第 64 卷第 6 期
2006 年 12 月

气 象 学 报
ACTA METEOROLOGICA SINICA

Vol. 64, No. 6
December 2006

大气凝结水汽汇、凝结潜热作用与积云对流参数化*

辜旭赞　张　兵

中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉, 430074

摘　要

从引入包含质量(水汽)源、汇的连续方程出发,重新推导出大尺度凝结降水和积云对流凝结降水之水汽汇起作用的热力学方程,从而重新给出气压、气温预报方程及地面气压与高空位势高度预报方程。发现,在此基础上,才能实现凝结 3 个作用:气块水汽质量流失与气压降低;气块虚温降低;加热气块;和通过大气运动方程,实现大气凝结潜热"热机"作功。这时,对于预报气压、气温场,积云对流参数化方案中的参数在凝结 3 个作用中保持一致。否则,通过积云对流参数化方案,虽可以近似实现对于预报气压和气温场的凝结 3 个作用,但不可能调好参数的降水物理特性及其时空分布特征。且对于静力模式预报地面气压和高空位势高度场,不可能实现上述的第一凝结作用。最后表明,当模式分辨率提高到只用降水显式方案、不再用积云对流参数化方案后,则必须引入包含水汽源、汇的连续方程。

因在热带海洋面上的水蒸发过程,水汽进入大气将改变地面气压场,且蒸发潜热可分为内潜热(水汽内能)和外潜热(水汽压力能),内潜热立即成为大气热能的一部分,而外潜热直接对大气层作功,使得大气位能增加。文中研究了大气中的大尺度凝结降水和积云对流凝结降水对气压场与位势高度场的影响。一般积云对流参数化方案都已考虑内潜热对大气的加热作用,但还须考虑因凝结与降水造成地面气压场及高空位势高度场的变化,后者应是外潜热作用的结果。在上述研究过程中,必须引入考虑凝结作用的连续方程,且最终可以改变有降水(包括大尺度凝结降水和积云对流凝结降水)发生时的数值预报模式动力框架。

关键词: 质量源、汇,连续方程,凝结潜热"热机",积云对流参数化。

1　引　言

Trenberth[1-2]最早提出全球大气质量源、汇的水汽分布与海平面气压变化关系; Gu 和 Qian[3]提出因凝结降水造成湿空气质量汇,以此讨论数值预报模式普遍忽略连续方程的源汇; Van den Dool 和 Saha[4]讨论了大气环流模式中大气质量分布因凝结与蒸发而引起的季节变率问题; Qiu Chong-Jian, Bao Jian-Wen, Xu Qin[5]引入包含质量源汇的连续方程,并用 PSU/NCAR 静力模式(MM4),对一次气旋降水过程做积分 36 h 对比试验,发现因此改变了压、温、风预报场和降水时空分布; 辜旭赞[6-8]认为,海洋面上水蒸发的水汽质量进入大气过程,一方面给大气带来水汽内能(约占潜热的 95 %),另一方面水汽压力能将对大气作功(约占潜热的 5 %); 大气中凝结降水发生时的水汽质量脱离过程,除了模式中普遍考虑所谓凝结潜热加热"CISK"机制外,同时还发生凝结潜热作(负)功,得到凝结潜热作功"热机"效率约为 5 %结论,解释上述"凝结降水水汽汇"的物理实质是:加热与作功。各种积云对流参数化方案[9-12](降水隐式方案),都考虑凝结降水过程带来的温、湿变化,但并没有考虑凝结潜热还有作功作用:凝结既是饱和湿空气中水汽质量流失和水汽压力能减少,将通过大气运动中的气压梯度力对风场作功,带来动能转换。因而具体提出了在静力模式(如 p 坐标模式)中,对于积云对流参数化方案的修

* 初稿时间:2005 年 11 月 22 日;修改稿时间:2006 年 2 月 16 日。
资助课题:国家自然科学资金(40575053),湖北省科技攻关计划课题"GRAPES 中尺度模式降水预报改进与业务应用研究"(2005AA308B01)。
作者简介:辜旭赞,1956 年生,男,硕士,研究员,主要从事天气预报技术研究,guxz@whihr.com.cn。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

