

对流初生机理的研究进展*

崔新艳^{1, 2} 陈明轩² 秦睿² 韩雷³

1 中国海洋大学海洋与大气学院, 青岛 266100

2 北京城市气象研究院, 北京 100089

3 中国海洋大学信息科学与工程学院, 青岛 266100

提 要: 对流初生 (Convection Initiation, CI) 是强对流天气开始活动的标志, CI 机理研究中尺度气象界研究的重点和难点, 也是提高局地突发强对流天气演变的科学认知和短时临近预报水平的关键所在。本文综述了国内外的地基 CI 机理和高架 CI 机理的研究成果。地基 CI 一般由边界层辐合线触发, 温湿度扰动及不稳定性、微气旋、垂直切变和地形等因素都对 CI 的产生和时空位置有一定影响。大气不稳定性对局地温度尤其是湿度的变化很敏感, 对 CI 的影响很大。环境垂直风切变与边界热力场的相互配合, 微气旋的垂直速度与涡度之间的反馈, 地形导致的热动力效应, 都会影响地基 CI 的产生。高架 CI 与低空急流、涌和重力波等有关。低空急流输送水汽, 降低了环境的稳定度, 其切变也可以产生上升气流, 对夜间高架 CI 很重要。对流可以产生重力波和涌, 两者通过抬升低层大气, 减小稳定度, 有利于高架 CI 的产生。高架辐合和持续的弱中尺度上升也有助于增加高架对流的潜势。本文对与 CI 有关的研究以及局地突发强对流的预报预警具有一定借鉴意义。

关键词: 强对流, 对流初生, CI, 机理研究

中图法分类号 P446

The Advances in the Convective Initiation Mechanisms

CUI Xinyan^{1,2} CHEN Mingxuan² QIN Rui² HAN Lei³

1 College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100

2 Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089

3 College of Information Science and Engineering, Ocean University of China, Qingdao 266100

Abstract: Convective initiation (CI) means the beginning of strong convective weather activities. The study of CI mechanisms is a critical and difficult problem of mesoscale meteorology, and is critical to improve the scientific knowledge of the evolution of local sudden strong convection and the nowcasting of strong convective weather. The research results of surface-based CI mechanisms and elevated CI mechanisms at home and abroad are summarized. Surface-based CIs usually are triggered by boundary layer convergence lines. In addition, temperature and humidity disturbance, instability, mesocyclone, vertical shear, topography and other factors also have a certain impact on the time and position of surface-based CIs. Atmospheric instability is sensitive to the change of local temperature, especially humidity, and has a great influence on CI. The interaction of ambient

*国家自然科学基金项目 (41575050 和 41875049) 资助

第一作者: 崔新艳, 主要从事中小尺度天气诊断分析和短时临近预报研究. E-mail: 870014800@qq.com

通讯作者: 陈明轩, 主要从事雷达资料同化反演及强对流天气临近预报研究. E-mail: mxchen@ium.cn

vertical wind shear and thermodynamic field of boundary, the feedback between vertical velocity and vorticity of mesocyclone, and the thermodynamic effects caused by topography will influence the surface-based CIs. Most elevated CIs are related to the bores, gravity waves and low-level jets. The low-level jets transport water vapor upward and northward, reducing the stability of the environment, and the shear associated with the low-level jets can also produce updraft, which is important for nocturnal elevated CI. Convectively generated gravity waves and bores are conducive to the elevated CI, which can lift the lower atmosphere and reduce the stability. Elevated convergence and weak but persistent mesoscale lifting are also helpful to increase the possibility of elevated CI. This article can be used for reference in the CI-related research and the prediction and early warning of local sudden strong convection.

Key words: strong convection, convective initiation, CI, mechanism study

引 言

强对流天气是一种严重的灾害性天气，常常会产生暴雨、冰雹、破坏性大风和龙卷等，经常造成严重的人员伤亡和财产损失，近年来更是频发，对经济建设和社会发展以及人民生活造成很大影响(Lock and Houston, 2014; Houze et al, 2015; Reif and Bluestein, 2017, 2018; Wilson et al, 2018; 覃丹宇和方宗义, 2014; 卜茂宾等, 2018)。因此，需要准确地预报和预警强对流天气，从而减少其带来的气象和次生灾害。近几十年来，虽然天气预报技术取得很大进展，但对强对流天气的短时临近预报和预警依然面临很大挑战，特别是对于对流初生(Convective Initiation, CI)的预报。也就是在未来的几到十几小时内，如何确定什么时间在什么地点发生什么样的强对流天气，依然是天气预报方面的一大挑战。之前的研究已经发现 CI 具有多尺度和强非线性的物理过程，这样的复杂性使得对 CI 的概念性理解和精确模拟具有很大的挑战性，理解 CI 的机理，是提高强对流天气短时临近预报水平的关键所在，也是中尺度气象界研究的重点和难点(Weckwerth et al, 2004, 2019; Weckwerth and Parsons, 2006; Wilson and Roberts, 2006; Browning et al, 2007; Lock and Houston, 2014; Sun et al, 2014; Geerts et al, 2017; Yano et al, 2018; 李五生等, 2014; 覃丹宇和方宗义, 2014; 黄亦鹏等, 2019)。

CI 是强对流天气开始活动的标志，准确识别 CI 对强对流天气短时临近预报有很大的帮助。国内外很多研究都用雷达反射率因子 ≥ 35 dBZ 作为 CI 的判断标准(Roberts and Rutledge, 2003; Roberts et al, 2012; Walker et al, 2012)。Mecikalski and Bedka (2006) 则基于地球静止轨道环境业务卫星(Geostationary Operational Environmental Satellite, GOES)资料提出了 CI 的 8 个预报指标(见表 1)，包括红外云顶亮温、红外云顶亮温的时间变化趋势，红外云顶亮温差等，之后进一步进行了拓展研究(Mecikalski et al, 2008)，经修订后这些预报指标在国内也得到了应用(刘京华等, 2012; 李五生等, 2014; 郭巍等, 2018; 周鑫等, 2019)。

表 1 当前美国 GOES 业务 CI 采用的判据(引自 Mecikalski and Bedka, 2006; Mecikalski et al, 2008)

Table 1 The operational criteria of CI used by the current US GOES (From Mecikalski and Bedka, 2006;

CI 临近预报算法的红外判据	阈值
10.7 μm 温度	$< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$
10.7 μm 温度的时间变化趋势	$< -4\text{ }^{\circ}\text{C}/15\text{ min}$ $\Delta T/30\text{ min} < \Delta T/15\text{ min}$
6.5-10.7 μm 温度差	$-35\sim -10\text{ }^{\circ}\text{C}$
13.3-10.7 μm 温度差	$-25\sim -5\text{ }^{\circ}\text{C}$
12.0-10.7 μm 温度差 (GOES-11)	$-3\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$
6.5-10.7 μm 温度的时间变化趋势	$> 3\text{ }^{\circ}\text{C}/15\text{ min}$
13.3-10.7 μm 温度的时间变化趋势	$> 3\text{ }^{\circ}\text{C}/15\text{ min}$
12.0-10.7 μm 温度的时间变化趋势 (GOES-11)	$> 2\text{ }^{\circ}\text{C}/15\text{ min}$

国外在 CI 机理研究方面开展了大量的观测和数值模拟工作，很多基于科学观测试验，具有很强的系统性和针对性，获得了对 CI 机理的深入认识，为对流尺度数值预报模式的改进提供了丰富的科学依据 (Weckwerth and Parsons, 2006; Browning et al, 2007)。国内也开展了很多关于 CI 机理的研究工作，证实了一些重要的 CI 机制也适用于中国地区 (郑媛媛等, 2011; 孙继松和陶祖钰, 2012; 郑永光等, 2017)，但国内主要还是以个例分析为主，缺少系统性工作。

CI 研究是强对流预报预警的难点问题，近年来虽然通过精细的观测分析和对流尺度数值模拟，已经形成了几个触发 CI 的概念模型，并建立若干个触发 CI 的热动力关键指标，但是 CI 的机理非常复杂，下垫面、地形、气候特征不同的区域的 CI 机制差异很大，还需要更多更细节的研究 (Reif and Bluestein, 2018; Weckwerth et al, 2019; 郑永光等, 2017)。因此，有必要对之前的 CI 研究进行一定的总结，帮助预报员更容易识别 CI 可能发生的环境，从而改进强对流天气的短时临近预报和预警水平，并为之后的 CI 机理研究提供一定的借鉴。

已有的研究表明，CI 分成两种：基于地面触发的 CI (简称“地基 CI”) 和基于地面以上高度触发的 CI (简称“高架 CI”)。地基 CI 一般在下午和晚上发生，由地面辐合线触发。与地面辐合无关的高架 CI 大多在夜间发生，其触发经常与高架辐合区域有关 (Wilson and Roberts, 2006)。本文将近年来国内外 CI 机理研究的若干成果进行简要总结，第一部分介绍各种地基 CI 机理，第二部分介绍高架 CI 机理，以期为将来的强对流短时临近预报和预警研究提供参考。

1 地基 CI 的机理

国外在这方面开展了大量研究。2002 年美国开展了著名的国际水科学研究项目 (International H₂O Project, IHOP)，其科学目标之一是研究边界层辐合线导致的 CI 的机理 (Weckwerth and Parsons, 2006; Wilson and Roberts, 2006)。2005 年夏季在英国南部开展的对流风暴初生研究计划 (Convective Storms Initiation Project, CSIP) (Browning et al, 2007)

和 2007 年夏季在欧洲中部地区开展的对流及地形降水研究计划 (Convective and Orographically induced Precipitation Study, COPS) (Wulfmeyer et al, 2011) 的主要目标之一也是研究 CI 的形成机理, 其间的研究表明, 出流边界形成的动力不稳定和低层辐合上升对对流的形成和加强起到重要作用 (Marsham and Parker, 2006; Morcrette et al, 2006; Wulfmeyer et al, 2011; Khodayar et al, 2013)。近年来, 国内很多学者也开展了触发 CI 的观测分析和数值模拟研究, 表明在我国不同地区出流边界和复杂地形是触发 CI 的重要机制 (漆梁波等, 2006; 陶岚等, 2009; 陈明轩等, 2010, 2013, 2017; 王彦等, 2011; 俞小鼎等, 2012; 赵金霞等, 2012)。

1.1 边界层辐合线

CI 的影响因素很多, 有时会受多个因子共同作用, 有时在对流形成的不同阶段的主要影响因子不同。其中, 沿着边界层辐合线的 CI 已经是一个十分活跃的研究领域, 之前很多的研究已经表明边界层辐合线可以触发新对流或加强已经存在的对流 (Shapiro et al, 1985; Wilson and Schreiber, 1986; Wilson et al, 1992, 2010; Wilson and Mueller, 1993; Weckwerth and Parsons, 2006; Wilson and Roberts, 2006; Wakimoto and Murphey, 2010; Alexander et al, 2018; 陈明轩等, 2010; 王彦等, 2011; 赵金霞等, 2012)。实际上, 边界层辐合线是边界层内大气 (风、温度或者水汽) 的不连续分界线, 可以看成是边界层内的不稳定触发因子, 在边界层辐合线附近存在显著的辐合和上升, 能够减小对流抑制、通过气块增湿增加热力不稳定性, 从而有利于 CI 的出现 (Doswell III, 1987; Johnson and Mapes, 2001)。

Wilson and Schreiber (1986) 将边界层辐合区域 (经常被称为“边界”) 定义为“一条加强的雷达反射率因子细线和/或多普勒径向速度上明显的辐合线, 宽度 1-3 km, 长度大于 10 km, 持续至少 15 min”, 包括阵风锋 (Weckwerth et al, 2008; 陈明轩等, 2013, 2017), 干线 (Xue and Martin, 2006a; Hill et al, 2016), 天气尺度锋面 (Shapiro et al, 1985), 海风锋 (Pielke, 1974; Laird et al, 1995), 湖风锋 (Sills et al, 2007; Wang et al, 2019), 地形导致的环流 (Banta and Schaaf, 1987; Bennett et al, 2006; Langhans et al, 2011; Houze, 2012; Weckwerth et al, 2014) 等。很早之前已经有研究记录了边界层辐合线在对流初生中的重要作用 (Byers and Rodebush, 1948), 并发现地面辐合区域与 30 分钟之后的对流初生有关。之后很多研究也注意到辐合线与海陆风相互作用, 对沿着佛罗里达半岛深厚对流初生很重要 (Burpee, 1979; Cooper et al, 1982; Watson and Blanchard, 1984)。Wilson and Schreiber (1986) 发现科罗拉多州 79% 的对流 (≥ 30 dBZ) 初生发生在边界层辐合线附近, 强对流 (≥ 60 dBZ) 则增加到 95%, 而碰撞的辐合线触发了 71% 的新对流或加强已经存在的对流。Reif and Bluestein (2017) 表明美国大平原中部和南部大约 76% 的 CI 发生在近地面边界附近。Iwai et al (2018) 的研究发现日本关东平原南部的一个海风锋从东京湾移动到内陆后触发了一个新对流单体。Huang et al (2019) 对具有显著植被差异的华北河套地区的研究发现, 44% 受植被差异引发的热力环流形成的辐合线可以触发 CI。Abulikemu et al (2019) 发现很多连续发

生 在 华 北 渤 海 湾 区 域 的 CI 与 阵 风 锋 有 关。

很多研究表明，不同边界相互作用区域的近地面动力不稳定明显增强，CI 经常发生在两个或更多的边界相互作用处（Droegemeier and Wilhelmson, 1985a, b; Lee et al, 1991; Nicholls et al, 1991a; Kingsmill, 1995; Weiss and Bluestein, 2002; Wilson and Roberts, 2006; Browning et al, 2007; Reif and Bluestein, 2017; Bai et al, 2019; Cui et al, 2019; 陈明轩等, 2010)。这也可能与边界碰撞面两边低层水平涡度的平衡有关，这个平衡导致了更垂直的深厚上升流（Mahoney III, 1988; Rotunno et al, 1988)。Klūpfel et al (2012) 研究了西非土壤湿度不均匀导致的热力强迫辐合区域，该辐合区域单独没有触发深厚对流，其与阵风锋相互作用，加之输送到该区域的季风气团才触发了新对流。Abulikemu et al (2015) 发现华北的一个对流的阵风锋和一个海风锋相向移动时，它们之间的暖空气被挤压，触发了局地对流。在这些单体的发展过程中，低空辐合和两个锋面之间明显加强的条件不稳定性都有助于 CI。Qin and Chen (2017) 发现北京西南部的一个冷锋和一个干线共同作用产生了 CI。陈明轩等 (2017) 研究了京津冀复杂地形条件下导致对流风暴局地新生和发展的热动力机制，发现阵风锋相互作用区域不断有对流单体新生和增强。Bai et al (2019) 发现中国中东部阵风锋和近地面辐合线的相互作用导致了 CI。

