

## 云量变化对净辐射的影响

张 瑛 李怀钢\*

### 提 要

本文对全球平均、各纬带平均和几种特殊下垫面条件下大气顶和地表面的净辐射随云量变化的情况进行定量分析,并讨论了净辐射对云量变化的敏感性随各参数改变的情况。另外还定性地讨论了云在全球气候中的反馈作用以及这种反馈作用随各参数变化的特点。指出:一般条件下,净辐射对于云量变化是敏感的,只有当气候参数变化到临界值附近时,对气候的模拟可以不考虑云量的变化。从云量对气候的反馈来看,在气候参数发生变化时,气候系统的稳定性会发生本质的改变。

云量变化对地球气候有两种相反的影响。如对云的增加而言:一是减少了地表红外辐射向外空的散逸使行星和地表变暖;二是增加了向外空反射的太阳短波辐射使行星和地表变冷。本文讨论地气系统中净辐射对云量变化的敏感程度及其定量表示。

Schneider(1972)<sup>[1]</sup>引入了一个云敏感性参数

$$\delta = \frac{\partial F_{\downarrow s}}{\partial n} - \frac{\partial F_{\uparrow L}}{\partial n}$$

$F_{\downarrow s}$ : 大气顶部射入的短波辐射;  $F_{\uparrow L}$ : 大气顶部射出的长波辐射;  $n$ : 云量。用  $\delta$  来判定地气系统顶部净辐射对云量变化的敏感程度,并将平均温度和云顶高度代入计算得到云量增加时可使全球辐射收入减少。G. Ohring和P. Clapp(1980)<sup>[2]</sup>用 Sellers-Budyko 模式计算,结果表明对全球平均和各种地理性区域等情况,大气顶部净辐射对云量变化是敏感的。Paltridge(1976)<sup>[3]</sup>提出一个地气系统辐射参数化方案,计算了各纬度带上平均云量变化对净辐射的影响。指出:  $\delta$  的绝对值向两极减少,而且在长波发射开始占优势的地方有可能变为正值。

本文用 Paltridge(1978)<sup>[4]</sup>提出的辐射参数化方案(此方案比1976年的有所改进),分析云量变化对地表和大气顶辐射影响的一些定量特征,计算净辐射对全球平均云量变化的敏感性随气候参数的变化情况,还考虑了各纬带及几种下垫面条件下平均云量变化

对净辐射的影响, 计算各种下垫面条件下某一参数变化时净辐射对云量变化的敏感性变化趋势。最后对云量在全球气候反馈机制中所起的作用做了初步定性讨论, 所得结果是令人感兴趣的。

## 一、基本模式

采用Paltridge 辐射参数化方案(1978)<sup>[4]</sup>, 此方案较同类的物理意义明确。

在大气顶, 地气系统(某一纬度带内)的净辐射为

$$F_P = R^* [1 - g_p(1 - n) - d_p n] - [(G + \epsilon)(1 - n) + f\epsilon' n] \sigma T^4 \quad (1)$$

式中  $F_P$  为地气系统净辐射, 右端第一项是地气系统的短波分量  $F_{\downarrow PS}$ , 右端第二项是长波分量  $F_{\uparrow PL}$ , 有  $F_P = F_{\downarrow PS} - F_{\uparrow PL}$ 。在地表面的净辐射为

$$F_G = R^* [1 - g_G(1 - n) - (d_G + a)n - m] - (1 - f_n)\epsilon \sigma T^4 \quad (2)$$

式中  $F_G$  为地表面的净辐射, 右端第一项为地面的短波分量  $F_{\downarrow GS}$ , 右端第二项为地面的长波分量  $F_{\uparrow GL}$ 。有  $F_G = F_{\downarrow GS} - F_{\uparrow GL}$ 。(1)、(2) 两式中  $R^*$  为某一纬度大气顶部进入地气系统的短波辐射;  $\epsilon$  为地表面的灰体辐射系数;  $a$  为云中液态水吸收率;  $f$  为云的长波辐射与地表黑体辐射之比;  $m$  为大气水汽吸收率;  $T$  为地面温度;  $\epsilon'$  为与云上的红外光谱窗区有关的常数;  $G$  为晴空大气长波辐射与地表黑体辐射之比;  $\sigma$  为 Stefan-Boltzman 常数;  $g_p, g_G$  分别为大气顶部, 地表辐射平衡方程中无云部分的行星反照率;  $d_p, d_G$  分别为大气顶部, 地表辐射平衡方程中有云部分的行星反照率, 在此方案中考虑了行星反照率与大气水汽吸收率、地表反射率等因子之间的相互作用, 故有

$$\left. \begin{aligned} g_p &= g_0 + \alpha - \alpha(g_0 + \bar{g} + m + \bar{m}) \\ d_p &= d_0 + \alpha - \alpha(d_0 + \bar{d} + m + \bar{m}) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

$$\left. \begin{aligned} g_G &= g_0 + \alpha \\ d_G &= d_0 + \alpha + a \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

