

孙继松, 何娜, 郭锐, 等. 2013. 多单体雷暴的形变与列车效应传播机制 [J]. 大气科学, 37 (1): 137–148, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12015. Sun Jisong, He Na, Guo Rui, et al. 2013. The configuration change and train effect mechanism of multi-cell storms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (1): 137–148.

多单体雷暴的形变与列车效应传播机制

孙继松^{1,2} 何娜² 郭锐² 陈明轩¹

1 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089

2 北京市气象台, 北京 100089

摘 要 本文利用变分多普勒雷达分析系统 (Variational Doppler Radar Analysis System, 简称 VDRAS) 基础上构建的四维变分 (4 Dimensional Variational assimilation, 简称 4DVar) 低层热、动力反演系统, 针对发生在北京地区的几次多单体雷暴系统演变过程, 研究了线性多单体对流系统传播过程中发生的形变过程、强弱变化和“列车效应”等现象的物理机制。结果表明: (1) 对于雷暴单体的传播方向与雨带的移动方向基本一致的多单体雷暴系统 (如飑线系统), 单体的传播速度不同最终造成多单体雷暴在形态上发生变化 (如由直线形回波演变为“弓”形回波等), 以及雷暴单体传播过程中的强弱变化等, 是雷暴单体传播过程与低层环境大气相互作用的结果: 如果雷暴前端的入流本身是暖湿的, 并存在较强的水汽辐合现象时, 雷暴单体发展更旺盛, 传播速度更快, 反之则趋于减弱, 传播速度减慢。因此, 对飑线系统的临近预报而言, 需要特别关注多单体雷暴系统传播方向与近地面层中尺度水汽通量辐合带的交叉区域, 该区域的雷暴单体“移动”速度更快、发展更为强烈。(2) 对于“列车效应”多单体雷暴而言, 其传播环境、传播机制与上述多单体雷暴系统几乎完全不同: “列车效应”一般发生在低空暖湿气流或低空急流附近, 环境大气表现为条件性静力不稳定。雷暴单体的传播机制可能是惯性重力波的激发、传播的结果, 由于西南暖湿气流或急流是一支暖湿气流输送带, 惯性重力波由假相当位温 θ_{se} 的高值区向低值区传播, 重力波将从背景场中不断获得能量而发展。因此, 雷暴传播过程中不断增强的现象造成波动排列的多单体雷暴形成的最大降水中心往往出现在波列的前端。

关键词 多单体雷暴 传播 形变 列车效应 惯性重力波

文章编号 1006-9895(2013)01-0137-12

中图分类号 P446

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12015

The Configuration Change and Train Effect Mechanism of Multi-Cell Storms

SUN Jisong^{1,2}, HE Na², GUO Rui², and CHEN Mingxuan¹

¹ Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089

² Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089

Abstract Several multi-cell storm systems occurring in the Beijing area have been investigated by using the low-level thermal and dynamical retrieval system of four-dimensional variational assimilation (4DVar) based on the Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS). This paper examines the physical mechanism of configuration processes, intensity changes, and train-effect phenomena that occur during the transmission of linear multi-cell storms. The following results are reported: (1) In a multi-cell storm system in which the transmission direction of the cells is

收稿日期 2012-02-28, 2012-05-14 收修定稿

资助项目 国家科技支撑计划项目 2008BAC37B01, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200906011, 北京市科技计划项目——极端天气事件对城市安全运行的影响评估系统研究, 中国气象局“全国强对流预报创新团队”项目

作者简介 孙继松, 男, 1965 年出生, 研究员, 研究方向: 中尺度天气学、城市气象学。E-mail: sunjs_0314@sina.com

constant with a convective band such as a squall line, the configuration changes such that linear reflectivity becomes arched, and intensity changes of the cells are related to interaction of cells' transmitting process and environmental low-level air flow. If the frontal inflow is a warm and moist air stream, and stronger vapor convergence is present, the cell flourishes more easily and transmits faster; otherwise, the cell weakens and transmits slowly. Therefore, in squall-line system nowcasting, the intersection of the multi-cell transmitting direction and the environmental vapor convergent line should be closely followed because the cell will travel faster, and the most severe effects of convection will occur. (2) In a multi-cell system that shows characteristics of a train effect, the cell's transmitting feature and developing environment differ almost completely from those of the multi-cell previously mentioned. Train-effect phenomena generally occur in low-level warm and moist air streams or neighboring low-level jets in unstable ambient atmospheric conditions. The transmitting mechanism of the storm cell can be connected with the propagation and stimulation of an inertial gravity wave such that the warm and moist air stream or low-level jet is a transmitting band for warm vapor advection. When inertial gravity wave propagates from high to low θ_{se} , the wave receives energy from the ambient atmosphere and develops constantly. Therefore, during storm cell transmission, cells gradually enhance and become arranged in a row to produce the torrential rain center in the leading end of the wave train.

Keywords Multi-cell storm, Transmission, Configuration change, Train effect, Inertial gravity wave

1 引言

雷暴系统是夏季强降水过程中比较常见的、典型的中尺度天气系统。根据雷暴的生成和发展机制、生命史和降水强度, Fovell and Ogura (1988) 将它们分为三类: (1) 短生命周期的单体雷暴; (2) 持久并离散传播的多单体雷暴; (3) 持久并连续移动的超级风暴单体。其中, 第二种类型在夏季强对流天气过程比较常见, 其特点是持续时间比较长, 降水带(强降水或冰雹)呈线状或不规则分布。这类多单体雷暴系统按照其移动或传播特点大体上还可以分为两种: (I) 对流系统中的多单体整体向下游传播, 雷暴单体的传播方向与雨带的移动方向角度很小或者基本一致; (II) 在对流雨带中, 有相对独立的多个对流单体沿着雨带传播, 雨带呈准静止状态。第 I 类多单体风暴多数表现为快速移动的飏线系统, 尽管对流活动比较剧烈, 如出现冰雹、雷暴大风或短时强降水等强对流现象, 但是, 对雨带经过的某一位置而言, 多数情况下只有一个单体经过, 影响时间取决于单体的传播速度, 一般而言难以出现暴雨; 而第二种多单体对流系统, 雨带就像一列沿铁路线缓慢移动的火车, 对流单体犹如一辆辆不同的车厢依次经过某一固定地点, 间歇性的短时强降水最终造成局地大暴雨或特大暴雨, 预报员将这种现象形象地称之为“列车效应”(冯建明等, 2010; 冯晋勤等, 2008; 何群英等, 2009), 这种多单体雷暴在暖切变区一侧或低空急流等天气系统引发的对流性暴雨过程中比较常见(杨春等, 2009; Sun et al., 2006; 廖移山等, 2010)。事实上,

由于雷暴触发、发展、维持机制的不同, 真实大气中所发生的雷暴系统比上述所列举的类型更为多样, 例如, 持久而不移动的对流性暴雨云团(孙继松和杨波, 2008)也是一类比较多见的雷暴系统。

对线状分布的多单体雷暴新生、传播和发展等物理过程的研究, 是临近预报技术的基础性科学问题, 仍然存在着大量问题有待研究。本文主要分析以下三个问题: (1) 在多单体雷暴中, 为什么有些单体在传播过程中会突然增强或者迅速减弱? (2) 多单体雷暴传播过程中, 雨带的形态为什么会发生变化? 例如, 直线排列的多单体演变为弓状排列的多单体。(3) 快速移动的多单体飏线系统和沿雨带传播的多单体系统(列车效应)在环境上和机制上有什么不同?

2 研究背景

对于第 I 类多单体雷暴(快速移动的飏线系统)而言, 面临的主要问题是: (1) 线状对流系统前部的多个新生单体是如何产生的? (2) 多个新生单体产生以后如何发展?

