

卷云对青藏高原的射出长波辐射影响的研究

卢敬华 杨羽 段旭

(成都气象学院)

提 要

本文叙述了一种求解卷云射出长波辐射的方法。通过建立卷云示迹模式，用累加法进行分析，并通过分析卷云的一些微物理特征，假设卷云含水量垂直分布模式，由三层近似化简求得射出长波辐射通量密度。根据模式计算得到：1. 与卫星观测青藏高原高云地区对应射出长波辐射通量密度基本一致的结果。2. 卷云底高度及卷云厚度与射出长波辐射通量密度相关的一些有意义的结果，并讨论了青藏高原上卷云影响的特殊情况。

青藏高原的大气及云的辐射传输对于高原天气和气候以及对于大气环流的影响是十分显著的。利用卫星 AVHRR 资料估计天空云量变化对长波辐射的影响取得了一定进展〔1〕〔2〕。然而，云对于辐射传输的影响和云状、含水量、云体高度等宏观特征以及包括云的物理、几何性质等微观特征有关。分析 1979 年 5—8 月青藏高原大气科学实验的资料，结果表明：西藏拉萨地区天顶云中单独出现卷云的概率为 22.8%，混合云中卷云出现的概率为 45.9%，西藏那曲地区天顶云中单独出现的概率为 14.4%，混合云中卷云出现的概率为 18.0%。由此可见，卷云在青藏高原出现的概率较大。这一点，从卫星 AVHRR 或 APT 图象资料均得到证实〔3〕。本文从青藏高原卷云的微观特征和它的辐射传输性质出发，建立卷云模式和含水量垂直分布模式，化简得出射出长波辐射传输方程，探讨卷云云底高度、云厚度等宏观条件对于青藏高原拉萨地区的射出长波辐射的影响。

一、卷云模式与长波辐射的计算分析

卷云单独存在时，地气系统的辐射传输模式由地表-大气-卷云-大气构成。根据 (Feigelson, 1973)〔4〕云底向上辐射的

通量密度为：

$$E(Z_0) = \sigma T^4(0) 10^{-\alpha \Delta T} \quad (1)$$

其中 $\Delta T = |T(Z_0) - T(0)|$, $T(Z_0)$ 为云底温度, $T(0)$ 为地表温度, $\alpha = 0.0036$, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{w} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{T}^{-4}$

由 $\Delta T = \gamma \Delta Z$ 得：

$$E(Z_0) = \sigma T^4(0) 10^{-\alpha \gamma \Delta Z}$$

其中： γ 为温度递减率, $\Delta Z = Z_0 - 0 = Z_0$

设：卷云水平方向上结构均匀，垂直方向成 n 层结构，每一层云滴随机取向，几何尺度一致，且每一层向上向下的辐射量一致，各向同性。垂直方向上卷云的含水量按一定规律分布。并且，云顶向上的净辐射为 E_n ，云底向上的辐射为 $E(Z_0)$ 。这样，把卷云单独存在时辐射传输模式简化为卷云模式。如图 1 所示：

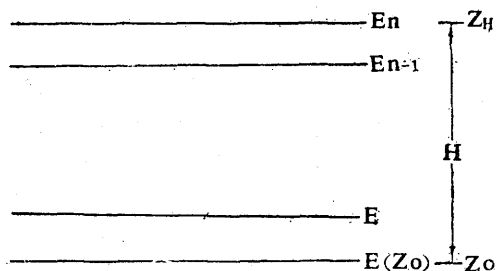


图 1 卷云模式

卷云中辐射能量的传输,主要有三个过程,一是卷云和太阳短波辐射互相作用。卷云对于太阳短波辐射以散射、透射为主,在卷云中发生的散射或反射,并没有改变太阳辐射短波段的波特性,一部分反射回太空,另一部分散射到地表和透过云层的太阳辐射一起被地表吸收,并以地表一定温度的热辐射发射出来,另有一些太阳短波辐射,其中包括从地表反射的部分,被卷云吸收。二是卷云对地气系统的长波辐射的作用。主要表现为吸收和散射作用,一般地表反射以及气体分子的散射可以忽略不计,但是卷云对于长波辐射的散射作用应予考虑。三是卷云各层次互相发射、散射、吸收长波热辐射的过程。

依照上述卷云辐射传输性质,并考虑卷云模式,卷云分成 n 层使每一层温度相等。由累加法建立辐射平衡矩阵方程:

$$[A][X'] = E(Z_0)[C] - [A] \\ ([B]E_0 + \bar{\omega}_0 E_0 [B']') + [Q] \quad (3)$$

