来 (140)
南亚高压季节性变化的研究·····	孙国武 (152)
• 南亚高压和青海省汛期降水的关系·····	杨 昭 阳 燮 (159)
初夏东亚上空季风流管的活动·····	尹树新 陶崇宣 梁汉明 谭信珍 (172)
1979 年夏季青藏高原低涡的统计及低涡产生的气候因子探讨·····	
·····	钱正安 单扶民 吕君宁 蔡永祥 陈玉春 (182)
夏季青藏高原低涡的综合结构·····	吕君宁 钱正安 单扶民 蔡永祥 陈玉春 (195)
1979 年青藏高原那曲地区一次低涡降水过程的回波分析·····	秦宏德 崔岫敏 (206)
夏季风时期青藏高原地区水汽来源及水汽收支分析·····	黄福均 沈如金 (215)
600 毫巴图上的高原和南亚天气系统·····	尹道声 (225)
夏季青藏高原动力影响的数值试验·····	纪立人 沈如金 陈于湘 (236)
青藏高原南北坡度和积云对流对大型扰动的作用·····	张曙华 朱抱真 (245)

青藏高原西部地区热力混合层的初步研究·····	宋正山 朱抱真 孙国武 (253)
青海热低压变性过程的研究·····	马鹤年 刘子臣 秦 莹 刘天适 (262)
初夏东亚地区加热场对大气环流平均场影响的数值试验·····	
·····	王安宇 顾弘道 王谦谦 章俊根 (273)

青藏高原太阳总辐射的计算方法

潘 守 文

(南京大学气象系)

本文以总辐射和相对日照之间的线性回归方程为基础,从气候学角度出发,用物理分析方法确定方程中的系数。依照高原的气候特点和自然地理条件的不同,分四个气候区进行验证。结果表明,计算值与实测值的误差,对月总量来说平均为4%,对旬总量来说平均为7%。文中对理想大气总辐射的计算方法作了适当的简化。最后利用青藏高原气象科学实验(简称“科实”,下同)期间高原上及其周围114个气象台站的有关气象要素进行计算并绘制了总辐射旬、月总量的时空分布图。

一

太阳辐射是地球表面上一切自然过程和物理过程的主要能源,到达水平地表面的直接太阳辐射与天空辐射构成地面的总辐射。总辐射的大小与测点的地理纬度、太阳赤纬和大气的物理状态等因子有关。目前,由于我国辐射台站为数不多,尤其是在青藏高原及其相邻地区数量更少,为了获得有关总辐射分布特征资料,往往借助于间接的计算方法,以便用无辐射观测的台站上的气象要素值来求算总辐射。因此对总辐射进行气候学计算的回归方程应该满足三个条件:(1)所选取的气象要素同总辐射的相关具有明确的物理意义;(2)根据回归方程求出的计算值应限定在一定的误差范围之内;(3)所用方法简单明了,利于推广。

用总辐射同日照持续时间所建立的线性回归方程目前仍然是总辐射气候计算法研究中广为采用的方法。A. Ångström^[1]很早就提出这一设想,并用下式表达其间的关系,

$$\frac{Q}{Q_0} = a + b \frac{N}{N_0} \quad (1)$$

式中 Q 为地表面的实际总辐射, Q_0 为大气顶的太阳辐射, N 为实际日照时数, N_0 为可能日照时数, a, b 为回归系数。实践表明,用(1)式计算长时期平均的总辐射具有较高的精度,但是如果用来计算总辐射日总量时将会产生20%以上的误差。因此有些作者在研究短期的以日为单位的总辐射总量的计算时,倾向于排除线性相关的假设,转而采用曲线回归模式^[2,3]。

我国在总辐射的气候计算方法方面也进行了大量的工作^[4-6],但是都是以多年平均的月总量为目标,所用方法与(1)式基本相同。上述工作由于应用大气顶太阳辐射作为计算基础,对于海拔高度平均为4—4.5公里的青藏高原来说往往不能反映出海拔高度的影响。王炳忠等^[7]采用理想大气条件下总辐射月总量作为计算基础,得出一个与(1)式基

表 1 文献 [7] 中关于青藏高原地区的系数 a, b

回归系数	拉萨	那曲	格尔木	玉树	昌都
a	0.29	0.17	0.27	0.17	0.20
b	0.74	0.80	0.63	0.83	0.82
$a + b$	1.03	0.97	0.90	1.00	1.02

本形式相同的计算公式,并根据青藏高原已有的辐射台站资料求出回归系数 a 和 b 的数值(表 1),其中系数 b 除受海拔高度的影响外,认为主要是受水汽的影响。分析表 1 中的资料可以发现,系数 a, b 的选取与其自身所包含的物理意义有不尽相符之处,因为在线性回归方程中如采用理想大气总辐射作为计算基础,则系数 $a + b$ 不可能也不应该出现大于或等于 1 的现象,这是文献 [7] 中需要加以改进的地方。

二

综上所述,我们认为:(1)用 Ångström 型线性回归方程作为计算某个时段总辐射的平均值的模式是可取的;(2)对于青藏高原地区来说,采用理想大气条件下的总辐射作为计算基础意味着自动地考虑了海拔高度的影响;(3)应以适当的方式考虑云量、水汽和大气透明度的影响;(4)对中纬度地区来说,应考虑太阳倾角对计算时段的影响,按照文献 [8],计算以旬为时间间隔的总辐射总量较为合理。

