

孙建华, 郑淋淋, 赵思雄. 2014. 水汽含量对飑线组织结构和强度影响的数值试验 [J]. 大气科学, 38 (4): 742–755, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13187. Sun Jianhua, Zheng Linlin, Zhao Sixiong. 2014. Impact of moisture on the organizational mode and intensity of squall lines determined through numerical experiments [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (4): 742–755.

水汽含量对飑线组织结构和强度影响的数值试验

孙建华^{1,2} 郑淋淋^{1,3} 赵思雄¹

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

3 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 利用 2009 年 6 月 3~4 日一次产生大风、冰雹强对流天气的飑线个例进行数值试验, 研究整层水汽含量及其垂直分布对中尺度对流系统的发生发展过程、组织类型和强度等的影响。本文的试验表明环境场中不同的水汽含量和垂直分布, 会影响下沉气流和冷池的强度, 从而影响对流的组织形态、维持时间和强度。整层水汽试验表明, 增加(减少)水汽, 对流增强(减弱), 冷池和雷暴高压增强(减弱)导致大风增强(减弱)。增加水汽越多发展阶段冷池强度越强, 最大风速越强, 但成熟阶段后期冷池减弱的越快, 层状云区的后部入流减弱, 不利于雷暴大风的出现和维持。不同层次水汽试验表明, 在保持整层水汽含量不变的情况下, 线状对流和雷暴大风易发生在中层干、下层湿的环境中, 这种层结条件对雷暴高压的增强有重要作用, 但不利于整个对流系统的长时间维持。

关键词 飑线 数值模拟 雷暴高压 冷池 地面大风

文章编号 1006-9895(2014)04-0742-14

中图分类号 P447

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13187

Impact of Moisture on the Organizational Mode and Intensity of Squall Lines Determined Through Numerical Experiments

SUN Jianhua^{1,2}, ZHENG Linlin^{1,3}, and ZHAO Sixiong¹

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, 210044

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Numerical experiments were conducted on a squall line occurring on June 3–4, 2009, in Henan, Anhui, and Jiangsu provinces, China, that produced high winds and hail. The impact of moisture on the entire air column and that of its vertical distribution on the intensity, development process, and morphology of mesoscale convective systems (MCSs) were investigated. Analysis revealed that the amount of moisture and its vertical distribution had a significant effect on the strength of the downdraft and cold pool, which thus affected the morphology, duration, and strength of convection. The experiments on the entire air column demonstrated that the intensity of MCSs increased with moisture and that the strengths of the cold pool and the thunderstorm high increased, which led to higher winds. Conversely, the intensities of MCSs, cold pool, and surface winds decreased with moisture. Additional moisture led to a stronger cold pool, which caused the maximum winds to strengthen at the developmental stages of the MCSs. However, the cold pool and rear inflow jet weakened more rapidly, which was unfavorable for high wind development and maintenance at mature stages.

收稿日期 2013-06-03, 2013-07-26 收修定稿

资助项目 公益性行业(气象)科研专项项目 GYHY200906004, 国家自然科学基金项目 41075032, 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目 2013CB430100

作者简介 孙建华, 女, 1972 年出生, 研究员, 主要从事中尺度气象学研究。E-mail: sjh@mail.iap.ac.cn

Precipitable water in entire air column remained unchanged. Linear MCSs and high winds tended to occur in environments of mid-level drier air and low-level moister air that favored the development of stronger thunderstorm highs and discouraged the persistence of MCSs.

Keywords Squall line, Numerical simulation, Cold pool, Thunderstorm high, Surface damage wind

1 引言

飑线(squall line)是由多个活跃雷暴单体排列成线状或带状的中尺度对流系统,其发生时常伴有大风、冰雹、暴雨等剧烈的灾害性天气现象。国内外对飑线系统开展过不少的研究,对飑线的发生条件、组织方式、生命史演变、雷达回波特征、中尺度结构等方面已经有了一些认识。Houze et al. (1989)提出了成熟阶段飑线系统的概念模型,丁一汇等(1982)研究了对飑线有触发和组织作用的天气系统。在对飑线分类研究的基础上,采用观测资料分析了对流组织形式与环境条件的关系(Bluestein and Jain, 1985; Parker and Johnson, 2000; Johnson et al., 2005; Schumacher and Johnson, 2005)。Zheng et al. (2013)将我国江淮流域的线状对流分成六类,包括无层云的线状系统(NS)、前部层状云的线状系统(LS)、嵌入型线状系统(EL)、后部层状云的线状系统(TS)、平行层状云线状系统(PS)和弓状回波(BE),并对它们发生的环境条件和产生的天气现象做了分析,发现不同组织类型的系统产生的天气现象有较大的差别,其中, BE最容易产生大风和冰雹,而美国的研究也认为 BE为最“危险”的一种线状中尺度对流系统(Duda and Gallus, 2010)。

针对影响线状中尺度对流系统组织形式和强度的物理机制也已经开展了大量研究。最著名的是低层风切变与蒸发形成的地面冷池的动力平衡是对流线是否维持的主要因子(Rotunno et al., 1988; Weisman et al., 1988; Fovell and Ogura, 1989; Robe and Emanuel, 2001; Weisman and Rotunno, 2004),但是该理论过于简化,对可能影响对流发展的其他环境条件考虑较少,包括温度、水汽等对系统的发生发展应该也有重要的作用。James et al. (2006)的研究发现,在保持对流有效位能(CAPE)不变的情况下,高湿或高温会减小蒸发的降温,使冷池的强度减弱,从而影响对流线的组织结构和强度。Takemi (2006, 2007)揭示了静力稳定度也是影响飑线强度的一个重要因子,弱静力稳定有利于形成地面的强冷池,而冷池的强度影响上升运动的尺度

和强度以及飑线的组织结构和强度。虽然这些结果揭示了影响中尺度对流系统的形式和强度的一些物理机制,但这些研究主要是理想试验的结果,缺乏针对水汽含量及垂直分布对强对流系统影响的研究,也缺乏针对真实个例,尤其是东亚季风区的强对流个例的研究。

郑淋淋和孙建华(2013)对2007~2010年暖季(6~9月)发生在江淮和黄淮流域对流天气过程的统计研究发现,发生在不同水汽条件环境中的对流线的触发和维持机制可能存在明显的差异,冰雹和大风等天气更容易发生在相对干的环流背景条件下。在这种较干的环流背景条件下,水汽的垂直分布如何影响对流的组织形态和强度呢?数值试验可以通过改变影响中尺度对流系统的环境特征,从而分析这些环境条件如何影响中尺度对流系统的组织结构特征和强度。本文将通过对真实个例的数值试验,研究环境水汽含量及垂直分布对中尺度对流系统的组织结构和强度的影响。

2 个例选取和试验方案

2.1 个例选取

2009年6月3~4日罕见强飑线突袭河南、安徽、江苏(图1),这些地区遭受了雷雨、大风等强对流天气袭击,河南省有42个县市出现雷电,19个县市出现了 17 m s^{-1} 以上的短时大风,特别是河南省的商丘出现了历史罕见的大风天气,宁陵、永城最大风速分别达 28.6 m s^{-1} 和 29.1 m s^{-1} ,均为有气象记录以来的历史极值。从雷达回波和地面观测资料上来看,本次大风过程主要是由飑线所致。图1中的大风是每3小时的常规地面观测,从2009年6月3日14时(协调世界时,下同)至3日18时出现了 20 m s^{-1} 以上的大风,并且大风出现在“人”字形回波的右半支[沿着系统移动的方向,左侧部分命名为左半分支,右侧部分命名为右半分支(下同)]附近。并且“人”字形系统的移动方向(往东南移动)垂直于右半支的伸展方向。

一些学者对该个例作过观测研究(孙虎林等, 2011; 梁建宇与孙建华, 2012; 王秀明等, 2012; 刘香娥和郭学良, 2012; 金龙等, 2013)。观测结果

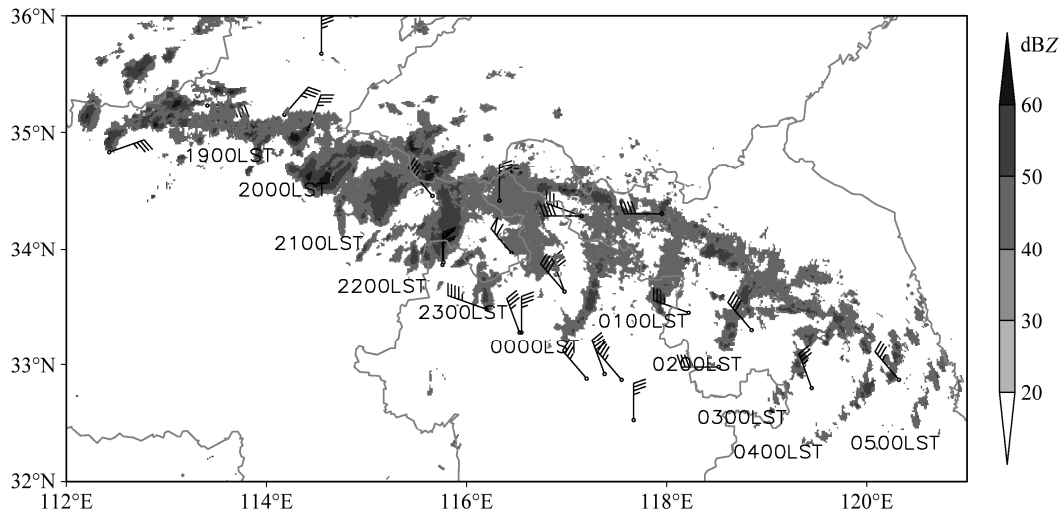


图1 2009年6月3~4日飚线的每小时雷达回波演变和每3小时的大风分布 [引自梁建宇和孙建华 (2012)]。全风向杆代表风速为 5 m s^{-1} ，一个站点出现两个风向杆表示有两个观测时次都出现了大风

