

对流有效位能的本质和一种新的计算方法

邹丽丽^{1, 2} 谭桂容¹ 李任承² 谌芸³ 霍英²

(1 南京信息工程大学, 南京 210044; 2 中国气象局气象干部培训学院河北分院, 保定 071000;

3 国家气象中心, 北京 100081)

摘要: 详细阐释了对流有效位能 (convective available potential energy, CAPE) 的本质; 提出了CAPE新的计算公式; 简要介绍了与CAPE计算有关的物理过程和一些新的物理量。结合实例, 用新的公式和目前通用的公式, 对CAPE和对流抑制能量 (convective inhibition, CIN) 分三种情形进行对比计算: 1) 可逆湿绝热过程; 2) 假绝热过程; 3) 等假相当位温过程。计算结果表明, 假绝热过程比可逆湿绝热过程CAPE新算法明显偏高、CIN明显偏低; MICAPS默认方法与等假相当位温过程计算结果大体相近。

关键词: 对流有效位能, 可逆湿绝热过程, 假绝热过程, 广义相当位温, 湿静力平衡温度, 广义湿静力能

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2017.03.001

On the Essence and New Computing Method of Convective Available Potential Energy

Zou Lili^{1, 2}, Tan Guirong¹, Li Rencheng², Chen Yun³, Huo Ying²

(1 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Hebei Branch of China Meteorological Administration Training Centre, Baoding 071000

3 National Meteorological Centre, China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract: Some physical process and physical quantity related to the CAPE (convective available potential energy) are introduced in this paper; the essence of CAPE is explained in detail; a new formula is proposed to calculate the CAPE. Then we compare our new formula to the current general formula in an actual case as an instance for three kinds of physical processes: 1) the reversible moist adiabatic process; 2) the pseudo-adiabatic process and 3) constant pseudo-equivalent potential temperature process. The results show that in the case by the MICAPS, the CAPE value from our new algorithm, for the pseudo-adiabatic process is obviously higher than that in the reversible moist adiabatic process, and the CIN (convective inhibition) is obviously lower. The result from default computational method of MICAPS is close to that for the constant pseudo-equivalent potential temperature process. So our new algorithm has some advantages.

Keywords: convective available potential energy (CAPE), reversible moist adiabatic process, generalized potential equivalent temperature, pseudo adiabatic process, wet static-equilibrium temperature, generalized wet static energy

0 引言

对流有效位能 (CAPE) 是强对流天气预报的重要参数^[1-10]。强对流天气的维持和发展涉及CAPE的演变和释放, 以及系统与外界的物质和能量交换问题。根据“耗散结构”理论, 对流云是大气中典型的“耗散结构”^[11]。“耗散结构”必须通过与外界不断地交换物质和能量, 并通过内部的能量耗散来维持其生存和发展^[12]。孙继松等^[13]指出: “热力不稳定能量的释放

是快速完成的。在对流发生阶段, CAPE往往由最大值迅速减小”。许多学者对强对流天气的成因分析表明, 任何强对流天气的发生, 都可以追寻系统CAPE积累和释放过程的踪迹。俞小鼎^[8]对2012年7月21日北京特大暴雨成因分析的主要结论指出: 高空低槽伴随地面冷锋东移, 遇到副热带高压和地形阻挡移动缓慢, 导致东(南)风低空急流建立并加强, 为北京特大暴雨的发生提供了极为关键的条件。高空冷空气活动或低层暖湿气流输入或局地温湿状况的变化, 必然引起CAPE的急剧变化^[14]。王秀明等^[15]讨论了对流形成的三要素, 给出了估计CAPE时空演变的着眼点。李云静等^[16]指出: 冷涡背景下低层暖湿平流、高层冷干平流有利于不稳定能量的累积。尤红等^[17]指出: 对

收稿日期: 2016年7月13日; 修回日期: 2016年12月20日
第一作者: 邹丽丽(1983—), Email: 1318031@163.com
通信作者: 李任承(1942—), Email: bdqxxxlrc@126.com
资助信息: 国家自然科学基金重点项目(41475088);
公益性行业(气象)科研专项(GYHY20140622)

流层高层的干侵入和中低层冷、暖平流交汇，加上中低层来自孟加拉湾的丰富水汽输送和中低层强水汽辐合共同引发2008年7月2日滇中大暴雨。雷蕾等^[18]指出：冰雹和雷暴大风发生前能够在比较短的时间内积聚较多的不稳定能量。方翀等^[19]对发生在湖南中南部和广东北部的一次区域性雷暴大风分析发现：强对流天气过程的天气尺度背景是北支高压脊的崩溃和南支槽的建立，槽前出现较强的低空急流和切变线并在湖南中南部和广东北部形成了上干冷下暖湿的温湿配置结构。梁俊平等^[20]对河南三次西南气流型强对流天气分析表明：大范围强对流天气是在高空槽动力作用和地面辐合线的触发作用下，使得不稳定能量释放而引起。

强对流天气属于中小尺度系统，其发生发展和运行受天气尺度和大尺度环流背景的影响和制约。系统CAPE的迅速积累和释放以及与外界能量和物质的交换是强对流天气是否维持和发展的关键问题。原有的CAPE计算公式不能体现影响CAPE变化（增强或减弱）的因子，没有充分反映对流有效位能的本质，对系统CAPE的演变以及系统与外界能量和物质交换过程的探讨受到局限。对于CAPE本质的认识，应当进一步明确；关于CAPE的计算可以进一步改进和完善^[21-23]。

本文详细阐释了CAPE的本质，提出了CAPE新的计算公式，旨在探讨影响系统CAPE演变的因子；结合实例，用新的公式和目前通用的计算公式，对CAPE和CIN分三种情形进行计算：1) 可逆湿绝热过程；2) 假绝热过程；3) 等假相当位温过程。可以看出，假绝热过程比可逆湿绝热过程CAPE明显偏高、CIN明显偏低；MICAPS默认方法与等假相当位温过程计算结果大体相近。此外，本文简要介绍了与CAPE计算有关的物理过程和一些新的物理量；通过个例粗略分析了环流背景对强对流天气系统发展和运行的影响及系统中CAPE的增强和释放过程。

1 对流有效位能的本质及新的计算公式

1.1 对流有效位能的本质

能量转化与守恒定律是自然界的普遍规律。下面以“可逆湿绝热过程”为例，讨论CAPE的本质：

1) 气块由地面到自由对流高度（level of free convection, LFC），一方面气块被外界强迫抬升，增加了势能；另一方面，气块膨胀对外做功，消耗了内能、压力能和潜热能。在这一过程中，由于外界强迫做功，气块的“广义湿静力能”^[24]有所增加，动能保持不变，增加的广义湿静力能与外界抬升所做的功（即CIN）数值相等。因此，CIN可以通过外界抬升所做的功来计算，也可以通过气块的广义湿静力能的

增量来计算。

2) 气块由LFC到平衡高度（equilibrium level, EL），一方面，环境空气有效正浮力对气块做功，使气块加速度上升，增加了势能和垂直运动动能；另一方面，气块对环境空气做膨胀功，消耗了内能、压力能和潜热能。在这一过程中，有效正浮力对气块所做的功与气块对外界所做的膨胀功数值相等，气块的总能量保持不变。气块所做的膨胀功对环境空气的影响甚微，可以忽略；而有效正浮力对气块做功，则引起气块内部的能量转化：气块的势能和垂直运动动能有所增加，总的广义湿静力能有所减少，减少的广义湿静力能转化为气块的垂直运动动能。气块垂直运动动能的增量，即CAPE，可以通过有效正浮力所做的功来计算，也可以通过减少的广义湿静力能来计算。