因此在研究青藏高原热源考察期间总辐射的计算方法及其时空分布时,可以仿照(1)式写成如下形式

$$\frac{Q}{Q_I} = a + bS \quad (2)$$

式中 Q 为实际总辐射总量, Q_I 为理想大气条件下的总辐射总量, Q/Q_I 叫做相对总辐射, S 为相对日照。

容易看出:(1)当天空为云所遮蔽时, $S = 0$, 则由 (2) 式可知

$$\frac{Q}{Q_I} = a$$

或者写成

$$Q = aQ_I|_{S=0} \quad (3)$$

该式表明,到达地表面的实际大气总辐射为理想大气总辐射的 a 倍,由于全阴天条件下实际总辐射总是小于理想大气总辐射,所以 a 总是小于 1。参照 Rietveld^[9],我们可以将系数 a 定义为全天为云遮蔽时理想大气总辐射到达地面的百分比。显然在全天为云遮蔽的条件下,对应于相同的 a 值,在高海拔地区的实际总辐射应大于同纬度海拔较低的地区的总辐射,而实际观测资料可以证实这一结论^[10]。

(2) 当天空无云时, $S = 1$, 则由 (2) 式可知

$$\frac{Q}{Q_I} = a + b$$

或者写成

$$Q = (a + b)Q_1|_{s=1} \quad (4)$$

该式表明,在碧空条件下实际大气总辐射为理想大气总辐射的 $a + b$ 倍。在实际大气条件下由于水汽、尘埃、气溶胶等杂质的存在和影响, Q 总是小于 Q_1 , 因此 $a + b$ 也总是小于 1。由 (4) 式可知,当 $(a + b)$ 趋于 1 时, Q 趋于 Q_1 , 所以由方程 (2) 式以 $a + b \geq 1$ 的系数值代入,计算实际总辐射总量时,将会产生与实际情况不符的现象。由此可知,系数 $(a + b)$ 总是小于 1 的。据此我们可以将系数 $(a + b)$ 定义为碧空条件下理想大气总辐射到达地面的百分比。因此系数 a, b 主要取决于一个地区的平均的天气气候条件。

必须指出,在回归方程中如果采用大气顶太阳辐射作为计算基础,则在无云条件下系数 $(a + b)$ 恒小于 1,如果采用碧空条件下最大可能总辐射,则系数 $(a + b) = 1$ 。例如布德科在计算全球总辐射时,采用 $a = 0.25, b = 0.75^{[11]}$, a 与 b 之和为 1。在海拔高、空气稀薄的青藏高原地区,对于瞬时值而言也只有在极其特殊的条件下才可能出现实际总辐射等于或大于大气顶太阳辐射^[12,13],即 $a + b \geq 1$ 的情况,但是在平均状况下对于总辐射的气候学计算而言,这种现象是不可能发生的。

关于系数 a 和 b ,可以经由不同的途径求出:(1)如通常所做的那样,根据总辐射的实测值与相对日照资料,由回归方程直接推算,但是如果回归系数超过所能允许的界限,如表 1 中大部分系数 $(a + b)$ 接近甚至超过 1,表明回归系数的适用性值得考虑;(2)将系数 a 与 b 同相对日照建立相关方程,然后根据日照百分率直接求出系数 $a, b^{[9]}$,但是这种方法并不具有普遍的意义,因为当 $S > 0.4$ 时,结果并不能令人满意;(3)根据地理条件和气候条件的不同,分别采用不同的系数。

由于青藏高原特殊的地理和气候条件以及辐射观测资料的时间序列短、站点较少等特点,我们认为从物理气候学的角度出发,吸收上述几种方法的优点,综合考虑高原地区的系数 a, b ,比之应用某一种方法所给出的结果可能要好些。

我们参照《中国综合自然区划图》^[1],根据青藏高原的气候、土壤、植被和地形特点将青藏高原 ($75-105^\circ\text{E}, 25-40^\circ\text{N}$) 大体上分为四个气候区:(1)青藏高原主体部分——平均海拔在 4—4.5 公里以上,位于拉萨河谷以北的广大藏北高原,该区气候特点为高寒、低湿、大气透明度较好;(2)藏南河谷部分——该区气候特点为夏季降水量多于主体部分,且多夜雨;(3)高原东南部分——该区受来自孟加拉湾潮湿气流的影响,水汽含量丰沛,云雨天气较多;(4)高原东北干旱部分——该区气候干燥,空气中含尘量较多,大气透明度较差。

上述分区与《中国气候图集》^[14]中关于青藏高原上的气候区划基本上是一致的。上述青藏高原主体部分与《中国气候图集》中的 HD_1 (藏北区)相当,但包括 HB_1 (青南区)和 HB_2 (昌都区)以及 IID_1 (南疆区)的南缘;藏南河谷部分与 HC_2 (藏中区)和 HC_3 (藏南区)相当;高原东南部分与 HVVIVIIA_1 (达旺-察隅区)相当,包括云贵高原大部分地区在内;高原东北干旱部分与 HD_1 (柴达木区)相当。因此可以按照各个气候区的特点,利用“科实”期间的 6 个热源考察站的定点观测资料为主,参照毗邻地区 14 个日射站的同期观测资料求出各个气候区的经验系数 a 和 b 。

1) 国家地图集编纂委员会,中华人民共和国自然地图集——中国综合自然区划图,北京,1965。

在求算系数 a, b 时, 以相对总辐射和相对日照之间的统计相关为基础, 用物理分析方法在 Q/Q_I 与 S 坐标图上求出 $S = 0$ 和 $S = 1$ 时的数值, 由 (3) 和 (4) 式即可得到所求的 a 和 b 。但是在实际条件下, 当 S 在 $[0, 1]$ 之间取值时, Q/Q_I 与 S 的关系并非完全依照 (2) 式呈线性变化, 这时可以将 (2) 式写成一般的函数关系,

$$\frac{Q}{Q_I} = f(S) \quad (5)$$

因此无论 $f(S)$ 取何种形式, 在 Q/Q_I 与 S 的二维坐标中均可假定, 在 $S = 0$ 时所确定的相对总辐射即代表全天为云所遮蔽的条件下理想大气总辐射到达地面的百分比, 而在 $S = 1$ 时所确定的相对总辐射即代表无云天空条件下理想大气总辐射到达地面的百分比。这时系数 a 和 $a + b$ 可以写成如下的形式, 即

$$\left. \begin{aligned} \lim_{S \rightarrow 0} f(S) &= a \\ \lim_{S \rightarrow 1} f(S) &= a + b \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

