

郑永光,黄振强,陈炯,等.2024.对流风暴大气不稳定机制研究的若干问题[J].暴雨灾害,43(3):266–275. ZHENG Yongguang, HUANG Zhenqiang, CHEN Jiong, et al. 2024. Some issues in studies on the atmospheric instability of convective storms [J]. *Torrential Rain and Disasters*, 43(3):266–275 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2024–030

对流风暴大气不稳定机制研究的若干问题

郑永光^{1,2,3},黄振强^{1,2},陈炯⁴,王美慧^{1,2}

(1. 中国气象科学研究院,北京 100081;2. 国家气象中心,北京 100081;3. 中国气象局水文气象
重点开放实验,北京 100081;4. 中国气象局地球系统数值预报中心,北京 100081)

摘 要:大气不稳定是强对流天气发生的必要条件之一,具有复杂性。首先简要回顾了气块假设,给出了该假设的应用局限性,比如气块在对流风暴中的强上升运动必然会导致环境大气气压和湿度的变化等;然后梳理了大气的静力不稳定、对称不稳定以及其他多种类型不稳定的概念,重点总结了条件不稳定、湿绝对不稳定和条件对称不稳定的判据及其与对流风暴发生发展的关系,同时澄清了一些错误认识。判别条件不稳定最有效的方法是对气块作有限虚拟位移、使用对流有效位能(CAPE)来判别。CAPE和对流抑制能量的计算对抬升气块的温湿状况较为敏感,并需要进行虚温订正;最优CAPE值较地表CAPE具有更好的代表性。在强垂直风切变、低CAPE环境中,由于旋转导致的动力扰动气压梯度的加速作用对强对流风暴的发展至关重要;对流不稳定不一定对应于条件不稳定。条件对称不稳定的方便判别方法是使用饱和湿地转位势湿度,文中进一步总结了该不稳定所致中尺度雨带特征。

关键词:对流风暴;不稳定;气块;风切变;条件不稳定;对流有效位能;对称不稳定

中图分类号:P401

文献标志码:A

DOI: 10.12406/byzh.2024–030

Some issues in studies on the atmospheric instability of convective storms

ZHENG Yongguang^{1, 2, 3}, HUANG Zhenqiang^{1, 2}, CHEN Jiong⁴, WANG Meihui^{1, 2}

(1. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*; 2. *National Meteorological Centre, Beijing 100081*;
3. *China Meteorological Administration Key Open Laboratory of Hydrology and Meteorology, Beijing 100081*;
4. *China Meteorological Administration Earth System Modeling and Prediction Centre, Beijing 100081*)

Abstract: Atmospheric instability is one of the necessary conditions for the occurrence of severe convective weather, which is characterized by its intricacies. This paper first briefly reviews the air parcel theory and points out its limitations in application, for example, changes in pressure and vorticity of the environmental atmosphere inevitably caused by the strong upward motion of parcels in convective storms. Then, the concepts of static instability, symmetric instability, and other types of instability are reviewed. A special focus is given to summarizing the conditions for conditional instability, moist absolute instability, and conditional symmetric instability, as well as their relationship with the occurrence and development of convective storms, with some misunderstandings being clarified. The most effective method for determining conditional instability is to make a finite virtual displacement of the parcel and then use convective available potential energy (CAPE) for identification. However, the calculation of CAPE and convective inhibition is sensitive to the temperature and moisture of the parcel, and they should be computed and corrected using virtual temperature. The optimal CAPE value has better representativeness than that of the surface-based CAPE. In strong vertical wind shear and low CAPE environments, the acceleration effect of dynamic disturbance pressure gradient caused by rotation is crucial for the development of severe convective storms. Convective instability does not necessarily correspond to conditional instability. A straightforward method for distinguishing conditional symmetric instability is to use saturated equivalent geostrophic potential vorticity. We further summarize the mesoscale rainband characteristics caused by this type of instability.

Key words: convective storms; instability; parcel; shear; conditional instability; convective available potential energy; symmetric instability

引 言

强对流天气突发性强、强度大,是导致我国气象

灾害的主要天气类型之一,比如2015年强下击暴流导致“东方之星”客轮翻沉事件(郑永光等, 2016a)、2016年江苏省盐城市阜宁县EF4级龙卷(郑永光等,

收稿日期: 2024–02–18;定稿日期:2024–05–07

资助项目: 国家自然科学基金项目(U2342204, 42175017);国家重点研发专项(2022YFC3004104);中国气象局重点创新团队(CMA2022ZD07)

第一作者: 郑永光,主要从事强降水和强对流天气研究。E-mail: zhengyg@cma.gov.cn

© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY–NC–ND 4.0

2016b)、2021年7月河南(苏爱芳等,2021)和2023年7月华北(杨舒楠等,2023)超强暴雨等。强对流天气的发生需要充足的水汽、不稳定条件、抬升触发机制和有利的垂直风切变等条件(Doswell, 2001; 王秀明等, 2014; 郑永光等, 2017)。

对流风暴(也称为雷暴或者深厚湿对流)由于触发机制多样、复杂、时空尺度小,其生成是业务强对流天气预报的难点之一,已有较多研究(俞小鼎和郑永光, 2020; 胡萍等, 2022; 郑永光和陈炯, 2022)对此进行了详细总结、分析和讨论。水汽为对流风暴发生提供最最重要的能量来源。大气水汽含量是否足够导致深厚湿对流发展的实质是,能否形成导致这些对流的条件不稳定或者条件对称不稳定,即对流风暴形成与发展所需的水汽条件是与不稳定条件密切联系在一起(郑永光等, 2017)。大气不稳定是对流风暴发生所需的必要条件之一,但其判识存在很大的复杂性。不稳定是指某一系统平衡态的某些扰动运动到达新的位置后,不能返回到原有的平衡位置。美国气象学会(American Meteorological Society, AMS)把大气中的不稳定分为静力不稳定和动力不稳定(American Meteorological Society, 2024),但实际二者经常交织在一起,难以完全分清; Holton (2004)则把大气不稳定分为气块不稳定和波动不稳定。对于垂直对流,需要判别大气是否存在静力不稳定;对于倾斜对流,需要判断是否存在对称不稳定;这两类不稳定都属于气块不稳定(Holton, 2004)。Schultz 和 Schumacher (1999)、Schultz 等(2000)、Sherwood (2000)分别分析讨论了大气的对称不稳定、条件不稳定及其复杂性等。孙继松和陶祖钰(2012)、王秀明等(2014)、郑永光等(2017)也分别分析总结了与静力不稳定与动力不稳定有关的基本理论、位势不稳定与对称不稳定等概念、探空分析与不稳定参数、湿位涡与对称不稳定的关系、估计对流有效位能(CAPE)数值时空演变的着眼点、CAPE 与对流抑制能量(CIN)对气温与水汽变化的敏感性等。

目前学术界对大气不稳定概念虽然有了较为深入的理解和认识,但由于其复杂性,依然存在一些不足和误区。因此,本文首先简要回顾与稳定度判识密切相关的气块假设,然后进一步总结大气中的各种不稳定的概念,重点是静力不稳定和对称不稳定,并澄清一些错误认识,以期加深对对流风暴形成机理认识和提高业务预报能力提供物理基础。

