

低空急流的研究进展与展望^{*1}

刘鸿波¹ 何明洋^{1,2} 王 斌¹ 张庆红³

LIU Hongbo¹ HE Mingyang^{1,2} WANG Bin¹ ZHANG Qinghong³

1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室,北京,100029

2. 中国科学院大学,北京,100049

3. 北京大学物理学院大气科学系气候和海洋大气研究实验室,北京,100871

1. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China

2013-08-02 收稿,2013-12-09 改回.

刘鸿波,何明洋,王斌,张庆红. 2014. 低空急流的研究进展与展望. 气象学报, 72(2): 191-206

Liu Hongbo, He Mingyang, Wang Bin, Zhang Qinghong. 2014. Advances in low-level jet research and future prospects. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(2): 191-206

Abstract The low-level jet (LLJ) is closely concerned with severe rainfall events, air pollution, wind energy utilization, aviation safety, sandstorms, forest fire, and other weather and climate phenomena. Therefore, it has attracted considerable attention since its discovery. Scientists have carried out many studies on LLJs and made significant achievements during the past five or six decades. This article summarizes and assesses the current knowledge on this subject, and focuses in particular on three aspects: (1) LLJ definition, classification, distribution, and structure; (2) LLJ formation and evolutionary mechanisms; and (3) relationships between LLJ and precipitation, as well as other interdisciplinary fields. After comparing the status of LLJ researches in China with those abroad, we then discuss the shortcomings of LLJ research in China, which might cover the coarse definitions of the LLJ, lack of observations and inadequate quality control, few thorough explorations of LLJ characteristics and formation mechanisms, and limited studies in the light of interdisciplinary fields. The future prospects for several LLJ research avenues are also speculated.

Key words Low-level jet, Structural and evolutionary mechanisms, Precipitation, Interdisciplinary research

摘 要 低空急流与强降水事件、空气污染、风能利用、航空安全、沙尘暴、森林火灾及其他诸多天气、气候现象存在着密切的联系,因此自发现之日起便受到人们的广泛关注。在过去的半个多世纪中,中外气象学家围绕着低空急流事件开展了大量的研究并取得了丰硕的研究成果。对这些成果进行了综合回顾,重点对低空急流的分类和定义、分布状况及结构特征,低空急流形成演变机制,低空急流与降水及其他领域的关系等三个方面的研究工作进行了总结。最后通过对比分析中外针对低空急流事件的研究历史和现状,指出了中国现有研究工作中所存在的诸如低空急流选取标准宽松、观测数据缺乏且质量控制不完善、低空急流自身特征与形成演变机制研究数量和深度有限、交叉领域研究工作匮乏等方面的问题,并对未来的研究方向进行了展望。

关键词 低空急流, 结构和演变机制, 降水, 交叉领域

中图法分类号 P442

* 资助课题:国家自然科学基金项目(40905049)、公益性行业(气象)科研专项项目(GYHY201306016、GYHY200906020)。

作者简介:刘鸿波,主要从事持续性降水过程及其机理研究。E-mail: hongboliu@mail.iap.ac.cn

通讯作者:何明洋,主要从事天气学分析及数值模拟研究。E-mail: email.hemy@gmail.com

1 引言

在全球气候变暖的大背景下,极端天气和气候事件的发生呈显著增多、增强趋势,其中与强降水事件密切相关的洪涝、泥石流等气象和地质灾害所造成的损失尤为严重(IPCC, 2007)。低空急流由于可以为极端降水过程提供有利的背景场及充足的水汽,能够极大地促进强降水事件的发生,因此,自 20 世纪 30 年代被发现之日起便受到人们的广泛关注,并于 20 世纪 50 年代后对这一现象开展了大量的研究工作。低空急流现象广泛分布于地球上的各个大陆,如北美和南美地区、非洲、亚洲、大洋洲以及南极洲(Stensrud, 1996)。Goualt(1938)和 Farquharson(1939)首先于 20 世纪 30 年代末发现了存在于非洲地区的低空急流事件,随后 Means(1952)在对美国中部地区雷暴天气的研究工作中首次使用了低空急流这一概念,并指出其对飑线和极端天气现象的形成具有重要的作用及意义。Blackadar(1957)、Bonner(1968)、Uccellini 等(1979)分别针对北美地区低空急流的形成演变机制、分布状况和结构特征以及低空急流与其他天气、气候现象的关系开展了广泛而深入的研究。Findlater(1969, 1977)也利用观测资料对东非至西印度洋地区的索马里急流演变特征及其与印度西部夏季季风降水的关系开展了一系列的分析。自 20 世纪 80 年代以后,中国学者也重点针对低空急流与暴雨的关系进行了大量的研究,为中国的暴雨预报提供了有力的参考依据(陶诗言等, 1980; 俞樟孝等, 1983)。

一般认为,低空急流是一种发生在边界层或对流层低层强而窄的气流带,风速大于 12 m/s,高度则主要位于 700 hPa 以下。由于常规探空资料每日仅包含两个时次且空间分布不均,故难以捕捉到全部低空急流事件且无法刻画出急流的详细演变过程,特别是那些较强的急流过程更容易被漏掉(Mitchell, et al, 1995),故针对低空急流的研究工作多基于无线电探空测风仪测风资料。例如, Bonner(1968)和 Mitchell 等(1995)分别利用每日 4 次及逐时的探空测风仪数据给出了美国大平原地区低空急流的地理分布状况、季节活动规律、水平及垂直结构、日变化等特征,总结了该地区低空急流的气候状况。Arritt 等(1997)则利用逐时及高垂直分辨率的美国国家海洋和大气管理局探空资料网的数据研究

了 1993 年美国夏季洪涝过程期间低空急流的异常活动特征及低空急流对此次洪涝灾害的贡献。为了研究低空急流所伴随的环境场,研究者不得不借助于常规的天气观测资料(Chen, et al, 1988),但由于二者在观测位置和时间方面并不重合,因此难免会引入一些误差。此外,单点的无线电探空测风也无法考虑到低空急流的风速水平切变信息及相应的环境场状况(Chen, et al, 2005)。高分辨率的再分析资料为低空急流的进一步深入研究提供了有力的数据支持。Higgins 等(1997)和 Weaver 等(2008)分别利用高分辨率再分析资料研究了美国大平原地区低空急流对夏季降水和水汽输送的作用、北大西洋涛动及厄尔尼诺-南方涛动对于低空急流季节和年际变率的影响以及低空急流变化对于区域水文气候的调制等方面的内容。Vera 等(2006)在南美洲开展了大型外场加密观测试验以研究南美地区低空急流在热带和温带地区之间的水汽和能量传输作用及低空急流对区域水文、气候和气候变化的影响。

在过去的半个多世纪中,针对低空急流的研究涵盖了低空急流的结构和演变特征(Bonner, 1968; Findlater, 1969; Chen, et al, 2005; 赛瀚等, 2012a, 2012b)、形成和发展机制(Blackadar, 1957; Holton, 1967; Uccellini, et al, 1979; Pan, et al, 2004)以及与降水等天气和气候现象的关系等诸多方面(陶诗言等, 1979; Higgins, et al, 1997; Saulo, et al, 2007)。研究方法逐渐由最初的观测数据分析、理论研究发展至数值模拟研究(Holton, 1967; Mitchell, et al, 1995; Ting, et al, 2006),其中以中尺度模式的应用最为广泛。中尺度模式不仅能够为低空急流的研究提供高时空分辨率的数据,通过相应的数值敏感性试验还可以检验现有关于低空急流形成、演变机制的理论成果,并进一步研究可能的影响机制。例如, Pan 等(2004)和 Zhang 等(2006)利用中尺度模式研究了地形、地表热通量和海陆对比分别对美国落基山脉及阿巴拉契亚山脉地区低空急流形成演变过程的影响,从而量化了各主要影响因子的相对作用。Qian 等(2004)和 Zhao(2012)也分别利用中尺度模式研究了中国梅雨期强降水发生过程中潜热释放和低空急流的相互作用以及局地地形对低空急流的调制作用。

低空急流与强降水过程关系的研究在过去的几十年中已经进行了深入和系统的开展,相关研究可

以有效地提高降水预报的准确率(陶诗言等,1980),增进对于极端降水过程及洪涝灾害的认识和理解,为进一步准确预报和预防灾害性事件的发生提供科学依据。除降水外,低空急流与空气污染、风能利用、航空安全、沙尘输送、森林火灾等诸多方面也存在密切的联系(Uccellini, 1980; Liechti, et al, 1999; Archer, et al, 2005),此类研究工作正逐渐兴起,并越来越受到科学界及社会各相关领域的重视。因此,针对低空急流的研究既具有重要的理论意义又具有切实的现实意义。

目前,中国大多数针对低空急流的研究工作急流选取标准比较宽泛,故在一定程度上限制了对中国低空急流现象的认识(赛瀚等,2012a)。与此同时,中国大多数研究工作仍集中于低空急流与降水关系的研究,现有观测数据的缺乏或资料共享方面的困难使得针对低空急流结构特征与形成演变机制的研究开展较少。因此,还需要开展大量的研究工作以便更好地认识这一重要的天气现象。事实上,近年来观测资料的增多为人们提供了很好的机遇。

