第4卷 第1期 高原气象 Vol.4 No.1
PLATEAU METEOROLOGY

述 评

关于积云对流对环境作用的述评

徐文俊
（中国科学院兰州高原大气物理研究所）

一、积云对流作用的提出

在研究大气运动时，往往按时间长短和范围大小分成不同的尺度。这是因为不同的运动尺度反映了不同的物理本质，也决定了该种大气运动影响的范围。这种分尺度研究运动的方法，有利于突出主要矛盾，搞清问题的主要性质。但是这种做法並不等于说不同尺度的运动相互之间是截然分隔而互不相关的，事实上，它们是互为条件而相互影响的。

首先指出积云尺度的运动能影响大尺度的是Riehl，Malkus[1]，他们认为厚的积云对流在热带大气平衡中有重要作用，以后他们[2]和Yanai[3，4]讨论穿透积云塔在热带气旋的形成和增长方面的作用时指出，高层冷心涡旋转化成暖心结构，主要是积云中凝结潜热释放的结果，並且建议积云对流作为一个加热机制必须在大尺度运动中以参数化形式加以考虑。Charney，Eliassen[5]考虑了边界层辐合，首先提出积云对大尺度运动作用的公式。Kuo[6]认为，潜热对大尺度环流的作用主要是通过深厚的积云对流释放，而不是平均垂直运动产生的。他指出，积云在消散时，通过和环境空气混合，对平均大气的热和水汽平衡施加影响，而积云的产生量取决于大尺度水汽辐合和近地面的水汽向上输送。他在1974年[7]考虑了厚积云和浅积云的不同生成机制，进一步发展了原来的参数化方法。Arakawa[8]假定云群是统计稳定的，积云和环境之间的相互作用是由卷入和卷出作用实现，由此推出三层模式方程。Ooyama[9－11]用积云中质量垂直输送作为特征性变量，经研究指出：由于云中的上升气流而引起的云间补偿下沉绝热增温和云顶附近的卷出作用是积云对流影响环境的主要机制，前者使环境变暖变干，后者使环境变冷变湿，在考虑有各类云群存在时，对连续大气得出积云对流和大尺度相互作用的基本方程。在此基础上，Arakawa[12]将积云群按挟卷参数λ分成各亚群，讨论各亚云群对大尺度天气的作用，並引入云层和云下混合层之间的相互作用，提供云底处向上输送的要素。Ogura，Cho[13]也分析了云下层和云层间的相互作用。Fraedrich[14]统一考虑了侧向混合和补偿下沉作用后指出，Kuo[6]和Arakawa等[12]的方法在物理性质上有区别。Fraedrich[15]还进一步把参数化方法推广到所有守恒量，其中包括位涡。Ogura，Cho[16]和Yanai等[17]由大尺度变量诊断决定积云群总体对大尺度热和水汽平衡的贡献，为积云作用的参数化提供依据。Nitta[18]用1974年Arakawa等提出的方法，再用大

1984年2月29日收到，1984年10月13日收到修改稿。

尺度量决定各亚云群的云质通量分布。Betts在文献〔19〕中开始注意到积云对流中降水引起的下沉气流对大尺度环境的影响，以后，Johnson[20]和Nitta[21]都考虑了对流性降水下沉气流在积云和天气尺度相互作用方面的意义。在此以前，积云参数化方法中对积云群按其挟卷率作了分类，但各物理量只代表该亚群积云在生命史中的平均值。Cho[22]考虑得更加细致，在推导积云对流参数化的表达式中还引入了积云的发展年令。此外他还较系统地研究了积云对流和大尺度涡度平衡之间的关系，探讨了涡度的积云参数化问题[23—25]。这是因为强烈发展的风暴之中，水平旋转的涡度是可观的，观测[26]和数值模拟[27]都表明，这种风暴云中的涡度可达10^{-2}秒$^{-1}$量级，它对大尺度环境运动场的影响是不可忽视的。