其中  $g_0$  为晴空大气的行星反照率;  $\bar{g}$  为晴空大气中地表反射后漫射向上通量的大气反照率;  $\alpha$  为地表反射率;  $\bar{m}$  为对地表反射后漫射向上通量的水汽吸收率;  $d_0$  为云的反照率;  $\bar{d}$  为有云大气中地表反射后漫射通量的大气反照率。

为了解云量变化对净辐射的影响, 将(1)、(2)分别对云量  $n$  微分, 得

在大气顶: 
$$\delta_P = \delta_{PS} - \delta_{PL} = \partial F_P / \partial n \quad (5)$$

$$\delta_{PS} = \partial F_{\downarrow PS} / \partial n = R^* [(g_0 - d_0)(1 - \alpha) - \alpha(\bar{g} - \bar{d})] \quad (6)$$

$$\delta_{PL} = \partial F_{\uparrow PL} / \partial n = (f\epsilon' - \epsilon - G)\sigma T^4 \quad (7)$$

在地表面:

$$\delta_G = \delta_{GS} - \delta_{GL} = \partial F_G / \partial n \quad (8)$$

$$\delta_{GS} = \partial F_{\downarrow GS} / \partial n = R^*(g_0 - d_0 - 2a) \quad (9)$$

$$\delta_{GL} = \partial F_{\downarrow GL} / \partial n = -f\epsilon\sigma T^4 \quad (10)$$

式中  $\delta_p$ 、 $\delta_{ps}$ 、 $\delta_{pl}$  和  $\delta_G$ 、 $\delta_{GS}$ 、 $\delta_{GL}$  分别为大气顶和地表面的净辐射、短波分量、长波分量对云量  $n$  变化时的变化率, 分别反映了辐射对云量变化的敏感程度。把各参数的取值代入上式, 即可算出各种条件下云量变化对辐射的影响。

## 二、结果与讨论

### 1. 全球平均值和各纬带平均值

取表 1 [3], [5], [6] 中各参数的全球平均值和各纬度平均值代入公式(5)——(10), 经计算得到净辐射及各辐射分量随云量变化的全球平均平均值和纬带平均值。在大气顶, 全球平均  $\delta_{ps} = -0.71$ ,  $\delta_{pl} = -0.404$ ,  $\delta_p = -0.306$  ( $mW \cdot cm^{-2} / \text{云量变化} 10\%$ )。  $\delta_{ps} < 0$  表示云量增加使地气系统所接收到的太阳辐射量减少。这是因为有云部分的行星反照率约为 0.45, 而无云部分的平均反照率仅为 0.20, 因此云量增加会增加行星反照率而反射更多的太阳辐射。 $\delta_{pl} < 0$  表示云量增加使地气系统向外空发射的长波辐射减少。这是因为云顶温度比地面温度低, 从而减少了向空间发射的长波辐射。 $\delta_p < 0$  表示对全球平均而言, 云量增加使地气系统的净辐射收入减少。可见, 虽然云量变化对地气系统辐射产生两种相反的影响, 但总是云量增加(减少)使全球净辐射收入减少(增加)。

表1 各参数取值表(取自[3], [5], [6])

其它参数  $f=0.8$ ,  $\epsilon'=0.75$ ,  $\epsilon=0.3$ ,  $\bar{g}=0.10$ ,  $\bar{d}=0.35$

平均纬度	64.0N	44.4	30.0	17.4	5.7N	5.7S	17.4	30.0	44.4	64.0S	全球平均	青藏高原原	高原冬季	热带夏季	海洋
参数															
$R \cdot mW/cm^2$	18.9	30.9	37.4	41.3	43.3	43.3	41.3	37.4	30.9	18.9	34.0	24.7	47.7	46.0	
$\alpha$	0.15	0.12	0.10	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.14	0.12	0.25	0.20	0.06	
$g_0$	0.13	0.10	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.10	0.13	0.10	0.1	0.1	0.1	
$d_0$	0.41	0.35	0.34	0.33	0.32	0.32	0.33	0.34	0.35	0.41	0.35	0.30	0.40	0.60	
T(K)	265	285	294	299	301	301	299	295	287	268	268	250	280	300	
a	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.007	0.01	0.04	
G	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.43	0.40	0.40	