1 气块假设

判断大气静力稳定度通常使用气块假设,其是国内外大气科学教科书的基本内容之一。气块假设也

称为气块理论、气块法或路径法。气块也称为空气微团,是指宏观上足够小而微观上含有大量分子的空气团,其内部可包含水汽、液态水或固态水。

气块假设要求满足的条件(盛裴轩等, 2003; 华莱士和霍布斯, 2008; 李万彪, 2010)包括: 1) 气块内温度、压强和湿度等都呈均匀分布,各物理量服从热力学定律和状态方程; 2) 气块运动时是绝热的,遵从准静力条件; 3) 气块不与环境大气进行物质交换,其运动不对环境大气造成扰动; 4) 气块运动缓慢,因而其动能与气块总能量相比可以忽略。以上假设中,气块的绝热过程和准静力条件的假定具有较好的合理性,因此气块假设在对流天气分析中得到了广泛应用。

气块假设是对实际大气作了非常简单和理想化的近似,其只能在移动微小距离时是可能的。积云对流属于湍流运动,气块假设不考虑气块移动对环境空气的影响,这与实际肯定不符,气块的上升运动必然会导致气压和涡度的变化。Emanuel (1994)指出气块假设没有考虑扰动气压梯度的加速作用,不能处理与扰动气压梯度相关的一些不稳定。在强对流风暴中,上升气流的速度可达十几至几十 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的量级(Markowski and Richardson, 2010),因此也难以体现“气块运动缓慢”这一假设,这么强的上升气流也必然会导致涡度的变化。垂直涡度造成的动力扰动气压加速作用将在2.4节进行更多论述。

在对流风暴中,除了考虑影响积云发展的湍流粘性力外,气块和环境的湍流混合和动力混合(即夹卷作用)是非常活跃的,对积云的形成和发展影响很大(Emanuel, 1994; Markowski and Richardson, 2010),这在分析具体对流风暴发生发展时需要充分注意。

2 静力不稳定

静力不稳定也称为浮力不稳定或重力不稳定或垂直不稳定,其与对流发生发展关系最为密切。大气中的静力不稳定通常是条件不稳定,其属于潜在的不稳定,因为若是绝对不稳定,大气通常会迅速调整为稳定状态。

需要说明的是,大气中还存在一类瑞利-贝纳德(Rayleigh-Bénard)不稳定。它是在薄层流体的顶部或底部受到热量通量时产生(Houze, 2014),其产生的对流称为贝纳德对流或瑞利-贝纳德对流。大气中会形成类似贝纳德对流的浅对流积云,包括晴空积云、中尺度胞状对流和水平对流卷等,均属于浅薄湿对流(郑永光和陈炯, 2022)。

静力不稳定的判别通常有气块法、薄层法和整层稳定度判别方法,气块法最为常用,薄层法难以实际

使用。气块法判别静力不稳定有两种做法:分别对气块作微小虚拟位移和有限虚拟位移。对气块作微小虚拟位移实际上是一种简单的理想的静力稳定度判别方法,是一种传统的物理学判别方法,通常使用垂直减温率判据;实际的研究和业务中,需要对气块作有限虚拟位移来判别静力稳定度,最为便捷的是使用CAPE和CIN来判别;后文的对称不稳定判别与此类似。对气块作微小虚拟位移来判断静力稳定度的判据如式(1),即垂直减温率判据。

$$\left\{ \begin{array}{ll} \Gamma > \gamma_d \left(\text{或} \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 \right) & \text{绝对不稳定} \\ \gamma_d > \Gamma > \gamma_s \left(\text{或} \frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 \text{ 且 } \frac{\partial \theta_{sc}^*}{\partial z} < 0 \right) & \text{条件不稳定} \\ \Gamma < \gamma_s \left(\text{或} \frac{\partial \theta_{sc}^*}{\partial z} > 0 \right) & \text{绝对稳定} \\ \Gamma = \gamma_s \left(\text{或} \frac{\partial \theta_{sc}^*}{\partial z} = 0 \right) & \text{饱和气块中性, 未饱和气块稳定} \\ \Gamma = \gamma_d \left(\text{或} \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \right) & \text{饱和气块不稳定, 未饱和气块中性} \end{array} \right. \quad (1)$$

其中 Γ 为环境大气的垂直减温率, γ_d 为干绝热减温率, γ_s 为湿绝热减温率, θ 为位温, θ_{sc}^* 为饱和假相当位温, z 为垂直坐标。

大气中绝对不稳定的情况通常是非常罕见的,但对流风暴中可能会存在,如后文给出的湿绝对不稳定。盛裴轩等(2003)、李万彪(2010)认为晴空太阳短波加热的近地表混合层大气充分混合达到干绝热垂直减温率(也就是地表气温达到对流温度 T_c)为绝对不稳定,但实际上这只是混合层达到了中性层结,只有非常贴近地面的薄气层(大约为混合层厚度的5%)才会是超绝热减温率,才是绝对不稳定(华莱士和霍布斯,2008)。 T_c 的物理涵义是在假定地面比湿不变的情况下,随着地面气温逐渐升高,边界层大气通过湍流作用充分混合,具有均匀的位温和比湿,CIN逐渐变小,当地面气温上升到CIN完全消失时的温度。 T_c 是用来预报热对流的一个较好物理量。

暖季大气中条件不稳定和对流不稳定最为普遍存在,但存在较多认识误区。以前通常认为湿绝对不稳定不可能长时间存在于大气中,但Bryan和Fritsch(2000)的研究成果展示了与此不同的认识。

2.1 条件不稳定和对流不稳定

条件不稳定是指大气层结对饱和气块是静力不稳定的,而对未饱和气块是静力稳定的;而所谓的“条件”这个术语指的是需要首先使得气块达到饱和才能产生这类不稳定。因此,仅是 $\gamma_d > \Gamma > \gamma_s$,对于不饱和

气块并不能保证气块作微小虚拟位移会发生不稳定。因此,气块法作微小虚拟位移式(1)中 $\frac{\partial \theta_{sc}^*}{\partial z} < 0$ 的判别,一定是针对饱和气块作微小位移抬升才是不稳定的,这是因为如果气块不饱和,对其作微小位移就很难使得水汽凝结释放潜热,从而几乎不可能导致不稳定。Lin (2007)推导了条件不稳定的气块微小位移方程为式(2),从而得到条件不稳定的判据是 $\frac{\partial \theta_{sc}^*}{\partial z} < 0$ 。

$$\frac{D^2 \eta}{Dt^2} + \left(\frac{g}{\theta_{sc}^*} \frac{\partial \theta_{sc}^*}{\partial z} \right) \eta = 0 \quad (2)$$

$$-\left(\frac{g}{\theta_{sc}^*} \frac{\partial \theta_{sc}^*}{\partial z} \right) \eta \approx b \quad (3)$$

其中 η 为气块垂直位移, g 为重力加速度, θ_{sc}^* 为环境大气饱和假相当位温, b 为浮力, t 为时间, D 为全导数。

条件不稳定在暖季大气中很常见,但仅仅使用气块作微小虚拟位移或者仅仅使用垂直减温率判据难以判断不饱和气块的稳定度情况(Sherwood, 2000),因此,更常使用气块有限虚拟位移来判别条件不稳定,即使用假绝热过程来判别。对于不饱和的气块,使用式(1)判别有限虚拟位移的静力稳定度,必须进行有限虚拟位移使其达到饱和,水汽凝结释放潜热后,再使用气块的虚温与环境大气虚温的差值来判断,即常使用CAPE和CIN。因此,Emanuel (1994)认为条件不稳定是有限位移不稳定的一种特殊情况,这种不稳定对于不饱和气块的微小位移是稳定的,对于足够大的位移是不稳定的。

