

# 2013年冬季长江中下游地区一次高架雷暴过程的成因分析<sup>\*</sup>

黄小刚<sup>1</sup> 费建芳<sup>1</sup> 孙吉明<sup>2</sup> 程小平<sup>1</sup>

HUANG Xiaogang<sup>1</sup> FEI Jianfang<sup>1</sup> SUN Jiming<sup>2</sup> CHENG Xiaoping<sup>1</sup>

1. 解放军理工大学气象海洋学院,南京,211101

2. 空军航空大学航空理论系,长春,130022

1. *College of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101, China*

2. *Department of Aviation Theory, Aviation University Air Force, Changchun 130022, China*

2016-03-04 收稿,2017-03-05 改回.

黄小刚,费建芳,孙吉明,程小平. 2017. 2013年冬季长江中下游地区一次高架雷暴过程的成因分析. 气象学报, 75(3):429-441

Huang Xiaogang, Fei Jianfang, Sun Jiming, Cheng Xiaoping. 2017. Analysis on the formation mechanism of an elevated thunderstorm over the middle and lower Yangtze Basin in February 2013. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(3):429-441

**Abstract** An elevated thunderstorm process occurring in the middle and lower reaches of the Yangtze River region in February 2013 was investigated using conventional observation data, reanalysis data and Doppler radar data. The results show that this elevated thunderstorm formed and remained in the upper air behind the surface cold front. Its evolution process is described as follows. The air parcel in the vicinity of the cold front was lifted by the topographic and frontal forcing first. However, the air parcel could only reach the lower height of neutral buoyancy due to the convective inhibition in a stable atmospheric environment. As the parcel ascended, its potential temperature and geostrophic absolute momentum were conserved, thereby leading to an absolute momentum anomaly ( $\Delta M$ ) between the parcel and the atmosphere at the level of neutral buoyancy in the baroclinic atmosphere. The parcel then experienced an inertial acceleration and the inertial adjustment occurred along the neutral buoyancy surface, which forced the parcel to move along a slantwise path and the  $\Delta M$ -adjustment circulations formed. Once the warm moist air reached 700 hPa level, the slantwise motion further strengthened by the shear line and the coupling of the two jets at the upper and lower levels. Accompanied with the  $\Delta M$ -adjustment, the conditional symmetric instability (CSI) generated. The  $\Delta M$ -adjustment and CSI circulations both promoted the development of slantwise convection above the cold front. In a word, the interwoven effects of the topographic and frontal forcing, the atmospheric stability,  $\Delta M$ -adjustment, the shear line and the coupling of the upper and lower level jets, and CSI greatly promoted the development of slantwise convection, which released the slantwise convective available potential energy and caused this elevated thunderstorm process.

**Key words** Elevated thunderstorm,  $\Delta M$  adjustment, Conditional symmetric instability(CSI), Topographic forcing, Frontal lifting

**摘要** 综合应用常规观测资料、再分析资料、多普勒雷达探测资料等多源数据,分析了2013年2月发生在长江中下游地区一次高架雷暴过程的形成机制。结果表明,此类高架雷暴过程发生在冷锋后部对流稳定的环境大气中,其主要形成过程为:首先气块在地形强迫和锋面抬升作用下产生垂直运动,由于对流稳定环境大气的抑制,气块只能到达较低的中性浮力高度并产生与环境大气之间的绝对地转动量差( $\Delta M$ ),在 $\Delta M$ 调整机制作用下自低层抬升的气块将产生沿等熵面的惯性加速度从而加强了倾斜运动,当暖湿气流沿锋面爬升至约700 hPa高度时,在辐合切变线和高、低空急流耦合等的共同作用下,倾斜运动

<sup>\*</sup> 资助课题:国家自然科学基金重点项目(41230421)和国家重点基础研究发展计划973项目(2013CB430101)。

作者简介:黄小刚,主要从事中尺度气象学研究。E-mail:huang.x.g@163.com

通讯作者:费建芳,主要从事中尺度气象学研究。E-mail:feijf@sina.com

进一步加强,并在此过程中产生对称不稳定并通过反馈机制促进倾斜运动的进一步发展。在地形强迫和锋面抬升的基础上, $\Delta M$ 调整与对称不稳定的共同作用使得冷锋后部锋区上空产生旺盛的倾斜运动,倾斜运动的持续发展使对流得到组织化,产生带状的对流云和降水带,最终形成了雷暴等强对流天气。总之,在对流稳定的环境大气条件下,由于地形强迫和锋面抬升、 $\Delta M$ 调整、辐合切变线和高低空急流耦合以及对称不稳定等机制的联合作用激发了倾斜对流运动的强烈发展,使倾斜对流有效位能大量累积并释放,最终形成了此次冬季高架雷暴天气过程。

**关键词** 高架雷暴,  $\Delta M$ 调整, 对称不稳定, 地形强迫, 锋面抬升

**中图法分类号** P446

## 1 引言

Means(1952)发现有一类雷暴其暖湿抬升层发生在 850 hPa 以上,与经典雷暴有明显不同。Colman(1990a,1990b)在对大量个例分析研究基础上首次将此类发生在低层冷空气之上的暖湿空气对流称为高架雷暴。与美国高架雷暴多发生在暖锋上空不同,中国的高架雷暴多发生在冬春交替季节的冷锋后部,距离地面锋线多在 330 km 以外,且长江中下游地区是这一现象的高发区(盛杰等,2014)。伴随降雪的(高架)雷暴过程在中国常被称作“雷打雪”,近年来开展了相关研究(郭荣芬等,2009;郑丽娜等,2012;苏德斌等,2012),也给预报带来了很大的挑战(俞小鼎等,2012)。

关于高架雷暴的产生机制,中外研究(鲍媛媛等,2015;张一平等,2014;吴乃庚等,2013;Moore, et al, 2003; Wilson, et al, 2006)指出,高低空急流耦合、低槽东移以及 700 和 850 hPa 切变线的有效配置,构成了利于对流的环境条件。然而除此之外是否还有其他的抬升机制在起作用,如地形强迫、锋面抬升等在目前的研究成果中还不多见。特别是锋面抬升过程,由于高架雷暴与地面锋线相距数百千米,因此在锋前暖湿气流上升过程中,除垂直运动外,同时还应有沿锋面的爬升过程,在无外力作用的条件下,气块运动过程中垂直速度必然逐渐减小,且很难在爬升至 400 hPa 高度时还保持一定大小的垂直速度,也就无法为对流提供初始的触发机制。Weckwerth 等(1997)曾指出高架雷暴发生期间地面冷锋附近会产生强的抬升作用,但是受到对流稳定环境大气的抑制作用,低层的抬升不会旺盛发展,因此锋前抬升在高架雷暴发展过程中究竟起到何种作用并不十分清楚。此外,虽然上述多种系统的合理配置提供了有利的环境条件,但若无合适的不稳定机制,雷暴天气仍然难以发生。统计发现(盛杰

等,2014),中国冬、春季节发生的高架雷暴的对流有效位能(CAPE)大多为 0,也就是说高架雷暴多发生在对流稳定的环境中。近年来,部分个例研究(许爱华等,2013;农孟松等,2013;李怀宇等,2013;陈潇潇等,2015)指出,在高架雷暴发生过程中环境大气存在对称不稳定。关于对称不稳定在强降水形成过程中的作用已经在观测和模拟中得到证实,Hoskins(1974)、Bennetts 等(1979)曾指出,对称不稳定是锋面带状降水形成和发展的重要机制。高守亭等(1986)、刘璐等(2015)研究也认为,在夏季强降水发生期间,由于凝结潜热释放和低空风切变的增大,会使大气由对流不稳定逐渐发展为对称不稳定,从而造成了暴雨的持续性发展。

关于对称不稳定及其产生机制,Emanuel(1983)指出对称不稳定可表述为等熵面上的惯性不稳定,当等熵面倾斜时,气块沿等熵面爬升最终形成对称不稳定。近年来的研究发现(Fischer, et al, 1995a,1995b;Morcrette, et al, 2006),绝对动量距平( $\Delta M$ )调整是推动气块倾斜爬升的新的重要机制之一。Holt 等(1991)指出,在层结稳定的斜压大气中,低层气块上升过程中地转绝对动量守恒,当气块到达中性浮力高度时会与环境大气产生地转绝对动量差,将会使气块获得沿等熵面的惯性加速度,并沿倾斜的等熵面上升,从而产生倾斜环流,这一过程被称为绝对动量距平调整,简称  $\Delta M$  调整。 $\Delta M$  调整的结果一方面产生倾斜运动,另一方面也会激发对称不稳定,从而更进一步加强倾斜环流。

本文以 2013 年 2 月发生在长江中下游地区的一次高架雷暴过程为研究对象,陈潇潇等(2015)曾对该个例进行了研究并得到几个重要结论:(1)此次过程中存在对称不稳定;(2)降雪过程中物理量的分布有随着纬度向冷区倾斜的现象。但仍有许多科学问题需要继续研究,如关于雷暴的触发机制,陈潇潇等(2015)认为暖湿气流沿锋面爬升过程中与冷空气