方程中: $[A][X']$ 表示各层发散的热辐射, $[A]([B]E_0 + \bar{\omega}_0 E_0 [B']')$ 表示各层对于太阳短波辐射的吸收, $E(Z_0)[C]$ 表示各层对于地球长波辐射的吸收, $[Q]$ 表示各层对于卷云间散射辐射的吸收。这里,假设各层散射各向同性。

其中:

$$[A] = \begin{pmatrix} -2 & 1 & \tau_2 & \dots & \prod_{i=2}^n \tau_i \\ 1 & -2 & 1 & \dots & \prod_{i=3}^n \tau_i \\ \tau_2 & 1 & -2 & \dots & \prod_{i=4}^n \tau_i \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \prod_{i=2}^n \tau_i & \prod_{i=3}^n \tau_i & \prod_{i=4}^n \tau_i & \dots & -2 \end{pmatrix}$$

τ_i 表示第 i 层的透过率

$$[X'] = \begin{bmatrix} E'_1 \\ \vdots \\ E'_i \\ \vdots \\ E'_n \end{bmatrix}$$

E'_i 表示第 i 层辐射平衡的自身热辐射。

$$[B] = \begin{bmatrix} a_{c,11} \\ \vdots \\ a_{c,i} \\ \vdots \\ a_{c,n} \end{bmatrix}$$

$a_{c,i}$ 表示第 i 层吸收短波辐射的吸收率

$$[C] = - \begin{bmatrix} 1 \\ \tau_1 \\ \tau_1 \tau_2 \\ \vdots \\ \prod_{i=1}^n \tau_i \end{bmatrix}$$

$[B']'$ 是 B 的 180° 转置矩阵, E_0 表示太阳常数, ω_0 表示地面反照率。

令 $[X'] + [B]E_0 + \bar{\omega}_0 E_0 [B']' = [X]$ 则 (3) 式为:

$$[A][X] + [Q] = E(Z_0)[C] \quad (4)$$

由 (4) 式可以从理论上求解卷云内长波辐射传输问题。在具体问题上,需要解决卷云的多次散射问题来求解矩阵 $[Q]$ [5]。

此外,还要求解 $a_{c,i}$ 和 τ_i 。

二、卷云含水量垂直分布模式与透射率的计算方法

大量观测和实验表明,冰相形成主要出现在五个温度区,相对于这五个温度区的高度上有五个冰晶形成的扰动累积区,形成含水量的极值区域 [6][7]。表 1 说明了上述五个温度区对应的晶体与形态。

表 1 冰晶形态与温度关系*

温度 ℃	-3-- -8	晶 型	针状
			-8-- -25
	-10-- -20		星状 树枝状
	< -20	晶 型	棱柱状
	< -30		棱柱簇

卷云的云底温度 $< -30^\circ\text{C}$, 卷云由在水平面中随机取向, 平均长度为 $200\mu\text{m}$, 平均半径为 $30\mu\text{m}$ 冰柱体组成。卷云内仅出现一个冰晶形成扰动累积区, 即对应着一个含水量极大值区域, 且考虑到冰晶的形成和卷云

* 选自北京大学《云物理基础》, 农业出版社

顶含水量的消失都有一个积累和减弱的渐近过渡过程。可以假设含水量随高度的垂直分布如图 2:

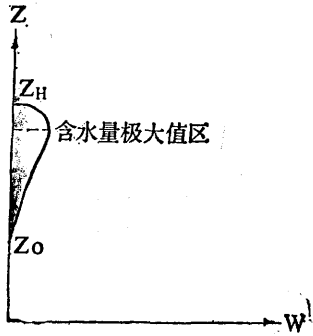


图 2 含水量垂直分布图

图 2 中 W 为卷云中含水量, Z_0 和 Z_H 分别为云底和云顶高度。将卷云含水量垂直分布模拟为数学函数模式:

$$W(Z) = a(Z_H - Z)(Z - Z_0)e^{-b(Z_H - Z)} \quad (5)$$

其中 a , b 为待定系数, 量纲分别为: $[g \cdot m^{-3} \cdot km^{-1}]$, $[km^{-1}]$ 。

a 、 b 系数控制函数的变化趋势和函数的极值大小, 可使函数 $W(Z)$ 逼近实际观测的含水量垂直变化。

青藏高原卷云存在同相状态, 并根据本文第一节中卷云模式假设, 可认为卷云物理性质和几何性质在垂直方向上近似认为恒定。在没有考虑云内散射时, 假设云内辐射传输为垂直入射平行辐射。因此, 对于来自太阳的短波辐射在 Z_H 到 Z_0 之间的透过率为:

$$\tau = \exp\left(-\int_{Z_0}^{Z_H} k_{a\lambda} W dZ\right) \quad (6)$$

对于来自云底的长波辐射在 Z_0 到 Z 之间的透过率为:

$$\tau = \exp\left(-\int_{Z_0}^Z k_{a\lambda} W dZ\right) \quad (7)$$

在卷云模式中的某一层级间的透过率为:

$$\tau_i = \exp\left(-\int_{Z_{i-1}}^{Z_i} k_{a\lambda} W dZ\right) \quad (8)$$

其中, $k_{a\lambda}$ 为质量吸收系数。G. W.