正方案,其中引入考虑有凝结作用的连续方程,则实际考虑了湿大气有凝结(降水)质量汇。

2　包含质量(水汽)源、汇的连续方程与水汽方程

设 S 是单位时间单位体积内水汽质量源汇,并设 ρ,ρ_d,ρ_v 分别是湿空气、干空气和水汽密度,$\rho=\rho_d+\rho_v$,V 是三维风速。

因 z 坐标系下的水汽方程为[13]

$$\frac{\partial\rho_v}{\partial t}+\nabla\cdot(\rho_v V)=S \tag{1}$$

同理,干空气将在大气运动中遵守质量守恒定律,有

$$\frac{\partial\rho_d}{\partial t}+\nabla\cdot(\rho_d V)=0 \tag{2}$$

则式(2)加式(3)得

$$\frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dt}+\nabla\cdot V=\frac{S}{\rho} \tag{3}$$

表明水汽源、汇同时也是连续方程的质量源、汇。

将比湿 $q=\rho_v/\rho$ 代入式(1),并将式(3)乘以 q,两式相减得到含 q(或 q_s,q_s 为饱和比湿)的水汽方程为

$$\frac{1}{1-q_s}\frac{dq_s}{dt}=\frac{S}{\rho} \tag{4}$$

由式(4)知,引入包含水汽源、汇的连续方程后,常用的水汽方程也有所改变[9]。

又考虑到大气状态方程[10],$p=\rho RT$,p 和 T 分别是气压、气温,R 为湿空气比气体常数。则推导式(3)为

$$\frac{d\ln p}{dt}-\frac{d\ln T}{dt}=-\nabla\cdot V+\frac{d}{dt}\ln\frac{1+0.608q_s}{1-q_s} \tag{5}$$

式(5)表明,当大气运动中有凝结发生时,$\frac{dq_s}{dt}<0$,气块里有水汽质量流失,即 $S<0$ 成为水汽凝结汇,且造成气块的气压、气温和虚温都发生变化,也就不能再将 R 当成常数(故称其为水汽"凝结汇连续方程")。

3　凝结汇连续方程与热力学方程

有外在非绝热加热 Q(单位质量空气加热率)的热力学方程为[9-10]

$$c_p\frac{dT}{dt}-\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dt}=Q \tag{6}$$

其中 $c_p=c_v+R$,$c_p\approx(1+0.837q_s)c_{pd}$,$c_v\approx(1+0.929q_s)c_{vd}$等[10]。$c_p$ 是湿空气定压比热,c_{pd}和 c_{vd} 分别是干空气定压、定容比热。

内在凝结潜热加热的热力学方程可以分为可逆和不可逆湿绝热两种[10]。下面取 $\delta=1$ 或 $\delta=0$,分别表示可逆、或不可逆湿绝热过程。实际大气中大尺度稳定性降水和积云对流降水只能是介于两者之间,即 $0\le\delta\le1$。则由热力学第一定律,对于单纯凝结过程(单纯凝华过程容易做相应的改变)有[6-7,14]:

$$(c_{vd}dT+p_d d\alpha_d)+w_s(c_{vv}dT+e_s d\alpha_v)=-\delta c_w(w_0-w_s)dT-L_1 dw_s \tag{7}$$

式中有干空气气压 p_d 和比容 α_d;饱和水汽压 e_s 和比容 α_v,饱和混合比 w_s(w_0 是 w_s 初值);c_{vv}是水汽定容比热;c_w 是水比热。L_1 和 L_3 是凝结、凝华潜热,L_1 和 L_3 实际将转化为内能和作功两部分[7-8]。而冻结潜热 L_2,若忽略水、冰之间相变的体积微小变化,则近似只有内能转化。

推导热力学方程(7),并与式(6)相比较,则湿绝热加热 Q 和式(7)变为

$$Q=L_1\frac{d\ln(1-q_s)}{dt}-\delta c_w\left(\frac{q_0-q_s}{1-q_0}\right)\frac{dT}{dt}$$

$$\frac{d\ln T}{dt}-\frac{R}{c_0c_p}\frac{d\ln p}{dt}=\frac{L_1}{c_0c_pT}\frac{d\ln(1-q_s)}{dt} \tag{8}$$

