

徐燚, 闫敬华, 王谦谦, 等. 华南暖区暴雨的一种低层重力波触发机制[J]. 高原气象, 2013, 32(4): 1050–1061, doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00100.

华南暖区暴雨的一种低层重力波触发机制

徐 燚¹⁻², 闫敬华², 王谦谦³, 董加斌¹

(1. 浙江省气象台, 浙江 杭州 310021; 2. 中国气象局广州热带海洋研究所, 广东 广州 510080;

3. 南京信息工程大学, 江苏 南京 210044)

摘要: 利用观测资料和高时空分辨率区域数值模式, 对华南一次锋前暖区暴雨进行了分析和数值模拟。结果表明, 锋区和暖区逐时降水呈波列状分布, 锋区和暖区 850 hPa 散度在各区降水开始之前 1~2 h 出现剧烈振动, 暖区振动比锋区约晚 1 h; 降水时锋区和暖区间各点 850 hPa 逐时散度增量也呈明显的波状分布。小波分析证实锋区和暖区存在周期相同且差半个位相的波动, 波动的特性属于重力波。进一步分析发现, 在暖区暴雨发生之前 3 h 左右, 锋区到暖区之间存在一非常浅薄的低层稳定层, 位于 950~850 hPa 之间。这一浅薄稳定层的存在满足重力波传播的条件, 使锋区对流激发的低层重力波沿稳定层从锋区向暖区传播, 激发了暖区低层的上升运动, 并触发暖区中、低层不稳定能量的释放, 导致暖区暴雨的发生。

关键词: 华南暖区暴雨; 低层浅薄稳定层; 低层重力波; 数值模拟

文章编号: 1000-0534(2013)04-1050-12 **中图分类号:** P435+.1 **文献标志码:** A

doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00100

1 引言

华南暖区暴雨一般是指产生于华南地面锋线南侧的暖区里(相对于锋后为暖区)的暴雨, 或是南岭附近直到南海北部都没有锋面存在, 而且华南又不受冷空气或变性冷高压控制时产生的暴雨^[1]。1978—1979 年和 1998 年中国先后开展了两次华南暴雨科学实验, 对华南前汛期暴雨进行了专门的观测和研究, 取得了大量的科研成果^[1-2]。根据第一次华南前汛期暴雨试验的结果^[1], 在 12 个暴雨过程中有 11 次部分或大部分为锋前暖区暴雨, 可见暖区暴雨是华南前汛期暴雨的主要形式之一。暖区暴雨具有降水强度大、雨量集中及尺度小的特点。如 1979 年 6 月 9—11 日广东一次锋前暖区暴雨过程中, 澄海东溪口 1 h 最大降水量达 245.1 mm, 如此强的降水极易导致灾害发生。因此暖区暴雨的预报一直受到广泛关注, 但是由于其时空尺度较小, 在常规天气图上一概看不出有明显的影响系统, 导致暖区暴雨预报的准确率很低, 成为一大难题。众多

气象学者^[3-10]也从不同的角度对华南暴雨进行了研究, 取得了一定的进展。但暴雨的成因非常复杂, 特别是华南暖区暴雨, 由于时空尺度小, 常规观测又无法获得足够的资料, 因此, 目前华南暖区暴雨方面的研究仅揭示了一些统计特征和宏观背景条件方面的特征, 尚没有对其细致结构和机制进行深入分析。

中尺度暴雨系统的触发机制主要有两类: 一类与非均匀下垫面有关, 如地形诱发的中尺度系统; 另一类与大气内部的扰动不稳定有关, 如重力波不稳定、对称不稳定等^[11]。关于重力波对暴雨触发作用的研究已有很多^[12-15], 但针对华南暴雨的较少。闫敬华等^[16]提出了华南暖区暴雨的一种中高层重力波触发机制, 解释了一类华南暖区暴雨的形成机理。然而, 低层重力波对暖区暴雨是否也有作用呢? 实际上, 早在第一次华南暴雨科学试验时, 气象学者已注意到, 在华南前汛期暴雨过程中经常出现的气压波动和风速脉动等从周期和振幅来看, 可能都属于重力波范畴, 并进一步给出了较常见的

收稿日期: 2012-11-02; 定稿日期: 2012-04-23

资助项目: 科技部基础条件平台项目(2003DIB4J145); 浙江省气象局一般项目(2011YB01)

作者简介: 徐燚(1974—), 男, 江苏沭阳人, 工程师, 主要从事中尺度数值模拟研究。E-mail: xy020312@126.com

两类低层重力波: 锋面上激发出来的重力波和低空西南风急流上激发起来的重力波^[1]。但没有揭示其具体机理、发展过程和条件。另外, 由于重力波一般时空尺度较小, 用常规资料一般不足以分析重力波过程。因此, 本文尝试利用观测资料和高时空分辨率数值模拟, 对一次华南暖区暴雨过程进行分析, 以期揭示低层重力波对华南暖区暴雨的作用。

2 资料选取

选用资料包括 2005 年 5 月 5 日 08:00(北京时, 下同)–6 日 08:00 广东、广西常规气象站和广东自动气象站逐时雨量和气压资料, 广州雷达基本发射率和 FY-2C 卫星云图资料。

选取广州高分辨率模式 GZHM, 其基本动力框架从德国天气局引进, 并针对华南气候和地形特点进行了优化改进。模式水平分辨率为 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ (约 $14 \text{ km} \times 14 \text{ km}$), 垂直分为 31 层, 其中行星边界层为 6 层。模拟区域为 $104^\circ - 117.5^\circ \text{E}$, $17^\circ - 29^\circ \text{N}$ 。模式包含较为细致的边界层方案和对流参数化方案, 适合于华南暴雨系统的模拟和预报^[17]。该模式作为广州区域气象中心业务模式已运行了多年, 对华南天气具有良好的预报性能。利用德国天气局全球业务模式 GME 提供的分析场作为 GZHM 模式背景场, 模式初值采用 6 h 周期的最优插值循环四维同化方案。模拟从 2005 年 5 月 5 日 08:00 开始, 每隔 1 h 输出一次格点预报场。

3 天气实况

2005 年 5 月 5 日晚至 6 日凌晨, 广东境内受到

一次冷锋过程的影响, 大部分市、县先后出现了大范围的暴雨、局部大暴雨和短时雷雨大风等强对流天气。广宁、广州、从化和连州等多处出现冰雹, 其中, 广宁最大冰雹直径为 50 mm。锋面于 5 日 20:00 前后从西北方进入广东境内, 6 日 05:00 前后南移入海, 整个过程冷锋所到之处普降暴雨, 给广东造成了很大灾害。