2 低空急流的分类和定义、分布状况与结构特征

2.1 低空急流的分类和定义

根据低空急流最大风速轴所在高度可以将其分为自由大气低空急流(850—600 hPa)和边界层低空急流(850 hPa 或 1500 m 以下)(赛瀚等,2012a)。自由大气低空急流经常与天气系统相伴出现,如四川盆地东部西南低涡和台风边缘斜压性较强的急流、强对流活动诱发局地环流造成的急流等。边界层低空急流既有斜压性很弱——即没有明显天气系统的急流,也有出现在高低压过渡区内伴随着暴雨过程的急流,如北美落基山脉东侧低空急流和非洲东部索马里急流。当然,根据风速大值范围的不同,还可以将低空急流分为大尺度急流、天气尺度急流和中尺度急流(于廖良,1986)。在本研究中,将不特别针对各类急流的特征及成因进行分类讨论,而是就其共性进行综述。

由于低空急流出现的高度、范围、风速强度以及水平和垂直切变均有一定差异,迄今为止,低空急流的定义尚未形成统一的标准。Bonner(1968)根据最大风速及风速垂直切变强度将北美地区低空急流分成3个等级,即当气流最大速度超过12 m/s且同

时沿垂直向上方向达到最近的一个风速极小值或3 km高度(以较低者为准)时风速下降不少于6 m/s便将这种高速气流定义为1级急流,而分别对应于16(20)m/s最大风速、8(10)m/s风速垂直切变的气流带则定义为2(3)级急流。这一定义方式在后续针对南、北美洲低空急流研究工作中被广泛采用(Higgins, et al, 1997; Pan, et al, 2004; Vera, et al, 2006)。此外,研究人员还根据各个地区地形高度及背景场状况等因素的不同对低空急流最大风速值、风速垂直切变强度和急流高度进行了不同的设定与限制。例如,考虑到针对单一台站的风廓线雷达资料进行分析时,所观测到的风速大值并不一定位于急流中心区域,Zhang等(2006)在研究工作中规定只要对流层低层1.5 km以下的垂直风速廓线呈现尾流状形态,且在水平风速大值中心上下300 m高度处分别存在负、正风速切变时,即认定为一次低空急流过程。

基于Bonner(1968)的急流定义标准,Chen等(2005)将风速考察范围向上延伸至600 hPa,在这种定义下探空资料的结果显示风速垂直廓线呈现出显著的“双峰”特征,风速大值分别出现在925—900和850—825 hPa。台湾地区低空急流的主要风速大值是在地形的阻挡作用下形成的,发生频次高,出现范围也仅限于边界层内部(对应于阻挡急流)。位于850—700 hPa的低空急流则多为移动性急流,与梅雨系统关系密切并极易导致强降水事件的发生。Du等(2012)利用风廓线雷达资料在对上海青浦站的分析中也发现该地区同样存在着两类低空急流,分别是边界层低空急流和2100—2200 m高度上与天气系统密切相关的低空急流。在此之前,受到数据资料分辨率的限制,大部分针对中国大陆地区低空急流的研究仅对某一层等压面上的最大风速进行了限定,对于风速的垂直切变强度并没有提出明确的要求(俞樟孝等,1983;翟国庆等,1999;徐海明等,2001;Qian, et al, 2004)。

Stensrud(1996)对低空急流和低空高速气流带两个概念进行了区分,指出低空急流是具有显著风速垂直切变的水平气流,而低空高速气流带则未对风速垂直切变进行限制(不一定存在强垂直切变),这种分类也被后来的大多数研究人员所接受。例如张文龙等(2007)就针对中国的西南低空急流和西南低层大风进行了对比分析,揭示了二者的气候学和

天气学特征差异。国际上有关低空急流的研究工作一般都对气流的风速垂直切变强度进行了限制,从而避免了与低空高速气流带的混淆,因为二者无论是在分布状况、水平及垂直结构、日变化等特征还是在形成演变机制及对强降水、雷暴等天气现象的作用方面均存在着较大的差异。在本文中,如无特殊说明,低空急流均表示发生在边界层内部或对流层低层具有显著风速垂直切变的急流过程。

2.2 低空急流分布状况与活动规律

低空急流广泛分布于世界各个地区,且以大地形地区东侧或具有显著海陆对比的区域为主,一般情况下急流方向与地形或海岸线走向一致。Stensrud(1996)根据已有的研究成果绘制出低空急流在全球的大体分布。Rife 等(2010)利用一套全球 40 km分辨率逐时输出的同化资料定量地绘制出具有显著日变化特征的低空急流分布(图1),不仅准

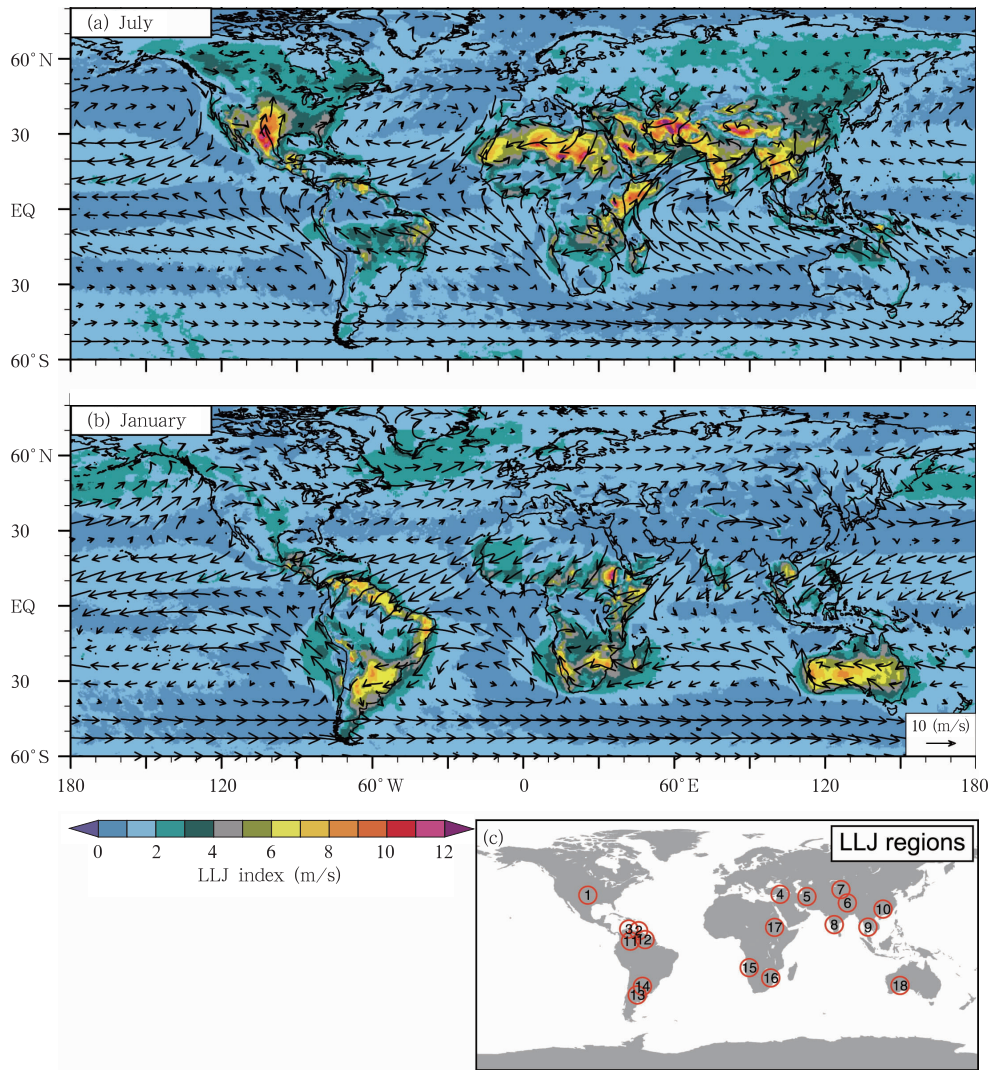


图1 1985—2005年逐时分析资料计算的7月(a)和1月(b)平均夜间低空急流指数(色阶)以及地表以上500 m高度处风场(矢线)
(c. 表示17个夜间低空急流的位置)(Rife, et al, 2010))

Fig.1 Mean nocturnal LLJ (NLLJ) index (shaded) and 500 m AGL winds (vector) at local midnight during the period 1985 – 2005 for (a) July and (b) January, calculated from the CFDDA hourly analyses. The inset shows the locations of the NLLJs analyzed for this study (c) (Rife, et al, 2010)

确地涵盖了 Stensrud(1996)所标示的低空急流多发区域,还新发现了其他几个低空急流较为活跃的地区,如中国的青藏高原及塔里木盆地。由于北半球陆地范围较大而存在显著的海陆对比,因此北半球的低空急流强度较南半球强。

低空急流在各个季节均有发生,但南、北半球夏季低空急流的发生频次均显著高于冬季,此时急流强度更大且覆盖区域也更多(Findlater, 1977; Virji, 1981; Paegle, et al, 1987)。以北美地区为例, Weaver 等(2008)利用为期 25 a 的高分辨率再分析资料揭示出美国大平原地区低空急流事件在 7 月出现的频次最高,强度也达到最大。中国西南地区的低空急流现象也呈现出类似的活动特征(张文龙等, 2007)。同时,低空急流的活动会受到大尺度气候背景场的制约,从而呈现出显著的年际变化(Weaver, et al, 2008)。例如,在厄尔尼诺和太平洋年代际振荡的共同作用下,2000—2002 年北美地区低空急流的发生频次显著高于 1997—1999 年(Song, et al, 2005)。