式中　$c_0=1+\delta\frac{c_w}{c_p}\frac{(q_0-q_s)}{(1-q_0)}$,$q_0$ 是 q_s 初值。

4　凝结汇连续方程与气压、气温预报方程

凝结汇连续方程(5)与热力学方程(8)联立,解出气压、气温个别变化,从而得到气块湿绝热过程的气压、气温预报方程

$$\frac{d\ln p}{dt}=\frac{c_0c_p}{c_0c_p-R}\left(-\nabla\cdot V+\frac{d}{dt}\ln\frac{1+0.608q_s}{1-q_s}\right)+\frac{L}{c_0c_p-R}\frac{d\ln(1-q_s)}{Tdt} \tag{9}$$

$$\frac{dT}{dt}=\frac{RT}{c_0c_p-R}\left(-\nabla\cdot V+\frac{d}{dt}\ln\frac{1+0.608q_s}{1-q_s}\right)+\frac{L}{c_0c_p-R}\frac{d\ln(1-q_s)}{dt} \tag{10}$$

由于模式分辨率原因,一般将降水分为大尺度凝结降水和积云对流凝结降水。设格点上大尺度凝结率为 C、网格面积上积云对流平均凝结率为 $\overline{C}^*$,

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

它们在积分后成为地面降水。因 $S/\rho = -C - \overline{C}^*$，$\overline{C}^* = \sigma C^*$，参数 σ 是单位面积内积云所占面积，C^* 则是积云对流凝结率。那么，可将式(9)和(10)写为

$$\frac{\mathrm{d}\ln p}{\mathrm{d}t} = -\frac{c_0 c_p}{c_0 c_p - R}[\nabla\cdot\mathrm{V} + (1.608 - 0.978 q_s)(C + \overline{C}^*)] + \frac{L(C + \overline{C}^*)}{(c_0 c_p - R)T} \qquad (9')$$

$$\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}t} = -\frac{RT}{c_0 c_p - R}[\nabla\cdot\mathrm{V} + (1.608 - 0.978 q_s)(C + \overline{C}^*)] + \frac{L(C + \overline{C}^*)}{c_0 c_p - R} \qquad (10')$$

若考虑大气作干绝热运动，则上面 $\frac{\mathrm{d}q_s}{\mathrm{d}t} = 0$ 和 $q_0 = q_s = q$，$c_0 = 1$。作湿绝热运动，在湿度较大的低层，q_0 取 20—30(g/kg)，即使是作强对流上升运动气块，携带全部凝结水并释放潜热，可估算出 c_0 为1.00—1.12(强上升运动过程中有冻结潜热释放时的 c_0 将在后面讨论)。

式(9′)和(10′)表明预报大气气压、气温场，除其本身平流项和三维风场散度项外，只有凝结 3 项作用：①气块水汽质量流失造成气压降低；② R 减少(或虚温降低)，这是水汽压力能在减少；③凝结潜热加热作用，这是水汽内能在发生转换。①、②两项(含在(9′)与(10′)式右边第 2 项之中)的作用与三维风场散度项的作用一致；而③项的作用与它们都相反。容易估算出，分别对于气压场和气温场预报，三项作用的方向(数学符号)与比例约是(取 $T \approx 300$ K，$c_0 \approx 1$)：-12.06∶-7.23∶100 和 -3.44∶-2.06∶100，或①、②两项之和与③项作用的方向与比例约是：-19.29∶100 和 -5.50∶100。故不可忽略①、②两项对于预报气压、气温场作用。且从凝结潜热物理性质说，凝结潜热 = 水汽内能 + 水汽压力能，这里的 5.50∶94.5，实际正是水汽压力能与水汽内能之比，发生凝结时的水汽压力能不可直接转换成为气块内能，将只对气块作(负)功[7-8]。这里实际是不可以忽略凝结潜热“热机”做功的作用。