Fig. 1 The variation of radar echo related to the squall line every hour and the location of high wind in every three hours on 3–4 June, 2009 [cited from Liang and Sun (2012)]. The numbers indicate local time. Two barbs at single station represent high wind occurring at two observational times

表明，“人”字形回波系统的右半支的结构与一般的飚线系统类似，灾害性大风的产生主要由这个“人”字形系统的右半支造成的。观测和数值模拟研究认为中层入流和低层涡旋是地面大风形成的重要原因 (梁建宇与孙建华, 2012; 金龙等, 2013)，降水粒子的蒸发和融化冷却过程对降低地面温度和产生地面强风速也有重要影响 (刘香娥和郭学良, 2012)。这些研究把重点发生地面大风的形成机制上，没有探讨影响飚线的组织形式和强度的机制，本文在梁建宇和孙建华 (2012) 对 2009 年 6 月 3~4 日强飚线研究的基础上，通过数值模拟试验研究水汽的垂直分布对飚线发生发展过程的影响。

2.2 试验方案

控制试验 (简称 CTRL) 采用梁建宇和孙建华 (2012) 的模拟方案: 采用 WRF 模式 (Skamarock et al., 2005), 3 层嵌套, 水平分辨率分别为 36 km、12 km、4 km, 垂直方向有 28 层。长波辐射采用 RRTM 方案, 短波辐射采用 Dudhia 方案, 陆地选取 Noah 方案, 边界层选取 Yonsei University 方案, 36 km 和 12 km 的模拟区域采用 Kain-Fritsch 积云对流参数化方案而不采用微物理方案, 4 km 的模拟区域不采用积云对流参数化方案, 只采用 Morrison double-moment 微物理方案。初始场是在 NCEP/FNL 再分析资料的分析基础上, 利用 WRF 的 OBSGRID 模块将地面自动站观测资料分析到模式格点上作为初始场。模拟初始时间为 6 月 3 日 00

时, 积分 24 小时。

本个例的整层可降水量较小, 探空观测为 15~20 mm, 属于发生在干环境的典型飚线个例 (郑淋淋和孙建华, 2013)。为了研究大气中水汽含量对线状对流的触发、组织类型的影响, 针对水汽设计了一些试验。根据控制试验的结果, 河南西北部和山西高原上的对流在 3 日 09 时发展的比较旺盛, 12 时在河南中北部触发新的对流单体。所有的试验都是在积分 7 小时后, 即 3 日 07 时, 修改图 2 虚线框内部的水汽含量。分别修改整层水汽含量至原来的 90%、110% 和 120%, 定义为试验 MA90、MA110 和 MA120 (表 1)。修改水汽含量后再继续积分 16 小时, 其他设置与 CTRL 试验相同。由于水汽主要

表 1 水汽试验方案

Table 1 The configuration of moist experiments

试验名称	试验方案
CTRL	对照试验
MA90	全区域的整层水汽减少至原来的 90%
MA110	全区域的整层水汽增加至原来的 110%
MA120	全区域的整层水汽增加至原来的 120%
MA90-M	减少 500~700 hPa 的水汽, 保持整层次可降水量与 MA90 一致
MA90-B	减少 850 hPa 以下层次的水汽, 保持整层次可降水量与 MA90 一致
MA120-M	增加 500~700 hPa 的水汽, 保持整层次可降水量与 MA120 一致
MA120-B	增加 850 hPa 以下层次的水汽, 保持整层次可降水量与 MA120 一致

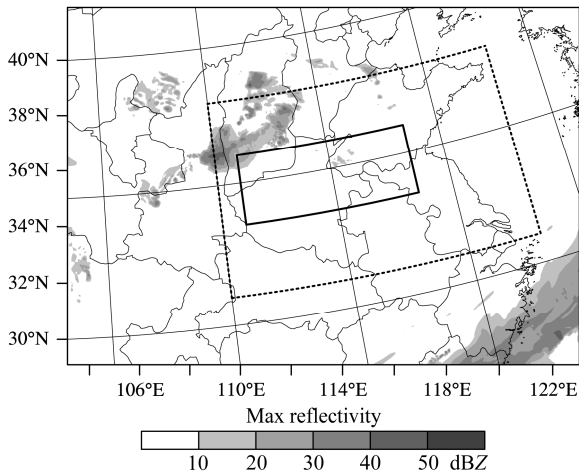


图 2 水汽数值试验的区域。虚线框内为水汽试验的范围，粗实线框为飊线的主要影响范围，阴影为控制试验在 2009 年 6 月 3 日 07 时的雷达组合反射率

Fig. 2 The configuration of domains. The dashed rectangle represents the domain of moist experiments, and the heavy solid rectangle represents the influencing area of the squall line. The shadings represent composited radar reflectivity at 0700 UTC 3 June 2009 in control experiment

集中在对流层的中下层，而且过去的研究认为飊线后侧的中层干空气入流会加强其发展 (Smull and Houze, 1985, 1987)，因此，设计了针对不同层次水汽含量的试验 (表 1)，试验过程中保持整层可降水量与相应的对照试验 (MA120 和 MA90) 一致，在此基础上改变不同层次的水汽含量。在 MA120 和 MA90 试验的基础上分别试验中层 (500~700 hPa)、低层 (850 hPa 以下) 水汽对飊线触发、演变和组织形态的影响。

2.3 水汽试验的探空特征

水汽试验中由于水汽的改变会改变层结条件，因此，图 3 给出了水汽试验的初始时刻 (3 日 07 时) 在飊线主要影响区域内 (图 2 中粗实线框) 的平均探空特征。各试验的温度和风垂直廓线与对照试验保持一致，露点垂直廓线的形状与对照试验保持一致，增加水汽试验露点廓线向温度廓线靠近，减少水汽试验露点廓线远离温度廓线 (图 3)。增加水汽后，从地面抬升的不稳定能量 (SBCAPE) 和从最不稳定层抬升的不稳定能量 (MUCAPE) 增加，从地面抬升的对流抑制能量 (SBCIN) 和从最不稳定层抬升的对流抑制能量 (MUCIN) 减少。MA110 试验的 SBCAPE 和 MUCAPE 比对照试验增加了 252 J kg^{-1} ，CBCIN 和 MUCIN 比对照试验减少了 14 J kg^{-1} 。MA90 试验的 SBCAPE 和 MUCAPE 比对照试验减少了 230 J kg^{-1} ，CBCIN 和 MUCIN 比

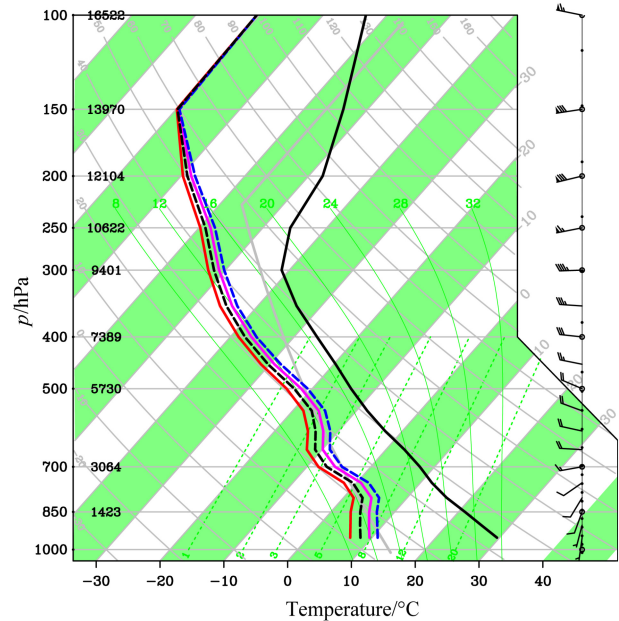


图 3 不同试验方案在飊线影响范围内 (图 2 的粗实线框) 的平均探空特征。黑色实线代表不同试验方案的温度廓线，黑色虚线、红色实线、淡红色实线和蓝色虚线分别代表 CTRL 试验、MA90 试验、MA110 试验和 MA120 试验的露点温度

Fig. 3 The characteristics of soundings of different experiments averaged over the influencing area of the squall line (the heavy solid rectangle in Fig.2). The black solid line represents the temperature profile of different experiments, and the other lines represent dewpoint profiles (the black dashed line represents CTRL experiment, the red solid line represents MA90 experiment, the light red solid line represents MA110 experiment, and the blue dashed line represents MA120 experiment)