3) 在平衡高度，气块的垂直速度达到最大值，广义湿静力能达极小值。气块由平衡高度继续上升，其垂直速度迅速减小，直到所谓“等面积高度（equal area level, EAL）”，垂直速度变为0，垂直运动动能转化为广义湿静力能。由LFC到EAL，气块的总能量守恒，但是，在这一过程中，始终存在着广义湿静力能与动能之间的相互转化。

4) 气块由地面到EAL，由于是绝热的，气块的熵保持不变： $ds = \delta Q / T = 0$ 。但是因为低层空气的熵比高层空气的熵值高，通过激烈的对流运动，把低层热量带到了高空，再通过冷却了的水凝物降落和冷空气下沉，这样就完成了热量交换。“非平衡不稳定”是导致对流运动发生的根本原因，对流运动是大气中效率最高的一种热量传递方式，通过对流运动，大气层结迅速达到一种新的稳定状态。

对流有效位能的本质是：在不稳定的大气层结条件以及一定的触发机制（例如锋面抬升、地形抬升、辐合抬升、热力增温等）下，由LFC或对流凝结高度（convective condensation level, CCL）到EL，单位质量湿空气块中可以转化为垂直运动动能的那一部分湿静力能——“对流有效位能”由此而得名。

对于对流有效位能而言，浮力做功是现象，能量转化是本质。

1.2 体现对流有效位能本质的新的计算公式

不考虑夹卷作用和摩擦力影响，含有水凝物的饱和湿空气块的垂直运动方程为：

$$(1+r_1) \frac{dw}{dt} = (1+r_s) \frac{T_v - T_{va}}{T_{va}} g - (r_1 - r_s) g, \quad (1)$$

式中， r_1 和 r_s 分别为水物质（包括气态、液态和固态）总的混合比和水汽的饱和混合比， $r_1 - r_s = r_w$ 是水凝物

(液态与固态)的混合比, T_v 为气块的虚温, T_{va} 为环境空气的虚温。

式(1)中第二项体现了水凝物的拖曳作用。将式(1)两边同乘以 dz , 代入静力学方程 $dP = -\rho_e g dz$ 和状态方程 $p = \rho_e R_d T_{va}$ (其中 ρ_e 为环境空气的密度), 有:

$$(1+r_T)d\left(\frac{1}{2}w^2\right) = -(1+r_s)R_d T_v d \ln p - (1+r_T)g dz, \quad (2)$$

$$dh_d - R_d T d \ln p_d + d(r_s h_v) - r_s R_v T d \ln e_s + d[(r_T - r_s)h_w] = 0$$

推导出

$$R_d T d \ln p_d + r_s R_v T d \ln e_s = c_{pd} dT + d(r_s h_v) + d[(r_T - r_s)h_w], \quad (3)$$

式(3)中 p_d 和 e_s 分别为干空气的分压强和饱和水汽压, R_d 和 R_v 分别为干空气和水汽的比气体常数。

可以证明:

$$(1+r_s)R_d T_v d \ln p = R_d T d \ln p_d + r_s R_v T d \ln e_s,$$

因此有

$$(1+r_T)d\left(\frac{1}{2}w^2\right) = -c_{pd}dT - d(r_s h_v) - d[(r_T - r_s)h_w] - (1+r_T)gdH \quad (4)$$

将式(4)两边同除以 $(1+r_T)$, 然后由地面到平衡高度分三步进行积分:

1) 由地面 H_0 到抬升凝结高度(H_c)积分, 考虑到 $(r_T - r_s) = 0$, 可得:

$$CIN_0^c = [c_{pd} + q_0(c_{pv} - c_{pd})](T_0 - T_c) - g_0 H_0^c; \quad (5)$$

2) 由 H_c 到自由对流高度(H_f)进行积分,

$$\text{考虑到 } -d(r_s h_v) - d[(r_T - r_s)h_w] = -d(r_T h_w + L_v r_s),$$

可得:

$$CIN_c^f = [c_{pd} + q_0(c_w - c_{pd})](T_c - T_f) + (L_{vc} q_0 - L_{vf} \frac{r_f}{1+r_T}) - g_0 H_c^f; \quad (6)$$

3) 由 H_f 到平衡高度(H_{EL})进行积分, 可得:

$$CAPE = [c_{pd} + q_0(c_w - c_{pd})](T_f - T_{EL}) + (L_{vf} \frac{r_f}{1+r_T} - L_{EL} \frac{r_{EL}}{1+r_T}) - g_0 H_f^{EL} \quad (7)$$

式(5~7)中, CIN_0^c 、 CIN_c^f 分别是地面到 H_c 、 H_c 到 H_f

式(2)中 $w = dz/dt$ 是气块的垂直速度。

把干空气的比焓记作 h_d , 有 $h_d = c_{pd}T + C_0$; 水汽的比焓记作 h_v , 有 $h_v = c_{pv}T + C_1$; 液态水的比焓记作 h_w , 有 $h_w = c_w T + C_2$, C_0 、 C_1 、 C_2 均为常数, 其余为气象上的常用符号。当温度相同时, 有 $h_v - h_w = L_v$, L_v 为水汽潜热。如果饱和湿空气块是按可逆湿绝热过程上升的, 那么, 其热力学第一定律表达式为:

的 CIN , q_0 、 T_0 分别是地面比湿和温度, T_c 、 T_f 、 T_{EL} 分别是气块上升到 H_c 、 H_f 、 H_{EL} 时的热力学温度, L_{vc} 、 L_{vf} 、 L_{EL} 分别是温度为 T_c 、 T_f 、 T_{EL} 时的水汽潜热, H_0^c 、 H_c^f 、 H_f^{EL} 分别是地面到 H_c 、 H_c 到 H_f 、 H_f 到 H_{EL} 的位势差, $g_0 = 9.8 \text{ J/(kg} \cdot \text{gpm)}$ 。

式(7)体现了CAPE的本质。它表明, 从LFC到EL, 气块中的一部分“广义湿静力能”转化为气块的垂直运动动能。式(7)具有广义性, 亦可用于假绝热过程CAPE的计算。

$$\text{令 } \Delta E_k = \frac{1}{2}w_{EL}^2 - \frac{1}{2}w_0^2, \text{ 通常有 } CAPE \propto \Delta E_k \text{ 或 } CAPE = \Delta E_k \text{ (在CCCL)。}$$

综合式(5~7), 将水汽潜热(L_v)视为常量, 并舍去微小的量, 可得:

$$\Delta E_k \approx c_{pd}(T_0 - T_{EL}) + L_v(q_0 - q_{EL}) - g_0 H_0^{EL} \\ = c_{pd}\left(1 - \frac{T_{EL}}{T_0}\right)T_0 + L_0\left(1 - \frac{q_{EL}}{q_0}\right)q_0 - g_0 H_0^{EL}$$

$$\text{令 } k_1 = \left(1 - \frac{T_{EL}}{T_0}\right), k_1 \text{ 是 } \left(1 - \frac{T_{EL}}{T_0}\right) \text{ 的平均值; } k_2 = \left(1 - \frac{q_{EL}}{q_0}\right),$$

k_2 是 $\left(1 - \frac{q_{EL}}{q_0}\right)$ 的平均值。 k_1 和 k_2 取值范围为: $0 \leq k_1 < 0.2$, $0 \leq k_2 < 0.5$ 。对于绝对稳定的大气, $k_1 = k_2 = 0$; 对于条件性不稳定的大气, k_1 值可取0.1, k_2 值可取0.25。

