

汪汇洁, 孙建华, 赵思雄, 等. 2010年秋季一次海南东海岸特大暴雨的中尺度分析[J]. 热带气象学报, 2014, 30(3): 518-532.

文章编号: 1004-4965(2014)03-0518-15

## 2010年秋季一次海南东海岸特大暴雨的中尺度分析

汪汇洁<sup>1,2,5</sup>, 孙建华<sup>1,4</sup>, 赵思雄<sup>3</sup>, 傅慎明<sup>3</sup>

(1. 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;  
3. 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029;  
4. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044; 5. 95968 部队气象台, 北京 100097)

**摘要:** 综合利用NCEP再分析资料、地面加密观测、多普勒雷达观测和卫星观测等常规和非常规资料, 对2010年10月5日海南琼海特大暴雨过程的天气背景、环境场特征以及中尺度云团的活动特征进行分析。这次过程发生时热带辐合带(ITCZ)异常活跃, 热带低压在海南岛附近活动, 为此次特大暴雨的发生提供了有利的环流背景, 偏东气流在海南岛的东岸特殊地形的影响下形成中尺度切变线。切变线上有中尺度对流系统自南向北移近琼海, 并发展加强。采用WRF模式的精细模拟结果, 进一步研究了造成琼海特大暴雨的中尺度对流系统形成和维持的主要原因。结果表明, 在海南岛东岸稳定维持的 $\beta$ 中尺度对流带及其上活跃的对流系统是造成特大暴雨的直接影响系统。新的对流系统不断地沿对流带尾部生成, 并沿对流带自南向北移动发展可能是造成琼海地区强降水持续的直接原因。该模拟阶段雨强的发展加强, 伴随着偏东风急流的发展和北抬。急流的扰动不仅增强垂直风切变, 还通过倾斜项的作用将水平涡度转化为垂直涡度, 同时, 在海南岛中尺度地形的抬升和阻滞下, 并有水平平流及热力条件的配合, 使对流在迎风坡的上游发展加强, 造成此次特大暴雨。

**关键词:** 秋季极端降水; 观测分析; 线状中尺度对流系统; 地形; 湿Froude数

中图分类号: P426.62

文献标识码: A

Doi: 10.3969/j.issn.1004-4965.2014.03.013

## 1 引言

2010年9月30日—10月8日, 海南出现50年未见的持续性强降水, 岛内多站降水突破历史极值。全过程累积降水量以海南岛东部沿海地区最多, 降雨量超过1 000 mm, 其中琼海站的过程雨量最大, 达1 470.2 mm(图1a), 而该区域气候平均的9—10月的累积雨量为1 000~1 200 mm, 即这次过程的总降雨量已超过9—10月的气候平均。此次持续性的强降水过程分别受三次天气过程的影响, 值得关注的是, 第二次过程中, 仅10月5日琼海站(QH)单日降水已达701.9 mm, 占整个过程9 d总降水量的一半, 即便琼海站在秋季大暴雨和特大暴雨频发<sup>[1~2]</sup>, 但如此强的降水仍

属罕见, 给当地经济造成重大损失。

除了台风暴雨外, 以往对华南暴雨的研究多集中在对前汛期暴雨<sup>[3~8]</sup>的研究上, 对秋季暴雨的研究相对较少。目前对于海南秋季暴雨的研究, 又多集中于气候背景如赤道中东海表温度异常引起的Walker环流异常<sup>[9]</sup>, 或暴雨发生的环流背景, 如缓慢移动的热带气旋或热带低压与南下弱冷空气、副热带高压、东风波的相互作用<sup>[10~12]</sup>。此外, 热带低压外围螺旋云带中的中尺度对流系统(MCS)<sup>[13]</sup>、或东风急流的向岸风辐合及地形强迫抬升均可成为暴雨的触发机制<sup>[14]</sup>。刘家峻等<sup>[15]</sup>通过对这类暴雨的数值模拟, 揭示出暴雨中心低层的条件对称不稳定对中层的对流不稳定的触发作用, 以及凝结潜热释放对大暴雨过程的反馈作

收稿日期: 2013-01-30; 修订日期: 2014-03-28

资助项目: 国家重点基础研究规划项目(2012CB417201); 国家自然科学基金项目(41075032、41205027)共同资助

通讯作者: 汪汇洁, 女, 江苏省人, 博士, 从事中尺度天气分析和模拟研究。E-mail: wanghuijie@mail.iap.ac.cn

用。应当看到, 该类秋季暴雨具有一定的普遍性。同纬度带的越南、美国南部在秋季亦有相似冷空气与热带低压偏南风辐合引起的大暴雨发生<sup>[16–17]</sup>, Galarneau 等<sup>[18]</sup>通过合成分析总结出美国南部冷空气与热带低压相互作用的天气学概念模型。然而, 以前对这类秋季持续性暴雨的研究大多侧重于大尺度的天气学分析和模拟, 对产生大暴雨的中小尺度系统的研究大多是基于雷达观测资料的分析, 对海南岛秋季频发大暴雨的中尺度系统发生、发展的物理机制尚且缺乏深入的研究。因此, 本文将试图通过分析常规、非常规观测资料和数值试验相结合的方法, 对形成此次特大暴雨的天气尺度和中尺度系统的结构特征及形成机制进行探讨。

## 2 大尺度背景条件

该次海南岛持续性暴雨过程共持续 9 d。其间, 根据影响系统的不同, 以及雨区和雨强大小的分布, 将此次持续性暴雨过程分为 3 个阶段: (1) 9月30日—10月2日, 以海南岛东南沿岸的局地暴雨为主; (2) 10月3—5日, 强降水中心集中于东部沿海, 全岛普降暴雨至大暴雨, 甚至达到特大暴雨; (3) 10月5—8日, 在海南岛东北部降大到暴雨, 局地大暴雨。对于持续 9 d(包括三次过程)的环流特征及中低纬度系统的相互作用已作了一些研究<sup>[19]</sup>, 但是对于其中单日琼海的最强降水, 尤其是中尺度特征, 尚未见到有专门的研究, 本文对此作了分析模拟, 并对其机理作了探讨。其中在第二阶段, 5日00时—6日00时(世界时, 下同)全岛单日降雨量普遍超过 50 mm(图 1b), 接近一半地区的降雨量达到 100 mm 的大暴雨量级。全岛降雨量自东向西逐渐减少, 以东部沿岸最多, 达到 250 mm 的特大暴雨级别, 其中琼海站(QH)24 h 降雨量达到 701.9 mm, 万宁站(WN)雨量为 392.2 mm, 定安站(DA)雨量为 280.9 mm。降水最大的区域在海南岛的东海岸, 尤其是东海岸的中部地区, 这次过程的降雨量分布与气候平均的降雨量分布基本一致(图 1a), 该暴雨中

心的出现除了环流背景条件外, 可能与海陆差异和海南岛的特殊地形有关。下面首先分析天气尺度的背景条件。

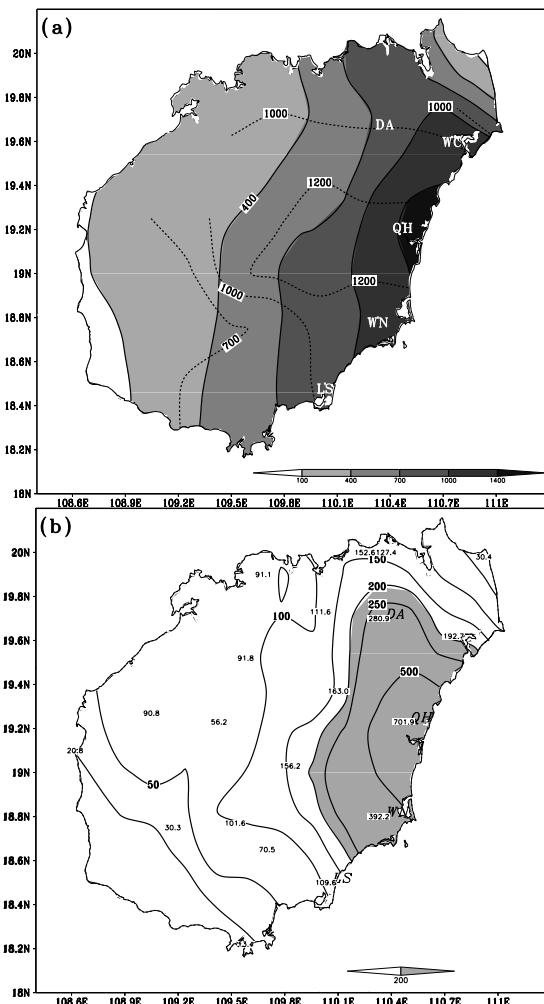


图 1 a. 2010 年 9 月 30 日 00 时—10 月 9 日 00 时地面观测的累积降水量(阴影)和 1982—2012 年平均的 9—10 月的累积降水量(虚线); b. 2010 年 10 月 5 日 00 时—6 日 00 时地面观测的 24 h 累积降水量(mm)。

从 10 月 5 日 00 时的 500 hPa 高度场分布(图 2a), 可以看到中西伯利亚高原受极涡控制, 西伯利亚地区维持较强的平直西风气流, 东亚沿岸的槽较深, 槽后的高空急流(200 hPa 风速大于 40 m/s)位于 25°N 以北。西太平洋副热带高压主体位于太平洋中部且偏北, 其西边界位于菲律宾群岛附近, 在大暴雨发生后再次西伸进入南海(图 2b), 同时东亚槽减弱。高原北部气流多扰动, 在高原东部有明显小槽将冷空气输送到华南沿海, 并影响海南岛。另一方面, 在中南半岛东部有一深厚

暖性涡旋(图 2a、2c)，该涡旋的辐合区沿着 ITCZ 逐渐向东北方向伸展。从三亚站 4 日 12 时(图 3a)—5 日 00 时探空曲线(图 3b)的演变可见，中低层的风场由一致的偏东风转为偏西风，说明海南岛在 5 日 00 时已受到该涡旋气流的影响，伴随低层的湿度明显增大。5 日 06 时在海南岛西部发展出一个闭合涡旋(热带低压)(图 2d)，其外围的偏南和偏东气流将南海和西太平洋的充沛水汽<sup>[20]</sup>向海南岛东北部输送，在海南岛东侧和东北侧先后出现强辐合区，该涡旋对此次强降水有直接影响。