这次暴雨过程不仅发生在锋面附近, 从逐时降水量记录也可看到, 5 日 19:00–21:00 在冷锋之前较远的地方出现了强度较大的暖区降水。图 1 为 5 日 19:00 和 20:00 观测的 1 h 降水量分布。从图 1 中可看出, 在锋面附近以及锋前的暖区中都有降水产生, 而且降水强度都很大, 如 20:00 锋面附近的广西贺县 1 h 降水量达 16 mm、锋前暖区的广东怀集站 1 h 降水量达 18 mm, 离锋面约 200 km 的广州附近有多自动气象站出现 $>20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水, 而且有多自动气象站出现 $>17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风(图略)。与 19:00 降水量相比, 暖区降水中心随时间向东北方向移动, 而锋区却向东南方向移动, 且锋区和暖区降水都有加强。21:00, 暖区降水中心继续向东北方向移动, 降水强度进一步加强。22:00, 冷锋已南移到始兴—清远—广宁一线, 暖区降水和锋区降水已融为一体(图略)。19:00–22:00 广宁、怀集和花县站的降水量分别为 62.1, 55.8 和 32.1 mm, 1 h 最大降水量则分别达到 35.0, 35.1 和 25.1 mm, 20:00 和 21:00 花县站分别出现了 43.2 mm 和 30.1 mm 的强降水。从图 1 中还可看出, 这次暖区降水主要集中在几个较小的区域, 具有降水强度大、雨量集中和时空尺度小的

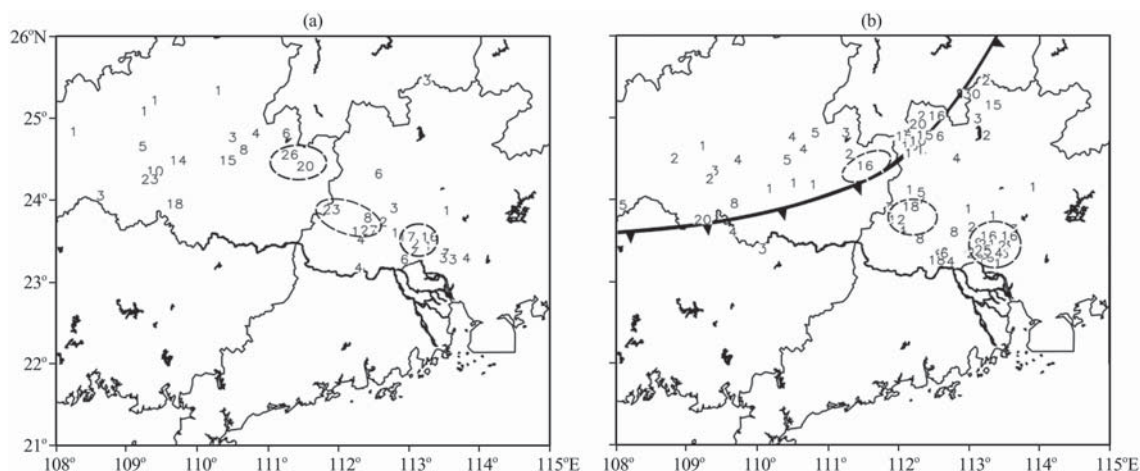


图 1 2005 年 5 月 5 日 19:00(a)和 20:00(b)观测的 1 h 降水量分布(单位: mm)

闭合虚线是参照云图所确定的波列状降水区

Fig. 1 Distribution of the observed 1 h precipitation at 19:00 (a) and 20:00 (b) on 5 May 2005. Unit: mm.

Closed dashed line is wave train-like precipitation area according to the satellite image

特点,属于典型的暖区暴雨。

环流形势分析表明(图略),500 hPa从内蒙古经贝加尔湖向西北为深厚低槽区,我国东北—日本南部向南受高压脊控制,副热带高压较弱,脊线位于 10°N 左右。华南处于北方大槽底部,槽后的西北气流不断将冷空气输送南下,低层西南低空急流不断将来自孟加拉湾的暖湿空气输送到华南地区,冷暖空气在华南地区交汇,有利于对流发展。

4 结果分析

4.1 模拟结果检验

与图1的实况降水相对应,图2为模拟的1 h降水量分布。从图2中可看出,模拟的降水强度、雨区分布均与实况相一致,模式较成功地模拟出暖区降水有多个强降水中心,模拟的降水强度达到了暴雨量级,只是在初始时刻,模拟的锋区降水偏强,暖区降水偏弱。对比实况和模拟的逐时降水量发现,模拟的锋区和暖区的降水随时间移动、强度增强和降水区范围的变化与实况非常相似,模拟的锋面移动与实况也十分接近。不足的是模拟的降水在时间上滞后实况约5 h,实况广东境内的锋面降水开始于5日20:00,而模拟的为6日01:00。这种模拟滞后于实况的现象,可能与初值处理方案有关。因为模式开始运行后,进行初值协调的过程是需要一些时间,而且模拟的高空形势演变、锋面移动和地面天气演变等都与实况吻合较好(图略)。

4.2 暖区暴雨的机制分析

从5日19:00地面观测的1 h降水量分布(见图1)中可看出,广西钟山(24.33°N , 111.19°E)和

贺州(24.25°N , 111.31°E)附近的锋区降水中心与广东广宁(23.38°N , 112.26°E)及花都(23.23°N , 113.13°E)附近的暖区降水中心几乎位于同一直线上(见图1中虚线圈),呈明显的波列状分布;20:00在锋区有多个降水中心,除位于广西钟山和贺州的原中心已移至贺州附近以外,在锋面前缘广东境内也出现了2个较强的降水中心,这是锋面进入广东引起的锋面降水,与原来的波列状降水没有关系。而暖区的2个降水中心位置也都略有移动,但和锋区降水之间的波列状分布依然非常明显。图3为5日18:02—21:01广东雷达回波和FY-2C卫星云图。从图3中可看出,相应时次的雷达回波清晰地显示了锋区和暖区降水的发展和移动。在18:02的雷达回波上,锋面前方的暖区已有零散的强对流发展;19:01锋区和暖区的强回波继续发展,锋区对流和暖区两处的对流已呈明显的波列状分布;20:01,锋面强对流和暖区强对流回波的波列状分布最为明显,且锋区和暖区的强对流回波都显著加强;21:01,锋区和暖区的对流已渐渐合并。另外,从雷达回波上还可看到,在锋面东移南压的同时,暖区降水却向东北方向移动,这与前述的降水特征是一致的。FY-2C卫星云图显示,在锋区和暖区之间的确有3个波列状分布的中尺度云团存在,而且分别和锋区、暖区的降水中心对应。5日19:29和20:00(图3e, f),均有呈波列状分布的中尺度云团存在,该波列随时间略向东北方向移动、发展,表明实况中的确存在波列活动。19:29(图3e),有3个非常清晰且呈波列状分布的云团位于锋区和暖区之间,而且在锋面云系中,广西贺州附近只有一

