

廖晓农. 2013. 华北秋季强弱线型对流发展时天气尺度环境条件探讨. 气象, 39(3):291-301.

华北秋季强弱线型对流发展时 天气尺度环境条件探讨^{*1}

廖晓农

北京市气象台, 北京 100089

提 要: 华北地区进入秋季以后, 弱对流过程增加。为了提高秋季对流天气强度的诊断识别能力, 选择了 9 月份发生在相似背景下, 强弱不同的两个线型对流个例作了对比分析。结果表明, 强对流发生在深厚的天气尺度上升区中(上升运动伸展到 200 hPa 附近), 而且对流层低层环境大气的绝对湿度较大; 而弱对流发展时, 上升运动仅存在于 500 hPa 以下, 边界层内的比湿只有 5~7 g·kg⁻¹, 较强对流个例低 2~5 g·kg⁻¹。它们是导致对流强弱不同的主要原因。强对流个例深厚的上升运动源于低层辐合切变线、露点锋和高空槽的强迫, 此外对流层上部的强辐散叠置在低层辐合区上空, 有利于上升运动加强并向高层发展。弱对流产生时, 冷空气侵入到对流层中层以下, 造成下沉区的下边界较低, 不能产生深厚的上升运动。这是强弱个例垂直运动伸展高度不同的动力因素。热力学条件差异主要在对流层中下层。强对流产生时, 对流区内有能量聚积, CAPE 达到 1087 J·kg⁻¹, 而且暖湿层和对流性不稳定层伸展到 600~700 hPa。弱对流个例, 仅边界层相对暖湿, CAPE 只有 68 J·kg⁻¹。上述关于力和热动力条件差异研究结果表明, 天气尺度上升运动伸展的高度、对流层下层空气的绝对湿度、暖湿层和不稳定层的厚度等可能是影响华北秋季对流强弱的重要环境因素。

关键词: 华北地区, 秋季对流, 环境条件, 对比分析

中图分类号: P438 **文献标识码:** A **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.03.003

A Discussion on the Synoptic Condition for the Autumn Linear Convection Developing in Huabei Area

LIAO Xiaonong

Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089

Abstract: In autumn, the weak convection case covers more percentage in Huabei (North China). In order to improve the ability to diagnose the convection intensity, two linear cases are analyzed which develop in the similar synoptic background but in different strength. The result indicates that strong convection develops in the deep upward current (to 200 hPa). And the absolute humidity in the lower troposphere is higher. However, in the weak one, the ascending current exists below 500 hPa only. At the same time, the specific humidity in the BL (boundary layer) is just (5—7) g·kg⁻¹ which is (2—5) g·kg⁻¹ lower than that of the strong case. These lead to the convection in different strength mainly. The deep anafLOW in the strong case is caused by convergence line, dewpoint front and upper-level trough. Furthermore, a strong divergence appearing in the upper troposphere overlaps the convergence layer. As the result, upward current enhances and goes up further. But for weak case, the cold air invades to the mid troposphere and makes the ascending current which could reach to the upper levels. The thermodynamic background difference appears in the lower troposphere. When strong convection develops, the instable energy accumulates in the convective area and CAPE reaches 1087 J·kg⁻¹. Besides, from the surface to 600 or 700

^{*} 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906003)和北京市气象局创新团队(CX2011003)共同资助
2012 年 5 月 2 日收稿; 2012 年 7 月 26 日收修定稿
作者: 廖晓农, 主要从事天气预报和对流天气分析研究. Email: cristinlxn@126.com

hPa, it is warm and moist and being instable also. In the weak case, CAPE is $68 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$. Above the BL, it is cold and dry comparatively. Therefore, the following items could be helpful in the diagnosis of the convection strength in autumn: the depth of the upward current, the absolute humidity in the lower troposphere, the thickness of a layer which is not only unstable but also warm and wet.

Key words: Huabei (North China), autumn convection, synoptic condition, comparative analysis

引 言

秋季是华北地区对流天气多发季节之一。入秋后,随着西太平洋副热带高压南撤,对流层中下层环境大气的湿度较盛夏有所降低。而且,中纬度地区处在冷暖空气的交绥地带,冷空气活动日趋频繁、势力逐渐加强。环境大气的上述变化导致该季节对流天气的统计特征发生了一些改变。首先,对流性暴雨减少,强对流活动较多地表现为冰雹和雷暴大风;其次,弱对流过程增加。众所周知,对流强度判别一直是预报实践中的难点,它影响着精细化预报和预警的准确程度,在过渡季节更是如此。因此,分析和研究影响对流强弱的因素十分必要。

有关强弱对流判定及其产生天气的研究由来已久,并且已经取得了一些成果(王秀明等,2009;孙兴池,1997;Mills et al, 1998;丁一汇等,1982;扈忠慈等,1987;曲晓波等,2010;袁子鹏等,2011;井喜等,2011;李武阶等,2008)。王秀明等(2009)用 WRF 模拟了北京地区 5 月份的一次对流过程,期望通过 CAPE、垂直风切变、RI 不同阈值组合来确定雷暴类型,并且研究了 0~3 km、0~6 km 以及整层的水平风垂直切变,指出 700~300 hPa 的风切变也是影响强对流类型的重要因素。孙兴池(1997)对比了 6 月份两次影响山东的冷涡过程,认为冷涡过程是否降雹不仅与冷涡的结构有关,而且也决定于低层的温压场和流场结构。在 Mills 等(1998)构造的判断树预报方法中,区别普通雷暴和强雷暴的关键在于对流层低层的环境风大小、边界层是否潮湿、云底以下是否有强的垂直风切变等。丁一汇等(1998)在对飑线的研究中指出,当对流层中上层冷平流很强而且水平风垂直切变大时,线型对流的强度大。扈宗慈等(1987)分析了 4 个飑线个例(分别出现在 6 月和 7 月),认为强线型对流与一般雷暴和非雷暴日的区别在于物理条件在中高层表现较明显:强线型对流一般产生在当 700~250 hPa 内有强冷空气活动时,400 hPa 降温最大;而且一直到 400 hPa 是一个深厚

的对流性不稳定层;湿层仅存在于 900 hPa 以下,在 900~700 hPa 之间增温减湿,700~500 hPa 之间降温减湿。由此可见,影响对流强弱的因素很复杂。

本文选择了 2008 年 9 月 14 日和 2010 年 9 月 25 日两个产生在相同季节、相似环流型(贝蒙低槽前),但是强度差别较大的线型对流过程,利用探空、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料和地面加密自动站等资料,通过对比分析讨论了秋季影响对流强弱的天气尺度环境条件。

将线型对流作为研究对象基于两个原因:一方面,在天气尺度背景条件研究中,所用资料的空间分辨率一般较低(例如本文使用的 NCEP 再分析资料的分辨率达到 100 km 左右,华北北部探空站之间一般也相距百千米以上),因此选择尺度相对较大的对流系统、对流天气范围较大的个例将有助于得到有价值的研究结果;另一方面,线型对流由多个单体组成,其强弱在某种程度上决定于单体的强弱。因此,线型对流发展的环境条件实质上包含了单体发展的条件。