相遇导致倾斜对流有效位能释放产生雷暴,那么是什么机制使暖湿气流在爬升过程中维持强的上升运动?除了冷空气的强迫抬升外,是否还有其他外力使暖湿气流获得加速度?其与 $\Delta M$ 调整过程是否存在相关性?本文将针对上述多个问题开展研究。

## 2 资料

(1)自动观测站降水资料:来自中国气象局900多个自动观测站逐6h累积降水量数据。(2)GFS分析场资料<sup>①</sup>:时间分辨率为3h,水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ,垂直方向从1000至10hPa共分为27层。数据包括海平面气压、扰动气压、位势高度、温度、风场和相对湿度等要素场。(3)ADTD闪电定位资料:包括闪电发生时间、经度、纬度、强度和陡度等。(4)多普勒天气雷达探测资料:该雷达位于南京浦口龙王山( $32^\circ 11' 27'' N, 118^\circ 41' 49'' E$ ),海拔高度138.2m。雷达采用VCP21体扫模式,每6min完

成9个仰角的扫描,仰角分别为 $0.5^\circ, 1.45^\circ, 2.40^\circ, 3.35^\circ, 4.30^\circ, 6.00^\circ, 9.90^\circ, 14.6^\circ$ 和 $19.5^\circ$ 。使用的资料包括2013年2月18日08时—19日08时(北京时,下同)的体扫数据。

## 3 过程简介

2013年2月18日08时至19日08时,长江中下游地区普降暴雪,局地24h降水量超过35mm(图1,降雪量已转换为降水量,下同),此次过程伴随有雷暴的发生,降雪区共记录雷电1100余次,在冬季实属罕见。从降水分布(图1)上看,长江中下游地区存在两个明显的降雪中心,分别位于安徽南部( $31^\circ N, 117^\circ E$ )和沿江苏南地区( $32^\circ N, 119^\circ E$ )。安徽降雪中心强度明显大于江苏,其雷电过程主要发生在19日00—02时,而沿江苏南地区雷电主要发生在02—04时(图2)。

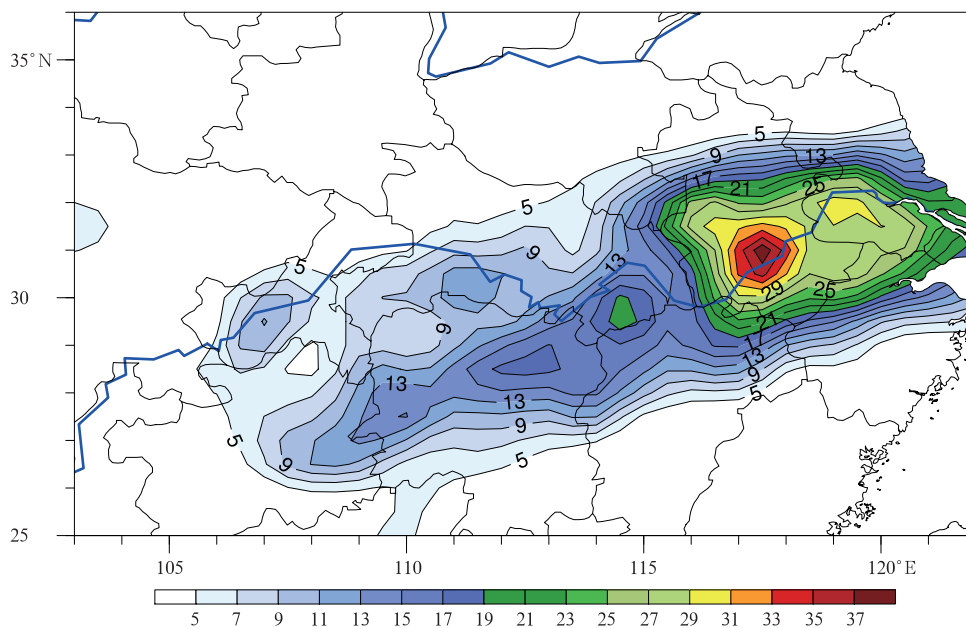


图1 2013年2月18日08时至19日08时24h累积降水量(单位:mm)

Fig. 1 Accumulated precipitation from 08:00 BT 18 to 08:00 BT 19 Feb 2013 (unit: mm)

利用NCEP  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 再分析资料对此次高架雷暴过程进行大尺度背景场分析。由图3a可见,高架雷暴发生期间,1000hPa等压面图上 $28^\circ N$ 附近有一条呈东西走向的等温线密集带,即地面冷锋位

置。此次冷锋过程是冷空气南下与南支波动相结合而成,仅是一次中等强度的冷空气过程(安林昌等,2013),雷暴发生地距地面冷锋约300km,是一次典型的高架雷暴过程。

<sup>①</sup>取自 <http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/products/gfs>

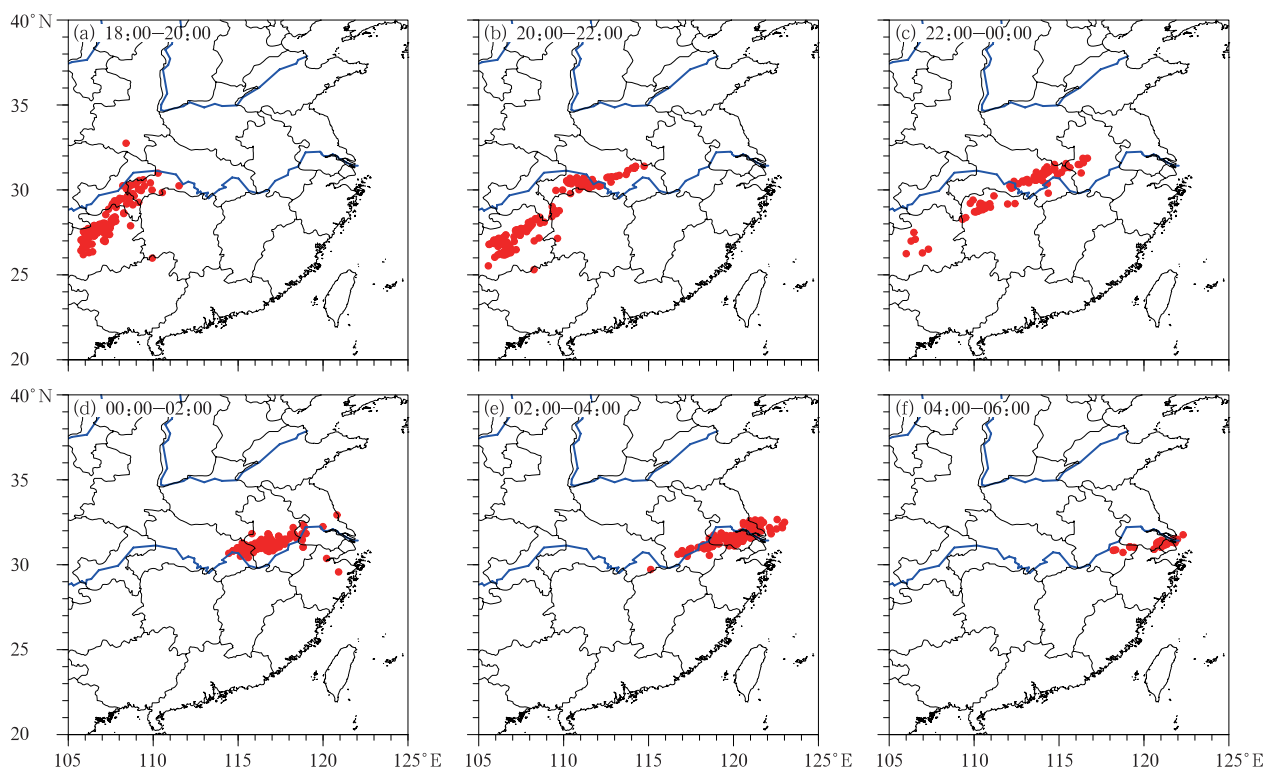


图2 2013年2月18日18时至19日06时逐2 h 雷电落区  
(红点表示一次雷电活动)

Fig. 2 Geographic locations of lightning at 2 h interval from 18:00 BT 18 to 06:00 BT 19 Feb 2013  
(red points indicate lightning locations)

在850(图3b)和700 hPa(图3c)图上均可以看到,中国南海及以东地区维持一个庞大的副热带高压,高压北侧的西南风从孟加拉湾将水汽源源不断地输送到长江中下游地区,维持了水汽的持续供应。同时高压北侧的西南风与华北地区的西北风在降雪区上空形成了辐合线,出现有利于上升运动的环境条件。

从高低空急流分布来看,700 hPa 低空急流明显,最大风速超过30 m/s,降雪区位于急流入口区左侧,在200 hPa 高空图上(图3d)降雪区上空为强盛的西风带,降雪区位于急流入口区右侧,高、低空急流的耦合有利于对流的发生。

然而从降雪中心上空  $T\text{-}lgp$  图看(图4),两中心上空逆温层顶均位于700 hPa 左右高度,这种分布无论是对低空辐合线还是高、低空急流耦合引发的上升运动均起抑制作用,因此雷暴区上空的强上升运动是否就是由高、低空急流耦合以及低空辐合带所激发,其与雷暴区前方地面锋线的强抬升过程