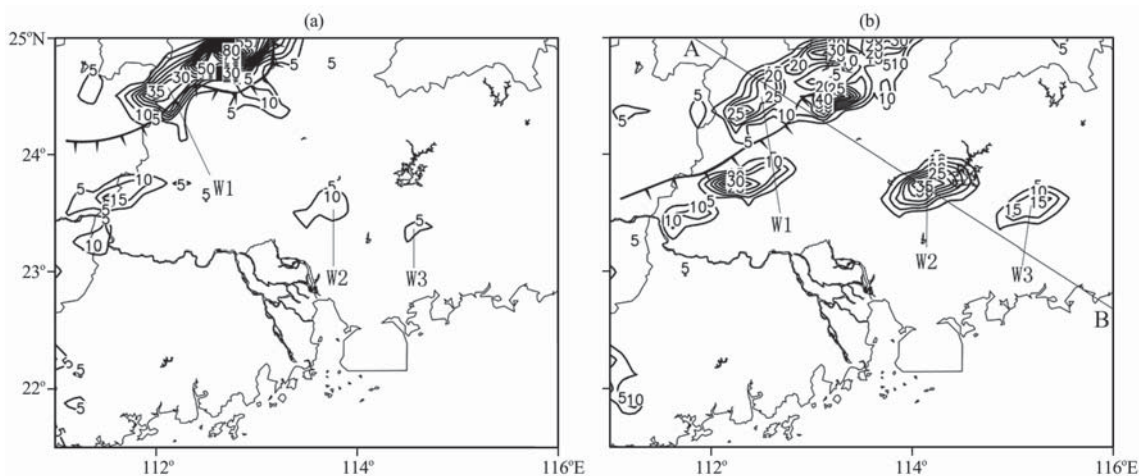


图2 模式模拟的第17 h(a)、18 h(b)广东1 h降水量分布(单位: mm)

Fig. 2 Distribution of the simulated 1 h precipitation in Guangdong Province

at 17th h (a) and 18th h (b) of model time. Unit: mm

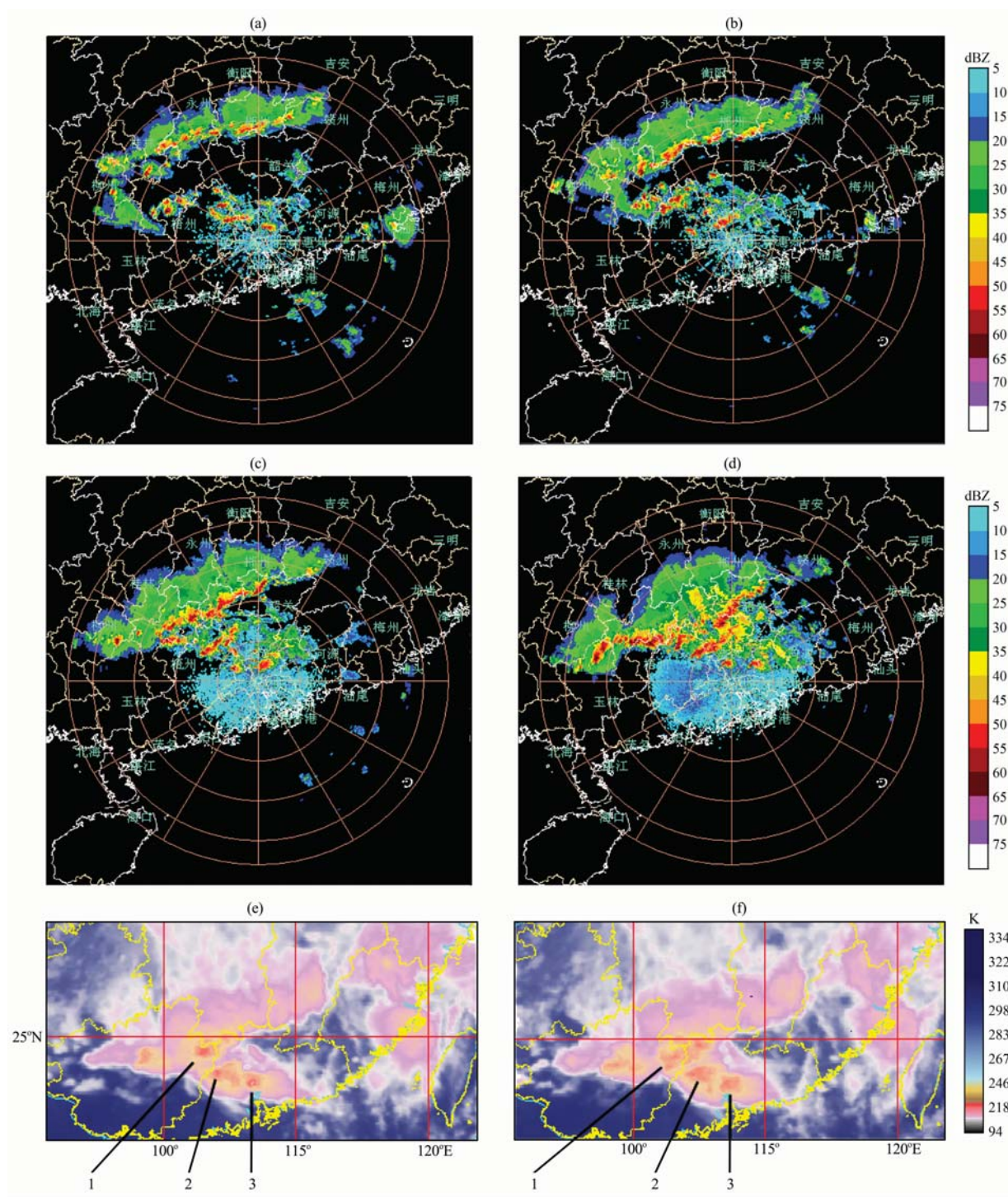


图 3 2005 年 5 月 5 日 18:02—21:01 广东雷达反射率(a~d)和 FY-2C 卫星云图(e~f)

1~3 代表 3 个波列状的中尺度云团, (a) 18:02, (b) 19:01, (c) 20:01, (d) 21:01, (e) 19:29, (f) 20:00

Fig. 3 Radar reflectivity (a~d) in Guangdong Province and FY-2C satellite images (e~f) from 18:02 to 21:01 on 5 May 2005. 1~3 are mesoscale clusters of three wave train-like, respectively

个较强的中尺度云团,表明此时锋区可能是通过波列活动和暖区降水建立联系。20:00 锋区的云团尺度比 19:00 略大,云团内有多个强中心,这与雷达回波和 20:00 的实况地面降水分布是一致的。广西贺州降水中心对应的中尺度云团依然存在,与锋前

的两个暖区云团尺度相当,呈波列状分布,表明锋区云团中新增的强中心和波列无关,只是锋面自身发展的结果。20:00(图 3f),波列状分布的云团尺度大约为一个纬距,即 100~120 km,是明显的 β 中尺度云团,而波列的波长与云团尺度相当,也为

100~120 km。图 1 中 3 个降水中心之间的距离以及图 3 中雷达强对流回波之间的距离(距离圈间隔 100 km)与云图中云团之间的距离相近,而且 3 个降水中心和雷达回波中的强对流与云图 3 个呈波列分布的云团一一对应。说明这次暴雨过程与波列活动有关,而且锋区和暖区降水属于同一波列。

为了进一步证实这次暴雨过程中波列活动的存在,试图对位于波列状降水中心附近的气压进行分析。但由于观测资料缺乏,仅位于波列状降水下游的增城站有完整的观测记录,考虑到增城站和花县降水区的距离较近,且位于波列状降水中心线上,因此对该站气压的波列分析能较好地反映此次降水的波列活动情况。图 4 为 5 日 08:00—6 日 08:00 增城站气压的波动特征。从图 4a 中可看出,除存在周期约为 12 h 的半日波动外,还存在周期约为 4 h 的显著波动,且波动在 5 日 20:00 前后最明显,而实况暖区降水发生在 20:00,持续时间仅为 2 h