由此求出的系数 a 和 b , 与根据 (2) 式求出的回归系数相比, 物理意义更加明确。现根据“科实”期间高原 6 个考察站的实测资料并参照 14 个日射站的常规观测资料确定的系数 a 和 b 如表 2 所示。

表 2 各气候区的系数 a 和 b

系 数	高原主体	藏南河谷	高原东南部	高原东北部
a	0.285	0.334	0.164	0.121
$a + b$	0.820	0.880	0.779	0.733
b	0.535	0.546	0.615	0.612

将表 2 和表 1 作一比较可以发现, 用统计相关-物理分析方法求得的系数 a, b 是比较符合实际情况的。在碧空条件下, 高原主体和藏南河谷部分的相对总辐射 (即系数 $a + b$) 大于其余二个气候区的数值; 而全天为云所遮蔽的条件下, 系数 a 所代表的相应条件下的相对总辐射也有类似的情况出现。因此高原主体和藏南河谷部分的系数 a 大于高原东南和高原西北两部分, 系数 b 小于高原东南和高原西北两部分。至于藏南河谷地区的系数 a 和 b 均大于高原主体部分, 这是因为前者夏季多夜雨, 白天空气洁净, 太阳辐射较强的缘故。上述特点与各个气候区的天气气候条件所表现的地区差异基本上是吻合的。

由此给出青藏高原不同气候区旬平均总辐射的计算公式如下:

青藏高原主体部分:

$$Q = Q_I(0.285 + 0.535S) \quad (7)$$

藏南河谷地区:

$$Q = Q_I(0.334 + 0.546S) \quad (8)$$

高原东南部分:

$$Q = Q_I(0.164 + 0.615S) \quad (9)$$

高原东北部分:

$$Q = Q_I(0.121 + 0.612S) \quad (10)$$

应用公式 (7)–(10), 对实测资料进行验证, 结果是令人满意的。总辐射的计算值和

实测值的相对误差,平均说来旬总量为7%,月总量为4%。这同 Будыко^[11]用以确定全球热量平衡时的精度(10%)相比,属于同一个量级;比《青藏高原气候图集》^[9]所给出的结果更细致些,也更精确些。

三

在上述总辐射计算公式中,需要确定理想大气条件下的总辐射 Q_I ,为此我们试图给出一个简化的方法用以确定理想大气总辐射的旬平均日总量,以便迅速、简单,而又不需要借助于大型计算机的帮助。

已知理想大气对太阳辐射的减弱,主要是由空气分子的吸收和散射作用所引起,所以到达地表面的直接太阳辐射可以写成

$$S_{m,\lambda} = S_{0,\lambda} \prod_{i=1}^n P_i^m(x_n) \quad (11)$$

理想大气的削弱作用主要包括臭氧、二氧化碳和氧分子的吸收作用,以及空气分子的散射作用,所以上式又可写成

$$S_{m,\lambda} = S_{0,\lambda} P_{\lambda}^m(O_3) P_{\lambda}^m(O_2) P_{\lambda}^m(CO_2) P_{\lambda}^m(F) \quad (12)$$

因为空气分子的吸收作用主要发生在臭氧层,而二氧化碳和氧分子的吸收作用只占空气分子吸收作用的0.5%以下,故可略去不计。这时(12)式可简化为

$$S_{m,\lambda} = S_{0,\lambda} P_{\lambda}^m(O_3) P_{\lambda}^m(F) \quad (13)$$

式中 $P_{\lambda}(O_3)$ 表示与臭氧分子吸收作用有关的透射系数, $P_{\lambda}(F)$ 表示与空气分子散射作用有关的透射系数, $S_{0,\lambda}$ 表示波长为 λ 的大气上限的太阳辐射。

考虑到太阳辐射的光谱特征,在某个波长 λ 为中心的狭小的谱段范围 $\Delta\lambda$ 内,透射系数基本上保持不变,对上式按波长 λ 从0到 ∞ 进行积分,即可求得因理想大气的削弱作用而到达地面的直接太阳辐射

$$\int_0^{\infty} S_{m,\Delta\lambda} d(\Delta\lambda) = \int_0^{\infty} S_{0,\Delta\lambda} P_{\Delta\lambda}^m(O_3) P_{\Delta\lambda}^m(F) d(\Delta\lambda) \quad (14)$$

据文献[15, 16], $\lambda < 0.28$ 微米的紫外辐射强度仅占太阳辐射总量的0.56%, $\lambda > 10$ 微米的红外辐射强度占0.06%,故从 $\lambda = 0.28$ 到10微米对上式积分,所得结果将占太阳辐射总量的99.4%。从辐射气候学角度出发,这个结果是可以接受的。现在将0.28到10微米一段光谱范围内的积分用对不同的 $\Delta\lambda$ 求和的方法计算,因此有

$$S_m = \sum_{\lambda=0.28\mu}^{\lambda=10\mu} S_{0,\Delta\lambda} P_{\Delta\lambda}^m(O_3) P_{\Delta\lambda}^m(F) \Delta\lambda \quad (15)$$

另外按照 Berlage 公式,考虑整层大气的散射作用,则到达水平下垫面的散射辐射为

$$D = \frac{1}{2} (S_0 - S_m) \sin h_0 \quad (16)$$

式中 h_0 为太阳高度。由(15)和(16)式,则理想大气总辐射的计算公式应为

$$Q_I = \frac{1}{2} \left[\sum_{\lambda=0.28\mu}^{\lambda=10\mu} S_{0,\Delta\lambda} P_{\Delta\lambda}^m(O_3) P_{\Delta\lambda}^m(F) \Delta\lambda + S_0 \right] \sin h_0 \quad (17)$$