以及天气区所处大别山特殊地形之间有何关系等,仍需要进一步研究。

## 4 高架雷暴产生机制分析

### 4.1 对流不稳定条件

在湿大气条件下,可以利用饱和假相当位温的垂直变化来定性判断大气的对流稳定性。图5给出了2013年2月18日08和20时过117°E和119°E的 $-\partial\theta_{se}/\partial p$  经向剖面, $-\partial\theta_{se}/\partial p < 0$  表示条件不稳定。可以看出在主要降雪区30°—32°N上空,只在低层存在浅薄的条件不稳定区,在950 hPa 以上均为对流稳定区域。而锋线(28°N)附近700 hPa 以上出现条件不稳定区,但950—700 hPa 仍然为对流稳定区域,惯性稳定性的分析也证实地面锋线附近上空为惯性稳定区域(图略)。因此,可以认为锋线和降水区上空主要为对流稳定的斜压大气环境,不利于垂直对流的发展。

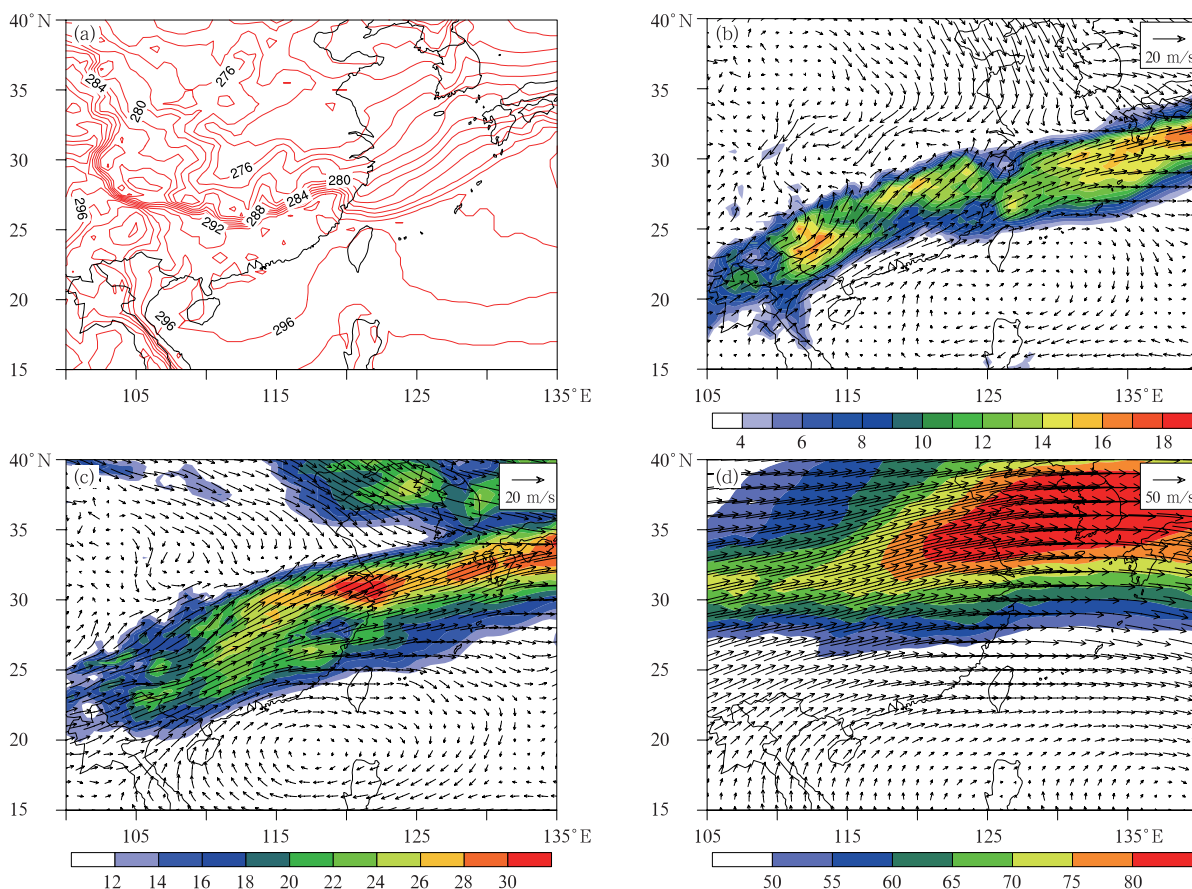


图3 2013年2月18日20时(a)1000 hPa温度场(红色实线,单位:K), (b)850 hPa风场(单位:m/s)和水汽通量场(色阶,单位:g/(cm·hPa·s)), (c)700 hPa风场和低空急流(色阶,单位:m/s), (d)200 hPa风场和高空急流(色阶,单位:m/s)

Fig. 3 Distributions of (a) temperature at 1000 hPa (K), (b) wind vector (m/s) and moisture flux (g/(cm·hPa·s)) at 850 hPa, (c) wind vectors and low-level jet (shaded, m/s) at 700 hPa, and (d) wind vectors and high-level jet (shaded, m/s) at 200 hPa

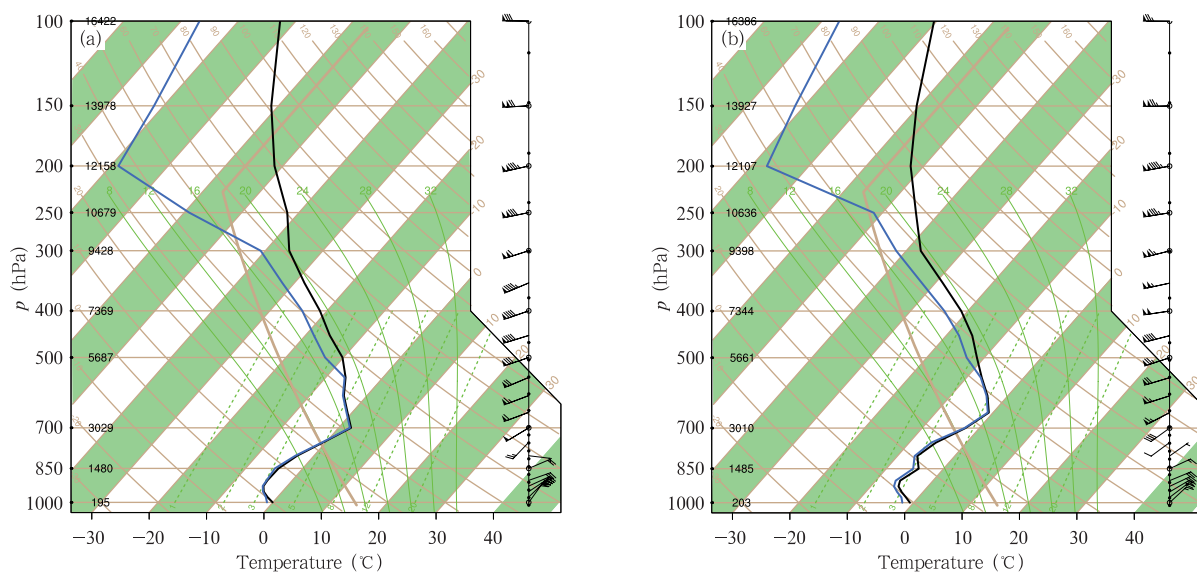


图4 利用GFS资料绘制的2013年2月18日20时降雪中心上空的T-log p图(a. (31°N, 117°E), b. (32°N, 119°E))  
 Fig. 4 T-log p diagrams at two snowfall centers at 20:00 BT 18 Feb 2013 based on GFS data (a. (31°N, 117°E), b. (32°N, 119°E))

