

一次梅雨锋暴雨过程的 β 中尺度对流系统发展机理的数值研究^{*}

江晓燕

倪允琪

(南京大学大气科学系, 南京, 210093)

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

2002 年 6 月 18~19 日在湖北省发生的一次中尺度降水过程主要是由一个中尺度对流云团的活动造成的, 且该中尺度对流云团在不断东移的过程中分裂成两个 β 中尺度对流云团。文中使用中尺度非静力模式 MM5 对该次暴雨过程进行了数值模拟, 研究它的发生发展机制。模式很好地模拟了造成该次强暴雨的中尺度对流系统的整个发展过程, 模拟的降水分布与实况比较接近。分析模拟结果发现, 中尺度对流系统在不断东移的过程中, 受高层的辐散性流场的抽吸作用 and 低层的对流不稳定而发展加强; 受地形的作用而分裂成两个对流单体; 最后由于中高层水汽凝结降落后造成的水汽不足, 高层的辐散气流明显减弱变得无组织和下沉气流的影响对流系统开始衰亡。通过以上的分析给出了引起该次梅雨锋暴雨过程的中尺度对流系统的发展演变模型。

关键词: 梅雨锋, β 中尺度, 演变, 地形。

1 引 言

对于梅雨锋中尺度暴雨的形成和发展机制的研究, 前人已经做了很多工作。但更多的是集中于研究中尺度对流系统形成的天气、气候与动力条件。对于中尺度对流系统发展演变的湿物理和动力机制还不是很清楚。Chen 等^[1]研究梅雨锋时发现, 在梅雨锋的雨带上常伴随有一系列有组织的中尺度扰动和对流云团, 且研究发现新生云团一般是在原来云团的东侧产生。Leary 等^[2]使用雷达资料研究中尺度对流系统的发展演变, 得到了对流系统发展的 4 个阶段: 形成、发展、成熟和消散的演变过程。由于常规资料的分辨率较低, 近年来, 数值模式在中尺度系统研究中得到广泛使用, 也使得研究中尺度对流系统的发展机制变得可行。Ninomiya, Chen 等^[3~5]使用数值模式对梅雨锋上的中尺度对流系统进行了数值模拟, 得到了梅雨锋上的中尺度对流系统的发生发展过程。Zhang 等^[6,7]通过数值模拟研究得出了中尺度对流系统的三维结构, 强调了中尺度低空急流和中尺度高空急流对对流系统发展影响的重要

性。另外, Romero, 孙健等^[8~11]发现, 地形的存在对降水起了加强的作用。

这些研究只是单方面分析了中尺度对流系统的结构和发展。为了更进一步完整地揭示梅雨锋 β 中尺度对流系统的形成发展机制和结构特征, 我们选择 2002 年在长江中下游梅雨锋暴雨外场试验期间的典型暴雨过程作为本文分析的个例。2002 年 6 月 18~20 日梅雨期间, 在安徽, 湖南和湖北局部地区均出现了大暴雨。个别站点在 18 日晚到 19 日凌晨 6 h 降水量在 50 mm 以上, 降水时间短, 强度大。本文主要对 6 月 18 日 12 时~19 日 12 时发生在湖北的一次梅雨锋强暴雨过程进行了数值模拟和分析, 试图揭示出梅雨锋 β 中尺度对流系统的发展演变机制。

2 暴雨过程的实际天气形势分析

2.1 实况降水分布

这次降水过程主要集中在 6 月 18 日 12 时~19 日 12 时。从这一时段实况每 3 h 的降水量图(图 1)上分析看出, 6 月 18 日 15 时, 在湖北南部出现了一

* 初稿时间: 2003 年 11 月 6 日; 修改稿时间: 2004 年 1 月 18 日。

资助课题: 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040906-12)。

作者简介: 江晓燕, 女, 硕士, 2004 年 7 月至今在中国气象局北京城市气象研究所工作。

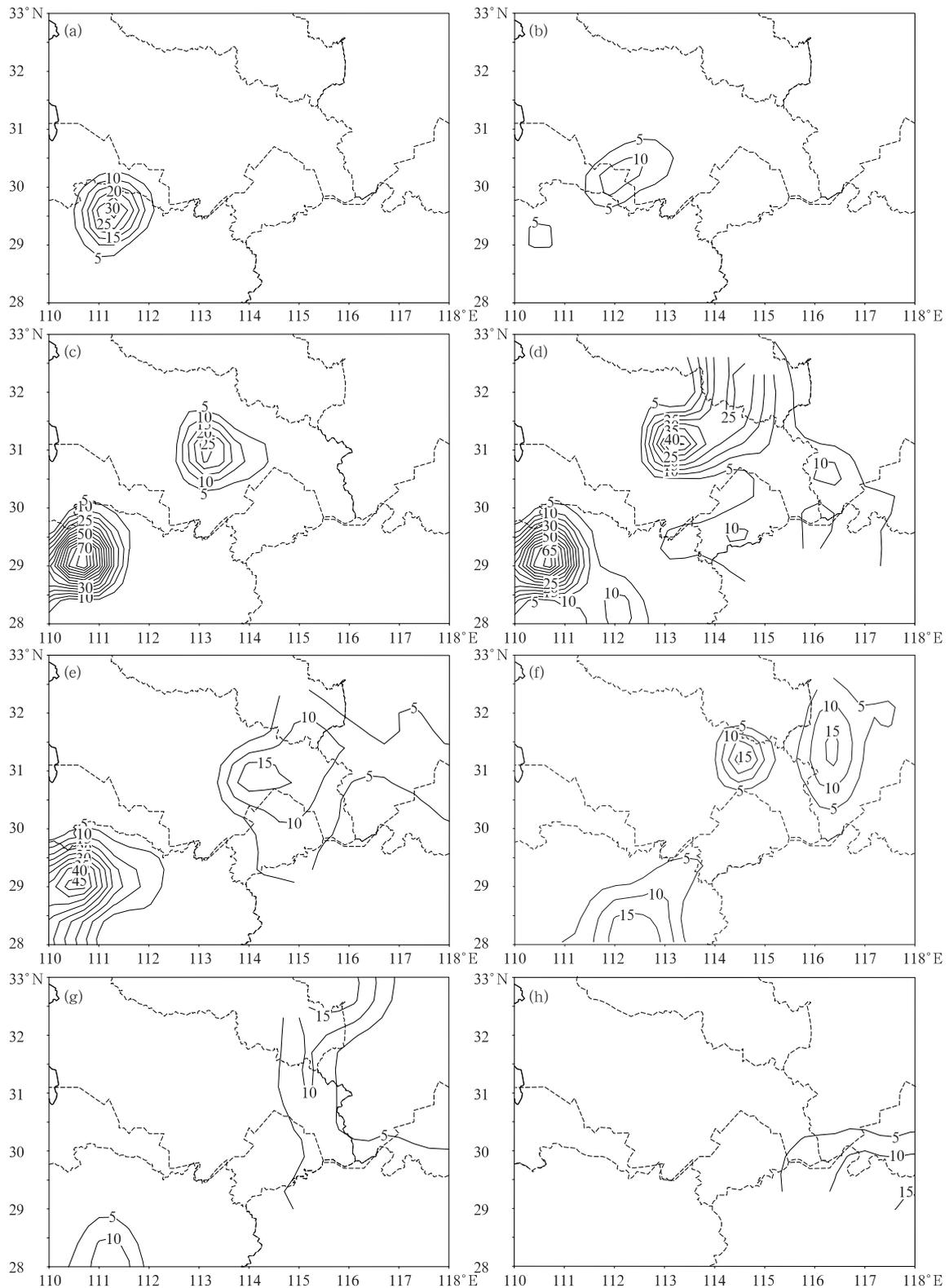


图1 6月18~19日每3 h 实况降水量分布图(mm)

(a. 18日12~15时, b. 15~18时, c. 18~21时, d. 18日21时~19日00时,
e. 00~03时, f. 03~06时, g. 06~09时, h. 09~12时)

Fig. 1 Observed hourly rainfall (mm) at 3-h intervals

(a. 12:00-15:00 UTC 18 June, b. 15:00-18:00 UTC 18 June, c. 18:00-21:00 UTC 18 June,
d. 21:00 18 June-00:00 UTC 19 June, e. 00:00-03:00 UTC 19 June, f. 03:00-06:00 UTC
19 June, g. 06:00-09:00 UTC 19 June, h. 09:00-12:00 UTC 19 June)

小片降水区,3 h 最大降水量为 30 mm。接着,该雨区开始向东北方向移动。在 18 日 21 时~19 日 00 时这 3 h 内降水量达到 40 多 mm,且雨区扩大。同时,很明显整个降水的位置已经位于原来雨区的东北方向。随后该雨团继续东移,到 19 日 06 时,原来的降水雨团发展成两个大雨团。其中一个中心在(31°N,114.5°E),3 h 最大降水量在 20 mm 以上;另一个中心在(31.5°N,116.5°E)。这两个雨团是造成这次强暴雨的关键。到 19 日 09 时,这两个降水区很快开始减弱。最后到 19 日 12 时,整个降水过程基本结束。另外,在分析整个对流系统的不断东移和发展时,我们发现,在其西南侧一直有一个中尺度对流系统稳定存在。这里主要研究位于湖北境内的这次中尺度对流系统的发展演变过程。