2.3 低空急流结构特征

低空急流在水平方向往往存在着显著的核区结构并伴有强烈的水平风速切变,急流轴走向根据不同区域的地形环境特征而有所差异,一般情况下与山脉或海岸线走向大体一致。以北美地区为例,低空急流主要发生在落基山脉东侧的大平原地区,急流左侧经常存在天气尺度的低压系统,而右侧的大尺度高压系统则为低空急流的形成与发展提供了有利的背景场环境,高、低压系统间的气压梯度导致了气流速度的不断增强(图 2a、b)(Rife, et al, 2010)。中国青藏高原、非洲东部及南美安第斯山脉以东的低空急流均存在着类似的水平结构特征及天气系统配置(张文龙等, 2007; Liu, 2012; Liu, et al, 2012; Findlater, 1977; Vera, et al, 2006)。Bonner(1968)基于探空资料并采用低空急流坐标系对美国大平原地区低空急流的水平结构特征进行了深入的研究,结果表明在低空急流核区上游存在着气流的辐散,而在下游则对应有一辐合区域。因此,当气流穿越急流中心时便会在上游位置辐散下沉而在下游区域辐合上升,这种配置将有利于对流系统在低空急流下游的发展与加强。中国长江以南地区常与暴雨伴随出现的低空急流存在着与上述类似的结构,即急流左前方为强烈辐合所对应的高温、高湿空气的上

升区(陶诗言等, 1980)。

垂直方向上,低空急流覆盖范围内的风速廓线具有典型的尾流状特征,即存在着风速极大值及强烈的风速垂直切变。同样以北美地区为例,在垂直于急流轴的剖面上,风速最大值($>16\text{ m/s}$)出现在地面以上 250—1000 m 高度,至 3000 m 高度风速则迅速减至 6 m/s (图 2c)。这一垂直结构在世界各主要低空急流多发地区均先后被研究人员所发现(Findlater, 1977)。前面曾提到,Chen 等(2005)和 Du 等(2012)在针对台湾和上海地区多年单站探空资料的分析中发现,水平风速在垂直方向上存在着两个大值中心,分别对应着边界层急流和天气尺度急流。由于天气尺度急流的形成发展与天气系统的强迫密切相关,因此发生层次较高(850—800 hPa)。事实上,这两类急流是普遍存在的(Stensrud, 1996),陶诗言等(1980)早就指出不同尺度的低空急流不是孤立存在的,只是由于研究者对低空急流的选取标准不同而导致大部分的工作中仅给出一个急流中心。

2.4 日变化现象

早在 19 世纪 30 年代, Goualt(1938)、Farquharson(1939)便注意到夜晚的强风速事件, Gifford(1952)、Lettau(1954)及 Blackadar(1955)所做的研究工作进一步证实了这一现象的存在。美国于 1961 年在中部地区首次针对边界层风场开展了逐时加密观测试验,详细揭示了低空急流风速的日变化过程:急流从当地凌晨开始不断合并加强,至 05 时达到最强,日出后急流减弱,组织完好的中心分裂成几个,至日落以后风速又开始加强,23 时急流又恢复成一个完善的强中心(Hoecker, 1963)。低空急流的日变化现象广泛分布于世界各主要急流多发地区。尽管各地区之间急流事件的起止时间、最大风速方向及急流高度有所差异,但无论是气候平均还是个例分析,低空急流风速一般都在当地时间午夜至清晨达到最大,中午前后最小(图 2d、3a)。此外,低空急流最大风速在一天时间范围内呈现出显著的顺时针旋转特征,风向也随之发生明显变化(图 3)。对于这种普遍存在的日变化现象, Blackadar(1957)和 Holton(1967)通过惯性振荡理论和昼夜辐射差异所引起的上山、下山风及两种风转向的机制分别进行了解释, Bonner 等(1970)进一步指出陆面与大气的热力性质不同所导致的热成风转向也对

低空急流的日变化特征具有重要的影响。有关该方面的研究工作将在“低空急流形成演变机制”部分进

行详细介绍。

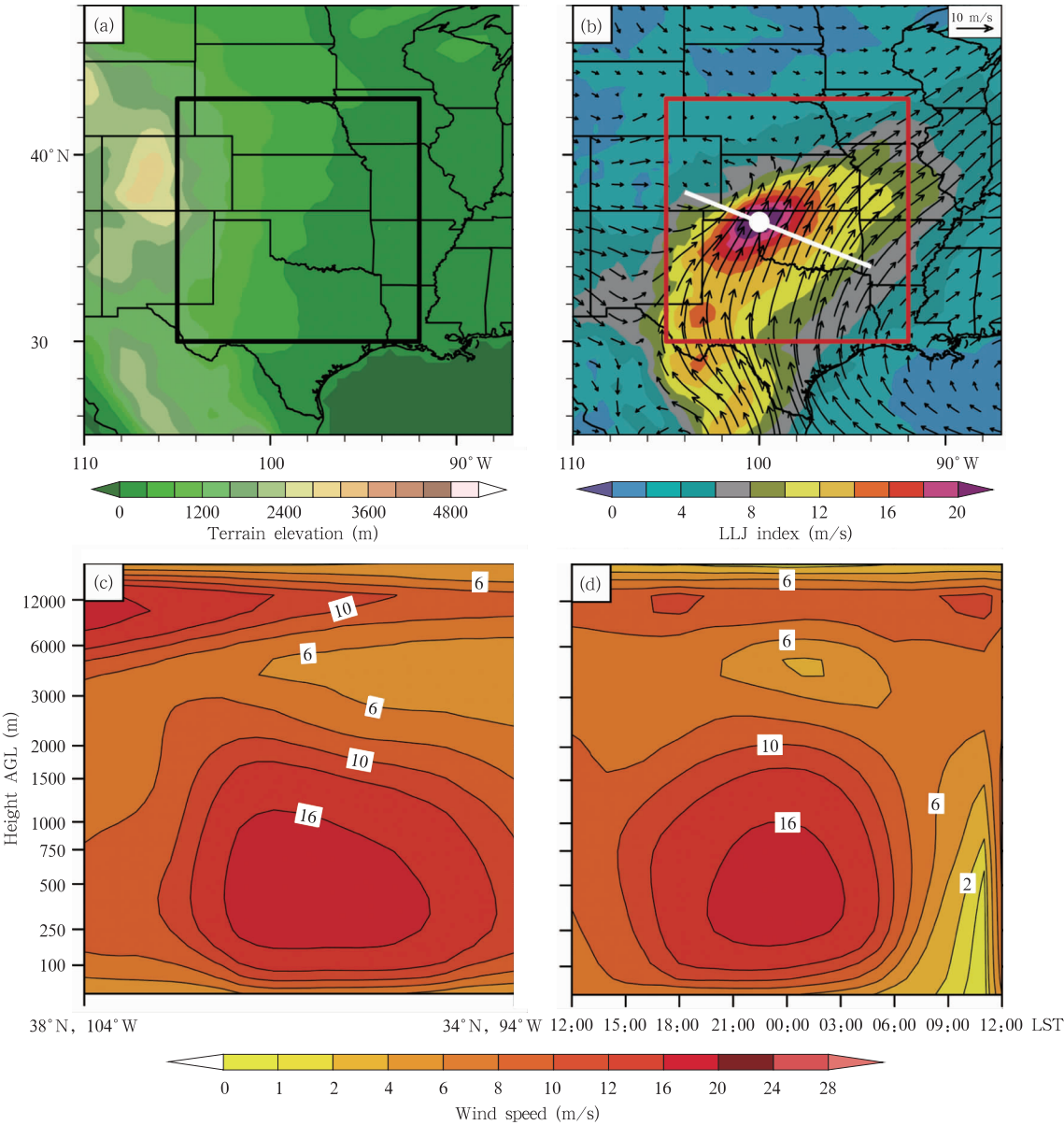


图2 1985—2005年7月美国大平原地区(图1c位置①)强夜间低空急流事件($\geq$ 第90百分位)合成特征(a.地形高度,b.平均夜间低空急流指数(色阶)和地表以上500 m高度风场(矢线),c.平均风速剖面(沿图2b粗白线位置),d.急流核心区平均的时间-高度风速演变(图2b白点所在位置)(Rife, et al, 2010))

Fig.2 Composite characteristics for strong ($\geq$ 90th percentile) NLLJ events for the Great Plains region (site 1 in Fig.1c) for July during 1985 – 2005. (a) Terrain elevation within the region (MSL), (b) mean NLLJ index (shaded) and 500 m AGL winds (arrow). (the thick white line denotes the location of the cross section shown in panel (c), and the white circle denotes the point at or near the jet core, and marks the location of the time-height plot shown in panel (d)), (c) cross section of the mean wind speed along the white line in (b), and (d) mean time-height of wind speed within the jet core, denoted by the white circle in (b) (Rife, et al, 2010)