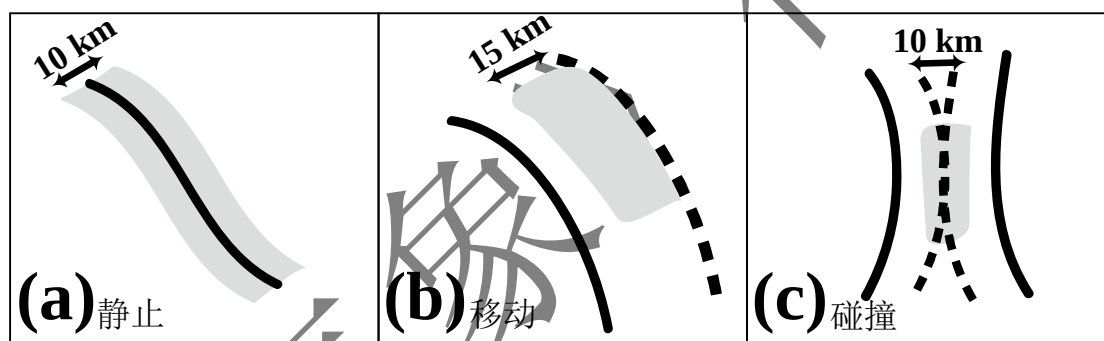


图 1 与边界有关的对流初生。黑实线表示边界，黑虚线表示边界移动后的位置，灰色表示可能出现 CI 的区域。(a) 静止的边界，(b) 移动的边界，(c) 碰撞的边界（引自 Wilson and Mueller, 1993）

Fig. 1 CI by boundary. The black solid lines and the black dashed lines indicate the positions of the boundaries and the moved ones, respectively. The gray areas indicate the regions where CI may occur. (a) Stationary boundary, (b) Moving boundary, (c) Colliding boundaries (From Wilson and Mueller, 1993)

图 1 展示了边界附近 CI 可能出现的区域，静止边界两边都有可能出现 CI，而 CI 一般出现在移动边界的后侧，两个或多个边界的相互作用区域是最有可能出现 CI 的位置。但是有时候，对流也会在边界碰撞之前突然出现。例如，Nicholls et al (1991a) 提到当东西海岸的海风锋靠近时，深厚对流可以在它们之间出现。Fankhauser et al (1995) 发现在阵风锋和海风锋碰撞之前的几分钟，新对流就已经出现在两者之间。他们认为这是因为下午随着地面加热的减少，在中间的气团中有一个辐合线形成。Abulikemu et al (2016) 发现在华北的一个海风锋和一个阵风锋融合，尽管它们相距还有 25-30 km，几个对流单体就在两个锋面之间产生。

尽管边界对决定新对流形成的大体位置是重要的,但是不能决定对流出现的准确时间和地点,不是出现 CI 的充分条件 (Wilson and Mueller, 1993)。例如,在有些个例中,因为不利的对流层中层环境,在一些边界碰撞处并没有出现 CI (Wilson and Schreiber, 1986; Stensrud and Maddox, 1988)。此外,在移动的边界之前有云存在,也可能是产生 CI 的一个关键因素 (Wilson and Mueller, 1993; May, 1999; Hane et al, 2002)。小尺度空间 (几千米) 和时间 (几十分钟) 的温度、湿度和风的变化对新对流出现的时间和位置有重要作用 (Mueller et al, 1993; Crook, 1996; Weckwerth et al, 1996; Murphey et al, 2006)。

边界经常被考虑成二维的,但是沿着边界可能有明显的局地变化,这可能在 CI 的产生中起重要作用。大量的研究者已经关注了沿着边界的变化,并且表明沿着这些边界的确有易于出现 CI 的位置 (如图 2)。这些非均匀分布可以归因于热动力稳定性的局地变化,这已经在大量的研究中观测到 (Mueller et al, 1993; Weckwerth et al, 1996)。一个边界层辐合线附近强对流的发展需要足够的不稳定性,而边界层局地的湿度和温度可以代表那里的大气不稳定性 (Mueller et al, 1993; Weckwerth et al, 1996)。已经有一些研究强调了精确估计水汽和温度在对流初生和发展预报中的重要性。Woodcock (1960) 第一个提出环境湿度的变化在 CI 中的重要作用,他观测到当低层气团抬升时,湿气团首先到达抬升凝结高度 (Lifting Condensation Level, LCL), 因此将会首先通过潜热释放而增加浮力,加快气团抬升,从而形成新对流。Droegemeier and Wilhelmson (1985a) 的模拟研究显示,增加的低层湿度使得对流增长更快,变得更强。Mueller et al (1993) 发现在一个近中性的环境中,地面温度或露点温度扰动 2-4 °C 可能对对流的初生是很重要的,而这个量级的小尺度扰动是很常见的。Lee et al (1991) 和 Crook (1996) 进行的数值模拟表明,水汽混合比改变 1 g kg^{-1} 会对对流发展有重要影响。而在边界层内经常观测到,几千米距离内水汽混合比就变化 $1.5\text{-}2.5 \text{ g kg}^{-1}$ (Weckwerth, 2000)。Couvreur et al (2012) 研究了西非半干旱环境中的 CI, 指出感热通量、中低层的湿度、低层温度直减率和一个中尺度上升流对半干旱条件中深厚对流初生有重要作用。Kato (2018) 研究东亚低层水汽的代表性高度,发现 500 m 以下的低层湿空气对深厚湿对流的初生非常重要。

沿着边界的动力变化也是 CI 的一个重要影响因子。例如,海岸线的形状可以影响沿着海风锋的对流云分布 (Purdom, 1976)。Pielke (1974) 发现沿着海风锋,在海岸线的突出部位,因为海陆加热不同而导致了辐合和垂直速度极大值。也有观测显示与边界有关的波模态或切变不稳定性能产生沿着边界的变化。Carbone et al (1990) 观测到沿着一个阵风锋的波模态顶点处 (雷达观测到一系列的 80-150 km 的弓状回波), 有局地的辐合极大值,是对流初生和发展的有利区域。Weckwerth and Wakimoto (1992) 发现在 K-H 波 (Kelvin-Helmholtz; 在地面之上 1-2 km, 有 3-5 km 的间隔, 大约与边界正交) 逆切变一边 (上升运动一侧) 有阵风锋上升流的极大值。Kingsmill (1995) 假设,沿着出流边界的来自于 Helmholtz 切变不稳定的微气旋 (环流的半径小于 4 km; Fujita, 1981), 可以决定哪里会触发深厚对流, Lee and

Wilhelmson (1997a) 的数值模拟也进一步证明了这个假设。

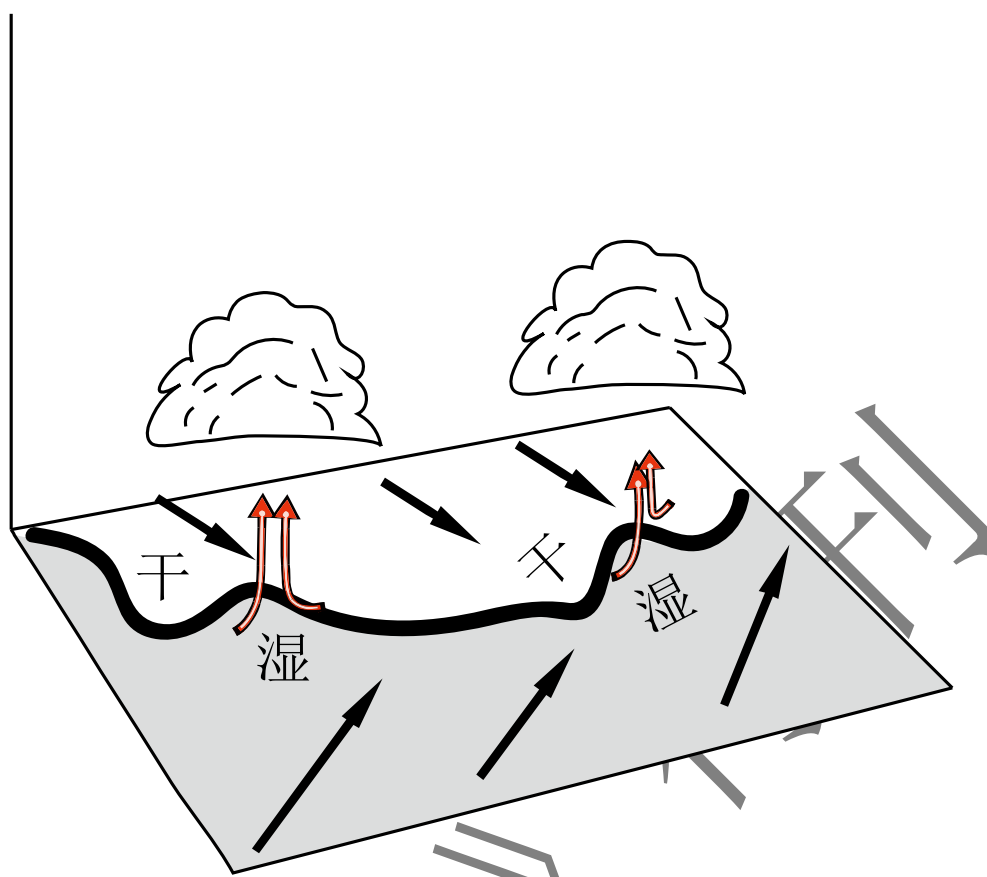


图 2 弯曲边界附近湿度的水平分布和上升流可能触发 CI (引自 Murphey et al, 2006)

Fig. 2 The relationship between horizontal distribution of moisture and updrafts near the curved boundary that may lead to CI (From Murphey et al, 2006)

对流的初生对大气不稳定性的微小变化很敏感 (Mueller et al, 1993; Crook, 1996)。一般将不稳定性分成热力不稳定性和切变不稳定性。局地位温随高度减小的区域存在热力不稳定性, 例如, 当密度流向前运动时, 由于地面摩擦的影响, 高层的气流运动得较快, 高层的密度流伸入前方密度较小的空气中, 形成密度流“鼻子”, 低层空气密度较小, 高层空气密度较大, 导致不稳定 (Lee and Wilhelmson, 1997a)。而大气的不稳定性对局地的湿度变化也很敏感, 有时比温度变化更敏感。这是因为水汽凝结释放的潜热明显大于气团温度增加所需的热量 (俞小鼎等, 2012; 郑永光等, 2017)。切变不稳定性的理论研究可以追溯到 Helmholtz (1868), 他指出切变不稳定性在两个不同流速之间的过渡区形成。Rayleigh 的拐点理论指出, 切变不稳定性的一个必要条件是过渡区的速度廓线上必须有一个拐点 (Rayleigh, 1879), 而在拐点处涡度必然变号, 形成不同的涡旋, 这与 Helmholtz (1868) 发现的自由切变层中的涡街一致。例如, Mueller and Carbone (1987) 研究了一个阵风锋的热动力结构和特征, 表明由于冷池出流与其上方环境风速不同, 在阵风锋附近产生 K-H 不稳定性, 并随着冷池出流向前移动而向后传播, 最终在逆切变侧 (上升运动一侧) 产生 CI。

1.2 水平对流卷

水平对流卷 (Horizontal Convective Rolls, HCRs) 包含对流边界层内的相反旋转涡 (LeMone, 1973), 其形成受感热通量和风切变的影响 (Wakimoto and Atkins, 1994)。一些研究已经表明热力不稳定性是 HCRs 的主要强迫机制 (Kuo, 1963; Asai, 1970a, b, 1972), 而也有些研究发现, HCRs 形成后动力不稳定性是主要的 (Faller, 1963; Lilly, 1966; Stensrud and Maddox, 1988)。但是大多数关于 HCRs 的研究发现, 热力和动力不稳定性的共同作用对 HCRs 的形成是必要的 (Miura, 1986; Kristovich, 1993; Weckwerth et al, 1997)。

Wilson et al (1992) 发现在辐合线与 HCRs 的碰撞处上升流加强, 触发了新对流。Xue and Martin (2006b) 研究的 HCRs 在干线的两边都存在, 其宽高比 (卷轴间距和深度的比值) 为 3-7。西边的 HCRs 更强, 它们的上升流有几米每秒, 在地面产生强的湿度辐合带, 与干线相交, 干线变成波状。HCRs 的下沉流在地面产生辐散, 产生了非对称的地面辐散模式, 修正了最大辐合的位置。地面辐散帮助集中背景的垂直涡度, 成为涡中心或微气旋。但是微气旋不与最大的上升流和 CI 的位置相同, 其促进微气旋南北两边的地面辐合, 从而有助于 CI 的产生。HCRs 主要与其他边界相互作用触发 CI (Wakimoto and Atkins, 1994; Atkins et al, 1995; Fovell, 2005), 目前还没有关于 HCRs 单独触发对流的详细研究。

1.3 微气旋

Wilson et al (1992) 的研究结果表明, 对流的初生经常与沿着辐合线的微气旋有关。Kingsmill (1995) 观测到沿着一个阵风锋的一系列间隔 3-5 km 的小尺度 (2-4 km) 的垂直涡度极大值, 相似的特点也被大量观测到 (Carbone, 1982, 1983; Wakimoto and Wilson, 1989; Wilson et al, 1992; Arnott et al, 2006; Murphrey et al, 2006)。Fujita (1981) 将这种类型的环流称为微气旋。Kingsmill (1995) 假设这些微气旋起源于水平切变不稳定 (有时候也称为 K-H 不稳定)。在每个垂直涡度极大值附近观测到辐合和垂直速度极大值, 但是这些位置并不是 CI 产生的地方。Lee and Wilhelmson (1997a, b) 的模拟发现, 穿过边界的强水平风切变触发了不稳定性, 加强了微气旋的垂直涡度。但在微气旋环流中心西北和东南加强的低层辐合区域, 有加强的上升流, 因此更容易出现 CI (如图 3b 中的+表示的辐合加强区域)。但是, Friedrich et al (2005) 发现阵风锋经常只有一小部分的微气旋明显, 一些辐合极大值只出现在微气旋环流中心的一侧, 一些出现在两侧, 而大多数辐合极大值几乎与微气旋环流中心重合, 而不是如图 3b 中在微气旋环流中心对称的西北和东南两侧。

已经有研究表明不稳定性的水平切变可以产生垂直涡度 (Miles and Howard, 1964; Mueller and Carbone, 1987; Kingsmill, 1995; Roberts and Wilson, 1995)。另外, 垂直涡度拉伸 (Wilson et al, 1992) 和水平涡度倾斜 (Atkins et al, 1995) 也被观测到是垂直涡度的主要影响因子。对流边界层的大涡模拟也检验了涡度的形成机制。例如, Kanak et al (2000) 发现局地的垂直涡度倾向于在垂直速度极大值内出现。Kanak et al (2000) 和 Shapiro and Kanak (2002) 猜想, 水平涡度最初是由密度流产生, 然后这个水平涡度由于垂直速度的水

平梯度而倾斜，产生垂直涡度。因为垂直速度与涡度之间的反馈，边界层涡度的演化很大程度上与 CI 有关。这些反馈已经经过深厚湿对流的深入理论和数值模型研究 (Klemp, 1987)。上升流平流和垂直涡度拉伸，在大多数强雷暴案例中也会导致非超级单体龙卷的发展 (Wakimoto and Wilson, 1989)。

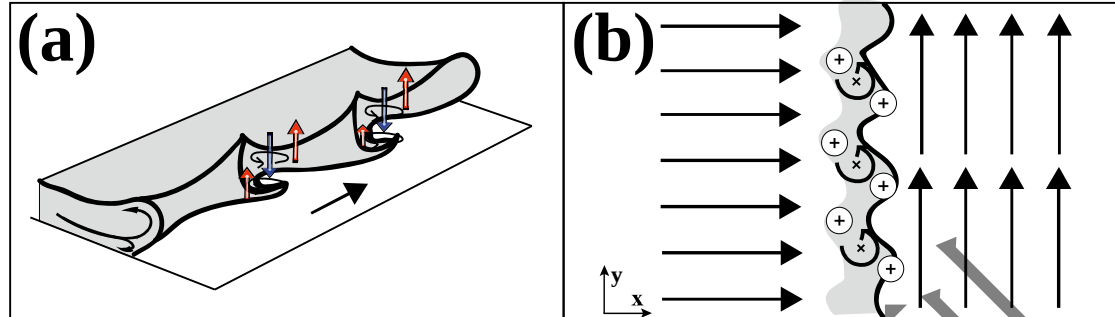


图 3 沿着一个出流边界的辐合、微气旋和上升流。(a) 3D 图 (引自 Lee and Wilhelmson, 1997a), (b) 水平图, +表示辐合加强, ×表示正垂直涡度加强 (引自 Friedrich et al, 2005)