2.2 高低空环流形势分析

图 2 a 为 19 日 06 时 200 hPa 高度场和流场分

布,从图上我们可以看到,南亚高压在 25°N 附近稳定存在,且在 35°N 以北有一高空急流存在,在高空急流出口处右侧的气流呈暖性反气旋趋势。图 2 b 上 500 hPa 环流形势比较稳定,西太平洋副热带高压(副高)稳定在 21°N 附近。高纬度地区为两槽一脊型,贝加尔湖附近有冷空气不断南下,长江中下游地区盛行西南风,这样就构成一个范围广泛的气流汇合区。另外在 30°N 附近有一个短波小槽存在,随着盛行西风不断东移。低层 850 hPa(图 2c)上,在 27°~33°N 附近的长江中下游地区存在一条近似东西向的 θ_{sc} 密集带(主要是由湿度对比引起的)。说明此时北方的干冷空气与南方的暖湿空气正好在长江流域交汇对峙,形成锋面。同时该处附近有一江淮切变线存在,且切变线南面有一与之近乎平行的低空急流,其轴线为西南—东北走向。在这样的环流形势下,将有源源不断的暖湿气流输送到长江

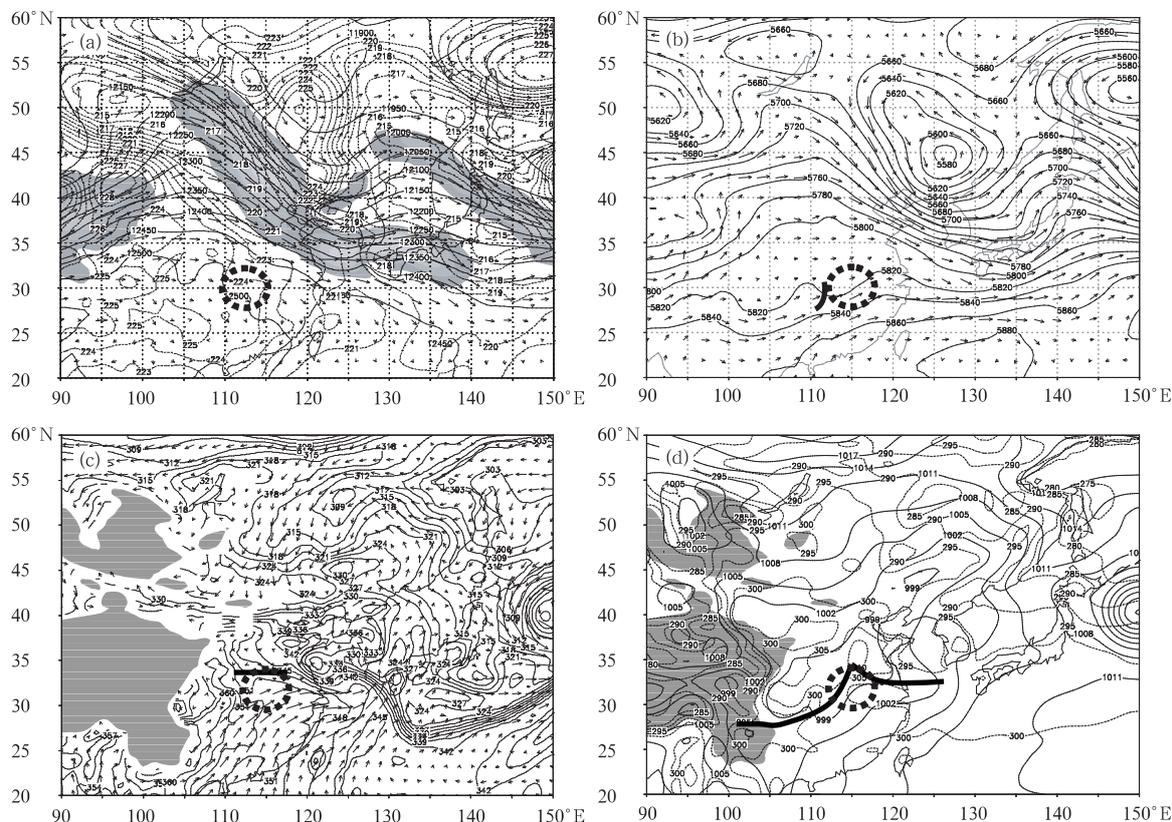


图 2 2002 年 6 月 19 日 06 时实况水平场分布

(粗虚线表示降水区;a. 200 hPa 高度场(m),流场,风速大于 30 m/s 区(阴影), θ_{sc} 场(K),b. 500 hPa 位势场(m),流场,粗线为槽线,c. 850 hPa 流场, θ_{sc} 场(K),粗线为切变线,d. 地面温度(K),地面气压(hPa),粗线为梅雨锋)

Fig. 2 Synoptic situation at 06:00 UTC 19 June 2002

(coarse dashed line is the area of the rainfall;a. 200 hPa, geopotential height (solid line) and wind vectors (dashed line), shaded areas are for horizontal wind speed greater than 30 m/s, b. 500 hPa, geopotential height (solid line) wind vectors, thick line represents trough line, c. 850 hPa, wind vectors and (dashed line), thick line represents shear line, d. surface temperature, pressure, thick line represents the area of Mei-yu Front)

流域,有利于梅雨锋上的对流发展。相应的地面分布图(图 2d)上,在梅雨锋锋区有一低压存在。这次暴雨过程主要是由发生在地面低压南部,低空切变线南侧,也即梅雨锋前缘的一次中尺度对流系统活动引起的。但由于天气尺度的范围比较大,我们很难看出中尺度的扰动,所以下面分析一下静止气象卫星红外通道探测的黑体亮温(TBB)资料。

2.3 云团特征分析

本文主要从逐时的 GMS 红外云图来分析整个降水过程中云团的活动情况。图 3 表明,该次降水过程主要是由中尺度对流云团的活动导致的。

图 3 给出了 18 日 15 时到 19 日 09 时几个典型时刻的红外云图 TBB 分布。18 日 15 时位于湖北南部的对流云团开始发展起来,对应于降水图(图 1a)上的(29.7°N,111°E)处的一小块降水区,强度不大。到了 18 日 18 时已经发展成熟,等值线出现涡旋状结构。接着 18 日 21 时原先的中尺度云团开始出现分裂趋势,且不断发展。到了 18 日 22 时在原来中尺度云团的东面分裂出了一个 β 中尺度对流云团。该云团不断向偏东方向移动,到了 19 日 00 时,分裂的两个中尺度云团 A、B 都处于强盛期。接着到 19 日 03 时,两者强度开始出现减弱的趋势。到了 19 日 06 时,两个对流云团已经开始明显减弱。而降水则在 19 日 00~06 时内达到最大,且在图 1f 上对应了位于(31°N,114.5°E)和(31.5°N,116.5°E)的两个降水中心。到了 19 日 09 时云团已经明显减弱,对应的降水过程也随之结束。因此,从 TBB 资料我们能很好地看出中尺度对流云团的整个发展演变过程。但对于对流系统的发展演变机制无法从图上得到,所以下面主要是通过数值模拟来进一步分析。

3 数值模拟和结果分析

3.1 资料与模拟方案

本文使用非静力中尺度数值模式 MM5 进行了数值模拟。模式做了两重双向嵌套网格,图 4 给出了模式模拟的区域和细网格尺度的地形分布,以(31°N,114°E)为中心。其中粗网格的格距为 45 km,格点数是 61×61;细网格的格距是 15 km,格点数为 61×61。垂直方向上采用 σ 坐标,从 1 到 0 不等距分为 24 层,分别为:1.00,0.99,0.98,0.96,0.93,0.89,0.85,0.80,0.75,0.70,0.65,0.60,

0.55,0.50,0.45,0.40,0.35,0.30,0.25,0.20,0.15,0.10,0.05,0.00,顶层气压为 10 hPa。大尺度的分析主要是采用 45 km 分辨率的结果,而 β 中尺度的分析则采用 15 km 的结果。在选择对流参数化方案时,粗网格采用了 Betts-Mille 方案,细网格采用 Kain-Fritsch 方案;可分辨尺度降水都采用了混合计算方案;使用了松弛侧边界条件;行星边界层物理过程为 Blackadar 高分辨率方案。另外地面物理过程包括有非均一地表地热通量和动量通量,还采用了云辐射方案。采用了 6 h 一次的分辨率为 0.5625°的 T213 资料作为初估场。并对初估场加入实时的“973”加密探空资料形成模式的初始场。模式积分时间为 2002 年 6 月 18 日 12 时~19 日 12 时,积分 24 h,这段时间内集中了湖北境内的一次强降水过程。

3.2 模拟降水结果分析

图 5 给出了模式模拟的 15 km 分辨率的每 3 h 降水分布图,总的来说模拟结果抓住了发生在这一时段内的 β 中尺度对流系统,且位置和强度相当,强度稍偏强。从最初 3 h 的模拟情况看,一开始在湖北南部出现一小块雨区,接着该雨区开始向东北方向移动,并不断发展。6 月 18 日 21 时~19 日 00 时,原先很小的雨区已经发展扩大,整个降水范围也明显变大,对应于 TBB 上的 18 日 21 时的云图,我们可以看到,降水区与云图有很好的对应关系。接着该雨团继续东移加强,向湖北省东北边界移动。到 19 日 03 时在降水区的东北方向开始分裂形成两个 β 中尺度对流系统,在 19 日 03~06 时的降水图上为两个降水中心,一个位于(31°N,115.4°E),比实况偏东 90 km。另一个位于(31.5°N,116.5°E),位置与实况比较接近。同时该对流系统的西南侧湖南境内的降水区和东面安徽境内的降水区也模拟出来了。另外这两个降水中心与 TBB 图上 19 日 00 时的两个中尺度对流云团 A、B 相一致。但由于模式在初始时刻的水物质质量为零,需要有一个逐步产生和积累的过程,所以整个模拟的结果要比实况滞后 2~3 h。值得注意的是,东侧分裂出来的 β 中尺度对流系统在降水图上存在的时间较短,这与 TBB 图也比较一致。到了 19 日 06~09 时,就只剩下了原来的对流系统,东侧的对流单体很快便衰亡了,与 TBB 图上 19 日 06 时的云图相一致。总体而言,这次模拟比较合理地再现了该次中尺度暴雨的发展过程。