数值预报模式宜采用上述式(9)和(10)为预报方程：则无论是否静力模式，都可直接做气压、气温场预报。但是，现在不少模式都引入所谓气压中间变量(Π)和气温中间变量(θ位温)做预报方程。因定义 $\Pi = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{c_p}} = \frac{T}{\theta}$(设 $p_0 = 1000$ hPa)，则式(9′)和(10′)分别改写成为 Π和θ预报方程

$$\frac{\mathrm{d}\ln\Pi}{\mathrm{d}t} = \ln\frac{p}{p_0}\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\frac{R}{c_p} - \frac{c_0 R}{c_0 c_p - R}[\nabla\cdot\mathrm{V} + (1.608 - 0.978 q_s)(C + \overline{C}^*)] + \frac{LR(C + \overline{C}^*)}{(c_0 c_p - R)c_p T} \qquad (9'')$$

$$\frac{\mathrm{d}\ln\theta}{\mathrm{d}t} = \frac{L(C + \overline{C}^*)}{c_p T} - \ln\frac{p}{p_0}\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\frac{R}{c_p} \qquad (10'')$$

式(9′)，(9″)和(10′)，(10″)表明：一般模式因没有引入水汽汇连续方程和考虑凝结时 R 变化，忽略了①和②两项对预报气压、气温场的作用。这时假设能正确分析出参数 σ，将造成式(9′)气压场预报偏高约 19.3%、式(10′)气温场预报偏高约 5.5%；或造成式(9″) Π场预报偏高 19.3%，而式(10″)的 θ场预报正确，并不等于(内含的)气温场预报正确(同样是预报气温场偏高约 5.5%)。又表明：事实上忽略①和②两项作用，而通过调(低)参数 σ，实现对于气块气压和气温预报的所谓“积云对流参数化”作用，即可以将①—③项作用“参数化”到其中一项作用。但是这样做，将不可能针对不同降水系统及其不同降水过程的气压和气温场，调好参数 σ降水物理特性及其时空分布特征。且由于作用比例不同，通过“调整”，预报气温得到参数 σ，预报气压却偏高，由此可能预报不出凝结区内的高空低涡；反之，通过“调整”，预报气压得到参数 σ，预报气温却偏低，由此可能预报不出凝结区内的高空暖心。换句话说，对于预报气压和气温需分别“调整”出不同参数 σ，预报气压(气温) σ值需大(小)些。而引入凝结汇连续方程和考虑凝结时 R 变化，将完全考虑①—③项共同作用，对于预报气压、气温场，参数 σ在 3 项作用中将保持一致。且将来模式水平分辨率提高到 1 km 左右(有的研究模式已经达到这个分辨率)，积云对流参数化在大气降水运动中将失去其物理意义，这时参数 $\sigma \equiv 1$，模式完全采用降水显式方案时，则必须如此。

上述气压、气温预报方程加上水汽方程，与大气运动方程一起组成大气运动基本方程组。这时，引入了包含质量源、汇的连续方程，并带来对于热力学方程与水汽方程的影响。因上述凝结的 3 个作用参与改变大气气压、气温场，又必将通过大气运动方程的气压梯度力作功参与改变(加速)风场。这便是大气中凝结潜热“热机”作功原理。

5 凝结汇连续方程与位势高度预报方程

在采用静力模式时，宜选用 p 坐标系。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

引入考虑包含水凝物质负荷对气压有作用的静力平衡方程(g 为重力常数,又设 q_c 为水凝物质负荷,q_c 与前面 q_s 有相同单位)

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g(1 + q_c)$$

按文献[10]推导方法,将式(3)推导成为 p 坐标系包含水汽源汇与载水的连续方程

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)_p + \frac{\partial \omega}{\partial p} = \frac{S}{\rho(1 + q_c)}$$

仍取 $\frac{S}{\rho} = -C - \overline{C}^*$,则上式成为 p 坐标系凝结汇(载水)连续方程。这里,C 实际是大尺度凝结扣除悬空水凝物 q_c 增量的地面降水。

积分上式,得到地面垂直速度 ω_s

$$\omega_s \equiv \frac{\mathrm{d}p_s}{\mathrm{d}t} = -\int_t^s \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)_p \mathrm{d}p - \int_t^s \left(\frac{C + \overline{C}^*}{1 + q_c}\right)_p \mathrm{d}p$$

因地面气压(p_s)倾向方程在静力平衡条件下与连续方程等价,地面气压倾向方程作为一个边界条件[8-9]