Fig. 3 Schematic diagrams showing convergence, microcyclones and updrafts along an outflow boundary. (a) 3D (From Lee and Wilhelmson, 1997a), (b) 2D, + represents enhanced convergence, × represents enhanced positive vertical vorticity (From Friedrich et al, 2005)

1.4 垂直切变

研究发现，环境垂直风切变与边界热动力场的相互配合，对对流的触发和维持也有重要作用 (Droegemeier and Wilhelmson, 1985b, 1987; Mahoney III, 1988; Rotunno et al, 1988; Weisman et al, 1988; Weisman and Rotunno, 2004; Bryan et al, 2006; Lombardo and Colle, 2012, 2013; 陈明轩和王迎春, 2012; 鲁蓉等, 2019)。对流前的环境垂直风切变和对流降水形成的冷池相互作用，会直接影响到冷池前沿(即出流边界)附近的近地面空气的抬升程度。Thorpe et al (1982) 和 Rotunno et al (1988) 已经展示相对阵风锋的低层风切变与对流的生命周期相关。Rotunno et al (1988) 强调了一个深厚上升流对触发对流的重要性。他们的模拟表明，当环境低层风切变与对流冷流出流导致的环流各自相关的水平涡度平衡时，才产生垂直的深上升流，从而沿着辐合边界触发深厚对流。一个不利的切变环境可能使得上升流倾斜，以至于抬升的气团不能到达它们的自由对流高度 (Level of Free Convection, LFC)。而对于 CI 的产生，在离开边界层辐合区域之前，使得边界层气团到达它们的 LFC 是很重要的。另外，Johns and Doswell III (1992) 和 McNulty (1995) 发现 0-6 km 有强垂直切变时，有利于多单体或超级单体的发生发展，在较弱的垂直切变中，对流单体在向下风方向传播时迅速消失 (Ziegler and Rasmussen, 1998)。陈明轩和王迎春 (2012) 的模拟研究发现，0-3 km 低层垂直切变对飚线的发展维持最重要。而 Abulikemu et al (2019) 发现阵风锋上方向锋前倾斜的上升流在 CI 过程中起重要作用，与中层垂直风切变 (约 3-5 km) 有关正涡度导致了这个向前倾斜的上升流，这与考虑低层切变的 RKW 理论 (Rotunno-Klemp-Weisman) (Rotunno et al, 1988) 不同，强调了中层垂直风切变在 CI 过程中的作用 (图 4)。

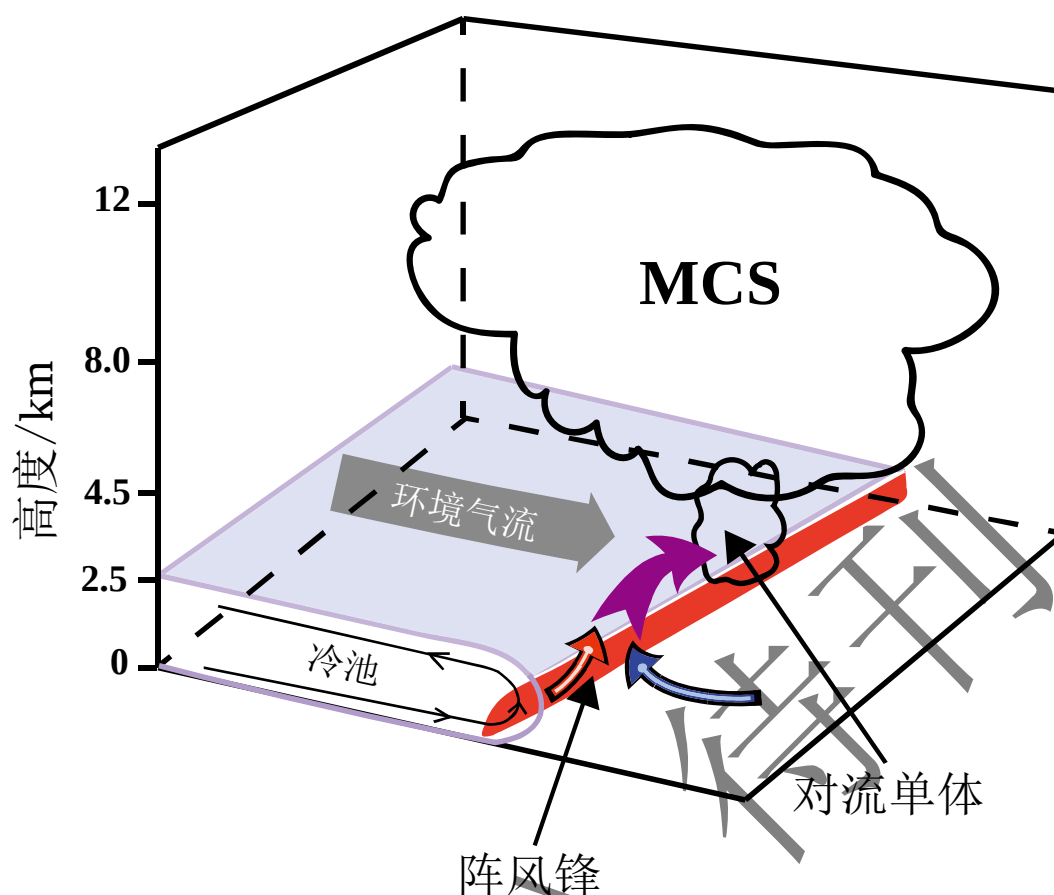


图 4 与阵风锋顶部中层垂直风切变有关的 CI 过程。红色向上的箭头表示阵风锋前边界向前倾斜的上升流，蓝色箭头表示来自于环境的气流，它们两个上面的紫色弯曲箭头表示两个低层气流的辐合和中层垂直风切变导致的向前倾斜的上升流（引自 Abulikemu et al, 2019）

Fig. 4 Schematic model showing the mechanism of the CI process associated with the ambient vertical wind shear on top of the gust front. The red upward arrow depicts the forward-tilting updraft at the leading edge of the gust front. The blue arrow shows another air stream coming from ahead of the gust front. The curved purple arrow above them represents the convergence of the low-level airflows and the forward-tilting updraft caused by the positive vorticity associated with the ambient vertical wind shear on top of the gust front (From Abulikemu et al, 2019)

1.5 地形效应

山脉地形会导致风场的垂直和水平扰动，这些扰动增加了山区 CI 出现的可能性（Banta and Schaaf, 1987; Kottmeier et al, 2008; Langhans et al, 2011; Houze, 2012; Weckwerth et al, 2014）。近几十年来，国际上开展了多个不同地形条件下的对流触发试验，如：对流初生与下击暴流实验（Convection Initiation and Downburst Experiment, CINDE）（Wilson et al, 1988），龙卷旋转起源验证实验（Verifying the Origins of Rotation in Tornadoes Experiment, VORTEX）（Rasmussen et al, 1994），对流和降水/闪电项目（Convection and Precipitation/Electrification, CaPE）（Wilson and Megenhardt, 1997），IHOP（Weckwerth et al, 2004; Wilson and Roberts, 2006），CSIP（Browning et al, 2007），COPS（Wulfmeyer et al, 2011），强雷暴和阿尔伯塔边界层理解实验（Understanding Severe Thunderstorms and Alberta

Boundary Layers Experiment, UNSTABLE) (Taylor et al, 2011), 美国大平原夜间高架对流实验 (the Plains Elevated Convection at Night, PECAN) (Geerts et al, 2017), 以及东京都市圈关于极端天气弹性城市的对流研究计划 (Tokyo Metropolitan Area Convection Study for Extreme Weather Resilient Cities, TOMACS) (Misumi et al, 2019)。利用这些试验期间获取的丰富观测资料, 结合数值模拟研究, 人们对不同地形附近的对流触发过程和机理有了进一步认识。已经有一些研究提出了几个概念模型来理解地形对 CI 的影响 (Banta and Schaaf, 1987; Houze, 2012; Kirshbaum et al, 2018)。最简单的机制是机械抬升 (图 5a)。在山地迎风坡, 入流被机械抬升, 导致了凝结, 出现新对流。相反, 在背风坡, 那里的下坡风被加热和变干, 对流被抑制 (Smith, 1979)。另一个简单的机制是由于不同太阳辐射加热导致的山地-平原环流 (Wolyn and Mckee, 1994), 白天形成的上坡风在山顶辐合, 经常产生 CI (图 5c)。夜晚相反, 下坡风与与入流辐合, 在山脚产生上升流, 有可能产生 CI (图 5d)。另外, 背风面辐合也有利于产生 CI (图 5b), 而山后的重力波上升流使得局地气团增湿, 增加了不稳定性, 有可能产生 CI (图 5e), 但大多数需要与其他因素协同作用。例如, 与山后入流导致的低层辐合共同作用, 高低空叠加的上升流更容易产生深厚对流 (图 5f)。

地形对 CI 的影响已经在全世界不同地区的研究中发现。例如, Tripoli and Cotton (1989a, b) 检查落基山脉背后的中尺度对流系统 (Mesoscale Convective System, MCS) 发现, 地形导致的热力和机械流通过与环境气流的相互作用创造了一个有利于 CI 的环境。Smith et al (2009) 研究热带地区的地形降水发现, 迎风坡的条件不稳定导致了对流被抬升触发。Weckwerth et al (2011) 关于欧洲复杂地形的研究也发现 CI 更喜欢在较高的地形处产生。在京津冀的白天, 在山上大气比在周围加热得更快, 上坡气流在山顶辐合。当气团超过它们的 LFC 时, 对流被触发。在夜晚, 环流相反, 对流在山顶被抑制。当一个边界层中的低空急流遇到地形差异或海岸 (不同的地表摩擦) 时, 它会因此产生有助于 CI 的抬升 (Chen et al, 2014)。中国西南部的青藏高原与四川盆地和华中山脉与华东平原热力差异导致山脉-平原环流, 其上坡风有助于产生 CI (Sun and Zhang, 2012; Jin et al, 2013; Li et al, 2017)。而夜间华南海岸地形导致的山脉-平原环流与陆风联合, 加强离岸辐合, 从而产生新对流 (Chen et al, 2016)。Bai et al (2020) 也发现华南大多数 CI 集中于海岸线 100 km 之内, 并且受局地地形和海陆差异影响很大。Cancelada et al (2020) 发现相比平原, 南美东南部的 CI 更容易发生在山脉附近。Branch et al (2020) 表明阿拉伯半岛东北部的夏季 CI 倾向于在最高峰处和山脊沿海一边产生。

Wang et al (2016) 研究了大别山的 CI 机制, 发现产生 CI 的辐合线由不同尺度的地形产生。Hua et al (2020) 研究了华北山西高原多尺度地形对对流降水系统初生和维持的影响。结果发现, 最初的对流在山西高原的小尺度太岳山触发。在夜间有一个稳定的边界层, 太岳山产生地形重力波。重力波导致的抬升使得低对流层绝热变冷和饱和, 因此产生一个有利于 CI 的湿绝对不稳定层。在白天, 由于太岳山和长治盆地之间的太阳辐射加热差异, 一个山

地-平原环流建立，上坡风增加了山上的低层辐合，最终促进了 CI 的产生。但关于多尺度地形对 CI 影响的研究还比较少，仍需要更多的进一步研究。

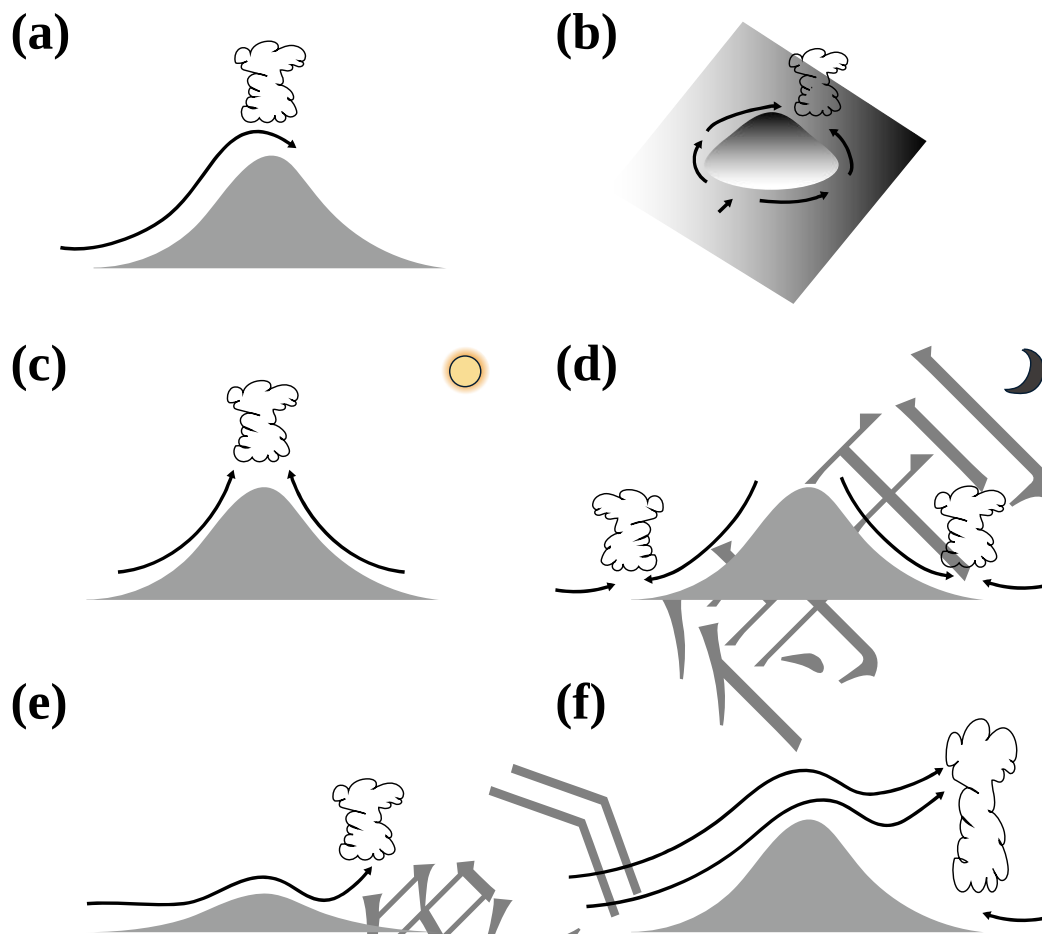


图 5 地形影响 CI 的概念图。(a) 机械抬升，(b) 背风面辐合，(c) 白天山顶热力强迫的上升流和对流，(d) 夜间山脚附近的下沉气流和对流，(e) 山丘后的背风波，(f) 背风侧高空重力波上升流和上坡流 ((e) 引自 Houze, 2012, 其他引自 Kirshbaum et al, 2018)

Fig. 5 Schematic of basic mechanisms of convective initiation over mountains. (a) mechanical lift, (b) lee-side convergence, (c) daytime thermally forced anabatic flow and convection over the crest, (d) nocturnal katabatic flow and convection near the mountain base, (e) lee wave, (f) lee-side gravity-wave ascent aloft and upslope flow ((e) from Houze, 2012 and others from Kirshbaum et al, 2018)