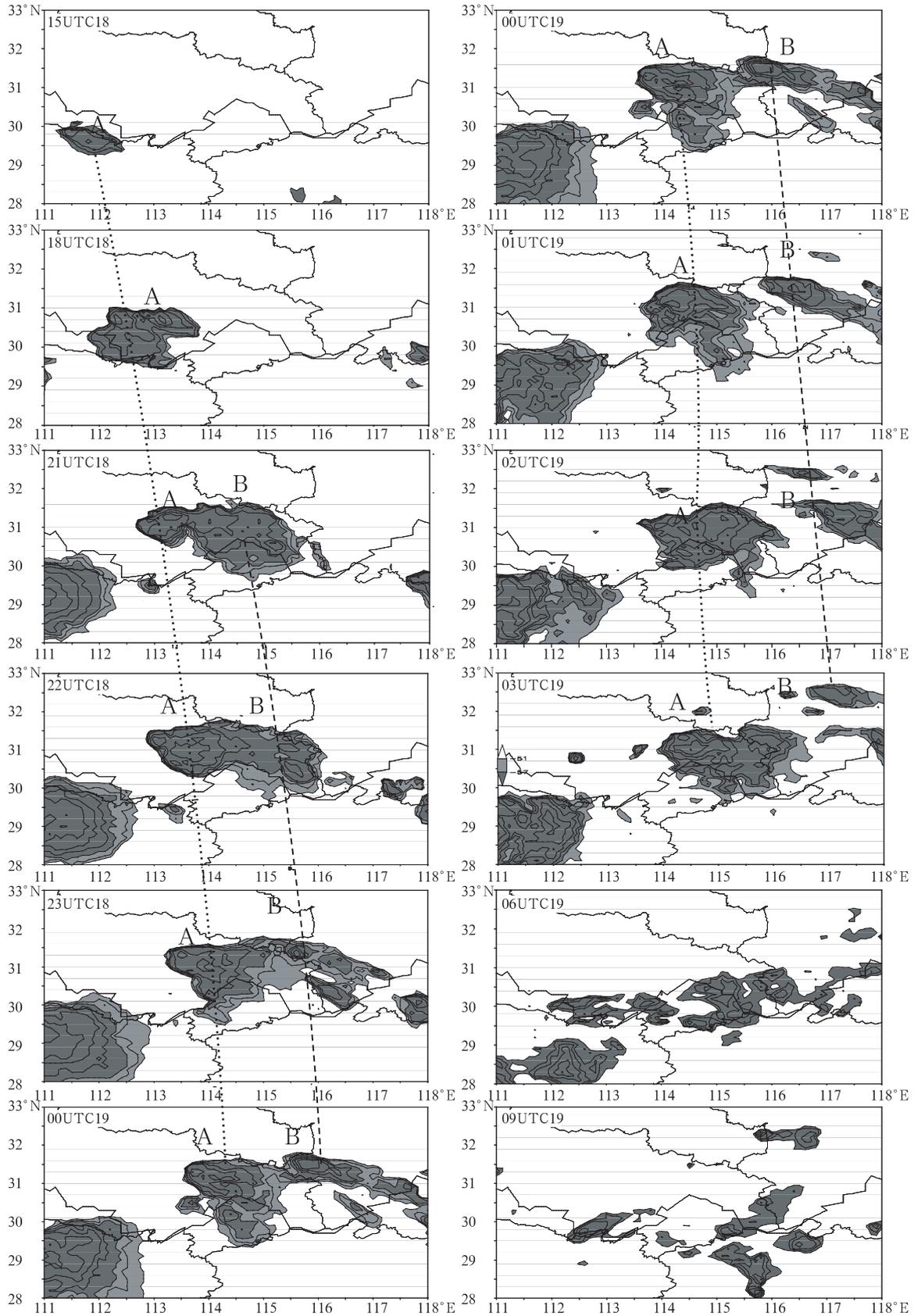


图3 2002年6月18日15时~6月19日09时GMS红外云图的TBB的时空演变
(阴影,深色为 -60°C ,浅色为 -45°C)

Fig. 3 Observed TBB from 15:00 UTC 18 June to 09:00 UTC 19 June 2002
(The area of TBB lower than -60°C is shaded dark gray and the area of TBB between -45°C and -60°C is shaded gray)

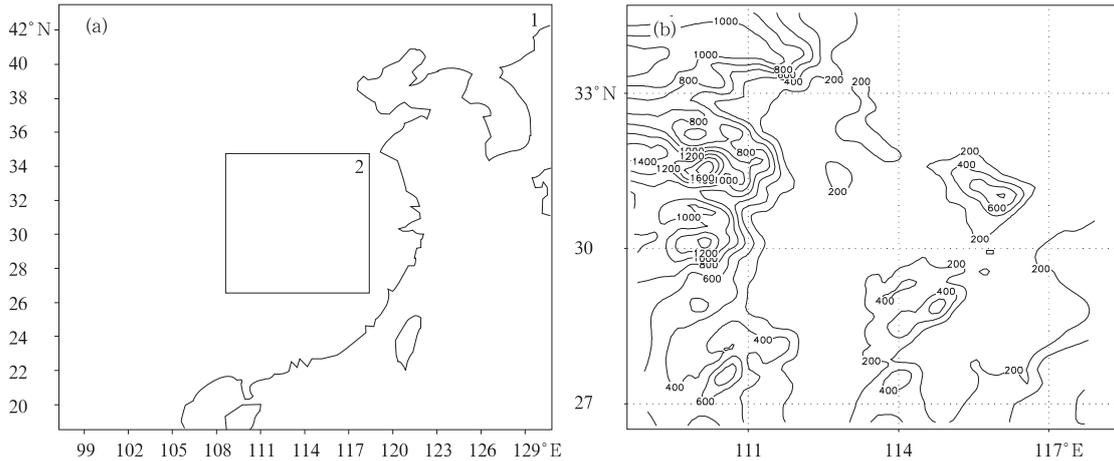


图4 模式模拟的区域和地形分布

(a. 模拟区域, b. 地形分布(m))

Fig. 4 The model domains and the terrain(a. The model domains, b. terrain heights are contoured at 200 m intervals)

4 β 中尺度对流系统的移动和发展

Corfidi 等^[12]曾指出可以通过研究低空急流强度和方向来估计中尺度对流系统的移动。文中从辐散、辐合的角度来分析 β 中尺度对流系统的移动和发展,沿图 5d 上 AA' 方向的散度场的垂直剖面(图 6a)上可以看出,在 $112^\circ \sim 112.5^\circ \text{E}$ 的上方存在一负散度区,且伸展到 650 hPa。与之对应的 500 hPa 层有一正散度中心,这种低层的辐合和高层的辐散不仅反映了该中尺度对流系统的高低层流场的配合结构,而且它有利于对流系统的发展。相应的图 5a 上,有一个雨区与之对应。接着,该处高层的辐散区和低层的辐合区开始向偏东方向移动。从降水图上也发现对流系统在向偏东方向移动。到了下一时刻,从图 6c 上发现,原来的高层辐散区的东面即 114°E 上方出现一个小的辐散区,由于它的出现,使得其后面原来存在的高层辐散区和低层的辐合区也随之东移。此时对流系统受辐合辐散场移动的影响也东移。这可能是由于高层辐散性气流的抽吸作用导致的。随后,到了 19 日 00 时,原来的低层辐合区和高层的辐散区已经移至 114.5°E 附近,强度也较前几个时刻有所加强。对应的图 5d 上对流系统已经发展成熟,可见高层辐散场和低层辐合场的发展对应了对流系统的发展。随后到了 19 日 03 时,由于该处存在山地,使得对流系统在 114.5°E 附近受地形的影响开始抬升,同时辐合辐散的强度也加强,图 5e 上 β 中尺度对流系统继续发展。值得注意的是,低层辐合场越山出现分裂趋势, 116.5°E 高层出

现一小块正散度。到了下一时刻,低层的辐合场和高层的辐散场分裂成两个中心。且山顶也即低层辐合场之间出现辐散场,高层辐散场之间出现辐合。从降水图上我们看到了原来的一个降水中心已经分裂成了两个。最后到了 19 日 12 时,东侧的低层辐合高层辐散的流场很快消散,而其西侧对流系统的一部分移至 $115.5^\circ \sim 116^\circ \text{E}$ 也开始减弱消散。

从以上的分析,我们发现,在整个 β 中尺度对流系统的发展过程中,低层的辐合中心与高层的辐散中心相对应。系统向其下游高层新生辐散区,低层辐合区移动。同时辐合辐散的强度也表征了对流系统的发展强度。