对照试验增加了 19 J kg^{-1} 。

3 整层水汽试验

3.1 对雷暴高压和地面最大风速的影响

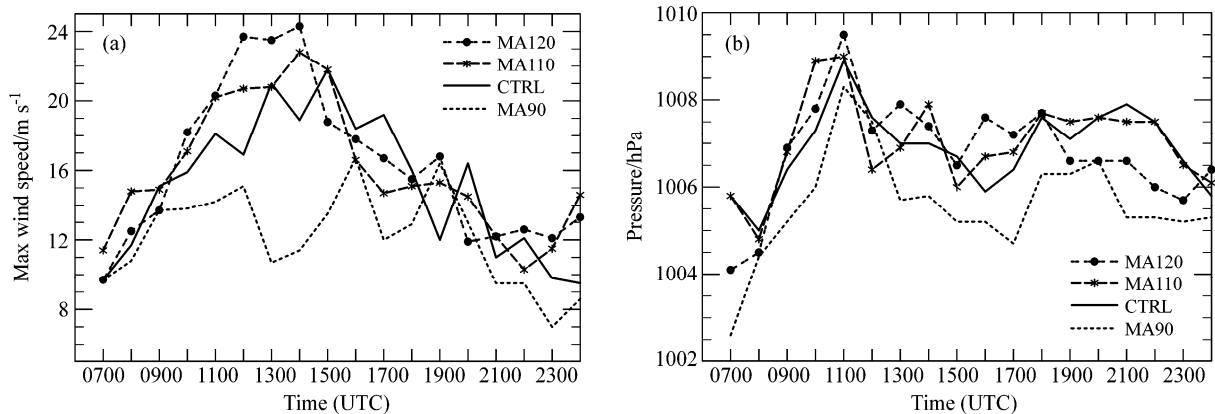
水汽调整后对飊线系统的发生发展过程和强度有较显著的影响 (表 2)。与对照试验比较，减少水汽的试验对流触发的时间推后，并且没有发展成为弓状回波，而增加水汽的试验中对流触发的时间提前，MA110 中还呈现与对照试验相似的左右两支对流，并且有弓状回波阶段，MA120 中对流呈片状分布，没有出现线状对流。从这个试验结果看，环境场中水汽含量对飊线的结构、强度和组织形态都有显著的影响。

该过程的主要灾害天气是大风，河南省的宁陵、永城最大风速分别达 28.6 m s^{-1} 和 29.1 m s^{-1} ，飊线到达前永城站近地层以东南风为主，风速不大，至 14:30，风向急转为西北风，且风速陡增至 20 m s^{-1} ，14:42 观测最大风速为 29.5 m s^{-1} (刘香娥

表 2 不同试验方案的对流系统发展过程的特征

Table 2 The characteristics of convective systems in the different experiments

	CTRL	MA90	MA110	MA120
开始时间	3 日 12 时	3 日 13 时	3 日 11 时	3 日 09 时
结束时间	3 日 23 时	4 日 00 时	3 日 22 时	3 日 22 时
触发地点	河南中北部	河南中北部	河南中北部	河南中北部
消亡地点	江苏中东部沿海	江苏东北部沿海	江苏中东部沿海	江苏中南部
组织类型	系统发展成线状分布, 系统 3 日 23 时发展成左右两支, 右支回波呈现弓状回波的特征。	对流的范围减小, 强度减弱, 没有形成线状对流。	组织形态基本与 CTRL 试验差不多, 但对流强度比 CTRL 试验强。	3 日 19~21 时呈现带状分布, 但系统没有发展成左右两支回波, 而是呈现片状分布。

图 4 不同试验方案中 (a) 地面 10 m 的最大风速 (单位: m s^{-1})、(b) 雷暴高压最高气压 (单位: hPa) 的时间演变Fig. 4 The evolutions of (a) the max wind speed at 10 m above ground (units: m s^{-1}), (b) the maximum pressure of thunderstorm high (units: hPa) in different experiments

和郭学良, 2012)。因此, 我们首先分析各试验中地面大风的情况。图 4 给出了几个试验中飊线产生的地面 10 m 最大风速和雷暴高压的最高气压演变。对照试验中地面 10 m 最大风速出现在 15 时, 风速为 22 m s^{-1} , 出现的时间与观测一致, 但风速没有观测大。可能是由于系统的发展很快, 半小时间隔的模式输出可能不能给出极大风速值。MA90 试验中的地面 10 m 风速都在 16 m s^{-1} 以下, 没有形成大于 17 m s^{-1} 的雷暴大风。09 时后, CTRL 试验的风速迅速增加, 而 MA90 试验的风速却在 $12 \sim 16 \text{ m s}^{-1}$ 之间。增加水汽的试验中, 地面 10 m 风速均在 14 时达到最强, 雷暴高压达到最强的时间是 11 时。地面最大风速出现的时间比最强雷暴高压出现的时间晚 3 小时。而且增加水汽越多, 最强雷暴高压强度越强, 地面 10 m 的最大风速越大。减少水汽 MA90 试验中也形成了雷暴高压, 12 时雷暴高压达到最强, 13 时以后雷暴高压的强度迅速降低, 地面 10 m 的最大风速明显减弱。雷暴高压的强度较其他试验中的弱, 而维持时间也比其他试验短。

3.2 对组织形态和结构的影响

以上分析表明增加和减少水汽对飊线的强度

和维持时间有显著的影响, 对演变过程和组织形态的影响如何呢? 根据对观测资料和模拟结果的分析, 将对照试验模拟的飊线划分为 4 个不同的阶段: 形成阶段为 12~13 时; 发展阶段为 14~15 时; 成熟阶段为 16~17 时; 消散阶段为 18 时以后 (梁建宇和孙建华, 2012)。由于增加水汽系统发展偏早, 减少水汽系统发展偏晚, 不同试验方案的四个阶段的划分有差别 (见表 3), 不同阶段的雷达回波演变见图 5。

表 3 不同试验方案对流系统演变阶段的划分

Table 3 The evolution stages of convective systems in the different experiments

试验方案	形成阶段	发展阶段	成熟阶段	消亡阶段
MA90	13~14 时	15~16 时	17~18 时	19 时以后
CTRL	12~13 时	14~15 时	16~17 时	18 时以后
MA110	11~12 时	13~14 时	15~16 时	17 时以后
MA120	09~11 时	12~13 时	14~16 时	17 时以后

(1) 形成阶段

Klimowski et al. (2004) 的研究指出美国的弓形回波发展的初始阶段具有多种形式, 包括单体、飊线和超级单体。金龙等 (2013) 的研究认为本例是超级单体演化成的弓形回波, CTRL 试验模拟未

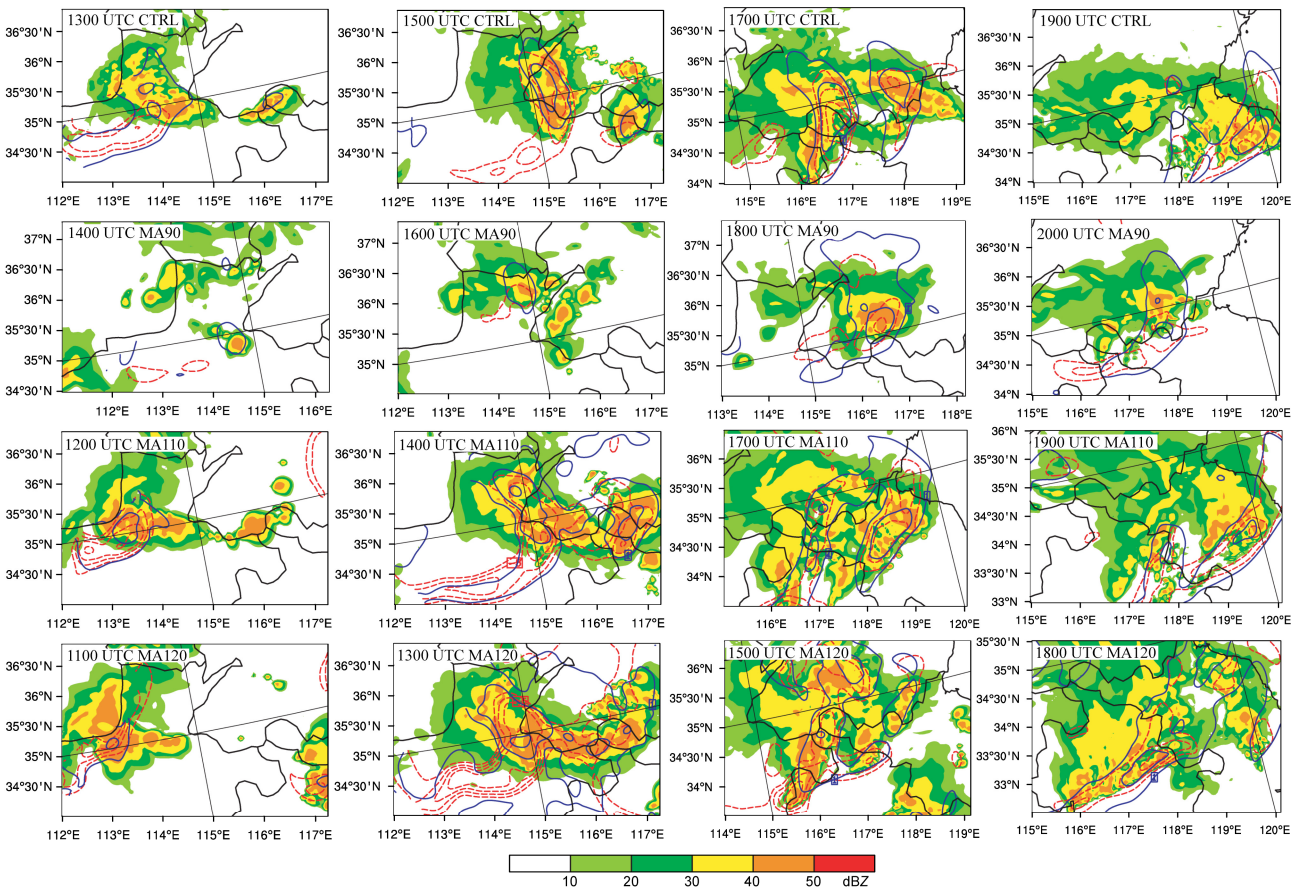


图5 CTRL、MA90、MA110 和 MA120 试验形成、发展、成熟和消亡阶段代表时刻的雷达组合反射率（阴影，单位：dBZ）。等值线：1 km 高度上的负变温线（红色虚线，间隔 2 K）和正变压线（蓝色实线，间隔 2 hPa）