地面图上，我国大陆受高压系统控制(图略)，孟加拉湾的低压系统东伸，在海南岛附近形成热

带低压系统(这与图 2d 的情况很相近)，该涡旋持续时间达 4 日之久，10 月 10 日才减弱消失，Fu 等<sup>[21]</sup>通过对这个涡旋的强度、螺旋度和涡旋动能收支的诊断，分析其长期维持的机制。在该涡旋的生命史中，以生成当日的强度最强，达热带低压等级，在海南岛引发的降水量也是当日最大。综上所述，异常活跃的 ITCZ 和水汽充沛的偏东气流，以及在海南岛附近徘徊的热带低压为此次特大暴雨的发生提供了有利的环流背景。然而，在此背景下海南岛东海岸、尤其是琼海单日特大暴雨的直接影响系统，乃至影响其发生发展的中尺度对流系统将在下文展开进一步的中尺度分析和模拟研究。

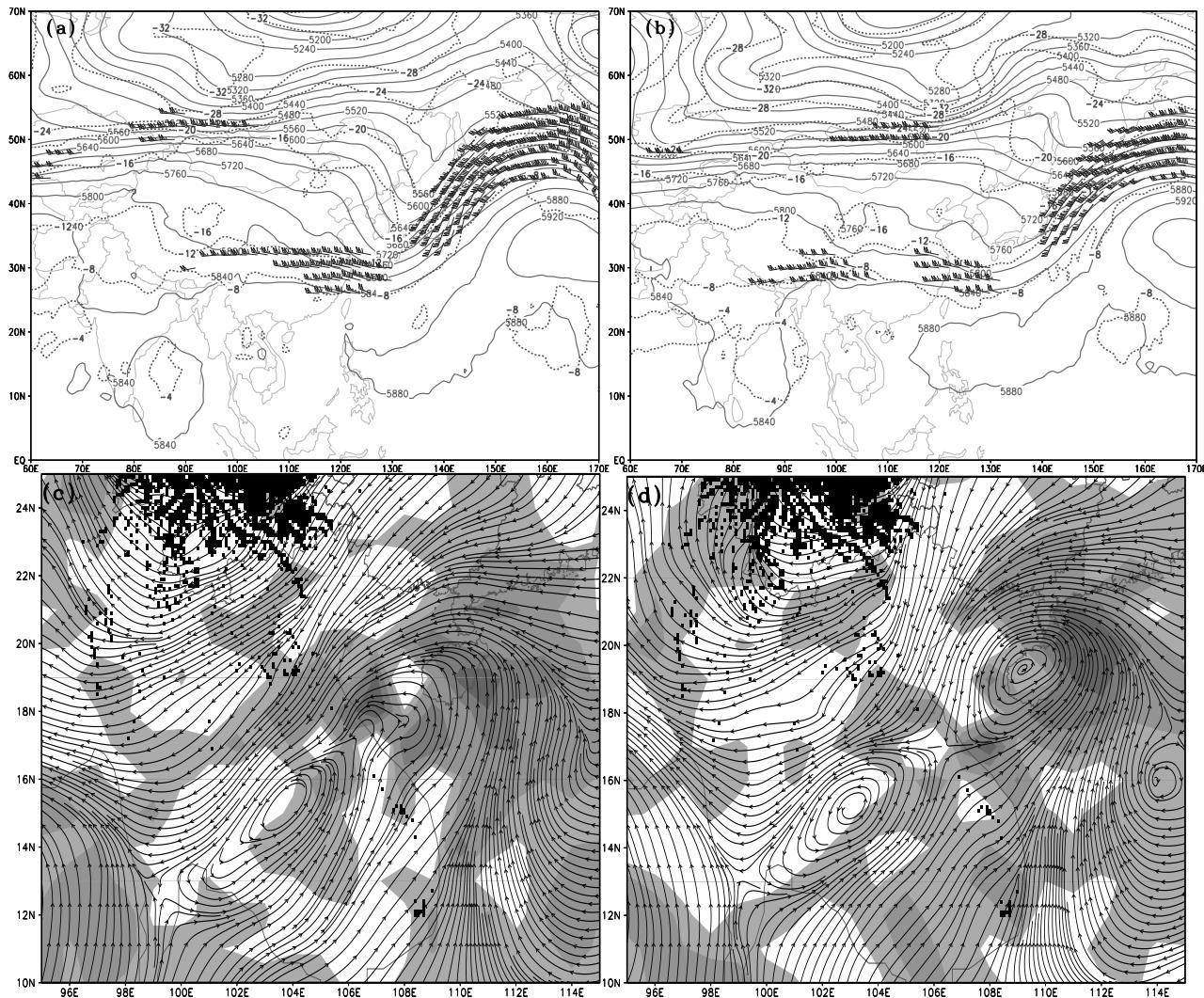


图 2 2010 年 10 月 5—6 日的 500 hPa 高度场(实线, gpm)、温度场(虚线, °C)及 200 hPa 高空急流(风矢, m/s)(a, b), 850 hPa 流场和整层水汽通量散度(阴影,  $10^{-4} \text{ kg/(m}^2 \text{ s)}$ )(c, d) a.、c. 10 月 5 日 00 时; b. 10 月 6 日 00 时; d. 10 月 5 日 06 时。

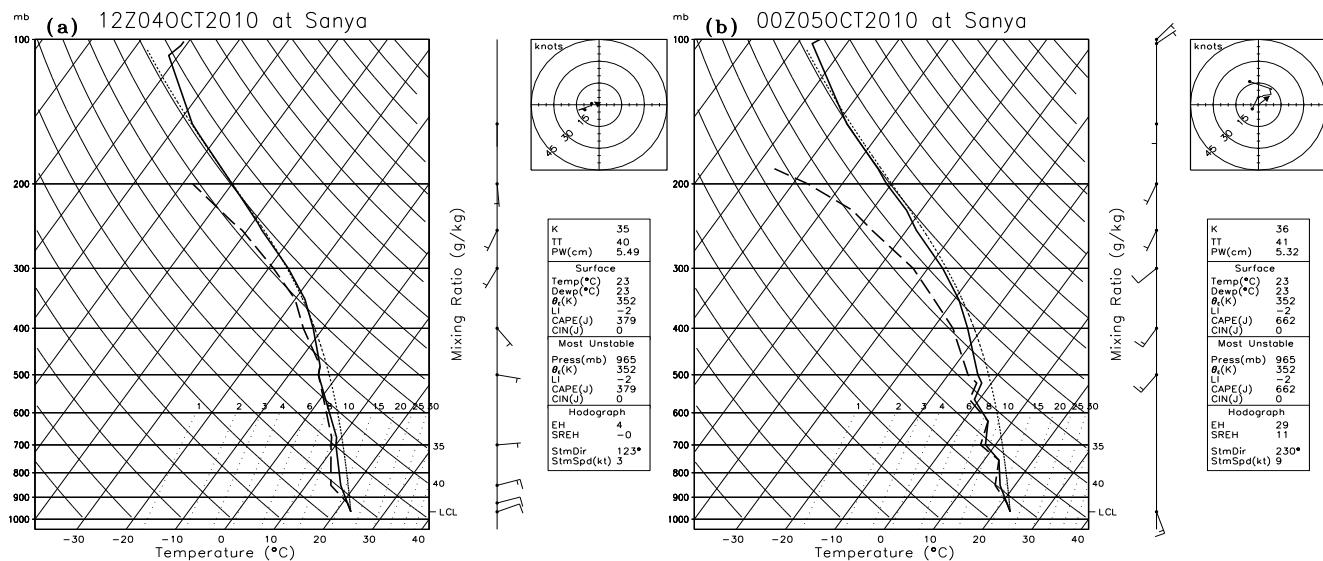


图3 2010年10月4—5日三亚站的探空曲线

### 3 中尺度系统分析

#### 3.1 雨团分布和地面风场演变

以降水强度(即1 h内实际降水量)将中尺度雨团划分为:  $\geq 10 \text{ mm/h}$  的中尺度雨团、 $\geq 25 \text{ mm/h}$  的中尺度强雨团, 和 $\geq 55 \text{ mm/h}$  的中尺度特强雨团<sup>[22–23]</sup>。从5日岛内各站每两小时降水量和地面风场分布, 可以看出中尺度雨团及其内部的变化(图4)。5日01—02时为对流云团的初生阶段, 有局地零星发展的中尺度雨团, 全岛盛行较一致的弱偏东风, 其中东部沿海的站为东南风, 其他均为东北风, 在沿海地区已经形成东南风和东北风的切变。从03时起, 在海南岛东部沿岸新生的两个中尺度雨团开始发展。05时两雨团沿切变线迅速合并, 在琼海附近发展出中尺度特强雨团, 该雨团在原地发展约两小时后减弱为中尺度强雨团, 并仍维持在琼海附近, 但切变线开始减弱消失。从08时开始, 海南岛东南部的风场又逐渐转为东南风, 琼海附近的中尺度强雨团再次发展扩张, 直至10时再次发展出γ中尺度特强雨团, 并维持至12时后明显减弱。从14时起, 在定安和万宁又发展出新的中尺度雨团, 两雨团移向南偏东, 于16时合并, 且在琼海发展出强雨团, 该中尺度强雨团缓慢南移, 于19时到达万宁, 随后出海, 但整个中尺度雨团仍维持在海南岛中东部,

实线为温度, 虚线为露点。a. 4日12时; b. 5日00时。

并于21时再次发展出强雨团核心, 向东北移动, 于6日00时后减弱出海。值得关注的是, 对应每一次中尺度强雨团的发展加强, 东南沿海的地面风风向都发生变化, 在雨团附近都有东北风和东南风的切变。