二、积云对流参数化的基本形式

1.基本方程：

$$\frac{\partial S}{\partial t}+\nabla\cdot(\mathbf{V}S)+\frac{\partial \omega S}{\partial p}=Q_R+L(C-e) \qquad (1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t}+\nabla\cdot(\mathbf{V}q)+\frac{\partial \omega q}{\partial p}=-C+e \qquad (2)$$

式中垂直p速度$\omega=\frac{dp}{dt}$，∇是水平散度算子，Q_R是辐射加热率，C和e是凝结和蒸发率。

在一定面积上对上述方程取平均，该面积要包含足够数量的积云，但它仅是大尺度天气系统中的一部分，具体地可以认为是在大尺度数值计算中的一个网格。平均后的方程：

$$Q_1\equiv\frac{\partial \overline{S}}{\partial t}+\nabla\cdot(\overline{\mathbf{V}}\,\overline{S})+\frac{\partial \overline{\omega}\,\overline{S}}{\partial p}=Q_R+L(\overline{C}-\overline{e})-\frac{\partial \overline{\omega' S'}}{\partial p} \qquad (3)$$

$$Q_2\equiv-L\left[\frac{\partial \overline{q}}{\partial t}+\nabla\cdot(\overline{\mathbf{V}}\,\overline{q})+\frac{\partial \overline{\omega}\,\overline{q}}{\partial p}\right]=L(\overline{C}-\overline{e})+L\frac{\partial \overline{\omega' q'}}{\partial p} \qquad (4)$$

上面各式中$S=C_pT+gz$，是干静力能，q是比湿，**V**是水平风速，L是凝结潜热，带“—”的量表示所取面积上的平均值，“′”的量是扰动量，它是由对流运动引起的。由（3），（4）式可知，Q_1是辐射、相变和积云对流垂直输送引起的显热源，Q_2是相变和积云对流输送引起的显水汽汇。上两式改写为：

$$Q_1-Q_2-Q_R=-\frac{\partial \overline{\omega' h'}}{\partial p} \qquad (5)$$

式中$h=S+q$，是湿静力能。所谓积云对流参数化的研究，也就是如何用合理且简便的方法来表示（3）—（5）式中最后一项的问题。

以下介绍求该项的两种主要方法。

2.Kuo的对流参数化方法——云内外温差方案

Kuo[6]指出，在描述大尺度运动时，必须考虑积云对流改变大尺度温度和水汽场的贡献，並进一步指出这种贡献主要是由厚积云对流的凝结潜热释放完成的。他认为，某一区域中积云的产生受低层水汽辐合控制，积云对流运动对大尺度系统的直接动力影响很小，但通过它可以把潜热和感热向上输送，具有重要的热力学功能，其集体作用可成为平均运动的热源。积云对流改变大尺度环境的热和水汽垂直分布的具体机制是这样实现的：在积云形成以

后，云中的温度按湿绝热分布，並有与此温度相应的饱和比湿分布。由于和环境空气的侧向混合作用使积云消散，同时把感热和水汽带到环境大气中去，又使混合后的大气的温度和比湿具有如下形式：

$$T^*(p)=T(p)+\sigma(p)[T_S(P)-T(P)] \tag{6}$$

$$q^*(p)=q(p)+\sigma(p)[q_S(P)-q(P)] \tag{7}$$

这里$T(p)$和$q(p)$是p气压高度上混合前环境大气中的温度和比湿，带"*"的是混合后的值，下标S表示按湿绝热上升计算的云内之值，$\sigma(p)$是云面积和区域面积之比，以后称比面积。

Kuo认为，云的产生率取决于下层水汽辐合和近地面蒸发的水汽量，该两作用能在单位时间内向垂直气柱提供的水汽为：

$$I=-\frac{1}{\gamma}\frac{\partial}{\partial\gamma}\int_0^1\gamma vqd\zeta+\frac{C_DV_0}{H^*}(q_e-q_0) \tag{8}$$