对上式求偏导数, 有

$$\frac{\partial}{\partial t}(CAPE) \propto \frac{\partial}{\partial t}(\Delta E_k) \approx k_1 c_{pd} \frac{\partial}{\partial t} T_0 + k_2 L_v \frac{\partial}{\partial t} q_0 - g_0 \frac{\partial}{\partial t} H_0^{EL} \\ \approx k_1 c_{pd} \left(\frac{dT_0}{dt} - V_h \cdot \nabla T_0\right) + k_2 L_v \left(\frac{dq_0}{dt} - V_h \cdot \nabla q_0\right) - g_0 \frac{\partial}{\partial t} H_{EL}$$

式中, $\frac{dT_0}{dt}$ 代表非绝热加热引起的温度局地变化;

$-V_h \cdot \nabla T_0$ 代表温度平流引起的温度局地变化; $\frac{dq_0}{dt}$ 代表蒸发或凝结引起的比湿局地变化, $-V_h \cdot \nabla q_0$ 代表湿度

平流引起的比湿局地变化; $H_0^{EL} = H_{EL} - H_0 = H_{EL}$,

$\frac{\partial}{\partial t} H_{EL}$ 代表平衡高度所在等压面位势高度的局地变化 (与高空冷暖平流和槽脊移动有关)。

2 与对流有效位能计算有关的物理过程和几个新的物理量

2.1 可逆湿绝热过程与广义相当位温

可逆湿绝热过程的微分方程是^[25]:

$$ds = (m_d c_{pd} + m_T c_w) d \ln T - m_d R_d d \ln p_d + d\left(\frac{m_v L_v}{T}\right) = 0,$$

式中, m_d 、 m_v 分别代表单位质量饱和湿空气中干空气和水汽的质量, m_T 是单位质量饱和湿空气中水物质(汽、液、固)的总质量。根据比湿和混合比定义, 经过运算, 上式可改写为:

$$ds = (1 - q_T)[(c_{pd} + r_T c_w) d \ln T - R_d d \ln p_d + d\left(\frac{r_s L_v}{T}\right)] = 0, \quad (8)$$

式(8)中, q_T 为水凝物的总比湿, 其余为气象上常用符号。由式(8)可得:

$$ds = c_{pd}(1 - q_T)[(r_T c_w / c_{pd}) d \ln T + d \ln \theta_{se}] = 0, \\ \text{即 } ds = c_{pd} d \ln(\tau \theta_{se}) = 0,$$

其中, $\theta_{se} = \theta_d \exp\left(\frac{L_v r_s}{c_{pd} T}\right)$, $\tau = (T^{c_k} / \theta_{se})^{q_T}$, $c_k = c_w / c_{pd}$ 。

定义 $\theta_s \equiv \tau \theta_{se}$, 则有 $ds = c_{pd} d \ln \theta_s = 0$, $\theta_s = \text{常量}$ 。

式中, θ_{se} 称为假相当位温, θ_{se} 的值通常取未饱和湿空气刚刚上升到凝结高度时的值。 θ_s 称为广义相当位温^[26], 它是一个严格的保守量。利用 θ_s 可以精确计算可逆式绝热过程气块的温度变化并在 T - $\ln p$ 图上描绘其路径曲线。

2.2 假绝热过程

将式(8)中的 q_T 改为 q_s 、 r_T 改为 r_s , 可得假绝热过程微分方程:

$$ds \approx (1 - q_s)[(c_{pd} + r_s c_w) d \ln T - R_d d \ln p_d + d\left(\frac{r_s L_v}{T}\right)], \\ \approx c_{pd} d \ln(\tau' \theta_{se})$$

定义 $\theta'_s \equiv \tau' \theta_{se}$,

式中, $\tau' = (T^{c_k} / \theta_{se})^{q_s}$, q_s 是饱和比湿, θ'_s 是“假绝热过程”的热力学函数。

θ'_s 不同于 q_s , 它不是一个保守量。在抬升凝结高度, $\theta'_s = \theta_s$; 当 $q_s \rightarrow 0$ 时, $\theta'_s \rightarrow \theta_{se}$ 。利用 θ'_s 可以精确计算“假绝热过程”上升气块的温度变化并在 T - $\ln p$ 图上绘制其路径曲线。

2.3 等假相当位温过程

将式(8)中舍去较小的量 q_T 和 $r_T c_w$, 可得 $ds \approx c_{pd} d \ln \theta_{se} \approx 0$, $\theta_{se} \approx \text{常数}$ 。

在天气学中通常将 θ_{se} 视为具有准保守性的温湿参量。等假相当位温过程也是一种假绝热过程。

无论在可逆湿绝热过程还是假绝热过程中, θ_{se} 都不是严格的保守量, θ_{se} 随“气块”上升高度的增加而增大。在“可逆湿绝热过程(θ_s 守恒)”、“假绝热过程(θ'_s 随着气块上升高度的增加而减小)”和“等假相当位温过程(θ_{se} 守恒)”中, 空气块上升到不同高度, θ_s 、 θ'_s 、 θ_{se} 数值及其所对应的温度是不同的。假定饱和湿空气块的初始气压为 $p=1000$ hPa, $t=t_d=30^\circ\text{C}$, 不计冻结潜热, 气块湿绝热上升到不同高度, θ_s 、 θ'_s 、 θ_{se} 的数值及其所对应的温度 t (单位: $^\circ\text{C}$)如表1所示。

根据表1计算结果绘制的 T - $\ln p$ 图在图1中给出。由图1可见, 可逆湿绝热过程路径偏右, 等 θ_{se} 过程路径偏左, 假绝热过程路径居于中间。这说明等 θ_{se} 过程并非“可逆湿绝热过程”与“假绝热过程”之间的一种绝热过程。

2.4 广义湿静力能

不考虑水凝物的微小体积和冻结潜热, 由热力学第一定律和基尔霍夫(Kirchhoff)关系式可以推出含有水凝物的单位质量饱和湿空气块的“广义湿静力能”表达式:

$$mh_p = (m_d c_{pd} + m_v c_{pv} + m_w c_w) T + m_v L_v + mg_0 H, \\ h_p = [c_{pd} + (c_{pv} - c_{pd}) q_T + (c_w - c_{pv}) q_w] T + \\ L_v (q_T - q_w) + g_0 H, \quad (9)$$

式中, h_p 为单位质量饱和湿空气块的“广义湿静力

表1 气块上升到不同高度, θ_s 、 θ'_s 、 θ_{se} 值及其所对应的温度 t (单位: $^\circ\text{C}$)

Table 1 The numerical values of θ_s and θ'_s and θ_{se} and corresponding temperature t (unit: $^\circ\text{C}$) at different level

高度/hPa	1000	900	800	700	600	500	400	300	200	100	50
$\theta_s/^\circ\text{C}$	347.32	347.32	347.32	347.32	347.32	347.32	347.32	347.32	347.32	347.32	347.32
$\theta_{se}/^\circ\text{C}$	109.28	109.77	110.33	110.98	111.76	112.73	114.01	115.87	119.13	126.56	134.83
$t/^\circ\text{C}$	30	26.65	22.89	18.58	13.52	7.37	-0.53	-11.16	-29.82	-66.26	-99.81
$\theta'_s/^\circ\text{C}$	347.32	321.82	295.33	267.70	238.83	208.67	177.47	146.50	121.34	113.34	113.21
$\theta_{se}/^\circ\text{C}$	109.28	109.75	110.24	110.74	111.25	111.77	112.29	112.77	113.12	113.21	113.21
$t/^\circ\text{C}$	30	26.65	22.87	18.53	13.42	7.15	-0.98	-12.65	-32.60	-73.09	-108.99
$\theta_{se}/^\circ\text{C}$	109.28	109.28	109.28	109.28	109.28	109.28	109.28	109.28	109.28	109.28	109.28
$t/^\circ\text{C}$	30	26.57	22.70	18.26	13.01	6.57	-1.80	-13.86	-34.47	-75.11	-110.66