Thrope and Miller (1978) 认为新生单体主要是由于对流系统前沿的辐合引起的, 而这种辐合是由于先前对流系统的下击气流造成的。Fovell 等(Fovell and Ogura, 1988; Fovell and Tan, 1998; Lin et al., 1998)则认为, 新生对流是由于初始对流产生的降水造成的冷池或密度流向外扩展的结果, 冷池或密度流造成阵风锋前沿上升运动(GFU)而激发新单体。上述两种观点本质上并不冲突, 前者强调了初始单体的出流造成的辐合作用, 而后者则强

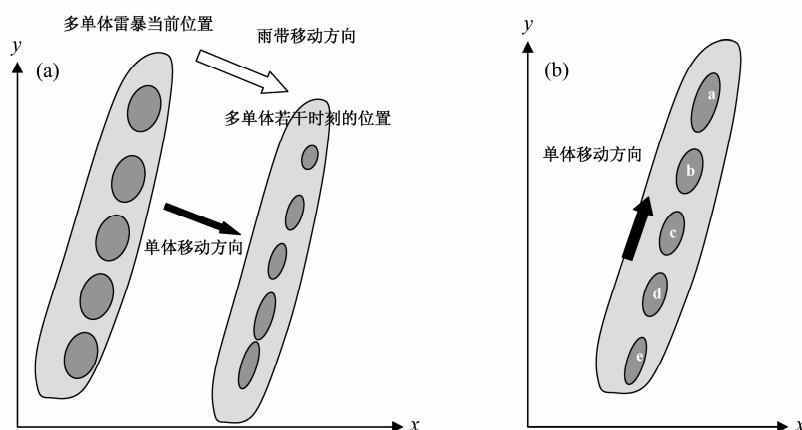


图1 (a) 第I类(快速移动的多单体系统)与(b)第II类(多单体造成的列车效应)多单体雷暴传播示意图

Fig. 1 Sketch map of two kinds of multi-cell storm transmitting: (a) Fast-movement multi-cell such as squall line; (b) train effect caused by multi-cell storm

调了对流系统前沿的新生单体产生的热动力学综合因素。

最近, 鲍旭炜和谈哲敏(2010)用一个二维模式讨论了线状对流中单体的新生、发展和传播的两种不同机制, 第一种机制就是 Fovell and Tan (1998) 和 Lin et al. (1998) 所讨论的机制: 主体对流形成的冷池边缘出现强烈的阵风锋上升运动(GFU), 其前侧的不饱和暖湿气流的流入加强了 GFU, 这种抬升作用下, 气流变为饱和并产生新的对流, 这样进一步加强了冷池强度, 同时由于阵风锋移动速度快于环境风速, 导致 GFU 向冷池倾斜而出现两个对流中心并被两者之间的下沉补偿气流分割出一个全新的单体, 同时阻止了对流体前部的暖湿气流进入原来的对流单体而造成“老单体”减弱, 这样原来的单体逐渐死亡、新单体逐渐发展并替代原来单体, 这种“新陈代谢”过程的循环便形成了线状对流中多单体的快速传播过程; 而在第二种机制中, GFU 较弱, 新对流单体是由原主体对流前部激发的上升运动而形成的, 新单体由于得到了暖湿气流的流入而迅速发展, 同时阻断了原单体的暖湿入流, 因此, 新单体取代“老单体”而成为对流的主体。这两种机制造成的雷暴传播的“视觉效果”并没有明显差异, 即对流系统中的多单体整体向下游传播, 多单体的传播造成雨带快速移动(如图 1a)。

上述研究基本解释了多单体的新生和传播问题, 但是在实际天气发生过程中, 雨带中的多个单体雷暴并不总是以相同的强度向前传播的, 有些单体在传播过程中可能突然增强, 某些单体可能会迅速减弱, 传播速度上也会表现出明显差异, 这两种差异将造成多单体雨带的整体形态发生变化, 如

由直线型线状分布的多单体演变为弓形或钩状分布, 也就是说, 在多单体雷暴中决定单体传播过程中是否发展或减弱、传播速度的主要机制、传播环境依然没有得到很好的解决。而天气实践表明, 对流带形态的变化往往与对流天气现象的剧烈变化存在密切的联系(俞小鼎等, 2008; 慕熙昱等, 2007), 例如, 由一般性雷暴天气发展为龙卷、大冰雹等重大灾害性天气事件等。

对于第 II 类多单体雷暴而言, 上述机制是无法解释“列车效应”的传播过程的。如图 1, 列车效应的单体是沿雨带传播的, 一个一个对流单体依次通过某一固定地点, 那么, 它们的传播机制又是什么?

3 VDRAS 简介

本文所采用的分析系统是在引进变分多普勒雷达分析系统(Variational Doppler Radar Analysis System, 简称 VDRAS) 框架的基础上, 建立的基于雷达资料的四维变分(Four-Dimensional Variational assimilation, 简称 4DVar) 低层热、动力反演系统, 其核心技术是基于三维云尺度数值模式及其伴随模式的雷达资料四维变分同化, 其详细技术方案参见 Sun and Crook (1997, 2001) 的工作, 这里仅做简单介绍。

三维云尺度数值模式的大气运动方程采用滞弹性近似, 包含三维动量方程(预报变量为三维风场)、热力学方程、雨水方程和总水方程, 预报变量包括液态水位温、雨水混合比和总水混合比, 其中, 液态水位温作为热动力变量, 而水气混合比、云水混合比、扰动温度和扰动气压预报变量通过诊

断得到;微物理过程采用 Kessler 暖云参数化方案,扩散系数不考虑地表通量的处理。

基于雷达的 4DVar 技术使用了一个简化的三维云尺度数值模式来构造切线伴随模式,其代价函数 J 为

$$J = (x_0 - x_b)^T B^{-1} (x_0 - x_b) + \sum_{s,t} [\eta_v (F(v_r) - v_r^0)^2 + \eta_z (F(Z) - Z^0)^2] + J_p, \quad (1)$$

其中,上标或下标 0 对应于观测量, b 对应模式量,下标 r 对应于雷达径向因子, T 是时间算子, B 是空间算子, v_r^0 、 Z^0 表示雷达观测的径向速度和反射率因子, v_r 、 Z 表示与它们相对应的模式变量, F 表示从模式格点到雷达资料点的变量转换函数, η_v 、 η_z 分别代表径向速度和反射率因子的权重系数, s 、 t 分别代表同化窗的空间域、时间域。(1) 式右边的第一项代表模式场 (x_b) 与背景场 (x_0) 之间偏差,第二项代表了模式变量与雷达观测之间的偏差,而第三项 (J_p) 是强迫约束平滑项。

模式三维风场 (u , v , w) 到径向速度 v_r 的转换算子可以由下式得到:

$$v_r = \frac{x - x_r}{r} u + \frac{y - y_r}{r} v + \frac{z - z_r}{r} (w - V_T), \quad (2)$$

其中,分母 r 表示雷达资料点到模式格点之间的距离,

V_T 表示雨滴降落到地面之前的末端速度,主要用来表征降水对垂直上升的拖曳作用。

模式雨水混合比 (q_r) 到反射率因子 Z 的转换算子由以下公式得到:

$$Z = 43.1 + 17.5 \log_{10}(\rho q_r), \quad (3)$$

其中, ρ 为空气密度。

在本文中, VDRAS 的中尺度初猜场是由一个基于三维变分 (3DVar) 的 WRF 模式 3 h 快速更新循环数值预报业务系统 (BJ-RUC) 提供的。使用的其他数据包括: (1) 京津冀地区 6 部雷达的同步观测资料,其中有 4 部 S 波段雷达 (北京、天津、石家庄和秦皇岛,分别记为 BJRS、TJRS、SJZRS、QHRS)、2 部 C 波段雷达 (张北和承德,分别记为 ZBRC、CDRC),雷达站位置如图 2; (2) VDRAS 模式区域中的 53 个自动站 (标准观测站) 的 5 min 观测资料,包括风场、气压、温度和湿度。

VDRAS 系统设置以快速更新循环的方式运行 (图 3), 每 12 min 一次热启动, 每 12 h 一次冷启动; 同化窗设置为 370 s (6 min + 10 s), 包含每个雷达在 VCP21 模式下的 2 组体扫资料 (实际工作中,有一些体扫资料间隔大于 6 min); 为减少 4DVar 运算量,在业务运行过程中仅打开了暖雨微物理参数化方案中的雨水蒸发和降水处理过程的开关; 模式顶设置为 5.4375 km, 并且仅对 2.5 km 以下资料进行同化, 2.5 km 以上被作为模式顶海绵边界层处