γ为径向坐标，v为水平辐合速度，V_D为地面风速，$\zeta=p/P$为垂直坐标，$H^*=RT_0/g$，C_D是阻力系数，q_e和q_0分别是地面上和某参考高度上的比湿。上式中第一项是水平辐合的q增加，第二项是从下面来的蒸发引起的q增加。

假定I的一部分凝结成降水，其潜热使垂直气柱温度从$T(\zeta)$增至$T_s(\zeta)$，其余部分提高气柱的比湿，使得$q(\zeta)$变为$q_S(T_S)$，于是分别有：

$$\delta q_1=\frac{C_p}{L}\int_{\zeta_t}^{\zeta_b}(T_S-T)d\zeta \tag{9}$$

$$\delta q_2=\int_{\zeta_t}^{\zeta_b}[q_S(T_S)-q(\zeta)]d\zeta \tag{10}$$

下标b和t表示云底和云顶。产生云所需的总水汽量为：

$$\delta q=\delta q_1+\delta q_2 \tag{11}$$

假定云截面随高度不变，在单位面积上云区所占的面积σ，则单位时间内云的产生率为：

$$\sigma/\Delta t=I/\delta q \tag{12a}$$

或改写成：

$$\sigma=I\Delta t/\delta q \tag{12b}$$

Kuo把(3)式右边最后两项笼统都归结于厚积云对流所提供的感热加热，用Q_c表示，再考虑(6)和(12)式得：

$$Q_c=\frac{C_p\sigma}{\Delta t}[T_S(p)-T(p)]=\frac{I}{\delta q}C_P[T_S-T] \tag{13}$$

1974年Kuo[7]指出，他的积云对流中的垂直速度ω'包括对流中的上升和下沉运动分支，ω'是它们的平均值，因而它远小于云中上升部分的垂直速度，但比环境大气的$\overline{\omega}$大得多。基于这个考虑，下沉分支的绝热压缩增温将被上升分支中的绝热膨胀冷却所抵消。但是，Anthes认为[28]这种考虑並无实质性的变化，由于ω'中包括了补偿下沉运动，它的变小是以云覆盖面积的加大来实现的。在此文中，他将积云对流作为大尺度热源的作用分为两部分，凝结部分和感热的垂直输送部分，即(3)式右边的第二项和第三项。同时，把积云按形成机制分成两类：厚积云的形成要求有大尺度辐合作用及厚的不稳定气层，浅积云只需局地的水汽向上输送。对于厚积云对流，云中凝结作用提供的热源为：

$$Q_C=g(1-b)L\cdot M_t\cdot N(p)/[C_p(p_b-p_t)\cdot\sigma] \tag{14}$$

式中b表示在全部输入的水汽中有b部分提高了空气中的比湿，（1－b）部分凝结下来作为降水並释放潜热以提高大气温度。在整个气层中输入的水汽为：

$$M_t = -\frac{1}{g}\int_0^{p_s}(\nabla\cdot\overline{Vq})dp+\rho_0 C_D(q_e-q_0) \tag{15}$$

p_s是地面气压。N（p）是Q_c的垂直分布，可写成：

$$N(p)=\frac{S_c-\overline{S}}{\langle S_c-\overline{S}\rangle}=\frac{T_c-\overline{T}}{\langle T_c-\overline{T}\rangle} \tag{16}$$

下标C表示云中值，角括号是整个云厚上的平均。Kuo[7]还指出，以（3）式右边第三项代表的积云对流感热垂直输送远比第二项的作用小，因而，积云对流的凝结加热作用是改变环境温度的主要原因。

3. Arakawa等人的对流参数化方法——质量守恒方案

选定单位面积的区域，其平均质量输送为：

$$\overline{M}=-\overline{\omega} \tag{17}$$

若在该区域中有σ面积的积云区和（1—σ）面积的云外环境区，其对流输送的质量分别为：

$$M_c=-\sigma\omega_c \text{ 和 } \widetilde{M}=-(1-\sigma)\widetilde{\omega} \tag{18}$$