#### 3.2 琼海的雨峰及其地面要素特征

从中尺度雨团的移动发展过程可见, 雨团多于琼海附近发展维持, 为反映雨团中该站的降水特征, 图5给出了琼海站逐小时雨量、气压、温度、温度露点差和地面风场的时间演变。根据国家气象中心对强对流的定义, 降水强度超过20 mm/h为短时强降水, 依此标准, 琼海站在10月5日共出现2次雨峰, 第一次雨峰为05—12时, 第二次雨峰为16—18时, 两次雨峰随时间呈从大到小的阶梯状排列。第一次雨峰在06时达到最大值79.4 mm/h, 对应地面气压降至最低1 007.5 hPa, 但降水在07时短暂减弱后, 于08—12时再次加强, 持续时间达5 h, 最大雨强为65.4 mm/h, 该次雨峰累计降水400.9 mm。在第一次雨峰的尾声, 地面气压逐渐上升, 至14时升至最高1 010.7 hPa, 伴随前后约3 h的弱降水。第二次雨峰从16时开始, 地面气压再次降低, 期间最大降水强度为40.5 mm/h, 累积雨量为115.2 mm, 明显弱于前一次雨峰, 这与中尺度雨团的分析结果一致, 在这次雨峰过后, 降雨强度明显减弱, 只有23时的雨强超过了20 mm/h。本文将重点对前一次

雨峰进行分析。

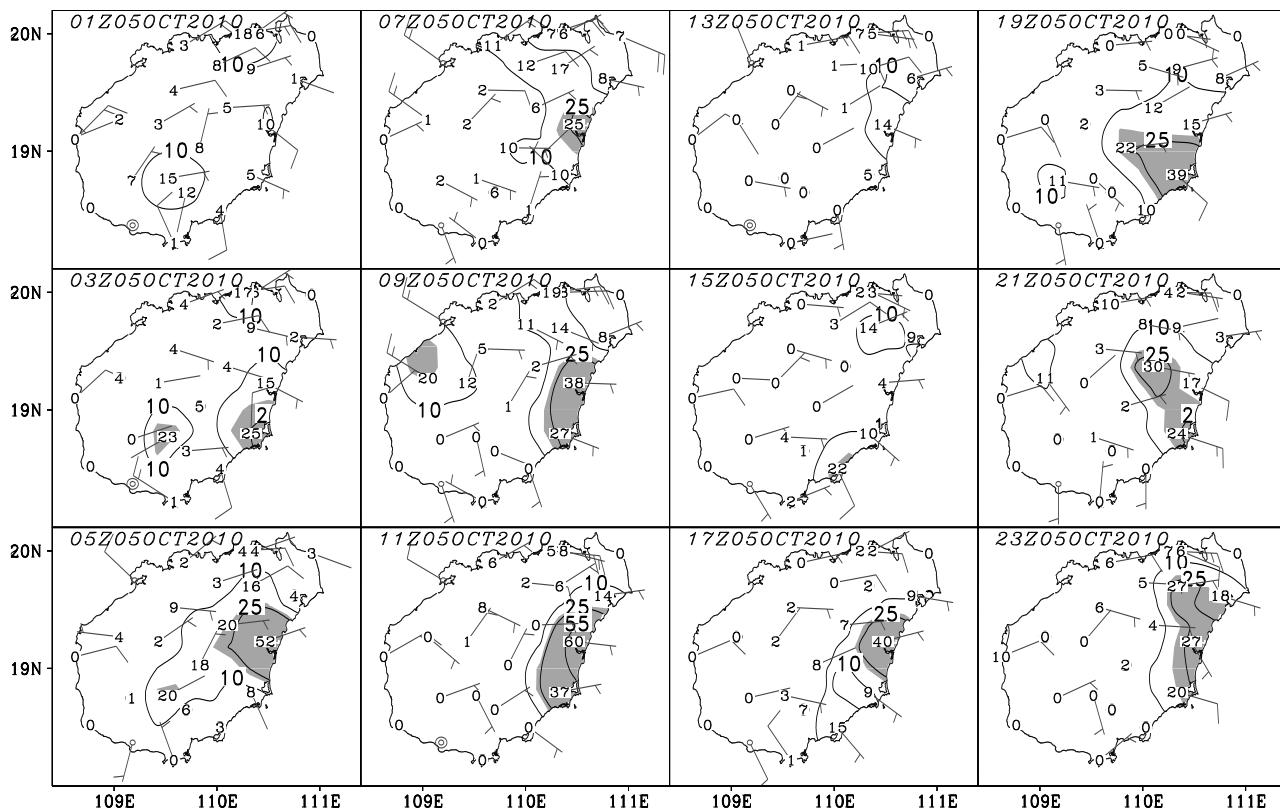


图4 2010年10月5日每小时降雨量(单位: mm)及地面风场(风矢: 4 m/s)

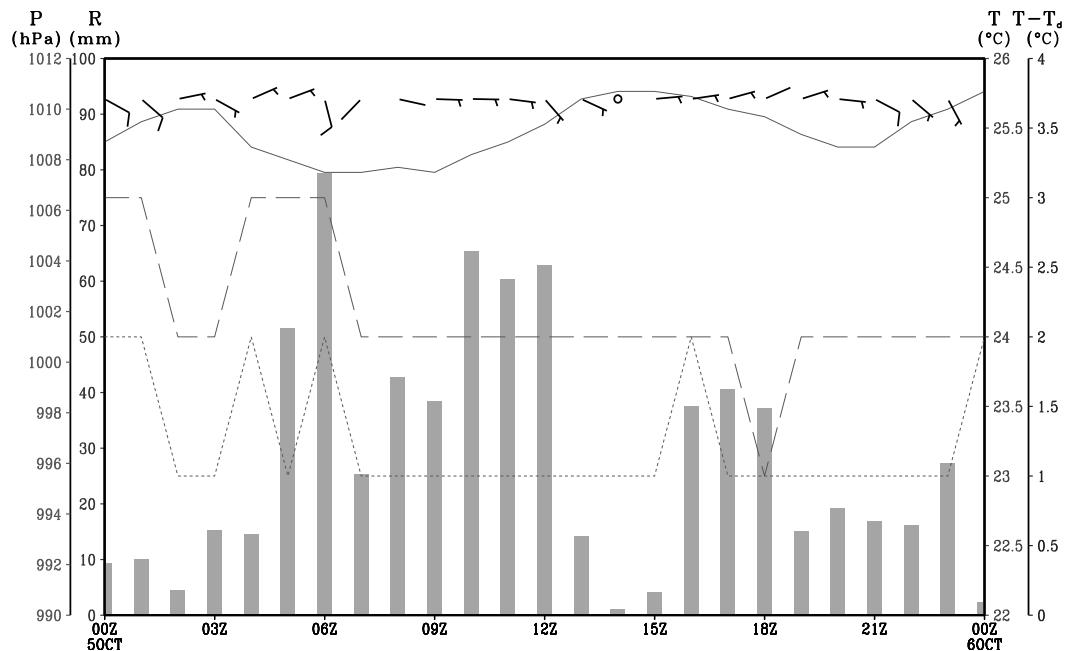


图5 2010年10月5日00时—6日00时琼海站逐小时雨量(柱状图, mm)、气压(实线, hPa)、温度(长虚线, °C)、温度露点差(点线, °C)和地面风场(风矢: 4 m/s)的时间演变

从地面观测资料可发现, 全天琼海站的湿度较高, 且每一次雨峰出现前, 都伴随着湿度的增

加及地面风场的切变。在第一次雨峰即05—06时琼海站的风向从东东北风转为东南风, 风速由

2 m/s 增大至 4 m/s, 琼海站西侧的东南风与东东北风形成了  $\beta$  中尺度切变线(图 4), 伴随降水的短暂调整, 琼海站变为 1 m/s 的西南风, 降水有所减弱, 后再次转为 2 m/s 的偏东风, 并出现雨峰的增强(08—12 时)随后结束。期间东东南风与东北风的  $\beta$  中尺度切变稳定维持, 强降水区位于该

切变线附近。在第二次雨峰开始前, 琼海站的风场再次由静风转为 2 m/s 的偏东风, 该阶段由于西侧东北风的减弱转向, 中尺度切变线并不明显。综上所述, 前两次雨峰期间维持于琼海附近的  $\beta$  中尺度切变线和偏东风的增强可能是造成此次特大暴雨的重要影响系统。