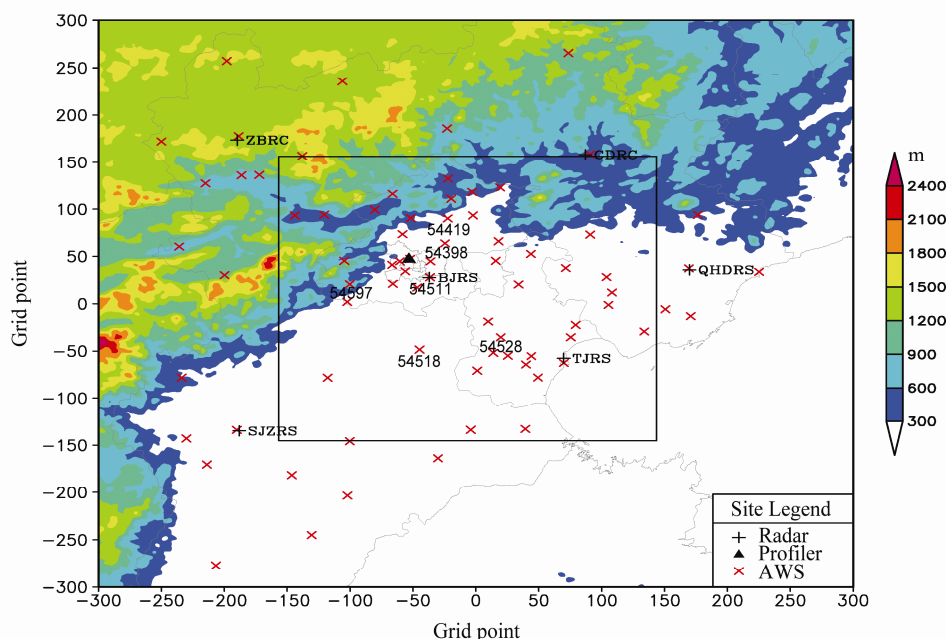


图 2 京津冀地区的地形分布、雷达站 (+)、风廓线仪 (▲)、主要自动站 (x) 和 VDRAS 模式区域 (矩形)

Fig. 2 Topographic distribution of the radar sites (+), automatic weather stations (x), and the VDRAS model domain (rectangle). Terrain heights are shaded by color

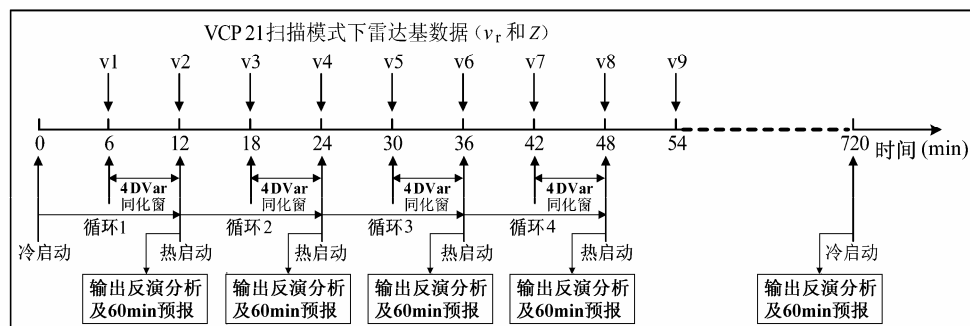


图3 热动力反演系统运行流程图。v1~v9 表示同化的雷达体扫资料, 时间轴 (单位: min) 表示每个雷达体扫的结束时间

Fig. 3 Illustration of the VDRAS 4DVar assimilation cycles. The labels v1~v9 represent the input radar volume-scanning data to be assimilated; the time (units: min) illustrate the end time of each radar volume-scanning

理。

对于冷启动, 首先读取 BJ-RUC 的模式结果, 利用距离权重差值法得到 VDRAS 模式范围内 25 km 间隔的探空廓线, 再经过 Barnes 插值法得到初猜场。对于热启动, 利用上一个循环的 6 min 预报作为下一个循环的初猜场。然后, 利用初猜场与经过 Barnes 插值法得到的雷达反演风场进行融合, 得到高空分析场; 地面分析场由地面自动站网观测资料进行 Barnes 插值法得到。最后, 利用垂直最小二乘拟合法和距离权重修正法对高空分析场和地面分析场进行合成, 最终得到中尺度分析场。

Sun et al. (2010)、陈明轩等 (2010) 利用北京地区风廓线探测资料、稠密的地面自动站资料和微波辐射计资料对该分析系统进行了气温、水汽和风场的水平和垂直廓线对比检验, 证明了该分析系统的可靠性, 并对北京地区的雷暴系统的新生、演变机制进行了初步研究。

4 线状对流系统的形变与多单体的发展或减弱

在本节, 我们主要讨论在线状多单体对流系统中为什么有些雷暴单体在传播的过程中强烈发展而有些单体却减弱? 多雷暴单体的传播速度为什么有时会表现出明显的差异而造成对流雨带发生形态变化?

图4为本节讨论的两次线状多单体深对流过程 (2009年8月1日、2009年7月23日, 协调世界时 UTC, 下同) 发生前对应的 500 hPa、850 hPa 天气图。尽管两次天气过程在天气系统的空间配置、层结不稳定程度、低空垂直切变和水汽垂直分布等对流环境上存在明显差异, 但是可以看到, 对流的

触发均与天气尺度或次天气尺度系统的强迫抬升有关。

图5是北京地区2009年8月1日傍晚发生的多单体雷暴系统的雷达观测: 08时54分的对流带上, 在北京的西北部存在一个凹型区域 (白色箭头所指); 此后, 该区域的对流单体传播速度明显加快, 1 h后 (09:54) 凹型区域基本消失, 整个对流带基本变为直线分布, 而且在该区域前部出现了垂直于主对流带的新生单体; 10时42分, 该新生单体完全融入主回波带, 并形成整条回波带中最强的对流单体。也就是说, 该区域的对流单体的传播速度明显快于其它对流单体并强烈发展, 造成多单体雷暴的形态由“S”型逐渐演变为直线型, 而对流带中南部的对流多单体 (黄色箭头所指) 在向前传播的过程中, 强度缓慢减弱或变化不大。

从 VDRAS 反演的近地面层热动力分析场可以看到 (图6), 多单体雷暴的主体位于扰动温度梯度偏向冷池一侧, 并沿着雷暴出流边界与环境风场形成的阵风锋方向传播, 出流边界上的风场辐合线也正好对应于冷池与环境场暖池之间构成的强温度梯度区, 新的单体在该区域生成、发展并逐渐取代老单体, 形成传播现象 (Fovell et al., 1998; Lin et al., 1998; 鲍旭炜等, 2010; Sun et al., 2010; 陈明轩等, 2011)。

为什么在图5中白色箭头所指的区域, 雷暴单体能够以比其它单体更快的速度传播并强烈发展? 从图6可以看到, 上述区域正好位于扰动温度梯度的突出部 (蓝色箭头), 表明该区域的水平扰动温度梯度更强; 暖池内的东南气流是一支由渤海湾南侧伸向北京东部的中尺度暖湿辐合带 (图7中的红色箭头), 对流回波带中的水汽通量散度 (图7