图 7 为模式细网格结果经过尺度分离后得到的 850 和 300 hPa 的中尺度流场特征,其中阴影为相对应时段内的降水区。

首先分析 19 日 00 时 850 hPa 流场,原先存在的 β 中尺度对流系统在该时刻已经发展旺盛,降水中心($31^\circ \text{N}, 115^\circ \text{E}$)处对应有低层的一个辐合中心,为一个典型的中尺度气旋性环流。在其东北侧不远处($32^\circ \text{N}, 116.5^\circ \text{E}$)附近已经开始出现气流的辐合现象。这种低层的辐合现象造成了该区域水汽的中尺度辐合,从而加强了对流系统的发展。低空的辐合往往与高层的辐散相对应。从相应时刻的 300 hPa 高空图上看,与低层的辐合中心对应的高层存在一个辐散中心。值得注意的是在高层辐散中心的偏东侧又出现了一个新生的弱反气旋性的中尺度环流($31.5^\circ \text{N}, 116^\circ \text{E}$),在 3 h 后的图 7b 上,整个中尺度环流移到了新生中尺度反气旋性环流处。这一结

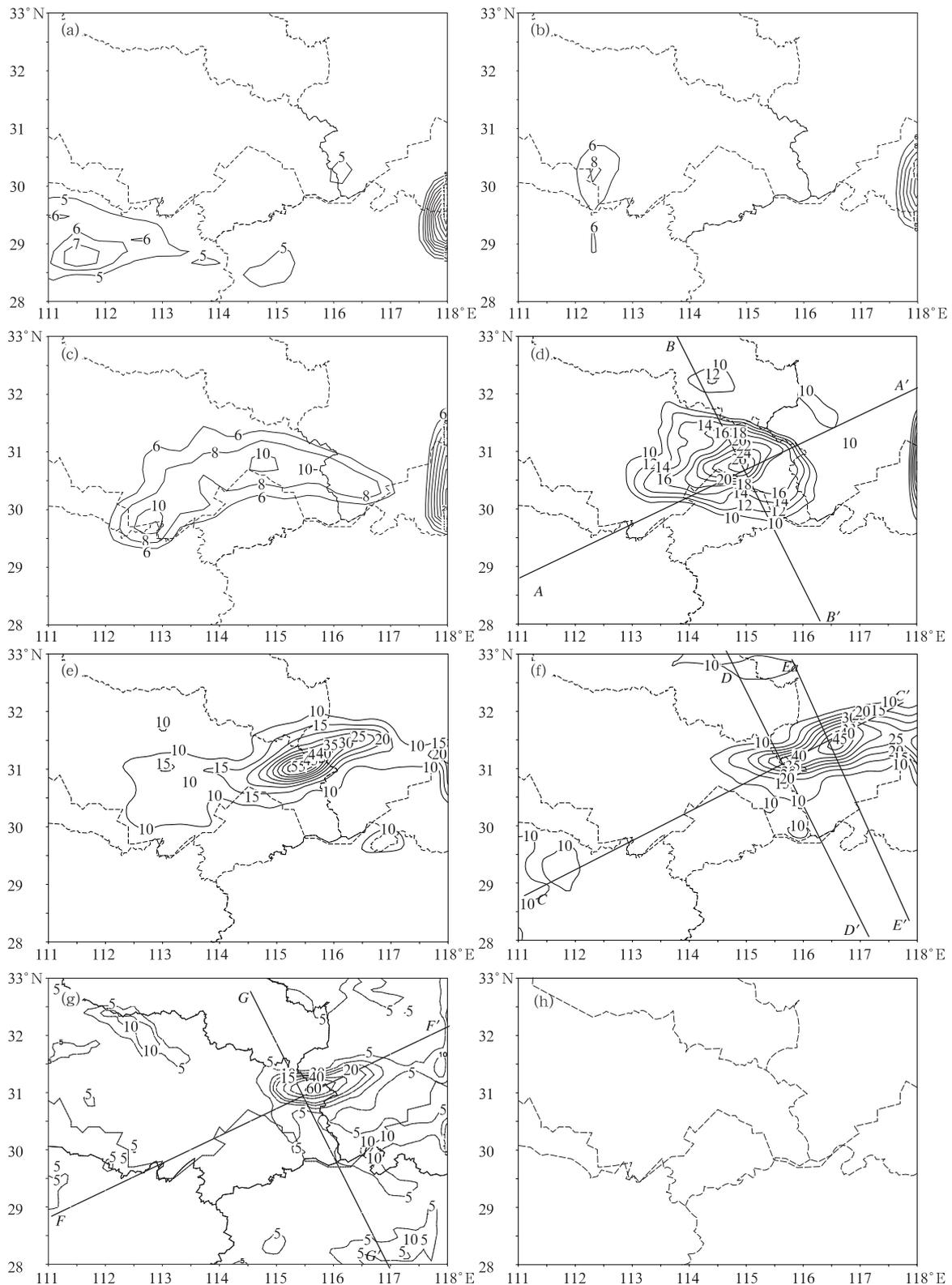


图5 6月18~19日每3 h模拟降水量(mm)

a. 18日12~15时, b. 18日15~18时, c. 18日18~21时, d. 18日21时~19日00时,
e. 19日00~03时, f. 19日03~06时, g. 19日06~09时, h. 19日09~12时

Fig. 5 Simulated hourly rainfall (mm) at 3-h intervals during 18-19 June

(a. 12:00-15:00 UTC 18 June, b. 15:00-18:00 UTC 18 June, c. 18:00-21:00 UTC 18 June,
d. 21:00 UTC 18 June-00:00 UTC 19 June, e. 00:00-03:00 UTC 19 June, f. 03:00-06:00 UTC
19 June, g. 06:00-09:00 UTC 19 June, h. 09:00-12:00 UTC 19 June)

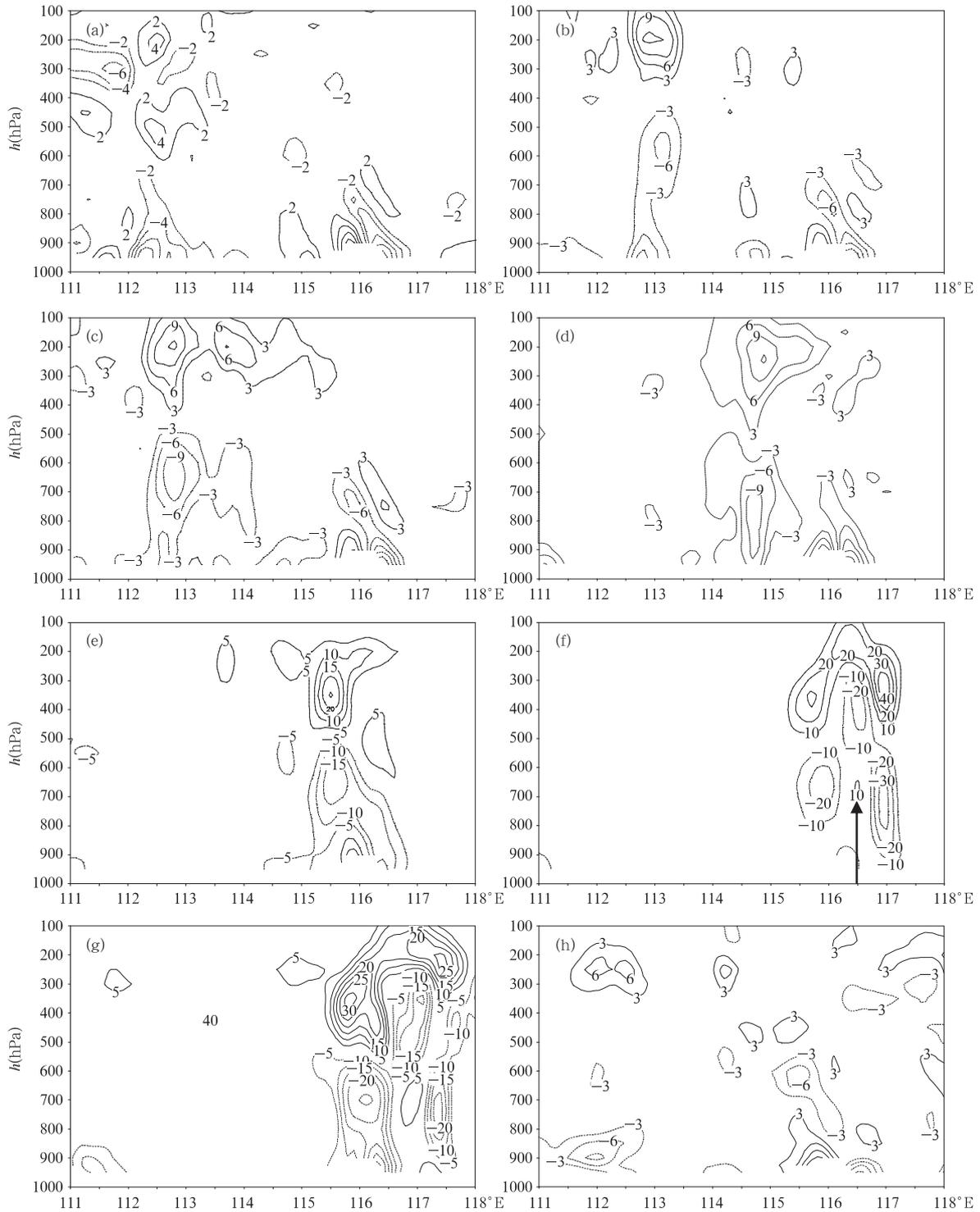


图 6 沿图 5d 中 AA' 的散度场垂直剖面(10^{-5} s^{-1})

