

中纬度夏季一次深厚对流过程的数值模拟 研究: 高空热力层结和风切变影响*

陈泽宇 吕达仁 刘锦丽

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 针对一次发生在中纬度夏季的深厚对流过程进行的数值模拟研究的结果, 引入一个较详细描述深厚对流状态下云微物理过程的参数化方案, 对一个有限差分三维非静力弹性大气数值模式进行了改进。数值模拟得到了与天气雷达观测一致的结果。结果还显示, 对于这次穿透高度超过了对流层顶的深厚对流过程, 与高空斜压扰动有关的上对流层弱稳定热力层结对系统的维持起到了重要的作用。另外, 还发现强烈的对流发展到对流层顶的高度时, 受上曳体的驱动, 在对流层顶附近的稳定层结中产生浮力性的扰动; 它们与风切变相结合, 进而对系统的水平移动产生控制作用。

关键词: 深厚对流; 高空斜压扰动; 对流层顶

1 引言

深厚对流过程由于其对日常人类活动的影响和在大气环流中的重要作用, 已成为大气科学研究的一个重要领域。相关的研究已经取得了相当程度的进展, 其中通过观测分析和理论研究, 关于中纬度地区单体型深厚对流系统发生和维持机制的认识可以简要地概括为: 对流系统是在水平方向存在低层水汽辐合, 垂直方向热力层结中存在对流不稳定能量的背景环境中形成的, 初期对流形成后, 在中低层的有利风垂直切变状态控制下, 在对流系统内部进一步形成有序的环流, 从而发展成有组织的强对流风暴。另外, 这种有组织的环流与环境之间的相互作用在一定程度上控制了系统的水平移动状态。关于单体型对流系统研究的详细介绍参见文献[1,2]。

然而, 目前的认识主要集中在关于中低对流层过程中。关于中上对流层背景环境影响对流风暴发展的研究则相对不足, 另外, 得到的结论也存在相当的不确定性^[3]。本文介绍了一组针对中国北方夏季深厚对流过程进行的数值模拟研究结果, 揭示了中上对流层热力层结和风切变状态在影响该对流系统发展方面的作用。

2 数值模式简介及其初始化

数值模拟研究是在一个非静力可压缩大气三维数值模式^[1]的基础上进行的。陈泽宇等^[4]利用该模式针对理想情况下强对流风暴发展过程进行的数值试验表明它对于切变环

2000-12-29 收到, 2001-07-07 收到二改稿

* 国家自然科学基金资助项目 40175002

境下对流风暴发展过程已具备一定的描述能力。在本研究工作中, 为了描述实际过程中穿透高度达到海拔 17 km 的深厚对流过程, 耦合了一个能够描述冰相云微物理过程的总体参数化方案。该方案是 Lin 等^[5]提出的, 后经多次改进, 目前已成为美国俄克拉荷马大学风暴分析和预报中心发展的 Advanced Regional Prediction System 模式的云物理单元。关于大气数值模式和云物理参数化方案的详细介绍参见文献[4,5]。将该参数化耦合到模式中以后, 全部模式变量总数有 11 个, 它们分别是三维风速 u 、 v 、 w 、气压 p 、温度 T 、比湿 q 、云水 q_c 、云冰 q_i 、雪 q_s 、雨水 q_r 和软雹 q_h 。

在以下介绍的数值模拟和比较试验中, 模式的水平范围是 $60 \text{ km} \times 60 \text{ km}$, 垂直高度为 25 km, 其中水平和垂直分辨率分别为 1 km 和 500 m, 时间步长 10 s。在确定初始场和边界条件方面采用了与文献[4]相同的方案, 只是这里的垂直廓线为实际探空资料(图 1)。通过前期试验发现当积分进行到第 180 分钟时风暴已经移动到了模式的边界附近, 因此取总积分时间为 150 min。另外, 为了启动初始对流, 在模式中心部位叠加了一个热泡形的温度扰动。该热泡位于模式的水平中央处, 热泡中心位于 2 km 高度, 水平和垂直扰动半径分别为 7 km 和 2 km, 扰动中心最大扰动温度为 2 K。

3 结果和讨论

1975 年夏季在山西省昔阳县进行人工影响天气实验(“昔阳防雹实验”)期间利用天气雷达在 7 月 19 日观测到一次与锋面过程相伴的对流天气过程。当日 08:00(北京时间)地面天气实况图显示这个锋面正在自西向东移近实验区域。7 月 20 日 08:00 统计的过去 24 小时地面降水分布显示与此锋面过境过程对应着一个降水带。