总的来说，国内外目前对 CI 机理的研究已经取得了很大进展，发现边界层辐合线、温湿度扰动及不稳定性、微气旋、垂直切变和地形等因素都对 CI 的产生可能有一定的影响。但是很多局地离散对流单体的初生机制还不是很清楚，因此还需要对边界层热动力场和不同发展阶段积云的更详细观测，从而了解对流初生和演化的更多细节。在进行强对流的短时临近预报时，需要组合雷达数据来探测辐合线，高分辨率的卫星数据来探测云增长，以及地面和探空数据来综合估计产生新对流的可能性和具体机制。

2 夜间高架 CI 的机理

在夜间时，经常出现一个稳定的边界层（Stable Boundary Layer, SBL），其抑制近地面辐合区域，不稳定气团在 SBL 之上，因此常产生高架 CI (Reif and Bluestein, 2017; Weckwerth et al, 2019)。高架对流定义为基底不在边界层的对流，在暖季夜间常见 (Weckwerth et al, 2019)。预报夜间高架 CI 特别有挑战性，因为它经常在 900 到 600 hPa 产生 (Wilson and Roberts, 2006)，因此掌握稳定边界层之上的精细特征对夜间 CI 的预报更重要 (Squitieri et al, 2016)。

典型的观测系统不能观测高空高时空分辨率的温度、湿度和风场条件 (Clark et al, 2007)。但在过去十年，夜间对流的案例研究已经很多，特别是那些使用外场观测试验的高时空分辨率数据的研究，例如 IHOP 和 PECAN。已有的研究表明，夜间 CI (Nocturnal Convection Initiation, NCI) 与涌和重力波 (Koch et al, 2008a, b)，以及低空急流出口区域的暖平流和中尺度辐合有关 (Stelten and Gallus, 2017; Trier et al, 2017; Wilson et al, 2018)。Wilson and Roberts (2006) 注意到中层辐合和条件不稳定是 IHOP 期间触发夜间对流的主要因子。但是这些不是全面的，也可能有其他产生 CI 的特征或机制。

2.1 低空急流

低空急流 (Low-Level Jets, LLJs) 对夜间对流的初生和维持很重要 (Rasmussen and Houze, 2016; Reif and Bluestein, 2017; Gebauer et al, 2018; Shapiro et al, 2018; Weckwerth et al, 2019)。LLJs 是大气低层风速的极大值区，一般在离地面 1 km 之内 (Song et al, 2005; Shapiro et al, 2016)。LLJs 提供了对强对流有利的热动力条件 (Trier and Parsons, 1993; Marsham et al, 2011)。沿着 LLJs 终点的水平辐合导致大尺度抬升 (Tuttle and Davis, 2006)，LLJs 在稳定的夜间边界层之上向上和向北的湿度输送，降低了环境的稳定度 (Trier and Parsons 1993; Trier et al, 2020; Zhang et al, 2019)，从而有利于对流的初生和演化 (如图 6)。LLJs 也可以产生强切变不稳定性 (孙淑清和翟国庆, 1980)，根据一个飚线理论 (RKW 理论)，与 LLJs 有关的低层切变有利于中低层大气抬升，从而有助于产生 CI (Rotunno et al, 1988)。另外的解释是，CI 的产生与急流的反气旋切变侧的辐合有关 (Bonner, 1966)。最近的研究表明，急流的反气旋切变侧有上升流，这是因为急流反气旋切变侧的反气旋涡度随着急流强度的减弱而减小，根据连续方程可以产生上升气流 (Pu and Dickinson, 2014)。

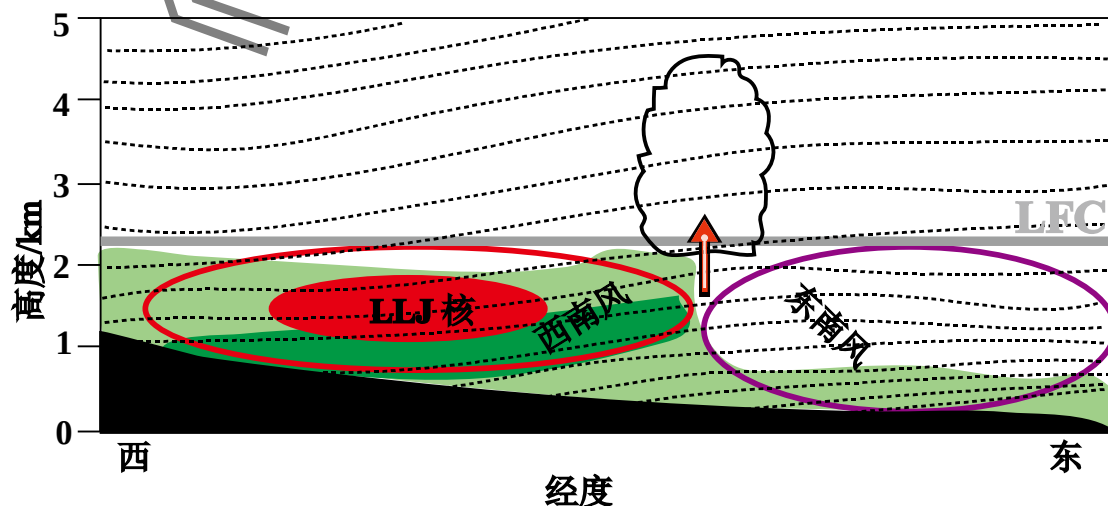


图 6 LLJ 触发 CI 的截面图。黑色区域表示自西向东的地形（从左到右），绿色表示水汽，黑虚线表示等熵线，红色椭圆区域表示西南气流，红色实心区域表示 LLJ 核，紫色椭圆区域表示东南气流（引自 Weckwerth et al, 2019）

Fig. 6 Vertical cross-sectional conceptual model illustrating processes and features that may contribute to LLJ-only NCI. The black area is topography from west to east (left to right). Higher moisture content is indicated in green. The red elliptic domain and purple elliptic domain indicate southwesterly flow and southeasterly flow, respectively, with embedded solid red region showing the LLJ core (From Weckwerth et al, 2019)

Gebauer et al (2018) 的研究显示，在一个强转向的 LLJ 的顶部有湿度平流和辐合，在晚上 LLJs 最强时导致 CI。LLJs 和东西向大气锋面边界的交叉处可能是另一个有利于对流发展的区域 (Trier and Parsons, 1993)。LLJs 与高空急流 (Upper-Level Jets, ULJs) 的耦合有时也会在 NCI 中起重要作用 (Moore et al, 2003)。1 km 之下的边界层急流 (Boundary Layer Jet, BLJ) 和 1-4 km 之内的天气尺度低空急流 (Synoptic-system-related Low-Level Jet, SLLJ) 可能会同时存在。例如，Du and Chen (2018, 2019) 的研究发现，中国南海北部的夜间 BLJ 在近海岸加强了边界层（约 950 hPa）的辐合，内陆冷锋南面 SLLJ 的入口区域提供了对流层低层（约 700 hPa）的辐散。这样的低层辐合和中层辐散共同作用，在海岸产生了强的中尺度抬升。另外，两个低层急流也提供了附加的小尺度扰动，这些小扰动可以作为低对流层的有效加湿机制，从而最终触发 CI。

2.2 涌或密度流

涌可能在高架 NCI 的触发中起了重要作用 (Haghi et al, 2019; Parsons et al, 2019)。水中的潮涌首先被认识到，直到 20 世纪，才发现大气中也存在涌。一般，当低层气流被密度流或固体阻碍时，就会产生类似于“水跃”的扰动，当较轻的气流不能够完全处于较重气流的上面时，它就可能发展成一个涌。一般涌经过时，地面气压升高，气温不会改变或微弱上升。1948 年一个对流产生的涌被 Tepper (1950) 定义，直到半个世纪之后，涌和深厚对流的相互作用才被又一次研究 (Carbone et al, 1990; Karyampudi et al, 1995)。大量的观测研究已经表明夜间对流可以产生涌 (Koch et al, 1991, 2008a, b; Knupp, 2006; Wilson and Roberts, 2006; Martin and Johnson, 2008; Coleman et al, 2010; Hartung et al, 2010; Coleman and Knupp, 2011; Watson and Lane, 2016)。除了 Wilson and Roberts (2006) 之外，其他研究都是案例研究。第一个研究涌的外场观测试验是 IHOP，相关的研究表明涌经常沿着 MCS 出流发展和可能触发 CI (Wilson and Roberts, 2006; Haghi et al, 2017)。为了不限于只是案例研究，Haghi et al (2017) 使用 IHOP 的观测，进行了一个涌和夜间环境动力关系的系统研究。

最近大气涌已经受到了很多关注 (Haghi et al, 2019)。涌通过抬升气团到高空，导致气团变得湿冷 (Knupp, 2006; Koch et al, 2008a, b)，减小自由对流高度 (LFC) 和对流抑制能量 (Convection Inhibition, CIN) (Loveless et al, 2019; Parsons et al, 2019)，最后抬升容易超过 LFC 高度，出现 NCI (Haghi et al, 2017; Parsons et al, 2019)。最近 Haghi et al (2017) 的研究表明对流冷池和低对流层相互作用产生了涌，涌的上升流自身可以将不稳定层抬升到 LFC，从而直接维持深厚对流，而不需要其他的上升流，这与 Parker (2008) 的观测一致。

Parsons et al (2019) 的研究发现涌也可以与 LLJ 共同作用促进 CI 产生。LLJ 出口的辐合产生的中尺度上升流与对流层低层的涌的上升流叠加，最终在夜间逆温层上方触发新对流（图 7）。

但是一些观测显示新对流可以在涌的前面产生，涌的前边界和最大上升流的位置间的距离较远（约 10-100 km），使得 CI 的产生归因困难（Haghi et al, 2017）。在 Blake et al (2017) 的模拟中，涌的抬升使得对流附近环境的稳定度下降，这对于深厚对流的触发或维持更有利，但是对流是由其他过程触发的。同时，涌也继续向对流系统前方传播，CI 究竟是由后面传来的涌的抬升触发还是其他过程触发，这是很难确定的（Parsons et al, 2019）。

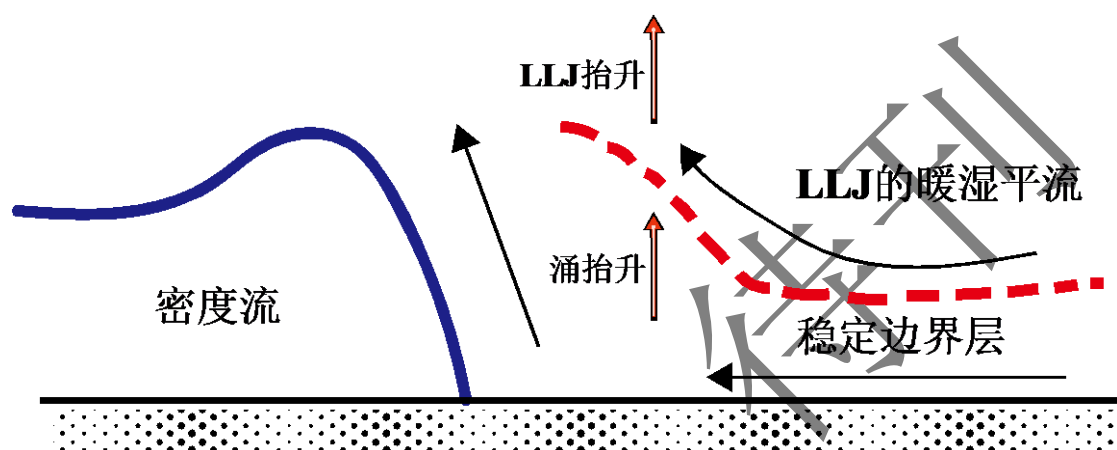


图 7 涌和 LLJ 触发 CI 的概念图（引自 Parsons et al, 2019）

Fig. 7 Schematic diagram of the potential roles of bore and LLJ in CI (From Parsons et al, 2019)

当对流产生的冷池（例如，来自于一个 MCS）和其他的密度流（例如，海风锋或冷锋）侵入 SBL 足够深度时，可能出现涌。涌和密度流是相似的，因为他们经过时都有气压跳跃。当一个密度流经过时，地面温度典型地下降，但是当涌经过时，地面气压增加，而气温不一定增加（Haghi et al, 2019）。并且涌经常比母密度流传播得快，这也可以区分二者。NCI 可以由涌或密度流组合触发。

涌的现场观测是一个挑战，因为目前的垂直廓线观测网络很稀疏。地面观测尽管丰富，但是只能估计一个密度流或基于流体静力学假设的涌或波的特性（Haghi et al, 2019）。实际上，密度流、涌和孤波可以都显示为雷达反射率因子中的一系列的晴空回波细线，高层很湿时，在卫星云图上还可以表现为云线（Wilson and Roberts, 2006; Haghi et al, 2017; Mueller et al, 2017）。

2.3 重力波

重力波包含 K-H 波、深厚对流产生的重力波和孤立波，在夜间是常见的（Trexler and Koch, 2000; Richiardone and Manfrin, 2003）。这些波与上升流和下沉流对相关，可以导致 500 m 到超过 1 km 的上升流，垂直速度达到 $1-5 \text{ m s}^{-1}$ 。来自于低层重力波扰动的垂直上升运动可以触发新对流（Bretherton and Smolarkiewicz, 1989; Pandya and Durran, 1996; Lane and Reeder, 2001; Lane and Zhang, 2011; Adams-Selin and Johnson, 2013）。对流可以产生重力波，理

想数值模拟通常使用垂直加热廓线上的波腹数量来标记波模式。深的快波型的垂直波长是两倍对流层深度,称为 $n=1$ 模式,可以通过对流的中层非绝热加热产生(Nicholls et al, 1991b)。 $n=2$ 模式和 $n=3$ 模式的垂直波长分别为对流层深度和 $2/3$ 对流层深度,可以通过对流的高层非绝热加热和低层非绝热冷却产生,并在对流层低层有上升流,可减小 CIN,这产生了有利于 CI 的条件(Lac et al, 2002; Lane and Zhang, 2011; Birch et al, 2013)。不同模式波的传播速度不同,波长越长,传播得越快(Nicholls et al, 1991b)。这些重力波经常在 MCS 中发生,一般可以同时产生不同模式的波,波模式也与 MCS 的发展阶段有关,而 CI 一般受 $n=2$ 模式和 $n=3$ 模式的重力波影响最大。

中纬度的对流层重力波以及它们对对流触发和组织的影响被很好地记录(Stobie et al, 1983; Uccellini and Koch, 1987)。Uccellini (1975) 能从气压场的扰动中探测到重力波,波长是 400-500 km,相速度有 $35-40 \text{ m s}^{-1}$,能触发对流或加强已经存在的对流。Lindzen and Tung (1976) 的一个理论分析表明重力波可能在与 Uccellini (1975) 相似的环境中存在,并且观测到的对流尺度与重力波的尺度也相当。Schmidt and Cotton (1990) 也表明重力波对爬线组织和结构有重要影响。Clark et al (1986) 提出边界和重力内波之间的耦合可以触发深厚对流。Weckwerth and Wakimoto (1992) 发现,在出流边界的顶部,对流单体的初生是由于 K-H 波和重力内波(Internal Gravity, IG)的联合作用。K-H 波几乎与阵风锋垂直,与 K-H 波相关的环流和阵风锋的交叉部分是有利于 CI 的位置。之后在 K-H 波相对阵风锋向后传播时,对流单体出现在 K-H 波环流的上升流一侧。另外,阵风锋激发的 IG 与阵风锋平行,与 IG 有关的加强的上升流,导致了沿着 K-H 波上升流一侧的对流单体周期性排列。Lac et al (2002) 的观测发现,新对流单体经常发生在一个强对流之前几百千米的地方,这是因为对流激发的快速模态($>15 \text{ m s}^{-1}$)重力波向前传播,激发了新对流。Su and Zhai (2017) 发现对流系统产生的重力波与辐合线相互作用,促进了 CI 的产生。