Fig. 5 The composited radar reflectivity (shading, units: dBZ). Isolines: negative isotherm (red dashed line, 2 K interval) and positive isobars (blue solid line, 2 hPa interval) at 1 km above ground at representative time in formation, development, mature, and decay stages in CTRL, MA90, MA110, and MA120 experiments

出现典型的超级单体结构。CTRL 试验中，3 日 12 时在高原上对流的前方，新对流在河南中北部触发（图 5），强对流的南部低层有冷高压，风场以雷暴高压为中心向外辐散，地面风达到 10 m s^{-1} 以上。增加水汽后，新对流触发的时间均提前。MA110 试验新对流的触发时间是 11 时，MA120 试验新对流触发时间是 09 时。而减少水汽的 MA90 试验，新对流在 13 时才触发，并且是分散的对流。从触发的新对流的强度来看，增加水汽越多对流越强，范围越大。MA110 和 CTRL 试验回波呈现的形态相似，MA110 试验回波的线状结构更明显。MA90 试验回波最弱，并且只是一个单体，没有组织成线状。从正变压和负变温的演变来看，减少水汽时，变压和变温的幅度都减弱，而增加水汽两者都增强。

(2) 发展阶段

CTRL 试验中，15 时系统组织成弱对流线状态

（图 5）。大风主要出现在飚线的前沿，在飚线最强雷达回波的后部出现了层状云区，层状云区对应的地面风速尽管没有飚线前沿的风速大，但是有些地方的风速也达到了 10 m s^{-1} 左右（图略）。MA110 还能看到左右两支线状对流，而 MA120 在发展阶段（13 时）对流线已经不明显（图 5）。MA90 在发展阶段的对流比 CTRL 试验弱的多，呈现对流单体向前传播的特征。发展阶段，减少水汽时，变压和变温的幅度都减弱，增加水汽两者均增强。

(3) 成熟阶段

CTRL 试验右支回波出现弓状，左支线状回波发展成熟，形成“人”字形的回波（图 5）。此时，出现了尾流低压，系统发展到了成熟阶段，冷池的范围和强度都明显增强（图略）。MA110 的“人”字形回波也比较明显，而 MA120 的对流呈现非线性分布，MA90 的对流线没有发展起来。成熟阶段仍与发展阶段相似，即减少水汽时，变压和变温的

幅度都减弱, 增加水汽两者均增强。

(4) 消散阶段

CTRL 试验中层状云区的范围明显减弱, 消散阶段时右支对流比左支减弱快(图 5), 对应的地面大风和冷池开始减弱(图 4)。MA110 相对于 CTRL 来说, 回波位置偏东, 最强回波区域小, 但 30 dBZ 以上的区域大, 右支回波消散慢。MA120 在 19 时出现了左右两支回波, 右支回波比 MA110 的同一时刻强度稍强, 左支回波弱。MA90 在成熟阶段几个对流单体合并成一个单体继续缓慢地向东南方向移动, 系统中心位置比 CTRL 试验同一时刻落后约 1 个经度。

综上所述, 增加水汽时, 模拟对流系统的回波范围扩大和强度增强, MA110 试验中回波依然保持线状, MA120 试验中回波呈现非线性分布。MA90 试验中对流的范围减小、强度减弱, 没有出现其他试验中南部回波组织成线状的状态。增加水汽系统生成早、消散早、移动快, 系统后部的正变压和负变温幅度增强, 冷池和雷暴高压增强。减少水汽

时, 系统生成晚、消散晚、移动慢, 冷池和雷暴高压减弱。

4 不同层次的水汽试验

以上试验表明将整层的水汽按照比例减少, 系统发展减弱, 没有形成线状对流。对于减少水汽的试验(MA90-M、MA90-B), 对流的发展阶段(16 时, 图 6), MA90-M 试验形成了明显的弓状回波, 且在弓状回波的弓状处出现了雷暴大风, 这表明减少中层(700~500 hPa)的水汽含量, 有利于飚线的形成和地面风速的增强。MA90-B 试验回波的组织形态与 MA90 试验相似, 减少 850 hPa 以下层次的水汽, 对流减弱, 强回波区减少。成熟阶段后期(18 时), MA90-M 试验对流迅速减弱, MA90-B 的对流还维持。从地面最大风速和最强高压看(图 7), 减少中层(700~500 hPa)的水汽出现了雷暴大风, 14 时最大风速达到 20.9 m s^{-1} , 与对照试验一致; 17 m s^{-1} 以上的风速持续了 8 小时(10~18 时), 比对照试验的维持时间长了 2 小时。过程中

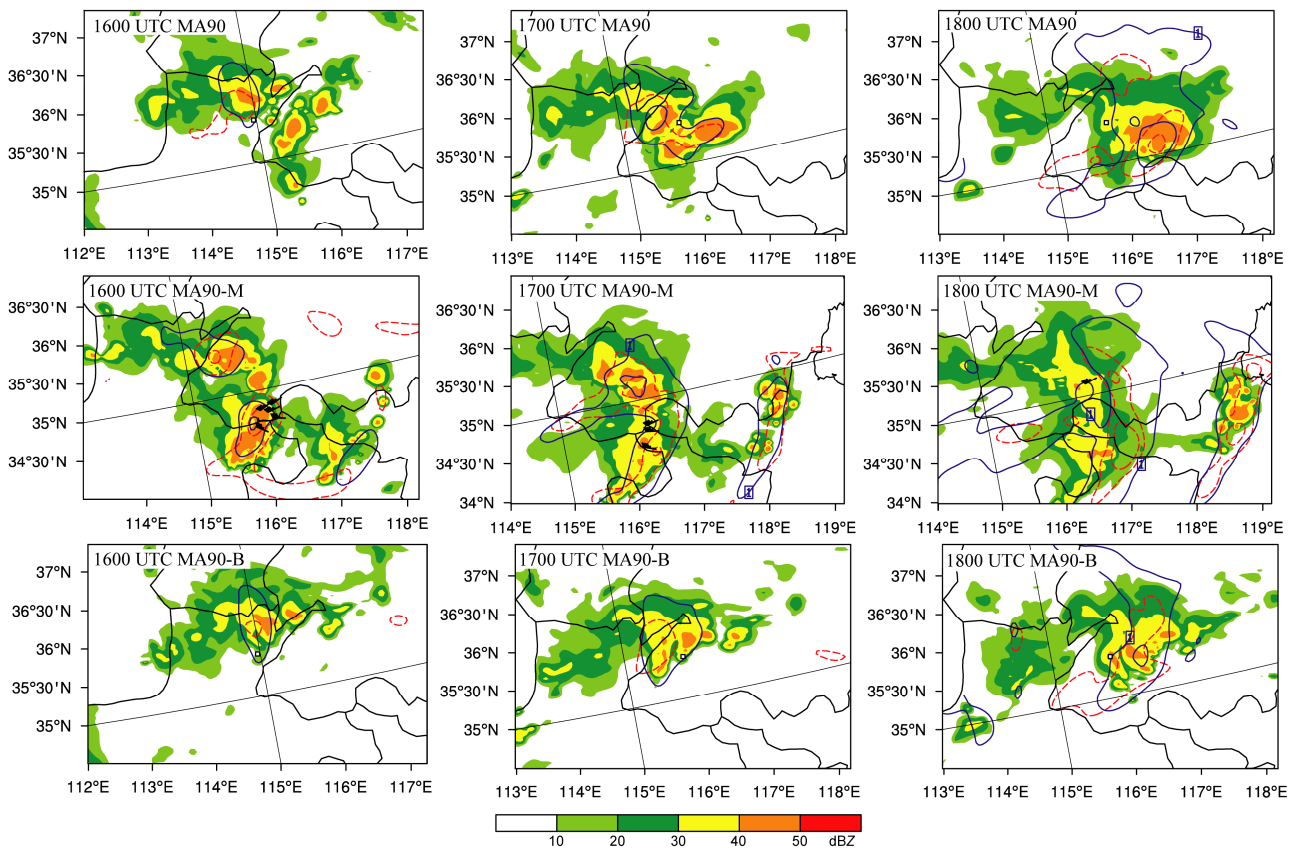


图 6 MA90 不同层次水汽试验的雷达组合反射率(阴影, 单位: dBZ)。等值线: 1 km 高度上的负变温线(红色虚线, 间隔 2 K)和正变压线(蓝色实线, 间隔 2 hPa); 风羽: 地面 10 m 大风(瞬时风速大于等于 17 m s^{-1})