在地表面,  $\delta_{GS} = -1.145$ ,  $\delta_{GL} = -0.97$ ,  $\delta_G = -0.175$  ( $\text{mW}\cdot\text{cm}^{-2}/\text{云量变化}10\%$ )。这表示云量增加使地面获得的短波辐射减少, 也使地面发射的长波辐射量减少, 二者的总效果是云量增加使地表面净辐射减少。

由计算结果(图 1)可以看出:  $\delta_p$ ,  $\delta_G$ 在各纬带的值不同。在低纬地区,  $\delta_p$ ,  $\delta_G$ 值随纬度的变化趋势比较缓慢且绝对值较大, 而在中高纬地区,  $\delta_p$ ,  $\delta_G$ 随纬度变化较大但绝对值较小。从 $\delta_p$ ,  $\delta_G$ 的变化趋势来看, 其值在某一纬度(地面 $\delta_G$ 约在 $60^\circ$ )可能变为正值。这样在高纬有一个临界点, 在这一点上云量变化对辐射平衡不发生影响, 而在低纬地区, 模拟气候的模式中一定要加入云量变化的因素才能使模拟结果的精度提高。如一些简单能量平衡模式(Bodyko, North模式等)的结果, 即随太阳常数减小冰界南移的曲线变化在低纬地区表现为不合理<sup>[7]</sup>, 而这些模式中均未考虑云量变化的影响。能否认为这是那些不合理现象的主要原因?

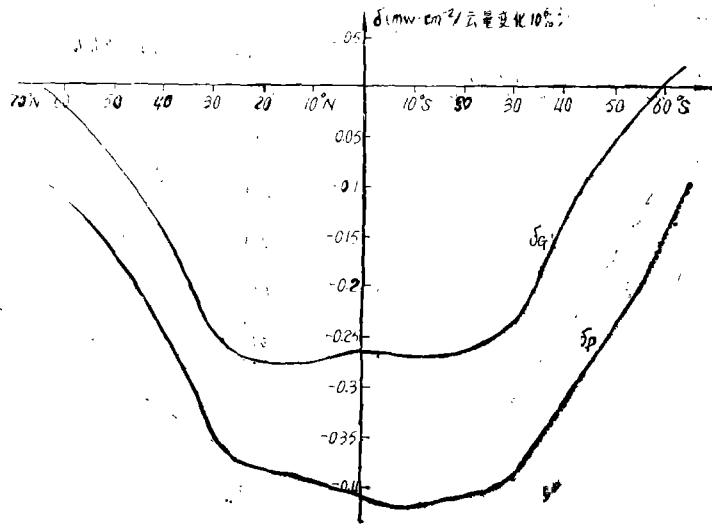


图 1  $\delta$ 随纬度的变化趋势

### 2. 辐射平衡对云量的敏感性随各参数变化

对于全球平均情况, 可令某一参数变化而其它参数取全球平均值, 分析净辐射对云量的敏感性随此参数的变化。首先考察 $\delta$ 随地表反照率 $\alpha$ 的变化曲线(图 2)。可以看到: 当 $\alpha$ 变大时, 云量增加导致大气顶辐射支出变小, 当 $\alpha$ 大到一定程度( $\alpha > 0.276$ )时, 云量增加将使净辐射收入增加, 反之亦然。在 $\alpha = 0.276$ 时 $\delta_p = 0$ , 即在 $\alpha$ 相当大时(一般正常气候取值

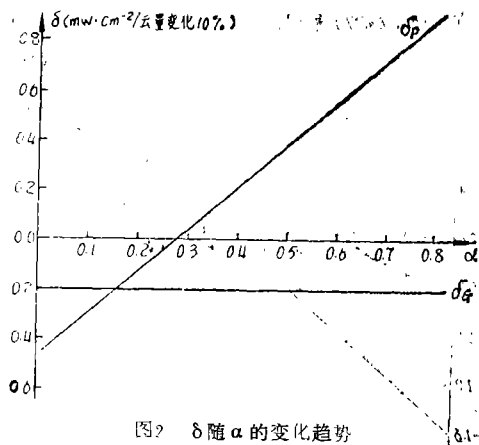


图 2  $\delta$ 随 $\alpha$ 的变化趋势

$\alpha=0.12$ ), 才会使云量变化对净辐射无影响。在地表面云量变化与 $\alpha$ 变化无关, 这是因为此模式中的简化, 经地表反射后的短波辐射不再后向漫射到地面上。