在CAPE>0的情况下,如果CAPE>CIN,称为真潜不稳定,如果CAPE<CIN,则被称为假潜不稳定,目前科研业务中均已不再使用这种定义和判识方法(Schultz et al., 2000)。Emanuel (1994)定义的“CAPE”是目前常用的CAPE与CIN的差值,目前也已不采用这种定义。

整层大气静力不稳定判别不能使用气块法来分析判断,其判据是假相当位温 θ_{sc} 或者假湿球位温 θ_{sw} 随高度的变化,如式(4)。这种整层气层不稳定,通常称为对流不稳定,也称为位势不稳定或潜在不稳定;需要注意的是,“潜在不稳定”是比较合适的名称,而“对流不稳定”、“位势不稳定”这两个名称都有一定的误导性。

$$\frac{\partial \theta_{sc}}{\partial z} \begin{cases} > 0 & \text{稳定} \\ = 0 & \text{中性} \\ < 0 & \text{不稳定} \end{cases} \quad (4)$$

虽然很多研究和业务预报中在使用对流不稳定这一术语,但对流不稳定不一定对应于条件不稳定,

其可能是中性的,也可能是静力稳定的,这是因为 θ_{sc} 和 θ_{sw} 均不是状态变量,其是否能够使得气块达到条件不稳定取决于气层能否达到饱和使得 $CAPE > 0$ 。类似地,条件不稳定也不一定是对流不稳定的。如图1中,2021年4月30日20时(北京时,下同)桂林和上海

两地 700 hPa 以下气层基本都是对流不稳定的 ($\frac{\partial \theta_{sc}}{\partial z} < 0$ 和 $\frac{\partial \theta_{sw}^*}{\partial z} < 0$),但桂林无 CAPE (图 1a),因此气块是稳定的;上海近地面层 $CAPE > 0$ (图 1c),气块是条件不稳定的,但在 747 hPa 及以上层次的气块基本无 CAPE (图 1b),是稳定的。

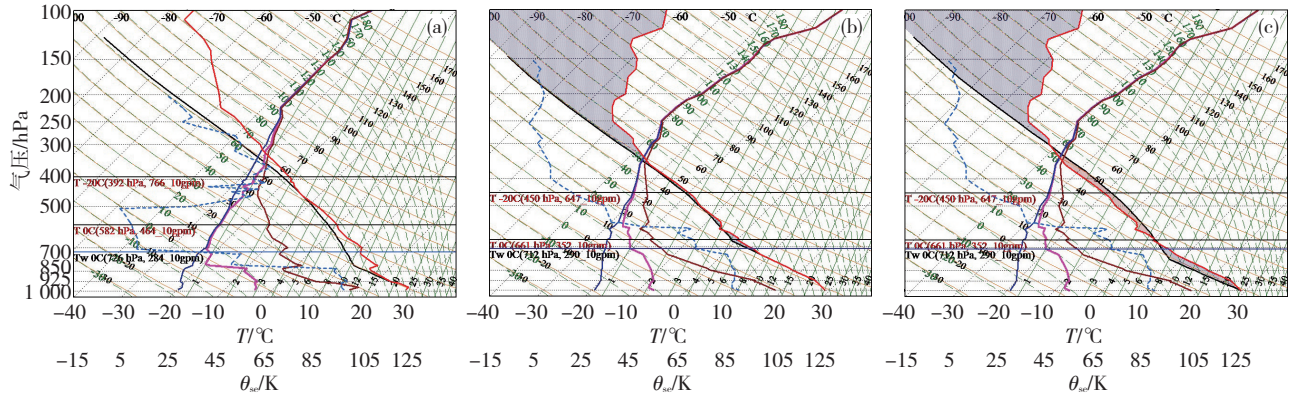


图1 2021年4月30日20时桂林(a)和上海(b、c)倾斜 T - $\log p$ 图(红色实线为温度廓线,蓝色划线为露点廓线,深红色实线为饱和假相当位温 θ_{sc}^* 廓线,紫红色实线为假相当位温 θ_{sc} 廓线,蓝色实线为位温 θ 廓线,黑色实线为抬升曲线;

图a和c中抬升曲线起点为近地面200 hPa的气层内最大 θ_{sc} 点,图b中抬升曲线起点为气压747 hPa、气温8℃和露点1℃处;红色填充区域为正面积,蓝色填充区域为负面积,下同)

Fig. 1 Skew T - $\log p$ diagrams from (a) Guilin and (b, c) Shanghai stations at 20:00 BT on April 30, 2021 (The red solid line represents the temperature profile, the blue line the dew point profile, and the deep red solid line the saturated pseudo equivalent potential temperature θ_{sc}^* profile, the magenta line the pseudo equivalent potential temperature θ_{sc} profile, the solid blue line the potential temperature θ profile, and the black solid line the uplift curve. The starting points of the uplift curve in panel (a) and panel (c) are the maximum θ_{sc} within the lower 200 hPa levels near the ground. The starting point of the uplift curve in panel (b) is the position at the pressure of 747 hPa, temperature of 8 °C, and dew point of 1 °C. The red-filled area represents the positive area, while the blue-filled area represents the negative area. Same hereinafter)

2.2 湿绝对不稳定

Bryan 和 Fritsch(2000)通过分析多个个例观测(超过13 000个探空)和数值模拟结果,认为除了式(1)给出的5类静力稳定度外,大气中还存在第6类静力稳定度—湿绝对不稳定(Moist Absolute Unstable, MAU),即饱和大气垂直减温率 Γ_s 大于湿绝热垂直减温率 γ_s , 如式(5)。

$$\Gamma_s > \gamma_s \quad (5)$$

这种湿绝对不稳定性可以产生和维持的观点与2.1节给出的气象学通常认知是相反的。通常认为,如果垂直减温率比湿绝热垂直减温率 γ_s 更大,即式(5)的情况,发展快速、非垂直静力平衡的湿对流将在大气饱和后立即发生,然后这种不稳定状态将被迅速消除或中性化。然而,Bryan 和 Fritsch(2000)认为这种传统观点没有考虑天气过程可能产生这种不稳定状态的速度,或者消除这种不稳定状态的速度。也就是说,与干超绝热层的形成一样,湿绝对不稳定状态的形成的速度会更快于对流系统消除它的速度。

Bryan 和 Fritsch(2000)给出了一个理想的对流系

统。在该系统的前侧,大气是条件不稳定的、充分混合的深厚边界层。从该充分混合边界层上升的气块无法克服对流抑制能量、不能到达自由对流高度。对流系统的流出边界接近该混合边界层时,环境大气被强烈抬升,使得对流层下部的一层大气饱和,从而形成一个湿绝对不稳定层(Moist Absolute Unstable Layer, MAUL)。如前所述,传统理论认为,非静力浮力驱动的翻转气流将迅速消除 MAUL,即对流云将迅速发展,会以湿中性(或稳定)层结取代 MAUL。然而,这种仅基于气块理论的传统观点并没有考虑到最初造成 MAUL 的较为深厚的强中尺度垂直运动,而实际上,可消除 MAUL 的由浮力驱动的上升运动弱于产生 MAUL 的中尺度垂直运动。Houze (2014)也给出了一个机载双多普勒雷达观测到 MAUL 的一个对流风暴个例。MAUL 通常出现在具有板块状翻转环流的对流系统中,如飑线、窄冷锋雨带等。