(a. 18 日 15 时, b. 18 日 18 时, c. 18 日 21 时, d. 19 日 00 时, e. 19 日 03 时, f. 19 日 06 时, g. 19 日 09 时, h. 19 日 12 时)

Fig. 6 Vertical cross sections along line AA' in Fig. 5d for divergence

(a. 15:00 UTC 18 June, b. 18:00 UTC 18 June, c. 21:00 UTC 18 June, d. 00:00 UTC 19 June, e. 03:00 UTC 19 June, f. 06:00 UTC 19 June, g. 09:00 UTC 19 June, h. 12:00 UTC 19 June)

果清楚地表明高层新生反气旋性环流的出现表征了高层辐散气流的加强,从而加强了 β 中尺度系统垂

直方向的抽吸作用,随之加强了低层的辐合。并且对流系统也随着高层辐散区位置的移动而移动。由

此可见,新生的高层辐散反气旋性环流的出现可能是这个中尺度环流移动和进一步发展的先兆。这一结果在图 6c 上也得到了很好的反映。到了 19 日 03 时,图 7b 上也得到了很好的反映。到了 19 日 03 时,图 7b 上已经形成两个很明显的 β 中尺度对流系统,在两个降水中心出现了很明显的辐合现象。同时从图 7e 上看,高空也存在两个辐散中心,与低层的辐合区相对应,且辐散和辐合都达到最大。到了 19 日 06 时,我们可以很清楚地看到,高层的辐散

已经变得不是很有组织,而低层也只保留了一个气旋性环流,且该气旋性环流已经明显减弱。可见,高层反气旋性辐散流场的先期减弱导致了整个中尺度对流系统的衰减。

因此,从整个中尺度对流系统的发展来看,高层辐散流场的抽吸作用对该中尺度对流系统的移动和发展起了重要的作用。 β 中尺度对流系统随着高层辐散气流的移动而移动,且高层辐散流场的加强和

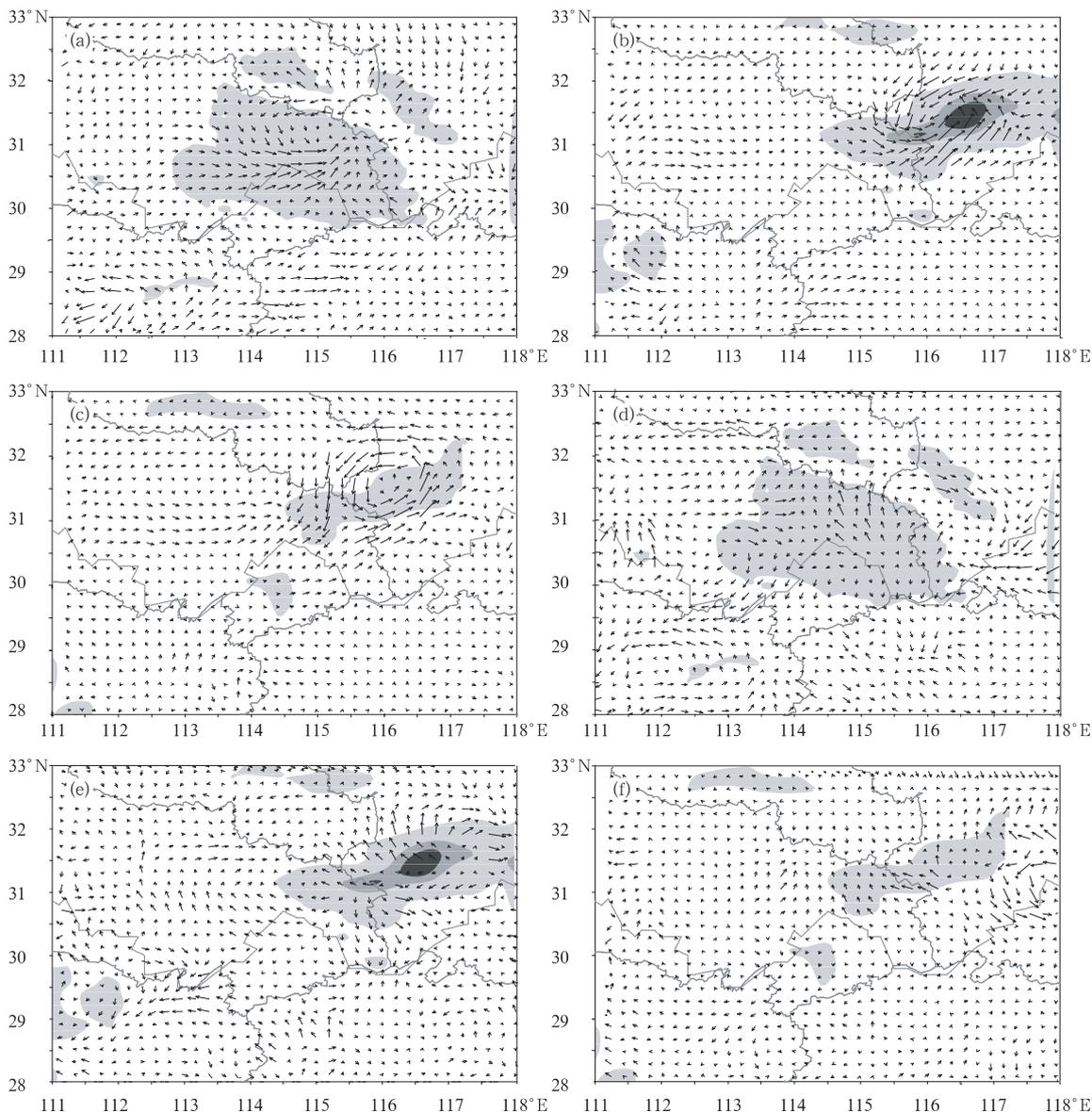


图 7 2002 年 6 月 19 日 03 时中尺度流场

(a, b, c. 850 hPa, 分离后的中尺度流场: a. 19 日 00 时, b. 19 日 03 时, c. 19 日 06 时; d, e, f. 300 hPa, 分离后的中尺度流场: d. 19 日 00 时, e. 19 日 03 时, f. 19 日 06 时; 阴影为该时段内 3 h 降水)

Fig. 7 Mesoscale horizontal wind vectors at 03:00 UTC 19 June 2002

(a. 850 hPa, at 00:00 UTC 19 June, b. 850 hPa, at 03:00 UTC 19 June, c. 850 hPa, at 06:00 UTC 19 June, d. 300 hPa, at 00:00 UTC 19 June, e. 300 hPa, at 03:00 UTC 19 June, f. 300 hPa, at 06:00 UTC 19 June; Shaded gray represents the areas of rainfall at 3-h intervals)

衰减是导致对流系统加强和减弱的重要原因。

5 β 中尺度对流系统的结构特征和演变机制

5.1 中尺度对流系统的发展

从19日00时沿降水图上AA'和BB'的剖面(图8)可以看到,等值线在32°~34°N的低层比较密集,且一直伸展到600 hPa(图8a),这就是所谓的梅雨锋中低层锋区,而且在800 hPa处明显南突。另外在中高层存在一明显南倾的高层锋区。这样就形成了近地层位于山脉以北,且低层南突而中高层南倾的梅雨锋结构。值得注意的是在梅雨锋南侧有一明显的暖湿堆,高值中心位于31°N,900 hPa位面。在30.5°~32°N内存在一范围较广的对流不稳定区($\frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} > 0$),一直伸展到550 hPa,有利于对流的发展。锋前从西南方向过来的暖湿气流在850 hPa附近辐合抬升,一直伸展到150 hPa。且在锋前中高层对流上升运动的南侧形成一个较弱的垂直次级环

流。而在26°N处存在一个 θ_{se} 的低值中心,位于700 hPa,这样700 hPa以下就形成了暖湿气流的输送通道。从图8b上可以进一步看到,在700 hPa以下为一暖湿舌,自西向东沿地形西坡爬升,在115°~116.5°E的地形上空形成明显的对流不稳定区,从低层伸展到550 hPa,550到400 hPa为中性,400 hPa以上为稳定层结。上升气流在地形西坡向上爬升时,爬升运动触发了强烈的对流不稳定能量的释放,使上升运动很快发展。其中心位于600~500 hPa,强度达0.8 m/s。在对流区的西侧有一个 θ_{se} 的低值中心,位于600 hPa。而东侧则有两个 θ_{se} 的低值中心,一个位于450 hPa,另一个位于750 hPa。所以从该时刻的剖面图上可以看到在(31°N,115°E)附近存在一个处于发展阶段的中尺度对流单体,且西南方向低层有很强的暖湿空气输入,有利于对流的发展。从相应的散度场(图6d)也可以看到,该对流系统的中低层气流辐合和高层辐散明显,也有利于对流发展。

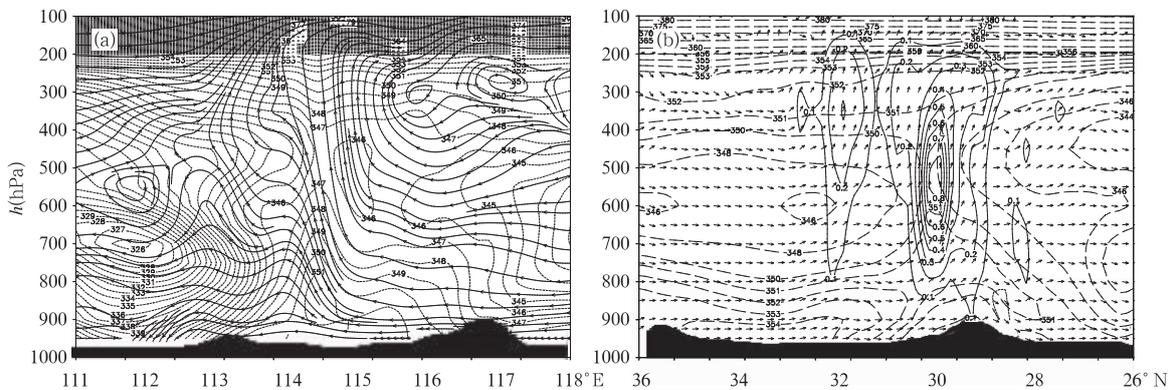


图8 19日00时沿降水图BB',AA'的垂直剖面

(a. 19日00时沿BB', b. 19日00时沿AA')