图3显示了 $\delta$ 随 $d_0$ 的变化趋势。从图可见 $\delta_p$ 、 $\delta_G$ 都随 $d_0$ 的增大而减小, 由正值变为负值。 $d_0$ 增大表示云对太阳辐射的反射能力加强, 所以云的反照率增加时使地面和地气系统获得较少的太阳辐射。当 $d_0=0.25$ 和 $0.29$ 时,  $\delta_p$ 和 $\delta_G$ 分别为零。这相当于薄云情况。由图4可以看出, 大气顶 $\delta_p$ 和地面 $\delta_G$ 随 $f$ 的变化趋势不一样。在大气顶, 对整个地气系统而言,  $f$ 增大表示云向外空辐射的能力加强。所以 $\delta_p$ 随 $f$ 增加而减少, 其值由正变负, 临界点上 $f=0.71$ , 这相当于高云的情形。在地表面, 由于云的“温室”效应, 当 $f$ 增大时, 云向地面发射长波辐射的能力加强, 使地面向上发射的长波辐射减少, 所以 $\delta_G$ 随 $f$ 增大而变大。当 $f=0.96$ (即相当于低云情形)时 $\delta_G=0$ , 这表明当考虑高云的向外辐射和低云逆辐射时, 可以不考虑云量变化对辐射的影响。

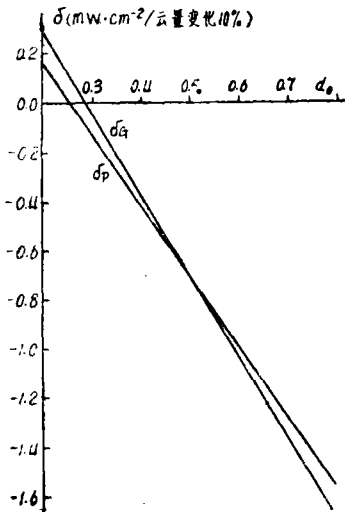


图3  $\delta$ 随 $d_0$ 的变化曲线

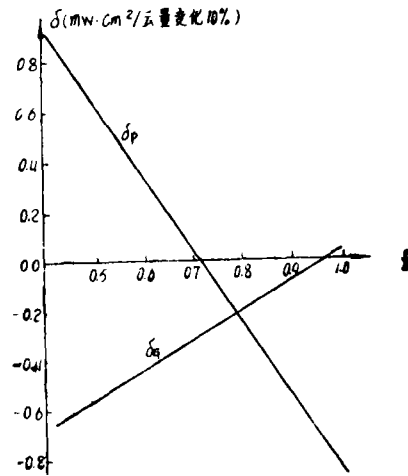
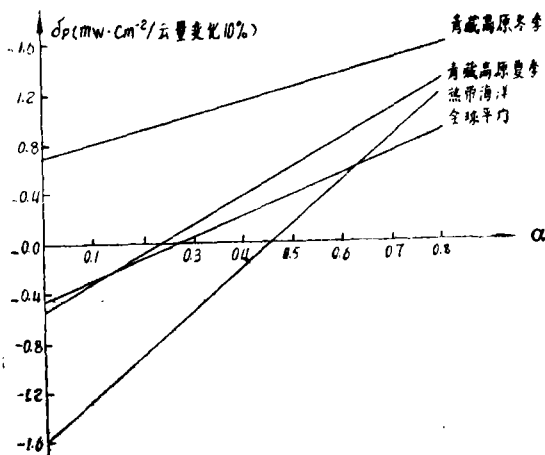


图4  $\delta$ 随 $f$ 的变化趋势



本文还计算了青藏高原冬、夏季, 热带海洋不同下垫面条件下 $\delta_p$ 、 $\delta_G$ 随参数的变化趋势(图5)。从计算结果看, 其变化趋势是相似的, 只是各种条件下 $\delta_p$ 、 $\delta_G$ 的值不同。

以上的结果表明: 由于净辐射对云量变化敏感, 要建立一个完善的气候模式, 模式中的云量应是一个变量, 而不是预先固定的量。只有在气候系统中的参数处于临界点附近时, 对气候的模拟

←图5 各种下垫面条件下 $\delta_p$ 随 $\alpha$ 变化趋势

可以不考虑云量的变化。

### 3. 各参数变化时云在全球气候反馈机制中的作用

对于全球平均的地气系统而言, 计算所得 $\delta_p$ 为一负值与“气候系统做为一整体是稳定的”这个结论一致, 即云量增加, 净辐射收入减少, 使全球温度下降, 从而使蒸发减弱, 这又起负反馈作用, 结果使云量减少而维持原来的平衡<sup>[8]</sup>。从这一观点来看, 对全球平均的结果分析中可以得到定性的结论: 当令各气候参数变化时, 地气系统气候的稳定性会发生本质的变化。