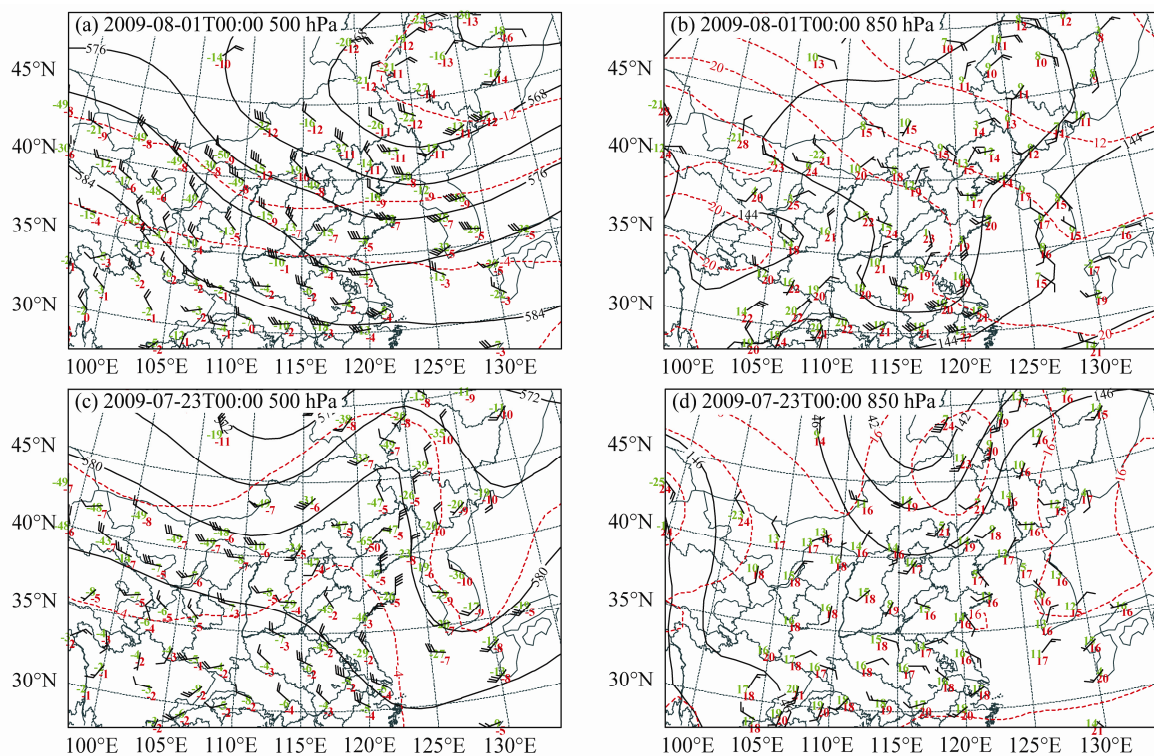


图 4 (a, c) 500 hPa 和 (b, d) 850 hPa 天气图: (a, b) 2009 年 8 月 1 日 00:00; (c, d) 2009 年 7 月 23 日 00:00

Fig. 4 The synoptic charts at (a, c) 500 hPa and (b, d) 850 hPa at (a, b) 0000 UTC 1 Aug 2009 and (c, d) 0000 UTC 23 Jul 2009

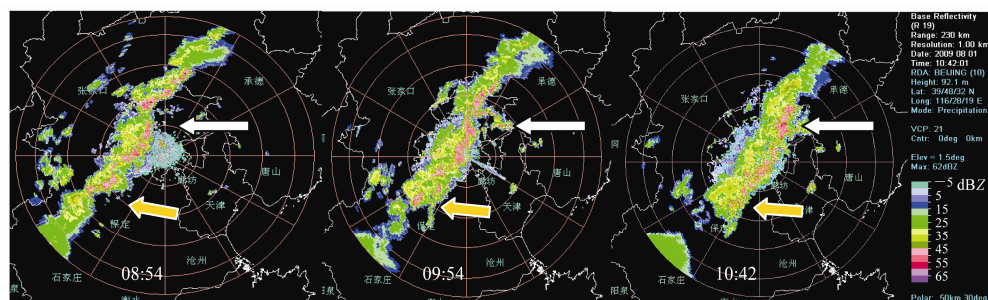


图 5 2009 年 8 月 1 日影响北京地区的多单体飑线系统的雷达观测 (北京 SA 雷达, 仰角 0.5°, 水平分辨率 1 km, 探测距离 230 km, 下同)

Fig. 5 The radar reflectivities of multi-cell squall line occurring in Beijing from 0854 UTC to 1042 UTC on 1 Aug 2009 (SA radar at Beijing, elevation: 0.5°, resolution: 1 km, range: 230 km, the same below)

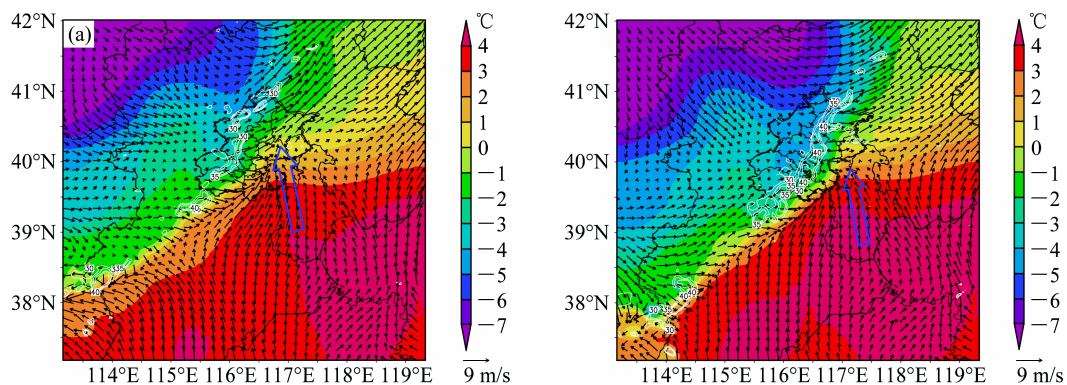


图 6 VDRAS 反演的近地面 (187.5 m 高度, 下同) 扰动温度、水平风场、回波强度 (白色等值线, 间隔: 5 dBZ): (a) 08:53; (b) 10:05。箭头所指为强扰动温度梯度方向, 由暖区指向冷区

Fig. 6 Retrieved low-level perturbation temperature and horizontal wind at 187.5-m height and reflectivity (white isoline, interval: 5 dBZ) at (a) 0853 UTC and (b) 1005 UTC on 1 Aug 2009. The arrow shows the gradient direction of perturbation temperature

中的绿色断线所示)存在辐散(暖色)—辐合(冷色)交替出现的若干“散度对”,对同一时刻的雷达回波的垂直剖面进行对比可以看到(图略),每一个“散度对”对应着一个对流单体。也就是说西南—东北方向传播的多单体雷暴系统与东南—西北分布的水汽通量辐合带的交叉区域更有利于雷暴单体的新生,由于该处暖湿水汽供应充足,造成新生雷暴强烈发展并迅速取代“老单体”,因此,从现象上来看,原来落后的雷暴单体“移动”更快、发展更为旺盛;与此相反,线状对流的中南部雷暴单体前部的近地面层是水汽辐散区,因此,雷暴单体在向东传播的过程中,新生单体的发展速度相对缓慢,近地面层水汽入流不足而出现逐渐减弱现象。

通过对 2009 年北京地区发生的六次多单体雷暴传播过程的分析(图略)表明,多单体雷暴在传播过程中,雷暴单体与环境大气之间的相互作用造成传播过程中强度、速度上的差异是一种普遍现象,也就是说,这种机制具有普遍的临近预报意义。

图 8a, b 是 2009 年 7 月 23 日发生的直线型多单体对流演变为“弓”形多单体对流过程的雷达观测,图 8c, d 是对应的约 1 h 前的近地面层(187.5 m)水汽通量散度,绿色断线为对应时刻的强回波轴的位置、形态。可以看到,这条回波带在 7 时之前基本上呈直线传播,在多单体的传播路径上,存在一支狭窄且强烈辐合的东南水汽带指向北京中部(绿色箭头),这支暖湿气流的水汽辐合强度虽然有所变化,但是维持的时间较长,08:05 时回波的形态开始演变为“弓”形;此后,回波“弓”形的弧度更大(红色断线为 08:59 时强回波的位置、形态),即多单体雷暴系统传播方向与水汽通量辐合带的交叉区域的雷暴单体传播更快、发展更为强烈。

综上所述,类似于飚线的多单体雷暴在传播过程中,单体的传播速度不同造成的多单体雷暴形态上产生的变化以及雷暴单体加强或减弱过程是雷暴单体传播过程与低层环境大气相互作用的结果,雷暴单体前部的低层暖湿入流的性质与雷暴单体传播速度、能否发展密切相关:当这支入流本身存在较强的水汽辐合现象时,新生的雷暴单体比“老”单体发展更旺盛,传播速度更快,反之则趋于减弱,传播速度减慢。因此,在多单体雷暴系统传播方向与近地面层水汽通量辐合带的交叉区域,雷暴单体新生更快、发展更为强烈、移动速度更快。

5 列车效应中的单体传播机制

在多单体雷暴中,还有一类与上述传播过程完全不同的现象,即所谓“列车效应”——雷暴单体沿雨带传播,而雨带轴线的位置相对于雷达站几乎没有变化,那么,这类多单体的传播机制是怎么形成的?