1 对流活动特征和对流产生的背景

1.1 对流活动

2008 年 9 月 14 日和 2010 年 9 月 25 日,内蒙古、河北北部、北京从午后开始先后有对流发展(冰雹、雷暴大风主要出现在 $40^\circ \sim 43^\circ \text{N}$ 、 $113^\circ \sim 116^\circ \text{E}$ 范围内,以下将该区域称为对流区)。根据北京南郊的 SA 多普勒天气雷达探测,这两天傍晚至前半夜分别有一个在相当长的一段时间内呈线型分布的对流云带从河北北部沿着几乎相同的路径向东南方向移动(图 1)。从两个线型对流处于发展阶段、带状结构最完整阶段和减弱阶段的组合反射率因子可以看到,2008 年 9 月 14 日的线型对流较强,而 2009 年 9 月 25 日的回波尽管线型结构很好,但是整体强度却较弱。

海平面气压和地面露点、温度分布表明,2008 年 9 月 14 日的线型对流具有飑线的特征(图 2a~

2c)。在风向明显改变线(辐合切变线)后是一个中尺度高压,与径向速度图上的大风速区对应(图略),因此它是一个雷暴高压。在其前面则是中尺度低压,在雷暴高压后面又是一个低压,与经典的飑线概念模型吻合。而且,风向改变线处于露点和温度等值线密集带的前缘,其过境后湿度和温度均下降。

而在 2010 年 9 月 25 日(图 2d~2f),虽然风向明显改变线(辐合切变线)也出现在地面露点锋区附近,而且在干区中温度也较低,但是气压场并未呈现类似图 2a 分布,因此它是一条普通的线型对流。上述分析表明,地面是否存在露点锋有可能不是判断对流是否能够发展成飑线的充分且必要条件。

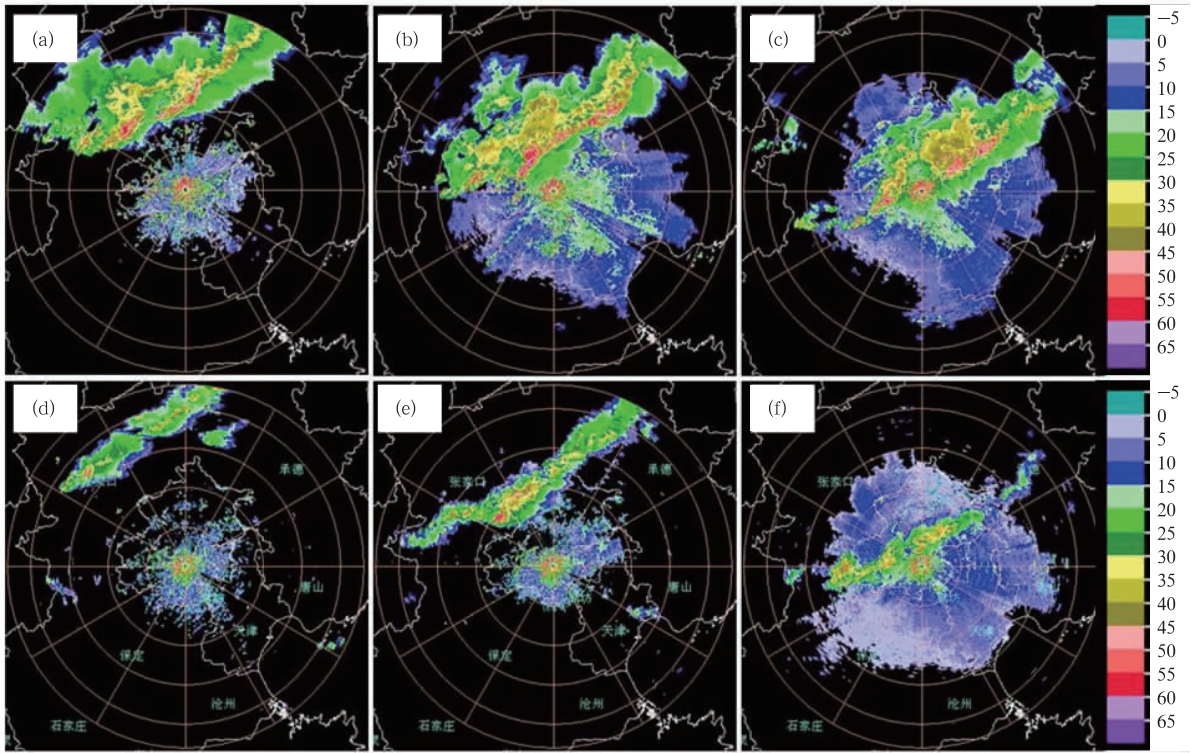


图 1 线型对流组合反射率因子图
2008 年 9 月 14 日(a)18:48、(b)20:18 和(c)21:48;2010 年 9 月 25 日(d)16:00、(e)17:48 和(f)20:00

Fig. 1 Composite reflectivity diagrams of linear convection cases
(a) 18:48 BT, (b) 20:18 BT and (c) 21:48 BT 14 September 2008;
(d) 16:00 BT, (e) 17:48 BT and (f) 20:00 BT 25 September 2010, respectively

1.2 环流背景

从地面观测以及回波演变过程可知,2008 年 9 月 14 日的强对流天气出现在 14—23 时,20 时前后带状结构比较完整;而 2009 年 9 月 25 日对流天气主要发生在 16—18 时之间,20 时对流已经处在衰弱期。因此,本文在对比分析中选择了 2008 年 9 月 14 日 20 时和 2010 年 9 月 25 日 14 时资料,从而使得结果能够更真实地反映强弱不同的对流过程天气尺度背景条件的差异。

这两次对流天气产生在相近的天气尺度背景下(图 3)。500 hPa 高度上我国南方均受高压控制,在

中高纬度地区从贝加尔湖经蒙古和内蒙古到山西是一个槽区,对流发生在高空槽前。但是,从 850、700 和 500 hPa 几层槽线的相对位置来看,2008 年 9 月 14 日 20 时天气尺度辐合系统为前倾结构,500 hPa 槽超前,700 hPa 槽稍落后,850 hPa 槽距离较远,华北地区为槽前西南气流。2010 年 9 月 25 日 14 时的系统几乎垂直。从上述系统的配置可以初步看到,高低空的热力特征差异前者较大而后者较小,这比较符合已有的研究结果,即前倾槽背景下易形成不稳定层结,从而有利于强对流发展。但是,从图 3b 可以看到,2009 年 9 月 25 日 14 时 850 hPa 到 500 hPa 辐合系统陡直,有利于在较窄的范围内产