相比之下,因为缺乏特别观测,热带地区静力稳定性较弱,对流层重力波很少被记录。Mapes (1993) 提出了一个关于热带对流层重力波作用的新观点,与一般的观点相反。一般认为与对流上升有关的补偿下沉限制了附近对流(Asai and Kasahara, 1967), Mapes 表明与浮力涌(垂直波长是对流层深度)有关的垂直运动,有助于附近更多对流的发展,认为这个机制导致了热带对流的聚群 CI 特点。

对流的低层冷却是低频重力波和冷池产生的原因,因此对流可以同时产生低频重力波和涌。最近的研究表明对流层重力波和涌移动速度相似。IHOP 研究的涌的速度中等,约为 11 m s^{-1} ,只有一些速度峰值超过 20 m s^{-1} 。 $n=2$ 或 $n=3$ 模态的重力波波速分别约为 15 m s^{-1} 和 10 m s^{-1} 。因此尽管涌是由于对流出流入侵 SBL,对流层重力波是由于对流加热,但是对流也有可能同时产生对流层重力波和涌,两者通过抬升低层大气,减小稳定度,有利于 CI 的产生。现在的理论不能说明这两个现象怎么相互作用,未来的研究应该弄清楚对流层重力波和涌的相互作用(Haghi et al, 2019)。

2.4 其他

NCI 可以发生在一个 MCS 附近。Keene and Schumacher (2013) 发现 NCI 可以在 MCS 后面出现, 称为“弓箭”型, 新对流在 MCS 的尾部 (西或西北) 发展, 西南风 LLJ 向北传输湿热, 这个暖湿气团保持了 MCS 冷池上的不稳定性, 并且与尾部入流的北风或西北风辐合, 在弓状回波的后部产生了高架对流 (Keene and Schumacher, 2013; Peters and Schumacher, 2015, 2016)。在 MCS 传播方向前面出现的 NCI 叫做“T”型 (Trier et al, 2011), “T”型新生对流一般出现在 LLJ 终点的北部, 有时也与中尺度的锋生有关 (Coniglio et al, 2011)。

在 PECAN 试验期间, 观测到一些 NCI 在离天气尺度锋面地面边界 100-300 km 的冷侧区域产生。这是因为经常有一个 LLJ 的低层强南风, 在锋面上方有暖湿平流, 对流抑制被破坏, 可能发生 CI (Moore et al, 2003; Peters et al, 2017)。

一些 NCI 不受任何边界层辐合区域、密度流或 LLJ 的影响 (Weckwerth et al, 2019)。它们与高架辐合和持续的中尺度弱上升有关, 这导致了一个增湿的抬升层, 有助于增加对流有效位能 (Convective Available Potential Energy, CAPE), 减小 CIN 和 LFC, 从而有利于 NCI 的产生 (Wilson et al, 2018)。在 IHOP 期间有近 2/3 的高架 CI 事件与高架辐合层有关 (Wilson and Roberts, 2006)。

Degelia et al (2018) 注意到 NCI 的产生也与中尺度对流前的环境密切相关, 而观测显示, 对流前环境中的高架湿绝对不稳定层 (Moist Absolutely Unstable Layers, MAUL) 是弱抬升环境中高架 CI 的一个常见特征 (Trier et al, 2017)。虽然 MAUL 内没有强垂直运动, 但是所有气团的 CIN 可忽略, 对微小的垂直扰动有不稳定反应。但是, 关于 CI 发生之前高架 MAUL 热动力场演化和 CI 对 MAUL 定量贡献的研究还较少。高架 MAUL 是否能确保一个弱抬升环境中的 CI 发生还未知, 需要进一步研究。

通过非绝热过程, 对流可以产生位势涡度 (Potential Vorticity, PV) 异常 (Li and Smith, 2010), 例如, 对流的潜热释放和高山上的太阳辐射。Raymond and Jiang (1990) 发现在一个气旋性 PV 异常的顺切变侧可以产生 1 cm s^{-1} 的上升流, 在逆切变侧出现下沉流。在对流层中层, 这个量级的上升流如果持续, 可能足够将一个高架气团抬升到它的 LFC。

除此之外, 可能还有其他 NCI 机制没有被详细研究, 这是因为使用现有的雷达网络还辨别不出它们。例如, 气旋性位势涡度差异的水平平流是夜间对流产生和维持的一个重要因素 (Jirak and Cotton, 2007)。MCS 附近的 NCI 也与微物理过程有关, 水汽蒸发可能冷却和湿化 MCS 云砧之下的大气, 因此可能有助于新对流的产生 (Knight et al, 2004)。未来的外场观测试验和高分辨率数值模型需要比之前更详细地研究这些过程。

总的来说, 目前国内外对 NCI 机理的研究已经取得了很多成果, 发现低空急流、密度流和涌、重力波等因素都对 NCI 的产生可能有一定的影响。但是还有其他 NCI 机制没有被详细研究, 因此还需要更详细的观测网来对高架 CI 进行研究, 从而提高夜间对流的短时临近预报水平。

3 结论和展望

通过对近年来国内外 CI 机理的若干研究成果的归纳总结,可以得到以下结论:

(1) 地基 CI 一般在下午和晚上发生,一般由边界层辐合线触发。尽管边界对决定新对流大体的位置是重要的,但是其不能精确决定对流出现的时间和地点。温湿度扰动及不稳定性、微气旋、垂直切变和地形等因素都对 CI 的产生可能有一定的影响,上述因子与边界层辐合线的相互作用更加有利于地基 CI。其中,大气的不稳定性对 CI 的影响很大,而不稳定性对局地温度尤其是湿度的变化很敏感。在不同边界相互作用区域,近地面热动力不稳定性明显增强,从而有利于 CI 的产生。环境垂直风切变与边界热动力场的相互配合,对对流的触发和维持也有重要作用。另外,沿着边界的微气旋的垂直速度与涡度之间存在反馈,地形导致的热力和机械流通过与环境气流的相互作用,都会对地基 CI 产生一定的影响。

(2) 与地面辐合无关的高架 CI 大多在夜间发生,其触发经常与高架辐合区域有关。在夜间时,经常出现一个稳定的边界层,抑制近地面辐合区域,不稳定气团在 SBL 之上,只能产生高架 CI。夜间 CI 与低空急流出口区域的暖平流和中尺度辐合、涌和重力波有关。低空急流在稳定边界层之上输送水汽,降低了环境的稳定度,其切变也可以产生上升气流,提供了对强对流有利的热动力条件,对夜间高架对流的初生和维持很重要。对流可以产生重力波和涌,两者通过抬升低层大气,减小稳定度,有利于高架 CI 的产生。涌的上升流也可以与 LLJ 出口的中尺度上升流共同作用促进 CI 产生。一些高架 CI 与高架辐合和持续的中尺度上升有关,增湿的抬升层有助于增加 CAPE,减小 CIN 和 LFC,从而有利于 CI 的产生。但是还有其他 NCI 机制没有被详细研究,一些 CI 产生的主要原因归因困难,因此还需要更详细的观测网对高架 CI 进行研究。

CI 是具有多尺度和强非线性的物理过程,这样的复杂性使得目前对 CI 过程还有很多不清楚的地方,需要进一步的详细研究。未来需要加强关于 CI 以下几个方面的研究:

(1) 研究目前还不清楚的影响 CI 的中小尺度结构特征和演化。例如,辐合线的起源是什么?什么环境中的什么辐合线容易触发 CI?辐合线的什么位置容易产生 CI?辐合线产生 CI 的动力过程除了低层辐合抬升,其与垂直风切变相互配合对 CI 也很重要,但是具体是中层风切变还是低层风切变起作用?辐合线之前有云存在也可能是产生 CI 的一个关键因素,云下的大气微物理过程具体怎么影响 CI?HCRs 和微气旋涡度形成的具体机制是什么?强转向 LLJs 和多尺度地形通过热力作用和动力作用具体怎么影响 CI?涌是自己触发 CI,还是通过抬升使得附近环境的稳定度下降,对流最终是由其他过程触发?CI 可以由密度流、涌和重力波组合触发,如何识别它们和弄清楚它们的相互作用?CI 发生之前高架 MAUL 的热动力场如何演化,反之 CI 对 MAUL 定量的贡献究竟有多大?气旋性 PV 异常及其平流具体对 CI 发生之前热动力场演化的影响是怎样的?这些在之后的 CI 研究中都需要考虑,同时需要注意 CI 的影响因素很多,CI 过程有时会受多个因子共同作用,有时在对流形成的不同阶段的主要影响因子也会不同。

(2) 研究不同下垫面、地形和气候区的 CI 机制。不同地区的主要 CI 机制不同, 还需要更多更细节的研究。理论研究的 CI 机理在实况中是否果真如此? 例如, 现在的研究大多是关于中纬度的, 在热带地区, 暖雨微物理在 CI 中的作用也很重要, 因此需要修正之前的概念模型和发展新模型来描述不同类型 CI 主要的环境特征和物理过程。

(3) 加强高时空分辨率的观测, 收集关于 CI 的数据。发展地面中尺度网, 增加观测密度和覆盖范围。目前业务探空网络还很稀疏, 观测 CI 的预兆信息还是很困难的, 需要像 PECAN 的综合探空阵列 (PECAN Integrated Sounding Arrays, PISAs) 那样加密布设双偏振雷达、风廓线雷达、相控阵雷达和激光雷达等, 探测大的液滴出现之前的云增长特征, 采样高分辨率的低对流层温度、湿度和风廓线, 从而更好地理解 CI 过程 (Weckwerth et al, 2019)。近年来随着卫星遥感技术的不断发展和进步, 气象卫星时空分辨率提高, 光谱通道增加, 搭载不同高光谱分辨率探测仪, 具有高时空分辨率、全天候、观测范围大等优点, 能够为 CI 研究提供新的应用途径, 进一步提升强对流的短时临近预报水平 (Bessho et al, 2016; Yang et al, 2017; Menzel et al, 2018; 马鹏辉等, 2014; 卜茂宾等, 2018)。但目前使用卫星数据的方法都或多或少存在对 CI 的高估问题, 原因主要是缺乏对深、浅对流在 CI 阶段云顶物理量特征演变差异的认识。可以串联中尺度网、气球探空、廓线仪、多普勒雷达、卫星、飞机和摄影测量的信息使来检验云的增长。另外可以依据之前的理论成果来设计综合外场观测试验或目标观测试验, 提高综合的观测效率。

(4) 发展先进的资料同化技术。开发一个同化不同时空分辨率的多尺度观测的模式, 来改进数值预报模型的初始条件, 从而得到更精确的模型状态。但是, 由于提前可以探测到 CI 之前环境异常特征的时间有限, 所以也要提高同化频率, 及时地追踪 CI 的发展演变过程。

(5) 加紧开发千米乃至次千米的高分辨率短时临近预报系统。在数值预报模式中, CI 过程的结构和演化高度依赖于模型参数化, 特别是边界层模式和微物理模式, 因此也应该研究针对不同 CI 机制如何调整参数化模式。实际上, 初始条件比模型配置对中短期 (0-36 h) 的对流预报技术有更大的影响, 因此需要开发对流尺度的数值模式, 降低对参数化配置的依赖。此外, 机器学习模型可以很容易地组合各种数据源, 模型只要给定足够的复杂度, 能够估计任何连续函数。不像基于目标的算法, 机器学习算法的好处是不需要预定义标识变量和它们相应的全局阈值, 灵活地学习环境关键特征, 从而可以预报一个物理过程的结果, 而不需要完全地理解它。并且机器模型学习的关系以及变量的选择和转换也可以被用来理解物理过程。展望未来, 一个业务网络多样化的观测可以为新颖独特的机器学习算法提供一系列数据集, 从而可以为 CI 机理分析和短时临近预报提供帮助 (Gagne et al, 2017; Haghi et al, 2019)。

(6) 加强各学科及各部门的合作。CI 研究将需要理论、仪器发展、观测、数据同化、数值模拟和预报多学科的努力, 这些交叉合作已经在过去的气象研究中取得成功。未来理论家必须与预报员和气象学家密切合作, 来进行理想模型开发和预报测试, 从而提高强对流的

短时临近预报水平。

附表 1 缩略语表

Schedule 1 List of abbreviations

缩略语	英文全称	中文全称
BLJ	Boundary Layer Jet	边界层急流
CaPE	Convection and Precipitation/Electrification	对流和降水/闪电 项目
CAPE	Convective Available Potential Energy	对流有效位能
CI	Convection Initiation	对流初生
CIN	Convection Inhibition	对流抑制能量
CINDE	Convection Initiation and Downburst Experiment	对流初生与下击暴流实验
COPS	Convective and Orographically induced Precipitation Study	对流及地形降水研究计划
CSIP	Convective Storms Initiation Project	对流风暴初生研究计划
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite	地球静止轨道环境业务卫星
HCRs	Horizontal Convective Rolls	水平对流卷
IG wave	Internal Gravity wave	重力内波
IHOP	International H ₂ O Project	国际水科学研究项目
K-H wave/insability	Kelvin-Helmholtz wave/insability	K-H 波/不稳定性
LCL	Lifting Condensation Level	抬升凝结高度
LFC	Level of Free Convection	自由对流高度
LLJs	Low-Level Jets	低空急流
MAUL	Moist Absolutely Unstable Layers	湿绝对不稳定层
MCS	Mesoscale Convective System	中尺度对流系统
NCI	Nocturnal Convection Initiation	夜间对流初生
PECAN	the Plains Elevated Convection at Night	美国大平原夜间高架对流实验
PISAs	PECAN Integrated Sounding Arrays	PECAN 的综合探测阵列
PV	Potential Vorticity	位势涡度
RKW theory	Rotunno-Klemp-Weisman theory	RKW 理论
SBL	Stable Boundary Layer	稳定边界层
SELLJ	Synoptic-system-related Low-Level Jet	天气尺度低空急流
TOMACS	Tokyo Metropolitan Area Convection Study for Extreme Weather Resilient Cities	东京都市圈关于极端天气弹性城市的对 流研究计划
ULJs	Upper-Level Jets	高空急流
UNSTABLE	Understanding Severe Thunderstorms and Alberta Boundary Layers Experiment	强雷暴和阿尔伯塔边界层理解实验
VORTEX	Verifying the Origins of Rotation in Tornadoes Experiment	龙卷旋转起源验证实验

致 谢：感谢审稿人对本文提出的宝贵意见和建议。

参考文献

卜茂宾, 白洁, 周著华, 等, 2018. 基于 FY-2G 静止气象卫星资料的对流初生预警[J]. 气象水文海洋仪器, 35(1): 8-13. Bu M B, Bai J, Zhou Z H, et al, 2018. Convective initiation forecasting based on FY-2G geostationary satellite data[J]. Meteor Hydrol Mar Instrum, 35(1): 8-13 (in Chinese).

陈明轩, 高峰, 孔荣, 等, 2010. 自动临近预报系统及其在北京奥运期间的应用[J]. 应用气象学报, 21(4): 395-404. Chen M X, Gao F, Kong R, et al, 2010. Introduction of auto-nowcasting system for convective storm and its performance in Beijing Olympics meteorological service[J]. J Appl Meteor Sci, 21(4): 395-404 (in Chinese).