Bryan 和 Fritsch(2000)认为湿绝对不稳定是许多中尺度对流系统(Mesoscale Convective System, MCS)发展阶段形成、并持续到其成熟阶段的一种基本状态,湿绝对不稳定在确定对流系统的内部结构时可能很

重要, MAUL的强度和深度也可能影响湿涡旋的大小和数量, 也就是MAUL的深度和强度可能有助于解释MCS对流区胞状结构的变化。

2.3 CAPE和CIN及其订正

计算CAPE需要采用一定的假设。除了前文给出的气块法假设外, 计算CAPE最常用的方法是采用不考虑冰相过程的假绝热过程(简称假绝热CAPE), 即在假绝热过程中, 假设气块中水汽凝结后立即脱离气块, 只有降水没有云的状态。如果计算CAPE时采用假绝热过程, 并考虑冰相过程, 则由于考虑了冰相过程使得正浮力增加, 从而使得计算的CAPE值略有增加, 但这个增幅很小, 因此计算CAPE时通常忽略冰相过程(Cotton et al., 2011)。

如果使用可逆绝热过程(所有水凝物不脱离气块, 均随气块运动, 即有云没有降水的状态)来计算CAPE(简称可逆绝热CAPE), 在不考虑冰相过程情况下, 并考虑水凝物荷载对浮力的负贡献, 计算的CAPE值要显著低于假绝热CAPE。如果使用可逆热力学过程和冰相过程计算, 考虑水凝物荷载对浮力的负贡献, 计算的CAPE值与假绝热CAPE大致相当, 这表明冰相过程在可逆热力学过程中比在假绝热热力学过程中更重要, 这是因为凝结水的冻结(在假绝热假设下是不可能的)对浮力有显著的正贡献(Cotton et al., 2011)。

CAPE和CIN不属于基本的大气物理量, 而是由整体大气的热力和水汽垂直分布结合而成, 是被抬升气块的温湿特征和环境大气的温湿垂直分布状态的综合结果, 因此, 它们并不能独立于气温和水汽单独存在, 也不能简单地说明大气会输送CAPE。这是因为, 假如大气已经具有了一定的CAPE, 如果由于大气的输送作用使得低层空气增温增湿, 则会使得CAPE增加, 如果是大气中层降温变干, 也会使得CAPE增加; 而假如大气没有CAPE值, 则如果由于大气的输送作用使得低层空气增温增湿和中层降温变干, 也不一定能够使得大气具有CAPE值, 这需要进行具体分析和计算。

计算CAPE与抬升气块的温湿状况密切相关(郑永光等, 2017), 统计表明抬升气块的温度升高 1°C , CAPE值平均增加约 $200\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$; 露点温度增加 1°C , CAPE值平均增加约 $500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 但有较大的 $0\sim 1000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 变化范围(王秀明等, 2012)。抬升气块的露点温度增加 1°C 使CAPE值增加的幅度大于温度增加 1°C 的幅度表明, CAPE值对水汽的变化更加敏感(陶祖钰等, 2016)。这是因为在暖季, 气块露点温度增加 1°C 所增加的水汽, 在完全凝结后释放的潜热显著大于气块温度增加 1°C 所需热的量。气块温度和露点温度分别增加 1°C 会分别导致不同的CAPE值变率, 这是因为CAPE与抬升气

块的温度和露点温度之间均不是线性关系, 它既是抬升气块的温度和露点温度的函数, 也是环境大气温度垂直减温率的函数。

计算CAPE和CIN时, 需要使用虚温订正。使用虚温计算的CAPE和CIN值与使用温度计算的CIN和CAPE显著不同; 使用虚温订正时CAPE值会增加, CIN会显著减小(Markowski and Richardson, 2010)。

对于初始状态一定的抬升气块(一定的气压、温度和露点温度), 在CAPE值大于零的情况下, 大气垂直减温率越大, CAPE值越大; 当大气层结是干绝热减温率($9.8^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$)时, CAPE值最大(郑永光等, 2017)。据统计, 垂直减温率达到 $7^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 及以上就属于较大的大气垂直减温率(Craven and Brooks, 2004)。

由于CAPE值对抬升气块的温湿状况较为敏感, 且地表CAPE(指气块从地表抬升计算得到的CAPE值)计算易于受到逆温层等层结和地表气温不均匀的影响, 因此, 可以计算最优CAPE值来剔除逆温层的影响(郑永光等, 2017)。最优CAPE值较地表CAPE具有更好的代表性, 它比计算CAPE值时对大气进行时间订正或者空间订正(王秀明等, 2014)更易于实现, 这也说明地基对流风暴的触发是在边界层, 而不仅仅是在地表(郑永光和陈炯, 2022)。美国强风暴预报中心在业务预报中也使用混合层CAPE(MLCAPE, 近地面100 hPa平均层CAPE, 近地面100 hPa层的厚度约1 km, 大致表征了边界层的厚度), 以减少不同抬升起点对计算CAPE值的影响。MLCAPE使用近地面100 hPa气层的平均温度和露点温度来计算CAPE值, 即使用均匀混合的边界层来计算; 统计表明MLCAPE较地表CAPE更有代表性(Craven et al., 2002)。

由于08时的中国探空很难代表下午和傍晚时发展的对流的条件不稳定条件, 因此, 除了使用数值预报的探空资料外, 还可以采用对08时探空进行订正的方法, 通常假定气块具有估计的午后地表最高气温和露点温度(通常采用14时或15时的地面观测, 或者如前所述使用对流温度 T_c 和08时的地面露点温度), 边界层已经充分的湍流混合, 此气块自地面绝热上升, 计算的CAPE值对于午后和傍晚时对流风暴较直接采用08时探空具有更好的指示性。需要说明的是, 这种订正实际上是假定大气没有明显的平流过程, 当天温度和湿度的变化主要发生在边界层; 因此, 订正的探空并不能完全代表下午和傍晚时发展的对流风暴条件不稳定状态(图2)。

图2表明对2011年7月26日08时的北京探空使用 T_c 订正后计算的CAPE基本能够代表14时的CAPE, 但在该个例中很难代表20时的CAPE, 这正是

因为北京地区上空大气整体的状态发生了很大变化的缘故,而26日21时—27日03时左右北京海淀区的中国气象局大院、紫竹院、甘家口等地发生了小时雨

量超过50 mm(最大76 mm)、累积雨量超过100 mm(最大132 mm)的强降水。不过,订正的CAPE较08时探空直接计算的CAPE有很大改进,但风场难以订正。