注: 1) 为方便起见, 表1中采用摄氏温度, 其换算关系为 $t(^\circ\text{C}) = T(\text{K}) - 273.15$; 2) 上面及后面计算实例中, 所用物理常数为: $R_d=287.054$ J/(kg·K), $R_s=461.515$ J/(kg·K), $C_{pd}=1004.675$ J/(kg·K), $C_{pv}=1870$ J/(kg·K), $C_w=4218$ J/(kg·K); $L_v=L_0 - (C_w - C_{pv})(T - T_{00})$, $L_0=2500800$ J/(kg·K); 饱和水汽压的计算采用WMO推荐的Goff-Gratch公式。此外还考虑了 C_{pv} 随温度的微小变化^[27]。

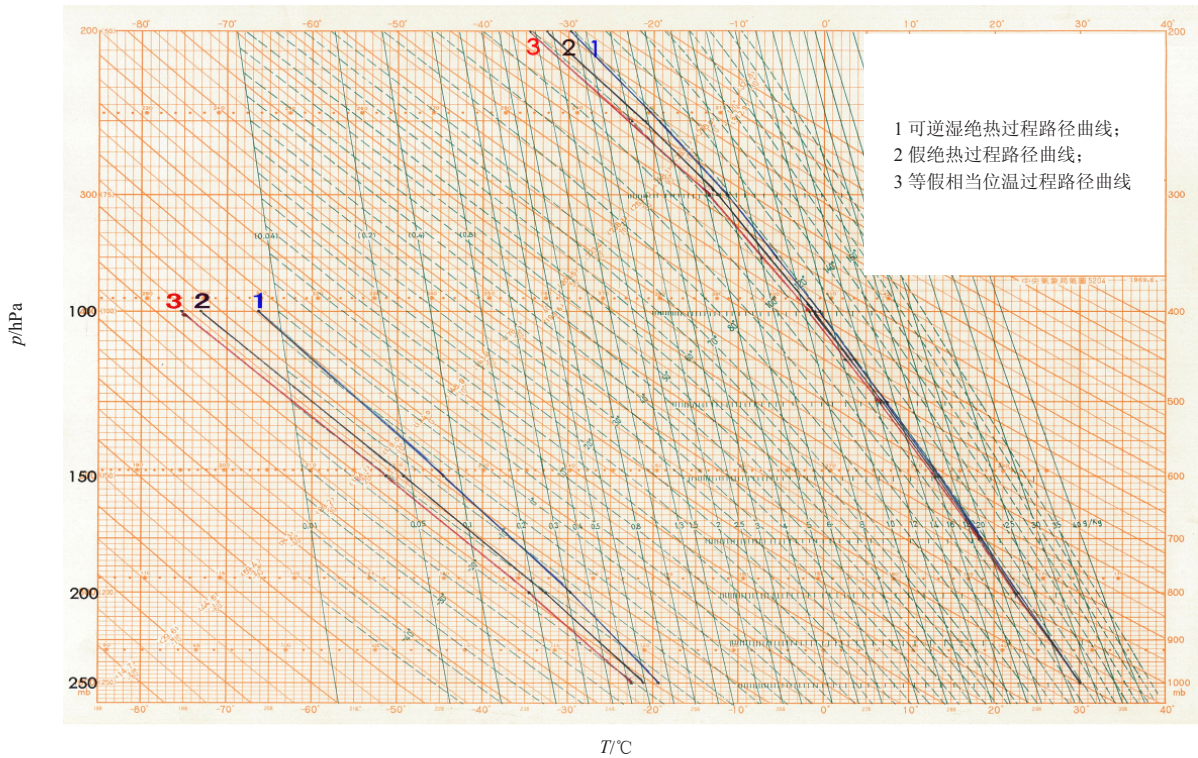


图1 可逆湿绝热过程、假绝热过程、等假相当位温过程在T-lnp图上的路径曲线

Fig. 1 The path curves of reversible moist-adiabatic process and pseudo-adiabatic process and potential pseudo-equivalent at emagram

能”， q_w 为水凝物的比湿， H 是位势高度(单位: gpm)。

3 现有的几个对流有效位能计算公式

用“气块法”计算CAPE，通常分为“假绝热过程”、“可逆湿绝热过程”以及“等假相当位温过程”等几种情况。目前通用的计算公式是“假绝热过程”。Emanuel^[24]和Smith^[28]提出用密度温度 T_ρ 代替虚温 T_v 计算可逆湿绝热过程CAPE的设想，称为“广义对流有效位能”。

3.1 目前通用的对流有效位能计算公式

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} \frac{T_v - T_{va}}{T_{va}} g dz, \quad (10)$$

式中， T_v 是上升气块的虚温， T_{va} 是环境空气的虚温^[29]。

3.2 考虑水凝物拖曳作用的对流有效位能计算公式

引入“湿静力平衡温度”，由式(1)可得：

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} \frac{T - T_s}{T_s} g dz, \quad (11)$$

式中， $T_s \equiv \frac{1+r_1}{1+r_1/\varepsilon} T_{va}$ ，称为“湿静力平衡温度”^[30]， $\varepsilon = R_d / R_v \approx 0.622$ 。

式(11)具有广义性，既可以用来计算“可逆湿绝热过程”的CAPE，又可以用来计算“假绝热过程”和“等 θ_{se} 过程”的CAPE。对于“假绝热过程”

和“等 θ_{se} 过程”， T_s 中的 r_1 改用 r_s ，于是式(11)与式(10)等价。

引入“密度温度”，式(11)可改写为

$$CAPE = R_d \int_{p_{LFC}}^{p_{EL}} (T_\rho - T_{va}) d(-\ln p) = \int_{LFC}^{EL} \frac{T_\rho - T_{ve}}{T_{ve}} g dz, \quad (12)$$

式中， $T_\rho \equiv \frac{1+r_s/\varepsilon}{1+r_1} T$ ，称为“密度温度”^[24]。式(12)与式(11)等价。

如果考虑夹卷作用，可得以下经验公式：

$$CAPE_\mu \approx \frac{1}{1 + \mu_z H_{LFC}^{EL}} \int_{LFC}^{EL} \frac{T - T_s}{T_s} g dz, \quad (13)$$

式中， μ_z 为气柱模型夹卷率， $\mu_z = \frac{2\alpha}{R}$ ， R 为气柱半径， α 通常取0.1^[25]。

根据式(13)，CAPE会有一定程度的减小。对流云半径越小，平衡高度与自由对流高度差值越大，CAPE减少就越多。但夹卷作用并不改变稳定性性质。

4 计算实例

不同的物理过程，气块上升的路径有所不同(图1)，水凝物的作用也很显著^[30]，这对CAPE、CIN等计算结

果有很大影响(图2、表2)。应用式(7),分别对“可逆湿绝热过程”和“假绝热过程”以及“等假相当位温过程”进行计算,其结果与式(10)和(11)基本相同(表3)。