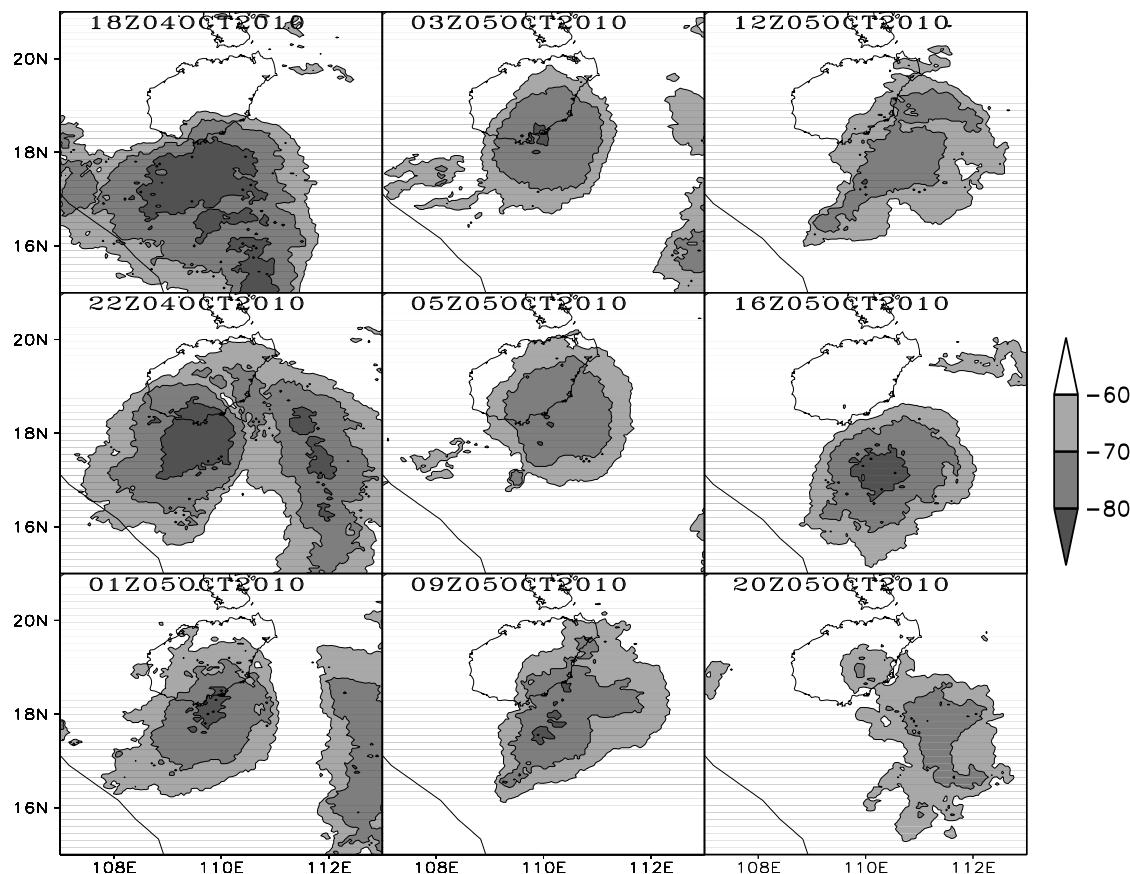


图 6 2010 年 10 月 4—5 日 FY-2E 卫星的 TBB 分布 单位:  $^{\circ}\text{C}$ 。

### 3.3 对流云团的演变特征

由于热带低压的影响, 海南岛附近对流活跃, 根据 JTWC(Joint Typhoon Weather Center)的最佳路径记录, 位于海南岛南侧的热带扰动于 10 月 4 日 18 时加强为热带低压, 此时云团呈块状结构, 水平尺度约 400 km(图 6), 4 日 22 时, 其主体及外围的螺旋云系清晰可见, 水平尺度扩展至约 600 km。热带低压的主体及外围云系内部均有强冷云团核心( $\text{TBB} \leq -80 ^{\circ}\text{C}$ )发展并向东北方向移动。由于外围云系的移速不及热带低压主体, 因而逐渐与主体分离, 并减弱消散。至 5 日 06 时, 热带低压已控制海南岛东北部, 其对应的云团水

平尺度约 300 km, 呈准圆形结构, 并伴有明显的  $\gamma$  中尺度强冷云团核。从 5 日 05 时起, 云团沿海南岛东岸逐渐发展出线状组织的强冷云团活动, 并维持至 13 时, 这个云团是造成第一段雨峰的主要影响系统, 随后该云系减弱。到 5 日 16 时该云团再次发展加强为准圆形结构, 并影响海南岛的东部地区, 造成了第二次雨峰, 随后云系减弱为热带扰动并减弱移出。卫星云团的演变已经表明, 在云团中有线状对流的发展并影响东海岸。

下面将利用海口多普勒雷达观测的反射率和径向风来分析影响琼海的中尺度对流系统以及风场的变化。从 10 月 5 日琼海特大暴雨降水过程的

雷达组合反射率变化(图7)可见,一片块状混合性降水回波始终维持在海南岛东部,其中一条长约200 km、宽约10~30 km,近于北东北-南西南向分布的带状强回波维持了13 h,该强回波带上的对流体沿该对流带自南向北移动,到海南岛北部后再向西移动,其移动主要受热带低压的气流影响。在该对流带上,一直有强回波在琼海附近发展维持,回波强度为35~40 dBz。在第一次雨峰期间,带状回波位于琼海以南至海南岛东南近海,成弓形分布,与地面风场切变相对应,弓形曲率最大的回波强度超过50 dBz,对应琼海强雨区。从0.5°仰角径向速度场的分布(图8)发现,在东海岸的东侧有强风速中心,强度超过20 m/s。从

03时07分开始,万宁附近≥22.5 m/s的负径向速度核逐渐北上,于05时07分到达琼海附近并发展加强。该速度核的移动在2.5°仰角图上亦有体现(图略)。根据雷达测高公式,可估算其高度约为1~5 km,则该速度核对应一条中尺度低空急流。在该急流出口区西侧可见一正径向速度核及弱风速区,推断为中气旋之所在。该气旋性辐合于05时43分达到最强,沿琼海附近的对流单体作纬向-垂直剖面(图9)可见,回波顶部较平整,高度位于10 km附近,大于40 dBz的强对流核发展于5 km以下,整层径向速度基本为负,在强对流东侧的负径向速度大值区基本位于1~5 km的高度,与估算结果一致。

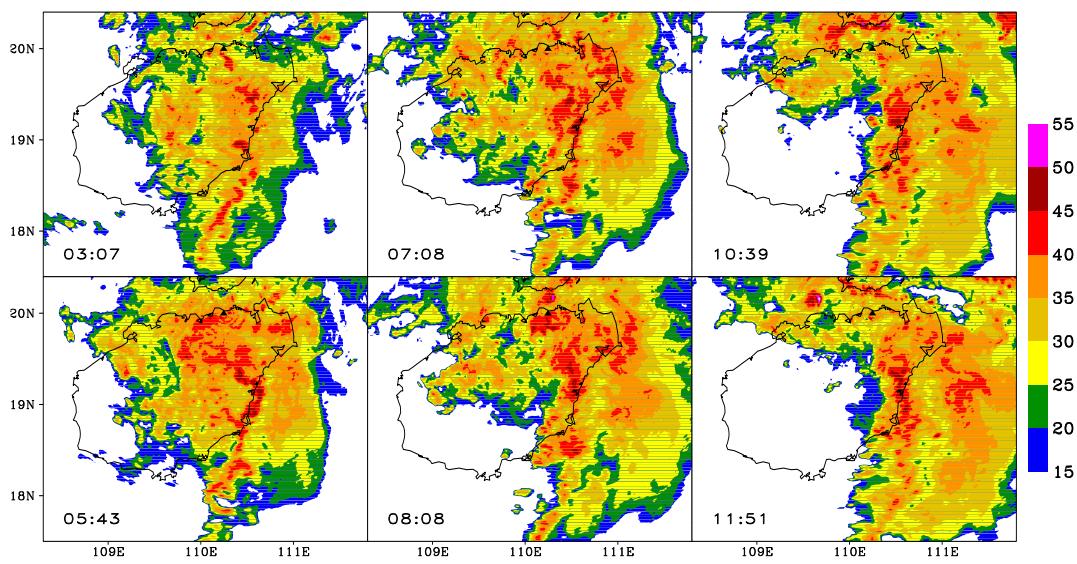


图7 2010年10月5日海口多普勒雷达观测的组合反射率 单位: dBz。

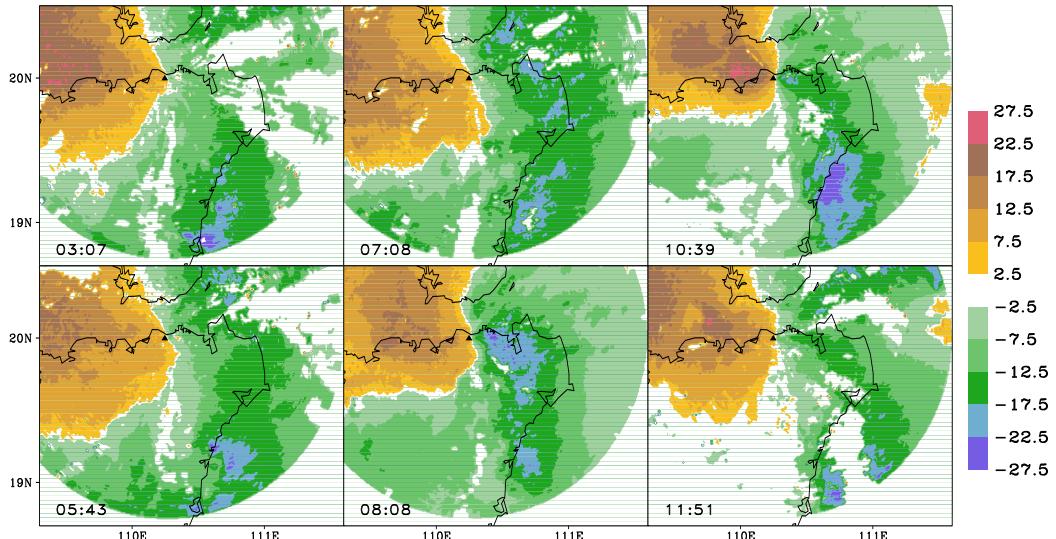


图8 2010年10月5日海口多普勒雷达径向速度  
03时07分—07时08分为0.5°仰角, 08时08分—11时51分为1.45°仰角, 单位: m/s。

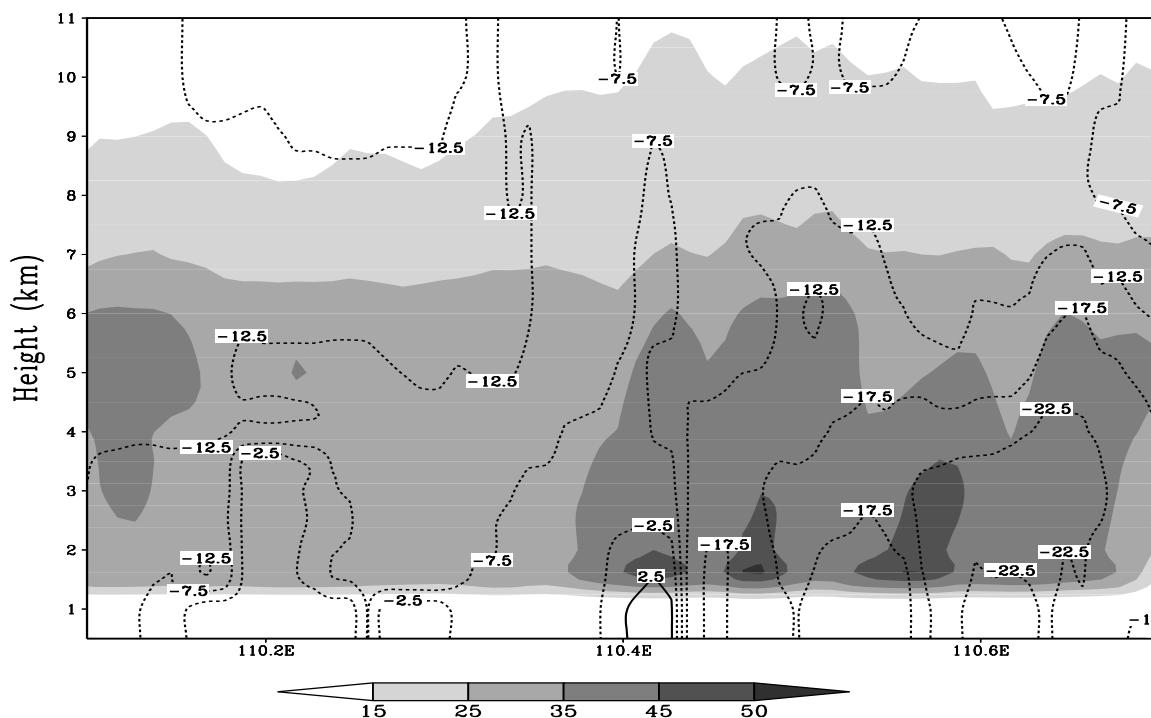


图9 2010年10月5日05时43分沿19.26°N的经度-高度剖面图  
黑色实线为径向速度(单位: m/s), 阴影为反射率(单位: dBz)。

在急流核西侧亦可见中气旋的径向流入和出流, 该中气旋从地面伸展至2.5 km, 对应的最大回波强度已达50 dBz。随着中气旋的西移减弱, 琼海附近的低空急流也逐渐减弱。