陈明轩, 王迎春, 2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟[J]. 气象学报, 70(3): 371-386. Chen M X, Wang Y C, 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China[J]. Acta Meteor Sin, 70(3): 371-386 (in Chinese).

陈明轩, 王迎春, 肖现, 等, 2013. 北京“7.21”暴雨雨团的发生和传播机理[J]. 气象学报, 71(4): 569-592. Chen M X, Wang Y C, Xiao X, et al, 2013. Initiation and propagation mechanism for the Beijing extreme heavy rainstorm clusters on 21 July 2012[J]. Acta Meteor Sin, 71(4): 569-592 (in Chinese).

陈明轩, 肖现, 高峰, 2017. 出流边界对京津冀地区强对流局地新生及快速增强的动力效应[J]. 大气科学, 41(5): 897-917. Chen M X, Xiao X, Gao F, 2017. Dynamical effect of outflow boundary on localized initiation and rapid enhancement of severe convection over Beijing-Tianjin-Hebei region[J]. Chin J Atmos Sci, 41(5): 897-917 (in Chinese).

郭巍, 崔林丽, 顾问, 等, 2018. 基于葵花 8 卫星的上海市夏季对流初生预报研究[J]. 气象, 44(9): 1229-1236. Guo W, Cui L L, Gu W, et al, 2018. Summer convective initiation forecasting in Shanghai based on Himawari-8 satellite[J]. Meteor Mon, 44(9): 1229-1236 (in Chinese).

黄亦鹏, 李万彪, 赵玉春, 等, 2019. 基于雷达与卫星的对流触发观测研究和临近预报技术进展[J]. 地球科学进展, 34(12): 1273-1287. Huang Y P, Li W B, Zhao Y C, et al, 2019. A review of radar- and satellite-based observational studies and nowcasting techniques on convection initiation[J]. Adv Earth Sci, 34(12): 1273-1287 (in Chinese).

李五生, 王洪庆, 王玉, 等, 2014. 基于卫星资料的对流初生预报及效果评估[J]. 北京大学学报(自然科学版), 50(5): 819-824. Li W S, Wang H Q, Wang Y, et al, 2014. Convective initiation forecasting and statistical evaluation based on satellite data[J]. Acta Sci Nat Univ Pekinensis, 50(5): 819-824 (in Chinese).

刘京华, 王彬, 韩雷, 等, 2012. 京津地区一次强对流天气的初生预警技术研究[J]. 北京大学学报(自然科学版), 48(1): 42-46. Liu J H, Wang B, Han L, et al, 2012. Forecasting convective initiation of a convective weather event in Beijing-Tianjin Region[J]. Acta Sci Nat Univ Pekinensis, 48(1): 42-46 (in Chinese).

鲁蓉, 孙建华, 李德帅, 2019. 初值水汽场对华南春季一次强飑线触发和维持影响的数值试验[J]. 热带气象学报, 35(1): 37-50. Lu R, Sun J H, Li D S, 2019. Numerical simulation of the influence of initial water vapor on the trigger and maintenance of a severe spring squall line in south China[J]. J Trop Meteor, 35(1): 37-50 (in Chinese).

马鹏辉, 杨燕军, 张剑, 2014. 基于卫星云图的对流初生预测技术综述[J]. 气象与减灾研究, 37(1): 1-5. Ma P H, Yang Y J, Zhang J, 2014. Research summary of convective initiation prediction based on meteorological satellite images[J]. Meteor Disaster Reduct Res, 37(1): 1-5 (in Chinese). (查阅所有网上资料, 未能确认刊名信息, 请联系作者确认)

漆梁波, 陈春红, 刘强军, 2006. 弱窄带回波在分析和预报强对流天气中的应用[J]. 气象学报, 64(1): 112-120. Qi L B, Chen C H,

605 Liu Q J, 2006. Application of narrow-band echo in severe weather prediction and analysis[J]. *Acta Meteor Sin*, 64(1): 112-120 (in
606 Chinese).

607 覃丹宇, 方宗义, 2014. 利用静止气象卫星监测初生对流的研究进展[J]. *气象*, 40(1): 7-17. Qin D Y, Fang Z Y, 2014. Research
608 progress of geostationary satellite-based convective initiation[J]. *Meteor Mon*, 40(1): 7-17 (in Chinese).

609 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
610 issues connected with severe convective weather analysis and forecast[J]. *Meteor Mon*, 38(2): 164-173 (in Chinese).

611 孙淑清, 翟国庆, 1980. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用[J]. *大气科学*, 4(4): 327-337. Suen S Q, Zhai G Q, 1980. On the
612 instability of the low level jet and its trigger function for the occurrence of heavy rain-storms[J]. *Chin J Atmos Sci*, 4(4): 327-337 (in
613 Chinese).

614 陶岚, 戴建华, 陈雷, 等, 2009. 一次雷暴冷流出流中新生强脉冲风暴的分析[J]. *气象*, 35(3): 29-35. Tao L, Dai J H, Chen L, et al, 2009.
615 Case analysis of a severe pulse thunderstorm triggered in the outflow of the previous thunderstorms[J]. *Meteor Mon*, 35(3): 29-35 (in
616 Chinese).

617 王彦, 于莉莉, 李艳伟, 等, 2011. 边界层辐合线对强对流系统形成和发展的作用[J]. *应用气象学报*, 22(6): 724-731. Wang Y, Yu L
618 L, Li Y W, et al, 2011. The role of boundary layer convergence line in initiation of severe weather events[J]. *J Appl Meteor Sci*, 22(6):
619 724-731 (in Chinese).

620 俞小鼎, 周小刚, 王秀明, 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. *气象学报*, 70(3): 311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M,
621 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J]. *Acta Meteor Sin*, 70(3): 311-337 (in
622 Chinese).

623 赵金霞, 徐灵芝, 卢焕珍, 等, 2012. 盛夏渤海湾大气边界层辐合线触发对流风暴对比分析[J]. *气象*, 38(3): 336-343. Zhao J X, Xu
624 L Z, Lu H Z, et al, 2012. Comparative analysis of boundary layer convergence lines triggering convective storm in Bohai Bay[J].
625 *Meteor Mon*, 38(3): 336-343 (in Chinese).

626 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.
627 Some essential issues of severe convective weather forecasting[J]. *Meteor Mon*, 43(6): 641-652 (in Chinese).

628 郑媛媛, 姚晨, 郝莹, 等, 2011. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究[J]. *气象*, 37(7): 795-801. Zheng
629 Y Y, Yao C, Hao Y, et al, 2011. The short-time forecasting and early-warning research on severe convective weather under different
630 types of large-scale circulation background[J]. *Meteor Mon*, 37(7): 795-801 (in Chinese).

631 周鑫, 周顺武, 覃丹宇, 等, 2019. 利用 FY-2F 快速扫描资料分析对流初生阶段的云顶物理量特征[J]. *气象*, 45(2): 216-227. Zhou X,
632 Zhou S W, Qin D Y, et al, 2019. Analysis of cloud top features during convective initiation using FY-2F satellite scan data[J].
633 *Meteor Mon*, 45(2): 216-227 (in Chinese).

634 Abulikemu A, Xu X, Wang Y, et al, 2015. Atypical occlusion process caused by the merger of a sea-breeze front and gust front[J]. *Adv*
635 *Atmos Sci*, 32(10): 1431-1443.

636 Abulikemu A, Xu X, Wang Y, et al, 2016. A modeling study of convection initiation prior to the merger of a sea-breeze front and a gust
637 front[J]. *Atmos Res*, 182: 10-19.

638 Abulikemu A, Wang Y, Gao R X, et al, 2019. A numerical study of convection initiation associated with a gust front in Bohai Bay region,

639 North China[J]. *J Geophys Res*, 124(24): 13843-13860.

640 Adams-Selin R D, Johnson R H, 2013. Examination of gravity waves associated with the 13 March 2003 bow echo[J]. *Mon Wea Rev*,
641 141(11): 3735-3756.

642 Alexander L S, Sills D M L, Taylor P A, 2018. Initiation of convective storms at low-level mesoscale boundaries in southwestern
643 Ontario[J]. *Wea Forecasting*, 33(2): 583-598.

644 Arnott N R, Richardson Y P, Wurman J M, et al, 2006. Relationship between a weakening cold front, mesocyclones, and cloud
645 development on 10 June 2002 during IHOP[J]. *Mon Wea Rev*, 134(1): 311-335.

646 Asai T, Kasahara A, 1967. A theoretical study of the compensating downward motions associated with cumulus clouds[J]. *J Atmos Sci*,
647 24(5): 487-496.

648 Asai T, 1970a. Stability of a plane parallel flow with variable vertical shear and unstable stratification[J]. *J Meteor Soc Japan*, 48(2):
649 129-139.

650 Asai T, 1970b. Three-dimensional features of thermal convection in a plane Couette flow[J]. *J Meteor Soc Japan*, 48(1): 18-29.

651 Asai T, 1972. Thermal instability of a shear flow turning the direction with height[J]. *J Meteor Soc Japan*, 50(6): 525-532.

652 Atkins N T, Wakimoto R M, Weckwerth T M, 1995. Observations of the sea-breeze front during CaPE. Part II: dual-Doppler and aircraft
653 analysis[J]. *Mon Wea Rev*, 123(4): 944-969.

654 Bai L Q, Meng Z Y, Huang Y P, et al, 2019. Convection initiation resulting from the interaction between a quasi-stationary dryline and
655 intersecting gust fronts: a case study[J]. *J Geophys Res*, 124(5): 2379-2396.

656 Bai L Q, Chen G X, Huang L, 2020. Convection initiation in monsoon coastal areas (South China)[J]. *Geophys Res Lett*, 47(11):
657 e2020GL087035.

658 Banta R M, Schaaf C B, 1987. Thunderstorm genesis zones in the Colorado Rocky Mountains as determined by traceback of
659 geosynchronous satellite images[J]. *Mon Wea Rev*, 115(2): 463-476.

660 Bennett L J, Browning K A, Blyth A M, et al, 2006. A review of the initiation of precipitating convection in the United Kingdom[J]. *Quart*
661 *J Roy Meteor Soc*, 132(617): 1001-1020.

662 Bessho K, Date K, Hayashi M, et al, 2016. An introduction to Himawari-8/9-Japan's new-generation geostationary meteorological
663 satellites[J]. *J Meteor Soc Japan*, 94(2): 151-183.

664 Birch C E, Parker D J, O'Leary A, et al, 2013. Impact of soil moisture and convectively generated waves on the initiation of a West
665 African mesoscale convective system[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 139(676): 1712-1730.

666 Blake B T, Parsons D B, Haghi K R, et al, 2017. The structure, evolution, and dynamics of a nocturnal convective system simulated using
667 the WRF-ARW model[J]. *Mon Wea Rev*, 145(8): 3179-3201.

668 Bonner W D, 1966. Case study of thunderstorm activity in relation to the low-level jet[J]. *Mon Wea Rev*, 94(3): 167-178.

669 Branch O, Behrendt A, Gong Z C, et al, 2020. Convection initiation over the eastern Arabian Peninsula[J]. *Meteorol Z*, 29(1): 67-77.

670 Bretherton C S, Smolarkiewicz P K, 1989. Gravity waves, compensating subsidence and detrainment around cumulus clouds[J]. *J Atmos*
671 *Sci*, 46(6): 740-759.

672 Browning K A, Blyth A M, Clark P A, et al, 2007. The convective storm initiation project[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 88(12): 1939-1956.

Bryan G H, Knievel J C, Parker M D, 2006. A multimodel assessment of RKW theory's relevance to squall-line characteristics[J]. *Mon Wea Rev*, 134(10): 2772-2792.

Burpee R W, 1979. Peninsula-scale convergence in the south Florida sea breeze[J]. *Mon Wea Rev*, 107(7): 852-860.

Byers H R, Rodebush H R, 1948. Causes of thunderstorms of the Florida peninsula[J]. *J Atmos Sci*, 5(6): 275-280.

Cancelada M, Salio P, Vila D, et al, 2020. Backward Adaptive Brightness Temperature Threshold Technique (BAB3T): a methodology to determine extreme convective initiation regions using satellite infrared imagery[J]. *Remote Sens*, 12(2): 337.

Carbone R E, 1982. A severe frontal rainband. Part I. Stormwide hydrodynamic structure[J]. *J Atmos Sci*, 39(2): 258-279.

Carbone R E, 1983. A severe frontal rainband. Part II: tornado parent vortex circulation[J]. *J Atmos Sci*, 40(11): 2639-2654.

Carbone R E, Conway J W, Crook N A, et al, 1990. The generation and propagation of a nocturnal squall line. Part I: observations and implications for mesoscale predictability[J]. *Mon Wea Rev*, 118(1): 26-49.

Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al, 2014. Diurnal evolution and distribution of warm-season convective storms in different prevailing wind regimes over contiguous North China[J]. *J Geophys Res*, 119(6): 2742-2763.

Chen X C, Zhang F Q, Zhao K, 2016. Diurnal variations of the land-sea breeze and its related precipitation over South China[J]. *J Atmos Sci*, 73(12): 4793-4815.

Clark A J, Gallus Jr W A, Chen T C, 2007. Comparison of the diurnal precipitation cycle in convection-resolving and non-convection-resolving mesoscale models[J]. *Mon Wea Rev*, 135(10): 3456-3473.

Clark T L, Hauf T, Kuettner J P, 1986. Convectively forced internal gravity waves: results from two-dimensional numerical experiments[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 112(474): 899-925.

Coleman T A, Knupp K R, Herzmann D E, 2010. An undular bore and gravity waves illustrated by dramatic time-lapse photography[J]. *J Atmos Ocean Technol*, 27(8): 1355-1361.

Coleman T A, Knupp K R, 2011. Radiometer and profiler analysis of the effects of a bore and a solitary wave on the stability of the nocturnal boundary layer[J]. *Mon Wea Rev*, 139(1): 211-223.

Coniglio M C, Corfidi S F, Kain J S, 2011. Environment and early evolution of the 8 May 2009 derecho-producing convective system[J]. *Mon Wea Rev*, 139(4): 1083-1102.

Cooper H J, Garstang M, Simpson J, 1982. The diurnal interaction between convection and peninsular-scale forcing over south Florida[J]. *Mon Wea Rev*, 110(6): 486-503.

Couvreur F, Rio C, Guichard F, et al, 2012. Initiation of daytime local convection in a semi-arid region analysed with high-resolution simulations and AMMA observations[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 138(662): 56-71.

Crook N A, 1996. Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields[J]. *Mon Wea Rev*, 124(8): 1767-1785.

Cui X Y, Qin R, Chen M X, et al, 2019. Role of the interaction between a gust front and a mesoscale air mass boundary in convection initiation: a case study[J]. *Atmos Ocean Sci Lett*, 12(5): 337-342.

Degelia S K, Wang X G, Stensrud D J, et al, 2018. Understanding the impact of radar and in situ observations on the prediction of a nocturnal convection initiation event on 25 June 2013 using an ensemble-based multiscale data assimilation system[J]. *Mon Wea Rev*,

146(6): 1837-1859.

Doswell III C A, 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example[J].
Wea Forecasting, 2(1): 3-16.

Droegemeier K K, Wilhelmson R B, 1985a. Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm
outflows. Part I: control simulation and low-level moisture variations[J]. J Atmos Sci, 42(22): 2381-2403.

Droegemeier K K, Wilhelmson R B, 1985b. Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm
outflows. Part II: variations in vertical wind shear[J]. J Atmos Sci, 42(22): 2404-2414.

Droegemeier K K, Wilhelmson R B, 1987. Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: outflow sensitivity
experiments and turbulence dynamics[J]. J Atmos Sci, 44(8): 1180-1210.