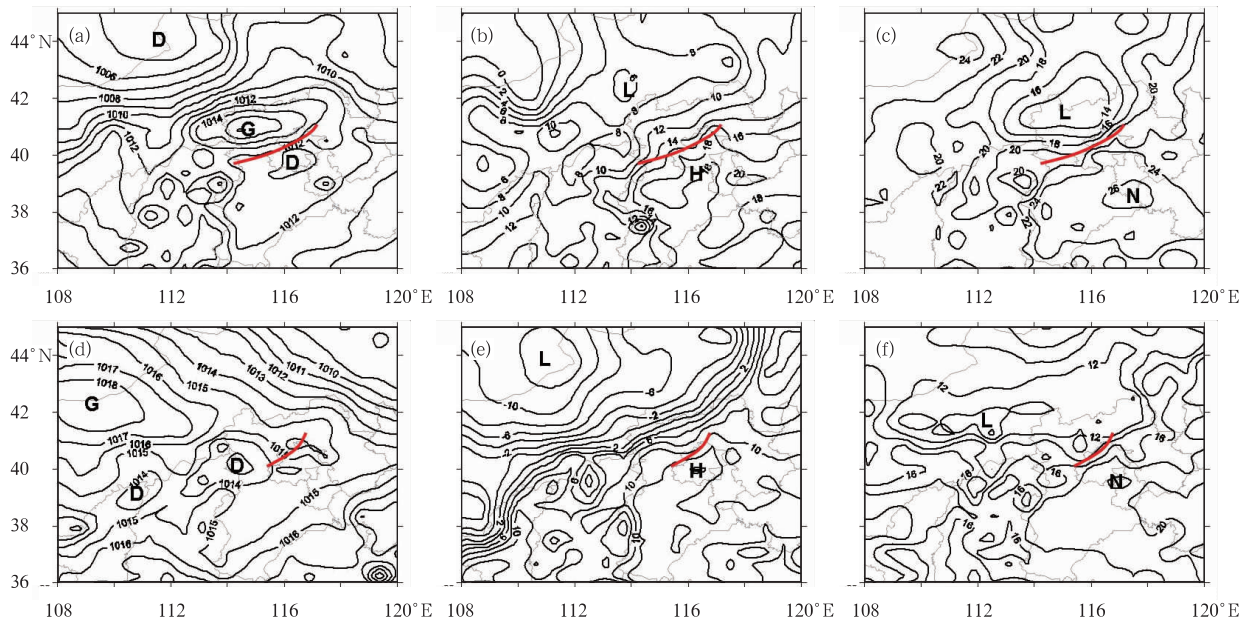


图 2 海平面气压(a,d)、露点(b,e)和温度(c,f)分布图
(a~c)2008 年 9 月 14 日 19 时;(d~f)2010 年 9 月 25 日 18 时(粗实线为地面风向明显改变线)
Fig. 2 Surface maps of sea level pressure (a,d), dew-point (b,e) and temperature (c,f) at
(a-c) 19:00 BT 14 September 2008, and (d-f) 18:00 BT 25 September 2010

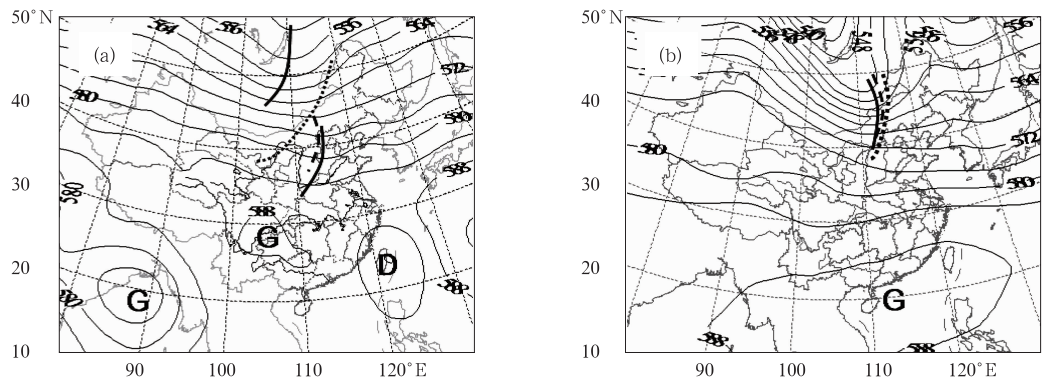


图 3 500 hPa 高度场(细线,单位: dagpm)和 850 hPa(点线)、700 hPa(断线)、500 hPa(实线)高空槽
(a)2008 年 9 月 14 日 20 时,(b)2010 年 9 月 25 日 14 时
Fig. 3 Heights at 500 hPa (thin line, unit: dagpm)
and troughs at 850 hPa (dash line), 700 hPa (broken line) and 500 hPa (thick line)
(a) 20:00 BT 14 September 2008, (b) 14:00 BT 25 September 2010

生比较强的上升运动。因此,单纯根据环流型和高空槽的配置还不能完全说明对流强弱的原因,需要作进一步的深入分析。

2 两次过程天气尺度物理条件差异分析

本节将对比分析两个过程对流区内表征热、动力条件的物理量分布特征。以下将 2008 年 9 月 14 日过程称为飑线过程,2010 年 9 月 25 日称为弱线

型对流过程。

2.1 对流区天气尺度垂直运动分布

天气尺度垂直运动的分布是动力强迫、稳定性等多种因素作用的综合体现,也是决定中尺度对流系统发生、发展的基本环境条件。从两个个例的气流和垂直速度的分布可以看到(图 4),强弱线型对流均产生在天气尺度上升区内,垂直速度的最大值出现在 700 hPa 附近,强度为 $-0.6 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。但是,在对流层中高层,两者还是有着明显的

差异。飊线个例上升运动伸展到 200 hPa 以上。而弱线型对流个例的上升支只存在于 500 hPa 以下,它与低层垂直分布的槽产生的天气尺度强迫有关。但是,在从 500 hPa 开始往上就是下沉区,而且气流平直、盛行西北风。因此,飊线过程天气尺度环境条件更有利于深对流的发展;而弱线型对流过程,对流层上层的下沉气流限制了对流云发展的高度。但是,天气尺度上升运动伸展的高度不是决定对流云

强弱的充分必要条件,因为不能完全排除浅薄低质心强对流发展的可能性。例如:2008 年 7 月 30 日傍晚的短时强降水就是由一个浅薄的强 β 中尺度系统产生的(廖晓农等,待发表)。

那么,导致垂直速度分布差异的主要原因是什么? 2010 年 9 月 25 日对流层低层的环境条件是否有利于浅薄强对流发展呢? 接下来本文将针对上述两个主要问题逐一进行分析。