Fig. 8 Vertical cross sections along line BB', AA' in Fig. 5d at 00:00 UTC 19 June

(a. Along line BB', b. along line AA', dashed line represents (K), solid line is vertical wind (m/s))

因此,从以上的分析可以看出,在对流系统的发展阶段,低层的对流不稳定和地形抬升使得对流系统发生强烈的上升运动。而西南方向过来的暖湿空气则为对流发展提供了充足的水汽。

5.2 中尺度对流系统的分裂

从图6的分析,我们可知,当对流系统移至山地后,高层开始出现两个正散度区,使得对流系统分裂。为了研究对流系统的分裂过程,我们从地形的角度来加以分析。当有地形存在时,图5f上原来的

一个对流系统分裂成了两个,其中一部分被阻挡在山的西侧,另一部分过山很快发展消亡。为了验证一下地形在这次降水过程中的作用,下面做了地形的敏感性试验。当湖北东北侧的大别山不存在时,从18日21时~19日03时每小时降水分布(图9)分析发现,原来的对流系统移至山地所在的位置,由于没有地形的阻挡,它将继续东移,最后不断减弱而消散。而且也由于无地形的影响,原来的对流系统没有发生分裂现象。可见,地形对对流系统的分裂

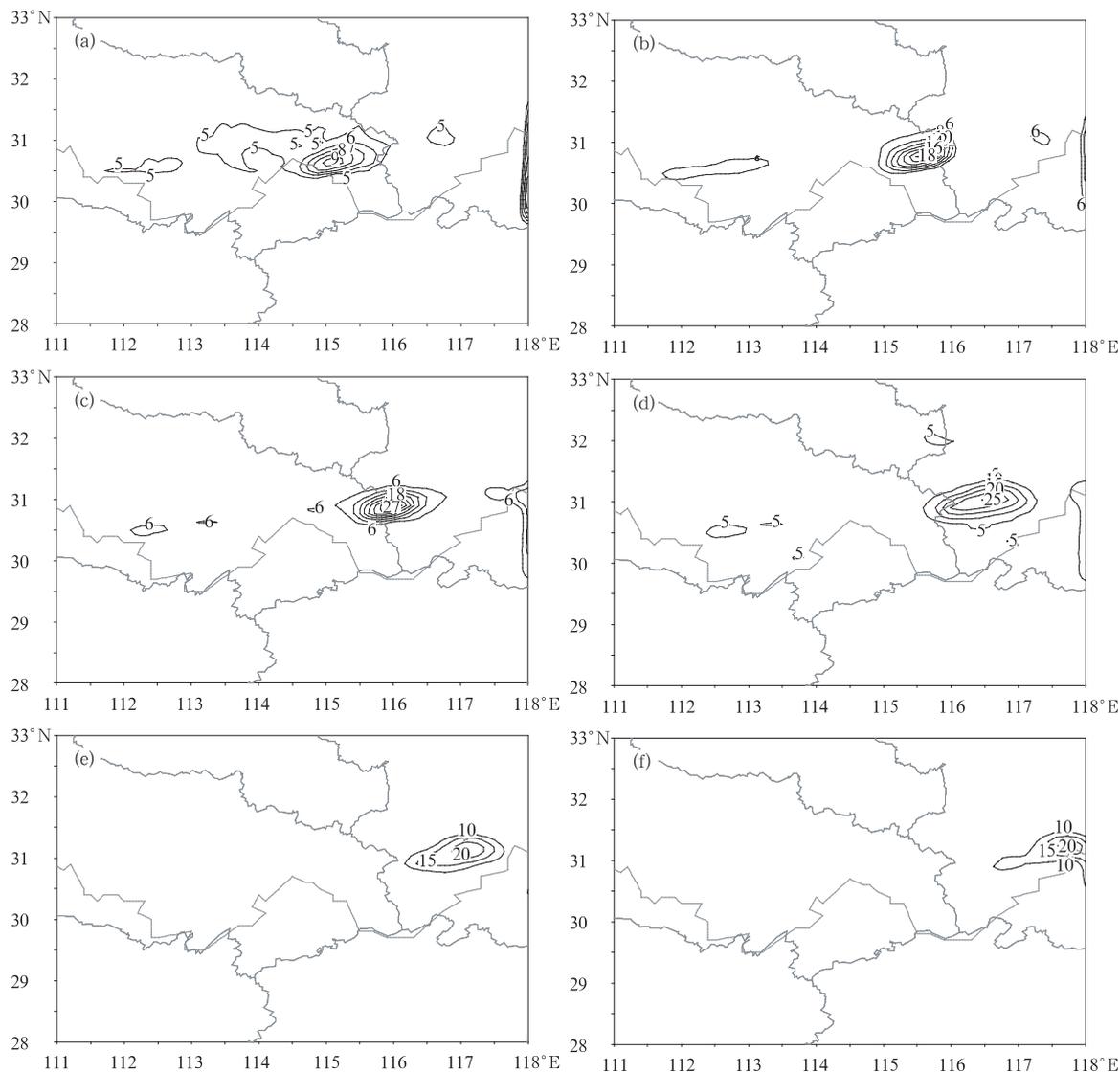


图9 无地形影响时18日21时~19日03时每1h降水变化(mm)

(a. 18日21~22时, b. 18日22~23时, c. 18日23时~19日00时, d. 19日00~01时, e. 19日01~02时, f. 19日02~03时)

Fig. 9 Simulated hourly rainfall (mm) at 1-h intervals in the experiment without the influence of the mountain

(a. 21:00–22:00 UTC 18 June, b. 22:00–23:00 UTC 18 June, c. 23:00–00:00 UTC 19 June,

d. 00:00–01:00 UTC 19 June, e. 01:00–02:00 UTC 19 June, f. 02:00–03:00 UTC 19 June)

起了一定的触发作用。为了进一步分析地形在对流系统的分裂过程中的作用,下面从垂直物理量场的变化来分析。

图10给出了图5f中的沿 CC' 、 DD' 和 EE' 的流场和 θ_{se} 垂直剖面图。图10a表明19日03时,当中尺度对流系统翻越山脉时,便开始发生分裂现象。当中尺度对流系统越山时,一部分受地形的拖曳作用而停留在山脉的西侧,另一部分则由于东侧高层辐散性气流的抽吸作用的加强而向东移动,并翻越山顶到达山的下坡位置。值得注意的是,山脉西侧

区域低层仍然是 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} > 0$ 的对流不稳定区,西南方向过来的暖湿气流还在继续向山脉的西坡输送,使得对流系统在该处得以维持。而对流系统的东侧部分,虽然没有足够的水汽输送来补充,但由于位于下坡位置,气柱开始拉长,根据位涡守恒原理,该处的正涡度增加,有利于对流的维持和发展。然而,从图6e的散度场我们可以看到,在山顶附近出现了正散度,同时该处到了19日04时,出现了 θ_{se} 的低值中心。这清楚地表明对流系统位于山顶的部分得不到足够的水汽而形成 θ_{se} 的低值中心。 θ_{se} 的低值中心

的出现使得原来的不稳定区变为了中性区,不利于对流的发展。在这种情况下,由于对流系统的东西两侧还是处于维持和发展阶段,而中间则开始减弱,这样使得原来的对流单体开始分裂,并分裂成两个 β 中尺度的对流单体。另外,西部的对流单体由于地形的阻挡作用移动较慢;而东部的对流单体处于下坡位置,移动较快,这样对流系统的东西两部分很快分离开来。从图10b上,我们可以清楚地看到两个分裂的对流单体的结构。这一点从前面图6散度场上也得到了很好的反映。且从图6f发现,散度场在水平方向上以正负间隔出现。另外,图10b上,在 116.5°E 上方的箭头所示位置也出现负的垂直速度,其两侧都为正的垂直速度。这一点与散度场在该处的正负出现一致。这表明可能是由于该处地形的存在导致了地形波的产生。一般来说,当气流过山时,由于地形的作用常常会产生地形波。 116.5°E 低层的正散度和下沉运动,使得对流系统位于该处的一部分发展受抑制。而其东西两侧,由于低层还

是负散度,继续发展。这样就导致了对流系统的分裂。由此可见,由于山地的存在,使得山顶出现的低值和下沉气流,从而导致对流系统的东西两侧分裂开来。

图10c中,在 30°N ,低层900 hPa还存在 θ_{se} 的强中心,形成很强的对流不稳定,且一直伸展到600 hPa,而600 hPa以上则为对流稳定区。因此该处的对流单体还能继续维持。但是与前面19日00时不同的是,在中低层,其层结已经开始变为中性,而且有一个 θ_{se} 的低值区自南向北伸展到该对流系统前缘。该 θ_{se} 低值区的出现可能是因为水汽上升发生凝结,形成雨水降落,同时该处又没有水汽继续补偿所导致。从图10d上我们也看到了同样的现象,在东部对流单体的前缘中层600~700 hPa出现了很强的 θ_{se} 低值中心,其上部都为稳定层结。在这样的条件下,将会抑制对流的发展,使得该对流系统很快衰减,这一点从下面的图11上就得到了进一步证实。由此可见,水汽上升凝结成水滴降落是造成中