由表2可以看出,“假绝热过程”存在对CAPE的明显高估和对CIN的低估。其原因是:1)在可逆湿绝热过程中,由于水凝物的拖曳作用,气块是“负重前进”的,而假绝热过程是“轻装前进”的;2)可逆

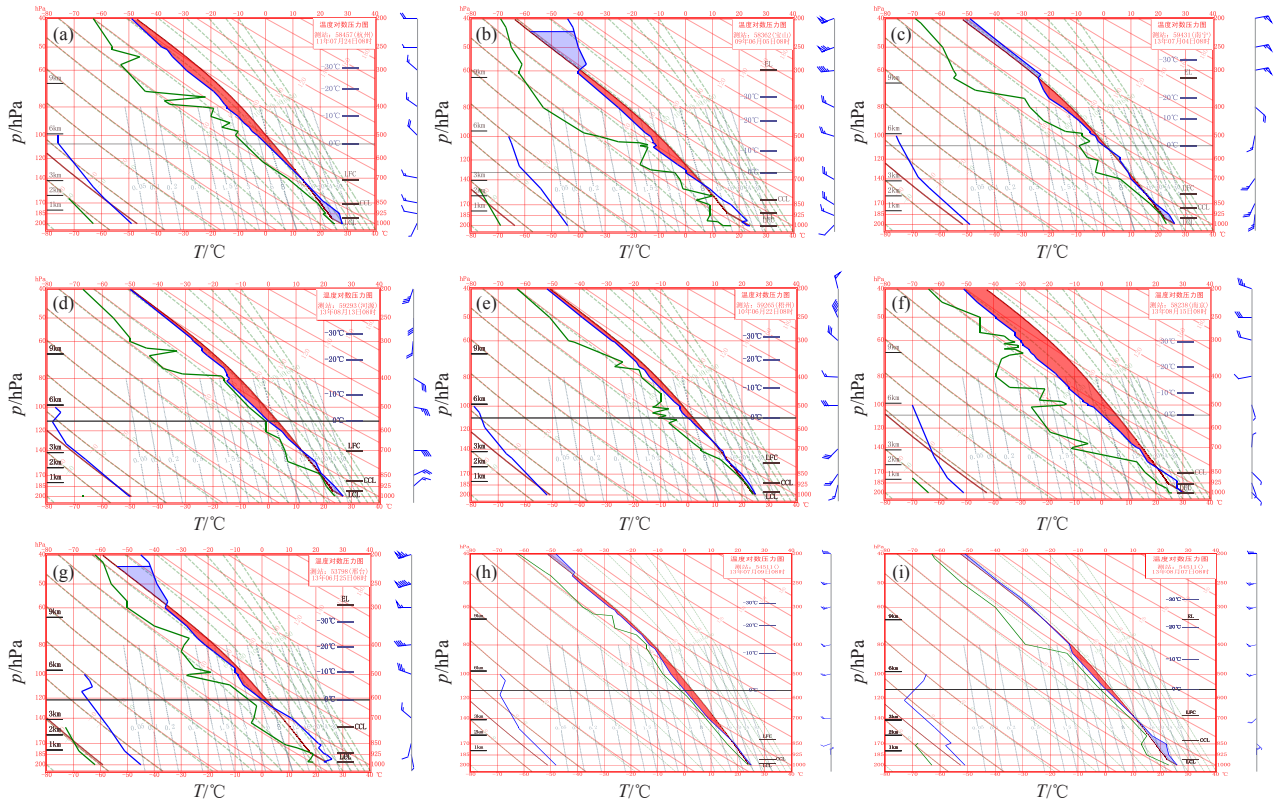


图2 2013年7月24日杭州(a)、2009年6月5日上海宝山(b)、2013年7月4日南宁(c)、2013年8月13日河源(d)、2010年6月22日梧州(e)、2013年8月15日南京(f)、2013年6月25日邢台(g)、2013年7月9日北京(h)及2013年8月7日北京(i) 08时T-lnp图

Fig. 2 Emagrams of Hangzhou(a) on 24 July 2013, Shanghai(b) on 5 June 2009, Nanning(c) on 4 July 2013, Heyuan(d) on 13 August 2013, Wuzhou(e) on 22 June 2010, Nanjing(f) on 15 August 2013, Xingtai(g) on 25 June 2013, Beijing(h) on 9 July 2013 and Beijing(i) on 7 August 2013 at 08 BT sounding record

表2 根据2013年7月24日杭州、2009年6月5日上海宝山、2013年7月4日南宁、2013年8月13日河源、2010年6月22日梧州、2013年8月15日南京、2013年6月25日邢台、2013年7月9日北京及2013年8月7日北京08时探空记录计算的CIN和CAPE结果
Table 2 The computed results of CIN and CAPE in Hangzhou on 24 July 2013, Shanghai on 5 June 2009, Nanning on 4 July 2013, Heyuan on 13 August 2013, Wuzhou on 22 June 2010, Nanjing on 15 August 2013, Xingtai on 25 June 2013, Beijing on 9 July 2013 and Beijing on 7 August 2013 by sounding record at 08 BT

站名	日期	可逆湿绝热过程		假绝热过程 I		假绝热过程 II		MICAPS默认方法	
		CIN	CAPE (J/kg)	CIN	CAPE (J/kg)	CIN	CAPE (J/kg)	CIN	CAPE (J/kg)
杭州	2013.7.24	-223.3	645.5	-142.1	1629.7	-149.1	1301.3	-172.2	1336.6
上海宝山	2009.6.5	-186.8	495.4	-156.2	932.9	-158.6	868.2	0	825.4
南宁	2013.7.4	-165.5	82.2	-118.2	606.7	-121.9	458.8	-87.3	362.4
河源	2013.8.13	-130.5	299.5	-61.4	1294.0	-69.1	922.1	-113.9	845.3
梧州	2010.6.22	-141.2	22.6	-50.3	877.3	-54.8	588.2	-67.1	602.6
南京	2013.8.15	-65.5	3007.2	-55.1	4218.6	-56.4	3731.2	0	3514.6
邢台	2013.6.25	-396.5	410.2	-332.8	896.7	-341.8	758.9	0	555.7
北京	2013.7.9	-63.0	162.2	-7.1	878.2	-16.7	608.6	-24.3	638.2
北京	2013.8.7	-218.3	19.5	-205.5	434.8	-112.0	293.2	-171.6	289.9

注:可逆湿绝热过程即 θ_w 过程、假绝热过程 I (θ_w 为变量)、假绝热过程 II (θ_w 守恒,取凝结高度的值)。

表3 式(7)与式(10)和(11)计算结果的比较
Table 3 Comparisons between the computed results by formula (7) and formula (10) and (11)

站名	日期	可逆湿绝热过程CAPE (J/kg)		假绝热过程 I CAPE (J/kg)		假绝热过程 II CAPE (J/kg)	
		式(7)	式(10)和(11)	式(7)	式(10)和(11)	式(7)	式(10)和(11)
杭州	2013.7.24	644.8	645.5	1625.6	1629.7	1329.3	1301.3
上海宝山	2009.6.5	494.0	495.4	932.5	932.9	864.7	868.2
南宁	2013.7.4	82.0	82.2	607.6	606.7	465.5	458.8
河源	2013.8.13	299.0	299.5	1290.2	1294.0	917.1	922.1
梧州	2010.6.22	22.4	22.6	874.1	877.3	581.4	588.2
南京	2013.8.15	3003.1	3007.2	4211.9	4218.6	3695.2	3731.2
邢台	2013.6.25	409.6	410.2	894.0	896.7	756.9	758.9
北京	2013.7.9	161.2	162.2	875.5	878.2	592.9	608.6
北京	2013.8.7	19.1	19.5	433.1	434.8	312.9	293.2