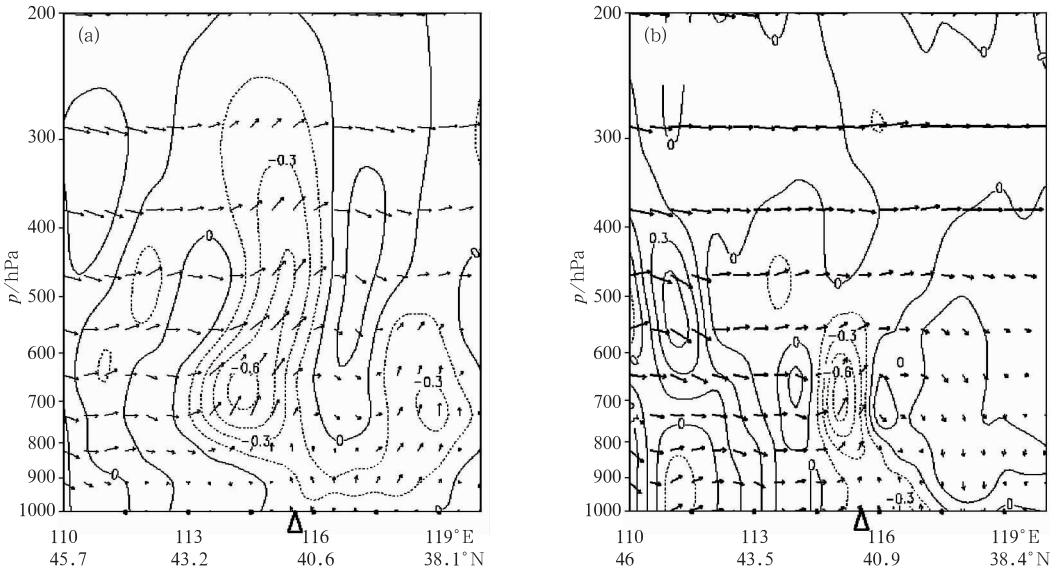


图 4 全风矢量和垂直速度(等值线)剖面图
(a)2008 年 9 月 14 日 20 时,(b)2010 年 9 月 25 日 14 时
(剖面沿垂直于线型回波移动的方向,(a)中△指示 20 时线型回波位置,(b)中△指示线型发展的位置)
Fig. 4 Cross sections of wind vector and vertical velocity
(a) 20:00 BT 14 September 2008, (b) 14:00 BT 25 September 2010
(Cross section is perpendicular to the direction of liner convection moving,
△ indicates the location of liner convection)

2.2 强弱线型对流发展区动力条件差异分析

2.2.1 对流层中上层的风场分布

从两个个例水平风的分布可以看到(图 5),弱线型对流产生时对流层中上层的环境风强于飊线过程。飊线个例,400 hPa 层面上在 35°和 45°N 以北分别有一个大风速带,40°N 附近的风速为 16~20 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在 110°~120°E 范围内,200 hPa 的急流轴位于 40°N 以南,对流区上空风速小于 40 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。而弱线型对流个例,400 hPa 上从贝加尔湖西面到华北平原有一个西北—东南走向的大风速带,对流区内的风速达到 24 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。200 hPa 层上,110°E 以西有两支风速超过 30 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风速带,一支是西北风,另一支是偏西风,它们在 110°E 以东

汇合形成高空急流。急流轴位于 40°N 附近,对流区上空的风速超过 50 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

上述分析表明,强弱线型对流产生时对流层上层风场的差别在于弱对流个例强北风带或偏西风带出现在对流层中层,它们将北方的冷空气带到 40°N 附近的对流区。由于冷空气的轨迹是下沉的,因此图 4b 中对流层中层以上的下沉区与这支强风带有关。所以,在其他条件相同的前提下,西风或西北风急流向下扩展的高度太低,可能是一个不利于强对流云发展的因素。

2.2.2 对流区内平均散度垂直分布

为了进一步分析导致两个过程垂直速度分布差异的原因,计算了对流区内平均散度(图 6)。飊线个例,08 时 500 hPa 以下为辐散层,400~100 hPa

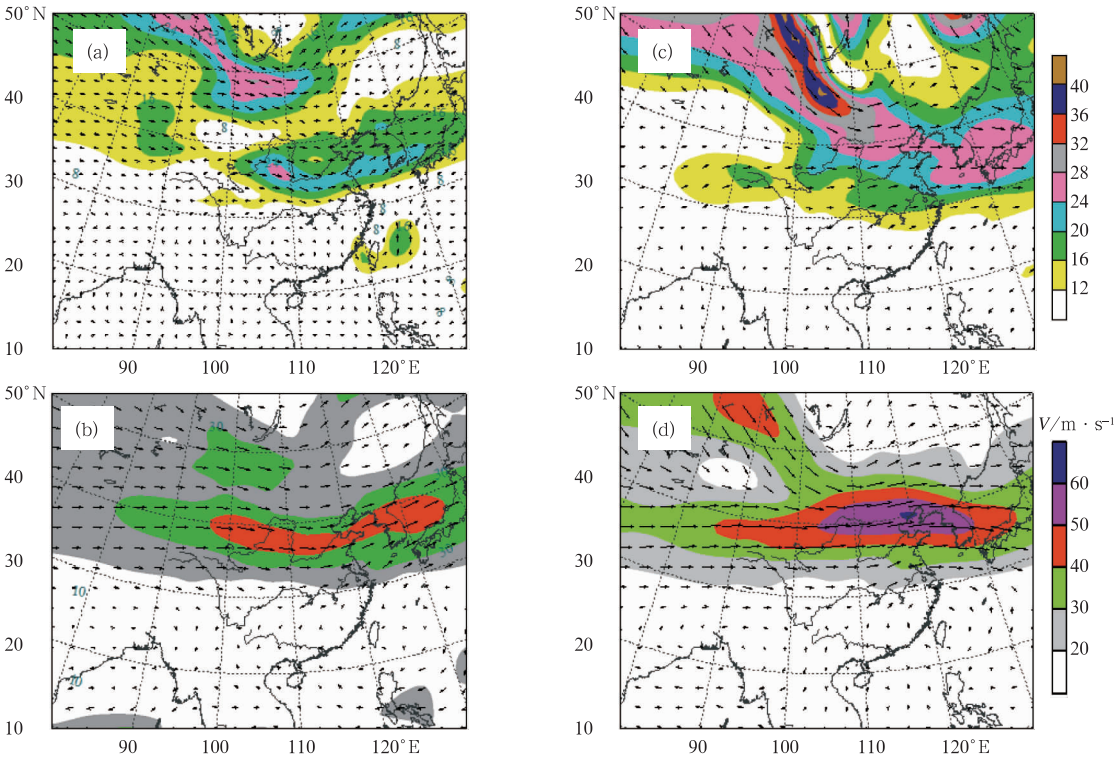


图 5 全风速和风向图 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
2008 年 9 月 14 日 20 时 400 hPa (a) 和 200 hPa (b),
2010 年 9 月 25 日 14 时 400 hPa (c) 和 200 hPa (d)
Fig. 5 Charts of wind speed (shade) and wind field (arrow) (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
20:00 BT 14 September 2008 at 400 hPa (a) and 200 hPa (b),
14:00 BT 25 September 2010 at 400 hPa (c) and 200 hPa (d)