从08时08分起, 海口附近的偏东气流再次出现加速, 琼海附近的急流也相应加强, 于10时39分在琼海和海口附近分别出现风向偏南和偏东、风速 $\geq 22.5$  m/s、水平尺度约20~30 km的急流核, 在雷达回波图上分别有两条线状组织的强回波带与之对应。回波带南端不断有新对流单体生成, 并向北移动发展, 导致琼海持续受到强回波单体的影响, 形成持续的强降雨。

综上所述, 虽然在热带低压的影响下, 云团的尺度达到了 $\alpha$ 中尺度, 影响了海南岛的大部分地区和临近的海区, 强的对流带发生在东海岸附近, 而在琼海长期维持的 $\beta$ 中尺度切变线及其上活跃的 $\gamma$ 中尺度对流单体才是本次暴雨最直接的影响系统, 并有中尺度急流与之相伴, 那么这些系统如何生成发展, 如何相互作用, 又为何频频于琼海附近发展加强, 由于地面观测的时间分辨

率和雷达风场的局限, 对于造成琼海地区特大暴雨的中尺度系统的发展过程和机理将在下节中采用数值模拟的方法进行深入的研究。

## 4 数值模拟与结果分析

### 4.1 模拟方案

在初步诊断的基础上, 我们拟对该次琼海特大暴雨的过程进行模拟研究, 以期对其更高分辨率的时空结构作一分析。由于南海实测探空资料十分稀少, 而模拟的强降水又涉及到 $\beta$ 和 $\gamma$ 中尺度系统的变化, 其难度可想而知。幸运的是, 本文尚能在一定程度上复制出降水系统的主要特征。模拟中采用WRFV3.2.1模式使用双向嵌套, 内外层网格的水平分辨率分别为18 km和6 km, 垂直方向分为50层。内外层网格的初始场均加入了常规资料的客观分析, 积分48 h。采用Grell 3D的积云参数化方案, 模拟得到的10月5日00时—6日00时的24 h累积降雨量基本位于海南岛东北部(图10), 其中强降水量中心与琼海站较为接近,

虽然降雨量仅为 433.97 mm，但由于观测的降雨量太大，以致目前模式的能力很难模拟出如此强的降雨。尽管最大雨强与实际观测存在一定差距，但模拟结果仍可反映出 5 日 07—13 时雨峰的主要特征，可认为模拟结果较可信。这是因为现有的

模式对于较大的  $\beta$  中尺度系统有较好的模拟能力，而对于 05—06 时段的系统(相应空间尺度较小的  $\beta$  中尺度系统)则不一定能很有效地捕捉到，这需要作进一步的研究。本文将集中对 07—13 时的模拟结果进行讨论。

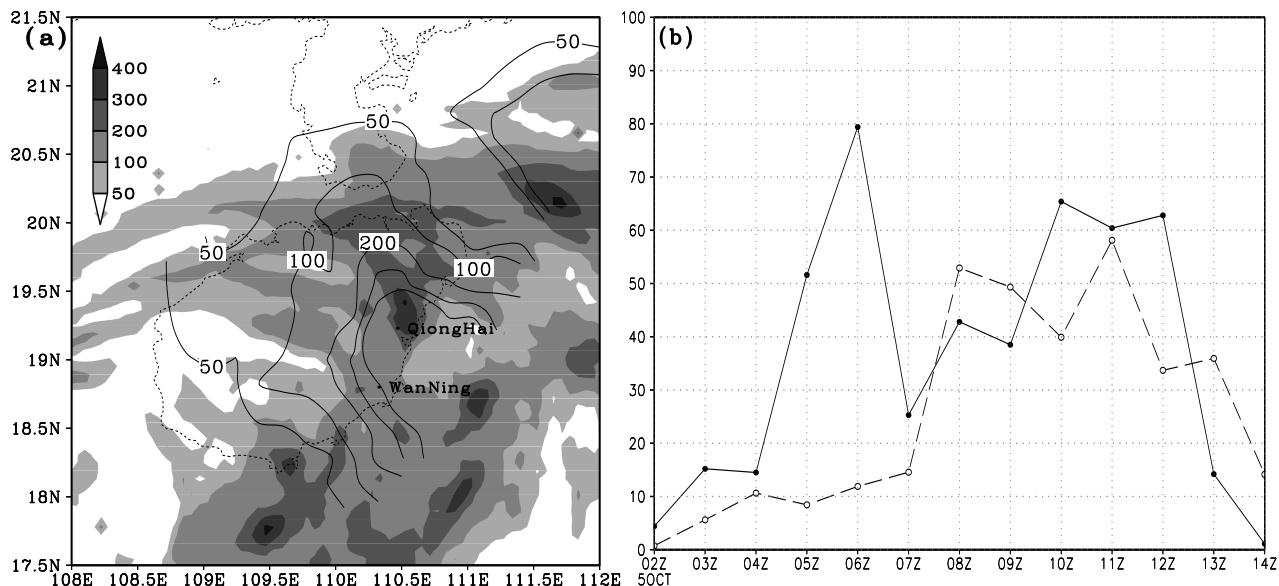


图 10 2010 年 10 月 5 日 0000 UTC—10 月 6 日 0000 UTC 的 24 h 累积降雨量(a, mm; 阴影为模拟, 黑色实线为观测)和琼海站的逐小时观测(实线)和模拟(虚线)降雨量(b)

#### 4.2 $\beta$ 中尺度切变线与对流带的演变

前面的观测资料分析表明，琼海的大暴雨是由热带低压云团中的对流云带在海南岛东海岸稳定维持，其上中尺度对流系统(MCS)不断新生加强所造成，并有中尺度辐合线和低空急流的配合。模拟的强降雨发生时段为 5 日 07—13 时，下面分析产生这段强降雨的 MCS 的发生发展过程。

由于 NCEP 的分辨率较低，而模式输出结果的分辨率较高，两种资料难于严格对照。本文对于图 2d 中海南岛的新生涡旋，主要对照其在模拟场中的气旋性涡旋扰动及辐合区等。根据中尺度适应过程的原理，由于其尺度较小，气压场的表现不如风场清楚，因而采用了流场分析。由于海南岛东南沿岸地形复杂，故选取  $\sigma=0.994$  层次的流场代表近地面流场。10 月 5 日 05 时 30 分海南岛东部及近海为一致的东南气流(图略)，因受到热带低压系统的影响，近地面层风速较大，在琼海及其邻近海域上可见急流核( $\geq 16 \text{ m/s}$ )，急流带

西边缘与海南岛东海岸基本重合，这与图 8 雷达径向速度场观测到的急流特征较一致。急流在登陆时明显减速，并呈气旋性转向，转为东南偏东气流，说明急流可能受摩擦影响。

而海南岛北部和西部均受东北气流控制，这两股气流在琼海及其西侧交汇，其中以琼海附近的气旋性切变最显著，超过 50 dBz 的 MCS 在这条切变线上最活跃。在其东南侧的海岸线附近，有一条东南气流与偏西气流的辐合带，该辐合带在 06 时 30 分进一步发展延伸，其北端的气旋性切变发展加强为涡旋，与此同时，其东侧的急流核也移至海岸线附近，并发展加强(图 11a)。涡旋逐渐北抬并发展加深，于 07 时 30 分发展出超过 60 dBz 的强对流中心，与辐合带(图 7, 07 时 08 分)走向一致的线状回波也发展起来，我们将其定义为对流带 A(图 11b)，此时强降雨开始发生。东海岸的急流核稳定维持，而海南岛北部的偏东急流逐渐加强，急流核逐渐南压直至琼海以北。随

着强降雨的持续, 海南岛北部的偏东急流稳定维持在 19.5°N 附近, 而东岸的急流逐渐北抬减弱。虽然对流带 A 的南端比观测雷达回波(图 7)的南段略偏西, 但对流带及其上对流的发展特征仍与实况一致。对流带的北段在琼海强烈发展后, 转向西行, 虽然强度略有减弱(图 11c), 但与之对应的气旋性环流在海南岛西北侧东北风气流的作用下再次加强, 进而加强了涡旋南侧的西南气流, 使得辐合带尾部不断有新的对流系统生成, 并沿辐合带不断北移发展。

5 日 09 时 30 分, 虽然对流带仍然维持, 但在万宁西侧再次生成新的强对流系统, 将其定义为对流系统 B(图 11d), 该系统在偏南气流的作用下, 于 10 时 10 分移至琼海附近, 造成当地强降雨(图 11e)。在对流 B 的后方, 又有新的对流单体发展生成, 该新单体的北移发展, 使得琼海地区的强降雨持续。然而, 此时的线状回波整体已呈断裂减弱趋势, 直至 11 时(图略), 线状对流回波已明显破碎, 在琼海以北一致偏东气流的影响下逐渐西移, 虽然在回波尾端仍有新的对流系统生成, 但强度已较先前明显偏弱, 且发展偏慢, 至 12 时才在琼海北部出现超过 60 dBZ 的强对流中心 C(图 11f), 并且近地层并未出现明显的气旋性辐合或东风急流与之配合, 因此该系统很快消亡。