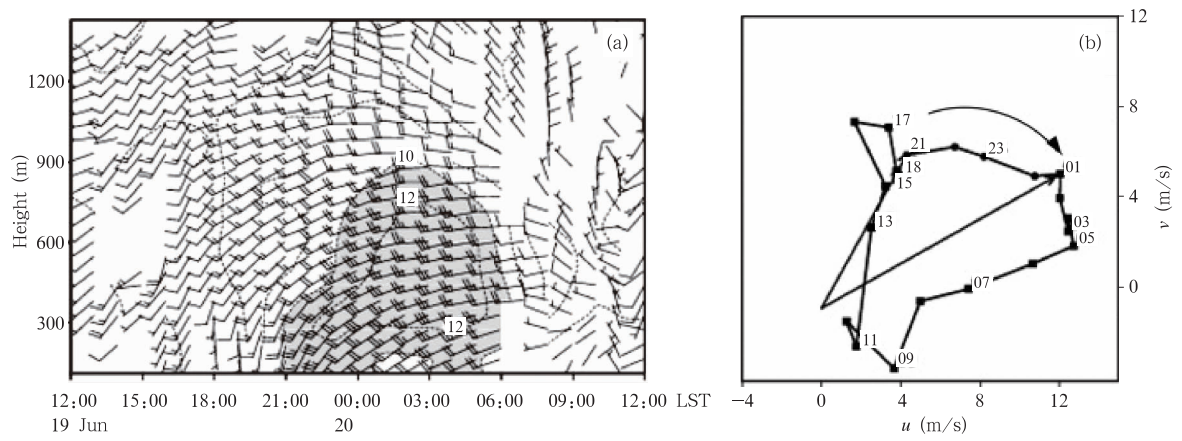


图 3 (a)Fort Meade 测站风廓线仪观测的 2001 年 6 月 19 日 12 时—20 日 12 时(当地时间)水平风及等风速线(点线,每隔 2 m/s)的时间-高度剖面(阴影区域表示水平风速超过 10 m/s,每一矢羽风速值为 5 m/s);

(b)6 月 19 日 21 时—20 日 20 时(当地时间)地表以上 500 m 高度处的逐时风速矢端迹(箭头表示日落及风速达到极大值时所对应的水平风矢量(Zhang, et al, 2006))

Fig. 3 (a) Time-height cross section of horizontal wind and isotach (dotted, every 2 m/s) from the wind profiler observations at Fort Meade for the period 12:00 LST 19 June—12:00 LST 20 June 2001; shading denotes the layers of horizontal winds exceeding 10 m/s (a full barb is 5 m/s). And (b) hodograph at hourly intervals taken at 500 m AGL for the period 21:00 LST 19 June—20:00 LST 20 June 2001; the arrow denotes horizontal wind vectors given near sunset and at the time of peak magnitude (Zhang, et al, 2006)

低空急流的日变化现象得到重视的主要原因在于其与降水过程的日循环特征存在着密切的联系。夜间当低空急流增强时,垂直切变增强,超地转现象明显,以致于造成很大的不稳定性,有利于对流系统发展,雷暴或强对流天气往往在夜间得到加强和发展(陶诗言等,1980)。Higgins 等(1997)指出,低空急流事件发生时美国北部和大平原地区的降水显著增多而墨西哥湾沿岸及东部沿海地区的降水则有所减少,受低空急流活动的影响,夏季美国大平原地区夜间的降水量较白天高出 25%,而在低空急流的作用下该区域夜间的水汽收支也较平均值高出 45%。Liu(2012)数值模拟结果发现江淮地区的降水过程存在着显著的双峰双谷特征,即清晨及傍晚降水最强而中午及午夜降水最弱,而同一时段内的低空急流也存在着清晨最强而在午后减弱或消失的日变化现象。由于急流日变化过程中风向顺时针旋转异常所造成的辐合场形势对江淮流域清晨的降水峰值进行了很好的解释,而长江下游地区午后降水的低值则主要是由于高原向东的暖平流抑制了该地区午后的局地热对流所致(陈昊明,2009)。徐娟等(2013)

对浙江北部地区多次暴雨过程的研究也发现夜间暴雨发生前 12 小时就会有低空急流建立。

3 低空急流形成和演变机制

对于以上低空急流结构及演变特征的成因,已有大量的研究。本文将这些低空急流形成理论归纳为 5 个方面并逐项进行总结。

3.1 惯性振荡

大气边界层内部湍流活动及边界层厚度随着太阳辐射的变化存在显著的日循环特征。日落后湍流垂直混合过程减弱,近地表位置形成了浅薄的逆温层,逆温层以上的水平风在残余层内与地表解耦,即不再受到地表摩擦作用的影响,因此在白天处于次地转状态下的水平风场便具有向地转平衡演变的趋势。在科里奥利力与惯性离心力的共同作用下便形成了惯性圆运动,从而导致低空急流的惯性振荡机制,这种惯性振荡的周期约为 17 h,即半个傅科摆的振荡周期(Blackadar, 1957; Stensrud, 1996; 郝为锋等, 2001),与此同时风场也经历了一次由次地转—准地转—超地转的演变过程。Blackadar(1957)

指出这种惯性振荡机制是促使低空急流形成、发展的一个重要因子。Bonner 等(1970)通过简单的理

论模式也证明了这一观点。

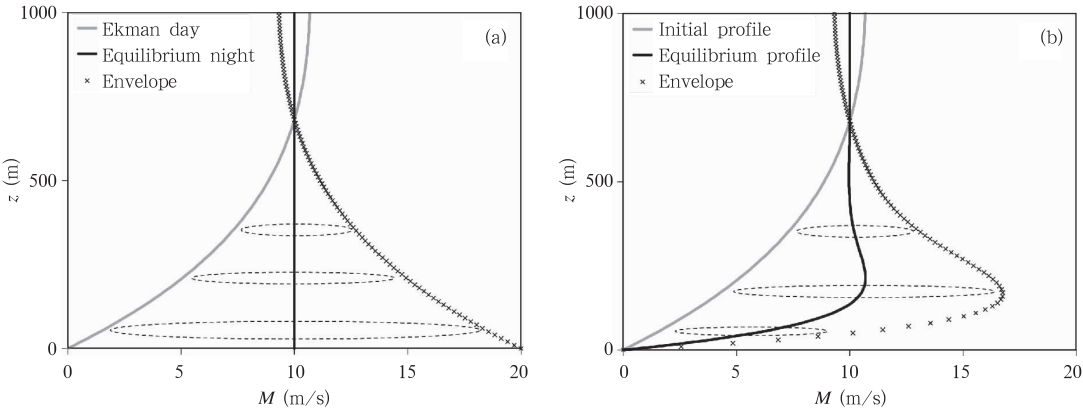


图 4 (a)Blackadar(1957)所提出的地转平衡下的惯性振荡理论模型及(b)Van De Wiel 等(2010)

改进后的惯性振荡理论模型,即夜间风场围绕平衡风廓线所形成的振荡模型

(M 代表水平风速, Van De Wiel, et al, 2010)

Fig. 4 Schematic illustration explaining (a) Blackadar's (1957) inertial oscillation around the geostrophic equilibrium; and (b) as in (a) but with the nocturnal wind oscillating around the nocturnal equilibrium profile, in which M represents the wind speed

(Van De Wiel, et al, 2010)

Van De Wiel 等(2010)通过补充边界层内部的摩擦作用对 Blackadar(1957)所提出的理论模型进行了完善。图 4 给出了不同前提条件下的水平风速惯性振荡廓线。图 4a 显示初始时刻风速随着高度的增加逐渐加大,在边界层内无摩擦作用的假设下,根据边界层平均风速方程可以求得全风速沿地转风所进行的惯性振荡运动,即图中虚线所标记的惯性圆运动,在右侧根据振荡半径的不同给出了低空急流最强时刻的全风速垂直廓线,即图 4a 中用×进行标记的曲线。图 4b 中初始时刻的廓线形态与图 4a 中完全一致,但加入摩擦作用后气流沿平衡风而非地转风展开惯性振荡运动,最终形成了图中右侧所示的低空急流最强时刻的全风速垂直廓线。相对于 Blackadar(1957) 的理论模型, Van De Wiel 等(2010)模型中廓线形态与观测结果更为一致,呈现出了典型的尾流状特征并刻画出了强烈的风速垂直切变。惯性振荡理论是解释发生在边界层内部且具有显著日变化特征的低空急流事件的主要机制之一。

3.2 地形的热力及动力强迫作用

由于昼夜辐射差异所导致的山脉及山谷上空气温的日间变化,以及由此所引起的位势高度场改变

而产生的上山、下山气流是诱发低空急流形成的重要原因。午后辐射加热作用显著,由山脉指向山谷的负温度梯度造成了强烈的反向气压梯度,在山脉地形东侧诱发了强劲的上山气流,在科里奥利力及惯性振荡机制的共同作用下气流逐渐向北转向并于数小时后的夜间呈现出明显的南风分量,从而加强了原有西南气流并导致了低空急流的形成。夜间的情况则恰好与之相反,反向温度梯度所引起的下山气流经转向后在白天形成北风,极大地削弱了之前盛行的西南气流并最终造成了低空急流的消亡(Holton, 1967; Jiang, et al, 2007)。与此同时,昼夜间温度差异所导致的热成风转向也与上述过程一起对低空急流的发展与消亡起到了显著的促进作用(Bonner, et al, 1970)。中国青藏高原以东的华南地区以及美国落基山脉东侧的大平原地区所存在的部分低空急流就是在这种地形造成的热力差异的背景之下,梯度风及热成风随着陆面温度变化进行相应调整的过程中形成的(Stensrud, 1996; 赛瀚等, 2012a)。海陆间热力差异的作用与山脉和平原间热力对比机制相似,在此将不再展开说明。此外,逆温层与风速强垂直切变的正反馈机制也是低空急流形成与加强的重要因素之一。夜间山脉表层辐射冷却