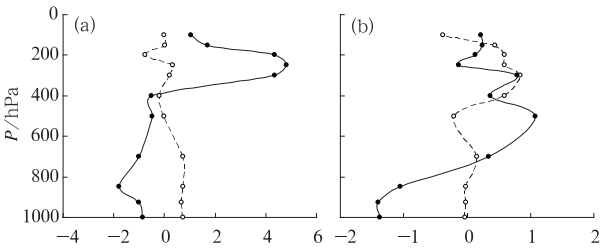


图 6 对流区内平均散度廓线 (单位: 10^{-5} s^{-1})
(a) 2008 年 9 月 14 日 08 时 (虚线) 和 20 时 (实线);
(b) 2010 年 9 月 25 日 08 时 (虚线) 和 14 时 (实线)
Fig. 6 Profiles of average divergence
in the convection area (unit: 10^{-5} s^{-1})
(a) 08:00 BT (dash line) and 20:00 BT (real line)
of 14 September 2008, (b) 08:00 BT (dash line)
and 14:00 BT (real line) of 25 September 2010

之间辐合、辐散交替出现。到 20 时, 400 hPa 以下为深厚的辐合层, 最强辐合出现在 850 hPa, 散度值为 $-1.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 400~100 hPa 是辐散层, 250 hPa 的散度达到 $4.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。高低空散度的这种配置非常有利于天气尺度上升运动的产生和加

强, 从而为强对流系统发展提供了较好背景条件。弱线型对流过程的散度垂直分布从 08—14 时也在向有利的方向转化, 到 14 时形成了低空辐合、高空辐散的配置。然而, 与飊线个例不同的是, 从 700 hPa 开始散度值就大于 0, 辐散层的下边界较低, 这可能与强西北风带或西风带侵入到对流层中层有关, 其结果是将天气尺度上升运动限制在较低的层次内。进一步说明对流层中层以下有较强冷空气侵入不利于对流旺盛发展。

2. 2. 3 水平风垂直切变

水平环境风垂直切变也是影响大尺度垂直运动的因素。通常认为, 0~3 km 或 0~6 km 水平风垂直切变大将有利于对流的发展。计算了 2008 年 9 月 14 日 20 时北京南郊观象台这两个层次内的风切变值分别为 6.5 和 14.3 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; 2010 年 9 月 25 日 14 时为 9.1 和 17.4 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 后者的环境条件似乎更有利于强对流的产生。然而, 观测事实并非如此。为了讨论其原因, 本文进一步计算了垂直方向上每相邻两个等压面之间的水平风垂直切变 (图 7)。可

以看到 500 hPa 以下两者差异不大,但是,在 500~250 hPa 层内,弱线型对流个例的水平风垂直切变迅速增大,从 400 hPa 开始切变就超过 $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$,在 250 hPa 高度上达到 $0.33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$;而飑线个例,上述层次内的切变也较对流层低层略大,但是始终保持在 $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 以下,到 200 hPa 才增至 $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 。造成上述差异的原因是弱线型对流产生时,从对流层中层开始高空风随高度明显增强。因此,从对流层中层开始水平风垂直切变就明显增大似乎是一个不利因素。因为在这种情况下有可能通过天气尺度系统与中尺度系统的相互作用,导致中尺度对流系统的流出层较低,影响对流云发展的旺盛程度。

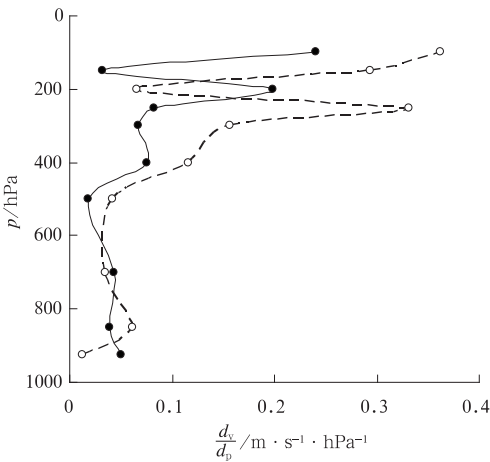


图 7 飑线(实线)和弱线型对流(虚线)
水平风垂直切变廓线

Fig. 7 Wind shear profiles of squall line (real line)
and weak linear convection (dash line)

从这两个个例的对比分析可以看到,华北秋季强弱对流产生时环境风切变的差异主要在对流层中层以上而不是在对流层下层,与 Mills 等(1998)的结论不同。此外,尽管王秀明等(2009)也认为 700~300 hPa 之间的风切变是决定风暴类型的重要因素,但是其统计结果表明,小单体发展时切变最大,超级单体次之,一般单体飑线最小,与本文的结果也不尽相同。上述结果说明,对流发展的环境条件具有地域性和季节性,简单地考察 6 km 以下的风切变还不足以帮助预报人员准确地判断对流的强弱,而应该分析整个对流层内切变的分布。

综上所述,由于弱线型对流发展时较强冷空气侵入到对流层中层附近,对流区上空 400 hPa 以上被强风带控制,导致下沉区和辐散区的下边界均位

于 400~500 hPa 之间、500 hPa 以上环境风切变很大,其结果是天气尺度上升运动不能向高层发展,无法为深对流发展提供有利的环境,这是弱线型对流个例与飑线个例最主要的动力条件差异。

2.3 强弱线型对流发展区热力条件差异分析

2.3.1 地面及对流层内的湿度分布

由于对流云中凝结物的多寡是决定反射率因子的因素之一,而凝结物的多少又与环境大气的绝对湿度有关。因此,即使在上升运动区较浅薄的情况下,如果对流层下层水汽充沛并能够抬升凝结,也会有低质心的、强对流云发展。

露点温度是一个表征大气中水汽含量的物理量。从两个个例地面露点分布可以看到(图 8),无论强弱线型对流均发生在地面露点温度相对较高的区域内。飑线个例对流区内的露点为 9~18℃(图 8a),北京地区有一个 16~18℃的湿舌。弱线型对流个例对流区内的露点为 7~13℃(图 8b),较飑线个例低,近地面层空气湿度较小。

为了进一步说明两个个例空气湿度分布的差异,计算了北京上空的比湿和饱和比湿(图 9)。可以看到对流发生、发展的水汽主要来自 700 hPa 以下,这也是两个个例湿度分布差别较大的层次。飑线个例地面附近的比湿为 $12.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,而弱线型对流个例仅 $7.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;在 925~850 hPa 层内,飑线个例的比湿比弱线型对流个例高 $2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右。因此,尽管弱线型对流个例的上升运动强度与飑线个例相当,但是由于环境大气的绝对含水量低,从而导致凝结量有限,这是无法形成低质心强回波的重要原因。

饱和比湿是空气达到饱和时的比湿,可以理解为大气在某种状态下对于水汽的承载能力。当外来空气的比湿大于环境饱和比湿时(如上升运动将低层的湿空气向上输送),就会出现超承载,使得水汽大量凝结。本文将饱和比湿等于地面附近比湿的高度到上升运动层顶之间定义为超承载层,可以看到飑线个例的超承载层厚度远远大于弱线型对流,而且在超承载层内上升气流的比湿与环境大气的饱和比湿差较大,因而水汽的凝结量大于弱线型对流个例,有利于形成强回波。因此,对流层低层水汽含量、水汽的垂直分布及其与上升运动的配置共同决定了 2010 年 9 月 25 日的对流云的强度不如飑线个例。