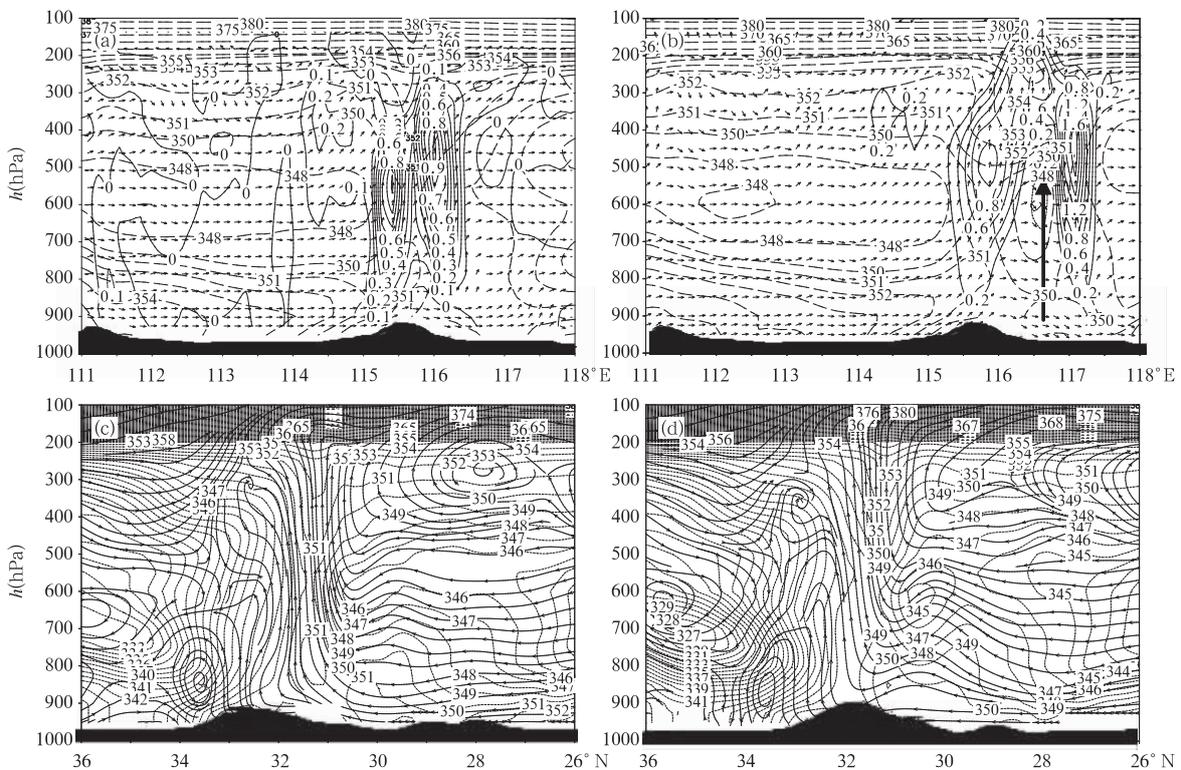


图10 沿图5f中 CC' 、 DD' 、 EE' 的垂直剖面

(a. 19日03时沿 CC' , b. 19日04时沿 CC' , c. 19日03时沿 DD' , d. 19日04时沿 EE' ;
长虚线和短虚线为(K),实线为垂直速度(m/s))

Fig. 10 Vertical cross sections along line CC' , DD' , EE' in Fig. 5f

(a. along line CC' at 03:00 UTC 19 June, b. along line CC' at 04:00 UTC 19 June, c. along line DD' at 03:00 UTC 19 June, d. along line EE' at 04:00 UTC 19 June, dashed line represents (K), solid line is vertical wind(m/s))

上层水汽减少的直接原因,如果没有水汽继续补偿的话,将会导致对流系统的减弱。因此我们可以认为:如果在中层出现 θ_{se} 的低值中心的话,对流将由原来的不稳定层结变为稳定层结,不利于对流发展。

所以从以上的分析可知,在对流系统的分裂过程中,由于地形的作用使得原来的对流系统的东西两侧所受的作用不同而分裂,且地形激发的地形波也进一步加剧了它的分裂。另外对流系统中部,由于水汽上升凝结降落,造成了中上层的水汽减少,从而使得中部的不稳定性也减弱,不利于发展,最后导致了对流系统的分裂。

5.3 中尺度对流系统的衰减和消亡

图 11 给出了 19 日 06 时沿图 5g 上 FF' , GG' 的剖面。19 日 06 时,东侧的 β 中尺度对流系统在地形和干舌的影响下很快减弱。图 11a 上可见,东部的对流系统一方面由于得不到西南方向输送过来的

水汽,另一方面也由于地形波产生的低层辐散影响,很快崩溃。此时,西部的对流单体前缘的干舌进一步深入,和中高层侵入的干冷空气合并,使得梅雨锋处于锋消,不利于发展,对流系统开始减弱。并且在 $30^\circ \sim 31^\circ N$ 的上方 600 hPa 处,形成 θ_{se} 的低值中心。这一结果一方面进一步说明了该处对流系统由于得不到发展所需的充足水汽而开始减弱。另一方面,分析表明在没有足够暖湿空气补充的条件下(通常在中尺度对流系统衰减阶段),中层北方冷空气的侵入进一步减少了系统内的水汽含量。既减弱了梅雨锋的锋生作用,又减弱了暖湿空气的爬升速度,这就直接影响到梅雨锋前缘中尺度对流系统的湿物理过程,起了正反馈作用,从而加速了系统的衰减。这和在有充沛暖湿气流补充条件下中层冷空气侵入会加速对流系统的发展完全不同。同时,由于受东侧对流系统的下沉支的影响,其低层也开始出现下沉气流,从而也开始衰减。

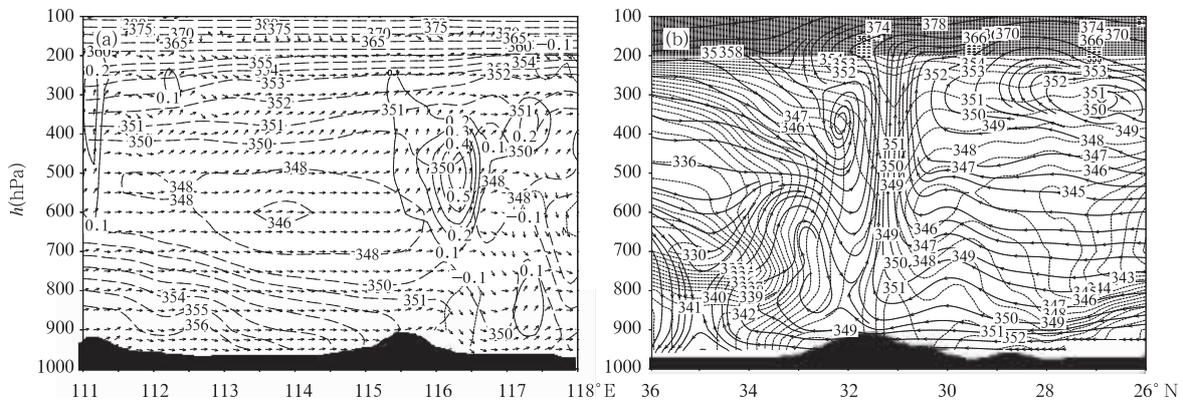


图 11 19 日 06 时沿图 5g 中 FF' , GG' 的垂直剖面

(a. 19 日 06 时沿 FF' , b. 19 日 06 时沿 GG' ; 长虚线和短虚线为 θ_{se} (K), 实线为垂直速度 (m/s))

Fig. 11 Vertical cross sections along line FF' , GG' in Fig. 5g at 06:00 UTC 19 June

(a. along line FF' , b. along line GG' , dashed line represents (K), solid line is vertical wind (m/s))

由此可见,对流系统中层干空气的出现减弱了系统的发展,西南方向的暖湿气流输送的减少和下沉气流的影响也促进了对流单体的消亡。同时也进一步验证了对流系统前缘 θ_{se} 的低值中心的出现是对流系统减弱的前兆。另外地形波的辐散区的下沉气流也是对流系统衰减的一个重要原因。

5.4 中尺度对流系统的发展演变模型

综上所述,在整个对流发展过程中,高层的辐散抽吸、低层的水汽输送、 θ_{se} 干舌和地形的存在都起了至关重要的作用。从以上的分析我们可以得到中尺度对流系统的发展演变模型。

在中尺度对流系统的发展过程中,主要原因是:(1)高层辐散性反气旋环流的抽吸使得低层辐合加强,从而加强对流系统的发展;(2)中低层强烈的对流不稳定层结导致了强烈的上升运动;(3)西南方向过来的暖湿气流给对流发展提供了必需的水汽条件;(4)地形的抬升加强了上升运动。图 12a 给出了中尺度对流系统处于发展阶段的结构模型图,从图上我们可以很清楚地看出引起对流发展的一些触发因素。