Du Y, Chen G X, 2018. Heavy rainfall associated with double low-level jets over southern China. Part I: ensemble-based analysis[J]. Mon
Wea Rev, 146(11): 3827-3844.

Du Y, Chen G X, 2019. Heavy rainfall associated with double low-level jets over southern China. Part II: convection initiation[J]. Mon
Wea Rev, 147(2): 543-565.

Faller A J, 1963. An experimental study of the instability of the laminar Ekman boundary layer[J]. J Fluid Mech, 15(4): 560-576.

Fankhauser J C, Crook N A, Tuttle J, et al, 1995. Initiation of deep convection along boundary layer convergence lines in a semitropical
environment[J]. Mon Wea Rev, 123(2): 291-314.

Fovell R G, 2005. Convective initiation ahead of the sea-breeze front[J]. Mon Wea Rev, 133(1): 264-278.

Friedrich K, Kingsmill D E, Young C R, 2005. Mesocyclone characteristics along Florida gust fronts during CaPE[J]. Mon Wea Rev,
133(11): 3345-3367.

Fujita T T, 1981. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales[J]. J Atmos Sci, 38(8): 1511-1534.

Gagne D J, McGovern A, Haupt S E, et al, 2017. Storm-based probabilistic hail forecasting with machine learning applied to
convection-allowing ensembles[J]. Wea Forecasting, 32(5): 1819-1840.

Gebauer J G, Shapiro A, Fedorovich E, et al, 2018. Convection initiation caused by heterogeneous low-level jets over the Great Plains[J].
Mon Wea Rev, 146(8): 2615-2637.

Geerts B, Parsons D, Ziegler C L, et al, 2017. The 2015 plains elevated convection at night field project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 98(4):
767-786.

Haghi K R, Parsons D B, Shapiro A, 2017. Bores observed during IHOP_2002: the relationship of bores to the nocturnal environment[J].
Mon Wea Rev, 145(10): 3929-3946.

Haghi K R, Geerts B, Chipilski H G, et al, 2019. Bore-ing into nocturnal convection[J]. Bull Amer Meteor Soc, 100(6): 1103-1121.

Hane C E, Rabin R M, Crawford T M, et al, 2002. A case study of severe storm development along a dryline within a synoptically active
environment. Part II: multiple boundaries and convective initiation[J]. Mon Wea Rev, 130(4): 900-920.

Hartung D C, Otkin J A, Martin J E, et al, 2010. The life cycle of an undular bore and its interaction with a shallow, intense cold front[J].
Mon Wea Rev, 138(3): 886-908.

Helmholtz H, 1868. Über discontinuirliche Flussigkeitsbewegungen[R]. Berlin: Monatsberichte der Koniglichen Preussische Akademie

der Wissenschaftenzu: 215-228. (查阅所有网上资料, 未能确认本条文献修改是否正确, 请联系作者确认)

Hill A J, Weiss C C, Ancell B C, 2016. Ensemble sensitivity analysis for mesoscale forecasts of dryline convection initiation[J]. *Mon Wea Rev*, 144(11): 4161-4182.

Houze Jr R A, 2012. Orographic effects on precipitating clouds[J]. *Rev Geophys*, 50(1): RG1001.

Houze Jr R A, Rasmussen K L, Zuluaga M D, et al, 2015. The variable nature of convection in the tropics and subtropics: a legacy of 16 years of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite[J]. *Rev Geophys*, 53(3): 994-1021.

Hua S F, Xu X, Chen B J, 2020. Influence of multiscale orography on the initiation and maintenance of a precipitating convective system in North China: a case study[J]. *J Geophys Res*, 125(13): e2019JD031731.

Huang Y P, Meng Z Y, Li W B, et al, 2019. General features of radar-observed boundary layer convergence lines and their associated convection over a sharp vegetation-contrast area[J]. *Geophys Res Lett*, 46(5): 2865-2873.

Iwai H, Ishii S, Kawamura S, et al, 2018. Case study on convection initiation associated with an isolated convective storm developed over flat terrain during TOMACS[J]. *J Meteor Soc Japan*, 96: 3-23. (查阅所有网上资料, 未能确认页码信息, 请联系作者确认)

Jin X, Wu T W, Li L, 2013. The quasi-stationary feature of nocturnal precipitation in the Sichuan Basin and the role of the Tibetan Plateau[J]. *Climate Dyn*, 41(3-4): 977-994.

Jirak I L, Cotton W R, 2007. Observational analysis of the predictability of mesoscale convective systems[J]. *Wea Forecasting*, 22(4): 813-838.

Johns R H, Doswell III C A, 1992. Severe local storms forecasting[J]. *Wea Forecasting*, 7(4): 588-612.

Johnson R H, Mapes B E, 2001. Mesoscale processes and severe convective weather[J]. *Meteor Monogr*, 28(50): 71-122.

Kanak K M, Lilly D K, Snow J T, 2000. The formation of vertical vortices in the convective boundary layer[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 126(569): 2789-2810.

Karyampudi V M, Koch S E, Chen C, et al, 1995. The influence of the Rocky Mountains on the 13-14 April 1986 severe weather outbreak. Part II: evolution of a prefrontal bore and its role in triggering a squall line[J]. *Mon Wea Rev*, 123(5): 1423-1446.

Kato T, 2018. Representative height of the low-level water vapor field for examining the initiation of moist convection leading to heavy rainfall in east Asia[J]. *J Meteor Soc Japan*, 96(2): 69-83.

Keene K M, Schumacher R S, 2013. The bow and arrow mesoscale convective structure[J]. *Mon Wea Rev*, 141(5): 1648-1672.

Khodayar S, Kalthoff N, Wickert J, et al, 2013. High-resolution representation of the mechanisms responsible for the initiation of isolated thunderstorms over flat and complex terrains: analysis of CSIP and COPS cases[J]. *Meteor Atmos Phys*, 119(3-4): 109-124.

Kingsmill D E, 1995. Convection initiation associated with a sea-breeze front, a gust front, and their collision[J]. *Mon Wea Rev*, 123(10): 2913-2933.

Kirshbaum D J, Adler B, Kalthoff N, et al, 2018. Moist orographic convection: physical mechanisms and links to surface-exchange processes[J]. *Atmosphere*, 9(3): 80.

Klemp J B, 1987. Dynamics of tornadic thunderstorms[J]. *Annu Rev Fluid Mech*, 19: 369-402.

Klüpfel V, Kalthoff N, Gantner L, et al, 2012. Convergence zones and their impact on the initiation of a mesoscale convective system in West Africa[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 138(665): 950-963.

775 Knight C A, Miller L J, Hall W D, 2004. Deep convection and “first echoes” within anvil precipitation[J]. *Mon Wea Rev*, 132(7):
776 1877-1890.

777 Knupp K, 2006. Observational analysis of a gust front to bore to solitary wave transition within an evolving nocturnal boundary layer[J]. *J*
778 *Atmos Sci*, 63(8): 2016-2035.

779 Koch S E, Dorian P B, Ferrare R, et al, 1991. Structure of an internal bore and dissipating gravity current as revealed by Raman lidar[J].
780 *Mon Wea Rev*, 119(4): 857-887.

781 Koch S E, Flamant C, Wilson J W, et al, 2008a. An atmospheric soliton observed with Doppler radar, differential absorption lidar, and a
782 molecular Doppler lidar[J]. *J Atmos Ocean Technol*, 25(8): 1267-1287.

783 Koch S E, Feltz W, Fabry F, et al, 2008b. Turbulent mixing processes in atmospheric bores and solitary waves deduced from profiling
784 systems and numerical simulation[J]. *Mon Wea Rev*, 136(4): 1373-1400.

785 Kottmeier C, Kalthoff N, Barthlott C, 2008. Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS[J]. *Meteor Z*,
786 17(6): 931-948.

787 Kristovich D A R, 1993. Mean circulations of boundary-layer rolls in lake-effect snow storms[J]. *Bound-Layer Meteor*, 63(3): 293-315.

788 Kuo H L, 1963. Perturbations of plane couette flow in stratified fluid and origin of cloud streets[J]. *Phys Fluids*, 6(2): 195-211.

789 Lac C, Lafore J P, Redelsperger J L, 2002. Role of gravity waves in triggering deep convection during TOGA COARE[J]. *J Atmos Sci*,
790 59(8): 1293-1316.

791 Laird N F, Kristovich D A R, Rauber R M, et al, 1995. The cape canaveral sea and river breezes: kinematic structure and convective
792 initiation[J]. *Mon Wea Rev*, 123(10): 2942-2956.

793 Lane T P, Reeder M J, 2001. Convectively generated gravity waves and their effect on the cloud environment[J]. *J Atmos Sci*, 58(16):
794 2427-2440.

795 Lane T P, Zhang F Q, 2011. Coupling between gravity waves and tropical convection at mesoscales[J]. *J Atmos Sci*, 68(11): 2582-2598.

796 Langhans W, Gohm A, Zängl G, 2011. The orographic impact on patterns of embedded convection during the August 2005 alpine flood[J].
797 *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(661): 2092-2105.

798 Lee B D, Farley R D, Hjelmfelt M R, 1991. A numerical case study of convection initiation along colliding convergence boundaries in
799 northeast Colorado[J]. *J Atmos Sci*, 48(21): 2350-2366.

800 Lee B D, Wilhelmson R B, 1997a. The numerical simulation of non-supercell tornadogenesis. Part I: initiation and evolution of
801 pretornadic mesocyclone circulations along a dry outflow boundary[J]. *J Atmos Sci*, 54(1): 32-60.

802 Lee B D, Wilhelmson R B, 1997b. The numerical simulation of nonsupercell tornadogenesis. Part II: evolution of a family of tornadoes
803 along a weak outflow boundary[J]. *J Atmos Sci*, 54(19): 2387-2415.

804 LeMone M A, 1973. The structure and dynamics of horizontal roll vortices in the planetary boundary layer[J]. *J Atmos Sci*, 30(6):
805 1077-1091.

806 Li Q, Yang S, Cui X P, et al, 2017. Investigating the initiation and propagation processes of convection in heavy precipitation over the
807 western Sichuan Basin[J]. *Atmos Ocean Sci Lett*, 10(3): 235-242.

808 Li Y P, Smith R B, 2010. The detection and significance of diurnal pressure and potential vorticity anomalies east of the Rockies[J]. *J*

Atmos Sci, 67(9): 2734-2751.

Lilly D K, 1966. On the instability of Ekman boundary flow[J]. J Atmos Sci, 23(5): 481-494.

Lindzen R S, Tung K K, 1976. Banded convective activity and ducted gravity waves[J]. Mon Wea Rev, 104(12): 1602-1617.

Lock N A, Houston A L, 2014. Empirical examination of the factors regulating thunderstorm initiation[J]. Mon Wea Rev, 142(1): 240-258.

Lombardo K, Colle B A, 2013. Processes controlling the structure and longevity of two quasi-linear convective systems crossing the southern New England coast[J]. Mon Wea Rev, 141(11): 3710-3734.

Lombardo K A, Colle B A, 2012. Ambient conditions associated with the maintenance and decay of quasi-linear convective systems crossing the northeastern U.S. coast[J]. Mon Wea Rev, 140(12): 3805-3819.

Loveless D M, Wagner T J, Turner D D, et al, 2019. A composite perspective on bore passages during the PECAN campaign[J]. Mon Wea Rev, 147(4): 1395-1413.

Mahoney III W P, 1988. Gust front characteristics and the kinematics associated with interacting thunderstorm outflows[J]. Mon Wea Rev, 116(7): 1474-1492.

Mapes B E, 1993. Gregarious tropical convection[J]. J Atmos Sci, 50(13): 2026-2037.

Marsham J H, Parker D J, 2006. Secondary initiation of multiple bands of cumulonimbus over southern Britain. II: dynamics of secondary initiation[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 132(617): 1053-1072.

Marsham J H, Trier S B, Weckwerth T M, et al, 2011. Observations of elevated convection initiation leading to a surface-based squall line during 13 June IHOP_2002[J]. Mon Wea Rev, 139(1): 247-271.

Martin E R, Johnson R H, 2008. An observational and modeling study of an atmospheric internal bore during NAME 2004[J]. Mon Wea Rev, 136(11): 4150-4167.

May P T, 1999. Thermodynamic and vertical velocity structure of two gust fronts observed with a wind profiler/RASS during MCTEX[J]. Mon Wea Rev, 127(8): 1796-1807.

McNulty R P, 1995. Severe and convective weather: a central region forecasting challenge[J]. Wea Forecasting, 10(2): 187-202.

Mecikalski J R, Bedka K M, 2006. Forecasting convective initiation by monitoring the evolution of moving cumulus in daytime GOES imagery[J]. Mon Wea Rev, 134(1): 49-78.

Mecikalski J R, Bedka K M, Paech S J, et al, 2008. A statistical evaluation of GOES cloud-top properties for nowcasting convective initiation[J]. Mon Wea Rev, 136(12): 4899-4914.

Menzel W P, Schmit T J, Zhang P, et al, 2018. Satellite-based atmospheric infrared sounder development and applications[J]. Bull Amer Meteor Soc, 99(3): 583-603.

Miles J W, Howard L N, 1964. Note on a heterogeneous shear flow[J]. J Fluid Mech, 20(2): 331-336.

Misumi R, Shoji Y, Saito K, et al, 2019. Results of the Tokyo metropolitan area convection study for extreme weather resilient cities (TOMACS)[J]. Bull Amer Meteor Soc, 100(10): 2027-2041.

Miura Y, 1986. Aspect ratios of longitudinal rolls and convection cells observed during cold air outbreaks[J]. J Atmos Sci, 43(1): 29-39.

Moore J T, Glass F H, Graves C E, et al, 2003. The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall

over the central United States[J]. *Wea Forecasting*, 18(5): 861-878.

Morcrette C J, Browning K A, Blyth A M, et al, 2006. Secondary initiation of multiple bands of cumulonimbus over southern Britain. I: an observational case-study[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 132(617): 1021-1051.

Mueller C K, Carbone R E, 1987. Dynamics of a thunderstorm outflow[J]. *J Atmos Sci*, 44(15): 1879-1898.

Mueller C K, Wilson J W, Crook N A, 1993. The utility of sounding and mesonet data to nowcast thunderstorm initiation[J]. *Wea Forecast*, 8(1): 132-146.

Mueller D, Geerts B, Wang Z E, et al, 2017. Evolution and vertical structure of an undular bore observed on 20 June 2015 during PECAN[J]. *Mon Wea Rev*, 145(9): 3775-3794.

Murphey H V, Wakimoto R M, Flamant C, et al, 2006. Dryline on 19 June 2002 during IHOP. Part I: airborne Doppler and LEANDRE II analyses of the thin line structure and convection initiation[J]. *Mon Wea Rev*, 134(1): 406-430.

Nicholls M E, Pielke R A, Cotton W R, 1991a. A two-dimensional numerical investigation of the interaction between sea breezes and deep convection over the Florida peninsula[J]. *Mon Wea Rev*, 119(2): 298-323.

Nicholls M E, Pielke R A, Cotton W R, 1991b. Thermally forced gravity waves in an atmosphere at rest[J]. *J Atmos Sci*, 48(16): 1869-1884.

Pandya R E, Durran D R, 1996. The influence of convectively generated thermal forcing on the mesoscale circulation around squall lines[J]. *J Atmos Sci*, 53(20): 2924-2951.

Parker M D, 2008. Response of simulated squall lines to low-level cooling[J]. *J Atmos Sci*, 65(4): 1323-1341.