Fig. 6 The composited radar reflectivity (shading, units: dBZ) in MA90 experiments. Isolines: negative isallotherm (red dashed line, 2 K interval) and positive isallobars (blue solid line, 2 hPa interval) at 1 km above ground; wind barb: wind at 10 m above ground ($\geq 17 \text{ m s}^{-1}$)

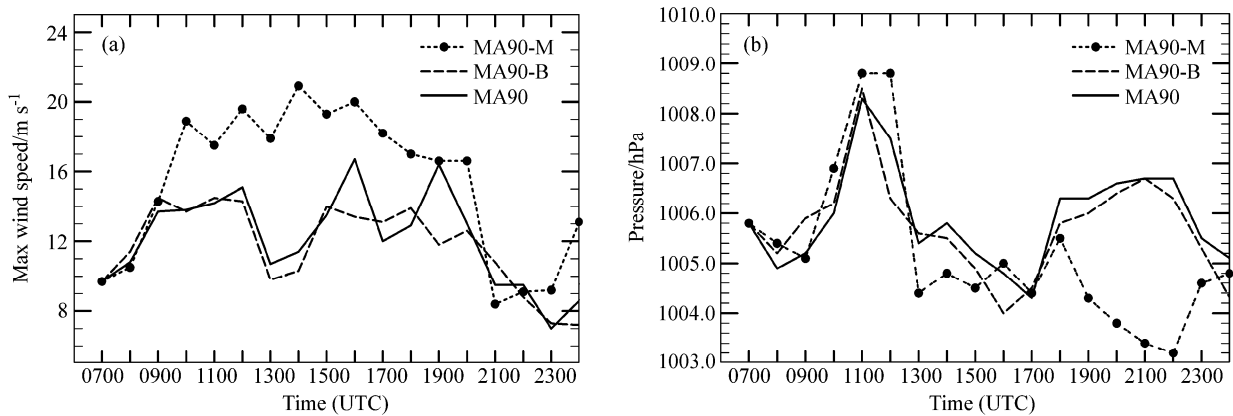


图7 MA90 不同层次水汽试验 (a) 地面 10 m 最强风速 (单位: m s^{-1})、(b) 最强雷暴高压 (单位: hPa) 的时间变化

Fig. 7 The evolutions of (a) the max wind speed at 10 m above ground (units: m s^{-1}), (b) the maximum pressure of thunderstorm high (units: hPa) in MA90 experiments

最强雷暴高压出现在 11~12 时, 比其他试验的雷暴高压强。减少 850 hPa 以下层次的水汽 (MA90-B 试验) 在对流的发展阶段比其他试验风速弱、雷暴高压强度弱。

对于增加水汽的试验 (MA120-M、MA120-B), 对流的发展阶段 (13 时, 图 8), MA120-B 试验的对流强度最弱, 负变温和正变压的幅度最弱, 地面雷暴大风出现的范围最小。对流的成熟阶段 (16 时), MA120-B 试验出现了典型的弓状回波, 且在弓形处出现了雷暴大风。在保持可降水量不变的情况下, 增加 850 hPa 以下层次的水汽, 相当于减少 850 hPa 以上的水汽, 这说明减少中层水汽有利于线状回波的形成, 与 MA90-M 试验结论一致。增加 850 hPa 以下层次的水汽, 不利于冷池和雷暴高压的增强及地面风速的增强, 但有利于对流的维持和线状回波的形成。MA120-M 比 MA120-B 试验的回波范围广, 比 MA120 试验的回波范围小, 正变压的幅度比其他试验强, 负变温的幅度比 MA120 稍弱。增加中层 (700~500 hPa) 水汽不利于回波的增强和维持, 但有利于雷暴高压的增强。

从地面最大风速和最强高压的演变情况看 (图 9), 与对照试验对比, MA120-M 试验在 13 时出现了最大风速, 这可能与此时强的正变压出现有关, 之后地面大风迅速降低, 说明中层水汽的增加有利于雷暴高压和地面大风的快速形成, 但不利于对流系统的维持。MA120-B 试验雷暴大风在整个过程中的变化不如其他试验剧烈, 表明增加 850 hPa 以下水汽不利于系统的剧烈发展, 但有利于对流系统的维持。

5 水汽含量影响飚线发展的原因

根据前面对模拟飚线的分析, 增加水汽和减少水汽含量对飚线的组织结构和强度等有较大的影响, 因此, 选择其中的 4 个试验 (MA90、CTRL、MA110 和 MA120) 继续分析增加和减少水汽对飚线发生发展过程影响的机制。

5.1 试验中可降水量和 MUCAPE 的演变

图 2 粗实线框内是对流发生、发展、成熟和消亡的区域, 计算了此区域内可降水量和 MUCAPE (从最不稳定层抬升的对流有效位能) 的平均值 (图 10)。水汽试验修改的是 3 日 07 时的水汽, MA90、CTRL、MA110 和 MA120 试验可降水量分别为 18 mm、18.9 mm、19.4 mm、20.1 mm (图 10a), 从 07 时到过程结束, 各试验可降水量下降幅度的差别不大。积分 5 小时后可降水量的大小排序保持不变, 并没有因为未修改边界和其他区域的水汽导致积分后修改区域 (图 2 中的虚线框) 内水汽的改变。从可降水量的水平分布看 (图略), 3 日 07 时, 增加水汽后, 可降水量的大值区 (20 mm 以上) 的范围扩大。3 日 12 时, 各试验的可降水量都比 07 时有所增加, 且大值区的分布相似。

修改水汽后, MUCAPE 从小到大的排序与可降水量相同。3 日 07 时, MA90、CTRL、MA110 和 MA120 试验 MUCAPE 的平均值分别为 110 J kg^{-1} 、 151 J kg^{-1} 、 203 J kg^{-1} 、 263 J kg^{-1} (图 10b)。从 07 时到过程结束, 增加的水汽越多的试验, MUCAPE 的减少越多。从水平分布看 (图略), 这四个试验的对流发生区域的 MUCAPE, 07 时都在 800 J kg^{-1}

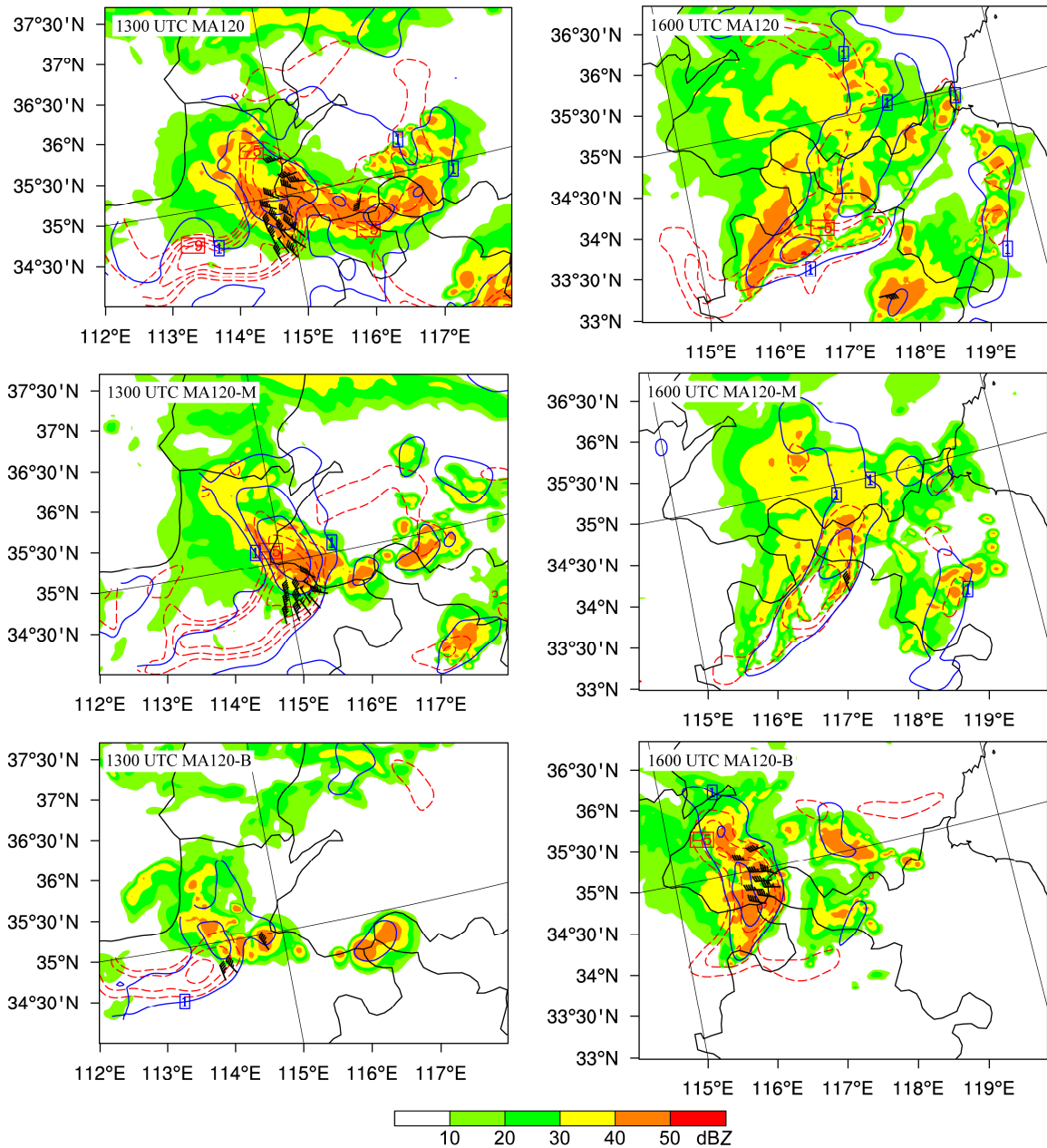


图 8 同图 6, 但为 MA120 不同层次水汽试验的结果

Fig. 8 The same as in Fig.6, but for MA120 experiments

以上, CTRL 试验中该区域在 1000 J kg^{-1} 以上, MA120 增加到 1500 J kg^{-1} 以上。增加水汽试验形成的初始 MUCAPE 越大, 产生的对流越强, 过程中释放的 MUCAPE 越大。14 时后, 四个试验的 MUCAPE 区域平均值的差异变小 (图 10b), 这表明在 14 时之前, 对流有效位能基本释放。而 CTRL、MA110 和 MA120 试验中地面 10 m 最大风速在 14 时达到最大。MUCAPE 基本释放完后, 对流的强度就逐渐减弱, 地面大风逐渐减弱。