于是我们有：

$$\overline{M}=M_c+\widetilde{M},\quad \overline{\omega}=\sigma\omega_c+(1-\sigma)\widetilde{\omega} \tag{19}$$

由于σ≪1，所以一般有：

$$\omega_c\gg\widetilde{\omega} \tag{20}$$

若X是该区域中任一物理量，则有：

$$\overline{X}=\sigma X_c+(1-\sigma)\widetilde{X} \tag{21}$$

于是有：

$$\overline{S}=\sigma S_c+(1-\sigma)\widetilde{S}=\sigma(S_c-\widetilde{S})+\widetilde{S}\approx\widetilde{S} \tag{22}$$

$$\overline{q}=\sigma(q_c-\widetilde{q})+\widetilde{q}=\widetilde{q}\left[1+\sigma\left(\frac{q_c}{\widetilde{q}}-1\right)\right]=\widetilde{q}\left(1+\frac{1-\gamma}{\gamma}\sigma\right)$$

式中 $\gamma=\widetilde{q}/q_c$是环境的相对湿度，当$\widetilde{q}\to q_c$时，$\overline{q}\approx\widetilde{q}$成立。考虑（21），（22），则我们有：

$$\overline{S'\omega'}=\overline{S\omega}-\overline{S}\,\overline{\omega}=\sigma(1-\sigma)(S_c-\widetilde{S})(\omega_c-\widetilde{\omega})\approx\sigma\omega_c(S_c-\widetilde{S})=-M_c(S_c-\widetilde{S}) \tag{23}$$

于是（3），（4）式可改写成：

$$Q_1-Q_R=L(\overline{C}-\overline{e})+\frac{\partial}{\partial p}[M_c(S_c-\widetilde{S})] \tag{24}$$

$$Q_2=L(\overline{C}-\overline{e})-L\frac{\partial}{\partial p}[M_c(q_c-\widetilde{q})] \tag{25}$$

这就是Yanai，Esbensen[17]的结果。

Ogura，Cho[16]认为，由于挟卷过程和饱和比湿随高度变化，云中的凝结率C应满足下面方程：

$$C=\frac{\partial M_c}{\partial p}\cdot(q_c-\tilde{q})+M_c\frac{\partial q_c}{\partial p} \tag{26}$$

（25）式右边第二项可转化成：

$$\frac{\partial}{\partial p}[M_c(q_c-\tilde{q})]=C-M_c\frac{\partial\tilde{q}}{\partial p}$$

如果认为环境大气中不发生凝结作用，则 $C=\overline{C}$，代入（25）可得：

$$Q_2=-L\overline{e}+LM_c\frac{\partial\overline{q}}{\partial p} \tag{27}$$

同样（24）变为：

$$Q_1-Q_R=-L\overline{e}-M_c\frac{\partial\overline{S}}{\partial p} \tag{28}$$

这就是在云顶高度无卷出作用时Ogura，Cho关于积云对流参数化的导出结果。

将Q_1中的平流项进行处理，考虑连续方程 $\nabla\cdot\overline{V}+\frac{\partial\overline{\omega}}{\partial p}=0$ 以及（18）、（19）式，则我们有：

$$\nabla\cdot(\overline{V}\,\overline{S})+\frac{\partial\overline{\omega}\,\overline{S}}{\partial p}=\overline{V}\cdot\nabla\overline{S}+\overline{\omega}\frac{\partial\overline{S}}{\partial p}$$

和

$$-\overline{\omega}\frac{\partial\overline{S}}{\partial p}-M_c\frac{\partial\overline{S}}{\partial p}=-\frac{\partial\overline{S}}{\partial p}(\overline{\omega}-\omega_c\sigma)=\tilde{M}\frac{\partial\overline{S}}{\partial p}$$