5.1 列车效应的传播特征

图 9 是一次具有明显“列车效应”特征的多单体雷暴的整个生命史雷达观测,这次天气过程,华北中东部位于 850 hPa~500 hPa 槽前的西南气流中,边界层内为东南气流,对流层低层存在明显的垂直风切变并呈现条件性静力不稳定层结(图略)。

从雷达观测可以看到,有一条西南—东北走向的多单体回波,07:00 前后从西南象限生成的多个雷暴单体沿西南—东北走向传播(椭圆区内),在传播路径上的顶端,雷暴单体明显加强,而后端的雷暴并不像第 I 类雷暴那样迅速死亡)而是不断新生,在 5 个多小时的生命史周期内整个雨带的轴线位置变化不大。

从图 10a, b 可以看到,“列车效应”中的多单体是由于西南象限不断有新生雷暴生成,并沿着近地面暖区一侧、由西南向东北方向传播、发展,多单体对流系统对应的冷池并不清晰,多雷暴单体的地面流场上不存在强烈的出流阵风锋,这显然与第 4 节所描述的多单体对流的新生、传播环境几乎完全不同。

从沿多单体回波的垂直剖面分析可以看到,深厚的西南暖湿气流的环境大气中,垂直运动呈现出上升—下沉运动交替出现(与多单体对应)的传播性的波动特征(图 10c)。我们注意到,沿单体传播方向的垂直运动中心是逐渐向上倾斜分布的,从水汽通量散度的垂直剖面也可以看到(图 10d),与对流单体对应,水平方向上存在水汽辐散—辐合交替出现的波状分布,而地面要素中 20 min 地面气压变化也表现出明显的波动传播特征(图 11):从分布在北京中南部东西两端的两个自动站 20 min 间隔的地面变压可以看到,10:30 之前,两个观测站之间的气压变化呈反位相变化;单站降水强度的变化也表现出明显的间歇性,对应于雷暴单体经过观测站时造成的降水变化。

5.2 列车效应与惯性重力波的传播

上述分析表明,“列车效应”与我们在第四节中所描述的线状多单体的传播环境和传播机制存在显著差异。那么,在什么样的环境条件下列车效应才可能发生呢?不断新生的能量来自哪里?

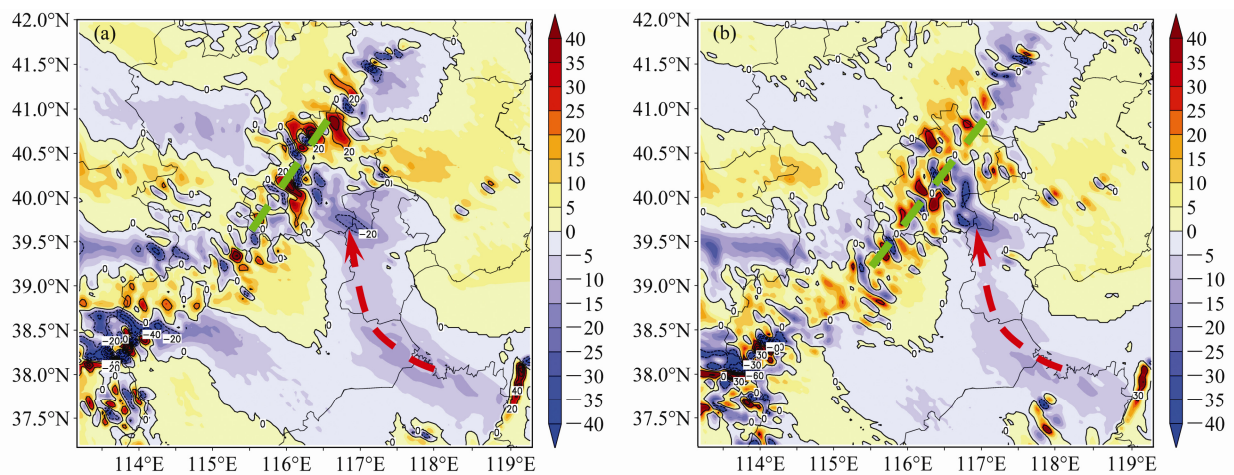


图7 VDRAS 反演的近地面水汽通量散度(单位: $10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$): (a) 08:53; (b) 09:29。绿色断线为多单体回波的位置, 红色箭头为水汽辐合带
Fig. 7 Retrieved low-level vapor flux divergence ($10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) at 187.5-m height at (a) 0853 UTC and (b) 0929 UTC on 1 Aug 2009. The position of multi-cell reflectivity is drawn as green line, the red arrows denote the axes of vapor flux convergence

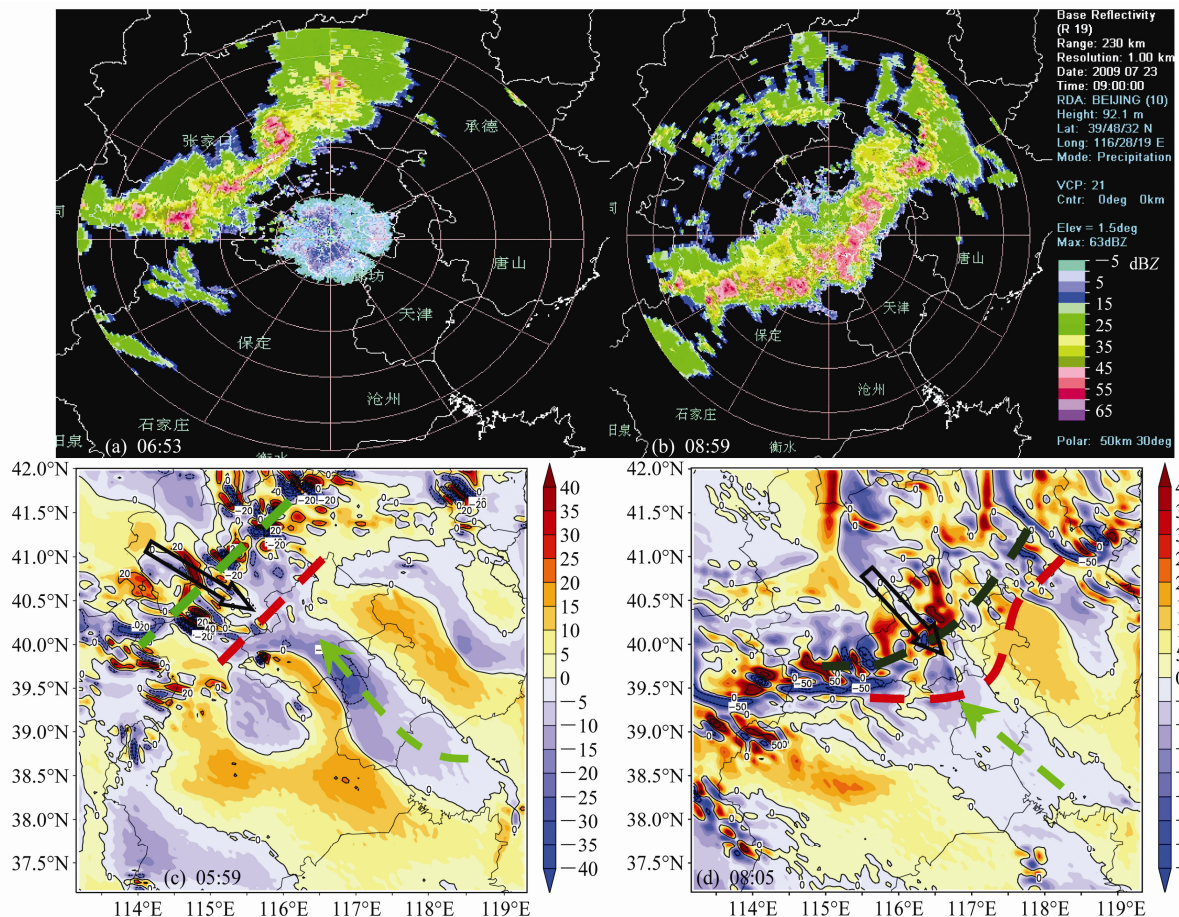


图8 2009年7月23日影响北京地区的多单体飚线系统 (a) 06:53 与 (b) 08:59 的雷达观测(参数同图5); VDRAS 反演的近地面 (c) 05:59 和 (d) 08:05 的水汽通量散度(单位: $10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)。在图c(图d)中, 绿色断线为05:59(08:05)时回波的形状和位置, 红色断线为06:53(08:59)时强回波的位置与形态, 黑色箭头为回波的“移动”方向, 绿色箭头为水汽辐合轴线