5.2 不同试验中冷池强度的演变

过去的研究认为低层的风切变和由蒸发导致的冷池的强度决定了飚线的结构和强度 (Rotunno et al., 1988; Weisman et al., 1988, Weisman and Rotunno, 2004)。在较干的环境中, 低层风切变和冷池的强度是决定飚线强度和结构的主要因素 (Takemi, 2006), 但湿度和静力稳定度对飚线的结构、演变和组织类型也有影响 (Takemi, 2006, 2007)。环境风切变越大, 地面冷池越强, 触发的

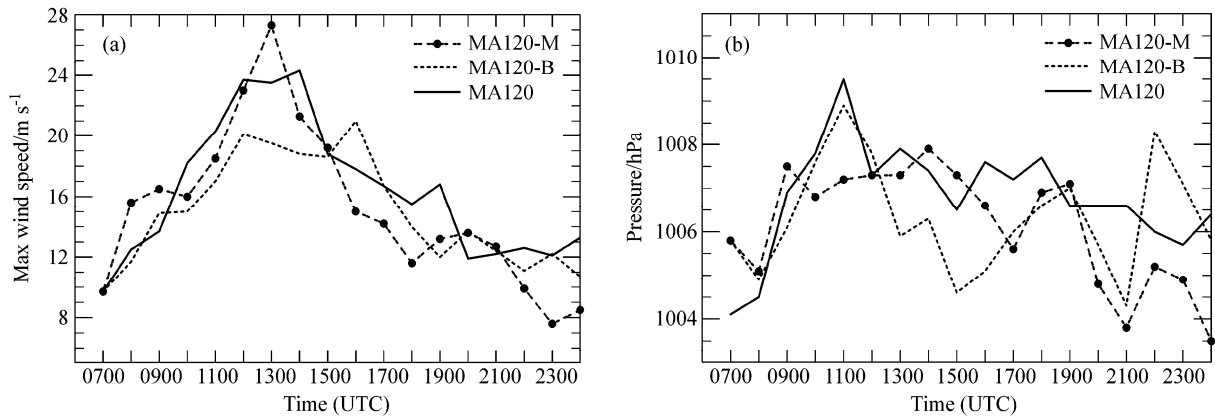


图9 同图7, 但为MA120不同层次水汽试验的结果
Fig. 9 The same as in Fig. 7, but for MA120 experiments

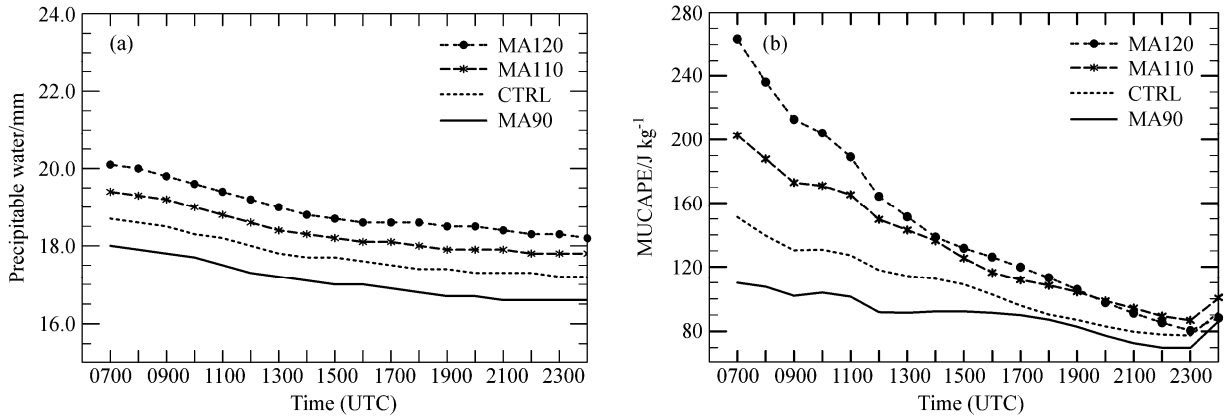


图10 MA90、CTRL、MA110和MA120试验的(a)可降水量(单位: mm)、(b)MUCAPE(单位: J kg^{-1})在飚线影响区域(图2的粗实线框)平均的时间变化
Fig. 10 The evolutions of (a) precipitable water (units: mm), (b) most unstable CAPE (MUCAPE) (units: J kg^{-1}) averaged over the influencing area of the squall line in CTRL, MA90, MA110, and MA120 experiments

后向入流和弓形回波也越强。从本研究的试验结果看, 环境场中水汽含量对飚线的结构、强度和组织形态都有影响。下面将通过对对比分析水汽试验中雷暴高压、冷池和地面大风的关系, 以更深入认识地面大风的形成。

冷池强度的计算公式为

$$C^2 = -2 \int_0^H B dz, \quad (1)$$

其中, B 代表由虚位温 (θ'_v) 和所有凝结参数的比湿 (q_c) 贡献的冷池浮力。 B 的计算公式为: $B = g(\theta'_v/\bar{\theta}_v - q_c)$, $\bar{\theta}_v$ 代表环境的虚位温。 H 代表冷池高度, 为 B 首次大于 -0.06 m s^{-2} 的高度。按照 Coniglio and Stensrud (2001) 的计算方法, 浮力项 B 中的平均量 ($\bar{\theta}_v$) 是用飚线前部 100 km 处的 $10 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ 的平均值表示, 图 11 中的蓝色方框 E。浮力项中的表示冷池状态的量 (θ'_v 和 q_c) 是

用飚线后部 15 km 处的 $10 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ 区域平均值来表示, 图 11 中的蓝色方框 C, 扰动量 $\theta'_v = \theta_v - \bar{\theta}_v$ 。

MA90 试验没有形成飚线系统, 也没有产生雷暴大风, 因此, 这里只分析 CTRL 和增加水汽试验的结果。增加水汽的试验, 最大风速出现的时间提前, 最大风速增加。CTRL、MA110 和 MA120 试验地面 10 m 最大风速出现的时间分别是 15 时、14 时和 14 时 (图 4), 均出现在对流的发展阶段, 冷池主要出现在形成、发展和成熟阶段。试验中水汽增加越多, 09~13 时的冷池高度越高, 09~16 时的冷池强度越强 (图 12)。这可能是试验中水汽增加导致最大风速增强的原因之一。

在发展阶段, 在 CTRL 试验中 (15 时), 雷暴大风只出现在飚线的前沿, 而在 MA110 和 MA120 试验中 (14 时), 在冷池的中间和飚线后部的层状