作用显著,山脉上方空气被平流到低层的谷区时便会有逆温层形成(郝为锋等,2001)。这种稳定的层结抑制了边界层内部湍流运动的发展,利于动量的堆积与存储。此时,当逆温层顶与气流风速极大值位置重合时,湍流便可以在一定范围内存在,利于逆温层的稳定维持与向上发展。因此,逆温层的存在为边界层内部风速的增长提供了有利的层结条件,而边界层风速的强垂直切变特性反过来又利于逆温层的维持与发展,二者形成正反馈关系,促进了低空急流的形成与发展(Blackadar, 1957; 何建中等, 1989)。

地形的动力阻挡作用也是不可忽视的。在北美地区夏季,大西洋洋面上地表反气旋系统南侧的东风气流一直可以输送到落基山脉东侧,空气沿着山脉爬升的同时向北偏转,为保证位涡守恒,气团在向北运动的过程中便会逐渐加速,低空急流也因此而形成(Wexler, 1961)。这种由于地形动力阻挡作用所形成的低空急流可以视为“阻挡急流”,其形成与有利的大尺度环流背景密不可分。Chen等(2005)针对发生在台湾海峡地区阻挡急流的研究结果表明,此类急流出现的层次相对较低,多数情况下无风速垂直切变或切变较弱,位置较为固定且无明显的日变化现象,故可归类为“低空高速气流带”。此外,坡度地形环境会显著降低山地区域气流穿越等压线所引起的质量输送,这在一定程度上保证了低空急流事件得以持续维持(Holton, 1967)。除以上所描述的几类主要的地形热力及动力作用之外,沿地形方向的加热差异所引起的高、低压系统配置、地形“狭管效应”等机制均对低空急流的形成与发展起到促进作用(Pamperin, et al, 1985; 陈贵川等, 2006)。

3.3 高、低空急流耦合

低空急流通过动量、热量及水汽的输送为对流系统提供有利的发展条件,而高空急流则主要通过环流场配置在高空为低层对流系统的发展提供有利的辐合、辐散形势,同时高空急流所诱发的直接及间接力管环流还可以促进三维空间上质量和动量的传输,并由此与低空急流耦合。高、低空急流的相互作用是有组织的强风暴系统在高空急流出口区发生、发展的一个重要因子,高空急流也为低空急流的形成、发展及加强起到促进作用(Uccellini, 1980; 丁一汇, 2005)。以平直的高空西风急流为例,由于惯性旋转作用,在移动过程中急流入口区与出口区分别

形成了一支直接及间接力管环流(丁一汇, 2005)。位于高空急流出口区的间接环流在低层的回流支引起了低层水平气压梯度力的增加从而增强了向北的变压风,而变压风和西风分量的增强导致了低空急流的形成并嵌入到低层回流支中。此时高层的高空急流不断向东输送干冷空气,而低层的低空急流则持续输送着暖湿的气流,高、低空急流的耦合为深对流系统和强风暴过程的发展提供了有利的不稳定条件(Uccellini, et al, 1979),同时根据高空急流的辐合、辐散特征,低空急流也可以在高空急流出口区的右侧强烈发展(斯公望等, 1982; 肖文俊等, 1984)。Brill等(1985)利用数值模式证实了高空急流出口区这种横向间接环流的存在,以及高空急流和非绝热加热过程对低空急流的加强作用。Chen(1982)从重力惯性波的不稳定角度讨论了高低空急流的耦合过程,即当高空急流南侧水汽供给充分并满足条件不稳定大气时,在高空急流入口区南侧由于平流过程所产生的非地转风在适应过程中会引起低空急流的发展。Saulo等(2007)则通过数值敏感性试验揭示了低空急流、中尺度对流及高空急流三者的相互作用,并利用概念模型展示了这种正反馈过程。与高空急流相耦合的低空急流一般出现的层次较高,且无明显的日变化特征(Uccellini, et al, 1987)。

3.4 天气系统强迫

地形因素及惯性振荡作用几乎每天都存在,但并不是每天都有低空急流事件发生,风速能否达到低空急流的各项标准还与部分中纬度天气系统的强迫作用密切相关。在一次对海岸带次级环流的模拟过程中,Uccellini等(1987)发现为了响应斜压环境下空气块的垂直加速运动,低层风速显著增强并最高达到了 30 m/s 及以上的强度。当气块从东北方向向发展中的低压系统靠近时,气块经历了气压梯度改变所产生的外在强迫,尽管就水平方向而言这种强迫的强度尚较为适中,但处在海岸带锋面影响下的斜压环境中垂直方向上的加速运动则显得尤为凸出,当气块加速上升时,非地转风分量的显著增大导致了低空急流的快速发展。

发生在中国长江流域及华南地区的强降水过程,当有低空急流与之相伴时,急流的东侧往往是西太平洋副热带高压,西侧则多为低压系统(如西南涡),这种高、低压系统的过渡带形成了强大的水平气压梯度,从而加强了风速并有利于低空急流的形

成(许美玲等, 2004)。王东阡等(2012)通过对自然坐标系下非地转风的变换和分解, 给出了影响低空急流非地转特性的 4 个因子, 即风场的非定常性、风速在流动方向上的非均匀性、流线的弯曲以及大气的斜压性特征, 同时指出西太平洋副热带高压系统强度和位置的变化以及青藏高原背风系统的作用对于以上各因子, 尤其是流线弯曲所产生的地转偏差具有重要的影响。Wang 等(2013)指出发生在 4 月的低空急流事件主要是由于西太平洋副热带高压系统的北跳所致, 而 7 月的低空急流过程则主要受到青藏高原大地形绕流作用加强的影响。此外, 低空急流还与锋面, 山脉背风低压槽及背风气旋的生成有关(丁一汇, 2005)。

3.5 非绝热加热正反馈作用

诊断分析和数值模拟试验的结果均表明, 非绝热加热过程对于中尺度低空急流的发展与加强具有十分重要的作用(黄士松, 1981; Uccellini, et al, 1987; Nicolini, et al, 1993)。Chen 等(1988)、斯公望(1994)指出, 与暴雨区相连的次级环流是低空急流发展的重要原因之一。暴雨发生后, 上升运动和凝结潜热释放使得对流层高层辐散加强并导致地面气压降低, 南北两侧分别形成了两支次级环流, 南支间接环流在低层表现为偏南气流, 在气压梯度力及科里奥利力的共同作用下风速逐渐增大并最终导致了低空急流的发展。Qian 等(2004)利用 MM5 中尺度模式对 1998 年 6 月 11—17 日一次地形降水个例进行了研究, 结果表明, 青藏高原东南侧外围的西南低空急流将水汽源源不断地由孟加拉湾向江淮地区输送, 尽管低空急流主要受到大尺度天气系统的强迫作用, 但梅雨带凝结潜热释放所诱发的中尺度环流系统对低空急流的最大风速起到了显著的加强作用, 而加速后的低空急流又进一步促进了水汽的输送, 从而形成显著的正反馈机制并使得梅雨降水系统得以维持。Zhao(2012)利用 WRF 中尺度模式对 2008 年夏季中国中部复杂地形区域的一次局地极端降水个例进行了研究, 并指出当关闭模式中凝结潜热释放过程后, 低空急流的强度显著减弱, 而模拟的降水强度也明显减小, 证明了非绝热加热正反馈机制是低空急流发展加强的重要因素之一。

陶诗言等(1980)分析发现, 对流层高层动量的下传使得低层风速增大并形成急流的现象也是存在的。当有暴雨发生时, 由于对流混合作用而使风速

均匀化, 促进了高空动量的向下输送, 从而在对流下方出现强风区, 这种动量下传所造成的低层风速的增强只能是中尺度的, 不适用于天气尺度急流。但该理论的不足之处是难以说明动量如何在某个高度集中, 至今也尚未发现有工作能够合理地解释这一可能的中尺度急流成因。

以上所列举的有关低空急流发生、发展及加强的各项机制中, 很难单独地孤立出某一个因素用来解释低空急流的全部现象及特征, 正是各个因素彼此之间通过协同作用的方式促进了低空急流的发展与加强。

4 低空急流与降水及其他领域关系研究

4.1 降水

在所有的天气系统中, 低空急流与降水的关系最为密切, 中外学者围绕二者关系所开展的研究也最多。中国地处东亚地区, 每年夏季深受夏季风的影响, 加上中国复杂的地形作用, 经常出现强暴雨天气过程, 统计结果表明, 暴雨与低空急流的相关率达 80% 左右(陶诗言等, 1979)。陶诗言(1965)就利用低空急流的位置来做暴雨预报, 在 20 世纪 80 年代出现了一大批围绕低空急流与暴雨关系的研究(孙淑清等, 1980; 黄士松, 1981; 于廖良, 1986), 至今低空急流仍是中国东部暴雨预报的一个重要指示因子。由于低空急流轴以下的低层风速垂直切变很大, 经常处于位势不稳定之中, 因此在暴雨生成中低空急流不仅输送了热量和水汽, 同时其强烈的不稳定性使得急流轴上的风速经常出现中尺度脉动传播现象, 这种风速的突增处于不稳定的状态, 能够触发中尺度系统形成从而导致暴雨发生(孙淑清等, 1980)。