Paltridge 和 C. M. R. Platt (1976) [8] 提出: 对于冰晶卷云 $k_{a\lambda} = 180 [cm^2 \cdot g^{-1}]$, 同时, 实验结果表明可将 $k_{a\lambda}$ 近似认为常数。因而, (8) 式可改写为:

$$\tau_i = \exp\left(-k_{a\lambda} \int_{Z_{i-1}}^{Z_i} W dZ\right) \quad (9)$$

由此可见, 卷云内使辐射传输随高度变化的因子主要是卷云含水量。

三、卷云对射出长波辐射影响的讨论

有卷云单独存在时射出长波辐射认为是卷云云顶某一表面积元量发射的长波辐射。

由于卷云单独存在时厚度较薄。为了讨论方便, 将卷云分成这样三层, 三层高度分别

为云顶 Z_H , 云底 Z_0 , 中间层 $Z_0 + \frac{Z_H - Z_0}{2}$ 。

从研究卷云的射出长波辐射角度考虑, 即讨论卷云各层次达到辐射平衡后, 卷云顶向外发射的长波辐射, 因而不必考虑由卷云散射到太空的那一部分红外辐射的计算。在卷云内部的辐射平衡过程中, 应考虑散射作用, 从能量传输的角度分析, 卷云对长波辐射的散射削弱了卷云完全吸收长波辐射的黑体性质。因此, 通过假设卷云为灰体, 来处理卷云的多次散射效应。一般情况下, 云 (除卷云外) 及地表作为黑体, 而卷云作为灰体 [9][10]。并且认为卷云对于红外波段是 $\epsilon = 0.5-0.7$ 的灰体。因此, 求解射出长波辐射通量密度, 可由 (4) 式近似化简为:

$$E_{n\text{灰}} = \epsilon E_n = \epsilon E_2 = \epsilon \begin{vmatrix} -2 & -1 \\ 1 & -\tau_1 \\ -2 & 1 \\ 1 & -\tau_2 \end{vmatrix} E(Z_0)$$

$$\text{即: } E_{n\text{灰}} = \left(\frac{2}{3}\tau_1 + \frac{1}{3}\right)\epsilon E(Z_0) \quad (10)$$

其中 ϵ 取 0.6, τ_1 由 (9) 式、(5) 式得:

$$\tau_1 = \exp \left[-ak_a \lambda \int_{Z_0}^{Z_0 + \frac{Z_H - Z_0}{2}} \frac{1}{(Z_H - Z)(Z - Z_0)} e^{-b(Z_H - Z)} dZ \right] \quad (11)$$

令 $H = Z_H - Z_0$ 并由 (11) 式积分得:

$$\tau_1 = \exp \left\{ \frac{ak_a \lambda}{b} \left[H^2 \left(\frac{1}{4} e^{-\frac{bH}{2}} - e^{-bH} \right) - \frac{1}{b} \left(\frac{2}{b} - H \right) \left[e^{-bH} (bH + 1) - e^{-\frac{bH}{2}} \left(\frac{bH}{2} + 1 \right) \right] \right] \right\} \quad (12)$$

为了使 $W(Z)$ 随高度变化有一定渐进过程, 选取 $b = 0.5 \text{ km}^{-1}$ 。同时, 考虑云的含水量在 $0.01 - 0.18 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 的数量级上, 卷云作为含水量较少的云系, 选定卷云含水量垂直变化函数 $W(Z)$ 的极大值为 $0.02 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, 由此作为确定系数的条件之一。在此条件下, 系数 a 可定为: $6.25 \times 10^{-2} \text{ g} \cdot \text{m}^{-3} / \text{km}$ 在确定 a 、 b 系数时, H 值 (云厚度) 根据表 2 中 H 的平均值 1.35 km 来计算的。