Fig. 8 Radar reflectivities of the multi-cell squall line occurring in Beijing at (a) 0635 UTC and (b) 0859 UTC on 23 Jul 2009 (Parameters are the same as Fig. 5); retrieved low-level vapor flux divergence (shaded by color, $10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) at 187.5-m height at (c) 0559 UTC and (d) 0805 UTC on 23 Jul 2009. In Figs. c and d, the green (red) lines denote the position and configuration of multi-cell echoes at 0559 UTC (0635 UTC) and at 0850 UTC (0859 UTC), respectively; the black arrow shows the spread direction of echo and the green arrow denotes the axis of vapor flux convergence

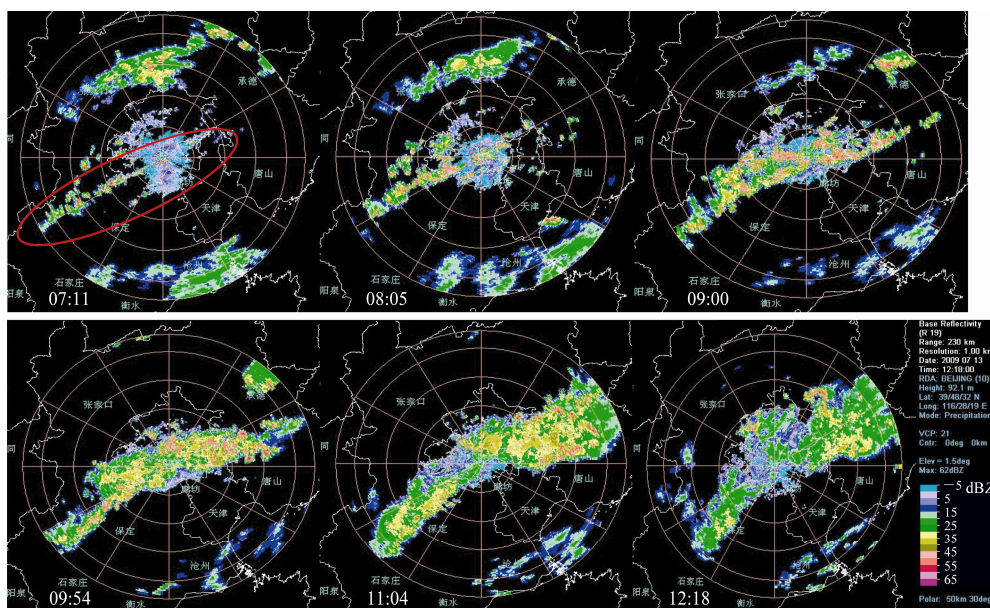


图9 2009年7月13日影响北京中南部的多单体雷暴系统的雷达观测(参数同图5)(椭圆区为列车效应发生区域)

Fig. 9 Reflectivities of the multi-cell storm occurring in Beijing from 0711 UTC to 1218 UTC on 13 Jul 2009. Oval shows the area where train-effect phenomena occurred

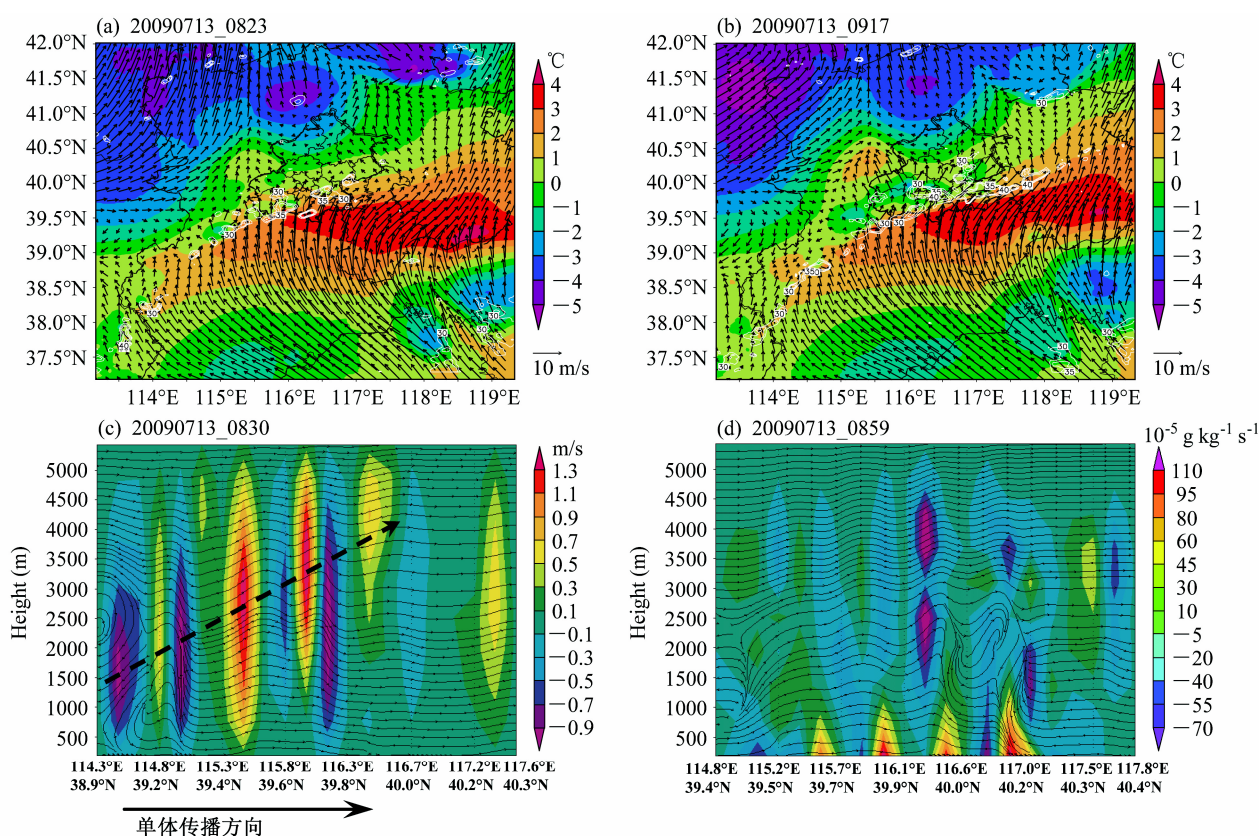


图10 VDRAS 反演的近地面 (a) 08:23 和 (b) 09:17 的扰动温度 (彩色阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、水平风场 (单位: m/s)、回波强度 (白色等值线, 间隔: 5 dBZ); 沿回波带方向 (西南—东北向) (c) 08:30 的垂直运动 (彩色阴影, 单位: m/s) 和 (d) 08:59 的水汽通量散度 (彩色阴影, 单位: $10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 的垂直剖面

Fig. 10 Retrieved perturbation temperature (color shading) and horizontal wind (drawn as vectors) at 187.5 m and reflectivity (white isoline, interval: 5 dBZ) at (a) 0823 UTC and (b) 0917 UTC; vertical section of (c) vertical velocity (m/s) at 0830 UTC and (d) vapor flux divergence ($10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) at 0859 UTC along the echo zone