湿绝热过程比假绝热过程LFC高、EL低。可逆湿绝热过程CIN较大的原因是：1) 由于水凝物的拖曳作用，外界需要作较多的功，才能将气块抬升到自由对流高度；2) 可逆湿绝热过程LFC比假绝热过程高。“假绝热过程 I”—— θ'_s 为变量与“假绝热过程 II”——等假相当位温过程(θ_s 取凝结高度的值)的CIN基本一致，这是因为二者都未考虑水凝物作用，气块被抬升到LFC阶段它们的差别不大。

“假绝热过程 I”和“假绝热过程 II”与“可逆湿绝热过程”的重要区别还在于：在平衡高度，“可逆湿绝热过程”气块温度比环境空气温度高出3~4℃甚至更多，这是由于考虑了水凝物作用的缘故；在“假绝热过程 I”和“假绝热过程 II”中，气块温度比环境空气温度稍低，这是由于其虚温与环境空气虚温相等的缘故。例如：根据2013年7月9日08时北京探空记录的计算，在平衡高度，“可逆湿绝热过程”气块温度高出环境空气温度4.1℃；“假绝热过程 I”和“假绝热过程 II”气块温度均低于环境空气温度0.1℃。

“假绝热过程 I”和“假绝热过程 II”存在缺陷。试想，如果气块在上升过程中，水凝物立即全部脱离上升气块，怎么会有阵雨产生呢？怎么会有几十克甚至几百克大的冰雹产生呢？“假绝热过程 I”和“假绝热过程 II”夸大了CAPE的数值，这与对流云垂直上升速度的观测事实也是不符的。从观察的角度来看，“可逆湿绝热过程”或许更接近一些实际情况，至少在对流云发展的初期和成熟阶段之前，水凝物是随气块一起上升的；在成熟阶段和消亡阶段，才有部分水凝物从云中快速脱落，这是不争的事实。在平衡高度以上，由于上升气流迅速减缓，垂直辐合作用较强，容易造成水凝物聚集，致最大含水量集中在对流云中部偏上区域^[31]，并迅速形成大雨滴（或冰晶），加之环境冷空气侵入，由此而形成较强下沉气

流和阵雨或地面大风。

可逆湿绝热过程CAPE虽然比假绝热过程少，但水凝物的势能在对流运动中是不容忽视的。以邢台2013年6月25日08时探空记录计算结果为例：

1) 在可逆湿绝热过程中，LFC为646.5 hPa，约3545 gpm，EL为292.8 hPa，约9506 gpm，CAPE = 409.6 J/kg。地面比湿为14.05761 g/kg，EL处比湿为0.8517468 g/kg。从EL到地面，水凝物势能为1230.2 J/kg。

2) 在假绝热过程 I中，LFC为671.2 hPa，约3239 gpm，EL为286.8 hPa，约9650 gpm，CAPE = 894.0 J/kg。

由此可见，虽然可逆湿绝热过程CAPE比假绝热过程 I少484.4 J/kg，且LFC高306 gpm、EL低144 gpm，但水凝物势能1230.2 J/kg是相当可观的，这对大雨滴的快速形成和降落是很重要的。

由表3可以看出：式(7)与式(10)和(11)计算结果基本相同，可谓殊途同归，其微小差异是由于式(10)和(11)在计算过程中将微分变差分然后求和所产生的误差。

5 个例分析

5.1 2016年7月19日邢台暴雨

2016年7月19日，河北邢台遭遇百年一遇大暴雨，损失惨重。山区出现特大暴雨，截止20日07时，该市丘陵区平均降水在250 mm左右，蝉房乡降雨量达425.9 mm。

从探空资料和天气系统分析来看，此次暴雨主要是系统受环流背景影响，在运行过程中由于外界的能量输送和特殊地形条件，使系统的CAPE迅速积累并大量集中释放造成的。

由图3可以看出：邢台市2016年7月18日08时，探空曲线基本上是稳定的，但高空出现了较强的风切变，250 hPa以上有较强西北气流，而且中、低空有偏南气流及弱的风切变和气流辐合。18日20时，CAPE

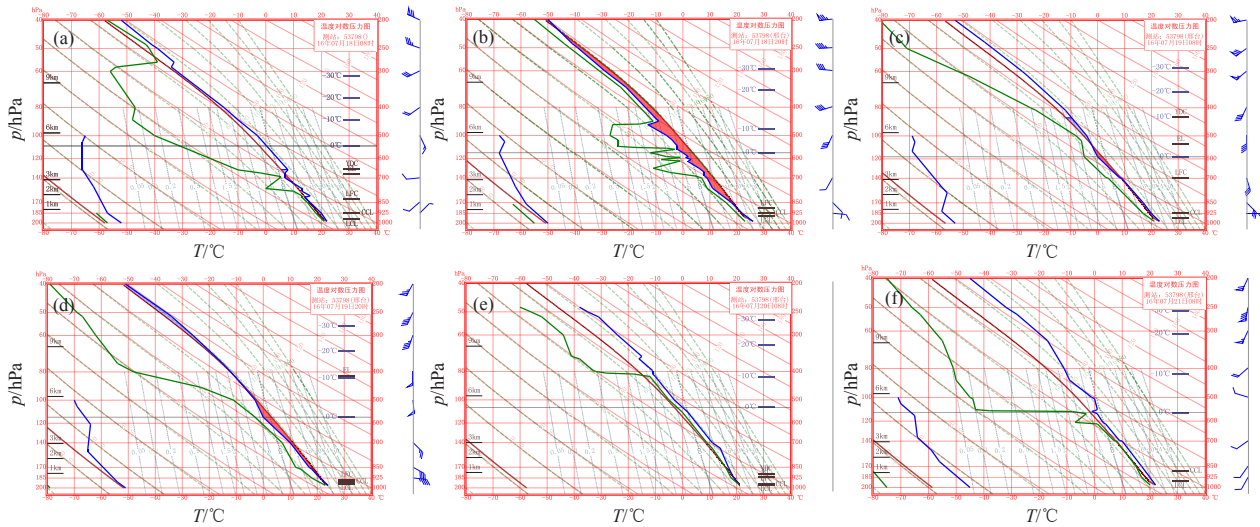


图3 河北省邢台市2016年7月18日08时(a)、20时(b), 19日08时(c)、20时(d), 20日08时(e), 以及21日08时(f) T - $\ln P$ 图
Fig 3 Emagrams of Xingtai at 08 BT (a, c, e, f) and 20 BT (b, d) on 18 July (a, b), 19 July (c, d), 20 July (e), 21 July (f) 2016 by Sounding Record

显著增强, 地面温度和比湿增高, 低空有气流辐合及偏南暖湿气流的能量输送, 且CIN值很小。从地形条件来看, 邢台处于太行山东麓, 是迎风坡, 在山区和丘陵地带容易触发对流运动发展。从天气形势来看, 邢台处于副热带高压边缘, 低空不断有暖湿气流的输送。19日08—20时, 地面温度、比湿均维持较高状态, 低空有较强的东南气流, 大气层结处于弱不稳定状态。19日20时有来自偏东南方向的低空急流, 且高空有较强的气流辐散, 因此19日夜间强对流发生, CAPE不断积累并大量释放, 强对流和强降雨反复出现。至20日08时, 对流系统已经北移, 本地大气层结处于绝对稳定状态, 21日天气转晴。