表 2 *

大气模式	Z_0 (km)	H (km)
美国标准大气	9.18	1.20
	10.38	1.44
	11.81	1.44
热带	9.66	1.26
	11.92	1.58
	12.50	1.58
中纬度夏季	9.53	1.26
	10.79	1.48
	12.27	1.48
中纬度冬季	8.98	1.17
	10.17	1.41
	11.58	1.41

将公式 (2) 和 (12) 式以及系数 a 、 b 值代入 (10) 式可求得 $E_{n\text{灰}}$ 。

表 3 中列出了中纬度平均 [11][12] 和成都、拉萨 [13][14] 的一些观测结果和计算得到上述地区的 E_0 、 $E_{n\text{灰}}$ 和 $\Delta E/H$ 的值。

表 3 射出长波辐射通量密度计算结果表

地区	季节	平均地温 (K)	卷云底高度 (Z_0 , km)	卷云厚度 H (km)	温度递减率 ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)	$E(Z_0)$ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	$E_{n\text{灰}}$ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	$\frac{\Delta E}{H}$ $\Delta E = E_0 - E_{n\text{灰}}$
中纬度	夏季	298.2	10.4	1.34	0.006	267.28	146.15	90.40
	冬季	278.2	9.8	1.31	0.006	208.60	114.65	71.72
成都	夏季	298.0	9.0	1.48	0.006	285.78	152.49	90.06
	冬季	277.7	8.5	1.45	0.006	220.94	118.42	70.70
拉萨	夏季	284.1	4.8	1.31	0.0075	274.07	150.63	94.23
	冬季	265.3	4.3	1.20	0.0075	214.32	119.93	78.66

$\Delta E/H$ 为云内长波辐射通量密度平均垂直变化。从表 3 看出:

(1) $\Delta E/H$ 的值无论中纬度平均、成都还是拉萨夏季都大于冬季, 其夏冬之差分别占全年平均的 23.04%, 24.09% 和 18.01%, 这说明拉萨地区的年变化小。无论冬季还是夏季, 成都的值和中纬度平均的值接近, 而拉萨的值比两者都大, 以成都和拉萨比, 平均小 $6.07 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} / \text{km}$, 冬季尤为显著, 其差值为 $7.96 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} / \text{km}$ 。

(2) E_0 和 $E_{n\text{灰}}$ 的值三个地区夏季都

大于冬季。其原因是尽管夏季卷云底高度增高, 同期地面温度亦增大, 使得夏季 $E(Z_0)$ 较大, 从而 $E_{n\text{灰}}$ 亦具有夏季大于冬季的特点。这一点从图 3 可得到证实。同时注意到, 虽然卷云厚度有所增大, 但卷云中含水量有限, 而使整个卷云厚度发展受到限制, 导致作用于长波辐射的能力有限。

用表 3 中成都与拉萨地区的平均地面温度、卷云底高度为资料, 由 (10)、(13),

* 引自许丽生和 Smith (1985) 高空卷云对静止卫星 VAS 系统红外遥测洋面温度的影响的数值模式 [11]

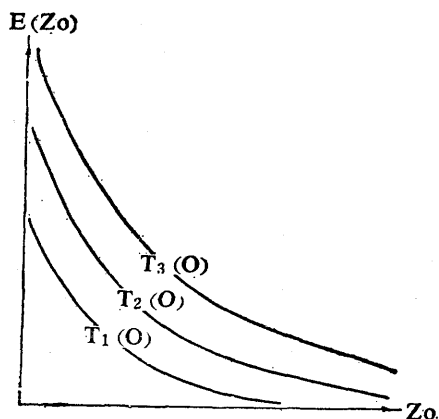


图3 根据(1)式, $E(Z_0)$ 与 Z_0 、 $T(O)$ 的关系图

其中 $T_3 > T_2 > T_1$,

(2) 式的计算值得到图4, 图4反映了不同季节 $E_{n灰}$ 与 H 的变化关系。

从图4看出, (1) 无论冬夏季的射出长波辐射通量 $E_{n灰}$ 随着厚度 H 的增加, 都较缓慢近乎线性衰减, 尤其拉萨地区明显。而且, 这种下降幅度夏季稍偏大。(2) 在冬夏两季成都地区比拉萨地区的下降幅度偏大。成都和拉萨地区若卷云为同一厚度, 成都地区的射出长波辐射通量密度 $E_{n灰}$ 大于拉萨地区的, 尤其在夏季。