图 1a、b 是根据邻近的太原探空站($37^{\circ}47'N$, $112^{\circ}33'E$, 海拔高度 780 m; 位于昔阳县以西约 100 km 距离)当日 19:00 温湿探空并结合 07:00 高空风以及地面观测资

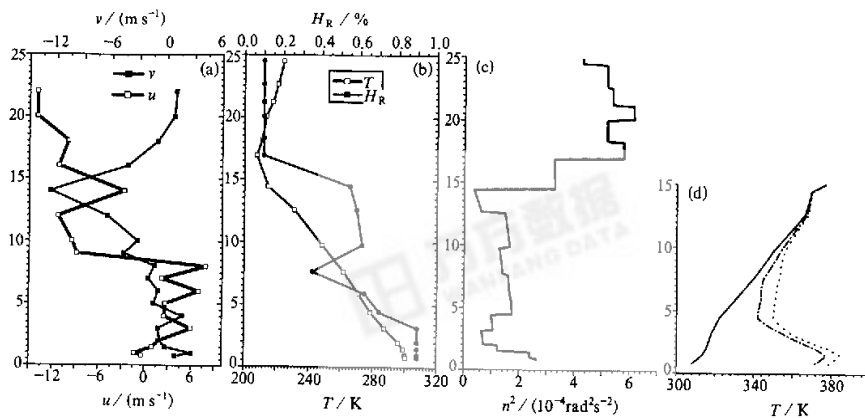


图 1 探空资料, 纵坐标代表海拔高度(单位: km)

- (a) 水平风速; (b) 温度(T)和相对湿度(H_R); (c) Brunt-Väisälä 频率(n);
(d) 位温(实线), 饱和相当位温(点线)和相当位温(点断线)

料综合绘制的水平风速、温度和相对湿度廓线。图 1c 和 d 还给出了 Brunt-Väisälä 频率廓线和反映层结对流稳定性的位温、相当位温和饱和相当位温。从图中可以看到, 低空 (2~4 km) 处于对流不稳定状态 (图 1d), 7 km 高度以下存在有利于对流发展的风垂直切变 (图 1a); 除此以外, 上对流层存在一个静力稳定性很弱的温度层结 (12~14 km 之间减温率 8 K km^{-1} , 图 1b、c)、在相应高度相对湿度廓线 (10~14 km) 中存在一个高湿层结 (图 1b)。这些都为对流系统的发展提供了条件。

天气雷达观测记录表明从正午开始在雷达探测区域中观测到持续的对流活动。从 17:00 开始有强度极大的对流活动出现, 雷达回波信号中 0 dB 上界曾达到距离地面 18 km 的高度。从回波信号中可以看到 (图略), 在强烈发展的对流活动中 (此时强回波区呈直立的状态), 对流区中上部的 0 dB 反射率外廓线呈向西倾斜的状态。这与图 1a 中上对流层存在东风切变是一致的。另外回波信号还显示在当天发生的多次对流活动中, 那些在垂直方向得到强烈发展的对流系统主要是沿着一个纬向通道向正东方向移动, 而处于中等强度的对流系统则主要是向东北方向移动的。

3.1 实况模拟结果

图 2 给出了模拟得到的对流活动发展的总体过程, 可以看到对流主体能够长时间地维持在 6 km 以上高度 (图 2c), 与之相伴的是同样得到维持的较强的地面降水率 (图 2d), 90 min 以前最大上升速度的垂直坐标 (图 2c) 始终维持在 6 km 以上的高度。图 2b 是降水强度达到最大的第 40 分钟时通过对流系统中心的垂直剖面。其中贡献了天气雷达回波主要部分的沉降性水物质的空间分布状态与实际雷达观测结果能够很好地对应。

图 2a 所显示的对流系统移动状态与实际雷达观测结果有很好的--致性。其中显示存在一个强烈发展的前期对流程, 与此同时系统缓慢地向东移动, 而当对流活动减弱后系统开始以较快的速度向东北方向移动。