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = \omega_s - u_s\frac{\partial p_s}{\partial x} - v_s\frac{\partial p_s}{\partial y} = -\int_t^s \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)_p \mathrm{d}p - \int_t^s \left(\frac{C + \overline{C}^*}{1 + q_c}\right)_p \mathrm{d}p - u_s\frac{\partial p_s}{\partial x} - v_s\frac{\partial p_s}{\partial y} \tag{11}$$

先求 p_s,再通过积分静力平衡方程,诊断求出位势高度预报场 Z。

$$Z - Z_s = \int^s RT\mathrm{d}\ln p/g \tag{12}$$

Z_s 为地形高度,g 为重力常数。

以上表明,引入凝结汇连续方程后,考虑了凝结降水对于预报地面气压场和高空位势高度场的影响。否则,即使采用合适的积云对流参数化方案,和以虚温代替气温以求位势高度,也仅包含上述凝结的 ②和 ③两项作用,仍缺少 ①项作用。这里,因计算式(11)中 p_s 偏高,将造成计算式(12) Z 偏高。如做近似换算,若忽略气柱内发生 10 mm 凝结降水的这种作用,则预报 p_s 偏高 0.98 hPa,预报 Z 偏高约 1.4 gpm(始终用虚温代替气温做计算则偏高约 0.9 gpm)[8]。显然,模式对每一步时间积分,凝结降水都改变 p_s 与 Z 场。这在天气学上,是凝结降水影响地面低压与高空低涡的形成。换句话说,积云对流参数化方案本身并没有错,因没能引入凝结汇连续方程,从而没有产生(或低估)应有的凝结降水大气(惯性)重力波。

6　混合冻结、凝华过程

考虑若气块作强对流上升运动,携带过冷水滴,因碰冻而产生了冻结潜热。冻结潜热的作用容易在前面热力学方程(8)中实现。设上升运动气块,过冷水滴碰冻是发生在气温 0 ℃以下的 ΔT 范围内(例如取 $\Delta T = 5$ ℃,则碰冻是在 0 —- 5 ℃完成),并设碰冻是匀速进行。则气块在从 0 ℃开始的 ΔT 变化范围,将开始一段混合冻结、凝华过程。式(8)的 Q 变为($T_0 = 273.15$ K)

$$Q = L_3\frac{\mathrm{d}\ln(1 - q_s)}{\mathrm{d}t} - \delta c_i\frac{q_{s0} - q_s}{1 - q_{s0}}\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}t} - \delta\left[L_2\frac{q_0 - q_{s0}}{\Delta T} - c_i(q_0 - q_{s0})\frac{T_0 - T}{\Delta T} - c_w(q_0 - q_{s0})\left(1 - \frac{T_0 - T}{\Delta T}\right)\right]\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}t} \tag{8'}$$

q_{s0} 是气块在 0 ℃时的饱和比湿。式(8′)表明,混合冻结、凝华过程的内在热源:除凝华潜热和可逆过程凝华冰比热两项外,分别增加了过冷水滴碰冻产生冻结潜热项、碰冻冰比热项、和尚未碰冻完的过冷水比热项。

这里使得式(9)和(10)气压、气温预报方程从单纯凝结过程(0 ℃以上)到插入一段混合冻结、凝华过程(0 ℃以下 ΔT 范围),再到单纯凝华过程(ΔT 范围之外)。但是,对于混合冻结、凝华过程有

$$c_0 = 1 + \delta\frac{c_i}{c_p}\frac{q_{s0} - q_s}{1 - q_{s0}} + \delta\frac{q_0 - q_{s0}}{c_p}\left[\frac{L_2}{\Delta T} + c_i\frac{T_0 - T}{\Delta T} + c_w\left(1 - \frac{T_0 - T}{\Delta T}\right)\right]$$

c_i 是冰比热,c_0 中以冻结潜热贡献为最大。若设 $\Delta T = 5$ ℃($\Delta T = 1$ ℃),$q_0 - q_{s0} \approx 30$ g/kg,作强对流上升运动气块携带全部凝结水滴发生碰冻与释放冻结潜热,在上升运动 ΔT 范围 $c_0 \approx 3$($c_0 \approx 11$)。这等于说,已知单纯凝结湿绝热直减率约为 0.6 ℃/100 m(在 0 ℃层与 700 hPa 高度附近)[10],计算得知,这里混合冻结、凝华湿绝热直减率约为 0.2 ℃/100 m