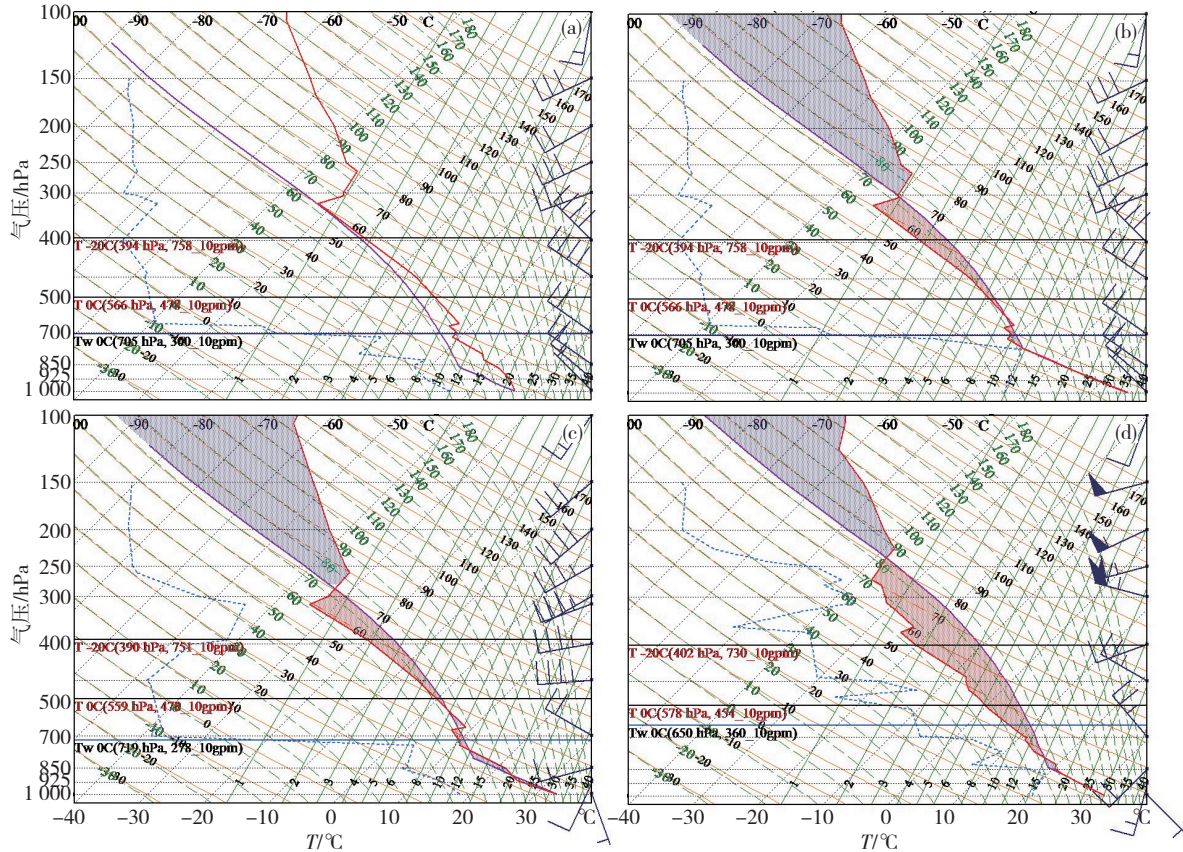


图2 北京2011年7月26日08时探空(a)及其订正探空(b)、14时探空(c)和20时探空(d)倾斜T-logp图

Fig. 2 Skew T-logp diagrams from Beijing station for (a) 08:00 BT sounding, (b) corrected sounding,

(c) 14:00 BT sounding, and (d) 20:00 BT sounding on July 26, 2011

CIN同样对气块的温湿状况比较敏感。通常情况下,CIN对温度的变化较水汽的变化更敏感(Crook, 1996),这是因为通常情况下,CIN值与空气块沿干绝热抬升过程关系较大的缘故。CIN值决定了气块能否达到自由对流高度所需强迫抬升的强弱。如前所述,如果近地面气块温度达到对流温度,则CIN为零,这时只需要非常弱的抬升强迫就能够产生热对流。所以,很容易理解,深厚湿对流更易于发生在CIN较小的区域、而不一定是CAPE最大的区域(Colby, 1984; Weckwerth, 2000)。

其实很难获得对流发生前CAPE真实值的大小(孙继松和陶祖钰, 2012),一个原因是抬升气块的选择本身就具有一定的不确定性,这是因为实际对流的抬升高度较难确定,可能从多个高度或者一定的厚度起始抬升;再一个原因就是对流发生前的大气层结会与探空观测时的层结存在差异;还有夹卷、湍流的作用等因素。还有一个易于忽视的原因是探空气球的飘移、探测仪器本身的性能等使得探空观测的温度和湿度资料、数值模式的分析与预报产品总是会存在误差,而

CAPE和CIN值对这些误差比较敏感(Crook, 1996)。还要说明的是,暖季的晴空条件下,由于太阳短波辐射和湍流的作用,地面空气的实际气温要高于观测的气温,这是因为观测气温是百叶箱空气的缘故,也会对CAPE和CIN的计算造成误差。

如前所述,“气块法”的基本假定是气块在大气中沿等熵面作绝热运动,与环境空气没有能量和质量交换,因此没有考虑气块与环境间的混合,常高估CAPE、低估CIN(王秀明等, 2014);而且,采用不同的抬升过程假设和是否考虑冰相粒子也会对CAPE的计算造成影响,尤其是对于冰雹天气。“气块法”忽略的因素还有:气块上升时会受到空气动力学阻力和反向扰动气压的作用;气块上升时,环境空气会下沉补偿;水凝物对气块的上升会有拖曳作用等。计算CAPE使用假绝热过程也没有考虑水凝物从气块中降落所带走的热量,虽然此热量很小。Markowski和Richardson(2010)估计,实际的对流风暴内最大上升气流大小通常只有使用CAPE计算值的1/3~1/2,甚至更小。

CAPE的计算也没有考虑地球的旋转作用,尽管在强对流风暴中这种影响通常很小;如果考虑地球的旋转作用,就与第3节的对称不稳定相关。

2.4 强垂直风切变低CAPE环境条件

超级单体会产生龙卷、强雷暴大风、大冰雹等强对流天气,通常认为较大的CAPE和强的0—6 km垂直风切变有利于超级单体发生(Brooks et al., 2003),但也发现冷季的强垂直风切变、低CAPE环境(简称HSLC)中也经常产生龙卷、雷暴大风、冰雹等强对流天气,其中该环境条件背景下,美国发生的微型超级单体和准线性对流系统中产生了约一半的EF2级以上龙卷(Schneider et al., 2006; Davis and Parker, 2014)。相比于具有高CAPE的环境,HSLC环境下强对流天气的预报准确率较低,是业务预报的挑战之一(Sherburn and Parker, 2014)。

HSLC的定义(Schneider et al., 2006; Sherburn and Parker, 2014)如下: SBCAPE (基于地表气块计算的CAPE) $\leq 500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, MUCAPE $\leq 1\,000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 0—6 km垂直风切变 $\geq 18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

为了解在典型HSLC环境中,强对流风暴的强上升气流和强地表涡旋形成的联系, Sherburn和Parker (2019)使用CM1(云模式1)模式理想模拟研究了HSLC事件中地面强涡旋的生成机制,发现低层强烈的旋转上升气流对于HSLC环境的地表涡旋加强具有关键作用,其中低层非线性动力加速度加强、导致向上的加速度在低CAPE环境下尤其重要; Wade和Parker (2021)使用数值模拟研究了HSLC环境中的超级单体发展机制,在CAPE值很小时,确认主要由动力扰动气压梯度导致的加速度形成强垂直上升运动,该加速度的最大数值位于大气低层。Conrad和Knupp (2019)则对比分析了两次冷季HSLC环境中的飚线过程,认为水平切变不稳定是中涡旋生成的可能机制之一。

截至目前,尚未见到有文献对该环境条件下的我国强对流天气发生发展进行机理研究。但从业务预报实践来看,2020年2月14日17时左右,湖北省宜昌市秭归县等地下了密密麻麻的冰雹(杜牧云等, 2022),最大冰雹如鸡蛋,最大小时雨量达30.7 mm;其发生前16时的环境条件为SBCAPE接近零、MUCAPE约为 $200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、0—6 km垂直风切变约为 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,属于典型的HSLC环境的强对流风暴个例,雷达观测显示该风暴具有明显的小尺度涡旋特征,值得进一步深入分析研究。