邢台2016年7月19日暴雨(简称“7·19”)表明: 虽然CAPE是强对流天气预报的重要参数, 但CAPE只是强对流天气发生的必要条件而非充分条件。从探空资料来看, 在 T - $\ln p$ 图上, 邢台“7·19”暴雨不是发生在18日20时的CAPE最强时段, 而是发生在19日夜间, 20时的 T - $\ln p$ 图CAPE并不很强。邢台“7·19”暴雨发生前, 河南安阳已经发生百年一遇特大暴雨; 邯郸亦发生特大暴雨。邢台“7·19”暴雨发生后, 紧接着石家庄、保定、北京、天津等地相继发生暴雨或大暴雨天气。这说明CAPE是随着地面及低空温湿条件的变化以及天气系统的移动和能量输送而增强, 并在一定条件下(低层辐合、湿急流、高空辐散、特殊地形)集中释放的。邢台“7·19”暴雨是在适当的环境条件和环流背景影响下, CAPE不断反复快速积累和释放, 在短时间内形成强降雨的天气过程。

总之, 邢台“7·19”暴雨是小尺度雷暴单体、中尺度对流云团、天气尺度低槽和大尺度环流背景的耦合以及特殊地形条件的共同作用所发生的一次历史上罕见的强对流天气过程。对于强对流天气预报来说, 必须关注CAPE的日变化, 关注环流背景的变化对CAPE演变的影响以及环境条件(例如地形等)对CAPE释放所起的作用, 并充分利用自动站及卫星云图和雷达探测等资料, 仅靠每日两次探空的 T - $\ln p$ 图分析是不够的, 这有可能漏掉某些时段的强对流天气过程。

5.2 2016年8月17日呼和浩特暴雨

2016年8月17日, 受副热带高压外围偏南气流和高空冷空气共同影响, 呼和浩特市发生强对流天气, 降雨时段集中而猛烈, 普降大到暴雨, 局部达到大暴雨, 其中市区北部80.4 mm, 市区南部68.7 mm。

自8月13日起, 河套地区连续多日闷热天气, 地面能量不断聚集, 河套地区处于暖低压前部、副热带高压外围。8月16日20时, 暖低压发展, 河套地区地面至700 hPa被湿区笼罩, 高空500 hPa有弱冷空气活动, 200 hPa出现较强偏北气流(图4), 有利于CAPE的不断增强。从地面风场来看, 鄂尔多斯地区河套平原辐合显著, 不断有东南暖湿气流输送, 并在河套地区辐合(图5)。此外, 呼和浩特市地处河套平原东北部、阴山(大青山)南麓, 东有管涔山(吕梁山支脉), 是喇叭口地形, 这为CAPE的增强和释放创造了有利条件。8月16日, 鄂尔多斯地区普降暴雨, 8月17日夜, 暴雨突袭呼和浩特市, 造成严重内涝。

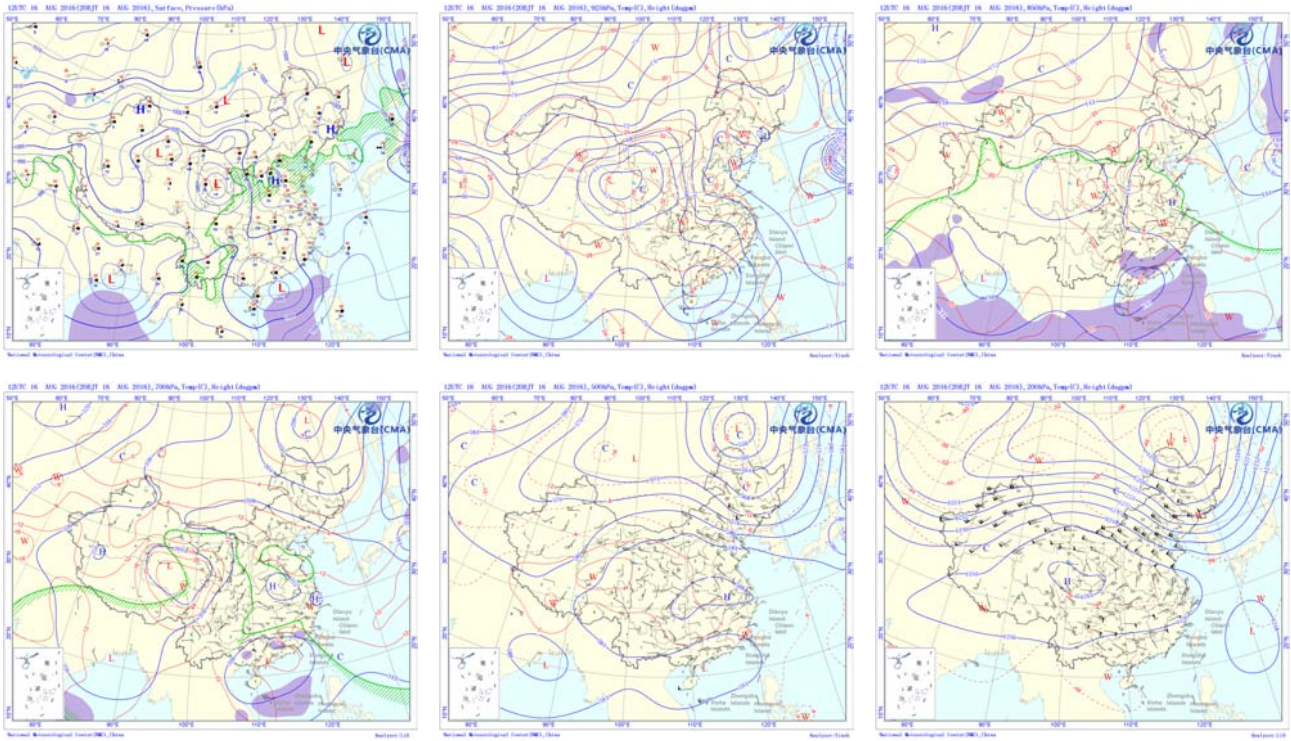


图4 2016年8月16日20时天气分析
Fig. 4 The synoptic analyses at 20 BT 16 August 2016

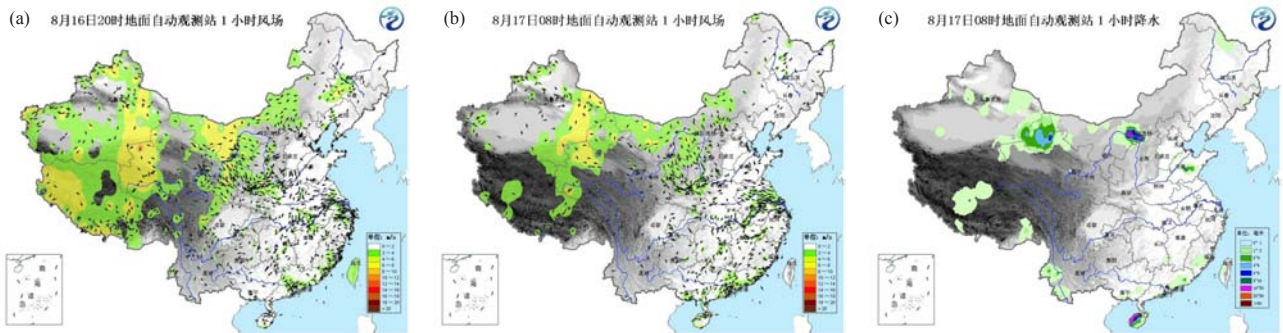


图5 2016年8月16日20时 (a) 和17日08时 (b) 风场与17日08时 (c) 降水观测
Fig. 5 Watch on wind-field at 20 BT 16 August 2016 (a) and at 08 BT 17 August 2016 (b), and precipitation at 08 BT 17 August 2016 (c)