1) 中国科学院兰州高原大气物理研究所等编,青藏高原气候图集,兰州,1979。

Сивков^[17] 认为计算理想大气的散射辐射时不必考虑臭氧层以上一层大气的散射效应, 建议改用臭氧层底的直接辐射 S_{0_3} 代替 (17) 式中的 S_0 , 王炳忠等^[7] 在计算时采纳了这个建议, 我们认为这种做法是值得商榷的。按 Berlage 公式计算散射辐射是假定直接太阳辐射通过理想大气时被削弱的部分基本上转化为散射辐射, 其中一半向上, 另一半向下。如果采用 S_{0_3} 代替 S_0 , 实际上是将臭氧层以上整层大气的向下散射部分都略去不计。计算表明, 这种做法将总辐射日总量人为地减少 5 卡左右, 而且 S_{0_3} 如何取值在技术上也存在一定的困难。因此在计算理想大气总辐射时, 直接引用 S_0 的数值较为合理。

从“科实”的要求出发, 我们主要考虑总辐射旬总量的计算方法, 在此基础上给出总辐射月总量。在根据 (17) 式计算时, 我们进行了一些必要的技术处理。首先选择“科实”期间每月 1、11、21 日三天, 用梯形求积公式计算每天日出后至真太阳时正午的半日总量和日总量, 时间步长取 1 小时, 然后将各月 1、11、21 日三天的总辐射日总量点绘在坐标纸上, 联结各点作一平滑曲线, 最后计算各旬总量和月总量。由于太阳辐射通量具有连续变化的特点, 用此方法计算的结果, 比用时间步长为 1 分钟或 4 分钟的结果要简单、迅速, 而且又具有足够的精度。现以西藏那曲地区为例 (表 3), 可以看出结果是令人满意的。计算表明, 在计算理想大气总辐射半日总量和日总量时, 如果将时间步长由 1 小时改为 2 小

表 3 那曲地区理想大气总辐射月总量(千卡/厘米²·月)的计算结果

月份	文献 [7] 的计算结果 (Q_{I_1})	本文计算结果 (Q_{I_2})	$\frac{Q_{I_1} - Q_{I_2}}{Q_{I_1}}$ (%)
6	27.93	27.89	0.1
7	28.37	28.26	0.4
8	26.46	26.41	0.2
平均	27.59	27.52	0.3

表 4 高原“科实”期间理想大气总辐射的旬总量和月总量(千卡/厘米²)

时 间		拉萨、林芝	那曲	双湖、狮泉河	格尔木
月	旬				
5	上	8.81	8.82	8.83	8.68
	中	8.98	9.02	9.03	8.92
	下	10.02	10.09	10.11	10.00
	月	27.81	27.93	27.97	27.60
6	上	9.18	9.25	9.29	9.22
	中	9.21	9.32	9.33	9.29
	下	9.20	9.32	9.32	9.28
	月	27.59	27.89	27.94	27.79
7	上	9.15	9.24	9.26	9.21
	中	9.07	9.13	9.15	9.08
	下	9.85	9.89	9.90	9.78
	月	28.07	28.26	28.30	28.07
8	上	8.79	8.79	8.80	8.65
	中	8.56	8.55	8.55	8.35
	下	9.11	9.07	9.05	8.76
	月	26.46	26.41	26.40	25.76

时,计算速度更快,而误差只有1%左右。

按照上述方法,根据公式(17) 求算出“科实”期间六个热源考察站的理想大气总辐射旬总量和月总量(见表4)。对于青藏高原范围内各个站点的理想大气总辐射可以仿此作相应的计算。

四

总辐射的大小决定着单位地表面所获得的太阳能的数量,是青藏高原近地层气象过程的重要能源,同时它也受天气过程和气候条件所制约。我们根据上面提供的方法,利用“科实”期间高原及其周围的114个气象台站的气象观测资料进行总辐射的计算,由此给出“科实”期间总辐射月总量(图1—4)和6月三个旬的旬总量(图5—7)的地区分布图。

由于青藏高原平均海拔高度高,大气质量只及海平面的一半左右,大气中水汽、气溶胶的含量比海平面少得多,因而到达青藏高原的总辐射比周围平原地区要大,成为一个高值区。但就青藏高原本身而言,总辐射在地理上的分布特点,基本上能够反映出不同地区的自然地理特点和气候条件的差异;而总辐射在不同时间的分布特点,也反映出青藏高原的环流特征及其随环流型的季节转换和高原雨季的来临所产生的影响。

青藏高原“科实”期间5—8月总辐射地理分布的基本特点是,总辐射由高原东南向西北方向逐渐增大,并在 90°E 以西形成高值区,高值中心位于 30°N 附近,中心数值均在 $20\text{--}22$ 千卡/厘米 2 以上,与同期非洲撒哈拉沙漠相当。高原东南和东北两地区,或是因为在孟加拉湾潮湿气流的影响下水汽含量丰沛,多阴雨天气,或是因为气候干旱空气中尘埃含量过大的缘故,致使上述地区的总辐射远小于高原主体部分。