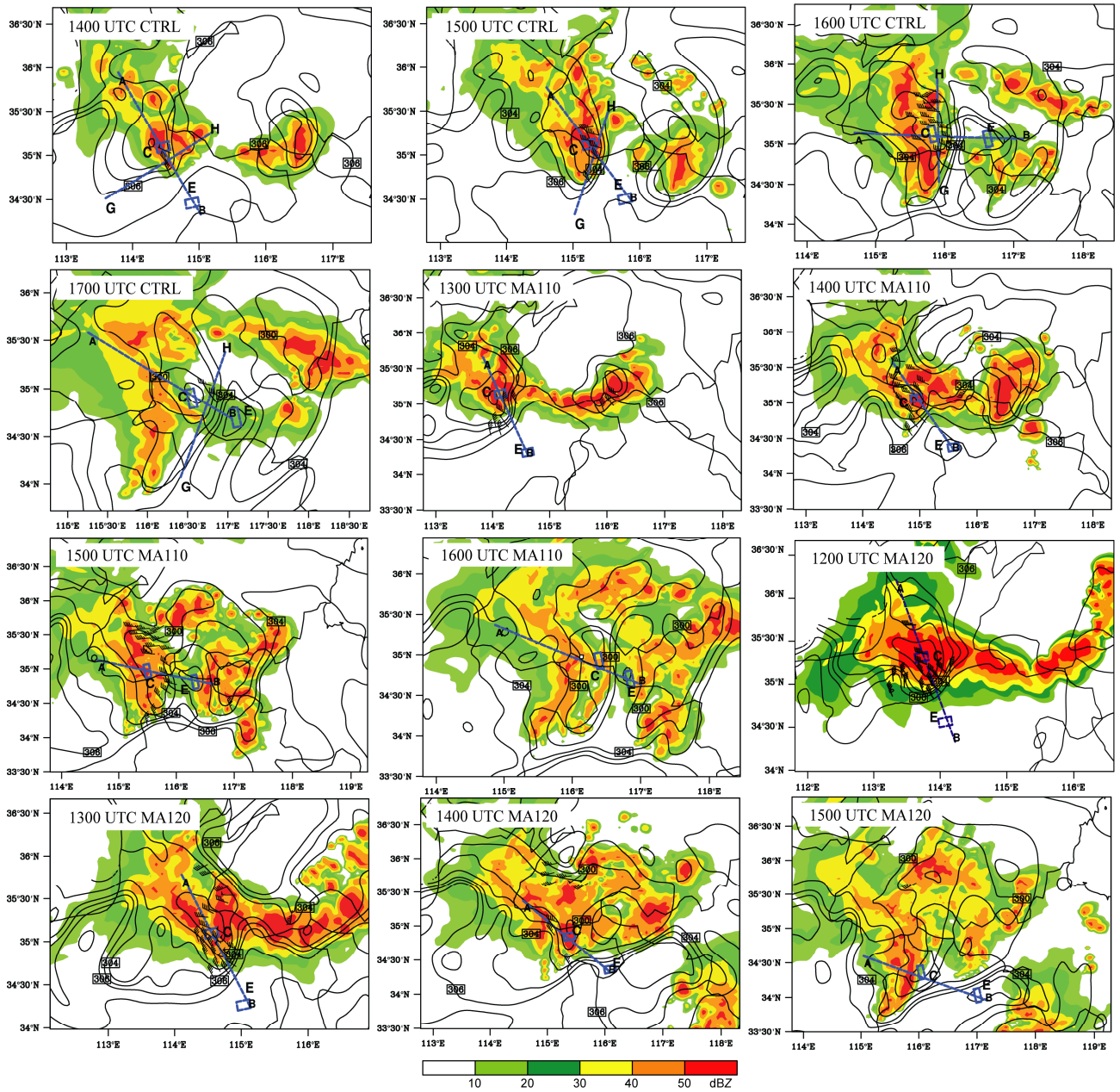


图 11 CTRL、MA110 和 MA120 试验发展和成熟阶段 1 km 高度上假相当位温 (黑色实线, 单位: K)、1 km 高度上雷暴大风 (风速 $\geq 7 \text{ m s}^{-1}$ 的区域) 和雷达组合反射率 (阴影, 单位: dBZ) 的分布。蓝色虚线为图 13 剖面的位置, E 蓝色虚线框为计算环境平均假相当位温的区域, C 蓝色虚线框为计算冷池的假相当位温和凝结量的区域

Fig. 11 The potential pseudo-equivalent temperature at 1 km above ground (black solid line, units: K), wind (wind speed $\geq 7 \text{ m s}^{-1}$) at 1 km above ground (barb, the full barb represents 4 m s^{-1}), and composited radar reflectivity (shading, units: dBZ). The blue dashed line represents the location of cross section in Fig.13. The blue dashed rectangle "E" is the area for calculating average potential pseudo-equivalent temperature of environments. The blue dashed rectangle "C" is the area for calculating average potential pseudo-equivalent temperature and condensation in the cold pool

云区也出现了雷暴大风 (图 11)。增加水汽试验中, 雷暴大风发生的区域扩大, 雷暴大风发生在位温梯度最大的区域。沿位温梯度的大值区分析剖面特征 (图 13), CTRL 试验中 (15 时), 层状云区的下部没有明显的下沉气流, 强对流中心的中上层有较强

的上升气流, 下层有弱的下沉运动。增加水汽后, 垂直剖面上对流的范围扩大, 强度增强。MA110 试验 (14 时) 和 MA120 (13 时), 对流层中上层的斜升气流增强, 下层的雷暴高压的出流增强。增加水汽试验的发展阶段, 冷池的前沿已经位于飚线的

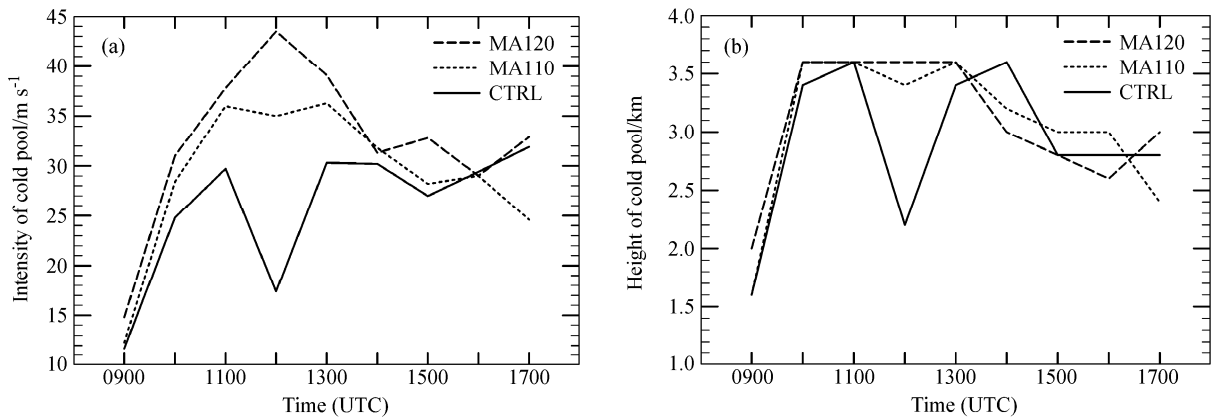


图 12 CTRL、MA110 和 MA120 试验中的 (a) 冷池强度、(b) 冷池高度的时间变化

Fig. 12 The evolutions of (a) the intensity and (b) the height of cold pool in CTRL, MA110, and MA120 experiments

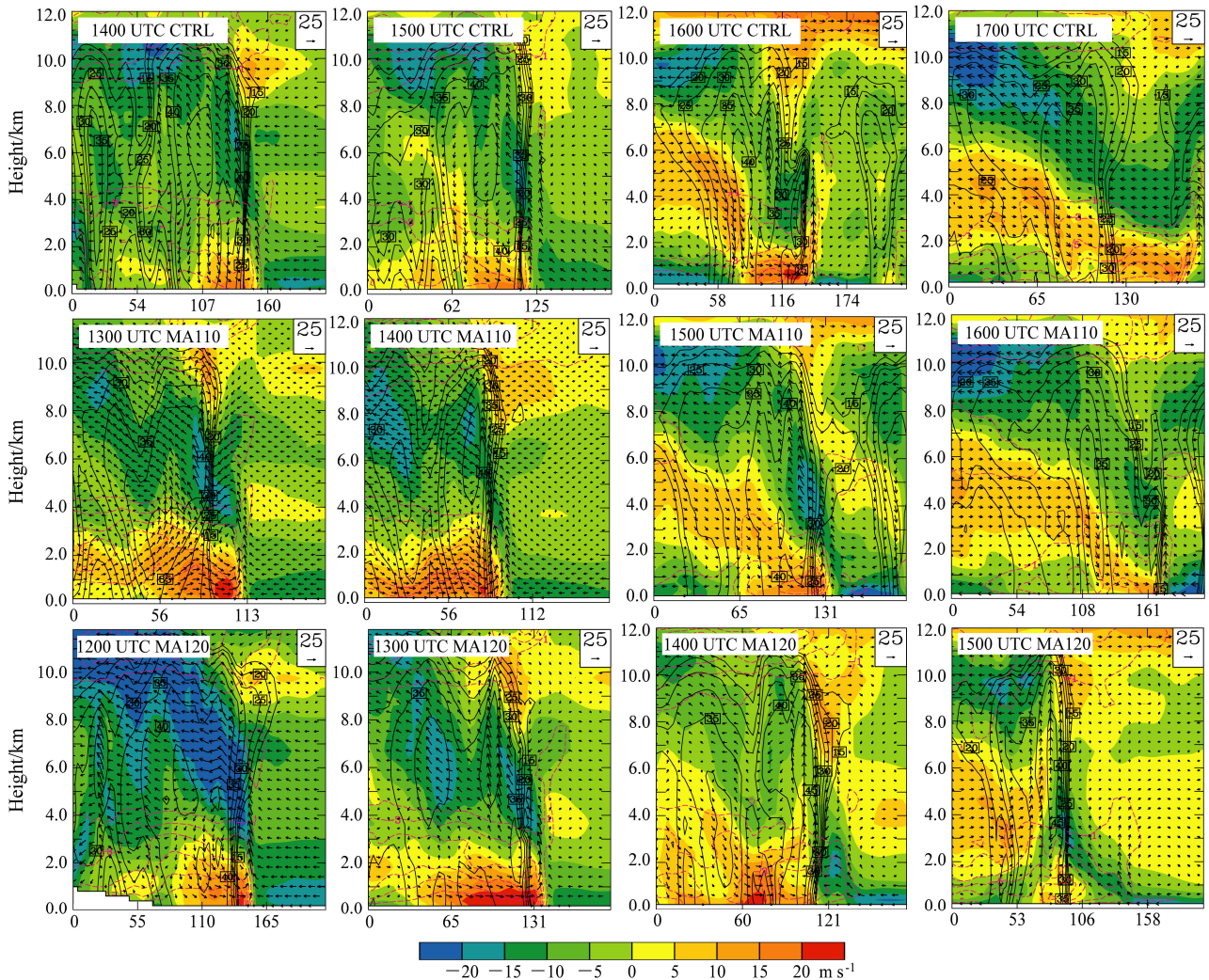


图 13 CTRL、MA110 和 MA120 试验发展和成熟阶段 AB 剖面 (位置见图 12) 的假相当位温扰动 (紫色线, 单位: K)、雷达组合反射率 (黑色实线, 单位: dBZ)、沿着剖面方向的水平风速 (阴影, 单位: m s⁻¹) 和相对系统的场风矢量 (箭头, 单位: m s⁻¹, 风速矢量的垂直分量表示垂直方向实际风速的十倍)