由（28）式可得：

$$\frac{\partial\overline{S}}{\partial t}=Q_R-L\overline{e}-\overline{V}\cdot\nabla\overline{S}+\tilde{M}\frac{\partial\overline{S}}{\partial p} \tag{29}$$

这是不考虑云顶卷出作用时，由Arakawa，Schubert[12]得到的结果。

由此可以发现，这里考虑的积云对流对大尺度环境的影响，是通过考虑大气中每一高度上必须有质量平衡关系来实现的。积云对流的云中潜热释放并不直接加热环境，但它反抗由于绝热上升的膨胀冷却和环境干空气的卷入引起的蒸发冷却、维持云中浮力、使上升气流得以继续存在。根据质量平衡关系，在环境中就会产生补偿下沉气流，正是它产生的绝热压缩增温才使环境大气发生改变的原因。（28）和（29）式右边最后一项就表示这个作用，当$\tilde{M}$（或M_c）为负（或正）时，对$\frac{\partial\overline{S}}{\partial t}$和$Q'_1$的贡献是正的。

4.Fraedrich关于对流参数化的解释

由于湿静力能h是保守量，气块在上升过程中应有：

$$dh(z,t)/dt=0 \tag{30}$$

若区域中云区的比面积是可变的，即$\sigma=\sigma(z,t)$，于是Fraedrich[14]将（30）式在面积σ上积分，并假定在σ的侧边界上垂直质量输送为0，则考虑面积σ上的平均量为：

$$\int_\sigma h\,df=h_c\cdot\sigma,\qquad \int_\sigma\omega\,df=\omega_c\cdot\sigma=-M_c \tag{31}$$

进而可得：

$$\frac{\partial h_c\sigma}{\partial t}-h_R\frac{\partial\sigma}{\partial t}+\frac{\partial M_c h_c}{\partial z}-h_R\frac{\partial M_c}{\partial z}=0 \qquad (32)$$

z是高度坐标，h_R是云区σ周界R上的h值，该值取决于云体是卷入还是卷出。

$$\begin{aligned}&\text{在卷入区：}\quad \partial M_c/\partial z>0,\ h_R=\tilde{h}\\ &\text{在卷出区：}\quad \partial M_c/\partial z<0,\ h_R=h_c\end{aligned} \qquad (33)$$

$\partial\sigma/\partial t$代表对流云量的增加率，它包括云的产生率（用下标p表示）和消散率（用下标d表示），因此我们有：

$$\partial\sigma/\partial t=(\partial\sigma/\partial t)_p+(\partial\sigma/\partial t)_d \qquad (34)$$

当$\sigma\ll1$时，（32）式的第一项和$\partial\sigma/\partial t\to0$。根据（33）式，在云产生时有$h_R=\tilde{h}$，在云消散时有$h_R=h_C$，则：

$$h_R\partial\sigma/\partial t=\tilde{h}(\partial\sigma/\partial t)_p+h_c(\partial\sigma/\partial t)_d=(\tilde{h}-h_c)(\partial\sigma/\partial t)_p \qquad (35)$$

改写（32）式为：

$$\left(\frac{\partial\sigma}{\partial t}\right)_p(\tilde{h}-h_c)=\frac{\partial M_c h_c}{\partial z}-\tilde{h}\frac{\partial M_c}{\partial z} \qquad (36)$$

考虑$h=S+Lq$，将（36）式分开，则我们又有：

$$\left(\frac{\partial\sigma}{\partial t}\right)_p(\tilde{S}-S_c)=\frac{\partial M_c S_c}{\partial z}-\tilde{S}\frac{\partial M_c}{\partial z}-LC \qquad (37a)$$

$$\left(\frac{\partial\sigma}{\partial t}\right)_p(\tilde{q}-q_c)=\frac{\partial M_c q_c}{\partial z}-\tilde{q}\frac{\partial M_c}{\partial z}+C \qquad (37b)$$