左右,这与 4 h 周期的波列活动是非常吻合的。从图 4b 中可看出,小波功率谱在周期约为 12 h 和 4 h 时有极大值,且都达到了 95% 置信度。这表明增城站的气压的确存在周期约为 4 h 的波动。进一步对气压序列进行带通滤波(中心频率约为 4 h^{-1}),结果表明,气压的确存在周期为 4 h 左右的显著波动,且波动的振幅在 20:00 以后开始增大(图 4c),这比暖区最强降水出现的时间略有滞后,可能和增城与暖区降水中心之间存在一定距离,以及波动传播需要时间有关。总之,这次暖区暴雨的确和周期约为 4 h 的波动有关。但由于实况资料时空分辨率不足,无法进一步分析波动的性质。

模拟的锋区和暖区降水也呈较为明显的波列状分布,与实况分析的情况一致(图 2),也与云图吻合。对比模拟和实况波列,确定图 2 中的 W1、W2 和 W3 分别和实况中的锋区和暖区波列状降水对应。因为模拟的这 3 个降水中心无论是相对位置、

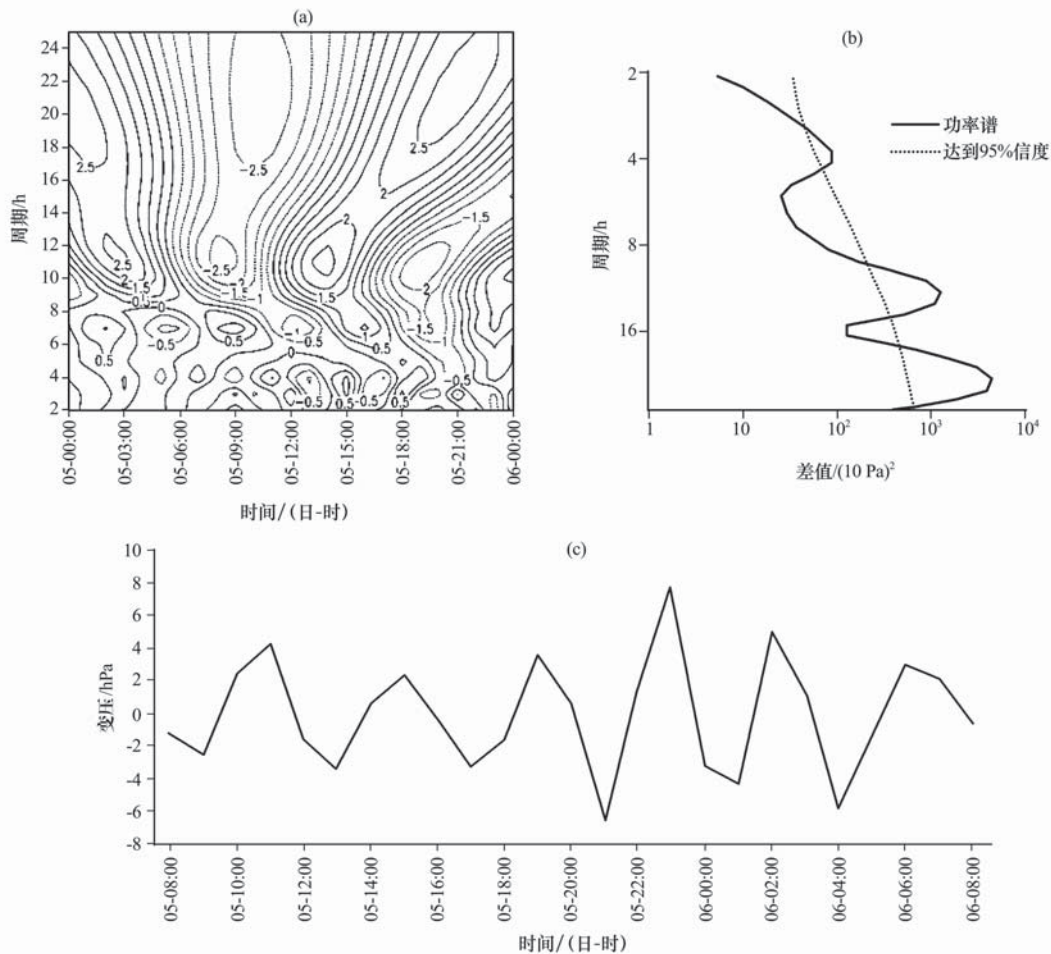


图 4 2005 年 5 月 5 日 08:00—6 日 08:00 增城站气压的波动特征

(a) 小波系数, (b) 小波功率谱红噪声信度检验, (c) 带通滤波

Fig. 4 Wave features of pressure at Zengcheng station from 08:00 on 5 to 08:00 on 6 May 2005.

(a) wavelet coefficient, (b) red noise significance test of wavelet power spectrum, (c) bandpass filtering

降水强度还是随时间移动的方向及强度变化都与实况波列状降水最为相似,特别是模拟的第 18 h。从图 2 中还可看出,模拟的第 17 h 锋面降水有 2 个中心,但是无论从降水强度还是相对位置来看,模拟的锋区南侧降水中心都与广西贺州附近实况降水中心相似,显然锋区南侧的降水中心即 W1 降水区(图 2a)是波列状降水的锋区部分。而暖区降水的 2 个中心 W2 和 W3 在相对位置上应该和实况降水中广东广宁、花都的降水中心对应,不过明显比实况偏东偏北,这与模拟的锋面位置偏移是一致的;虽然 W2、W3 的降水强度比实况偏弱,但实况的波列特征还是得到了很好的模拟。模拟的第 18 h 降水分布在强度上和实况更加接近,锋区的多个降水中心也和实况相似;实况 5 日 20:00 1 h 降水量、雷达回波和 FY-2C 卫星云图显示,在锋区发展出了多个强中心,模式能较好地模拟出这一特征;暖区降水强度显著增强,这与实况是一致的;暖区降水中心的位置明显向东北方向移动,这也与雷达和云图暖区波列状云团随时间的移动方向吻合。卫星云图显示,锋区和暖区的 3 个波列状云团并非在一条严格的直线上,而是呈弧形分布,模拟的第 17 h 和 18 h 波列状降水的分布显然也并不在一条直线上,这与实况基本一致。对比模拟的第 17 h 和第 18 h,锋区明显向东南方向移动,而暖区降水区向东北方向移动,这与实况一致。

综上所述,图 2 中的 W1、W2、W3 即为与实

况对应的波列状降水,这进一步说明模拟是较成功的。

实际上,5 日 20:00 的实况地面图(图略)显示,有一冷舌从锋区向暖区伸展(暖区降水皆沿该冷舌分布),其分布和图 3 中的云团结构非常相似。进一步分析发现,由于前期降水导致该区温度下降,形成冷中心,当北方冷空气迅速南侵时,该中心和冷锋连成一体,表现为锋前冷舌。该冷舌的形成有利于波列的传播,此次华南暖区暴雨的形成可能是由沿该冷舌传播的波列所触发的。由于模式较成功地模拟出了此次暴雨过程,为进一步了解该波列的特性及其与暖区暴雨的关系,下面利用模拟结果进行详细分析。