Mastrantonio 等(1976)通过线性、非粘性条件下布辛尼斯克(Boussinesq)公式的数值解推导出了低空急流所产生的重力惯性波。陶诗言等(1979)认为, 低空急流轴上短周期风速脉动可能反映了由非地转运动激发出的一系列重力波的作用。大气运动的适应理论指出, 地转偏差能够激发出重力惯性波, 其强度与地转偏差强度成正比, 随着重力惯性波对能量的频散, 超地转现象逐渐消失, 暴雨也很快停止(于廖良, 1986)。此外, Kuo 等(1985)指出, 地转状态下的低空急流可以产生类似于锋面云带和飑线的

中尺度不稳定扰动。而 Limaitre 等(1990)也表明伴有低空急流事件的基本气流可以产生斜压对称不稳定,从而在倾斜运动过程中生成狭窄的中尺度不稳定带。张文龙等(2003)对中国西南低空急流左前方和高空偏北大风轴右后方的惯性稳定性及对称稳定性进行了理论分析及实例计算,结果表明,低空急流左前方惯性稳定度大值区的存在有利于低层湿热能量的积累,使低层倾斜对流的不稳定发展更多期望于条件性对称不稳定或对流不稳定,从而促进强降水事件的发生。

低空急流是降水事件重要的水汽输送通道(Findlater, 1969; Saulo, et al, 2007)。Roads 等(1994)的研究发现,在美国的大多数地区根据模式所计算的水汽通量散度与实际降水存在着很强的相关,而这一现象可能主要是由于低空急流的水汽输送过程所致。Higgins 等(1997)进一步利用实际观测资料和高时空分辨率资料同化数据集对美国中部地区夏季的降水及水汽输送状况进行了研究,结果表明,美国大平原地区的低空急流对于整个夏季的水汽收支具有极其重要的影响,低空急流使得由墨西哥湾吹向内陆地区的低层水汽入流量相对于夜间平均值而言增加超过 45%。Arritt 等(1997)针对美国大平原地区 1993 年暖季低空急流的研究表明,强烈的低空急流事件与 1993 年 6 月下旬及 7 月上旬严重洪涝灾害过程中的强降水落区具有很好的对应关系。

4.2 空气污染

低空急流,尤其是地面以上至 200 m 高度所形成的急流事件严重影响着地表至急流高度范围内的风速垂直切变状况,进而控制着陆面与大气的污染物交换过程并对该地区的空气污染程度起着决定性作用。随着城市化进程的不断加快以及人们对环境关注程度的增加,有关低空急流与空气污染关系的研究于近些年逐渐兴起。例如,Banta 等(1998)指出夜间低空急流的输送作用对于城市地区持续多天的空气污染事件具有重要的作用。Ryan(2004)对美国大西洋沿岸中部地区臭氧状况的研究指出,当低空急流事件发生时臭氧体积份数将会显著增大并可以达到 82.5×10^{-9} 的平均峰值水平,这其中有 44% 的时间超过橙色警戒线(85×10^{-9}),而 22% 的时间则可以达到红色警戒线(105×10^{-9})以上的水平,当西南低空急流与高臭氧浓度的相关关系较弱

时,大多数情况下是由于伴有雷暴或锋面云系所致。Taubman 等(2004)利用 2002 年 8 月 14 日的飞机观测资料对美国东北部地区及大西洋沿岸中部地区连续多天的雾霾及臭氧事件进行了研究,资料包含了新罕布什尔州至马里兰州固定高度上的污染气体路径、颗粒物大小分布、颗粒物光学特征等,结果表明,阿巴拉契亚山脉背风低压槽及低空急流分别于白天及夜晚增进了当地西风气流的南风分量,从而使得来自中西部工业地区的污染气体在东部的海滨城市通过湍流作用进行了混合,加重了该地区的污染程度。

4.3 风能利用

低空急流由于具有强劲的风速和显著的垂直与水平风速切变,因此其对于风能的采集及风机的保护均具有重要的意义。鉴于目前对可再生能源尤其是风能的大量潜在需求,美国能源部于 2003 年开展了一项名为 Lamar 的低空急流研究计划,其目的是准确认识低空急流参数、潜在风能以及风机涡轮所在高度的边界层湍流结构,从而提高对美国大平原地区夜间低空急流的风能利用效率(Kelley, et al, 2004)。Roy 等(2004)利用区域大气模拟系统——即数值模式 RAMS,对大型风电场及局地气候的关系进行了研究,并指出风电场的存在会极大地降低轮毂高度处的风速强度,同时由螺旋桨旋转造成的涡旋将增强垂直方向上动量、热量及水汽的混合,导致更暖更干的地表空气并降低地面的感热通量,进而影响低空急流对于局地气候的作用效果,这种影响在清晨最为显著,因为此时边界层状态稳定且由于夜间低空急流的作用轮毂高度处的风速也最为强劲。Storm 等(2008)针对低空急流与风能利用关系的研究指出,美国大平原地区长期存在的夜间低空急流使得该区域十分适合风能的采集与利用,同时低空急流也会对风机轮毂高度处的垂直风速切变及湍流过程产生重要的影响,从而对风机转子的安全运行形成严重的危害。因此,对于低空急流的认识和理解将在很大程度上决定人们对于风能资源的精确评估、风电场发电量的准确预报以及风机设计的工程考量。

4.4 航空安全及其他领域

Lau 等(2003)利用多普勒雷达对香港机场的飞机起降状况与低空急流的关系进行了研究,结果表明,如果飞机在初始爬升阶段以较大角度进入低空

急流是相当危险的,虽然此时并无对流事件发生,但是突然而至的逆风飞行以及随之而来的失重将使得飞机经历类似微爆流的过程。Li(2006)指出风速垂直切变所导致的垂直方向上的浮力变化,对飞机的平稳驾驶尤其是起飞、降落过程中的安全保障具有十分重要的作用及意义。中外的大量空难事件都是在飞机起降过程中突遇强切变气流所导致的。

汤绪等(2004)指出低空急流的位置及强度可以作为沙尘暴强度及沙尘暴发生和影响区域的重要预报指标。Fromm 等(2003)和 Liechti(2006)分别表明低空急流会加强森林火灾的快速扩散,低空急流可以为鸟类的季节性迁徙提供方向参考并显著减少鸟类的体能消耗。低空急流还可以通过影响海冰的分布从而改变南极大陆地区的局部气候状况(Schwerdtfeger, 1975),并通过气流的引流作用影响到整个南极地区的大尺度环流系统(Parish, et al, 1991)。因此,针对低空急流的研究对于人们的生产生活、环境保护、资源开发利用均具有重要的参考价值,而对于低空急流事件的深入研究同样有助于增进人们对于各类气象事件及天气现象的认识,为更好地预报及预防各类气象灾害打下坚实的基础。

5 低空急流研究挑战及展望

目前针对低空急流的研究主要集中在美国大平原、南美安第斯山脉以及非洲东部索马里地区,对于东亚地区,尤其是青藏高原东侧复杂地形环境下的低空急流特征及其形成演变机制的研究则显得尤为不足。

5.1 低空急流选取标准宽松

目前关于东亚地区尤其是中国大陆的低空急流选取标准相对宽松。大部分研究并不考虑风速的垂直切变,而是单纯地根据 600 hPa 以下单一等压面上的风速大值作为低空急流判定标准。例如王蕾等(2003)所讨论的低空急流即以单个测站为基础,定义单站 700、850、925 hPa 三层上如果存在风速 ≥ 12 m/s 且 $180^\circ \leq \text{风向} \leq 265^\circ$ 的气流带,便认为该站该层上出现了一次西南风低空急流事件。孙继松(2005)对北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理进行的研究也指出,当北京南郊观象台 20、02 及 08 时(北京时)任何一个时次 1500 m 以下的低空测风过程中出现风速大于 11 m/s 的偏南风或

偏东风,且不存在天气尺度低空急流时,便定义为一次边界层急流过程。这种定义在早期也被广泛应用于低空急流与暴雨关系的研究(袁信轩, 1981; 俞樟孝等, 1983)。此类“低空急流”可能仅属于“低空高速气流带”的范畴,在这种标准下选取的个例或气候研究会一定程度上影响对于低空急流自身特征以及急流与降水等天气和气候现象之间作用机制的理解。因此,在今后的研究中必须明确给出合理的低空急流定义标准,从而正确认识和理解中国的低空急流事件。

5.2 观测数据缺乏且质量控制不完善

中国探空观测站分布稀疏,且常规探空资料仅包含 00:00 和 12:00 UTC 两个时刻,与低空急流的最强、最弱时刻不匹配,无法利用这些探空资料刻画出低空急流的细节特征。虽然近些年来中国的探空资料有所增加,但由于数据格式不规范、资料后处理不足且共享不便等问题而导致这些资料应用得并不广泛。同时外场加密观测的成本相对较高且无法对数据进行很好的质量控制,因此也较少开展。此外,由于观测数据及同化方案等方面的发展相对不足,中国目前尚不具备较高时空分辨率的区域再分析资料以供研究。以上这些方面限制了中国针对低空急流事件的研究,因此目前中国对于低空急流诸多问题的理解仍不透彻。然而,近些年来常规观测资料的完善及风廓线雷达的应用为低空急流研究提供了很好的机遇。例如, Du 等(2012)利用上海地区青浦站的风廓线雷达资料对该地区 2008—2009 年暖季低空急流的气候特征进行了统计研究,揭示了该地区低空急流的类型、时间演变特征及其与降水事件的统计关系。