3.2 高空切变在对流系统发展中的作用

进一步分析发现, 高空风垂直切变和出现在上曳区顶部的浮力强迫之间的相互作用是推动前期强对流系统移动的重要机制。根据探空记录, 对流层顶位于海拔 17 km 高度 (图 1b)。考虑到模式底位于当地海拔高度, 模式中对流层顶位于 16 km 高度。模拟结果显示, 前 30 min 内强盛的对流在垂直方向发展到了对流层顶以上, 通过对流中心的东西垂直剖面 (图 3a) 进一步说明了这种状态。其中, 13 km 高度以下, 相变产生的潜热加热使得位温等值线与垂直速度的大值区在空间上相吻合。然而在此以上的高度范围, 远离饱和的水汽条件和显著增强的静力稳定性使得浮力成为控制由对流驱动的上升气块运动 (以下简称其为上曳核) 的重要机制; 一旦这些上曳体达到它的上冲平衡位置、在浮力的作用下必然重新向下返回, 形成图 3a 中上曳核上部的下沉运动区 (以下简称其为下曳核)。仔细检查可以发现通过下曳核心的轴线相交于位温等值线的平衡位置, 这种关系说明原来的上曳气块受浮力控制在重新回落到其平衡位置时运动达到最快。Balsley 等^[6]使用雷达廓线仪曾发现在中尺度对流风暴形成强降水的阶段, 在对流层顶高度可以观测到持续的下沉运动。Alexander 等^[7]在其数值模拟中首先提出浮力是驱动这种下曳运动的主要机制。

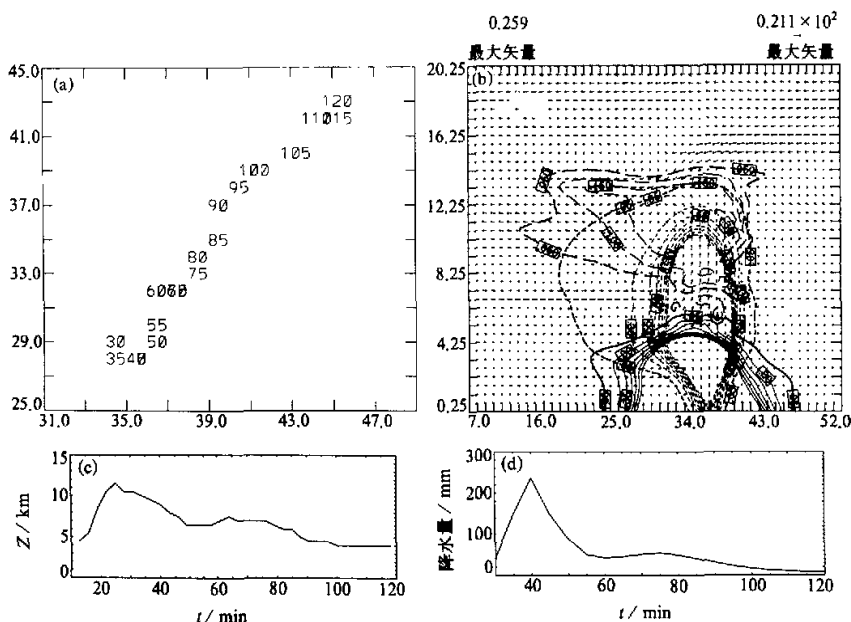


图2 对流系统演变过程

- (a) 最大降水率水平位置随时间的变化; (b) 第40分钟通过风暴中心 ($Y=28 \text{ km}$) 的 $X-Z$ 垂直剖面, 其中包括风矢量 (m s^{-1}) 和雨水 (实线)、雪水 (长间断线) 以及雹 (短间断线) 等三种水物质的等值线 (g m^{-3}); (c) 最大上升速度的垂直坐标随时间的演变; (d) 强度 ($\text{mm cm}^{-1} \text{h}^{-1}$)
 (a) 中横、纵坐标分别代表 X 和 Y 方向距离 (单位: km), 数字代表时刻 (单位: min);
 (b) 中横、纵坐标分别表示水平距离和模式高度 (单位: km)

模拟结果 (图 3a) 显示在 8 km 以上东风流 (图 1a) 控制下, 下曳核显著地偏到对流系统的西面。这种状态抑制了对流向西侧。与此同时, 14 km 高度以上南北方向风速随高度迅速减弱 (图 1a)。据此不难推测如果对流系统垂直伸展到 14 km 以上的高度越高, 由于背景流减弱, 下曳核的水平位置逐渐倾向于位于对流中心的上方。图 3b、c、d 是一组与图 4a 正交的南北垂直剖面 (分别位于 $X=28 \text{ km}$ 、 30 km 和 32 km), 这些剖面中出现在对流中心上方的下曳核从南北两个方向同时抑制对流的发展, 它与东西剖面中下曳核分布状态的共同作用最终使得对流活动沿着一个纬向通道向东移动。

3.3 关于高空热力层结的作用

检查图 1a 所示的风廓线可以看到 7 km 以上的纬向和经向风各自表现出急流的结构, 其中北风急流位于东风急流之上 (急流中心位置位于海拔 14 km 高度)。按照北半球中纬度地区热成风与温度平流的关系, 上述 10 km 到 14 km 高度之间合成水平风矢量随高度的旋转状态表明在 14 km 高度附近存在最强的冷平流。进一步考察可以发现弱静力稳定层 (图 1b 中 $dT/dz = -8 \text{ K km}^{-1}$ 的范围) 的位置正好位于该冷平流之下, 这说明冷平流是形成上述强减温率的直接因素。