4.2.1 物理量场的波状特征

图 5 为沿图 2b 中 AB 线模拟的第 17 h 和 18 h 垂直速度和水平散度垂直剖面图。从图 5 中可看出,模拟的第 17 h 锋区(第 5~15 格点之间)上升运动很强,中心值 $>0.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,中心位于 400 hPa 左右;高层辐散、低层辐合,辐散辐合中心分别位于 200 hPa 和 850 hPa 左右,中心值分别达到 $350 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 和 $-150 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。上升运动的强度和辐散辐合的配置表明锋区属于典型的深厚积云对流结构。而暖区此时无论是上升运动还是辐散辐合都比锋区弱得多,而且上升运动中心位于 700 hPa 左右,表明此时暖区对流处在初生阶段。在模拟的第 18 h 时,暖区高、低层辐散辐合显著增强,暖区的

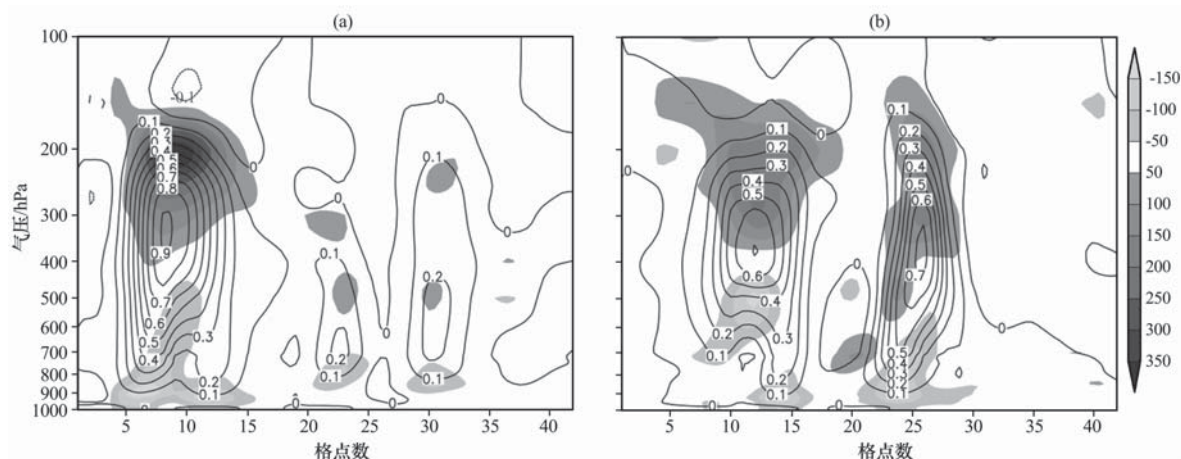


图 5 沿图 2b 中 AB 线模拟的第 17 h (a) 和 18 h (b) 垂直速度(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 正值为上升速度,负值为下沉速度)和水平散度(阴影区,单位: $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)的垂直剖面

横坐标为从 A 点到 B 点的格点数,下同

Fig. 5 Vertical cross-section of the simulated vertical velocity (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, positive value is ascending velocity, negative value is descending velocity) and horizontal divergence (the shaded, unit: $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) at 17th h (a) and 18th h (b) of model time along line AB in Fig. 2b. x-axis mean grid number from A to B, it is hereafter the same

上升运动也迅速加强,上升速度中心值达到了 $0.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,甚至强于锋区上升运动,上升中心高度也达到了 400 hPa 以上,表明暖区发展出了深厚的对流。从图 5 中还可看出,锋区和暖区的垂直速度和水平辐散辐合(特别是 850 hPa 左右)沿 AB 线都呈现出明显的波列状结构,而且该波状扰动随时间向前传播,暖区的上升运动和水平辐合也随时间显著增强,这和实况暖区降水随时间增强相对应,表明暖区暴雨和波列活动有关。对比模拟的第 17 h、18 h 暖区散度分布,发现暖区在模拟的第 17 h 时以低层辐合为主,高层辐散较弱;到了第 18 h,暖区高层辐散迅速增强,导致暖区对流迅速发展。由此可见,此次暖区暴雨以低层辐合为主导。

综上所述,初步判断此次暖区暴雨可能与低层波列活动有关。

对 850 hPa 散度增量的分析证实了上面的判断。所谓散度增量是指某点当前时刻的散度和上一时刻散度的差,该量可以直观地反映系统散度随时间的变化程度;而沿系统移动方向各点的散度增量曲线则可反映出系统散度在该方向上的变化程度和方式。图 6a 是沿图 2b 中 AB 线模拟的第 17 h 和 18 h 850 hPa 散度增量曲线。从图 6a 中可看出,锋区和暖区之间的散度增量呈明显的波状分布,表明系统正是受到了某种波动的影响,才导致散度的这种波状变化,而且波动随时间向前移动,波谷和降水区相对应,波长为 $100 \sim 140 \text{ km}$,这与实况是一致的。图 6b 是模拟的锋区(112.875°E , 24.375°N)和暖区(114.125°E , 23.75°N)散度的时间分布。从

图 6b 中可看出,锋区和暖区的散度在模拟的第 15 h 以前只是小幅振荡,15:00 以后先后出现了强烈振荡,暖区滞后约 1 h,振动周期约为 4 h,最大振幅对应最强降水。从散度的振幅来看,暖区明显大于锋区,表明暖区变化非常剧烈,这和暖区降水及上升运动的强烈增强相对应。结合图 6a,发现系统在模拟的 15 h 以后开始受到了一种低层波动的影响,这次暖区暴雨与该低层波动有关。

图 7 为沿图 2 中的 AB 线上锋区暴雨中一点(112.875°E , 24.375°N)和暖区暴雨中心点(114.125°E , 23.75°N)850 hPa 垂直速度的小波分析。图 7 中横坐标中数字表示模拟时刻加 1 h,即数字 1 对应模拟初始时刻,2 对应模拟第 1 h,以此类推。从图 7 中可以看出,在锋区和暖区都存在周期为 10~12 h 和 4 h 左右的波动,而且周期约为 4 h 的锋区波动在 15:00—19:00 之间最强,暖区波动在 16:00—20:00 之间最显著。小波功率谱检验(图 8)也表明,在波动最强时,小波能量也最集中,而且周期为 4 h 左右的波动其信度达到了 95%(图 7 中波动能量的大值中心并非位于周期 4 h 处,这表明波动的周期并非刚好是 4 h,而是 3~4 h 之间,因为资料的时间分辨率为 1 h,所以无法给出精确的周期,不过这并不影响问题的分析)。这表明模拟的暖区降水的确和该周期的波动直接相关。

上述分析表明,实况降水和周期约为 4 h 的波列活动有关,由此来看,模式对此次暖区暴雨发生机制的模拟是较成功的。散度增量分析也表明波动的周期约为 4 h,这可能正是该波动作用的结果。