Parsons D B, Haghi K R, Halbert K T, et al, 2019. The potential role of atmospheric bores and gravity waves in the initiation and maintenance of nocturnal convection over the Southern Great Plains[J]. *J Atmos Sci*, 76(1): 43-68.

Peters J M, Schumacher R S, 2015. Mechanisms for organization and echo training in a flash-flood-producing mesoscale convective system[J]. *Mon Wea Rev*, 143(4): 1058-1085.

Peters J M, Schumacher R S, 2016. Dynamics governing a simulated mesoscale convective system with a training convective line[J]. *J Atmos Sci*, 73(7): 2643-2664.

Peters J M, Nielsen E R, Parker M D, et al, 2017. The impact of low-level moisture errors on model forecasts of an MCS observed during PECAN[J]. *Mon Wea Rev*, 145(9): 3599-3624.

Pielke R A, 1974. A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida[J]. *Mon Wea Rev*, 102(2): 115-139.

Pu B, Dickinson R E, 2014. Diurnal spatial variability of Great Plains summer precipitation related to the dynamics of the low-level jet[J]. *J Atmos Sci*, 71(5): 1807-1817.

Purdom J F W, 1976. Some uses of high-resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior[J]. *Mon Wea Rev*, 104(12): 1474-1483.

Qin R, Chen M X, 2017. Impact of a front-dryline merger on convection initiation near a mountain ridge in Beijing[J]. *Mon Wea Rev*, 145(7): 2611-2633.

Rasmussen E N, Straka J M, Davies-Jones R, et al, 1994. Verification of the origins of rotation in tornadoes experiment: VORTEX[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 75(6): 995-1006.

877 Rasmussen K L, Houze Jr R A, 2016. Convective initiation near the Andes in subtropical South America[J]. *Mon Wea Rev*, 144(6):
878 2351-2374.

879 Rayleigh L, 1879. On the stability, or instability, of certain fluid motions[J]. *Proc Lond Math Soc*, s1-11(1): 57-72.

880 Raymond D J, Jiang H, 1990. A theory for long-lived mesoscale convective systems[J]. *J Atmos Sci*, 47(24): 3067-3077.

881 Reif D W, Bluestein H B, 2017. A 20-year climatology of nocturnal convection initiation over the central and southern Great Plains during
882 the warm season[J]. *Mon Wea Rev*, 145(5): 1615-1639.

883 Reif D W, Bluestein H B, 2018. Initiation mechanisms of nocturnal convection without nearby surface boundaries over the central and
884 southern Great Plains during the warm season[J]. *Mon Wea Rev*, 146(9): 3053-3078.

885 Richiardone R, Manfrin M, 2003. A rain episode related to a mesoscale gravity wave[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 84(11): 1494-1498.

886 Roberts R D, Wilson J W, 1995. The genesis of three nonsupercell tornadoes observed with dual-Doppler radar[J]. *Mon Wea Rev*, 123(12):
887 3408-3436.

888 Roberts R D, Rutledge S, 2003. Nowcasting storm initiation and growth using *GOES-8* and *WSR-88D* data[J]. *Wea Forecasting*, 18(4):
889 562-584.

890 Roberts R D, Anderson A R S, Nelson E, et al, 2012. Impacts of forecaster involvement on convective storm initiation and evolution
891 nowcasting[J]. *Wea Forecasting*, 27(5): 1061-1089.

892 Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L, 1988. A theory for strong, long-lived squall lines[J]. *J Atmos Sci*, 45(3): 463-485.

893 Schmidt J M, Cotton W R, 1990. Interactions between upper and lower tropospheric gravity waves on squall line structure and
894 maintenance[J]. *J Atmos Sci*, 47(10): 1205-1222.

895 Shapiro A, Kanak K M, 2002. Vortex formation in ellipsoidal thermal bubbles[J]. *J Atmos Sci*, 59(14): 2253-2269.

896 Shapiro A, Fedorovich E, Rahimi S, 2016. A unified theory for the Great Plains nocturnal low-level jet[J]. *J Atmos Sci*, 73(8): 3037-3057.

897 Shapiro A, Fedorovich E, Gebauer J G, 2018. Mesoscale ascent in nocturnal low-level jets[J]. *J Atmos Sci*, 75(5): 1403-1427.

898 Shapiro M A, Hampel T, Rotzoll D, et al, 1985. Frontal hydraulic head: a micro- α scale (~ 1 km) triggering mechanism for
899 mesoconvective weather systems[J]. *Mon Wea Rev*, 113(7): 1166-1183.

900 Smith R B, 1979. The influence of mountains on the atmosphere[J]. *Adv Geophys*, 21: 87-230.

901 Smith R B, Schafer P, Kirshbaum D J, et al, 2009. Orographic precipitation in the tropics: experiments in Dominica[J]. *J Atmos Sci*, 66(6):
902 1698-1716.

903 Song J, Liao K, Coulter R L, et al, 2005. Climatology of the low-level jet at the Southern Great Plains atmospheric boundary layer
904 experiments site[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 44(10): 1593-1606.

905 Squitieri B J, Gallus Jr W A, 2016. WRF forecasts of Great Plains nocturnal low-level jet-driven MCSs. Part I: correlation between
906 low-level jet forecast accuracy and MCS precipitation forecast skill[J]. *Wea Forecasting*, 31(4): 1301-1323.

907 Stelten S, Gallus Jr W A, 2017. Pristine nocturnal convective initiation: a climatology and preliminary examination of predictability[J].
908 *Wea Forecasting*, 32(4): 1613-1635.

909 Stensrud D J, Maddox R A, 1988. Opposing mesoscale circulations: a case study[J]. *Wea Forecasting*, 3(3): 189-204.

910 Stobie J G, Einaudi F, Uccellini L W, 1983. A case study of gravity waves-convective storms interaction: 9 May 1979[J]. *J Atmos Sci*,

40(12): 2804-2830.

Su T, Zhai G Q, 2017. The role of convectively generated gravity waves on convective initiation: a case study[J]. *Mon Wea Rev*, 145(1): 335-359.

Sun J H, Zhang F Q, 2012. Impacts of mountain-plains solenoid on diurnal variations of rainfalls along the Mei-Yu front over the east China plains[J]. *Mon Wea Rev*, 140(2): 379-397.

Sun J Z, Xue M, Wilson J W, et al, 2014. Use of NWP for nowcasting convective precipitation: recent progress and challenges[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 95(3): 409-426.

Taylor N M, Sills D M L, Hanesiak J M, et al, 2011. The understanding severe thunderstorms and Alberta boundary layers experiment (UNSTABLE) 2008[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 92(6): 739-763.

Tepper M, 1950. A proposed mechanism of squall lines: the pressure jump line[J]. *J Atmos Sci*, 7(1): 21-29.

Thorpe A J, Miller M J, Moncrieff M W, 1982. Two - dimensional convection in non - constant shear: a model of mid - latitude squall lines[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 108(458): 739-762.

Trexler C M, Koch S E, 2000. The life cycle of a mesoscale gravity wave as observed by a network of Doppler wind profilers[J]. *Mon Wea Rev*, 128(7): 2423-2446.

Trier S B, Parsons D B, 1993. Evolution of environmental conditions preceding the development of a nocturnal mesoscale convective complex[J]. *Mon Wea Rev*, 121(4): 1078-1098.

Trier S B, Marsham J H, Davis C A, et al, 2011. Numerical simulations of the postsunrise reorganization of a nocturnal mesoscale convective system during 13 June IHOP_2002[J]. *J Atmos Sci*, 68(12): 2988-3011.

Trier S B, Wilson J W, Ahijevych D A, et al, 2017. Mesoscale vertical motions near nocturnal convection initiation in PECAN[J]. *Mon Wea Rev*, 145(8): 2919-2941.

Trier S B, Kehler S D, Hanesiak J, 2020. Observations and simulation of elevated nocturnal convection initiation on 24 June 2015 during PECAN[J]. *Mon Wea Rev*, 148(2): 613-635.

Tripoli G J, Cotton W R, 1989a. Numerical study of an observed orogenic mesoscale convective system. Part 1: simulated genesis and comparison with observations[J]. *Mon Wea Rev*, 117(2): 273-304.

Tripoli G J, Cotton W R, 1989b. Numerical study of an observed orogenic mesoscale convective system. Part 2: analysis of governing dynamics[J]. *Mon Wea Rev*, 117(2): 305-328.

Tuttle J D, Davis C A, 2006. Corridors of warm season precipitation in the central United States[J]. *Mon Wea Rev*, 134(9): 2297-2317.

Uccellini L W, 1975. A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms[J]. *Mon Wea Rev*, 103(6): 497-513.

Uccellini L W, Koch S E, 1987. The synoptic setting and possible energy sources for mesoscale wave disturbances[J]. *Mon Wea Rev*, 115(3): 721-729.

Wakimoto R M, Wilson J W, 1989. Non-supercell tornadoes[J]. *Mon Wea Rev*, 117(6): 1113-1140.

Wakimoto R M, Atkins N T, 1994. Observations of the sea-breeze front during CaPE. Part I: single-Doppler, satellite, and cloud photogrammetry analysis[J]. *Mon Wea Rev*, 122(6): 1092-1114.

Wakimoto R M, Murphey H V, 2010. Analysis of convergence boundaries observed during IHOP_2002[J]. *Mon Wea Rev*, 138(7):

2737-2760.

Walker J R, MacKenzie Jr W M, Mecikalski J R, et al, 2012. An enhanced geostationary satellite-based convective initiation algorithm for 0-2-h nowcasting with object tracking[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 51(11): 1931-1949.

Wang C C, Kirshbaum D J, Sills D M L, 2019. Convection initiation aided by lake-breeze convergence over the niagara peninsula[J]. *Mon Wea Rev*, 147(11): 3955-3979.

Wang Q W, Xue M, Tan Z M, 2016. Convective initiation by topographically induced convergence forcing over the Dabie Mountains on 24 June 2010[J]. *Adv Atmos Sci*, 33(10): 1120-1136.

Watson A I, Blanchard D O, 1984. The relationship between total area divergence and convective precipitation in south Florida[J]. *Mon Wea Rev*, 112(4): 673-685.

Watson C D, Lane T P, 2016. A case of an undular bore and prefrontal precipitation in the Australian Alps[J]. *Mon Wea Rev*, 144(7): 2623-2644.

Weckwerth T M, Wakimoto R M, 1992. The initiation and organization of convective cells atop a cold-air outflow boundary[J]. *Mon Wea Rev*, 120(10): 2169-2187.

Weckwerth T M, Wilson J W, Wakimoto R M, 1996. Thermodynamic variability within the convective boundary layer due to horizontal convective rolls[J]. *Mon Wea Rev*, 124(5): 769-784.

Weckwerth T M, Wilson J W, Wakimoto R M, et al, 1997. Horizontal convective rolls: determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics[J]. *Mon Wea Rev*, 125(4): 505-526.

Weckwerth T M, 2000. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation[J]. *Mon Wea Rev*, 128(12): 4017-4030.

Weckwerth T M, Parsons D B, Koch S E, et al, 2004. An overview of the International H₂O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 85(2): 253-278.

Weckwerth T M, Parsons D B, 2006. A review of convection initiation and motivation for IHOP_2002[J]. *Mon Wea Rev*, 134(1): 5-22.

Weckwerth T M, Murphey H V, Flamant C, et al, 2008. An observational study of convection initiation on 12 June 2002 during IHOP_2002[J]. *Mon Wea Rev*, 136(7): 2283-2304.

Weckwerth T M, Wilson J W, Hagen M, et al, 2011. Radar climatology of the COPS region[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(S1): 31-41.

Weckwerth T W, Bennett L J, Miller L J, et al, 2014. An observational and modeling study of the processes leading to deep, moist convection in complex terrain[J]. *Mon Wea Rev*, 142(8): 2687-2708.

Weckwerth T M, Hanesiak J, Wilson J W, et al, 2019. Nocturnal convection initiation during PECAN 2015[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 100(11): 2223-2239.

Weisman M L, Klemp J B, Rotunno R, 1988. Structure and evolution of numerically simulated squall lines[J]. *J Atmos Sci*, 45(14): 1990-2013.

Weisman M L, Rotunno R, 2004. "A theory for strong long-lived squall lines" revisited[J]. *J Atmos Sci*, 61(4): 361-382.

Weiss C C, Bluestein H B, 2002. Airborne pseudo-dual Doppler analysis of a dryline-outflow boundary intersection[J]. *Mon Wea Rev*, 130(5): 1207-1226.

Wilson J W, Schreiber W E, 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines[J]. *Mon Wea Rev*,

979 114(12): 2516-2536.

980 Wilson J W, Moore J A, Foote G B, et al, 1988. Convection Initiation and Downburst Experiment (CINDE)[J]. Bull Amer Meteor Soc,

981 69(11): 1328-1347.

982 Wilson J W, Foote G B, Crook N A, et al, 1992. The role of boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of

983 thunderstorms: a case study[J]. Mon Wea Rev, 120(9): 1785-1815.

984 Wilson J W, Mueller C K, 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution[J]. Wea Forecasting, 8(1): 113-131.

985 Wilson J W, Megenhardt D L, 1997. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer

986 convergence lines[J]. Mon Wea Rev, 125(7): 1507-1525.

987 Wilson J W, Roberts R D, 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: observational and modeling

988 perspective[J]. Mon Wea Rev, 134(1): 23-47.

989 Wilson J W, Feng Y R, Chen M, et al, 2010. Nowcasting challenges during the Beijing Olympics: successes, failures, and implications for

990 future nowcasting systems[J]. Wea Forecasting, 25(6): 1691-1714.

991 Wilson J W, Trier S B, Reif D W, et al, 2018. Nocturnal elevated convection initiation of the PECAN 4 July hailstorm[J]. Mon Wea Rev,

992 146(1): 243-262.

993 Wolyn P G, Mckee T B, 1994. The mountain-plains circulation east of a 2-km-high north-south barrier[J]. Mon Wea Rev, 122(7):

994 1490-1508.

995 Woodcock A H, 1960. The origin of trade-wind orographic shower rains[J]. Tellus, 12(3): 315-326.

996 Wulfmeyer V, Behrendt A, Kottmeier C, et al, 2011. The Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS): the

997 scientific strategy, the field phase, and research highlights[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 137(S1): 3-30.

998 Xue M, Martin W J, 2006a. A high-resolution modeling study of the 24 May 2002 dryline case during IHOP. Part I: numerical simulation

999 and general evolution of the dryline and convection[J]. Mon Wea Rev, 134(1): 149-171.

1000 Xue M, Martin W J, 2006b. A high-resolution modeling study of the 24 May 2002 dryline case during IHOP. Part II: horizontal

1001 convective rolls and convective initiation[J]. Mon Wea Rev, 134(1): 172-191.

1002 Yang J, Zhang Z Q, Wei C Y, et al, 2017. Introducing the new generation of Chinese geostationary weather satellites, Fengyun-4[J]. Bull

1003 Amer Meteor Soc, 98(8): 1637-1658.

1004 Yano J I, Ziemianski M Z, Cullen M, et al, 2018. Scientific challenges of convective-scale numerical weather prediction[J]. Bull Amer

1005 Meteor Soc, 99(4): 699-710.

1006 Zhang M R, Meng Z Y, Huang Y P, et al, 2019. The mechanism and predictability of an elevated convection initiation event in a

1007 weak-lifting environment in central-eastern China[J]. Mon Wea Rev, 147(5): 1823-1841.

1008 Ziegler C L, Rasmussen E N, 1998. The initiation of moist convection at the dryline: forecasting issues from a case study perspective[J].

1009 Wea Forecasting, 13(4): 1106-1131.