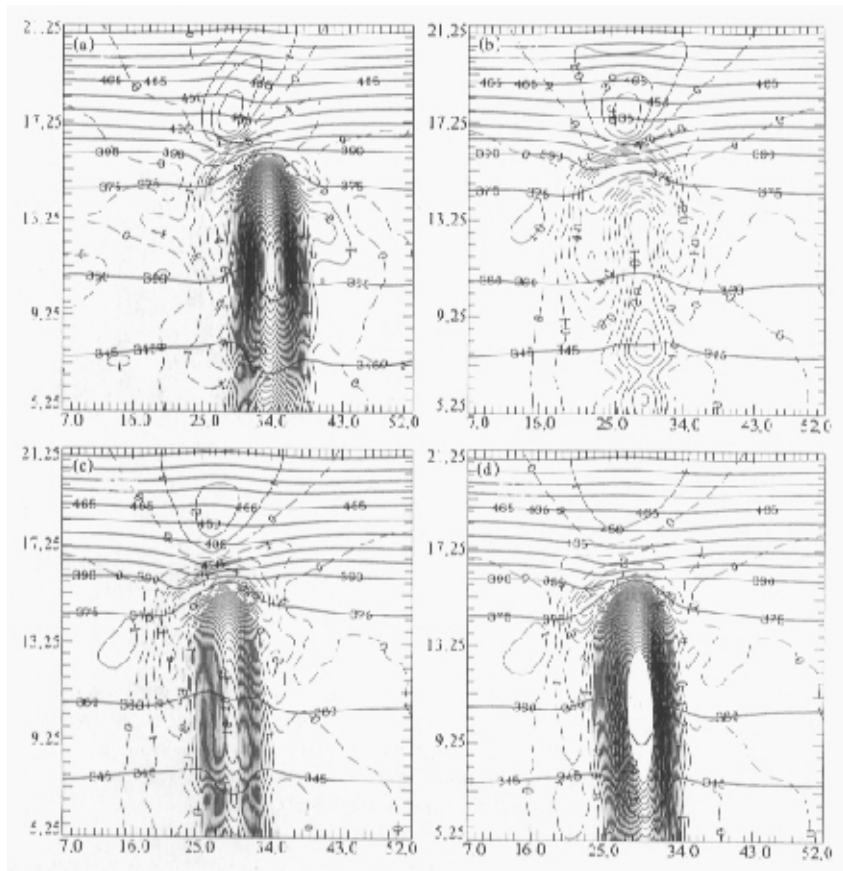


图3 (a) 第30分钟时刻通过风暴中心 ($Y=28$ km) 的 $X-Z$ 垂直剖面, 其余分别为同时刻与 (a) 正交的三个 $Y-Z$ 垂直剖面; 其中 (b) $X=30$ km; (c) $X=32$ km; (d) $X=34$ km
等值线包括垂直速度 (细线, 单位: m s^{-1}) 和位温 (粗实线, 单位: K);
横、纵坐标分别为水平距离 (单位: km) 和模式高度 (单位: km)

通过比较试验还揭示了与上对流层斜压环境相伴的弱静力稳定层结在维持对流发展中的作用。在该试验中, 首先保持 12 km 以下环境温度廓线不变并利用此高度以下临近层的减温率取代 12~14 km 之间的减温率, 然后保持 14 km 以上减温率不变。图 4 是数值试验的结果。与图 2 进行比较显示, 虽然在这种情况下也存在一个前期对流过程, 但是地面降水率极值的演变说明对流呈快速衰减的状态; 最大上升速度所在的高度也明显低于实况模拟结果, 其强度的衰减与降水衰减形势是一致的 (图略)。这些结果表明上述弱稳定层结和中上部对流层偏湿环境的共同作用是维持对流活动的一个重要机制。