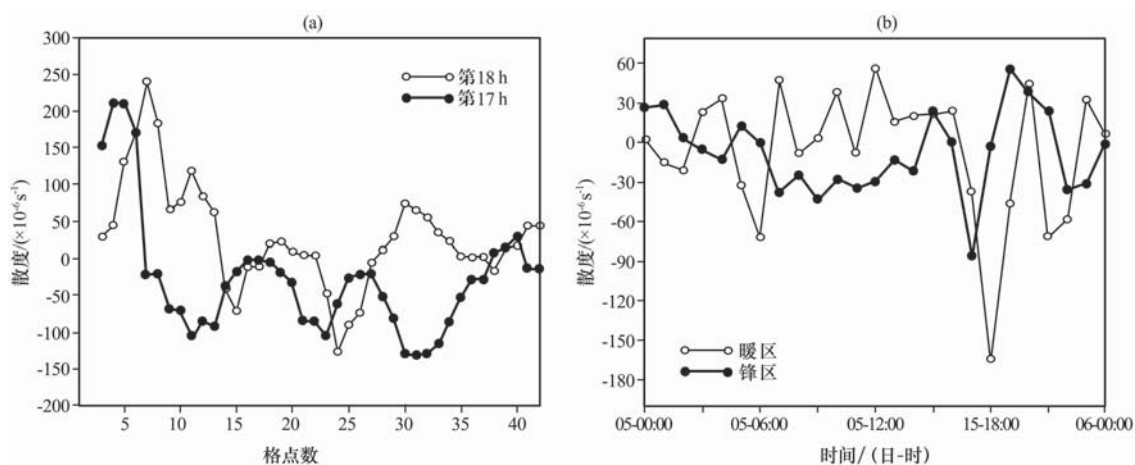


图 6 沿图 2b 中 AB 线模拟的 850 hPa 散度增量曲线(a)以及锋区(112.875°E , 24.375°N)和暖区(114.125°E , 23.75°N)水平散度的时间变化(b)

Fig. 6 Curves of the simulated 850 hPa divergence increments along line AB in Fig. 2b (a), changes of horizontal divergence in frontal zone (112.875°E , 24.375°N) and warm zone (114.125°E , 23.75°N) with time (b)

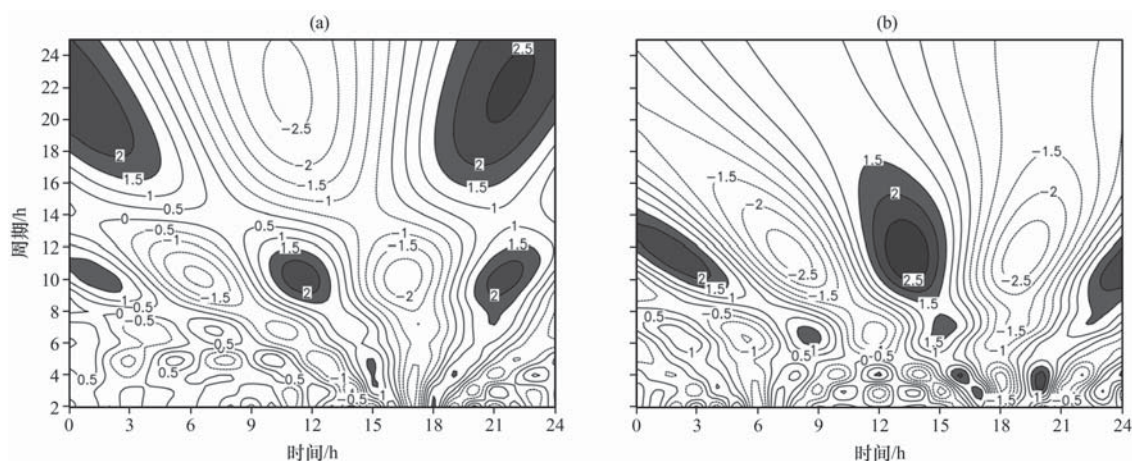


图 7 锋区(a)和暖区(b)850 hPa 垂直速度的小波分析

Fig. 7 Wavelet analysis of 850 hPa vertical velocity in frontal (a) and warm (b) zones

卫星云图显示,波列从西北向东南方向移动,且暖区云团的产生后于锋区云团,表明波列是由锋区向暖区传播的。前面的散度分析也表明波动是从锋区向暖区传播的,为了研究这两个波动之间的关系,对图 2b 中 AB 线上 850 hPa 垂直速度各格点进行小波分析,然后对各格点取相同周期(4 h)的波动进行合成分析(图 9)。从图 9 中可看出,在模拟的第 17 h 锋区 850 hPa 有 2 个上升中心,分别位于第 7 和 12 格点,而此时暖区(第 20~25 格点之间)才刚刚出现上升运动;到了模拟的第 18 h,锋区的上升中心已移动到第 14 个格点附近,此时暖区上升运动也达到最强,在锋区和暖区之间(14~25 格点)形成了负—正—负波列分布,这与图 2b 的降水分布完全一致。

在模拟的第 17 h 锋区上升运动在 850 hPa 有 2 个中心,大约分别位于第 7 和 12 个格点,到第 18 h 约位于第 14 个格点,而暖区上升运动的位置也出

现了缓慢移动,且强度变化很大,原先位于第 30 格点左右的上升运动,在第 18 h 迅速消失(见图 5),该上升区已东移(见图 2b)。结合图 9 中锋区和暖区之间的波列分布,发现图 5 所反映的垂直运动变化是由波动造成的。

从图 9 中还可看出锋区波动和暖区波动之间的位相关系。模拟的第 17 h 锋区波动为最大负位相,而暖区位相刚转为负,接近零,表现在降水上则为此时暖区降水相对较弱;第 18 h,锋区和暖区同时为最大负位相,表明此时锋区和暖区同属一个波列,表现在降水上则为此时暖区降水迅速增强。在降水期间,锋区波动的位相一直没有发生变化,表明其具有扰源的作用;而暖区位相则发生了变化,表明其受到波动的影响,即可能是锋面扰源产生的波动通过某种方式影响了暖区,使其迅速响应产生波动,并随后在锋区和暖区之间形成波列。而且锋区波动随时间有明显的位相传播,如第 12 点和第

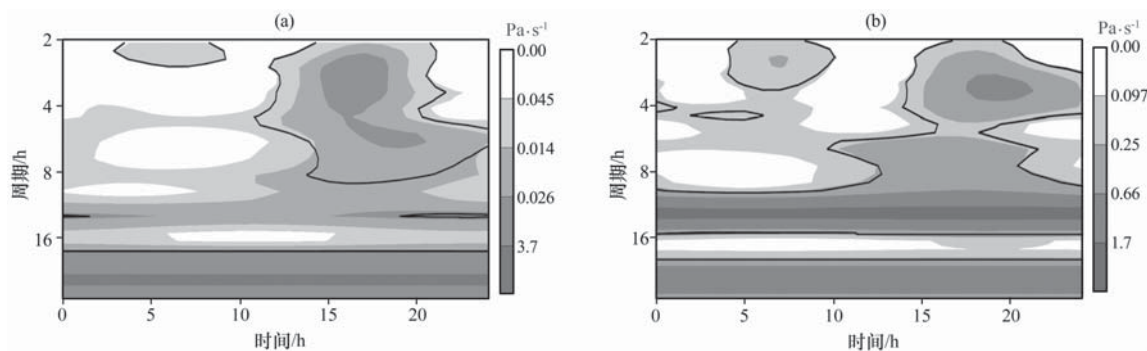


图 8 锋区(a)和暖区(b)小波功率谱红噪声信度检验

粗黑线表示达到了 95% 置信度

Fig. 8 Red noise significance test of wavelet power spectrum in front (a) and warm (b) zones.