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

(0.055 ℃/100 m)。这时,气块在 ΔT 范围内已上升约 2500 m(1800 m)。这里 c_0 增大,使式(10)和(11)的气压、气温场预报,都会产生较大的影响。这里从 $c_0 \approx 1.2$(凝结过程),到 3—11(混合冻结、凝华过程),再到 $c_0 \approx 1$(凝华过程),可能描述了大气中相变潜热"热机"作功的最强对流现象——龙卷风。这里还可以用静力近似估算:当移动着的强对流气柱内,在时空上连续发生有 10 mm/s 的凝结与混合冻结、凝华与凝华率,则气柱内地面气压将以 0.98 hPa/s 速率降低、其高空位势高度以 14 gpm/s 速率降低。这就可以解释龙卷风现象。

7 小 结

(1) 引入包含质量(水汽)源、汇的连续方程,推导出大尺度凝结降水和积云对流凝结降水质量汇起作用的热力学方程,两者联立,给出改变的气压、气温预报方程,这时的水汽方程也有微小改变,3 个方程是数值预报模式最基本方程。在静力平衡条件下,因凝结汇连续方程仍与地面气压倾向方程等价,又推导出改变的地面气压和高空位势高度预报方程,两个方程是静力模式最基本方程。由此通过大气运动方程以实现凝结潜热"热机"作功。

(2) 引入凝结汇连续方程,正确实现凝结的 3 项共同作用:气块水汽质量流失造成气压降低;气块虚温降低;凝结潜热加热气块。且对于预报气压、气温场,积云对流参数化方案中的参数在这 3 项作用中将保持一致。不引入凝结汇连续方程,仅通过积云对流参数化方案(调参数),也可以近似代替实现预报气压和气温上述凝结 3 个作用,但不可能调好参数的降水物理特性及其时空分布特征。且对于预报气压和气温需分别调出不同的参数。又对于预报静力模式的地面气压和高空位势高度场,则不可能实现上述第一凝结作用。

(3) 凝结潜热"热机"是被动热机(负熵)。中尺度模式包括考虑水汽凝结质量汇及凝结潜热作负功,可能是正确预报降水重力波与高空低涡的一个关键。

参考文献

[1] Trenberth K E, Christy J R, Olson J G. Globe atmospheric mass, surface pressure, and water vapor variations. J Geophys Res, 1987, 92: 14815-14826

[2] Trenberth K E. Climate diagnostics form globe analyses: Conservation of mass in ECMWF analyses. J Climate, 1991, 4: 707-722

[3] Cu H, Qian Z. A discussion about the role of the water vapor source/sink term in continuity equation of numerical models. Chin Sci Bull, 1991, 36: 16-21

[4] Van den Dool, Saha H M S. Seasonal redistribution and conservation of atmospheric mass in a general circulation model. J Climate, 1993, 6: 22-30

[5] Qiu Chongjian, Bao Chongwen, Xu Qin. Is the mass sink due to precipitation negligible? Monthly Weather Review. 1993, 121: 853-857

[6] 辜旭赞,戴泽军,李章俊. 大气中的湿绝热(冻)凝结(华)过程的计算与研究. 大气科学研究与应用, 1998, (2): 23-31
Gu Xuzan, Dai Zejun, Li Zhangjun. Research and calculation of the saturation-adiabatic processes in the atmosphere. Aatmos Sci Res Appl (in Chinese), 1998, (2): 23-31

[7] 辜旭赞. 论大气中凝结过程水汽内能与压力能的不同作用. 气象学报, 2003, 61(4): 494-500
Gu Xuzan. The different role of vapor condensation's internal and external latent heat in the atmosphere. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2003, 61(4): 494-500

[8] 辜旭赞. 引入考虑凝结作用的连续方程与积云对流参数化方案修正. 气象科技, 2004, 32(1): 19-24
Gu Xuzan. Using the continuity equation of having the action of condensation and replenishing the scheme of the parameterization of cumulus convection. Meteor Sci Tech (in Chinese), 2004, 32 (1): 19-24