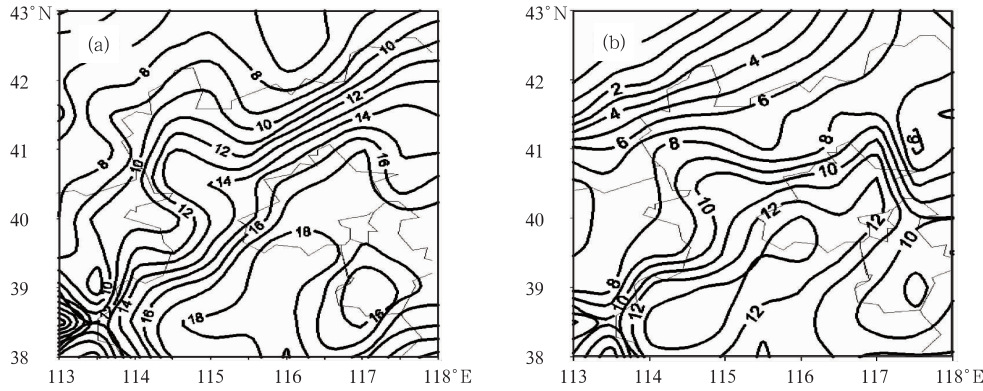


图 8 地面露点温度分布图
(a)2008 年 9 月 14 日 20 时, (b)2010 年 9 月 25 日 14 时
Fig. 8 Surface charts of dew point temperature at
(a) 20:00 BT 14 September 2008 and (b) 14:00 BT 25 September 2010

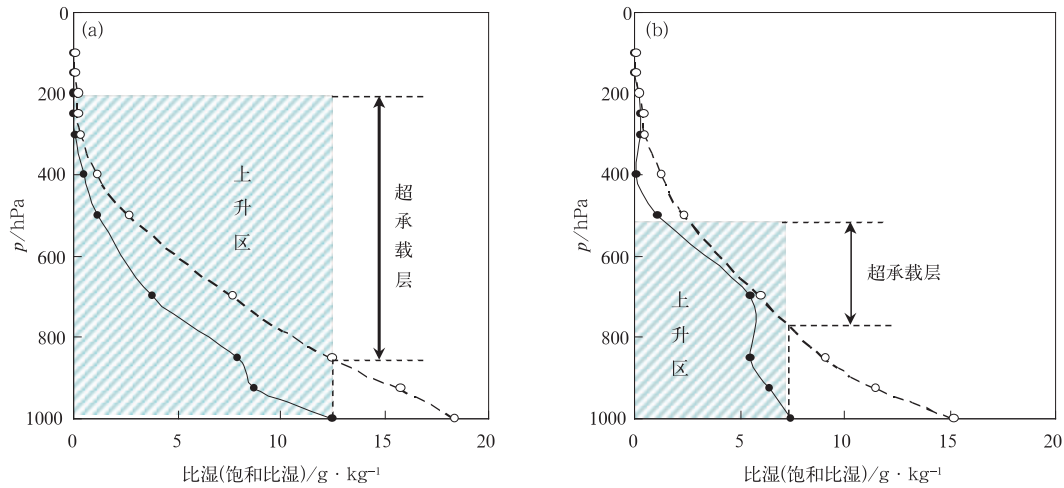


图 9 比湿(●)和饱和比湿(○)廓线
(a)2008 年 9 月 14 日 20 时(b)2010 年 9 月 25 日(阴影为上升区)
Fig. 9 Profiles of specific humidity (●) and saturated specific humidity (○) at
(a) 20:00 BT 14 September 2008 and (b) 14:00 BT 25 September 2010 (unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)
(Shade indicates the ascent area)

2.3.2 对流不稳定层垂直分布及其厚度

影响天气尺度垂直运动的另一个重要因素是环境大气的稳定度。飊线个例 20 时北京的 $CAPE$ 值 $1087 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 用 14 时地面观测对弱线型对流个例 08 时探空进行修整后计算得到 $CAPE$ 为 $68 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 明显低于飊线个例。此外, 还分析了两个个例临近时刻的假相当位温(图 10)。两类线型对流产生时近地面层的 θ_{sc} 水平分布类似, 假相当位温呈东北—西南走向的 Ω 型分布, 与地面露点分布类似, 对流发生在高能区中或能量锋区上。但是, 飊线产生在 θ_{sc} 为 $325 \sim 335 \text{ K}$ 的区域内, 而弱线型对流发展时假相当位温只有 $305 \sim 320 \text{ K}$, 这是由于弱线

型对流个例底层绝对湿度相对较小。从另一个侧面说明了底层大气的绝对湿度在决定对流强弱中的作用。值得注意, 弱线型对流个例 θ_{sc} 高值区的西北侧等值线很密集, 即锋区较强。

从 θ_{sc} 垂直分布可以看到, 飊线个例从地面到对流层高层有一个高能量柱, 为对流旺盛发展蓄积了能量。从气流分布可知, 上升运动也正是出现在这个高能量柱中。此外, 在 600 hPa 以下上升区内, θ_{sc} 随高度减小, 即存在对流不稳定层结。反观弱线型对流个例, θ_{sc} 的垂直分布有较大差异。一方面, 高能区范围小并且伸展的高度很低; 另一方面, 在对流区中相当厚的层次内环境大气接近对流中性。对流发

展的条件不如飚线个例。从上升运动和能量锋区的位置来看,锋区应该是除高空槽以外的另一个垂直运动的强迫机制。

上述分析表明,环境大气不稳定以及不稳定层

较厚与动力机制共同作用使得飚线个例的上升运动能够达到一定强度并伸展到较高的层次。而弱线型对流发展时,上升运动主要源于高空槽和对流层低层能量锋区的强迫,环境大气的稳定度贡献很小。