综上所述, 07—13 时的强降水分别由 3 个强对流系统的发展造成, 第 1 个系统影响的时段为 05—09 时, 第 2 个系统影响的时段为 09—11 时, 第 3 个系统为 11—13 时, 这些系统发展期间伴随有中尺度辐合线和中尺度急流的发展加强。由于 07—11 时的降雨最强, 下面重点分析对流带 A 和对流 B 的三维结构和维持机制。

#### 4.3 中尺度对流系统的三维结构和维持机制

在上节已模拟对流系统特征的基础上, 本节拟采用扰动涡度方程<sup>[24]</sup>对对流系统的三维结构、维持机制及地形的影响作讨论。在不考虑  $\beta$  效应、摩擦效应及垂直涡度的斜压转换等分项的前提下, 通过将垂直涡度方程线性化可得如下的扰动涡度方程:

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = -\bar{u} \underbrace{\frac{\partial \zeta'}{\partial x}}_{\text{涡度变率}} - \bar{v} \underbrace{\frac{\partial \zeta'}{\partial y}}_{\text{平流项制造率}} + \underbrace{\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \frac{\partial w'}{\partial y}}_{\text{倾斜项制造率}} - \underbrace{\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \frac{\partial w'}{\partial x}}_{\text{平流项制造率}} \quad (1)$$

其中  $\bar{u}$  和  $\bar{v}$  分别为环境纬向和经向风速,  $\zeta'$  和  $w'$  分别为垂直扰动涡度和垂直风速, 若定义  $\vec{S} = \frac{\partial \vec{V}}{\partial z}$  为平均垂直风切变,  $\vec{V} = \bar{u}\vec{i} + \bar{v}\vec{j}$  为水平风矢, 则方程(1)可变形为:

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla_h \zeta' + \vec{S} \times \nabla_h w' \cdot \vec{k} \quad (2)$$

根据涡度方程(1), 分别计算了强降水区域平均的涡度变率及倾斜项和平流项的制造率(图 12)。图 13 为强降水落区垂直风场和回波的逐时演变。对比对流和扰动涡度的演变(图 12、13), 对应 06、07、10 时的强对流都有明显的正涡度制造, 在对流发展的间歇期有负涡度制造, 但对于平流和倾斜项在这几次过程的作用不同。

从强降水落区垂直风场的逐时演变(图 13)可见, 在强降水开始以前, 低层(3 km 以下)维持较强的东南急流, 随着急流的减弱, 06 时前后 1.5 km 附近的偏东风分量逐渐减弱, 在 06 时 20 分转为西南风, 并逐渐向近地层传播, 可见低层(近地面到 1.5 km)出现暖平流, 垂直风切变为  $9.3 \times 10^{-3}/s$ 。由于海南岛中部山区呈东北-西南向分布, 强降水落区位于山体迎风坡上游, 该处 1 500 m 以下气流的平均速度  $U \approx 10.7 \text{ m/s}$ , 湿空气浮力振荡频率  $N_w = g \cdot (\partial \bar{\theta}_v / \partial z) / \bar{\theta}_v \approx 0.014/\text{s}$ (其中  $\theta_v$  为虚温), 山体最高峰  $h \approx 800 \text{ m}$ , 则湿 Froude 数  $F_w = U/N_w h \approx 0.98$ ,  $F_w \sim 1$ , 且  $F_w$  在 06—11 时基本维持在 1 附近(图 14), 根据 Chen 等<sup>[25]</sup>通过理想二维地形模拟得到的结论,  $F_w \sim 1$  时, 气流有一定的爬坡能力, 但地形的阻挡作用仍处于优势地位, 因而较易出现准滞留对流系统, 并且由于地形阻挡, 容易形成向上游传播的对流系统。此时, 倾斜项制造率在 1.5 km 高度附近出现正的极大值  $8.4 \times 10^{-7}/\text{s}^2$ , 在其持续作用下, 垂直扰动涡度变率逐渐由负值增大为正值, 并在平流项制造率的配合下从行星边界层顶向中层发展增大, 于 07 时达到正的极大值  $8.9 \times 10^{-7}/\text{s}^2$ 。

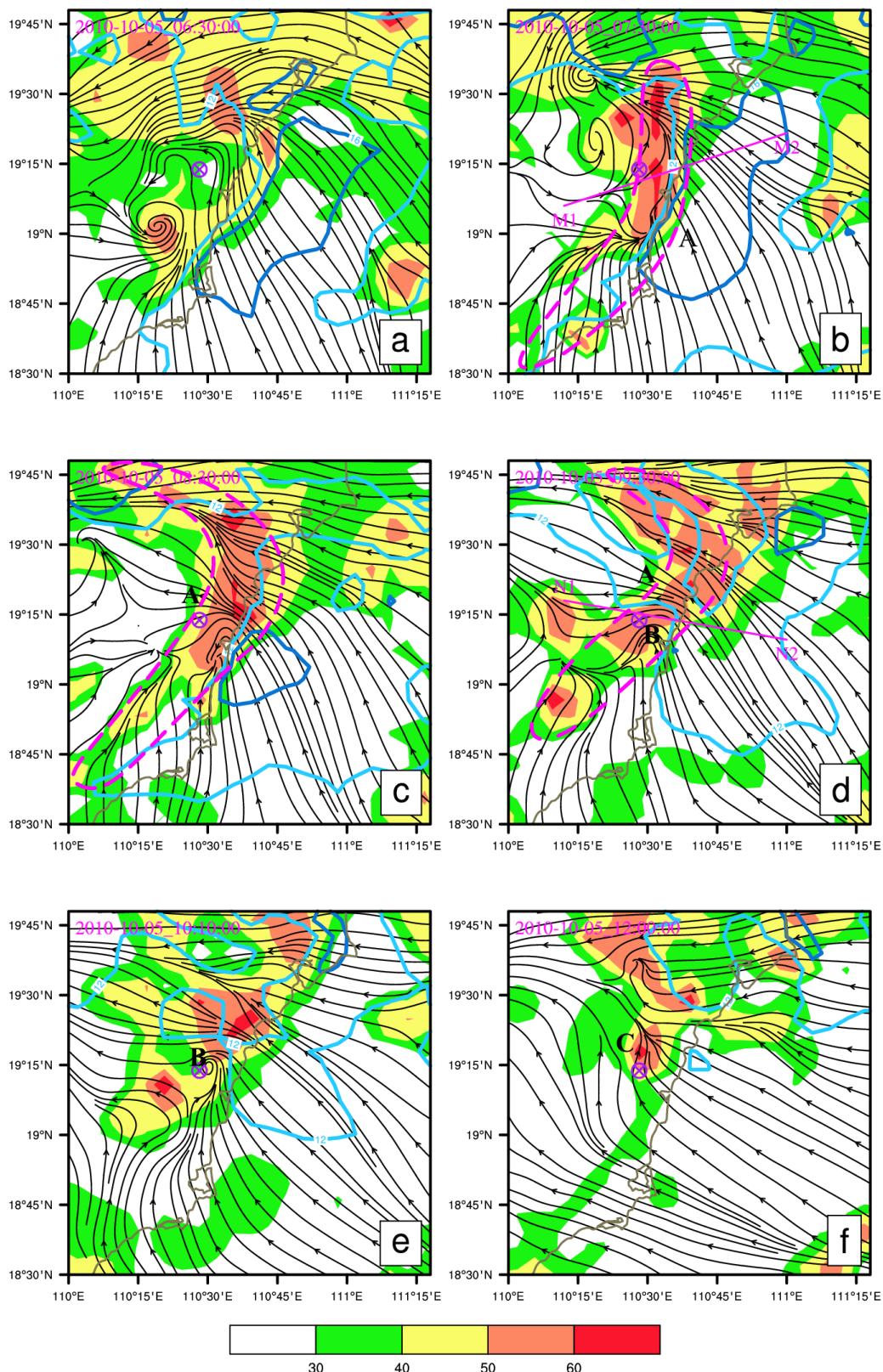


图 11 2010 年 10 月 5 日模拟的雷达组合反射率(阴影, 单位: dBz)、 $\sigma=0.994$  层的流线和等风速线(蓝色实线, 单位: m/s) 紫色叉心小圈为琼海所在的地理位置, 玫红色虚线为对流带 A 所在位置, 黑色粗体字母 A、B、C 标识对应的对流系统, M1M2、N1N2 为图 15 的剖面位置。

此时 CAPE=548 J/kg, 但抬升凝结高度(LCL)和自由对流高度(LFC)分别为 180 m 和 320 m, 均为较低层次, 因而对流带 A 上的对流在此有利条件下得以发展, 中层的上升速度达 4.5 m/s(图 15a), 并可见中低层明显的后方入流和前部出流。

该系统发展成熟阶段时, 最强的上升运动抬升至 8~9 km 高度, 后方入流和前方出流均有加强, 且后方低层可见  $\leq -1$  m/s 的下沉气流, 可能是强降雨所导致。

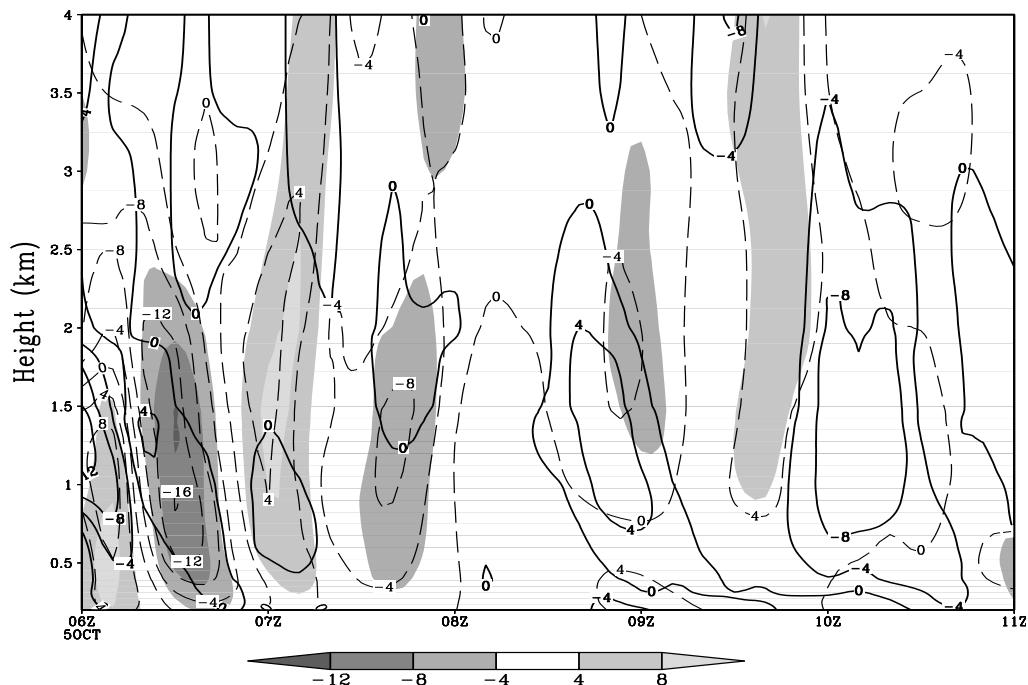


图 12 2010 年 10 月 5 日 06—11 时模拟强降雨中心区域平均的垂直涡度变率(阴影)、倾斜项制造率(实线)和平流项制造率(虚线)的时间-高度分布 单位:  $10^{-7}/s^2$ 。