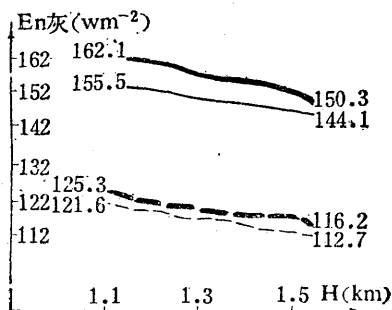


图4 $E_{n灰}$ 与 H 关系图

粗实线为成都夏季情况, 细实线为拉萨夏季情况, 粗虚线代表成都冬季, 细虚线代表拉萨冬季

四、小结

根据前面的计算得到的拉萨地区冬夏季

的射出长波辐射通量密度 $E_{n灰}$ 的平均值为 $135.28 W \cdot m^{-2}$ 。比较卫星观测分析得到的青藏高原对应高云地区射出长波辐射通量密度 $125 W \cdot m^{-2}$ [15] 的值。我们认为这个理论计算值是可信的。由于相对湿度的变化可能引起 $\pm 10 W \cdot m^{-2}$ [15] 的变化; 由于卫星观测得到的结果本身也不可避免地存在误差。因此, 理论值与实测值的差值 $10.28 W \cdot m^{-2}$ 可认为在误差范围内。

云底高度 Z_0 对射出长波通量密度 $E_{n灰}$ 的影响是经过改变 $E(Z_0)$ 而产生的。相同地温($T(O)$)条件下, Z_0 愈大, $E(Z_0)$ 愈小。但是 Z_0 比 $T(O)$ 改变 $E(Z_0)$ 的作用要小。因而, 高原地温低、云底高度低正反两方面影响其 $E(Z_0)$, 但是, 地温低起着主要作用。

卷云厚度的变化影响卷云透过性质而改变其射出长波辐射, 厚度增厚, 使 $E_{n灰}$ 减小。因此, 在高原上卷云厚度较小, 同样条件下, 射出长波辐射通量密度要大。

上述从少量资料得到的初步结果, 基本合理。随着观测资料的丰富, 对于进一步认识不同季节含水量的垂直分布, 大量统计云底高度和厚度, 以及认识云顶的拔海高度对于射出长波辐射的影响, 必将使计算模式更加合理完善。

参 考 文 献

- [1] Freeman K. P. and Liou K. N. (1979) Climate effect of cirrus clouds, Adv. Geophys 21 p231-287.
- [2] 周允华, 青藏高原地面长波辐射经验计算方法, 地理学报, Vol39, No.2, 1984.
- [3] 中国科学院大气所、国家气象局等编《卫星云图在天气预报中的应用》, 科学出版社。
- [4] E. M. Feigelson, Radiation in a cloudy atmosphere, D. Reidel Publishing Company.
- [5] [美] 廖国男著 周诗健等译, 《大气辐射导论》P194-254, 科学出版社。
- [6] [英] 梅森著, 中国科学院大气所译, 《云物理学》, 科学出版社: 1975.

[7] 北京大学编,《云物理学基础》,农业出版社,1979.

[8] [澳] G. W. Paltridge and C. M. P. Platt 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.

[9] Kalayama, A. (1966), On the radiation budget of the troposphere over the northern hemisphere(I). J. Meteorol. Soc. Japan 44, 381—401.

[10] Rodgers, C. D. (1967). The radiative heat budget of the troposphere and lower stratosphere. Res. Rep. No. A2, Dept. of Meteorology, MIT, Cambridge, Massachusetts.

[11] 许丽生和Smith(1985),高空卷云对静止卫星VAS

系统红外遥测洋面温度的影响的数值模式,四川气象年会文集.

[12] London J. (1975), A study of the atmosphere heat balance 99pp. College of Engineering, New York University Final Rept contract AF19 122—165.

[13] 葛耀华、林自浩, 青藏高原激光实测云高的考察分析, 青海气象, 1986.1.

[14] 钟强、吴士杰 (1985), 利用 AVHRR 资料推算青藏高原地表反射率的方法, 高原气象 Vol4. No. 3.

[15] 钟强 (1984), 应用 AVHRR 的卫星辐射资料计算青藏高原地区的行星反射率与射出长波辐射, 高原气象 Vol3. No.2.

A study of the emission over cirrus clouds on Tibetan Plateau

Lu Jinghua Yang Yu Duan Xu

(Chengdou Institute of Meteorology)

Abstract

A method of estimating the outgoing longwave flux on cirrus clouds is described. First geometry mark model is set, and the scattered of cirrus clouds water content in vertical direction is assumed. Second the models are approximately simplified model gets the outgoing longwave flux on cirrus clouds. Both the results and satellite sounding data approximately reach the same results. The relations between the thickness of cloud and the outgoing longwave flux and the height form ground to the base of cloud and the outgoing longwave flux are respective.