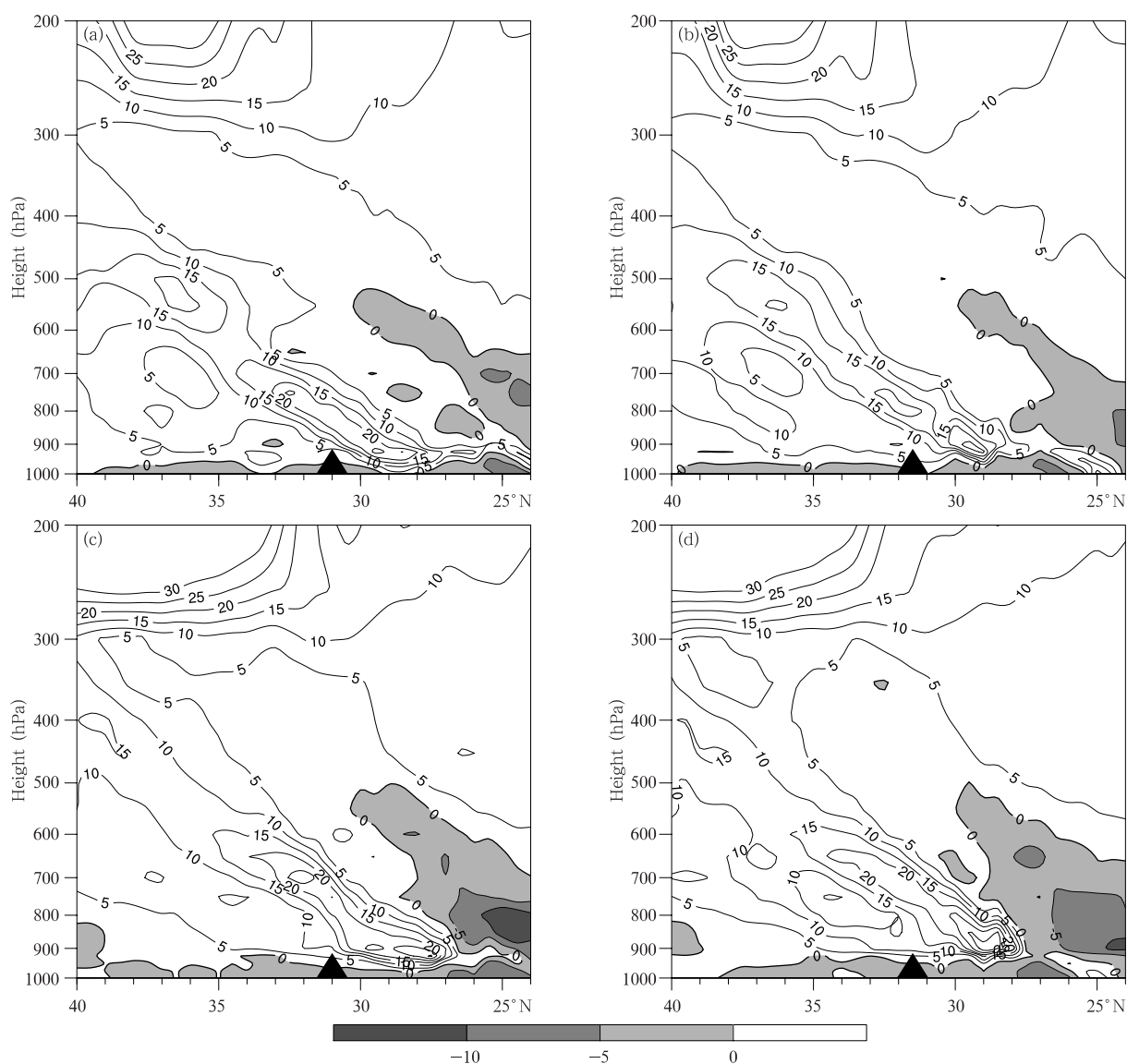


图5 2013年2月18日过117°E(a,c)和119°E(b,d)降雪中心 $-\partial\theta_{se}/\partial p$ 的经向剖面  
(a,b. 08时, c,d. 20时; 阴影为 $-\partial\theta_{se}/\partial p < 0$ 区域, 实心三角形处为降雪中心; 单位:  $10^{-4}$  K/Pa)

Fig. 5 Longitudinal vertical cross-sections of  $-\partial\theta_{se}/\partial p$  along 117°E (a, c) and 119°E (b, d) through two snowfall centers respectively on 18 Feb 2013 (unit:  $10^{-4}$  K/Pa)  
(a, b. 08:00 BT, c, d. 20:00 BT; The areas where  $-\partial\theta_{se}/\partial p$  is negative are shaded, and solid triangles on the abscissa represent snowfall centers)

## 4.2 抬升机制

图6分别为过116°E、119°E沿锋区的南北向剖面,包括饱和假相当位温(实线)、垂直速度(阴影,小于0区为上升运动)和经向垂直环流(箭头)。可以看出两个雷暴中心的抬升过程表现出截然不同的特征,在安徽一侧雷暴区,由于大别山地形的存在,低层冷空气南下过程中在大别山(32°N)附近受到明显阻挡,与锋面抬升共同作用在冷暖空气一侧分别形成上升运动区,而江苏一侧只有锋前抬升。在

18日08时前,雷暴区垂直上升运动主要集中在700 hPa以下,此后低层的垂直上升运动在700 hPa附近出现转向并沿空中锋区倾斜爬升,至18日20时,在主要降水区上,倾斜上升运动显著加强且抬升至300 hPa高度,倾斜环流初步形成,比较而言,安徽一侧的抬升是受地形和锋面过程的共同影响,而江苏一侧主要来自锋前的抬升作用。安徽一侧的对流强度明显大于江苏,这与暴雪强度相吻合。至19日08时,低层抬升作用减弱,锋面上方残留的倾斜

环流逐渐减弱消失。

从垂直运动的演变可以看出,中层的倾斜对流源自地形强迫以及地面锋线附近的垂直抬升,而低层的辐合线和高低空急流的耦合作用并非中高层倾斜对流运动的初始触发机制,但对于中高层对流的进一步发展会起到促进作用。这说明对此次高架雷暴过程而言,降水区前方地面锋线附近的低层初始抬升作用不可忽视。然而,从不稳定条件的分析结果看,地面锋线上空为对流稳定的斜压大气条件,因此锋面抬升作用必然受到抑制从而无法伸展到中层而只能到达较低的中性浮力高度。虽然在锋面强

迫以及倾斜的空中锋区条件下,惯性气块可能会沿锋区爬升作倾斜运动,但如果缺乏其他外力的作用,气块将无法沿锋区爬升到高层。本次高架雷暴过程中倾斜对流运动到达了 300 hPa 高度,因此必然存在某种机制建立起了低层垂直抬升与高空倾斜环流之间稳定的桥梁,其作用过程还需进一步分析。

### 4.3 ΔM 调整 and 对称不稳定

由于斜压大气中气块地转绝对动量守恒,因此自地面抬升的气块到达中性浮力高度处后,与该高度处环境场之间产生绝对动量差(ΔM),当动量差足够大时,气块将获得沿过中性浮力高度处等熵面