6 结语和讨论

CAPE的本质是：在不稳定的大气层结条件以及一定的触发机制下，由LFC或CCL到EL，单位质量湿空气块中可以转化为垂直运动动能的那一部分湿静力能量。新的计算公式体现了CAPE的本质，可以使人们更深刻地理解CAPE的物理意义。原有的计算公式仅考虑了净浮力对上升气块做功，没有考虑上升气块对环境空气做功的问题。净浮力对上升气块所作的功与上升气块对环境空气所作的功是相等的，但是二者所起的作用不同：净浮力对上升气块做功，引起了气

块内部的能量转化，使气块内部的一部分湿静力能转化为气块的垂直运动动能；而气块对环境空气所作的功，对环境空气而言，几乎没有什么影响。计算实例表明：CAPE可以通过有效正浮力所作的功来计算，也可以通过气块的湿静力能的转化来计算。但是，二者的基本原理不同，表达式有质的区别：一为浮力做功，一为能量转化，浮力做功是现象，能量转化是本质。对于“对流有效位能”这一称谓而言，新的计算公式名副其实。

新的计算公式突显了影响CAPE增强或减弱的因

子,有利于追踪强对流天气的演变过程。由新的计算公式可以看出:地面或低层温度和湿度以及高层等压面高度的变化对CAPE有重要影响。如果低层增温增湿,或有暖湿气流或湿急流,CAPE将迅速增大;如果高空有低涡或低槽移近或有较强冷干气流,CAPE将迅速增大。如果低层持续增温增湿,或有较强暖湿气流;如果高空有低涡或低槽移近,或有较强冷干气流,即便原来是稳定的大气层结,也会变得不稳定了。

不同的物理过程,对CAPE、CIN等的计算结果有较大差异。应用假绝热过程进行计算,存在对CAPE值的明显高估和对CIN值的明显低估。应用可逆湿绝热过程,CAPE计算结果虽然比假绝热过程偏少,但是由于考虑了水凝物的拖曳作用以及水凝物的势能,或许更贴近实际情况。新的公式虽然看起来比原有公式复杂,但计算并不复杂,在一定程度上计算更为简便和准确(尤其是对“可逆湿绝热过程”)。在对流过程中,气块的运动非常复杂,不可能用简单的模式来描述。通常认为,对流发生时,气块的运动是介于假绝热过程与可逆湿绝热过程之间的,并有夹卷过程。

强对流天气属于中小尺度系统,强对流天气的维持和发展,必然有CAPE大量地、快速地积累和集中释放。强对流天气不仅有热力因素,还有天气尺度和大尺度环流背景以及地形特征等动力因素的影响。系统的CAPE是动态的,是随着高低空气流的变化以及与外界进行物质和能量交换而演变的。CAPE仅仅是强对流天气发生的必要条件而非充分条件。

参考文献

- [1] 李佳英,俞小鼎,王迎春.用探空资料检验中尺度数值模式对强对流天气的诊断分析能力.气象,2006,32(7):13-17.
- [2] 叶爱芬,伍志方,肖伟军,等.对流有效位能在强对流天气预报中的应用研究.热带气象学报,2006,22(5):484-490.
- [3] 廖晓农,俞小鼎,谭一洲.14时探空在改进北京地区对流天气潜势预报中的作用.气象,2007,33(3):28-32.
- [4] 廖晓农,于波,卢丽华.2008北京雷暴大风气候特征及短时临近预报方法.气象,2013,35(9):19-28.
- [5] 郑永光,张小玲,周庆亮,等.强对流天气短时临近预报业务技术进展与挑战.气象,2010,36(7):33-42.
- [6] 赵玉春,王叶红,崔春光.对流有效位能和条件不稳定下地形降水的三维理想数值研究.气象学报,2011,69(5).
- [7] 陈贵川,湛芸,乔林,等.重庆“5.6”强风雹天气过程成因分析.气象,2011,37(7):871-879.
- [8] 俞小鼎.2012年7月21日北京特大暴雨成因分析.气象,2012,38(11):1313-1329.
- [9] 俞小鼎,周小刚,王秀明.雷暴与强对流临近天气预报技术进展.气象学报,2012,70(3):311-337.
- [10] 许新田,刘瑞芳,郭大梅,等.陕西一次持续性强对流天气过程的成因分析.气象,2012,38(5):533-542.
- [11] 柳崇健.大气耗散结构理论.北京:气象出版社,1988.
- [12] 李如生.非平衡态热力学和耗散结构.北京:清华大学出版社,1986.
- [13] 孙继松,陶祖钰.强对流天气分析与预报中若干基本问题.气象,2012,38(2):164-173.
- [14] 张玲,张艳玲,陆汉城,等.不稳定能量参数在一次强对流天气数值模拟中的应用.南京气象学院学报,2008,31(2):192-199.
- [15] 王秀明,俞小鼎,周小刚.雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论.气象,2014,40(4):389-399.
- [16] 李云静,张建春,王捷纯,等.一次冷涡背景下强对流不稳定条件的成因分析.气象,2013,39(2):210-217.
- [17] 尤红,肖子牛,王曼,等.2008年“7.02”滇中大暴雨的成因诊断与数值模拟.气象,2010,36(1):7-16.
- [18] 雷雷,孙继松,魏东.利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别.气象,2011,37(2):136-141.
- [19] 方翀,俞小鼎,朱文剑,等.2013年3月20日湖南和广东雷暴大风过程的特征分析.气象,2015,41(11):1305-1314.
- [20] 梁俊平,张一平.2013年8月河南三次西南气流型强对流天气分析.气象,2015,41(11):1328-1340.
- [21] 李耀东,刘健文,刘玉玲,等.可逆饱和绝热过程分析及其与大气对流能量相关问题的讨论.气象科技,1999,27(3):28-32.
- [22] 李耀东,高守亭,刘健文.对流能量计算及强对流天气落区预报技术研究.应用气象学报,2004,15(1):10-20.
- [23] Li Y D, Liu J W, Liu Y L. Assessment of several moist adiabatic processes associated with convective energy. Adv Atmos Sci, 2004, 21(6): 941-950.
- [24] Emanuel K A. Atmospheric Convection. New York: Oxford University Press, 1994: 158-165.
- [25] 盛裴轩,毛节泰,李建国,等.大气物理学.北京:北京大学出版社,2003.
- [26] 符长锋,李任承,赵振东,等.广义相当位温及其扩展应用.气象,2006,32(3):9-17.
- [27] Iribarne J V, Godson W L. Atmospheric Thermodynamics. Springer, 1973.
- [28] Smith R K. The Physics and Parametrization of Moist Atmospheric Convection. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1997: 29-58.
- [29] 彭治班,刘健文,郭虎,等.国外强对流天气的应用研究.北京:气象出版社,2001:89-140.
- [30] 李任承,林朝旭,霍英,等.湿静力平衡温度及其在大气对流运动中的应用.气象学报,2014,72(3):614-627.
- [31] 郑淑贞,冯玲,曾光平.南方夏季早期积云含水量和降水效率的云模式估算.应用气象学报,2003,14(增刊):99-109.