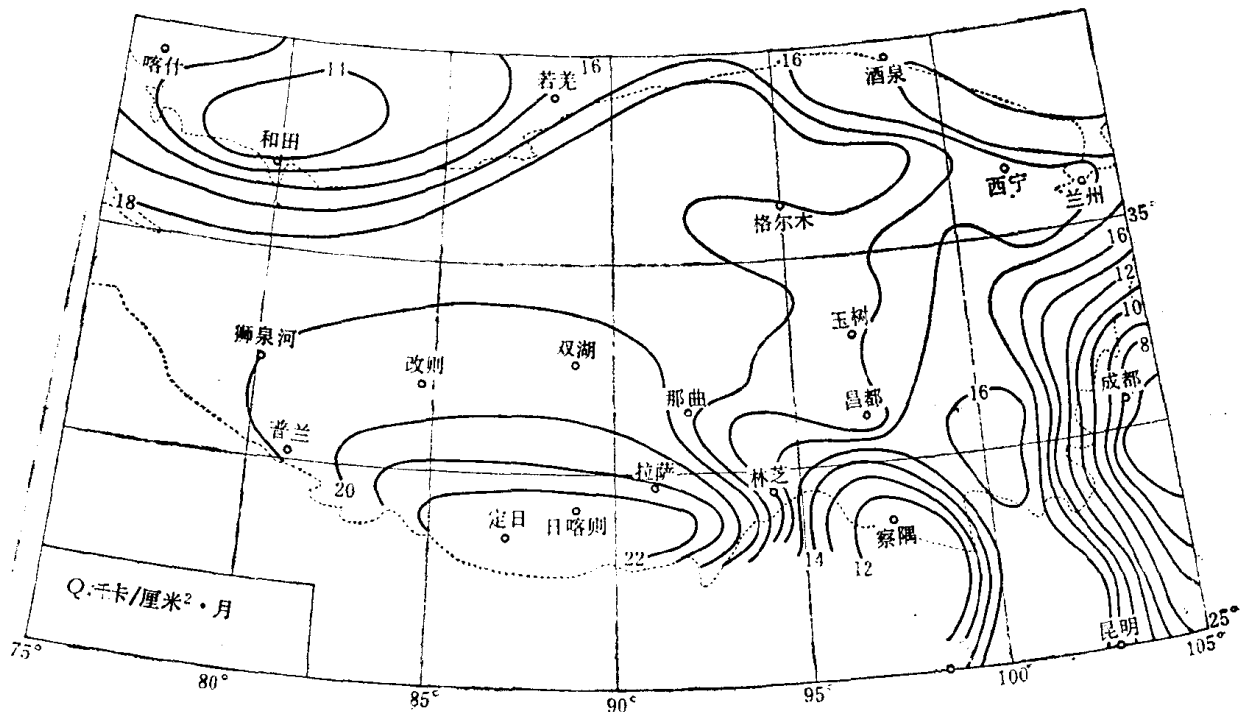


图1 1979年5月总辐射的地理分布

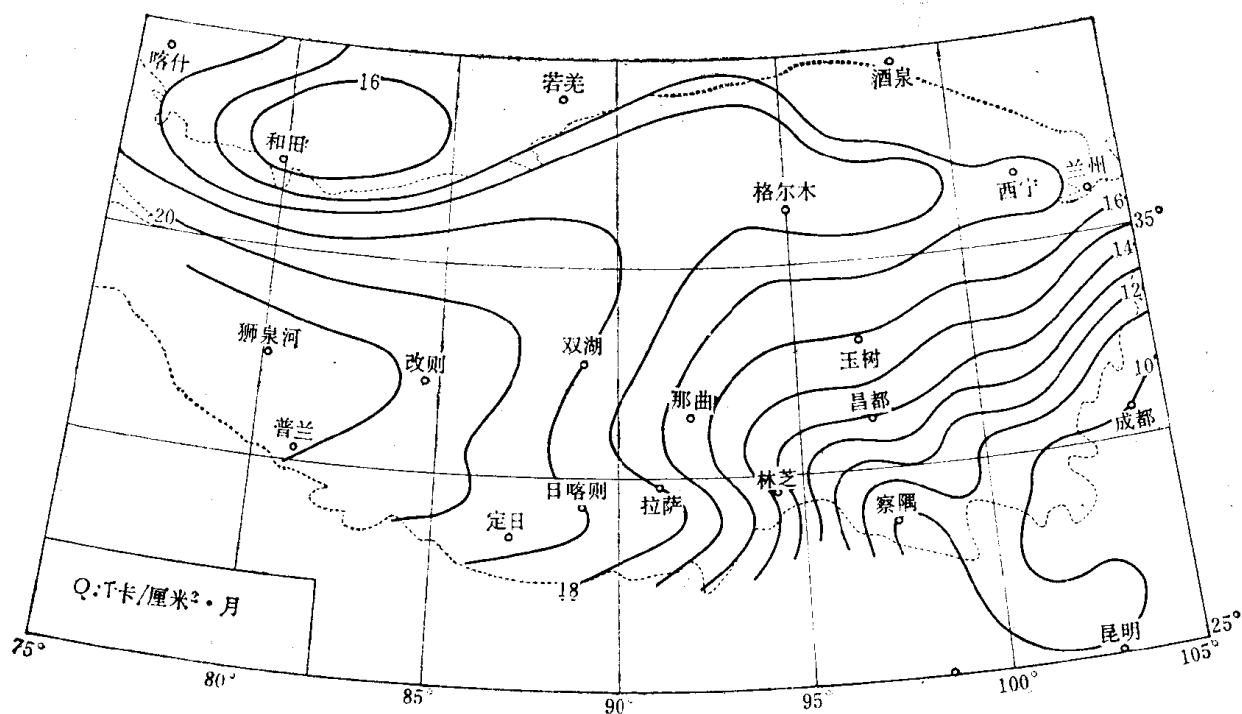


图2 1979年6月总辐射的地理分布

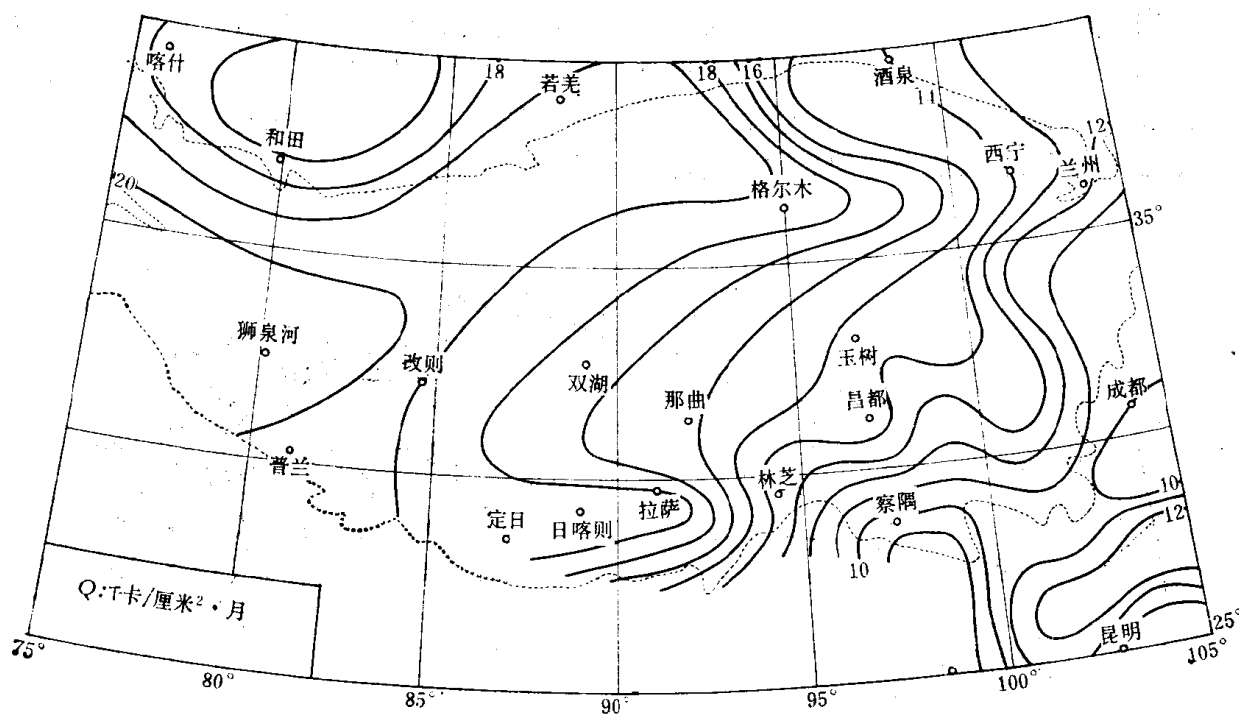


图3 1979年7月总辐射的地理分布

从5—8月的总辐射分布图上较明显地反映出大气环流的季节性转变对总辐射的影响。从5月下旬开始,高原环流型逐渐由冬季型向夏季型转变,6月上、中旬处于过渡时期,整个高原开始进入雨季。从总辐射高值中心位置的变动可以清楚地看出这一点。