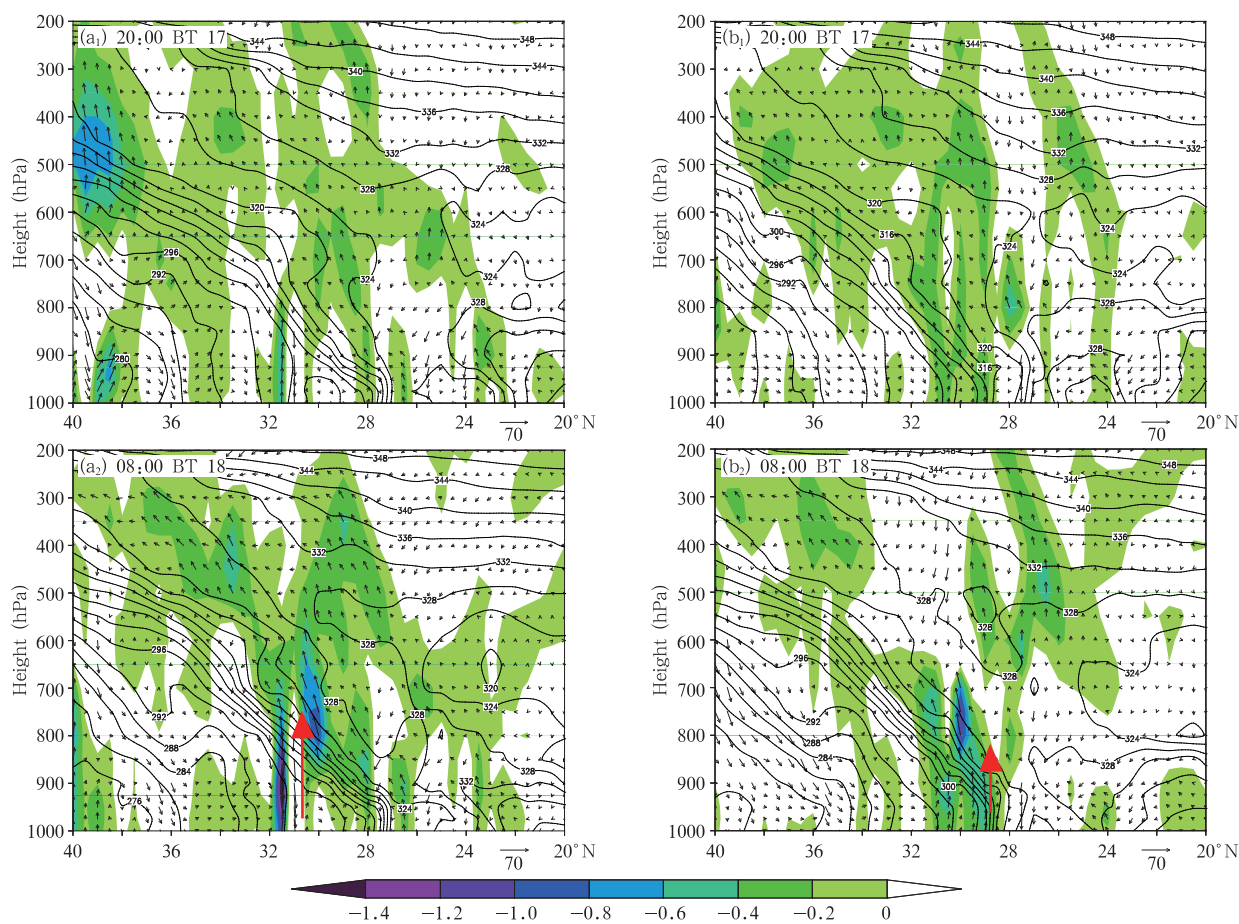


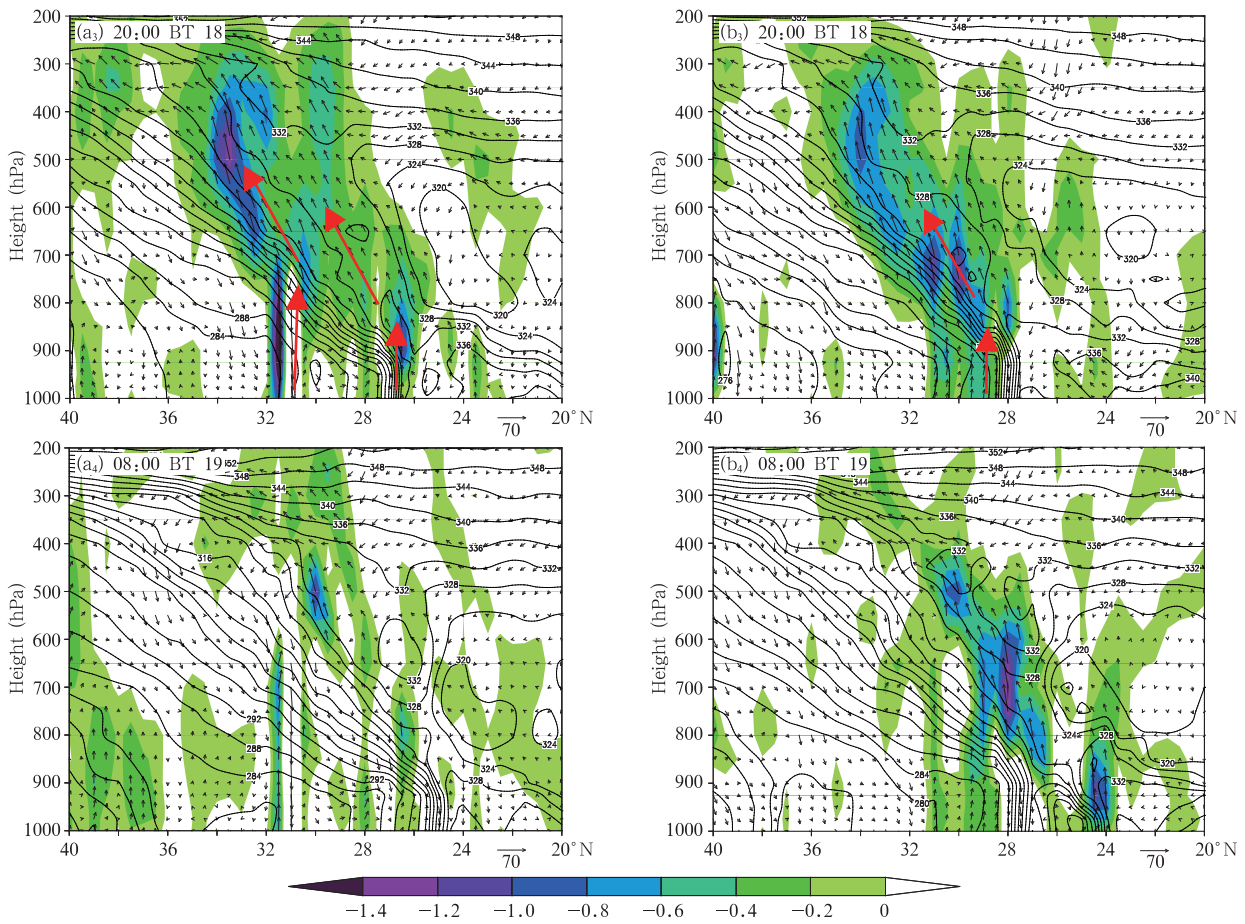
图6 2013年2月17日20时至19日08时沿116°E(a<sub>1</sub>—a<sub>4</sub>)和119°E(b<sub>1</sub>—b<sub>4</sub>)饱和假相当位温(实线,单位:K)、垂直速度(小于0区,色阶,单位:Pa/s)和垂直环流(矢线),

为经向速度与垂直速度(扩大50倍)的矢量合成剖面(红色箭头表示气流方向)

Fig. 6 Vertical cross-sections of saturated pseudo-equivalent potential temperature (solid lines, unit: K), vertical velocity (negative values only, shaded areas, unit: Pa/s) and vertical circulation (vector lines) along 116°E (a<sub>1</sub>—a<sub>4</sub>)

and 119°E (b<sub>1</sub>—b<sub>4</sub>) from 20:00 BT 17 Feb to 08:00 BT 19 Feb 2013

(Vertical circulation is shown by vectors composited by meridional velocity and vertical velocity (multiply by 50); The red arrow indicates flow direction)



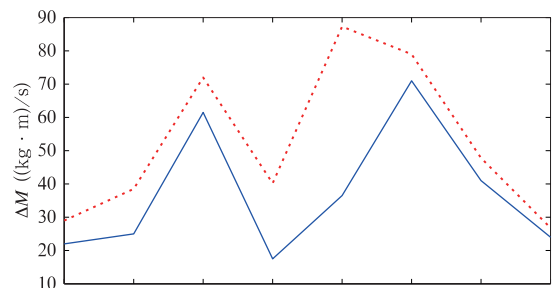
续图 6

Fig. 6 Continued

的惯性加速度,并沿倾斜的等熵面移动(Morcrette, et al,2006),从而产生倾斜对流。

从 2 月 18 日 20 和 23 时锋线不同位置垂直方向上 1000 与 850 hPa 的绝对地转动量差 (图 7) 可以看出,沿锋线上空有两个  $\Delta M$  的峰值区,该位置分别位于两个雷暴中心前方锋线处,动量差越大,气块获得的沿等熵面的惯性加速度越大。

根据图 3 给出的锋区空间分布,图 8 计算了 2 月 18 日 17 时至 19 日 05 时锋区上方 320 K 等饱和假相当位温面上的经向加速度(阴影区为向北加速区)。可见,2 月 18 日 17 时,在安徽降水区南侧出现向北加速中心,该区域位于地面锋线附近上升运动区,说明该区域气块在  $\Delta M$  调整作用下获得了沿倾斜等熵面的加速度。至 18 日 20 时,该区域加速度减小而安徽降水区上空出现大的加速中心,说明低层抬升的气块在  $\Delta M$  调整机制作用下倾斜抬升到了更高的区域,为强对流的发生提供了有利条件。



(27°N, (27°N, (27°N, (28°N, (28°N, (28°N, (28°N, (27.5°N, 114°E) 115°E) 116°E) 117°E) 118°E) 119°E) 120°E) 121°E)

图 7 2013 年 2 月 18 日 20 时(实线)和 23 时(虚线)锋线上 1000 与 850 hPa 的地转绝对动量差( $\Delta M$ )的分布

Fig. 7 Geostrophic absolute momentum anomaly ( $\Delta M$ ) between 1000 and 850 hPa above the frontal line at 20:00 BT (solid line) and 23:00 BT (dashed line) 18 Feb 2013

同时,在南京降水区南侧锋线附近出现了强的向北加速中心,与安徽大别山降水中心类似,在 18 日 23 时



该加速中心转移到了南京降水区域上空,这种时间上的先后关系也说明锋前的强烈抬升对高架雷暴的发生起着重要作用。至19日,加速度逐渐减弱,倾斜对流发展到最旺盛的时刻,从南京站的6h累积降水量来看,也在此刻达到了峰值。而从雷电落区演变图(图2)上看,长江中下游地区自19日00时起雷电开始增多,至04时达到峰值后快速减少,在

时间上具有一致性。

图9给出了2013年2月18日20时至19日05时逐3h沿117°E和119°E的经向绝对地转动量、饱和假相当位温、垂直速度和经向环流的垂直剖面,该时段为雷暴的主要发生时段。