5.3 低空急流特征与形成演变机制研究存在不足

中国有关低空急流的研究多为针对低空急流与暴雨事件或东亚季风气候系统关系的研究(陶诗言等, 1979; 斯公望, 1994; 张海霞等, 2002),对于低空急流结构特征及其形成演变机制的研究则显得不足。虽然早期开展过部分针对低空急流分布状况、水平及垂直结构、日变化现象等特征的研究,但由于当时分析资料的时空分辨率太低或者是从气候角度出发,因此无法准确地刻画出低空急流的细节特征(李兴生等, 1981; 孙淑清, 1986)。此外,对于中国低空急流形成演变机制及各关键影响因子相对作用的研究仍不深入。例如,东亚地区地形环境复杂,存在

着显著的三级地形区域,即以青藏高原为代表的一级区域,以横断山脉、云贵高原、黄土高原、内蒙古高原为代表的二级区域和以东南丘陵、华北平原、东北平原为代表的三级区域。然而大多数研究工作并未考虑三级地形结构,而是仅对青藏高原进行笼统的地形增减试验以研究地形因素对于低空急流的影响(陈玉春等,1993;刘晓东等,2000)。这一处理方式无法说明各不同地形区域的相对贡献和具体作用机制。值得庆幸的是,高分辨率数值模式为研究低空急流的演变特征和发展机制提供了很好的平台。今后,可以借助于数值试验来进一步研究东亚地区各种影响低空急流发展演变因子的相对贡献及其协同作用效果。

5.4 交叉领域研究工作匮乏

目前中国的大多数研究主要集中于低空急流与降水过程的关系,而涉及低空急流对其他领域的作用及影响的研究则开展得十分有限。近些年来随着经济及社会的发展,环境污染、新能源开发等问题变得尤为迫切。环境污染方面,雾霾、沙尘暴等现象的频繁发生对人们的健康及生活质量均造成了严重的危害。能源利用方面,对外能源的依赖在很大程度上限制了中国经济全面、协调、可持续发展潜力,化石燃料的过度使用则加剧了全球气候变暖的进程并导致了极端天气及气候事件的频繁发生。开展低空急流与空气污染、风能利用等领域相互作用及影响机制的研究工作可以极大地促进对于此类问题的认识和理解,破解发展过程中所遇到的诸多难题,因此具有极为重要的现实意义。

6 结 语

本研究对近50年来中外有关低空急流的研究进行了总结与梳理,重点针对低空急流的分类和定义、分布状况及结构特征,低空急流形成演变机制,低空急流与降水等领域的关系三大方面进行了综述,最后指出了中国现有研究工作中存在的不足,并对未来研究方向进行了展望。

就目前中国有关低空急流的研究现状而言,仍然存在着诸如低空急流选取标准过于宽松、观测数据缺乏且质量控制不完善、低空急流特征与形成演变机制研究数量和研究深度有限、交叉领域研究工作匮乏等方面的问题。为此在今后的研究工作中,需要(1)针对低空急流的选取给出明确的标准,不仅

考虑风速大值的分布状况,同时对风速垂直和水平切变提出严格的要求。(2)加强观测资料的收集与整理,增加针对大气特性层的观测,并积极地开展各类外场试验,对诸如风速廓线仪等仪器的数据资料开展广泛而全面的质量控制工作。(3)在已有工作的基础之上,进一步开展有关低空急流结构特征及其形成演变机制的研究工作,尤其需要针对东亚地区复杂地形环境对于低空急流的影响进行深入的研究,同时尽量考虑多种因素的影响及其相互间的协同作用效果。(4)积极开展交叉领域的研究工作,从而有助于加深对相关问题的理解并更好地为气象业务预报和防灾减灾工作打下坚实的基础。随着观测资料的完善、研究手段的不断发展以及更多研究人员的加入,对于低空急流的各类特征和形成演变机制的理解将会更加深入,同时能够更好地指导实际生产、生活活动,减少因各类灾害性事件所造成的严重损失。

致谢:感谢张大林教授在本文撰写过程中所提出的宝贵意见和建议。

参考文献

- 陈贵川,沈桐立,何迪. 2006. 江南丘陵和云贵高原地形对一次西南涡暴雨影响的数值试验. 高原气象, 25(2): 277-284
- 陈昊明. 2009. 风场日循环对长江流域降水日变化的影响[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 134pp
- 陈玉春,钱正安. 1993. 夏季青藏高原地形对其东侧低空急流动力影响的数值模拟. 高原气象, 12(3): 312-321
- 丁一汇. 2005. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 585pp
- 郝为锋,苏晓冰,王庆安等. 2001. 山地边界层急流的观测特性及其成因分析. 气象学报, 59(1): 120-128
- 何建中,伍荣生. 1989. 边界层低空急流的数值研究. 气象学报, 47(4): 443-449
- 黄士松. 1981. 暴雨过程中低空急流形成的诊断分析. 大气科学, 5(2): 123-135
- 李兴生,叶卓佳,刘林勤. 1981. 夜间低空急流的分析研究. 大气科学, 5(3): 310-317
- 刘晓东,焦彦军. 2000. 东亚季风气候对青藏高原隆升的敏感性研究. 大气科学, 24(5): 593-607
- 赛瀚,苗峻峰. 2012a. 中国地区低空急流研究进展. 气象科技, 40(5): 766-771
- 赛瀚,苗峻峰. 2012b. 环渤海地区低空急流的时空分布特征. 自然灾害学报, 21(6): 91-98
- 斯公望,俞樟孝,李法然等. 1982. 一次梅雨锋低空急流形成的分析. 大气科学, 6(2): 165-170
- 斯公望. 1994. 东亚梅雨锋暴雨研究进展. 地球科学进展, 9(2): 11-17

- 孙继松. 2005. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究. 大气科学, 29(3): 445-452
- 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. 大气科学, 4(4): 327-337
- 孙淑清. 1986. 东亚大尺度低空急流的背景流场与东半球的越赤道气流. 气象学报, 44(1): 55-62
- 汤绪, 俞亚勋, 李耀辉等. 2004. 甘肃河西走廊春季强沙尘暴与低空急流. 高原气象, 23(6): 840-846
- 陶诗言. 1965. 长江中上游暴雨短期预报的研究//中国夏季副热带天气系统若干问题的研究. 北京: 科学出版社, 146pp
- 陶诗言, 丁一汇, 周晓平. 1979. 暴雨和强对流天气的研究. 大气科学, 3(3): 227-238
- 陶诗言等. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 225pp
- 王东阡, 张耀存. 2012. 中国东部西南低空急流日变化特征及其机制. 地球物理学报, 55(8): 2498-2507
- 王蕾, 张文龙, 周军. 2003. 中国西南低空急流活动的统计分析. 南京气象学院学报, 26(6): 797-805
- 肖文俊, 陈秋士. 1984. 高空和低空急流与暴雨关系的实例分析. 大气科学, 8(1): 83-88
- 徐海明, 何金海, 周兵. 2001. 夏季长江中游大暴雨过程中天气系统的共同特征. 应用气象学报, 12(3): 317-326
- 徐娟, 陈勇明. 2013. 浙北梅雨季低空急流特征及其与暴雨的关系. 气象科技, 41(2): 314-319
- 许美玲, 段旭, 孙绩华等. 2004. 与低空急流相伴的暴雨天气诊断分析. 云南大学学报(自然科学版), 26(4): 320-324
- 于廖良. 1986. 低空急流与暴雨. 山东气象, (1): 44-58
- 俞樟孝, 翟国庆, 王泽厚等. 1983. 长江中下游低空急流中心产生暴雨的条件. 气象学报, 41(3): 365-371
- 袁信轩. 1981. 我国江南西南风低空急流形成的天气学分析. 气象学报, 39(2): 245-251
- 翟国庆, 丁华君, 孙淑清等. 1999. 与低空急流相伴的暴雨天气诊断研究. 大气科学, 23(1): 112-118
- 张海霞, 周伟灿, 黄昌兴. 2002. 长江流域不同区域暴雨发生机理的比较研究. 南京气象学院学报, 25(1): 21-27
- 张文龙, 周军. 2003. 惯性稳定性在伴有高低空急流的暴雨中的作用. 南京气象学院学报, 26(4): 474-480
- 张文龙, 董剑希, 王昂生等. 2007. 中国西南低空急流和西南低层大风对比分析. 气候与环境研究, 12(2): 199-210
- Archer C L, Jacobson M Z. 2005. Evaluation of global wind power. J Geophys Res, 110(D12): doi: 10.1029/2004JD005462
- Arritt R W, Rink T D, Segal M, et al. 1997. The Great Plains low-level jet during the warm season of 1993. Mon Wea Rev, 125(9): 2176-2192
- Banta R M, Senff C J, White A B, et al. 1998. Daytime buildup and nighttime transport of urban Ozone in the boundary layer during a stagnation episode. J Geophys Res, 103(D17): 22519-22544
- Blackadar A K. 1955. The low-level jet phenomenon. Institute of the Aeronautical Sciences, New York, Preprint, (519): 283-290
- Blackadar A K. 1957. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. Bull Amer Meteor Soc, 38(5): 283-290
- Bonner W D. 1968. Climatology of the low level jet. Mon Wea Rev, 96(12): 833-850
- Bonner W D, Paegle J. 1970. Diurnal variations in boundary layer winds over the south-central United States in summer. Mon Wea Rev, 98(10): 735-744
- Brill K F, Uccellini L W, Burkhart R P, et al. 1985. Numerical simulations of a transverse indirect circulation and low-level jet in the exit region of an upper-level jet. J Atmos Sci, 42(12): 1306-1320
- Chen G T J, Yu C C. 1988. Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-yu season. Mon Wea Rev, 116(4): 884-891
- Chen G T J, Wang C C, Lin D T W. 2005. Characteristics of low-level jets over northern Taiwan in Mei-Yu season and their relationship to heavy rain events. Mon Wea Rev, 133(1): 20-43
- Chen Q. 1982. The instability of the gravity-inertial wave and its relation to low-level jet and heavy rainfall. J Meteor Soc Japan, 60: 1041-1057
- Du Y, Zhang Q H, Yue Y, et al. 2012. Characteristics of low-level jets in Shanghai during the 2008-2009 warm seasons as inferred from wind profiler radar data. J Meteor Soc Japan, 90(6): 891-903
- Farquharson J S. 1939. The diurnal variation of wind over tropical Africa. Quart J Roy Meteor Soc, 65(280): 165-184
- Findlater J. 1969. A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. Quart J Roy Met Soc, 95(404): 362-380
- Findlater J. 1977. Observational aspects of the low-level cross-equatorial jet stream of the western Indian Ocean. Pure Appl Geophys Pageoph, 115(5-6): 1251-1262
- Fromm M D, Servranckx R. 2003. Transport of forest fire smoke above the tropopause by supercell convection. Geophys Res Lett, 30(10): 1542, doi: 10.1029/2002GL016820
- Gifford F A. 1952. The breakdown of a low-level inversion studied by means of detailed soundings with a modified radiosonde. Bull Amer Meteor Soc, 33(9): 373-379
- Goualt J. 1938. Vents en altitude a fort Lamy(Tchad). Ann Phys du Globe de la France d'Outre-Mer, 5: 70-91
- Hoecker W H Jr. 1963. Three southerly low-level jet systems delineated by the weather bureau special pibal network of 1961. Mon Wea Rev, 91(10): 573-582
- Higgins R, Yao Y, Yarosh E, et al. 1997. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the central United States. J Climate, 10(3): 481-507
- Holton J R. 1967. The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. Tellus, 19(2): 199-205
- IPCC. 2007. Climate Change 2007: The physical science basis//Sol-