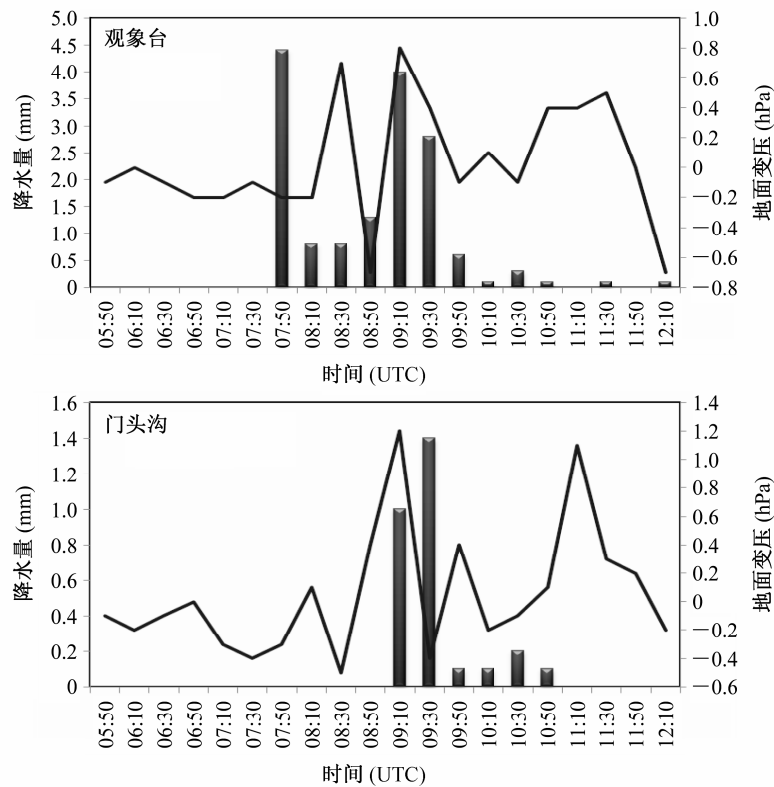


图 11 2009 年 7 月 13 日 05:30~12:30 观象台、门头沟气象站 20 min 间隔的地面变压 (曲线)、降水量随时间的演变

Fig. 11 The evolvement of surface allobaric (solid line, 20-min interval) and 20-min accumulative precipitation at Beijing observatory (located at the southeast of Beijing) and Mentougou weather station (located at the southwest of Beijing) from 0530 UTC to 1230 UTC on 13 Jul 2009

假定基本气流是静止的, 其他基本态仅是 z 的函数, 可以得到线性化的惯性重力波扰动方程组:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} - f v' = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + f u' = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial y}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial w'}{\partial t} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} + g \frac{\theta'}{\bar{\theta}}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0, \quad (7)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + v' \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} + w' N^2 \frac{\bar{\theta}}{g} = 0, \quad (8)$$

其中, 上标 “'” 表示扰动量, “ $\bar{}$ ” 表示基本态对应的物理量。如果方程组 (4) ~ (8) 有平面波动解, 即:

$$\begin{bmatrix} u'(y, z, t) \\ v'(y, z, t) \\ w'(y, z, t) \\ \theta'(y, z, t) \\ p'(y, z, t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{u} \\ \tilde{v} \\ \tilde{w} \\ \tilde{\theta} \\ \tilde{p} \end{bmatrix} e^{i(kx + ly + nz - \sigma t)}, \quad (9)$$

其中, “ $\sim$ ” 表示常量, k, l, n 分别对应于 x, y, z 方向上的位相; 色散关系为

$$\sigma = \pm (N^2 k_e^2 + f^2)^{1/2}, \quad (10)$$

k_e 为水平相速度,

$$k_e^2 = k^2 + l^2. \quad (11)$$

假设层结稳定度 (N^2) 在水平方向和时间上均为缓变函数, 并利用波能正比于与波幅平方的关系, 可以得到以下波能方程 [为了节省篇幅, 具体推导过程可参见巢纪平 (1980)]:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{C}_g E) = \frac{k_e^2}{\sigma^2} \left[-\frac{1}{2} \frac{\partial \tilde{N}^2}{\partial t} + C \frac{\vec{k}_e}{|k_e|} \cdot \nabla \tilde{N}^2 \right] E, \quad (12)$$

(12) 式右端为波能源, 也就是说, 重力波能否发展与层结稳定度随时间的变化以及层结的水平不均匀有关。如果大气层结是均匀、定常的, 右端为零, 即波能守恒。

如果在条件性静力不稳定背景下, 即:

$N_{se}^2 = (g/\bar{\theta}_{se})(\partial \bar{\theta}_{se}/\partial z) < 0$, 并考虑湿绝热过程, 那么, 色散关系为

$$\sigma_{se} = \pm(f^2 - \frac{|\tilde{N}_{se}^2|k_e^2}{n^2})^{1/2}, \quad (13)$$

对于波长较长的波, 由于存在地转效应, σ_{se} 仍可以以为实数, 于是可以得到惯性重力波的波能方程:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{C}_g E) = \frac{k_e^2}{\sigma_{se}^2} \left[\frac{1}{2} \frac{\partial |\tilde{N}_{se}^2|}{\partial t} - C \frac{\bar{k}_e}{|k_e|} \cdot \nabla |\tilde{N}_{se}^2| \right] E, \quad (14)$$

方程(14)右端的第一项表明, 重力波在条件性静力不稳定增长的背景下将得到发展, 同时, 由色散关系(13)式可知, 在强烈发展的对流不稳定环境下, σ_{se} 将变为虚数, 也就是说, 重力波的传播环境需要一定的对流不稳定, 但是, 当对流不稳定发展到一定程度时, 传播环境将消失; 而第二项表明, 背景场中的不稳定能量将以波的相速度传播。对于类似于2009年7月13日这种深厚西南暖湿气流中发生的雷暴, 由于西南暖湿气流或急流是一支暖湿气流输送带, 即惯性重力波由假相当位温区 θ_{se} 的高值区向低值区传播, 重力波将从背景场中不断获得能量而发展。因此, 西南暖湿气流背景下, 雷暴传播过程中不断增强的现象往往造成波动排列的多单体雷暴形成的最大降水中心出现在波列的前端而不是最早出现雷暴的区域, 尽管波带两端维持对流的时间长度可能并没有明显差异(图12)。惯性重力波传播过程中的这一特点不仅能够很好地解释图9所示的多单体在传播过程中对流强度明显增强的现象, 也能够很好地解释其他研究所揭示的观测现象(冯建明等, 2010; 冯晋勤等, 2009; 何群英等, 2009; 杨春等, 2009; Sun et al., 2006; 廖移山等, 2010)。

上述分析仅仅解释了惯性重力波的传播在“列车效应”中的作用, 而重力波初始触发因素是预报中需要解决的另外一个问题。一般认为, 重力波的激发主要与地形分布、基本气流的切变不稳定和强烈的积云对流发展有关(Lilly and Kennedy, 1973; Lindzen, 1974; Piani et al., 2000)。在西南暖湿气流或急流中, 风速脉动或高低空急流耦合产生上升运动极易造成深对流雷暴发展, 由于西南暖湿气流的维持, 对流不稳定和低空垂直切变环境得以维持, 深对流雷暴或雷暴群形成的重力波诱发对流单体不断新生并沿西南气流传播而出现所谓的“列车效应”, 并在传播过程中不断发展, 于是在西南气流末端出现暴雨中心(如图12)。

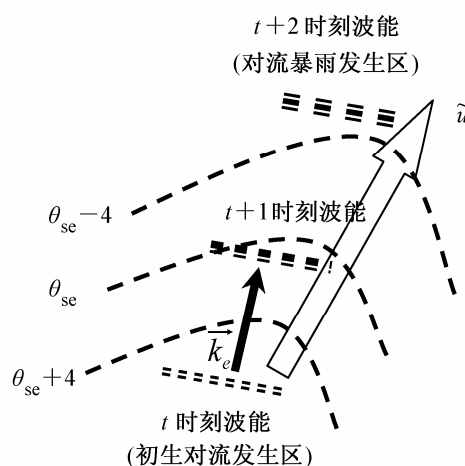


图12 惯性重力波在暖湿气流中的水平传播、发展示意图

Fig. 12 Sketch map of the horizontal spread and development of inertial gravity wave in warm and moist air stream

6 结语与讨论

本文利用变分多普勒雷达分析系统(VDRAS)基础上构建的4DVar的低层热、动力反演系统, 对多单体对流系统传播过程中发生的形变过程、强弱变化和“列车效应”等现象的机制进行分析, 为多单体雷暴临近预报技术的改进提供了一些思路。