可以看到,在锋面抬升和 $\Delta M$ 调整等机制共同作用下,暖湿气流沿锋面爬升,在到达700 hPa附近

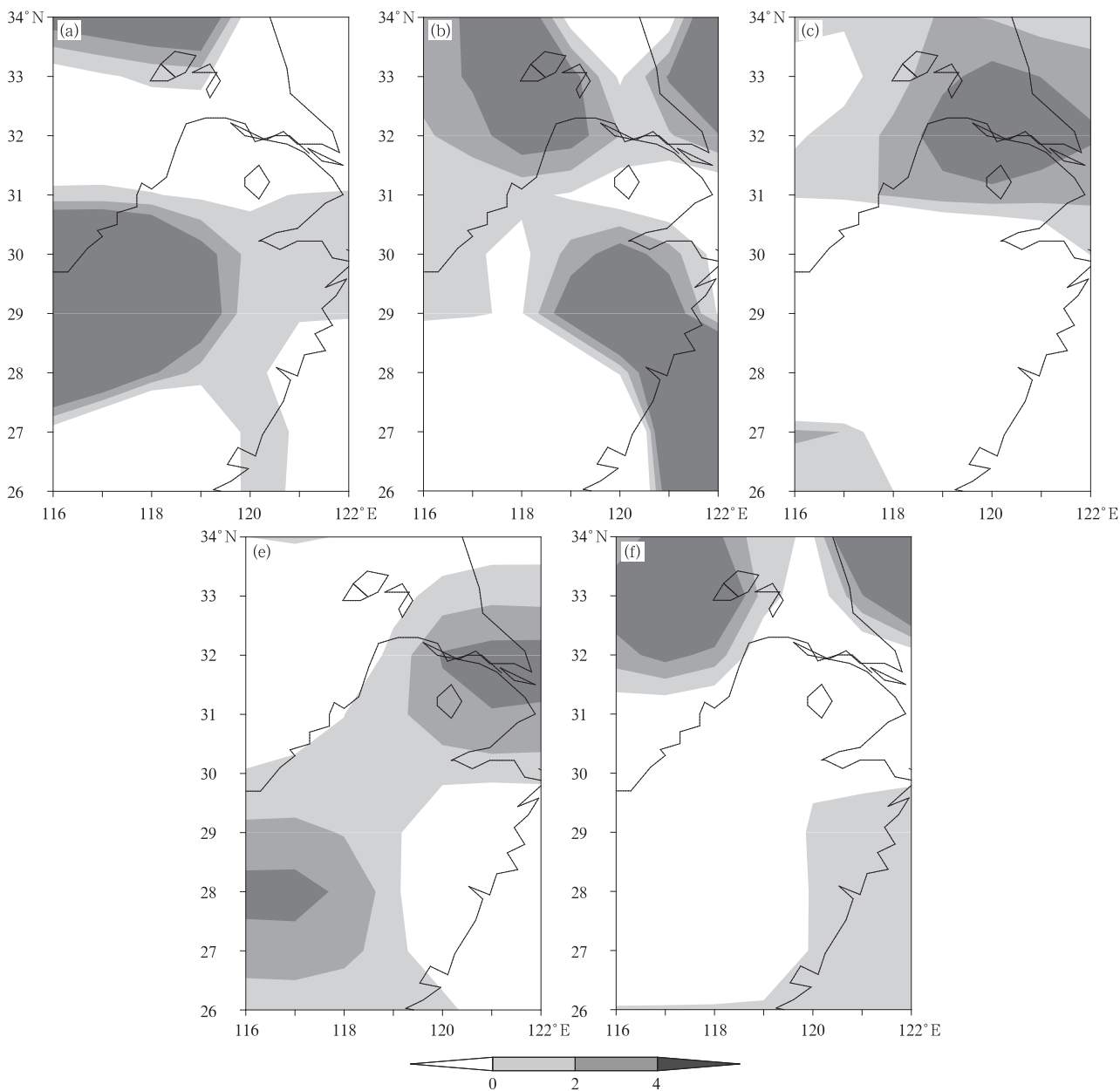


图8 2013年2月18日17时至19日05时等饱和假相当位温面(320 K)加速度(单位: $10^{-4}m/s^2$ )的经向分量分布 (a. 18日17时, b. 18日20时, c. 18日23时, d. 19日02时, e. 19日05时;阴影为加速度大于0,正向为北)

Fig. 8 Meridional accelerated velocity component (unit,  $10^{-4}m/s^2$ ) on the saturated equivalent potential temperature surface (320 K) from 17:00 BT 18 Feb to 05:00 BT 19 Feb 2013 (a. 17:00 BT 18, b. 20:00 BT 18, c. 23:00 BT 18, d. 02:00 BT 19, e. 05:00 BT 19; Shaded areas indicate positive accelerated velocity (pointing to the north))

时,受到辐合切变线以及高低空急流耦合等影响,倾斜运动进一步加强,特别是在 19 日 02 时,最大垂直速度超过了 1.4 Pa/s,达到最强,其高度达 300 hPa。在暖湿气流倾斜上升过程中,等绝对地转动量面与

等熵面的相对关系发生变化,从而在对流稳定的区域激发出对称不稳定(图中红粗线所围区域),这种旺盛的对流最终导致雷暴等强对流天气的发生。至 19 日 02 时,对称不稳定区逐渐扩大,倾斜上升运动

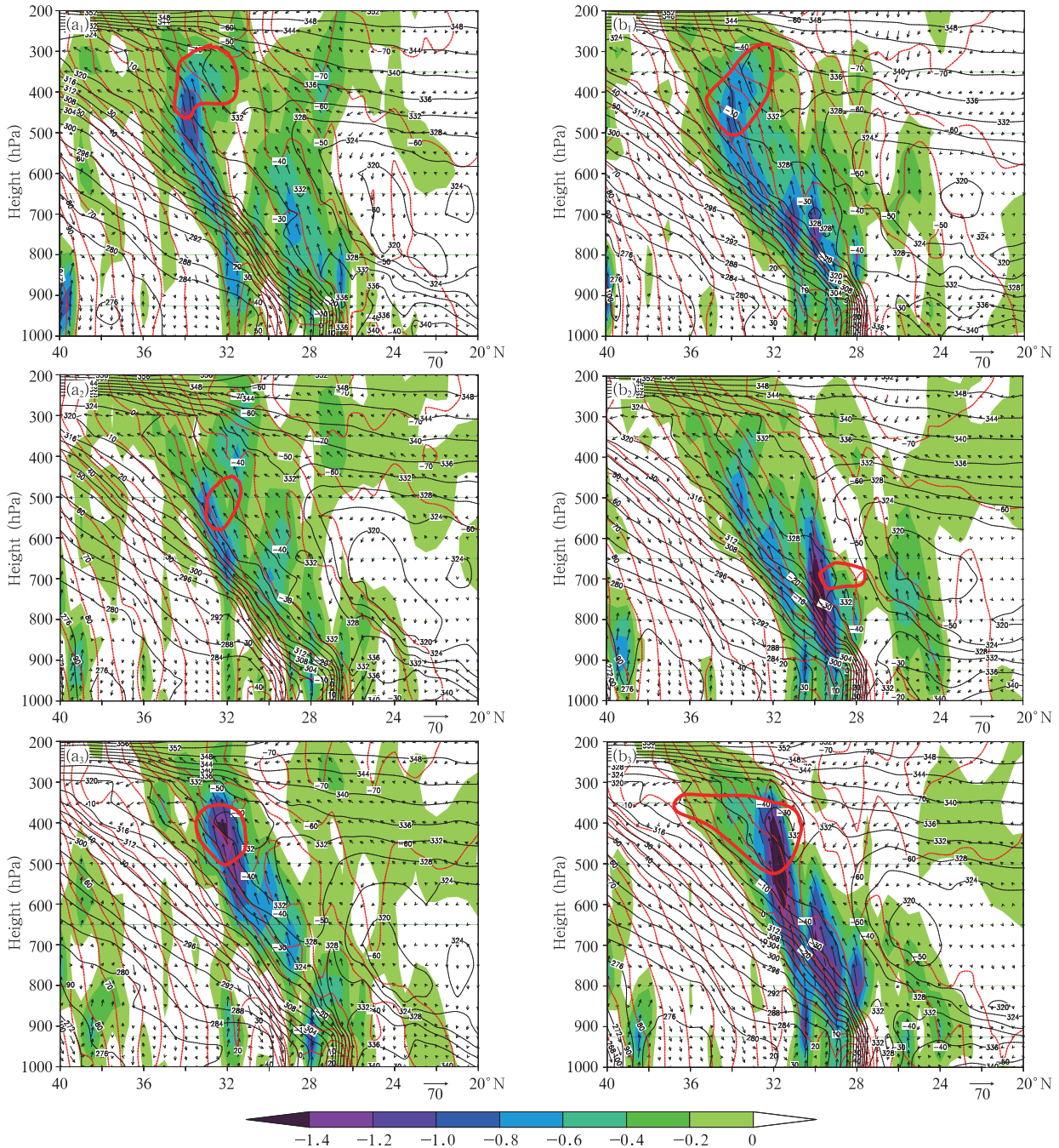
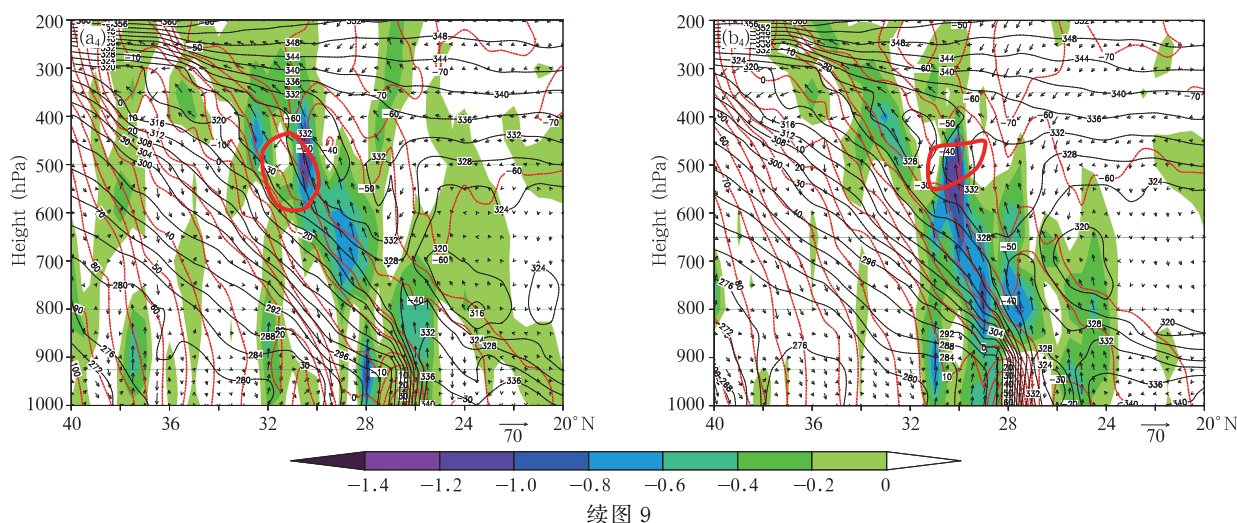