Fig. 13 The potential pseudo-equivalent temperature anomalies (purple lines, units: K), the composited radar reflectivity (black solid lines, units: dBZ), the horizontal wind speed along the cross section (shadings, units: m s⁻¹), and system-relative winds (vectors, units of horizontal and vertical components are m s⁻¹ and 0.1 m s⁻¹, respectively)

前部,冷池低层中雷暴高压的出流增强,阵风锋的水平气流的辐合增强,对流区和层状云区的向后斜升气流增强。表明,增加水汽有利于对流系统的发展,雷暴高压的出流越强使得地面大风越强。

成熟阶段,最大风速迅速降低(图 11)。CTRL 试验,飏线成熟阶段后期(17 时)冷池移到飏线的前部,雷暴大风位于冷池的前部。MA110 和 MA120 试验成熟阶段后期(MA110 的 16 时,MA120 的 15 时)冷池移到对流的前部,没有雷暴大风出现,成熟阶段前期(MA110 的 15 时,MA120 的 14 时)MA110 的雷暴大风范围比 MA120 大。从剖面图来看(图 13),增加水汽的试验,成熟阶段后期对流区和层状云区的后部入流减弱,对流区中上层的斜升气流减弱,不利于雷暴大风的出现和对流的维持。

6 小结和讨论

2009 年 6 月 3~4 日的飏线过程整层的可降水量比较小,造成灾害的是地面大风,但已有的研究对湿度的影响关注不够,本文通过增加和减少整层和不同层次的水汽试验,研究了此次过程中水汽含量及其垂直分布对飏线系统的组织类型、维持、强度等的影响,以期获得更多的水汽影响的信息。研究表明,水汽含量及其垂直分布对这类系统的发生发展过程有重要的作用。有以下主要结论:

(1) 整层水汽试验表明,增加水汽有利于对流的发展,且容易造成对流的快速增长。而把整层的水汽减少 10% (MA90 试验),对流的范围和强度明显减弱,且没有出现雷暴大风。增加水汽越多最强地面大风越强、雷暴高压越强。最强雷暴高压出现的时间先于最强地面大风出现的时间。增加水汽越多发展阶段冷池强度越强,成熟阶段后期冷池减弱地越快。最强雷暴大风出现在发展阶段,成熟阶段大风减弱越快,成熟阶段后期,对流层中上层的斜升气流减弱,层状云区的后部入流减弱,不利于雷暴大风的出现和对流的维持。

(2) 不同层次的水汽试验表明,水汽的垂直分布有很显著的影响。中层的干空气(即“上干下湿”的层结)有利于线状回波和雷暴大风的形成,对雷暴高压的增强、地面风速的增强有重要作用,但不利于整个对流系统的长时间维持。在保持整层水汽含量不变的情况下,线状对流易发生在中层干、低层(特别是 850 hPa 以下)湿的环境中。低

层(700 hPa 以下)的水汽增加有利于对流的形成,但不易形成线状对流,而低层水汽的减少不利于对流系统的维持、雷暴高压和地面大风的增强。

(3) 从垂直气流、冷池强度与地面大风的分析看,尽管地面大风的形成和强度受很多动力、热力因子影响,改变环境场中的水汽含量,会影响对流的组织形态、维持时间和强度,从而影响下沉气流和冷池的强度和地面风速。

本文的研究表明,水汽的垂直分布和含量影响对流系统的组织形式、垂直气流,从而影响地面冷池和大风的形成。但是影响对流的组织类型和发展过程的因子非常复杂,本文只是个例研究,应开展不同环流背景条件下各影响因子对对流系统的组织类型和发展过程的研究,以获得各种因子对对流系统的定量影响。此外,在真实个例的模拟中,各种影响中尺度系统发展的因子是相互影响的,因此,在今后的研究中,将开展理想试验来研究东亚季风区中各个关键因子对飏线组织形式和地面大风形成的作用。

参考文献 (References)

- Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42 (16): 1711–1732.
- Coniglio M C, Stensrud D J. 2001. Simulation of a progressive derecho using composite initial conditions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129 (7): 1593–1616.
- 丁一汇,李鸿洲,章名立,等. 1982. 我国飏线发生条件的研究 [J]. *大气科学*, 6 (1): 18–27. Ding Yihui, Li Hongzhou, Zhang Mingli, et al. 1982. A study on the genesis conditions of squall-line in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 6 (1): 18–27.
- Duda J D, Gallus W A Jr. 2010. Spring and summer midwestern severe weather reports in supercells compared to other morphologies [J]. *Wea. Forecasting*, 25 (1): 190–206.
- Fovell R G, Ogura Y. 1989. Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (20): 3144–3176.
- Houze R A, Biggerstaff M I, Rutledge S A, et al. 1989. Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 70 (6): 608–619.
- James R P, Markowski P M, Fritsch J M. 2006. Bow echo sensitivity to ambient moisture and cold pool strength [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (3): 950–964.
- 金龙,赵坤,谢利平,等. 2013. 一次弓形回波结构和演变机制的多普勒雷达观测分析 [J]. *气象科学*, 33 (6): 591–601. Jin Long, Zhao Kun, Xie Liping, et al. 2013. Radar observed structure and evolution

- mechanism of a bow echo [J]. *Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese)*, 33 (6): 591–601.
- Johnson R H, Aves S L, Ciesielski P E, et al. 2005. Organization of oceanic convection during the onset of the 1998 East Asian summer monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (1): 131–148.
- Klimowski B A, Hjelmfelt M R, Bunkers M J. 2004. Radar observations of the early evolution of bow echoes [J]. *Wea. Forecasting*, 19 (4): 727–734.
- 梁建宇, 孙建华. 2012. 2009年6月一次飑线过程灾害性大风的形成机制 [J]. *大气科学*, 36 (2): 316–336. Liang Jianyu, Sun Jianhua. 2012. The formation mechanism of damaging surface wind during the squall line in June 2009 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (2): 316–336.
- 刘香娥, 郭学良. 2012. 灾害性大风发生机理与飑线结构特征的个例分析模拟研究 [J]. *大气科学*, 36 (6): 1150–1164, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11212. Liu Xiang'e, Guo Xueliang. 2012. Analysis and numerical simulation research on severe surface wind formation mechanism and structural characteristics of a squall line case [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (6): 1150–1164.
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128 (10): 3413–3436.
- Robe F R, Emanuel K A. 2001. The effect of vertical wind shear on radiative-convective equilibrium states [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58 (11): 1427–1445.
- 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.
- Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (4): 961–976.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2005. A description of the Advanced Research WRF Version 2 [R]. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-468+STR, 88pp.
- Smull B F, Houze R A Jr. 1985. A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar and satellite observations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 113 (1): 117–133.
- Smull B F, Houze R A Jr. 1987. Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (12): 2869–2889.
- 孙虎林, 罗亚丽, 张人禾, 等. 2011. 2009年6月3~4日黄淮地区强飑线成熟阶段特征分析 [J]. *大气科学*, 35 (1): 105–120. Sun Hulin, Luo Yali, Zhang Renhe, et al. 2011. Analysis on the mature-stage features of the severe squall line occurring over the Yellow River and Huaihe River basins during 3–4 June 2009 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (1): 105–120.
- Takemi T. 2006. Impacts of moisture profile on the evolution and organization of midlatitude squall lines under various shear conditions [J]. *Atmos. Res.*, 82 (1–2): 37–54.
- Takemi T. 2007. A sensitivity of squall-line intensity to environmental static stability under various shear and moisture conditions [J]. *Atmos. Res.*, 84 (4): 374–389.
- 王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 等. 2012. “6·3”区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析 [J]. *高原气象*, 31 (2): 504–514. Wang Xiuming, Yu Xiaoding, Zhou Xiaogang, et al. 2012. Study on the formation and evolution of “6.3” damage wind [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 31 (2): 504–514.
- Weisman M L, Rotunno R. 2004. “A theory for strong long-lived squall lines” revisited [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61 (4): 361–382.
- 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.
- 郑淋淋, 孙建华. 2013. 干、湿环境下中尺度对流系统发生的环流背景和地面特征分析 [J]. *大气科学*, 37 (4): 891–904, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12090. Zheng Linlin, Sun Jianhua. 2013. Characteristics of synoptic and surface circulation of mesoscale convective systems in dry and moist environmental conditions [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37 (4): 891–904.
- Zheng L L, Sun J H, Zhang X L, et al. 2013. Organizational modes of mesoscale convective systems over Central East China [J]. *Wea. Forecasting*, 28 (5): 1081–1098.