3 对称不稳定和倾斜对流

对称不稳定也称为等熵惯性不稳定,分为干对称

不稳定和湿对称不稳定。通常干对称不稳定直接称为对称不稳定。湿对称不稳定包括条件对称不稳定(CSI)和潜在对称不稳定(PSI)。需要注意的是,CSI和条件不稳定有时会同时发生。

对于干空气,在垂直于热成风的横截面内,平均位温等值线的坡度大于地转绝对动量(也称为地转伪角动量,不是绝对动量)的坡度,此时从某个初始位置出发沿着两个等值面之间的任何方向移动的气块将受到离开其移动方向的加速度,因此是不稳定的,其中最不稳定的气块的位移方向几乎是沿着等位温面,这就是对称不稳定,这个过程没有水汽的参与,因此也称为干对称不稳定。对称不稳定的基础也是气块理论,是惯性不稳定和干静力不稳定的综合。术语“对称”是指大气的基本状态和扰动都独立于某一个水平方向,即平行于某一个水平方向。

判别倾斜对流的重要条件之一是条件对称不稳定判据。条件对称不稳定类似条件不稳定的判别,也可以使用沿等地转绝对动量(M_g)面的垂直减温率判据或倾斜对流有效位能(SCAPE)作为判据。类似于条件不稳定,条件对称不稳定是指对饱和气块是对称不稳定的,而对未饱和气块是对称稳定的;如前所述,术语“条件”的含义是指气块经过有限虚拟位移后达到饱和以后产生的对称不稳定(Schultz and Schumacher, 1999)。

使用微小虚拟位移的“条件对称不稳定”判据是,对于饱和气块,在垂直于热成风方向(或深层垂直风切变矢量的方向)的横截面内 θ_{sc}^* 坡度大于 M_g

的坡度,即 $\left. \frac{\partial \theta_{sc}^*}{\partial z} \right|_{M_g} < 0$, 其是 $M_g - \theta_{sc}^*$ 关系,即沿等

M_g 面 θ_{sc}^* 随高度减小;注意,这里 M_g 不能替换为绝对动量,否则不符合对称不稳定的理论基础(Schultz and Schumacher, 1999)。

类似于CAPE,可以定义SCAPE (Emanuel, 1994)。“条件对称不稳定”的直接判据是SCAPE > 0 。SCAPE表征沿着等 M_g 面的上升倾斜气流具有的最大可能动能,它由水平运动和垂直运动组成。但使用SCAPE来作为倾斜对流是否发展的判据并不是很普遍,主要是因为: 1) 用探空观测资料计算SCAPE较为困难; 2) 通常在活跃倾斜对流区域中的SCAPE值相对较小; 3) 即使CAPE比较小时,SCAPE与CAPE相比也是小值(Schultz and Schumacher, 1999)。

类似潜在不稳定(即通常所称的对流不稳定),如果 $\left. \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial z} \right|_{M_g} < 0$ 或 $\left. \frac{\partial \theta_{sw}}{\partial z} \right|_{M_g} < 0$, 则称为潜在对称不稳定(PSI) (Emanuel, 1994; Schultz and Schumacher, 1999),

是 $M_g - \theta_{sc}$ 或 $M_g - \theta_{sw}$ 关系。使用垂直剖面分析对称不稳定时,要求剖面要垂直于热成风方向或者地转风垂直切变方向;但可以使用地转位势涡度(PV_g)来判别对称不稳定,不过不能使用大气的实际位势涡度(PV)来判别。对于干对称不稳定, $PV_g < 0$; 对于条件对称不稳定, $MPV_g^* < 0$, MPV_g^* 为饱和湿地转位势涡度;对于潜在对称不稳定, $MPV_g < 0$, MPV_g 为湿地转位势涡度。类似地,不能使用大气的实际饱和湿位势涡度(MPV^*)或者湿位势涡度(MPV)来判别这两类湿对称不稳定。

同样类似前文的“潜在不稳定”,“潜在对称不稳定”不一定对应于条件对称不稳定,其可能是中性的,也可能是对称稳定的。

CSI 通常发生在强斜压区的附近,是锋面附近暴雨和强对流发展的重要物理机制。CSI 导致的中尺度雨带通常具有以下特征(Seltzer et al., 1985; Schultz and Schumacher, 1999; 俞小鼎等, 2020): 1) 如果雨带移动,则雨带是由环境气流的平流作用所致,其相对于环境气流没有传播。2) 雨带间的间距与 CSI 层的厚度和等饱和相当位温面的坡度有关。3) 在饱和假相当位温和绝对地转动量等值面之间,如果气流满足 CSI 条件,斜升气流将严格沿着饱和假相当位温等值面上升。4) 雨带几乎沿着热成风排列,与热成风夹角通常不超过 15° 。但是,即便不存在 CSI,有时也会出现带状雨带结构,可能是带状强迫上升气流所致。5) 即使 CSI 已转变为中性状态,倾斜对流还可以继续持续多个小时,这可能是锋生产生的强迫上升气流的作用。6) 倾斜对流的触发通常比垂直深对流容易;倾斜对流的上升气流的量级为 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,显著小于垂直深对流。7) 由于 CSI 通常位于边界层之上,其产生的对流风暴常被称为高架雷暴。8) CSI 不能等同于倾斜湿对流,因为倾斜湿对流的发生需要同时满足 CSI、水汽和抬升这三个条件。

4 其他类型不稳定

正压大气中的扰动不稳定发展称为正压不稳定,主要是从流场的水平切变中获取能量;斜压大气中的扰动不稳定发展称为斜压不稳定,其能量来自基本气流的有效位能转换。正压不稳定和斜压不稳定均属于波动不稳定,通常针对的是罗斯贝波,比如温带气旋的发展就属于斜压不稳定(Holton, 2004)。

中尺度气象学中给出惯性不稳定(也称为旋转不稳定),是指当气块受到水平扰动时,会导致水平加速远离地转平衡位置;其判据是环境大气绝对垂直地转涡度(就是地转涡度和相对涡度之和)是否小于零,其

小于零将出现惯性不稳定,这常出现在中纬度的急流核附近强负相对涡度区域,其水平风切变每 100 km 可达 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上;或者在低纬度地区,相对涡度为负值,且与地转涡度之和小于零的区域(Markowski and Richardson, 2010)。这类不稳定属于狭义的惯性不稳定,而大气中的动力不稳定也称为广义的惯性不稳定。

切变不稳定是另一类中尺度不稳定,是指在二维运动的两种流体的界面处,由于流速的切变或不连续而引起的流体动力不稳定性,AMS 也称其为亥姆霍兹不稳定(American Meteorological Society, 2024),包括水平切变不稳定和垂直切变不稳定(即开尔文-亥姆霍兹不稳定, K-H 不稳定)。K-H 不稳定是流速和密度不同的两层流体间的内重力波不稳定,这种内重力波也称为切变重力波或开尔文-亥姆霍兹波(K-H 波)。

K-H 不稳定在稳定的大气层结中能够产生大振幅的重力内波和晴空湍流;有足够水汽时会形成波浪状云(billow cloud),这些云也称为开尔文-亥姆霍兹云(K-H 云)(Oblack, 2020)。