就地表反照率 $\alpha$ 而言, 全球平均 $\alpha$ 取值为0.12,  $\delta_p = -0.2636(\text{mW} \cdot \text{cm}^{-2} / \text{云量变化} 10\%) < 0$ , 这时气候系统是稳定的。当 $\alpha$ 增大时, 从图2可见:  $\delta_p$ 由负值变为正值, 这时气候系统的不稳定增加了。 $\alpha$ 较大意味着全球的冰雪覆盖面积较大, 当冰雪覆盖面积增加到一定程度( $\alpha$ 值超过临界值 $\alpha = 0.276$ )时 $\delta_p > 0$ , 气候系统变得不稳定。这时如云量减少则使地气系统的净辐射收入减少, 从而使全球温度降低, 又导致水分循环减弱, 而使云量进一步减少, 即发生了正反馈过程。由此看出: 虽然云—辐射反馈是负反馈过程, 但考虑反照率增大的效应后, 使总的效果表现为正反馈, 说明反照率—温度(辐射)反馈是一个相当强的正反馈过程, 它的发生还会影响到其它的物理过程, 如云量变化及整个水分循环等。

从以上的计算也可以看出: 不仅参数 $\alpha$ 的变化可以使气候系统的稳定性发生改变, 其它参数 $d_0$ 、 $f$ 等也会使稳定性改变。正如图3所示: 当云的行星反照率 $d_0 < 0.29$ 时,  $\delta_p > 0$ , 表明当系统中云的行星反照率减小且云量减少时, 全球温度降低, 水分循环变弱, 蒸发减弱, 云量减少。而 $\delta_p > 0$ 使温度进一步降低, 这样就有正反馈发生, 使气候系统具有不稳定性。而 $d_0 < 0.29$ 相当于薄云的情况。这表明: 地气系统中当云量减少时云层需保持一定的厚度以维持气候系统的稳定性。从图4可以分析得到: 当 $f$ 减少时( $f < 0.71$ )会使 $\delta_p > 0$ 。 $f < 0.71$ 相当于高云的情况。从而得出当云量减少, 地气系统中存在一定厚度的低云时, 才能保持稳定的气候系统。

不同下垫面条件下气候系统的稳定性不同(图5)。对于青藏高原夏季和热带海洋 $\delta_p < 0$ , 系统是稳定的。这说明在现代气候条件下, 即使整个地球气候是稳定的, 但个别区域条件下可具有不稳定性。

### 参 考 文 献

- [1] Schneider, S. H., Cloudness as a global climatic feedback mechanism; the effects on the radiation balance and surface temperature of variation in cloudness, *J. Atmos. Sci.*, Vol.29, 1413—1422, 1972.
- [2] Ohring, G. and Clapp, P., The effect of changes in cloud amount on the net radiation at the top of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol.37, No. 2, 447, 1980.
- [3] Paltridge, G. W., Global dynamics and climate change—A system of minimum entropy exchange, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol.101(1975), 475—484.
- [4] Paltridge, G. W., The steady-state format of global climate, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol.104(1978), 927—945.
- [5] Tang, M. C. and Qiang, Z., Self-Sustained vertical oscillations in a simple climate

System. Ach. Met. Geoph. Biocl. B34, 21—37, 1984.

- [6] 陈隆勋等, 东亚地区大气辐射能收支(三), 气象学报, Vol. 35, No. 1, 14页, 1965.
- [7] Charles, A. L., The effects of nonlinear diffusive heat transport in a Simple climate model, J. A. S., Vol. 35, No. 2, 337, 1978.
- [8] Paltridge, G. W. 和 Platt, C. M. R., 气象学和气候学中的辐射过程, 8页, 气象出版社, 1981.

## EFFECT OF VARIATION OF CLOUD COVER ON NET RADIATION

Zhang Ying Li Huaigang\*

### ABSTRACT

Variations of the global mean and zonal mean net radiation in various surface conditions are analysed quantitatively with a changing cloud cover. The sensitivity of net radiation to the cloud cover and the variation of this sensitivity with the changes of other climatic variables are discussed. In addition, the feed-back of cloud cover in global climate system and its variation with other climatic variables are also dealt with qualitatively. It is found that net radiation is sensitive to cloud cover and only when climatic variables are near their critical values, can the variation of cloud cover be omitted in climatic modeling. Because of the feed-back of cloud cover, the stability of a climatic system may change substantially when climatic variable are changing.

\*Affiliated with the Shandong Provincial Weather Bureau