Thick black line has passed the confident level of 95%

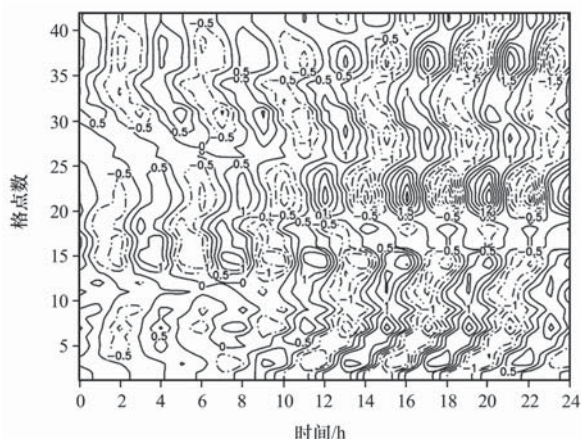


图 9 沿图 2b 中 AB 线上格点周期为 4 h 的波动分布

Fig. 9 Distribution of wave propagation with

4 h period at grids along line AB in Fig. 2b

14 点之间的位相传播。但在锋区和暖区之间并没有类似的位相传播情况，而是在模拟的第 17 h 两者相差半个位相，到了第 18 h 迅速变成同位相，前面小波分析表明波动的周期为 3~4 h，因此锋区和暖区之间的波动不会是位相传播关系，而可能是能量传播关系，这有待进一步研究。从模拟的第 18 h 沿 AB 的波列分布可以估算出波动的波长约为 120 km，这与前面的散度波动的波长以及实况云团波列的波长是一致的。锋区波动的增强比暖区早约 1 h，这也与图 6b 的结果一致，表明图 6b 中散度振幅的增强也是波动造成的。

小波分析表明，此次暖区暴雨和波动是直接对应的，且波动是由锋区向暖区传播的；雨区和散度的波列状分布都是波动传播的结果；波动的周期约为 4 h，波长约为 120 km。

4.2.2 低层浅薄稳定层结与波动特征

从沿图 2b 中 AB 线的 θ_{se} 垂直分布(图略)可以看出，在模拟的第 12 h 700 hPa 以下从东南侧(B 侧)有低 θ_{se} 空气开始向左(A 侧)入侵，到第 15 h 低层从锋区到暖区已形成较为一致的稳定层，到第 18 h 该稳定层发展得更强。从沿图 2b 中 AB 线模拟的第 18 h θ_{se} 垂直剖面图(图 10)中可看出，总体上 500 hPa 以下是华南地区典型的条件不稳定层结，但在第 15~35 格点区间出现了异常，即低层 950~850 hPa 之间有一浅薄的稳定层存在，正好从锋区向暖区延展，长约 300 km，表明该波动区域存在低层稳定层结。前面也提到，该波列在低层，特别是 850 hPa 最为显著，根据以往重力波研究的有关结论^[10]，如层结稳定，传播相速为 $10\sim 50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，

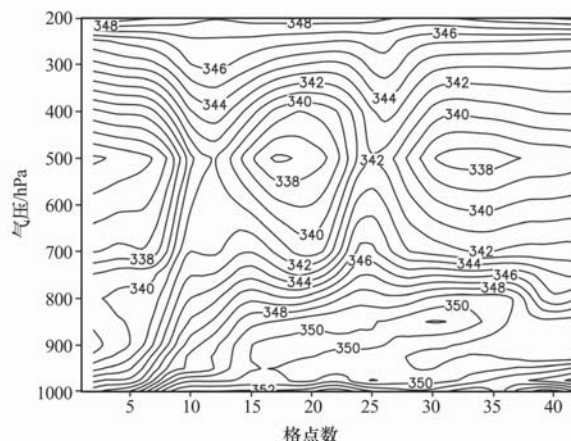


图 10 沿图 2b 中 AB 线模拟的第 18 h θ_{se} 垂直剖面

Fig. 10 Vertical cross-section of the simulated θ_{se} at

18th h of model time along line AB in Fig. 2b

周期 10 min 到几小时，垂直速度最大可达 $0.25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 等。对比图 4、6 和 7 的小波分析，发现波动特征完全符合重力波特性的，因此可以确定该波动为重力波，即正是本例中锋前出现了低层浅薄稳定层结，满足了重力波发展和传播的条件，才导致了波列和暖区暴雨的发展。

4.2.3 触发暖区暴雨的机制

文献[18]中提到，一个积雨云当其上方遇有稳定空气层时(如边界层逆温或平流层)其作用可看作是重力波的点源，直接在点源上方附近可观测到短周期的重力波，而在距离较远的地方可观测到周期较长的重力波。对于此次暖区暴雨，根据前面的分析，重力波的波源应该是锋面对流扰动，其产生的重力波沿低层稳定层结传播，当重力波造成的辐散辐合区或上升运动区传播到势不稳定区时，可作为一种触发机制，引起该处对流活动的发生。结合图 5 和 6 的物理量变化情况，可断定为重力波传播的结果。

为了进一步说明重力波是如何触发暖区暴雨的，分析了沿图 2b 中 AB 线的垂直速度及位势稳定度的分布关系和暖区暴雨中心垂直速度与位势稳定度的时间变化(图 11)。这里的位势不稳定判据利用湿浮力频率 N_w (Brunt-Väisälä 频率)^[11]，单位为 s^{-1} 。

从图 11b 中可看出，暖区下沉时有不稳定能量积聚，而在暖区上升时有不稳定能量释放。在暴雨发生之前 3 h 左右，低层稳定层已经形成，此时暖区为下沉运动区，积聚了较强的不稳定能量。在暴雨最强的模拟第 18 h，不稳定能量明显减小，而垂