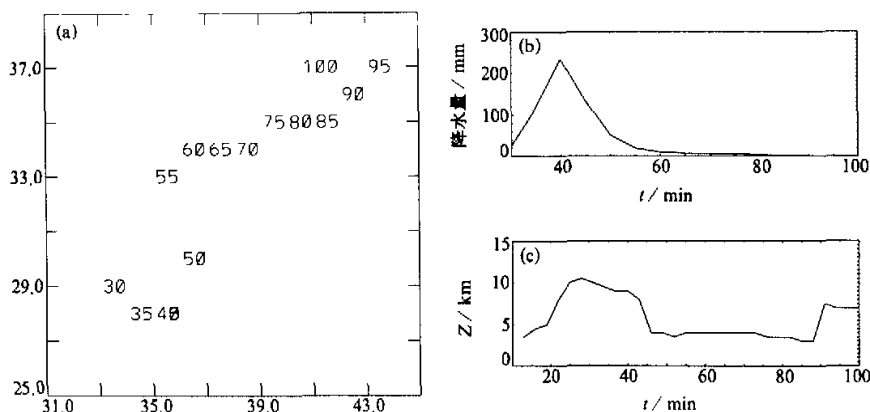


图4 修改上对流层弱稳定层结后进行的比较试验结果。(a) 最大降水率水平位置随时间的变化;
(b) 强度 ($\text{mm cm}^{-2} \text{h}^{-1}$); (c) 最大上升速度的垂直坐标随时间的演变
(a) 中横、纵坐标分别代表 X 和 Y 方向距离 (单位: km), 图中数字代表时刻 (单位: min)

4 结论

在本研究工作中, 通过针对一次发生在中纬度的夏季强对流过程进行数值模拟研究, 揭示了高空背景环境中的斜压扰动在影响中纬度地区深厚对流方面所起的重要作用。例如, 分析发现与高空背景流切变相伴的冷暖平流在上对流层形成了一个静力稳定性很弱的层结, 进而该层结对形成发展到对流层顶高度的深厚对流起到了重要的维持作用。模拟结果还揭示了当强烈的对流发展到对流层顶的高度时, 在静力稳定层结大气中由对流驱动的上(下)曳核处于浮力的控制下, 并且在它们与高空流场的共同作用下推动了对流系统的移动。

这些结果对于进一步认识中纬度地区深厚对流过程的形成, 发展以及系统的维持和移动都是有幫助的。这说明除了风切变的动力作用外, 还应该关注与之有密切关系的斜压环境场对中纬度对流系统发展的影响。

致谢: 本研究工作中使用的有关雷达观测和探空资料都是在“普阳防雷实验”研究项目执行期间由该项目收集起来的。为此, 本文作者特别在此向当年(1975年夏季)执行实验项目的全体科研人员表示感谢。另外, 本研究工作还得到了许焕斌研究员的关心和帮助, 作者对此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 Cotton, W. R. and R. A. Anthes, 风暴和云动力学, 叶家东等译, 北京: 气象出版社, 1993.
- 2 黄美元, 徐华英等, 云和降水物理, 北京: 科学出版社, 1999.
- 3 丁一汇, 高等大气学, 第四章, 北京: 气象出版社, 1991.

- 4 陈彦宇, 胡隐樵, 言穆弘, 高山樗, 半拉格朗日、半隐式欧拉方程组大气数值模式研究, 大气科学, 2000, **24** (6), 804~820.
- 5 Lin, Y. L., R. D. Farley and H. D. Drville, Bulk parameterization of the snow field in the cloud model, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1983, **22**, 1065~1092.
- 6 Balsley, B. B., W. L. Ecklund, D. A. Carter, A. C. Riddle, and K. S. Gage, Average vertical motions in the tropical atmosphere observed by a radar wind profiler on Pohnpei (7°N latitude, 157°E longitude), *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 396~405.
- 7 Alexander, M. J., J. R. Holton, and D. R. Durran, The gravity wave response above deep convection in a squall line simulation, *J. Atmos. Sci.*, 1995, **52**, 2212~2226.

A Numerical Study of a Mid-Latitude Deep Convection Case: Influence of the Upper Tropospheric Stratification and Wind Shear

Chen Zeyu, Lu Daren and Liu Jinli

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The results of a numerical simulation study based on a mid-latitude deep convection case are presented in this paper. A 3-dimensional finite-difference non-hydrostatic compressible atmospheric model integrated with the semi-Lagrangian semi-implicit scheme and including a detailed cloud-microphysics scheme was utilized to implement the simulations. The simulated storm fitted the weather radar detection. Further investigation of the model output revealed that the baroclinic disturbances in the upper troposphere played an essential role in the development of a mid-latitude deep convection. For example, the cold advection in the upper troposphere resulted in a layer with much weaker static stability, i.e., the lapse rate was -8 K km^{-1} in the range from 12 km to 14 km. Further, this stratification maintained the convection developed from below, and resulted in a upper tropospheric convection. It was also revealed that the shear status in the range from the upper troposphere to above the tropopause, and the buoyancy forcing associated to the tropopause penetration of the upwelling above the storm navigated the horizontal movement of the deep convection.

Key words: deep convection; baroclinic disturbances; tropopause

万方数据
WANFANG DATA