在云群的全厚度Z上积分（见（36）式），并令$(M_c h_c)_{z=Z}=0$，则有：

$$\left(\frac{\partial\sigma}{\partial t}\right)_p=\left[\int_0^Z\left(\tilde{h}\frac{\partial M_c}{\partial z}dz+(M_c h_c)_0\right]\Big/\int_0^Z(h_c-\tilde{h})dz \qquad (38)$$

该式表示云的产生率，和Kuo的（12a）式相当。

当$(\partial\sigma/\partial t)_p=0$时，即对流云的覆盖面积恒定，不计云的产生率，改写（37a）式，则有：

$$\frac{\partial M_c(S_c-\tilde{S})}{\partial z}=LC-M_c\frac{\partial\bar{S}}{\partial z} \qquad (39)$$

将（39）式代入（24）式可得：

$$Q_1-Q_R=L(\bar{C}-\bar{e})-L\bar{C}+M_c\frac{\partial\bar{S}}{\partial z}=-L\bar{e}+M_c\frac{\partial\bar{S}}{\partial z} \qquad (40)$$

若将z坐标换成p坐标，（40）和（28）式有相同形式。

由此可知，所谓Kuo的参数化方法，主要考虑了云的产生率(由（34）式，当然也就是云的消散率)，通过云的生消过程将云中的热和水汽带入並改变大尺度环境，因此称云内外温差法。所谓Arakawa等人的参数化方法，不计云的生消过程（$\partial\sigma/\partial t=0$），实际上承认积云对流以一定数量恒定存在，只要积云对流存在，其环境大气中就会有补偿下沉气流，后者是促使环境大气改变的主要原因，因此称质量守恒方案。

三、积云对流和环境相互作用的评论

众所周知，积云的产生和强弱取决于背景场条件。前述指出，积云对流又可以改变环境

场，因而积云对流和环境之间有相互依存和相互影响的问题。

1.单块积云对环境大气的作用

前述两种考虑积云对环境作用的方式，尽管物理机制不同，但它们对环境影响的效果是一致的。云内外温差方案通过云空气和环境大气的混合传递热量，质量守恒方案通过对流运动引起环境中的补偿气流来改变环境大气，因此，它们对环境的影响均取决于对流云内温度、湿度和垂直气流的分布。积云观测指出，云中温度和环境温度之差值ΔT，其最大值位于云的中上部，沿垂直方向一般呈抛物线形分布，与此相应，积云中的垂直气流也有类似的分布。这种分布特征，造成高耸积云对环境的影响，主要是使上层增温，因此以此解释热带气旋高层暖心结构的形成原因是成立的。由此可以设想，积云对流的作用好象一架抽吸机，它将位于大气低层的能量向上输送，使整层大气趋向稳定，这在形式上似乎说明：在不稳定层结条件下产生的积云对流，由于它的作用消耗了不稳定能量，使环境变得稳定。在此基础上，导致了一种更简便的积云对流参数化考虑，这就是使层结变成中性的“湿对流调整”[29]。

2.积云群对环境大气的作用

事实上，在一定区域内，积云总是以不同尺度的群体存在的。Lopez指出，在热带和亚热带地区，积云群中积云的高度和水平尺度均呈对数正态的频率分布[30]。这种分布特征的积云群，作为一个整体带给环境大气的作用和单个积云的作用是不同的。Ooyama 等人[9—11]的积云参数化方法中，考虑了云群对环境的作用，Kuo在1974[7]也指出应把积云分成深厚的和浅层的两类考虑其参数化作用。诊断分析表明[19、22]，表示积云群对环境作用的方程（28）式右边第二项的贡献可使层结变得不稳定，其中积云对流的垂直质量输送M_c也是随高度减少的。这说明，由单个积云作用而使层结变得稳定的上述结论，不能代表积云对环境影响的全部事实，由此有必要探讨积云群对环境作用的机制。应当指出，积云群中每一积云对环境作用的原理仍同前述，但当某一区域中存在有不同大小高低的积云时，就发生对不同层次环境的影响，当中低空积云明显多时，其对环境中低层的增温可能大于高层，这就导致层结变得更不稳定。因而从积云群体效果考虑，简单地认为积云对流的作用都是使层结趋于中性是不完全正确的。由此可认为，某一地区中积云对环境大气的影响是和云群的谱分布特性密切相关，不同的云群谱会对环境造成不同的影响。