图 9 2013 年 2 月 18 日 20 时至 19 日 05 时间隔 3 h 沿 117°E(a<sub>1</sub>—a<sub>4</sub>)和 119°E(b<sub>1</sub>—b<sub>4</sub>)的地转绝对动量、饱和假相当位温、垂直速度和流场剖面(红色虚线为地转绝对动量,单位:(kg·m)/s;黑色实线为饱和假相当位温,单位:K;色阶为垂直速度小于 0 区域,单位:Pa/s;箭头为经向速度与垂直速度(扩大 50 倍)矢量合成风场;红框包围部分为满足 CSI 区域)  
 Fig. 9 Vertical cross-sections of geostrophic absolute momentum (black solid lines, unit, K), vertical velocity (negative only, shaded areas, unit, Pa/s) and flow field (vectors) along 117°E (a<sub>1</sub>—a<sub>4</sub>) and 119°E (b<sub>1</sub>—b<sub>4</sub>) from 20:00 BT 18 Feb to 05:00 BT 19 Feb 2013 (Flow field is shown by vectors composed by meridional velocity and vertical velocity (multiply by 50); The red box denotes the CSI impact region)



续图9  
Fig. 9 Continued

也逐渐增强,19日05时对称不稳定区已显著缩小,说明对称不稳定能量已得到释放,垂直运动速度也减小,降水接近尾声。

#### 4.4 南京多普勒雷达探测资料分析

大量的观测和数值模拟研究都证实(Seltzer, et

al,1985; Gray, et al,2001),倾斜对流过程利于对流的组织化并最终形成带状降水云系,而湿对称不稳定是带状降水形成的重要机制。从南京多普勒雷达回波(图10)来看,自18日20时31分开始雷达站北侧有对流云的不断发展并在22时前后开始形

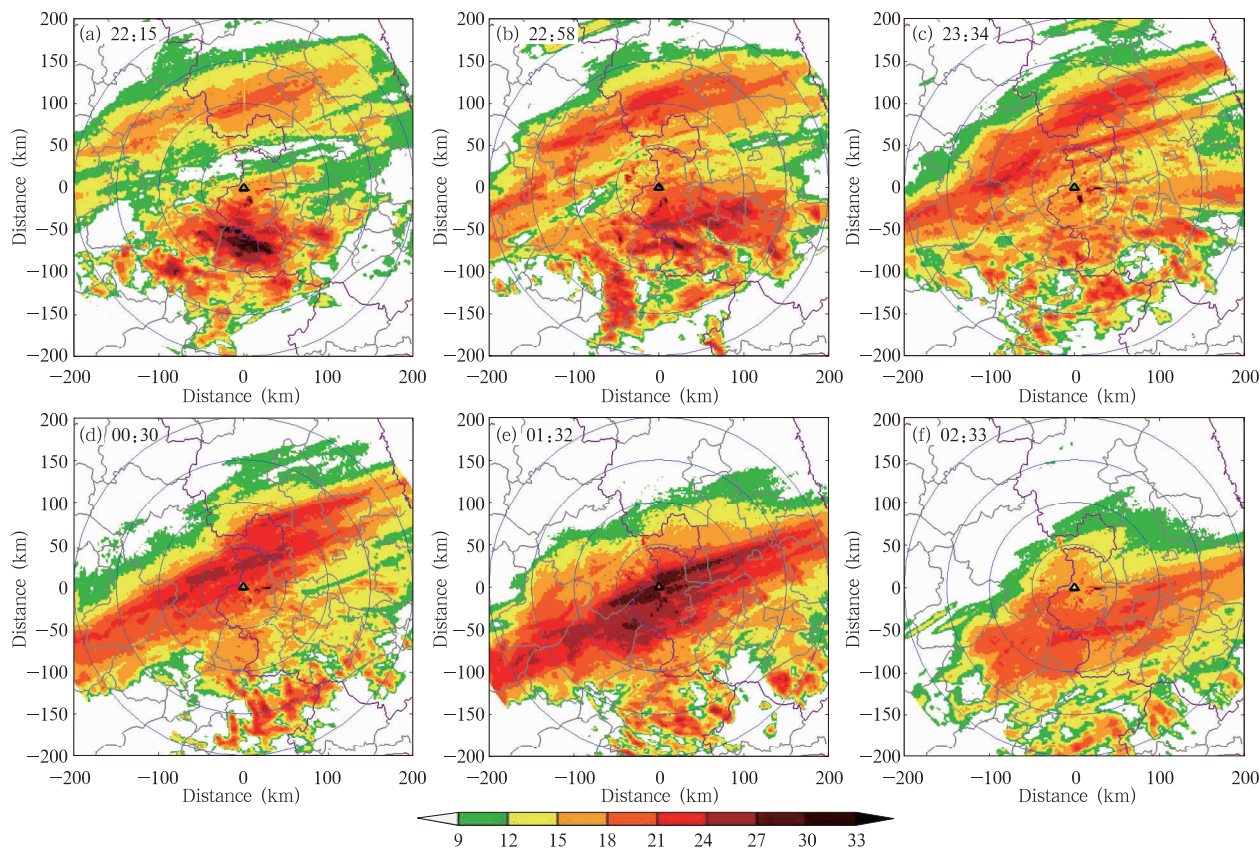


图10 2013年2月18日22时15分至19日02时33分南京多普勒天气雷达组合反射率  
(单位:dBz;圆心为雷达位置)

Fig. 10 Composite reflectivity of Nanjing Doppler weather radar from 22:15 BT 18 Feb to 02:33 BT 19 Feb  
(unit: dBz; The radar is located in the center of the figure)

成带状云系,此后该带状云系迅速发展并在南移的过程中于19日02时前后发展到最强盛阶段,经过南京上空后逐渐减弱消散。该带状云系水平尺度长约400 km,宽约100 km,持续约4 h,与Emanuel(1989)、Snook(1992)等指出的湿对称不稳定引起的带状云和降水的水平尺度和时间尺度相当。同时带状云系的持续和发展阶段与图9所示对称不稳定的发生、发展完全匹配,进一步说明对称不稳定和倾斜对流过程是该云系组织化过程的重要发展机制。

## 5 结论与讨论

中国高架雷暴主要发生在冷锋后部,与美国等地常见的高架雷暴有显著不同,因此其形成机制也需要进行更深入地研究。本研究以2013年冬季一次发生在长江中下游地区的高架雷暴过程为研究对象,重点分析地形和锋前抬升、 $\Delta M$ 调整以及对称不稳定的相互作用在高架雷暴形成过程中的作用,得到以下结论:

(1)锋面抬升和低层稳定的环境大气是此次高架雷暴产生的必要条件。冷锋后部逆温层的存在抑制了低层辐合线以及高、低空急流等在高架雷暴形成过程中的作用,锋面抬升则是雷暴区前方低层激发垂直对流的主要动力过程,而环境稳定的大气条件将抑制锋前低层的抬升作用使气块只能到达中性浮力高度。若环境大气为条件不稳定,则锋前抬升作用只能使对流发生在地面锋线附近而不会产生高架雷暴。而大别山地形的强迫作用进一步促进了安徽地区雷暴的发生。

(2) $\Delta M$ 调整是此次冬季高架雷暴的启动条件。锋面的强迫抬升和斜压稳定的大气条件使中性浮力高度处累积了大量的地转绝对动量差,当该动量差达到一定强度时,在 $\Delta M$ 调整机制作用下将产生沿等熵面的倾斜运动,为高架雷暴的产生提供初始的启动条件。

(3)低层辐合切变线和高、低空急流耦合是此次高架雷暴的增强条件。虽然锋面逆温部分抑制了上述机制的抬升作用,但当暖湿气流爬升至700 hPa高度附近时,仍然在两者的作用下倾斜上升得到再次加强,并在降水区上空形成垂直速度的大值区。