线状对流的中低层大气中常常会存在一些小涡旋,通常称之为中涡旋,其形成的可能原因之一就是水平切变导致的不稳定所引起(Conrad and Knupp, 2019),不过更多的研究认为这些中涡旋与上升或下沉气流导致的水平涡度转化为垂直涡度相关(Weisman, 1993; Schenkman and Xue, 2016);热带气旋中的类似龙卷涡旋可能与 K-H 不稳定相关(Montgomery et al., 2002)。

还有一些不稳定是动力和热力共同作用形成的不稳定,包括第二类条件性不稳定(CISK)、波动-CISK(wave-CISK)和前文所述的对称不稳定等。大气中的重力内波可以产生低层水平辐合,从而可形成 CISK 过程,这种由于重力内波引起的 CISK 过程就是 wave-CISK。wave-CISK 和传统 CISK 之间的主要区别在于,传统 CISK 是由行星边界层摩擦来形成辐合。wave-CISK 主要是在较大的尺度的热带波动(如东风波)扰动的应用中发展起来的,有人认为 wave-CISK 可以用来解释多单体对流和飚线的维持(Cotton et al., 2011),但目前该机制还存在一些与尺度、热力作用、风切变等相关的缺陷,使用起来要特别小心(Lin, 2007)。

5 总结

地球大气中存在着各种不稳定,包括动力不稳定、静力不稳定、动力和热力相结合的不稳定等,具有很强的复杂性。本文首先简要回顾了气块假设;然后梳理了大气的静力不稳定、条件不稳定、对称不稳定、瑞利-贝纳德不稳定和其他多种类型不稳定的概念,重点总结了静力不稳定和 CSI 的判据及其与强对流风

暴发生发展的关系,分析了影响CAPE和CIN计算的因素,同时对一些概念和错误认识进行了澄清,总结了HSLC环境的强对流风暴发展机理和CSI所致的中尺度雨带特征。得出主要结论如下:

(1) 气块假设虽然简单,但其作为判断大气稳定度的有力工具,使用时需要注意气块上升运动所致的气压和涡度变化以及夹卷作用的影响。

(2) 条件不稳定作微小虚拟位移的判据为 $\frac{\partial \theta_{sc}^*}{\partial z} < 0$; 对于不饱和的气块,条件不稳定必须进行有限虚拟位移来判别CAPE值。

(3) 计算CAPE通常采用假绝热热力学过程,并进行虚温订正。CAPE和CIN对抬升气块的温湿状况很敏感,但CAPE对水汽的变化更敏感,CIN对温度的变化更敏感。“大气输送CAPE”是不严谨的说法。

(4) 在具有板块状翻转环流的对流系统中,如飑线、窄冷锋雨带等,对流系统的出流边界的附近区域,环境大气被强烈抬升会形成湿绝对不稳定。

(5) 对气块作有限虚拟位移是最为准确判别条件不稳定和CSI的方法,但使用饱和湿地转位势涡度判断CSI最为简便。如果大气中发生垂直对流或者倾斜对流,那么它必然是由有限振幅扰动、而不是微小扰动引起。CSI和条件不稳定有时会同时存在。由CSI导致的倾斜对流触发通常比垂直深对流容易,但上升气流速度显著弱于垂直深对流。

(6) 在HSLC环境中,强对流风暴的强上升气流同近地表的涡旋密切相关,这些涡旋的动力扰动气压梯度会在近地表形成强垂直上升运动。

(7) 切变不稳定与对流风暴的小尺度涡旋形成相关。CISK、wave-CISK和对称不稳定同动力和热力均相关,但wave-CISK的应用要特别小心。

参考文献(References):

杜牧云,赵娴婷,周伶俐,等.2022.鄂西南一次早春强对流过程的多源资料分析[J].暴雨灾害,41(2):174–183. Du M Y, Zhao X T, Zhou L L, et al. 2022. Analysis of an early spring convective weather event in southwest of Hubei province based on multi-source data [J]. *Torrential Rain and Disasters*,41(2):174–183 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2022.02.008

胡萍,刘玉林,杨群,等.2022.2019年2月黔东南锋后冷区两次高架雷暴过程的对比分析[J].沙漠与绿洲气象,16(2):91–98. Hu P, Liu Y L, Yang Q, et al.2022. Comparison and analysis of two elevated thunderstorms in the rear cold zone of the northeast front of Guizhou in February 2019 [J]. *Desert and Oasis Meteorology*,16(2):91–98 (in Chinese). doi:10.12057/j.issn.1002–0799.2022.02.013

李万彪.2010.大气物理:热力学与辐射基础[M].北京:北京大学出版社. Li W B. 2010. *Atmospheric physics:thermodynamics and radiation fun-*

damentals [M]. Beijing:Peking University Press (in Chinese)

盛裴轩,毛节泰,李建国,等.2003.大气物理学[M].北京:北京大学出版社. Sheng P X, Mao J T, Li J G, et al. 2003. *Atmospheric physics* [M]. Beijing:Peking University Press (in Chinese)

苏爱芳,吕晓娜,崔丽曼,等.2021.郑州“7.20”极端暴雨天气的基本观测分析[J].暴雨灾害,40(5):445–454. Su A F, Lü X N, Cui L M, et al. 2021. The basic observational analysis of “7.20” extreme rainstorm in Zhengzhou [J]. *Torrential Rain and Disasters*,40(5):445–454 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2021.05.001

孙继松,陶祖钰.2012.强对流天气分析与预报中的若干基本问题[J].气象,38(2):164–173. Sun J S, Tao Z Y. 2012. Some essential issues connected with severe convective weather analysis and forecast [J]. *Meteorological Monthly*,38(2):164–173 (in Chinese). doi: 10.7519/j.issn.1000–0526.2012.02.004

陶祖钰,范俊红,李开元,等.2016.谈谈气象要素(压、温、湿、风)的物理意义和预报应用价值[J].气象科技进展,6(5):59–64. Tao Z Y, Fan J H, Li K Y, et al. Discussion of the physical significance and predictive application value of meteorological elements (pressure,temperature, humidity,and wind) [J]. *Advances in Meteorological Science and Technology*,6(5):59–64 (in Chinese)

王秀明,俞小鼎,周小刚.2014.雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论[J].气象,40(4):389–399. Wang X M, Yu X D, Zhou X G. 2014. Discussion on basical issues of thunderstorm potential forecasting [J]. *Meteorological Monthly*,40(4):389–399 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000–0526.2014.04.001

王秀明,俞小鼎,朱禾.2012. NCEP再分析资料在强对流环境分析中的应用[J].应用气象学报,23(2):139–146. Wang X M, Yu X D, Zhu H. 2012. The applicability of NCEP reanalysis data to severe convection environment analysis [J]. *Journal of Applied Meteorological Science*,23(2): 139–146 (in Chinese)

杨舒楠,张芳华,胡艺,等. 2023. “23·7”华北特大暴雨过程的基本特征与成因初探[J].暴雨灾害,42(5):508–520. Yang S N, Zhang F H, Hu Y, et al. 2023. Analysis on the characteristics and causes of the “23·7” torrential rainfall event in North China [J]. *Torrential Rain and Disasters*,42(5):508–520 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2023–187

俞小鼎,王秀明,李万莉,等.2020.雷暴与强对流临近预报[M].北京:气象出版社:416. Yu X D, Wang X M, Li W L, et al. 2020. *Nowcasting of thunderstorms and severe convection* [M]. Beijing:China Meteorological Press:416 (in Chinese)

俞小鼎,郑永光.2020.中国当代强对流天气研究与业务进展[J].气象学报,78(3):391–418. Yu X D, Zheng YG. 2020. Advances in severe convective weather research and operational service in China [J]. *Acta Meteorologica Sinica*,78(3):391–418 (in Chinese). doi:10.11676/qxxb2020.035