中尺度对流系统在分裂阶段主要受以下几个方面的影响:(1)地形的存在使得对流系统的前部在下

坡位置时气柱拉长,正涡度增大;后部由于地形的抬升作用和暖湿气流的继续输入而不稳定性加强维持发展;(2)山顶处水汽上升发生凝结,形成雨水降落,同时该处又没有足够的水汽继续补偿,导致对流系

统的中间出现 θ_{se} 低值,系统减弱;(3)地形波的产生使得对流系统的中间部位出现正散度和下沉气流,进一步加强了对流系统的分裂。图12b给出了在这些影响机制下的中尺度对流系统的分裂结构模型。

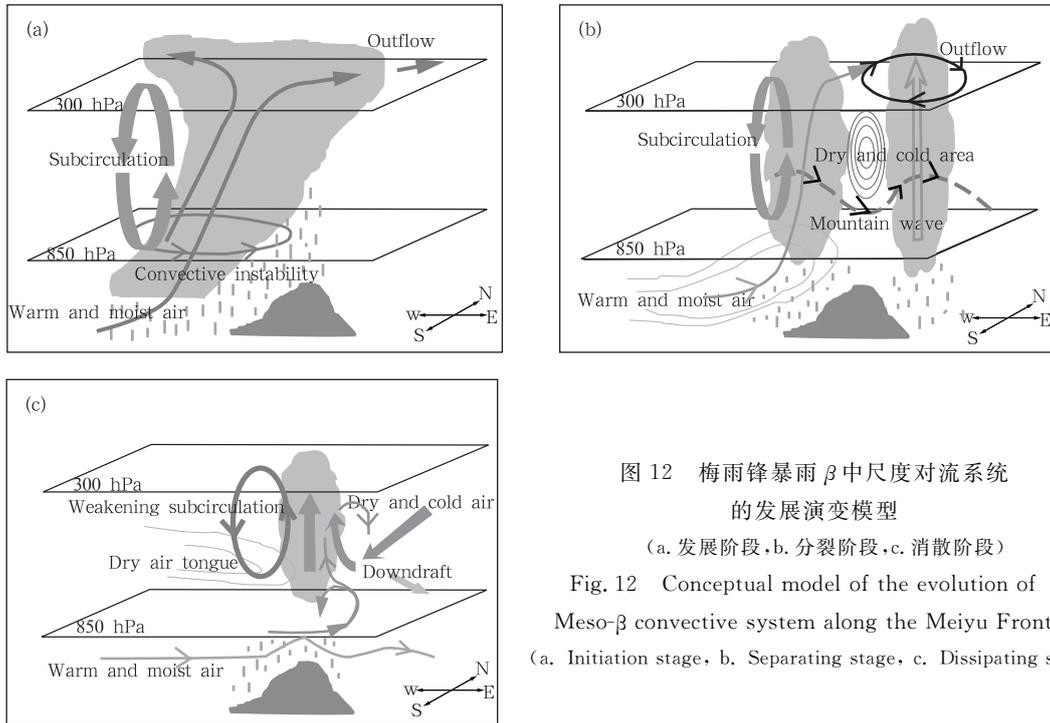


图12 梅雨锋暴雨 β 中尺度对流系统的发展演变模型

(a. 发展阶段, b. 分裂阶段, c. 消散阶段)

Fig. 12 Conceptual model of the evolution of Meso- β convective system along the Meiyu Front

(a. Initiation stage, b. Separating stage, c. Dissipating stage)

最后对流系统在以下一些原因的共同作用下开始衰亡:(1)中高层水汽凝结降落后造成水汽严重不足,而低层的水汽又无法及时补偿;(2)高层的辐散气流明显减弱变得无组织;(3)下沉气流的影响;(4)干冷空气与干舌同时侵入对流系统的中高层。图12c上很清楚地描绘了中尺度对流系统处于衰亡阶段的结构模型。

所以,从图12所示的中尺度对流系统的发展演变模型,我们能够很清楚地了解到中尺度对流系统整个发展演变过程。

6 结论

文中利用模拟结果分析 β 中尺度对流系统的发展演变时得到如下结论:

(1) β 中尺度对流系统的发展演变伴随了相应的中尺度低空辐合流场和相应的高空辐散流场。高空辐散性环流的移动标志了对流系统的移动方向,其强度则反映了对流系统的发展。

(2) 当中尺度对流系统移动到山地附近时,受

地形的作用抬升,不稳定性加强。但同时由于山地的存在使得对流系统的东西部位所受的作用不同而分裂。东侧由于处在山脉的背风坡位置而气柱拉长,涡度加大,有利于发展;西侧则由于处于迎风坡,受地形抬升和西南方向过来的暖湿气流作用而继续维持发展;中间则由于水汽的降落变得比较干燥,同时也受地形波的下沉支的影响,不稳定性减弱而不利于发展。所以地形的存在是该次中尺度对流系统分裂的主要原因。

(3) 在降水减少中高层水汽的情况下,没有足够的水汽补偿是对流系统衰亡的主要原因。系统中低层前缘出现 θ_{se} 低值中心是这次对流系统衰亡的前兆。另外在没有足够暖湿气流补充的条件下,中层北方干空气的侵入加速了中尺度对流系统的崩溃。反之,在有充沛暖湿空气补充的条件下,中层冷空气的侵入将加速中尺度对流系统的发展。因此,中层北方干冷空气的侵入和 θ_{se} 的低值中心的出现是中尺度对流系统衰减的重要原因。

(4) 最后从以上的分析得出了该次梅雨锋暴雨

过程中的 β 中尺度对流系统的发展演变模型图。

参考文献

- [1] Chen G T-J. Observational aspects of Mei-yu phenomena in subtropical China. *J Meteor Soc Japan*, 1983, 61:306-312
- [2] Leary C A, Houze Jr R A. The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. *J Atmos Sci*, 1979, 36: 437-457
- [3] Ninomiya K, Murakami T. The early summer rainy season (Baiu) over Japan. In Chang C P, Krishnamurti T, Eds. *Monsoon meteorology*. Oxford University Press, 1987. 93-121
- [4] Chen Shou Jun, Kuo Ying-Hwa, Wang Wei, et al. A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu Front. *Mon Wea Rev*, 1997, 126: 2330-2351
- [5] Chen S-J, Wang W, Lau K-H, et al. Mesoscale convective systems along the Mei-yu front in a numerical model. *Meteor Atmos Physics*, 2000, 75: 149-160
- [6] Zhang Qinghong, Lau Kai-Hon, Wang Hongqing, et al. Numerical simulation on mesoscale convective system along Mei-yu front in Southern China. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45: 2093-2096
- [7] Zhang Qinghong, Lau Kai-Hon, Kuo Ying-Hwa, et al. A Numerical Study of a Mesoscale Convective System over the Taiwan Strait. *Mon Wea Rev*, 2003, 131: 1150-1170
- [8] Romero R, Doswell III C A. Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over Eastern Spain. *Mon Wea Rev*, 2000, 128: 3731-3751
- [9] 孙健, 赵平, 周秀骥. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. *气象学报*, 2002, 60(3): 333-342
Sun Jian, Zhao Pin and Zhou Xiuji. The mesoscale structure of a south China rainstorm and the influence of complex topography. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*. 2002, 60(3): 333-342
- [10] 崔春光, 闵爱荣, 胡伯威. 中尺度地形对“98.7”鄂东特大暴雨的动力作用. *气象学报*, 2002, 60(5): 602-612
Cui Chunguang, Min Airong and Hu Bowei. Dynamic effect of mesoscale terrain on “98.7” extremely heavy rain in the east of Hubei province. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*. 2002, 60(5): 602-612
- [11] 高坤, 翟国庆, 俞樟孝等. 华东中尺度地形对浙北暴雨影响的模拟研究. *气象学报*, 1994, 52(2): 157-164
Gao Kun, Zhai Guoqing, Yu Zhangxiao, et al. The simulation study of the meso-scale orographic effects on heavy rain in east China. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*. 1994, 52(2): 157-164
- [12] Corfidi S F, Merritt J H, Fritsch J M. Predicting the movement of mesoscale convective complexes. *Wea Forecasting*, 1996, 11: 41-46

NUMERICAL STUDY OF THE EVOLUTION MECHANISM OF MESO- β SCALE CONVECTIVE SYSTEM ALONG THE MEI-YU FRONT

Jiang Xiaoyan

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Ni Yunqi

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract

On 18–19 June 2002, a mesoscale convective system developed in Hubei Province along the Mei-yu front. The synoptic situation showed that the mesoscale convective system was influenced by the shear line at 850 hPa. From the Tbb data, the evolution of the convective cloud clusters was very clear. It was obvious, during this event, the mesoscale convective system split into two meso- β scale convective systems when it moved toward the northeast. To understand the evolution mechanism of the MCS, numerical simulations for this event were performed using mesoscale model (MM5). The model successfully captured the evolution of the MCS, including the vertical structure.

Due to the divergence in the high level and the convergence in the low level, the MCS was strengthened. In addition, the divergence in the high level was the cause of the movement of the MCS. And influenced by the orography, when the MCS moved to the mountain, it separated into parts. From the sensitivity experiment of the mountain, the orography was shown to be important for the splitting of the MCS. The existence of the mountain not only contributed the low-level convergence and enhanced upslope winds, but also made the MCS separated and to dissipate.

The results indicated the mountain wave was produced when the air current passed by the orography. Then, because of the reduction of moist air in the mid-level and the downdraft of the mountain wave, the meso- β scale convective systems were weakened. According to the analysis, a conceptual evolution model of the MCS along the Mei-yu front has been achieved.

Key words: Mei-yu front, Meso- β scale convective system, Evolution, Orography.