[9] 王建捷,周 斌,郭肖容. 不同对流参数化方案试验中凝结加热的特征及对暴雨中尺度模拟结果的影响. 气象学报, 2005, 63(4): 405-417
Wang Jianjie, Zhou Bin, Guo Xiaorong. Numerical study on characteristics of condensational heating rates and their impacts on mesoscale structures of torrential rain simulations. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2005, 63(4): 405-417

[10] 陈静,薛纪善,颜宏. 物理过程参数化方案对中尺度暴雨数值模拟影响的研究. 气象学报, 2003, 61(2): 203-217
Chen Jing, Xue Jishan, Yan Hong. The Impact of physics parameterization schemes on Mesoscale heavy rainfall Simulation. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2003, 61(2): 203-217

[11] 刘一鸣. 中国关于积云对流参数化方案的应用. 气象学报, 1998, 56(2): 247-255
Liu Yiming. Application of cumulus parameterization schemes in China. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 1998, 56(2): 247-255

[12] 刘一鸣,丁一汇. 修正的质量通量积云对流方案及其模拟试验研究 Ⅰ:方案介绍及对 1991 年洪涝过程的模拟. 气象学报, 2001, 59(1): 10-22
Liu Yiming, Ding Yihui. Modified mass flux cumulus parameterization scheme and its simulation experiment part Ⅰ. Acta

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Meteor Sinica (in Chinese), 2001, 59(1): 10-22

[13] 张玉玲,吴辉碇,王晓林编著. 数值天气预报. 北京:科学出版社,1986. 472pp
Zhang Yuling, Wu Huizhan, Wang Xiaolin. Numerical Weather Prediction. Beijing: Science Press, 1986, 472pp

[14] 杨大升,刘余滨,刘式适编著. 动力气象学(修订本). 北京:气象出版社,1983. 423pp
Yang Dasheng, Liu Yubing, Liu Shigua. Dynamical Meteorology. Beijing: China Meteorological Press, 1983. 423pp

VAPOR SINK AND LATENT HEAT OF CONDENSATION IN THE ATMOSPHERE AND THE PARAMETERIZATION OF CUMULUS CONVECTION

Gu Xuzan　Zhang Bing

Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074

Abstract

Using the continuity equation containing the condensation-precipitation mass sink, we derived the new equation group of thermodynamic equation, and pressure and temperature prediction equations, in which the three effects of condensation within a air parcel, i.e, the lost of water vapor mass, the reduction of virtual temperature, and the warming of air parcel itself, can be simultaneously, really realized. Although the cumulus convection parameterization can be used to approximately realize the three effects of water vapor condensation in prediction pressure and temperature, it can't realistically describe the physical properties of air in precipitating process and their spatial/temporal distributions. If the hydrostatic model is used to predict surface pressure and geopotential height fields, then the above first effect of condensation can not be realized. Besides, it is also demonstrated that when the resolution of the prediction model becomes such high (about 1 km) that the cumulus convection parameterization is no longer necessary, then the continuity equation containing the sink and source of vapor must be used.

In the evaporation process on the tropical sea surface, the entering into the atmosphere of the water vapor evaporated from sea surface will change the surface pressure field. The ev'aporation latent heat may be divided into two parts: internal latent heat (internal energy of vapor) and external latent heat (pressure energy of vapor), the internal latent heat immediately becomes a part of the thermal energy of the atmosphere, while the external latent heat directly does work against the ambient atmosphere, increasing the potential energy of the atmosphere. In this paper we study effects of large scale as well as cumulus convection condensation-precipitation on pressure and geopotential height fields. Generally, the cumulus convection parameterization scheme has taken account the heating effect of internal latent heat, but the changes of surface pressure and geopotential height fields associated with condensation and precipitation must also be considered. In order to realistically describe the effects of the latent heat engine of condensation-precipitation, the continuity equation containing vapor condensation mass sink must be used, which at last will change the dynamic framework of numerical prediction model for precipitation (including large scale and cumulus convection condensation-precipitation).

Key words: Condensation-precipitation mass sink, Continuity equation, Latent heat engine of condensation, Parameterization of cumulus convection.

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net