约翰·M·华莱士,彼得·V·霍布斯.2008.大气科学(第二版)[M].北京:科学出版社,何金海,王振会,银燕,朱彬,等译. Wallace J M, Hobbes P V. 2008. *Atmospheric science (Second Edition)* [M]. Beijing: Science Press (in Chinese)

郑永光,陈炯.2022.大气湿对流的类型和深厚湿对流触发机制综述[J].北京大学学报(自然科学版),58(6):1141–1152. Zheng Y G, Chen J. 2022. Review of atmospheric moist convection categories and triggering mechanism of deep moist convection [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*,58(6):1141–1152 (in Chinese). doi:10.1320

- 9/j.0479-8023.2022.093
- 郑永光,陶祖钰,俞小鼎.2017.强对流天气预报的一些基本问题[J].气象,43(6):641-652. Zheng Y G, Tao Z Y, Yu X D. 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting [J]. Meteorological Monthly, 43(6):641-652 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2017.06.001
- 郑永光,田付友,孟智勇,等.2016a.“东方之星”客轮翻沉事件周边区域风灾现场调查与多尺度特征分析[J].气象,42(1):1-13. Zheng Y G, Tian F Y, Meng Z Y, et al. 2016. Survey and multi scale characteristics of wind damage caused by convective storms in the surrounding area of the capsizing accident of cruise ship “Dongfangzhixing” [J]. Meteorological Monthly, 42(1): 1-13 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2016.01.001
- 郑永光,朱文剑,姚聘,等.2016b.风速等级标准与2016年6月23日阜宁龙卷强度估计[J].气象,42(11):1289-1303. Zheng Y G, Zhu W J, Yao D, et al. 2016. Wind speed scales and rating of the intensity of the 23 June 2016 tornado in Funing County, Jiangsu Province [J]. Meteorological Monthly, 42(11):1289-1303 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2016.11.001
- American Meteorological Society. 2024. Instability glossary of meteorology [OL]. <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Instability>.
- Brooks H E, Lee J W, Craven J P. 2003. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data [J]. Atmospheric Research, 67:68,73-94. doi:10.1016/S0169-8095(03)00045-0
- Bryan G H, Fritsch J M. 2000. Moist absolute instability:the sixth static stability state [J]. Bulletin of the american meteorological society, 81(6): 1207-1230. doi:10.1175/1520-0477(2000)081<1287:MAITSS>2.3.CO;2
- Colby F P Jr. 1984. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II [J]. Monthly Weather Review, 112:2239-2252. doi:10.1175/1520-0493(1984)112<2239:CIAAPO>2.0.CO;2
- Conrad D M, Knupp K R. 2019. Doppler radar observations of horizontal shearing instability in quasi-linear convective systems [J]. Monthly Weather Review, 147:1297-1318. doi:10.1175/MWR-D-18-0257.1
- Cotton W R, Bryan G H, Van Den Heever S C. 2011. Storm and cloud dynamics (Second edition)[M]. Burlington:Academic Press
- Craven J P, Brooks H E. 2004. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection [J]. National Weather Digest, 28:13-24
- Craven J P, Jewell R E, Brooks H E. 2002. Comparison between observed convective cloud-base heights and lifting condensation level for two different lifted parcels [J]. Weather Forecasting, 17(4):885-890. doi:10.1175/1520-0434(2002)017<0885:CBOCCB>2.0.CO;2
- Crook N A. 1996. Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields [J]. Monthly Weather Review, 124(8):1767-1785. doi:10.1175/1520-0493(1996)124<1767:SOMCFB>2.0.CO;2
- Davis J M, Parker M D. 2014. Radar climatology of tornadic and nontornadic vortices in high-shear, low-CAPE environments in the mid-Atlantic and southeastern United States [J]. Weather Forecasting, 29:828-853. doi:10.1175/WAF-D-13-00127.1
- Doswell III C A (Ed). 2001. Severe convective storms [M]. Boston:American Meteorological Society
- Emanuel K A. 1994. Atmospheric convection [M]. New York:Oxford University Press
- Holton J R. 2004. An introduction to dynamic meteorology (Fourth Edition) [M]. Burlington:Academic Press
- Houze R A. 2014. Cloud dynamics (Second Edition) [M]. Amsterdam:Academic Press:256-257
- Lin Y L. 2007. Mesoscale dynamics [M]. Cambridge:Cambridge University Press
- Markowski P, Richardson Y. 2010. Mesoscale meteorology in midlatitudes [M]. Chichester:John Wiley & Sons Ltd
- Montgomery M T, Vladimirov V A, Denissenko P V. 2002. An experimental study on hurricane mesovortices [J]. Journal of Fluid Mechanics, 471: 1-32. doi:10.1017/S0022112002001647
- Oblack R. 2020. What are the clouds that look like breaking waves? [OL]. <https://www.thoughtco.com/kelvin-helmholtz-clouds-3443792>
- Schenkman A D, Xue M. 2016. Bow-echo mesovortices:a review [J]. Atmospheric Research, 170:1-13. doi:10.1016/j.atmosres.2015.11.003
- Schneider R S, Dean A R, Weiss S J, et al. 2006. Analysis of estimated environments for 2004 and 2005 severe convective storm reports. 23rd Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, American Meteorological Society, 3.5 [OL]. https://ams.confex.com/ams/23SLS/techprogram/paper_115246.htm
- Schultz D M, Schumacher P N. 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability [J]. Monthly Weather Review, 127(12):2709-2732. doi:10.1175/1520-0493(1999)127<2709:TUAMOC>2.0.CO;2
- Schultz D M, Schumacher P N, Doswell C A III. 2000. The intricacies of instabilities [J]. Monthly Weather Review, 128(12):4143-4148. doi:10.1175/1520-0493(2000)129<4143:TIOI>2.0.CO;2
- Seltzer M A, Passarelli R E, Emanuel K A. 1985. The possible role of symmetric instability in the formation of precipitation bands [J]. Journal of Atmospheric Science, 42:2207-2219. doi:10.1175/1520-0469(1985)042<2207:TPROSI>2.0.CO;2
- Sherburn K D, Parker M D. 2014. Climatology and ingredients of significant severe convection in high-shear, low CAPE environments [J]. Weather Forecasting, 29:854-877. doi:10.1175/WAF-D-13-00041.1
- Sherburn K D, Parker M D. 2019. The development of severe vortices within simulated high-shear low-CAPE convection [J]. Monthly Weather Review, 147:2189-2216. doi:10.1175/MWR-D-18-0246.1
- Sherwood S C. 2000. On moist instability [J]. Monthly Weather Review, 128: 4139-4142. doi:10.1175/1520-0493(2000)129<4139:OMI>2.0.CO;2
- Wade A R, Parker M D. 2021. Dynamics of simulated high-shear, low-CAPE supercells [J]. Journal of Atmospheric Science, 78(5): 1389-1410. doi:10.1175/JAS-D-20-0117.1
- Weckwerth T M. 2000. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation [J]. Monthly Weather Review, 128(12):4017-4030. doi:10.1175/1520-0493(2000)129<4017:TEOSSM>2.0.CO;2
- Weisman M L. 1993. The genesis of severe, long-lived bow echoes [J]. Journal of Atmospheric Science, 50:645-670. doi:10.1175/1520-0469(1993)050<0645:TGOSLL>2.0.CO;2