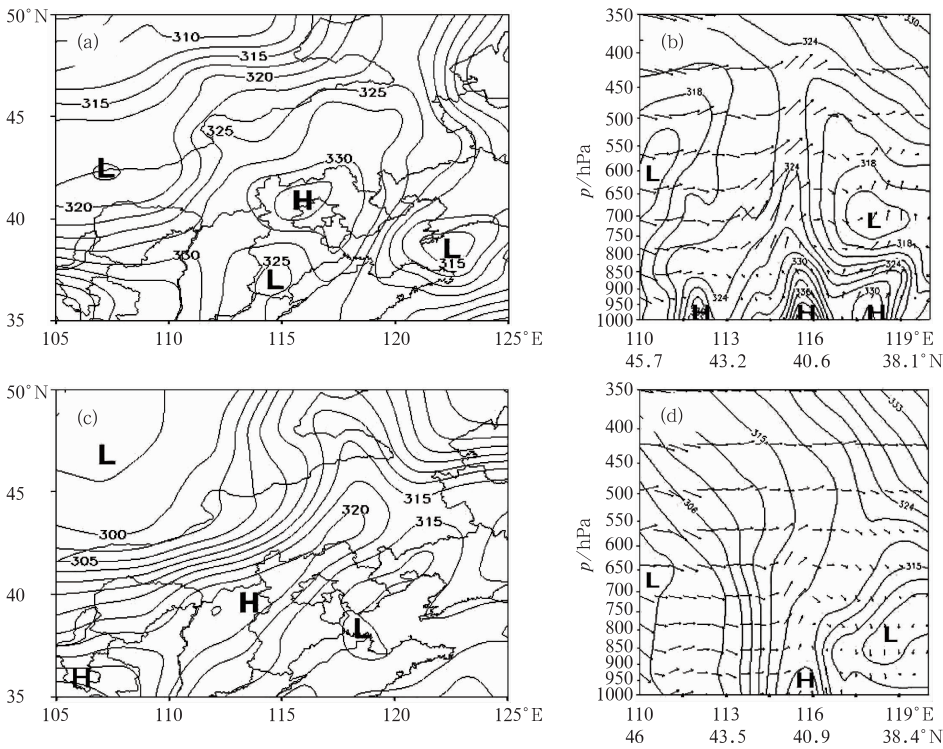


图 10 飚线和弱线型对流假相当位温分布图(单位:K)

(a)飚线过程 20 时 975 hPa θ_{se} 水平分布及(b) θ_{se} 和气流剖面,

(c)弱线型对过程 14 时 975 hPa θ_{se} 水平分布及(d) θ_{se} 和气流剖面(θ_{se} 单位:K)

Fig. 10 θ_{se} (unit: K) distributions of squall line and weak linear convection case

(a) 20:00 BT at 975 hPa of squall line case, and (b) cross sections of θ_{se} and stream;

(c) 14:00 BT at 975 hPa of weak linear case, and (d) cross sections of θ_{se} and stream

2.2.4 冷、暖空气活动

影响环境大气稳定度的另一个因素是温度。飚线个例对流区上空中下层是暖平流,暖空气活动最强的层次在 850~700 hPa,平流大小为 $(1\sim4)\times10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 11a)。500~400 hPa 温度平流很弱,接近 0,从 300 hPa 开始转为 $-4\times10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$,冷平流区控制(图 11b),250 hPa 冷空气最强。弱线型对过程暖平流主要分布在边界层内,层次较薄。850 hPa 暖平流值最大,达到 $3\times10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 11c)。从 700 hPa 开始,对流区内就是冷平流(图 11d)。冷空气活动在 400 hPa 最强,平流值达到 $-(9\sim6)\times10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ 。结合前面分析的湿度垂直分布可知,飚线产生时地面到 700 hPa 之间环境大气暖湿,500~400 hPa 是过渡层,400 hPa 以上

冷干,这种温湿分布在对流层中下层形成了不稳定的层结,使得 CAPE 达到 $1000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上。同时,上述分布也是图 10c 中对流层中层以下有高能舌的重要原因。而弱线型对流个例,只是边界层内相对暖湿,从 700 hPa 开始就有冷空气侵入,对于对流旺盛发展不利。

2.3 秋季强对流发展的环境条件综述和讨论

将本文强对流个例发展的天气尺度热动力环境概括为:强对流发展区从地面一直到对流层上层为上升运动,为中尺度对流系统的发展提供了有利的环境条件。上升运动的强迫机制来自近地面层风场和湿度场中的不连续线、高空槽以及低层辐合高层辐散的配置。400 hPa 是辐合与辐散的转换层,最

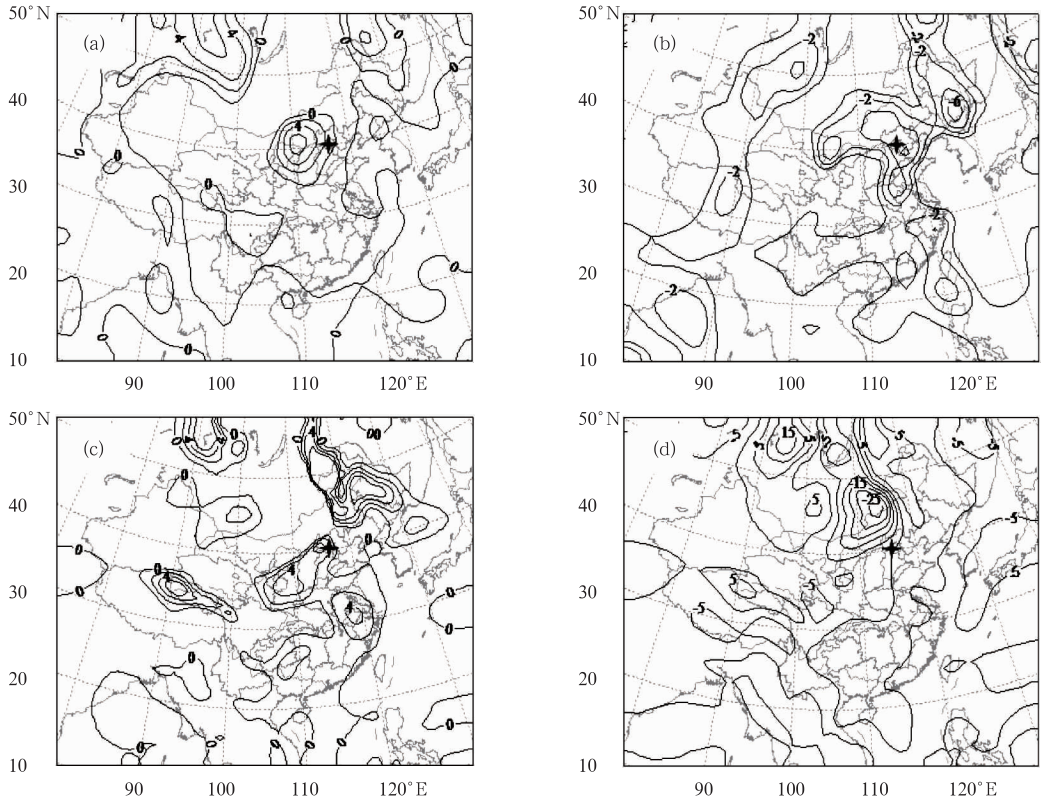


图 11 飑线和弱线性对流温度平流分布图

(a)2008 年 9 月 14 日 20 时 700 hPa(仅暖平流部分),(b)400 hPa(仅冷平流部分),
(c)2010 年 9 月 25 日 14 时 850 hPa(仅暖平流部分),(d)700 hPa(仅冷平流部分)
(单位: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$,+北京)

Fig. 11 Temperature advection distributions for squall line and weak linear convection case
(a) 700 hPa (positive only), (b) 400 hPa at 20:00 BT 14 September 2008 (negative only),
(c) 850 hPa (positive only), (d) 700 hPa at 14:00 BT 25 September 2010 (negative only)
(unit: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$, + indicates Beijing)