6月份是高原环流型季节转换的关键月份,上述环流型的季节转换与总辐射分布的

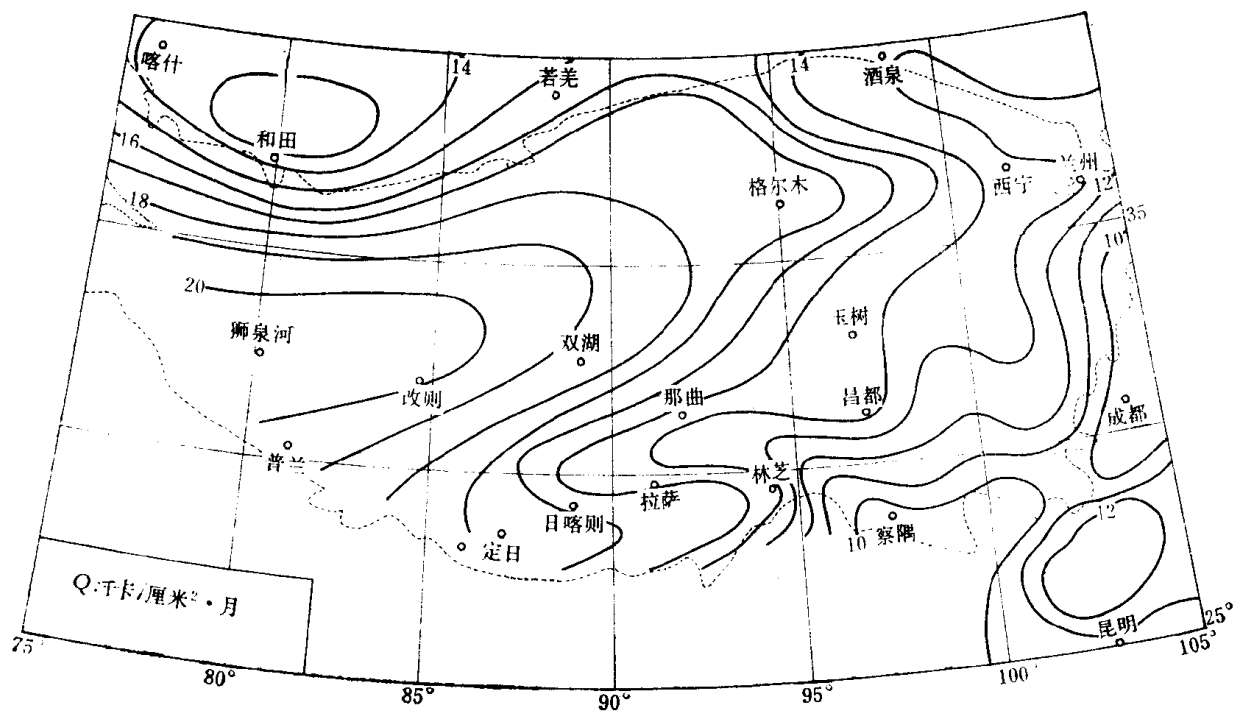


图 4 1979 年 8 月总辐射的地理分布

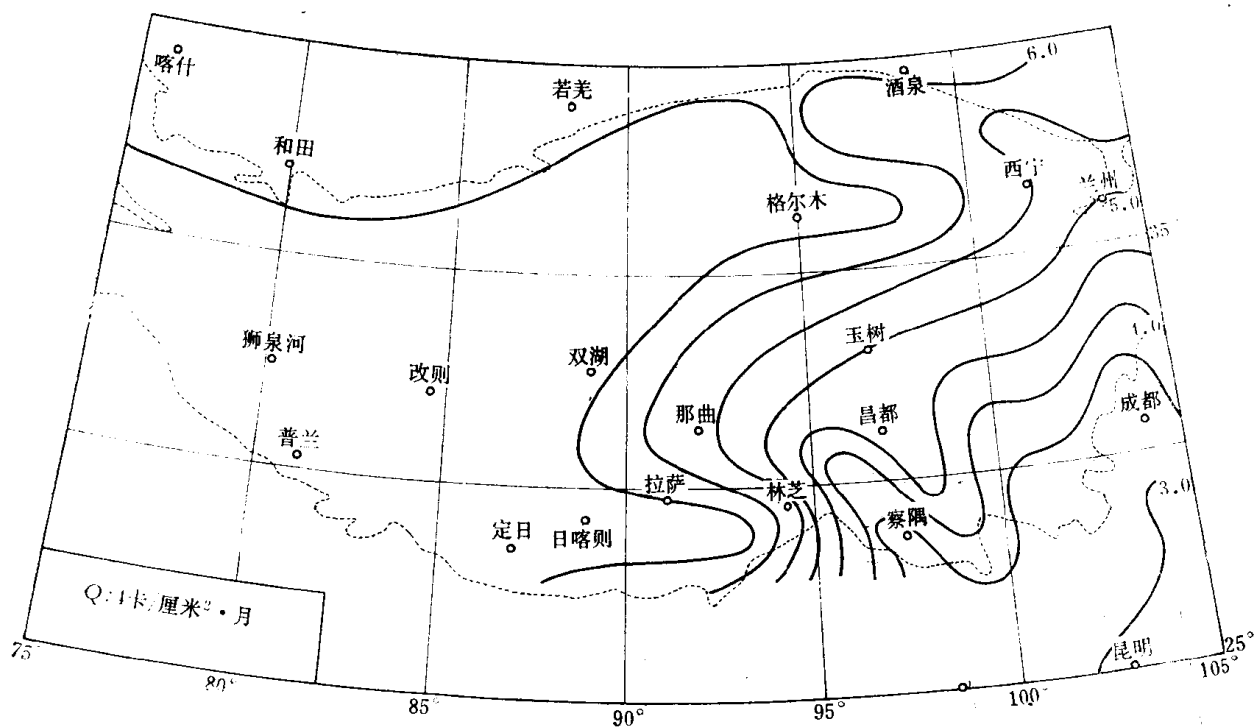


图 5 1979 年 6 月上旬总辐射的地理分布

关系,从 6 月上、中、下旬的地理分布图上可以得出更加明确的概念。

上述总辐射旬、月总量的分布特征与过去的一些有关青藏高原总辐射地理分布的研究成果较为接近,但比较起来,图 1—7 上所揭示的特点能够更明确地反映出高原上总辐射分布的某些细微差别,尤其是旬总量分布图的绘制对于了解青藏高原上空大气环流的季节转换与辐射状况的相互关系来说,将是一次有益的尝试。