(4)对称不稳定是形成此次冬季高架雷暴的能量来源。倾斜运动在某些区域产生对称不稳定,该对称不稳定又反过来进一步促进倾斜对流的加强,

为雷暴等强对流天气的发生积累倾斜对流不稳定能量,该能量的释放使强对流天气最终形成。

总之,对于此次高架雷暴过程其产生机制主要包括:首先地形强迫和锋面抬升在低层产生初始的垂直运动,而斜压稳定的大气使抬升的气块在中性浮力高度处获得绝对地转动量差,在 $\Delta M$ 调整以及低层辐合切变线和高、低空急流耦合等机制共同作用下产生沿等熵面的惯性加速度,在此过程中有对称不稳定的产生并与 $\Delta M$ 调整机制共同作用使倾斜对流运动旺盛发展。倾斜对流运动的强烈发展使对流的组织化并发展为带状对流降水云系,在此过程中倾斜对流有效位能大量积累并释放,最终形成了雷暴等强对流天气。地形强迫和锋前抬升、 $\Delta M$ 调整以及对称不稳定等机制在时间上有着严格的先后关系,它们的相互作用最终促进了倾斜对流和高架雷暴的形成。本研究的结论主要基于GFS再分析资料,在时间和空间分辨率上稍显不足,下一步将通过数值模拟得到精细的模式输出资料,可能会得到更进一步的研究成果。

## 参考文献

- 安林昌,张芳华. 2013. 2013年2月大气环流和天气分析. 气象, 39(5): 659-664. An L C, Zhang F H. 2013. Analysis of the February 2013 atmospheric circulation and weather. Meteor Mon, 39(5): 659-664 (in Chinese)
- 鲍媛媛,康志明,李伦等. 2015. 2009年早春南方地区一次高架雷暴天气过程的机理分析. 高原气象, 34(3): 515-525. Bao Y Y, Kang Z M, Li L, et al. 2015. Mechanisms of an elevated thunderstorm process over southern China in the early spring of 2009. Plateau Meteor, 34(3): 515-525 (in Chinese)
- 陈潇潇,钱昊钟,周彬等. 2015. 沿江苏南一次伴随“高架雷暴”的暴雪天气成因分析. 大气科学学报, 38(6): 836-844. Chen X X, Qian H Z, Zhou B, et al. 2015. Cause analysis of a snowstorm case with elevated thunderstorm in southern Jiangsu province. Trans Atmos Sci, 38(6): 836-844 (in Chinese)
- 高守亭,孙淑清. 1986. 应用里查逊数判别中尺度波动的不稳定. 大气科学, 10(2): 171-182. Gao S T, Sun S Q. 1986. Determining the instability of mesoscale perturbations with Richardson number. Sci Atmos Sinica, 10(2): 171-182 (in Chinese)
- 郭荣芬,鲁亚斌,高安生等. 2009. 低纬高原罕见“雷打雪”中尺度特征分析. 气象, 35(2): 49-56. Guo R F, Lu Y B, Gao A S, et al. 2009. Analysis on mesoscale characteristic of rare thunderstorm snow weather in low latitude plateau. Meteor Mon, 35(2): 49-56 (in Chinese)
- 李怀宇,张羽,罗聪. 2013. 2012年初春粤北一次少见高架雷暴过程的分析. 广东气象, 35(3): 1-5. Li H Y, Zhang Y, Luo C.

2013. Analysis of a rare elevated thunderstorm in northern Guangdong in the early spring of 2012. *Guangdong Meteor*, 35(3): 1-5 (in Chinese)
- 刘璐, 冉令坤, 周玉淑等. 2015. 北京“7.21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析. *大气科学*, 39(3): 583-595. Liu L, Ran L K, Zhou Y S, et al. 2015. Analysis on the instability and trigger mechanism of torrential rainfall event in Beijing on 21 July 2012. *Chinese J Atmos Sci*, 39(3): 583-595 (in Chinese)
- 农孟松, 赖珍权, 梁俊聪等. 2013. 2012年早春广西高架雷暴冰雹天气过程分析. *气象*, 39(7): 874-882. Nong M S, Lai Z Q, Liang J C, et al. 2013. Analysis on elevated thunderstorm hail in Guangxi in early spring of 2012. *Meteor Mon*, 39(7): 874-882 (in Chinese)
- 盛杰, 毛冬艳, 沈新勇等. 2014. 我国春季冷锋后的高架雷暴特征分析. *气象*, 40(9): 1058-1065. Sheng J, Mao D Y, Shen X Y, et al. 2014. Analysis on characteristics of elevated thunderstorms behind cold fronts in China during spring. *Meteor Mon*, 40(9): 1058-1065 (in Chinese)
- 苏德斌, 焦热光, 吕达仁. 2012. 一次带有雷电现象的冬季雪暴中尺度探测分析. *气象*, 38(2): 204-209. Su D B, Jiao R G, Lv D R. 2012. Mesoscale observation analysis of a winter snowstorm with thunder and lightning in Beijing area. *Meteor Mon*, 38(2): 204-209 (in Chinese)
- 吴乃庚, 林良勋, 冯业荣等. 2013. 2012年初春华南“高架雷暴”天气过程成因分析. *气象*, 39(4): 410-417. Wu N G, Lin L X, Feng Y R, et al. 2013. Analysis on the causes of an elevated thunderstorm in early-spring of south China. *Meteor Mon*, 39(4): 410-417 (in Chinese)
- 许爱华, 陈云辉, 陈涛等. 2013. 锋面北侧冷气团中连续降雹环境场特征及成因. *应用气象学报*, 24(2): 197-206. Xu A H, Chen Y H, Chen T, et al. 2013. Environment characteristics and causes of a continuous hail fall event occurred within the cold air mass to the north of a cold front. *J Appl Meteor Sci*, 24(2): 197-206 (in Chinese)
- 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. *气象学报*, 70(3): 311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M. 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection. *Acta Meteor Sinica*, 70(3): 311-337 (in Chinese)
- 张一平, 俞小鼎, 孙景兰等. 2014. 2012年早春河南一次高架雷暴天气成因分析. *气象*, 40(1): 48-58. Zhang Y P, Yu X D, Sun J L, et al. 2014. Analysis on weather causes of an elevated thunderstorm in Henan in early spring 2012. *Meteor Mon*, 40(1): 48-58 (in Chinese)
- 郑丽娜, 靳军. 2012. “2.28”山东罕见“雷打雪”现象形成机制分析. *高原气象*, 31(4): 1151-1157. Zheng L N, Jin J. 2012. Analysis on formation mechanism of rare “Thundersnow” phenomenon in Shandong on 28 February 2010. *Plateau Meteor*, 31(4): 1151-1157 (in Chinese)
- Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instability: A possible explanation for frontal rainbands. *Quart J Roy Meteor Soc*, 105(446): 945-962
- Colman B R. 1990a. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part I: A climatology. *Mon Wea Rev*, 118(5): 1103-1121
- Colman B R. 1990b. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part II: Organization and instability mechanisms. *Mon Wea Rev*, 118(5): 1123-1144
- Emanuel K A. 1983. On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings. *Mon Wea Rev*, 111(10): 2016-2033
- Emanuel K A. 1989. The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis. *J Atmos Sci*, 46(22): 3431-3456
- Fischer C, Lalaurette F. 1995a. Meso- $\beta$ -scale circulations in realistic fronts. I: Steady basic state. *Quart J Roy Meteor Soc*, 121(526): 1255-1283
- Fischer C, Lalaurette F. 1995b. Meso- $\beta$ -scale circulations in realistic fronts. II: Frontogenetically forced basic states. *Quart J Roy Meteor Soc*, 121(526): 1285-1321
- Gray S L, Thorpe A J. 2001. Parcel theory in three dimensions and the calculation of SCAPE. *Mon Wea Rev*, 129(7): 1656-1672
- Holt M W, Thorpe A J. 1991. Localized forcing of slantwise motion at fronts. *Quart J Roy Meteor Soc*, 117(501): 943-963
- Hoskins B J. 1974. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. *Quart J Roy Meteor Soc*, 100(425): 480-482
- Means L L. 1952. On thunderstorm forecasting in the central United States. *Mon Wea Rev*, 80(10): 165-189
- 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. *Wea Forecasting*, 18(5): 861-878
- Morcrette C J, Browning K A. 2006. Formation and release of symmetric instability following Delta-M adjustment. *Quart J Roy Meteor Soc*, 132(617): 1073-1089
- Seltzer M A, Passarelli R E, Emanuel K A. 1985. The possible role of symmetric instability in the formation of precipitation bands. *J Atmos Sci*, 42(20): 2207-2219
- Snook J S. 1992. Current techniques for real-time evaluation of conditional symmetric instability. *Wea Forecasting*, 7(3): 430-439
- Weckwerth T M, Wilson J W, Wakimoto R M, et al. 1997. Horizontal convective rolls: Determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics. *Mon Wea Rev*, 125(4): 505-526
- Wilson J W, Roberts R D. 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective. *Mon Wea Rev*, 134(1): 23-47