- omon S, Qin D, Manning M, et al. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 996pp
- Jiang X N, Lau N C, Held I M, et al. 2007. Mechanisms of the Great Plains low-level jet as simulated in an AGCM. *J Atmos Sci*, 64(2): 532-547
- Kelley N, Shirazi M, Jager D, et al. 2004. Lamar low-level jet project interim report. Technical Report, 216pp
- Kuo H L, Seitter K L. 1985. Instability of shearing geostrophic currents in neutral and partly unstable atmospheres. *J Atmos Sci*, 42(4): 331-345
- Lau S Y, Chan S T. 2003. A crescent-shaped low-level jet as observed by a Doppler radar. *Weather*, 58(8): 287-290
- Lettau H. 1954. Graphs and illustrations of diverse atmospheric states and processes observed during the seventh test period of the Great Plains turbulence field program. Occasional Rep, No. 1, Atmos. Anal. Lab., Geophys. Res. Dir., Cambridge, Mass
- Li P W. 2006. Windshear-its detection and alerting. Hong Kong: Symposium of Science in Public Service, Science Museum, 19pp
- Liechti F. 2006. Birds: blowin' by the wind?. *J Ornithology*, 147(2): 202-211
- Liechti F, Schaller E. 1999. The use of low-level jets by migrating birds. *Naturwissenschaften*, 86(11): 549-551
- Limaitre Y, Brovelli P. 1990. Role of a low level jet in triggering and organizing moist convection in a baroclinic atmosphere. A case study: 18 May 1984. *J Atmos Sci*, 47(1): 82-100
- Liu H B. 2012. Numerical simulation of the heavy rainfall in the Yangtze-Huai river basin during summer 2003 using the WRF model. *Atmos Ocean Sci Lett*, 5(1): 20-25
- Liu H B, Li L J, Wang B. 2012. Low-level jets over southeast China: The warm season climatology of the summer of 2003. *Atmos Ocean Sci Lett*, 5(5): 394-400
- Mastrantonio G, Einaudi F, Fua D, et al. 1976. Generation of gravity waves by jet streams in the atmosphere. *J Atmos Sci*, 33(9): 1730-1738
- Means L L. 1952. On thunderstorm forecasting in the central United States. *Mon Wea Rev*, 80(10): 165-189
- Mitchell M J, Arritt R W, Labas K. 1995. A climatology of the warm season Great Plains low-level jet using wind profiler observations. *Wea Forecasting*, 10(3): 576-591
- Nicolini M, Waldron K M, Paegle J. 1993. Diurnal oscillations of low-level jets, vertical motion, and precipitation: A model case study. *Mon Wea Rev*, 121(9): 2588-2610
- Paegle J, Zhang C D, Baumhefner D P. 1987. Atmospheric response to tropical thermal forcing in real data integrations. *Mon Wea Rev*, 115(12): 2975-2995
- Pamperin H, Stilke G. 1985. Nocturnal boundary layer and low level jet near the Inn Valley exit. *Meteor Rundsch*, 38(5): 145-156
- Pan Z T, Segal M, Arritt R W. 2004. Role of topography in forcing low-level jets in the central United States during the 1993 flood-altered terrain simulations. *Mon Wea Rev*, 132(1): 396-403
- Parish T R, Bromwich D H. 1991. Continental-scale simulation of the Antarctic katabatic wind regime. *J Climate*, 4(2): 135-146
- Qian J H, Tao W K, Lau K. 2004. Mechanisms for torrential rain associated with the Mei-yu development during SCSMEX 1998. *Mon Wea Rev*, 132(1): 3-27
- Rife D L, Pinto J O, Monaghan A J, et al. 2010. Global distribution and characteristics of diurnally varying low-level jets. *J Climate*, 23(19): 5041-5064
- Roads J O, Chen S C, Guetter A K, et al. 1994. Large-scale aspects of the United States hydrologic cycle. *Bull Amer Meteor Soc*, 75(9): 1589-1610
- Roy B S, Pacala S W, Walko R L. 2004. Can large wind farms affect local meteorology?. *J Geophys Res*, 109, D19101, doi:10.1029/2004JD004763
- Ryan W F. 2004. The low level jet in Maryland: Profiler observations and preliminary climatology. Report prepared for the Maryland Department of the Environment, Air and Radiation Administration, 43pp
- Saulo C, Ruiz J, Skabar Y G. 2007. Synergism between the low-level jet and organized convection at its exit region. *Mon Wea Rev*, 135(4): 1310-1326
- Schwerdtfeger W. 1975. The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddell Sea. *Mon Wea Rev*, 103(1): 45-51
- Song J, Liao K, Coulter R L, et al. 2005. Climatology of the low-level jet at the southern Great Plains atmospheric boundary layer experiments site. *J Appl Meteor*, 44(10): 1593-1606
- Stensrud D J. 1996. Importance of low-level jets to climate: A review. *J Climate*, 9(8): 1698-1711
- Storm B, Dudhia J, Basu S, et al. 2008. Evaluation of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: Implications for wind energy. *Wind Energy*, 12(1): 81-90
- Taubman B F, Marufu L T, Piety C A, et al. 2004. Airborne characterization of the chemical, optical, and meteorological properties, and origins of a combined ozone-haze episode over the eastern United States. *J Atmos Sci*, 61(14): 1781-1793
- Ting M F, Wang H L. 2006. The role of the North American topography on the maintenance of the Great Plains summer low-level jet. *J Atmos Sci*, 63(3): 1056-1068
- Uccellini L W, Johnson D R. 1979. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon Wea Rev*, 107(6): 682-703
- Uccellini L W. 1980. On the role of upper tropospheric jet streaks and leeside cyclogenesis in the development of low-level jets in the Great Plains. *Mon Wea Rev*, 108(10): 1689-1696
- Uccellini L W, Petersen R A, Kocin P J, et al. 1987. Synergistic

- interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. *Mon Wea Rev*, 115(10): 2227-2261
- Van de Wiel B J, Moene A, Steeneveld G, et al. 2010. A conceptual view on inertial oscillations and nocturnal low-level jets. *J Atmos Sci*, 67(8): 2679-2689
- Vera C, Baez J, Douglas M, et al. 2006. The South American low-level jet experiment. *Bull Amer Meteor Soc*, 87(1): 63-77
- Virji H. 1981. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Mon Wea Rev*, 109(3): 599-610
- Wang D Q, Zhang Y C, Huang A N. 2013. Climatic features of the south-westerly low-level jet over Southeast China and its association with precipitation over East China. *Asia-Pacific J Atmos Sci*, 49(3): 259-270
- Weaver S J, Nigam S. 2008. Variability of the Great Plains low-level jet: Large-scale circulation context and hydroclimate impacts. *J Climate*, 21(7): 1532-1551
- Wexler H. 1961. A boundary layer interpretation of the low-level jet. *Tellus*, 13(3): 368-378
- Zhang D L, Zhang S L, Weaver S J. 2006. Low-level jets over the mid-Atlantic states: Warm-season climatology and a case study. *J Appl Meteor Climatol*, 45(1): 194-209
- Zhao Y C. 2012. Numerical investigation of a localized extremely heavy rainfall event in complex topographic area during midsummer. *Atmos Res*, 113: 22-39