3.云群谱的决定

顾名思义，在研究积云对环境的影响时，对流云量及其分布是一个重要的基本因子。从（13）式可见，云内外温差积云参数化方案中，云的产生率是一重要因子。由（40）式可见，质量守恒方案表示积云对流输送项中的M_c是指云群总体的垂直输送，它和云量云谱直接相关。因此，对于上述任一种考虑，区域中的云量都是一个重要因子。（12）式指出，云的产生率由输入该区域中的水汽量（包括水平辐合和下垫面蒸发）唯一决定，可认为是一已知量。但是诊断分析[13]表明，积云从云下层带走的水汽和补偿下沉运动输入云下层的水汽，几乎比云下层中大尺度辐合和海面蒸发提供的水汽量大一个量级，也就是说，构成积云持续存在的大部分水汽来源主要並非由后者提供的。在质量守恒参数化方案中，云群的谱分布是一个未知量，为使方程组闭合，Arakawa 等[12]在云的挟卷模式基础上提出了云谱分布。Soog，Ogura[31]建议用二维时变云模式计算各种高度积云中的物理量，然后按合适的比例合成云谱，使之满足大尺度热和水汽平衡的要求，由此而确定特定情形下的亚云群组成。无

论用挟卷模式或用时变模式，在确定亚云群分布时均需和实际资料核对，为此，对于特定地区，通过观测事实先定出代表性的云谱是必要的，这应该是考虑积云对环境影响时的依据。这就给今后的雷达气象研究提出一个任务：除了对个体积云作结构了解外，还应提供该地区在对流性天气时的云谱分布，以供分析当地天气变化之需。

4.强对流天气形成中积云对流的作用

以参数化方法引入积云对大尺度天气系统的作用，在热带气象研究中已被广泛注意，例如Kuo[6]指出，这种作用适用于各种大尺度环流。马骥德等从资料分析表明[32]冰雹天气形成时有一个能量积累过程。过去一般认为，大尺度天气的差动平流是形成这种积累过程的主要原因。我们曾经指出，积云对流也可能是形成这种积累过程的重要因素[33]。已经知道，积云的发展有赖于层结的不稳定能量，前述的介绍表明，积云发展以后又可影响层结，因而积云对流和环境场之间，存在着互相制约的反馈作用，由于云群谱的不同，积云的发展有时是消耗不稳定能量，呈负反馈，有时是积累不稳定能量，呈正反馈，认识到了这一点，对于进一步弄清冰雹天气层结能量的演变机制是必要的。

值得指出，在积云发展的同时，使层结趋向稳定的负反馈概念，从直观来看是易于接受的，这就是湿对流调整法考虑积云对环境作用时的依据。但对积云发展而使层结变得更不稳定的正反馈概念，其能量来源问题是难以一时看清的，这也就是需要研究的强对流天气过程中积云对流和环境相互作用的进一步的问题。