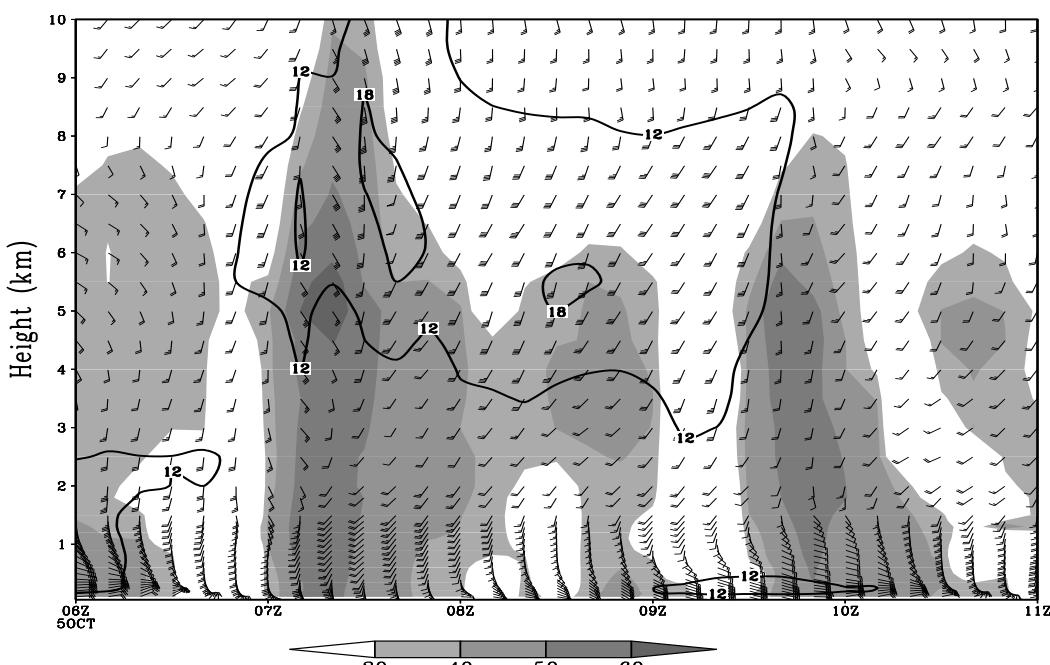


图 13 2010 年 10 月 5 日 06—11 时模拟的强降水落区 110.5 °E, 19.25 °N 雷达反射率(阴影, 单位: dBz)、水平风矢量和水平风速(曲线)的时间-高度分布

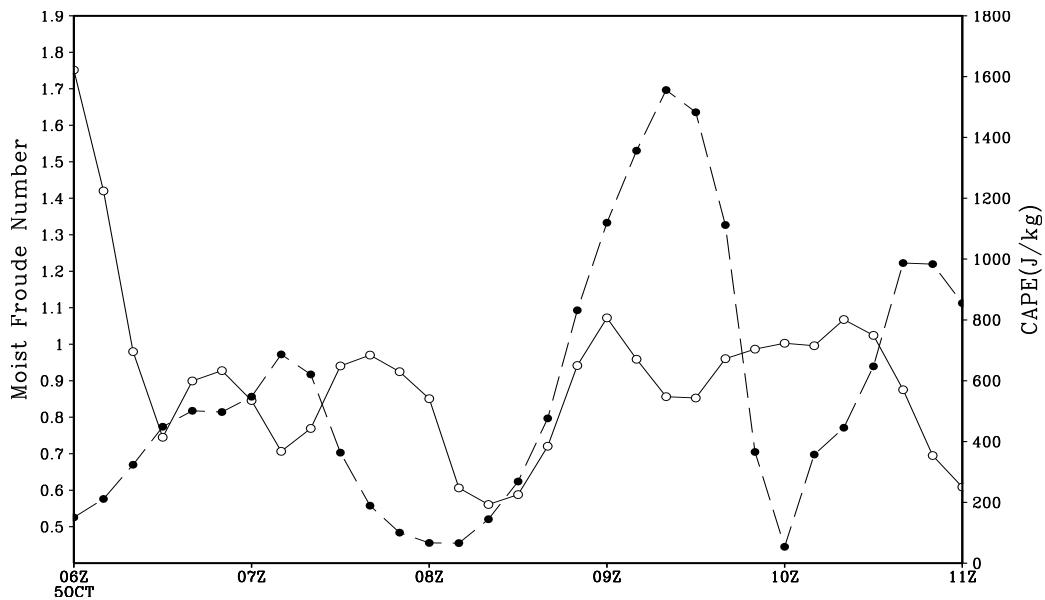


图 14 2010 年 10 月 5 日 06—11 时模拟的强降水落区 110.5°E, 19.25°N 的湿 Froude 数  $F_w$ (实线)和对流有效位能 CAPE(虚线, 单位: J/kg)

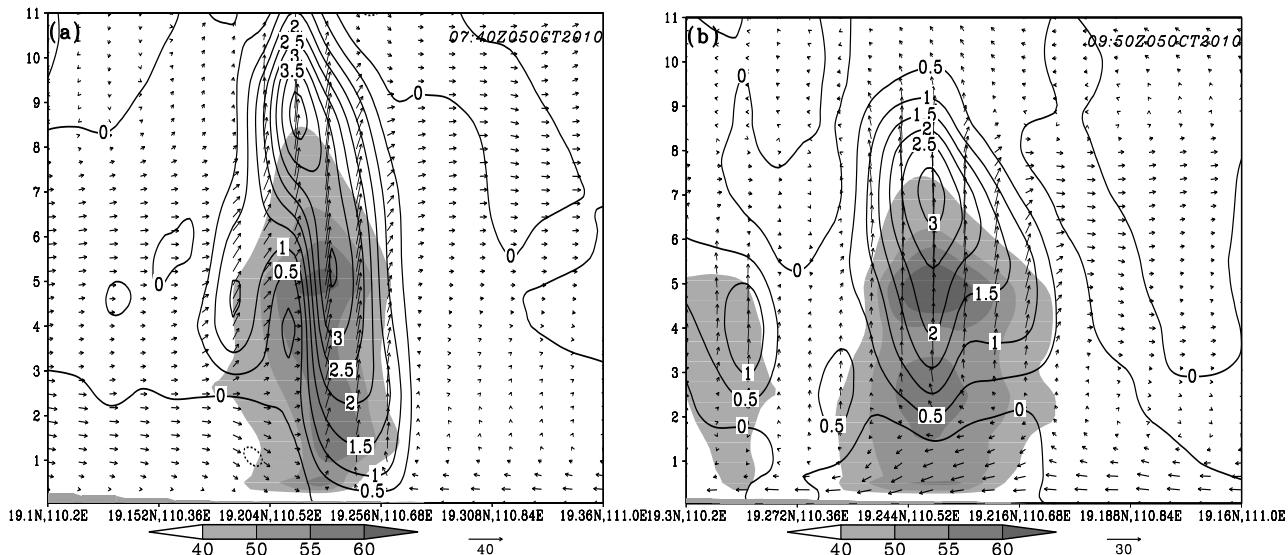


图 15 沿图 11b M1M2(a)、图 11d N1N2(b)位置的模拟雷达回波反射率(阴影, 单位: dBz)、水平风场和垂直风场的合成风(箭头, 其中垂直速度放大了 10 倍)和垂直速度大小(黑线, 单位: m/s)

随着系统的进一步发展, 08 时 30 分系统的强回波顶高已接近 10 km(图 13), 最大上升速度增强至 5.5 m/s, 高度超过 10 km, 系统的中低层以斜升气流为主, 后部入流和前部出流均有减弱, 伴随出流, 系统东北侧中下层出现了  $\leq -1.5$  m/s 的下沉气流, 对流逐渐减弱。边界层内的气流逐渐由偏西风调整为偏东风, 伴随着超低空东风急流的再次出现, 低层水平风的垂直切变再次增大, 倾斜项制造率相应增大至  $6.4 \times 10^{-7} / s^2$ , 使得原本正在减弱的扰动涡度变率逐渐增大, 于 09 时 20

分再次转为正值, 并同样在平流项制造率的配合下, 于 09 时 40 分达到正极大值  $6.1 \times 10^{-7} / s^2$ , 此时 CAPE 最大值达到 1556 J/kg, LCL 和 LFC 均维持在 100 ~ 300 m, 因此热力条件也利于对流, 对流 B 得以强烈发展, 但对流 B 维持时间较短, 因而降雨量也比 07—09 时少。究其原因, 从 09 时 50 分的垂直剖面图(图 15b)可见, 系统在 1.5 km 以下为一致西风下沉气流, 未见辐合抬升, 从 1.5 km 高度的平面图(图 16)可见, 虽然正涡度中心与最大反射率中心重合, 并有很强的垂直切变相配

合,但是该中心却位于上升速度大值中心外围的西北侧,使得垂直风切变 $\bar{s}$ 与垂直速度梯度 $\nabla_h w'$ 的方向呈顺时针旋转,因而倾斜项制造率 $\bar{s} \times \nabla_h w' \cdot \bar{k}$ 为负。与此同时,CAPE从09时40分迅速减小,于10时达到极小值53 J/kg,LCL维持在159 m,而LFC为8 576 m,表明地形扰动也很难激发出对流。