强辐散出现在 250 hPa 附近,而且辐散大于辐合,这是天气尺度上升运动能够伸展到对流层高层的重要原因。导致上升运动发展的热力条件是环境大气不稳定。这种不稳定源于下暖湿、上干冷的垂直分布。此外,对流层低层空气绝对湿度较大、不稳定层次较厚是产生强对流云的必要条件。

结合对比分析结果以及国内外已有研究成果(Mills et al, 1998; 丁一汇等, 1982; 扈中慈等, 1987)可知,秋季对流的确与夏季有些差别。根据文献,夏季的强对流发生时,700 hPa 也要有“较强”冷空气,而本文讨论的强对流个例产生在暖湿空气较深厚的环境中,当较强冷空气侵入到 700 hPa,对流较弱(弱对流个例),这体现了过渡季节雷暴发展的一个特点。因为,夏季对流层中下层的空气湿度、温度高,而且湿层较厚,强对流发展的湿度条件通常是具备的。即便是 700 hPa 有冷空气侵入,也可能产

生低质心的强对流云。然而,进入秋季以后,冷空气活动开始频繁,而且势力变强;与此同时,随着西南季风南撤,暖湿空气变弱,低层空气的绝对湿度减小、温度下降,不稳定能量明显低于夏季。此时,如果干冷空气侵入的层次较低,底层的湿度水平不足以支持发展低质心的浅薄强单体。因此,秋季对流强弱可能更依赖于对流层中下层暖湿分布而不是高空的冷空气。此外,文献(扈中慈等, 1987)指出,强对流产生时不稳定层至少到 400 hPa,本文的强对流个例只到 600 hPa,这可能是由夏、秋两个季节环境大气温湿分布不同导致的。所以,在过渡季节不能完全套用基于盛夏个例分析得到的预报指标。

3 结 论

本文分析了华北地区秋季两个产生在相似天气

背景下但强度不同的对流个例,目的是讨论决定过渡季节对流强弱的天气尺度环境条件究竟是什么?得到了以下结论:

(1)强弱对流发展时,天气尺度上升运动的强度和上升运动中心出现的高度相当,但是强对流个例的上升运动区一直伸展到 200 hPa,而弱对流个例从 500 hPa 开始往上就被下沉气流控制,因此前者更有利于深对流的发展。此外,弱对流发展时,对流层中下层空气的绝对湿度小。地面露点温度最大值 13°C (强对流个例为 18°C),边界层内的比湿仅 $5\sim 7\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,比强对流个例低 $2\sim 5\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,从而不能够支持浅薄的强对流云发展,这体现了秋季对流的特点。因此,天气尺度上升运动发展的高度以及对流层中下层大气的含水量是判断秋季对流强弱的重要依据。

(2)强对流个例深厚的天气尺度上升运动强迫机制来自底层的辐合线、露点锋和高空槽,而且中心位于 250 hPa 附近强辐散叠置在厚度为 400 hPa 的辐合区上空有利于上升运动的加强和向对流层上层伸展。而弱对流个例,尽管强迫机制与强对流个例基本相同,但是由于冷空气侵入到了对流层中层以下,它造成的下沉运动将上升区压制在低层。而且,散度的垂直分布表明,仅在对流层下层有辐合,从 700 hPa 开始到 300 hPa 是深厚的辐散层,最强辐散出现在 500 hPa 附近。这种配置决定了上升运动只能存在于对流层中下层。因此,冷空气侵入的层次太低是导致对流较弱的重要原因。此外,强弱对流个例水平风垂直切变在对流层中下层差别不大,对流层高层以上弱对流个例的切变明显强于强对流个例,较强的水平风垂直切变出现在对流层中层附近也是一个影响对流强弱的因素,与王秀明(2009)模拟的结果和 Mills(1998)的判据不同。

(3)强弱对流温、湿条件差异则主要在对流层中下层,与 Mills(1998)的结论一致。强对流产生在不稳定的环境中,CAPE 达到 $1087\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。暖湿层伸展到 700 hPa,而且在对流区上空,从地面一直到对流层高层是能量的聚集区,600 hPa 以下有深厚的不稳定层,它们为垂直运动发展提供了条件。而弱线型对流个例的 CAPE 仅 $68\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,只有边界

层内具有暖湿和不稳定的特征,冷暖平流的转换层在 700 hPa,这是冷空气侵入的结果。上述分析结果说明,进入秋季后,由于对流层低层环境大气绝对湿度降低,如果干冷空气侵入到对流层中层或以下,就会导致暖湿层较薄,反而不利于强对流发展,这一点不同于夏季(丁一汇等,1982;扈中慈等,1987)。因此,诊断对流强弱的因子及阈值应随季节调整。

本文通过对比分析总结了华北地区秋季影响对流强弱的天气尺度环境条件。考虑到研究中使用的探空及 NCEP 再分析资料的分辨率,选择了尺度相对较大的线型对流作为研究对象,得到的结论仅限于秋季对流强弱的判定,而不能完全反映飚线的发展条件。因为线型对流的发生、发展是一个复杂的问题,天气尺度背景条件可能只是决定其强弱的一部分,还应该中有尺度机制以及不同尺度系统之间的相互作用等。究竟哪个因子起着决定性作用目前尚无定论,仍需进一步研究。另外,本文的结论基于两个个例分析得到,其普适性需更多的个例来验证。

参考文献

- 丁一汇,李鸿洲,章名利,等. 1982. 我国飚线发生条件的研究. 大气科学, 6(1): 18-27.
- 扈忠慈,陆长荣,白乃英,等. 1987. 华北平原飚线与一般对流活动发生条件的对比分析. 气象, 13(8): 8-13.
- 井喜,高青云,杨静,等. 2011. 两个不同降水量级的 MCC 对比分析. 高原气象, 34(2): 328-338.
- 李武阶,李俊,石燕,等. 2008. 梅雨期武汉两次暴雨“配料”特征的对比分析. 暴雨灾害, 27(4): 313-319.
- 廖晓农,倪允琪,徐文慧,等. 一次伴有浅薄对流引发强降水的 β 中尺度强对流系统的三维结构与机理分析, I: 三维热动力结构. (待发表)
- 曲晓波,王捷捷,杨晓霞,等. 2010. 2009 年 6 月淮河中下游三次飚线过程的对比分析. 气象, 36(7): 151-159.
- 孙兴池. 1997. 降雪与不降雪冷涡的对比分析. 气象, 23(4): 31-35.
- 王秀明,钟青. 2009. 环境与强对流(雹)云相互作用的个例模拟. 高原气象, 28(2): 366-373.
- 袁子鹏,王瀛,崔胜权,等. 2011. 一次中纬度飚线的阵风锋发展特征分析. 气象, 37(7): 814-820.
- Mills G, Colquhoun J R. 1998. Objective prediction of severe thunderstorm environments: Preliminary results linking a decision tree with an operational regional NWP model. Wea Forecasting, 13: 1078-1092.