参　考　文　献

〔1〕Reilh, H., J.S.Malkus, 1958, Geophysica, Vol.6, 503—538.
〔2〕Reilh, H., J.S.Malkus, 1961, Tellus, Vol.13, 181—213.
〔3〕Yanai, M., 1961, J.Meteor.Soc.Japan, Vol.39, 187—214.
〔4〕Yanai, M., 1961, J.Meteor.Soc.Japan, Vol.39, 283—309.
〔5〕Charney, J.G.等, 1964, J.Atmos.Sci., Vol.21, 68—75.
〔6〕Kuo, H.L., 1965, J.Atmos.Sci., Vol.22, 40—63.
〔7〕Kuo, H.L., 1974, J.Atmos.Sci., Vol.31, 1232—1240.
〔8〕Arakawa, A.,1969,Proceedings of the WMO/IUGG Symposium on Numerical Weather Prediction in Tokyo, Ⅳ—8.
〔9〕Ooyama, K., 1971, J.Met.Soc.Japan, Vol.49, 744—756.
〔10〕Arakawa, A., 1971, The 7th Tech.Conf. Hurricanes and Tropical. Meteorology.
〔11〕Yanai, M., 1971, 同上.
〔12〕Arakawa, A.等, 1974, J.Atmos.Sci., Vol.31, 674—701.
〔13〕Ogura, Y., Cho, H.R., 1974, J.Atmos.Sci., Vol.31, 1850—1859.
〔14〕Fraedrich, K., 1973, J.Atmos.Sci., Vol.30, 408—413.
〔15〕Fraedrich, K., 1974, J.Atmos.Sci., Vol.31, 1838—1849.
〔16〕Ogura, Y., Cho, H.R., 1973, J.Atmos.Sci., Vol.30, 1276--1286.
〔17〕Yanai, M., 等, 1973, J.Atmos.Sci., Vol.30, 611—627.
〔18〕Nitta, T., 1975, J.Atmos.Sci., Vol.32, 73—91.

〔19〕Batts, A.K., 1975, J.Atmos Sci., Vol.32, 1934—1945.
〔20〕Johnson, R.H., 1976, J Atmos.Sci., Vol.33, 1890—1910.
〔21〕Nitta, T., 1977, J.Atmos.Sci., Vol.34, 1163—1186.
〔22〕Cho, H.R., 1977, J.Atmos, Sci., Vol.34, 87—97.
〔23〕Cho, H.R.等,1979, J.Atmos.Sci., Vol.36, 127—139.
〔24〕Cheng, L.等, 1980, J.Atmos.Sci., Vol.37, 797—811.
〔25〕Cho, H.R.等, 1980, J.Atmos.Sci., Vol.37, 812—826.
〔26〕Kropfli, R.A.等, 1976, J.Atmos.Sci., Vol.33, 520—529.
〔27〕Schlesinger, R.E., 1978, J.Atmos.Sci., Vol.35, 690—713.
〔28〕Anthes, R.A., 1977, Mon.Wea.Rev., Vol.105, 270—286.
〔29〕Kurihara, Y., 1973, Mon.Wea.Rev., Vol.101, 547—553.
〔30〕Lopez, R.E., 1977, Mon.Wea.Rev., Vol.105, 865—872.
〔31〕Soong, S.T., 1976, J.Atmos, Sci., Vol.33, 992—1007.
〔32〕马骥德、徐文俊，1983，高原气象，Vol.2，№.2，50—57.
〔33〕徐文俊、马骥德，1984，气象学报，Vol.42，№.3，320—331.

新 书 介 绍

《高原气象》1985年将出两期增刊。第一个增刊拟在1985年7月下旬出版。该增刊预计收集11篇文章，主要介绍中国科学院兰州高原大气物理研究所使用多年的 p—σ 混合座标系五层原始方程模式的设计思路和模式中的各种非绝热物理过程以及地形处理方法等，並有实例数值天气预报总结与大气环流数值模拟试验等文章。

第二个增刊拟于1985年12月中旬出版。预计将收集11篇文章。主要介绍中国科学院兰州高原大气物理研究所1982年8月—1983年7月在青藏高原进行的一周年太阳辐射和热量平衡观测的结果。文集中揭示了高原地区全年，特别是冬季太阳辐射各个分量的气候分布特征和季节变化特征。对研究高原地面和大气加热场及其季节变化对天气气候的影响有重要参考价值。

每集约15万字，定价为1.00元。本刊订阅者每集各赠送一册，其他需要者，请来函本刊编辑部订购。

《高原气象》编辑部
1985年3月4日