(1) 对于第I类多单体雷暴系统(雷暴单体的传播方向与雨带的移动方向角度很小或者基本一致, 如多单体飑线系统等), 多单体雷暴在传播过程中, 单体的传播速度不同最终造成多单体雷暴在形态上发生的变化(例如由直线形回波演变为“弓”形回波), 以及雷暴单体传播过程中的强弱变化等, 是雷暴单体传播过程与低层环境大气相互作用的结果, 或者说雷暴冷池前部(阵风锋)的低层入流的性质非常重要: 当这支入流本身是暖湿的, 并存在较强的水汽辐合现象时, 新生的雷暴单体发展更旺盛, 传播速度更快, 反之则趋于减弱, 传播速度减慢。因此, 对飑线系统的临近预报而言, 需要特别关注多单体雷暴系统传播方向与近地面层中尺度水汽通量辐合带的交叉区域, 该区域的雷暴单体“移动”速度更快、发展更为强烈, 因此将更有可能产生更为强烈的对流现象。

(2) 对于第II类多单体雷暴而言(即“列车效应”, 雷暴单体沿雨带传播, 而雨带轴线的位置相对于雷达站几乎没有变化), 其传播环境、传播机制与第I类多单体雷暴系统几乎完全不同: “列车效应”一般发生在低空暖湿气流或低空急流附近, 环境大气表现为条件性静力不稳定; 多单体对流系

统对应的冷池并不清晰,雷暴多单体的地面流场上不存在强烈的出流阵风锋。由于西南暖湿气流或急流是一支暖湿气流输送带,当惯性重力波由假相当位温区 θ_{se} 的高值区向低值区传播时,重力波将从背景场中不断获得能量而发展。因此,西南暖湿气流背景下,雷暴传播过程中不断增强的现象往往造成波动排列的多单体雷暴形成的最大降水中心出现在波列的前端而不是最早出现雷暴的区域。

参考文献 (References)

- 鲍旭炜, 谈哲敏. 2010. 二维多单体雷暴系统中对流单体生成和发展的新机制 [J]. 气象学报, 68 (3): 296–308. Bao Xuwei, Tan Zheming. 2010. A mechanism for the convective cell regeneration and development within a two-dimensional multicell storm [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 68 (3): 296–308.
- 巢纪平. 1980. 非均匀层结大气中的重力惯性波及其在暴雨预报中的初步应用 [J]. 大气科学, 4 (3): 35–40. Chao Jiping. 1980. The gravitational wave in non-uniform stratification atmosphere and its preliminary application for the predication of heavy rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 4 (3): 35–40.
- 陈明轩, 王迎春, 高峰, 等. 2011. 基于雷达资料 4DVar 的低层热动力反演系统及其在北京奥运期间的初步应用分析 [J]. 气象学报, 69 (1): 64–78. Chen Mingxuan, Wang Yingchun, Gao Feng et al. 2011. A low-level thermo-dynamical retrieval system based on the radar data 4DVar and a preliminary analysis of its applications in support of the Beijing 2008 Olympics [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69 (1): 64–78.
- 冯建明, 纪晓玲, 陈晓娟, 等. 2010. 干旱区一次连阴雨过程中暴雨天气的多普勒雷达图像特征 [J]. 兰州大学学报(自然科学版), 46 (S1): 93–98. Feng Jianming, Ji Xiaoling, Chen Xiaojuan, et al. 2010. Doppler weather radar image character of rainstorm weather during a continued cloudy-rainy in Ningxia [J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences) (in Chinese), 46 (Supl1): 93–98.
- 冯晋勤, 童以长, 罗小金. 2008. 一次中- β 尺度局地大暴雨对流系统的雷达回波特征 [J]. 气象, 34(10): 52–56. Feng Jinqin, Tong Yichang, Luo Xiaojin. 2008. CINRAD radar echo features of a mesoscale- β local heavy rainfall convective system [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34 (10): 52–56.
- Fovell R G, Ogura Y. 1988. Numerical simulation of a midlatitude squall line in two-dimensions [J]. J. Atmos. Sci., 45: 3846–3879.
- Fovell R G, Tan P H. 1998. The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part II: The convective cell life cycle and cell regeneration [J]. Mon. Wea. Rev., 126: 551–557.
- 何群英, 东高红, 贾慧珍, 等. 2009. 天津一次突发性局地大暴雨中尺度分析 [J]. 气象, 35 (7): 18–24. He Qunying, Dong Gaohong, Jia Huizhen, et al. 2009. Mesoscale analysis of a sudden heavy rain in Tianjin [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 35 (7): 18–24.
- 廖移山, 李俊, 王晓芳, 等. 2010. 2007 年 7 月 18 日济南大暴雨的 β 中尺度分析 [J]. 气象学报, 68 (6): 944–956. Liao Yishan, Li Jun, Wang Xiaofang, et al. 2010. A meso- β scale analysis of the torrential rain event in Jinan in 18 July 2007 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 68 (6): 944–956.
- Lilly D K, Kennedy P J. 1973. Observations of a stationary mountain wave and its associated mountain flux and energy dissipation [J]. J. Atmos. Sci., 30 (6): 1135–1152.
- Lin Y L, Deal R L, Kulie M S. 1998. Mechanisms of cell regeneration, development and propagation within a two-dimensional multicell storm [J]. J. Atmos. Sci., 55 (10): 1867–1886.
- Lindzen R S. 1974. Stability of a Helmholtz velocity profile in a continuously stratified, infinite Boussinesq fluid-application to clear air turbulence [J]. J. Atmos. Sci., 31 (6): 1507–1514.
- 慕熙昱, 党人庆, 陈秋萍, 等. 2007. 一次飑线过程的雷达回波分析与数值模拟 [J]. 应用气象学报, 18 (1): 44–51. Mu Xiyu, Dang Renqing, Chen Qiuping, et al. 2007. Radar data analysis and numerical simulation of a squall line [J]. Journal of Applied Meteorological Sciences (in Chinese), 18 (1): 44–51.
- Piani C, Durran D, Alexander M J, et al. 2000. A numerical study of three-dimension gravity wave triggered by deep tropical convection and their role in the dynamic of the QBO [J]. J. Atmos. Sci., 57 (22): 3689–3702.
- Sun J, Crook N A. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint: I, Model development and simulated data experiments [J]. J. Atmos. Sci., 54: 1642–1661.
- Sun J, Crook N A. 2001. Real-time low-level wind and temperature analysis using single WSR-88D data [J]. Wea. Forecasting, 16: 117–132.
- Sun J, Chen M X, Wang Y C. 2010. A frequent-updating analysis system based on radar, surface, and mesoscale model data for the Beijing 2008 Forecast Demonstration Project [J]. Wea. Forecasting, 25 (6): 1715–1735.
- 孙继松, 杨波. 2008. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨 [J]. 大气科学, 32 (6): 1352–1364. Sun Jisong, Yang Bo. 2008. Meso- β scale torrential rain affected by topography and the urban circulation. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (6): 1352–1364.
- Sun Jisong, Wang Hua, Wang Lin, et al. 2006. The role of the urban boundary layer on the locally convective intense rainfall that occurred in Beijing on 10 July 2004 [J]. J. Atmos. Sci., 30 (4): 383–400.
- Thrope A J, Miller M J. 1978. Numerical simulations showing the role of downdraft in cumulonimbus motion and splitting [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104: 837–893.
- 杨春, 谌云, 方之芳, 等. 2009. “07.6” 广西柳州极端暴雨过程的多尺度特征分析 [J]. 气象, 35 (6): 56–64. Yang Chun, Chen Yun, Fang Zhifang, et al. 2009. Multi-scale characteristics analysis of Liuzhou severe heavy rainfall in June 2007 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 35 (6): 56–64.
- 俞小鼎, 郑媛媛, 廖玉芳, 等. 2008. 一次伴随强烈龙卷的强降水超级单体风暴研究 [J]. 大气科学, 32 (3): 88–102. Yu Xiaoding, Zheng Yuanyuan, Liao Yufang, et al. 2008. Observational investigation of a tornadic heavy precipitation supercell storm [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (3): 88–102.