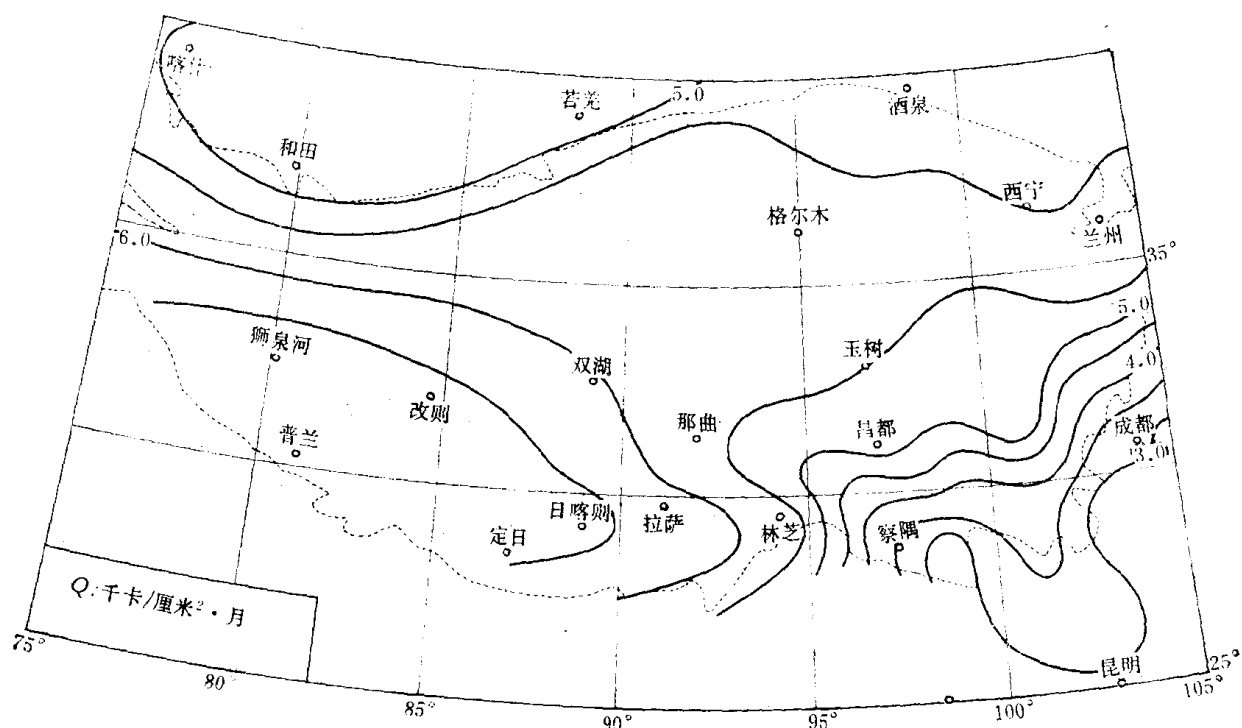


图 6 1979 年 6 月中旬总辐射的地理分布

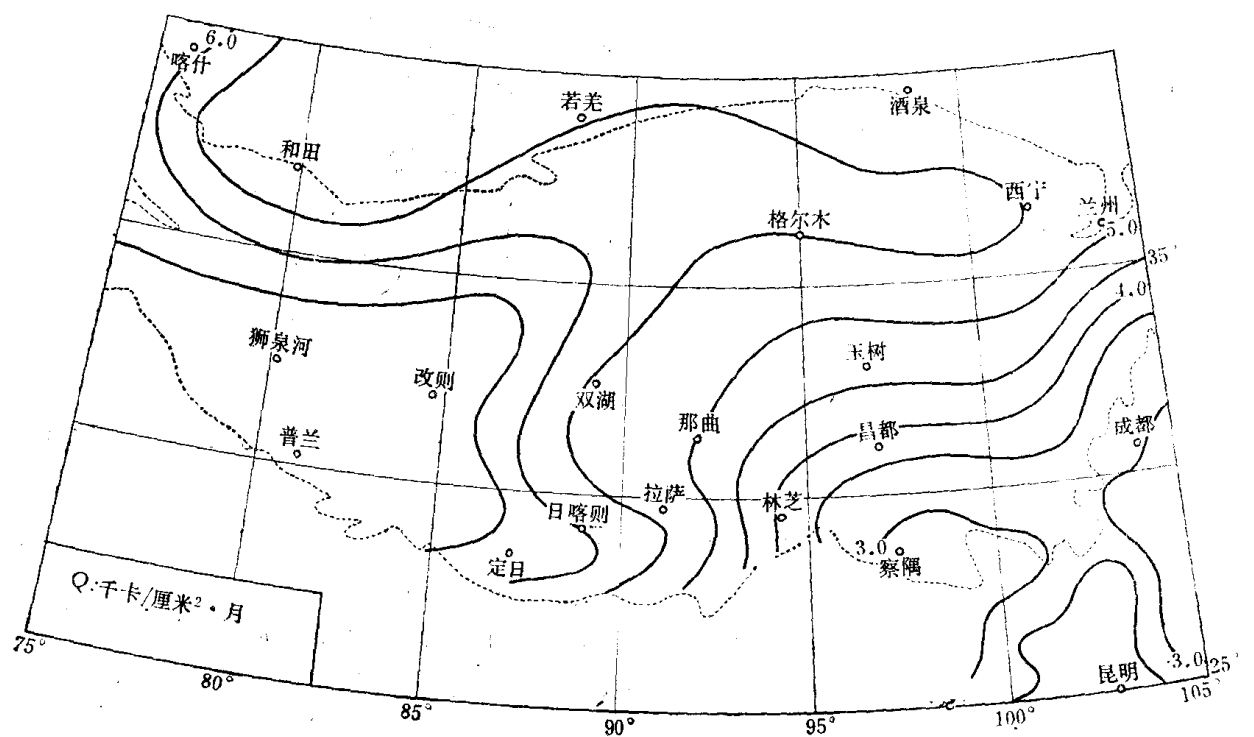


图 7 1979 年 6 月下旬总辐射的地理分布

参 考 文 献

- [1] Ångström, A., Solar and terrestrial radiation, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **50**, 121—126, 1924.
- [2] Cháver, A., Estimation of global solar radiation in short-term periods, *Arch. Met. Geoph.*, Ser. B, **27**, 335—348, 1979.
- [3] Davies, J. A., W. S. Schertzer, M. Nunez, Estimating global solar radiation, *Boundary Layer Met.*, **9**, 33—52, 1975.
- [4] 左大康、王懿贤、陈建绥, 中国地面太阳总辐射的空间分布特征, *气象学报*, 第33卷, 第1期, 78—96, 1963.
- [5] 翁笃鸣, 试论总辐射的气候学计算方法, *气象学报*, 第34卷, 第3期, 304—315, 1964.
- [6] 陆谕蓉、高国栋, 我国辐射平衡各分量计算方法及时空分布的研究 (I) 总辐射和有效辐射, *南京大学学报(自然科学版)*, 第2期, 89—108, 1976.
- [7] 王炳忠、张富国、李立贤, 我国的太阳能资源及其计算, *太阳能学报*, 第1卷, 第1期, 1—9, 1980.
- [8] Ш. Перрен Де Бришамво, Солнечное излучение и радиационный обмен в атмосфере (Перевод с Французского), Издательство «Мир», Москва, 1966.
- [9] Rietveld, M. R., A New method for estimating the regression coefficient in the formula relating solar radiation to sunshine, *Agril. Met.*, **19**, 243—252, 1978.
- [10] Roger G. Barry, Mountain Weather and climate, Methuen and Co., London and New York, 1981.
- [11] Будыко, М. И., Тепловой баланс земли, Гидрометеиздат, Л., 1978.
- [12] 陆龙骅、戴家洗, 唐古拉地区的总辐射和净辐射, *科学通报*, 第24卷, 第9期, 400—404, 1979.
- [13] 潘守文, 青藏高原那曲地区夏季辐射平衡的气候学特征, *青藏高原气象科学实验文集(一)*, 科学出版社.
- [14] 中央气象局编, 中华人民共和国气候图集, 地图出版社出版, 1978.
- [15] 日本太阳エネルギー学会编, 太阳エネルギー読本, 1975.
- [16] 帕尔特里奇著, 吕达仁等译, 气象学和气候学中的辐射过程, 科学出版社, 1981.
- [17] Сивков, С. И., Методы расчета характеристики солнечной радиаций, Гидрометеиздат, Л., 1968.