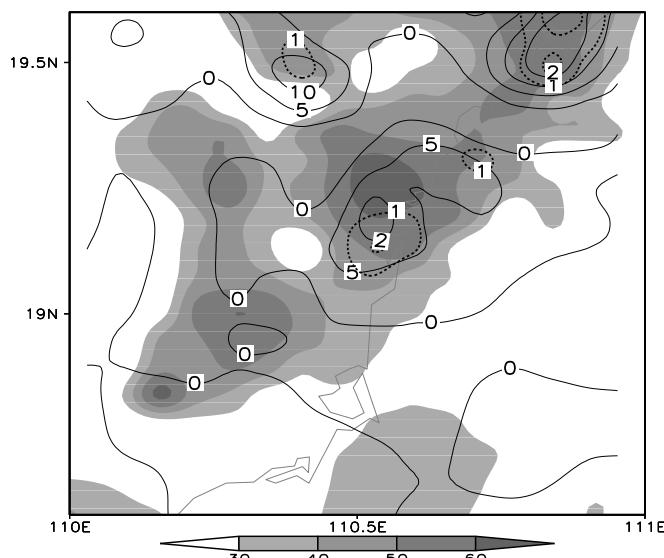


图16 模拟10月5日09时50分的雷达组合反射率(阴影,单位:dBz)、1.5 km高度的垂直涡度(黑线,单位: $1 \times 10^{-4}/s$ )和垂直速度(虚线,单位:m/s)

由此可见,07—11时的降水主要由于偏东气流在琼海附近受地形抬升产生垂直速度的水平梯度,该梯度与超低空急流影响的垂直风切变共同作用,使得水平涡度转化为垂直涡度,并在平流输送和热力条件的配合下,引起地形迎风坡下游

对流的发展和维持。

## 5 结论和讨论

(1) 10月5日的特大暴雨发生时,我国大陆上为高压系统控制,冷空气南侵,ITCZ明显北推,其上对流十分活跃,在海南岛附近新生出热带低压系统,该热带低压为特大暴雨的发生提供了有利的环流背景。

(2) 对多种观测资料的分析发现,暴雨发生时在海南岛东海岸(琼海附近)偏东风增强,并出现 $\beta$ 中尺度切变线,沿切变线发展的 $\beta$ 中尺度对流带及其上活跃的 $\gamma$ 中尺度对流单体是造成此次特大暴雨的主要影响系统。新的对流系统不断在对流带尾部生成并沿对流带自南向北移动发展是造成琼海地区强降水持续的直接原因。

(3) 通过对模拟结果的分析表明,雨强的发展加强,伴随着偏东风急流的发展和北抬。急流的扰动不仅增强垂直风切变,从而通过倾斜项的作用将水平涡度转化为垂直涡度,而且在海南岛东部中尺度地形的抬升和阻滞下,结合水平平流及热力条件的配合,促使对流系统在迎风坡的上游发展加强,造成此次特大暴雨。

海南岛东部是秋季的强降雨中心,经常发生暴雨过程,本文只针对2010年10月的一次过程,主要的结论对于其他的秋季暴雨是否普遍适用,还需要今后对更多个例进行更深入的研究。

## 参 考 文 献:

- [1] 李春鸾,陈丽英,郑亚娜.海南岛暴雨统计分析[J].气象研究与应用,2008,29(增刊II): 57-58.
- [2] 吴俞,肖天贵,王虎,等.海南琼海暴雨频次的诊断及预测研究[J].成都信息工程学院学报,2009,24(5): 484-490.
- [3] 黄士松,汤明敏.我国南方初夏汛期和东亚夏季风环流[J].热带气象学报,1995,11(3): 203-213.
- [4] 孙建华,赵思雄.华南“94·6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 I. 引发暴雨的 $\beta$ 中尺度对流系统的数值模拟研究[J].大气科学,2002,26(4): 541-557.
- [5] 孙建华,赵思雄.华南“94·6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用[J].大气科学,2002,26(5): 633-646.
- [6] 谢炯光,纪忠萍,谷德军,等.广东省前汛期连续暴雨的气候背景及中期环流特征[J].应用气象学报,2006,17(3): 354-362.
- [7] ZHAO S X, BEI N F, SUN J H. Mesoscale analysis of a heavy rainfall event over Hong Kong during a pre-rainy season in South China[J]. Adv Atmos Sci, 2007, 24(4): 555-572.
- [8] 夏茹娣,赵思雄.2005年6月广东锋前暖区 $\beta$ 中尺度系统特征的诊断与模拟研究[J].大气科学,2009,33(3): 468-488.
- [9] 李勇,陆日宇,何金海.海南岛秋季降水异常对应的热带大尺度环流和海温[J].大气科学,2006,30(5): 1 034-1 042.

- [10] 赵付竹, 吴春娃, 杨昌贤, 等. 一次热带低压外围偏东气流引发的异常强降水过程分析[J]. 云南大学学报(自然科学版), 2010, 32(S1): 283-288.
- [11] 吴春娃, 赵付竹, 李勋. 2009年10月海南岛一次秋季强降水过程分析[J]. 气象与减灾研究, 2010, 33(3): 42-48.
- [12] 刘丽君, 冯文, 陈德明. 东风急流影响下海南非热带气旋暴雨个例分析[J]. 暴雨灾害, 2010, 29(4): 328-333.
- [13] 蔡夏影, 吴坤悌, 杜建华, 等. 0810海南特大暴雨的云结构及成因分析[J]. 气象研究与应用, 2010, 31(2): 18-21.
- [14] 马学款, 符娇兰, 曹殿斌. 海南2008年秋季持续性暴雨过程的物理机制分析[J]. 气象, 2012, 38(7): 795-803.
- [15] 刘家峻, 余丹丹, 刘松涛, 等. 海南岛一次特大暴雨的数值研究[J]. 气象科学, 2010, 30(04): 495-502.
- [16] YOKOI S, MATSUMOTO J. Collaborative effects of cold surge and tropical depression-type disturbance on heavy rainfall in central Vietnam[J]. Mon Wea Rev, 2008, 136(9): 3 275-3 287.
- [17] SROCK A F, BOSART L F. Heavy precipitation associated with southern Appalachian cold-air damming and Carolina coastal frontogenesis in advance of weak landfalling Tropical Storm Marco (1990) [J]. Mon Wea Rev, 2009, 137(8): 2 448-2 470.
- [18] GALARNEAU T J, BOSART L F, SCHUMACHER R S. Predecessor rain events ahead of Tropical Cyclones[J]. Mon Wea Rev, 2010, 138(8): 3 272-3 297.
- [19] 周海霞, 冯文, 陈少健, 等. 2010年10月海南一次持续性暴雨的特点和成因分析[J]. 热带农业科学, 2011, 31(9): 40-47.
- [20] 周长艳, 李跃清, 李薇, 等. 东亚地区秋季水汽输送特征及水汽源地分析[J]. 热带气象学报, 2006, 22(4): 380-385.
- [21] FU S M, LI W L, SUN J H, et al. A budget analysis of a long-lived tropical mesoscale vortex over Hainan in October 2010[J]. Meteor Atmos Phys, 2011, 114(1-2): 51-65.
- [22] 李玉兰, 王婧婧, 郑新江, 等. 我国西南-华南地区中尺度对流复合体(MCC)的研究[J]. 大气科学, 1989, 13(4): 417-422.
- [23] 杨引明, 朱雪松. 一次引发强降水的热带低压对流云团的多尺度特征分析[J]. 热带气象学报, 2011, 27(4): 542-550.
- [24] MARKOWSKI P M, RICHARDSON Y P. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes[M]. Barcelona, Spain: Wiley, 2010: 224-225.
- [25] CHEN S H, LIN Y L. Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge[J]. J Atmos Sci, 2005, 62(2): 331-349.

## A MESOSCALE STUDY OF EXTREME RAINFALL ALONG THE EASTERN COAST OF HAINAN ISLAND IN OCTOBER 2010

WANG Hui-jie<sup>1, 2, 5</sup>, SUN Jian-hua<sup>1, 4</sup>, ZHAO Si-xiong<sup>3</sup>, FU Shen-ming<sup>3</sup>

- (1. Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms(LACS), Institute of Atmospheric Physics, China Academy of Science, Beijing 100029, China;  
 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;  
 3. International Center for Climate and Environment Sciences (ICCES), Institute of Atmospheric Physics, China Academy of Science, Beijing 100029, China  
 4. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, 210044, China  
 5. Meteorological Observatory, Unit 95968, Beijing 100097, China)

**Abstract:** The synoptic circulation and mesoscale systems related to extremely heavy rainfall over the eastern coast of Hainan Island on 5 October 2010 are analyzed by using NCEP reanalysis data and multiple observational data (surface intensive observation, Doppler radar data and satellite data). The active ITCZ and tropical depression over South China Sea are the favorite synoptic condition for the record heavy rainfall. A mesoscale convergence line formed as the easterly wind was affected by the topographic distribution in the eastern coast. Mesoscale convective systems moved northward and developed along the convergence line to Qionghai. Based on data analysis, the output of WRF model is used to examine the physical processes that resulted in extremely heavy rainfall over the eastern coast. There was a mesoscale convective zone along the eastern coast, on which active meso-β convective systems (MCS) originating from the rear portion of the convection band developed from south to north. Once the MCS moved close to Qionghai, it developed strongly, accompanied by the intensification of an easterly low-level jet (LLJ). The calculation of vorticity budget and moist Froude number revealed that the intensification of LLJ resulted in a strong vertical wind shear and a large tilting term. The mesoscale topography in the middle of Hainan Island is favorable for the formation and maintenance of the MCSs when they move close to the northeastern slope, where with a medium value of topographic  $F_w$ , the flows around the topography are lifted up, so that the horizontal vorticity is transferred to vertical vorticity through the tilting term, and the topographic blocking effect slows down the MCSs movement, which is beneficial to the formation of the extreme rainfall upstream.

**Key words:** autumn extreme rainfall; observational analysis; MCS; topography; moist Froude number