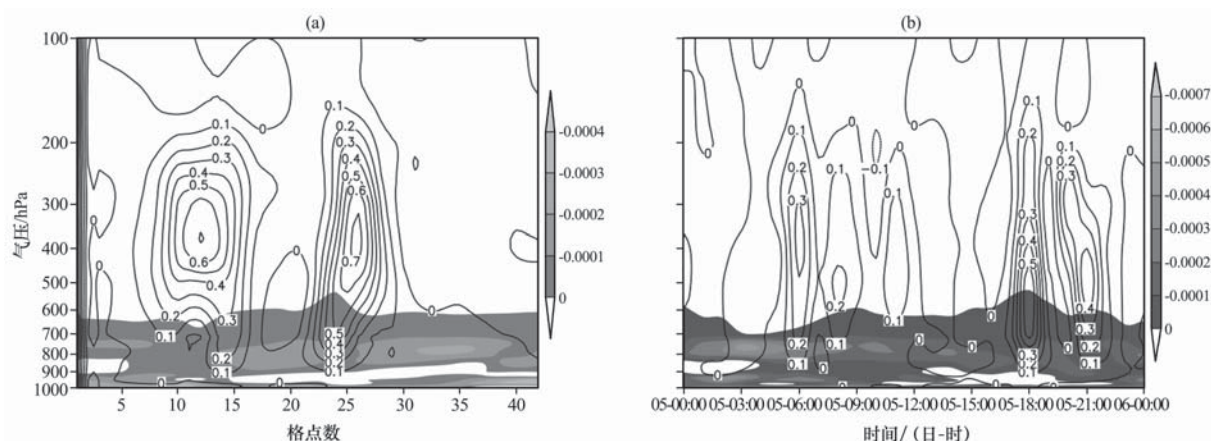


图 11 (a) 模拟的第 18 h 沿图 2b 中 AB 线的垂直速度(等值线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和位势稳定度(阴影区, 单位: s^{-1})垂直剖面, (b) 暖区暴雨中心(114.125°E , 23.75°N)垂直速度和位势稳定度随时间的变化

Fig. 11 (a) Vertical cross-section of vertical velocity (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and potential stability (the shaded, unit: s^{-1}) along line AB in Fig. 2b at 18th h of model time, (b) variation of vertical velocity and potential stability with time at 114.125°E , 23.75°N

直速度迅速达到最强, 这与图 11a 是一致的。从图 11a 中可看到, 在模拟的第 18 h, 暖区最强上升区的不稳定能量明显偏弱, 而在下沉区或弱上升区的不稳定能量较强, 而且, 从锋区上升运动的前缘到暖区之间存在明显的低层稳定层。结合前面的分析可以认为, 正是锋面对流扰动触发的重力波沿低层稳定层传播, 当重力波上升区沿低层稳定层传播到低层有较强不稳定能量的暖区时, 低层抬升, 触发了暖区不稳定能量的释放, 位能转化为动能, 导致了上升运动迅速加强, 与此同时, 产生了对流过程及其反馈效应, 进一步加强上升运动, 最终引发暖区暴雨。暖区上升运动在模拟的第 17 h 还很弱, 到了第 18 h 却迅速增强(见图 4)。这表明重力波触发暖区开始上升以后, 由于暖区不稳定能量的释放, 加速了上升运动, 使其迅速达到最强, 与图 11 中的结果是一致的。

上述分析表明, 暖区上升主要由低层重力波触发不稳定区气块抬升引起的, 这也进一步说明低层重力波在此次暴雨中的重要作用。

4.2.4 低层浅薄稳定层的形成

低层稳定层对此次暖区暴雨非常重要, 只有低层稳定层形成时, 重力波才得以传播, 进而激发暖区暴雨的产生。文献[19]指出, 在梅雨暴雨期间, 降雨区边界层内层结是稳定的, 而雨区外是不稳定的, 这种边界层的稳定层结可能是因为降雨在近地层形成冷空气堆造成的; 降雨越强, 降雨区边界层的层结越稳定。实况: 5日20:00地面图上的确有

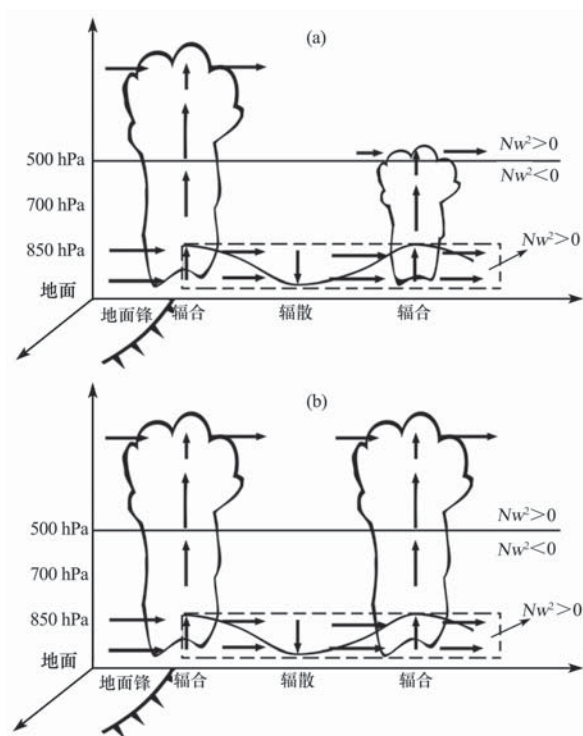


图 12 华南暖区暴雨低层重力波触发机制示意图

波状曲线表示重力波, 虚线框表示低层稳定层,

Nw^2 : 湿浮力频率, 作为位势不稳定判据

Fig. 12 Schematic diagram of the low-level gravity wave triggering mechanism for rainstorm of warm zone in South China. Wave-like curve represents the gravity wave, dashed frame means the superficial low-level stable layer, Nw^2 : Wet buoyancy frequency, as a criterion for potential instability

冷舌从锋区向暖区延伸,而该冷舌的形成也与前期该区的降水有关,似乎可以用上面的结论解释,但模拟结果表明,低层稳定层是从东南(B侧)到西北(A侧)逐步形成的。因此,降雨在近地层形成冷空气堆可能对稳定层的维持和加强有重要作用,但不是稳定层形成的主要原因,其成因有待进一步研究。

4.2.5 重力波机制的物理概念模型

上述分析表明,初始时 500 hPa 以上为稳定层结,以下为不稳定层结,暖区积聚了很强的不稳定能量,当低层 950~850 hPa 高度从锋区到暖区的稳定层形成以后,锋面激发的重力波沿该稳定层向暖区传播;当传到暖区以后,重力波造成的辐合上升运动触发了暖区不稳定能量的释放,导致暖区产生上升对流运动;上升运动在对流反馈作用下进一步加强,最终形成暖区暴雨,由此得出低层重力波触发机制的示意图(图 12)。

5 结论与讨论

通过上述分析,得到以下主要结论:

(1) 这次暴雨过程的降水、垂直运动场和水平散度场等具有明显的波状结构,波长约为 120 km,周期为 3~4 h,锋区波动比暖区提前约 1 h。

(2) 锋区和暖区 850 hPa 垂直速度的小波分析表明,在暴雨发生时段,波动能量最强,振幅最大,表明此次暖区暴雨与波动直接相关。

(3) 锋前低层 950~850 hPa 浅薄稳定层的存在为重力波的发展和传播提供了必要条件,表明波动的性质为低层重力波。

(4) 锋前暖区一直具有强不稳定能量,当锋面对流激发的低层重力波上升区沿稳定层传播到暖区时,抬升了气柱,激发暖区不稳定能量释放,导致对流发展,使暖区上升运动迅速增强,形成暖区暴雨。

本文仅指出低层重力波触发了暖区对流发展,至于暖区对流如何进一步发展并最终导致暖区暴雨,由于模式时空分辨率不足,因此并未涉及,有待今后用更精细的模式作进一步研究。本文只研究了锋面激发的重力波对华南暖区暴雨的触发机制,在华南地区还存在西南低空急流激发的重力波和地形激发的重力波等,这些重力波对华南暖区暴雨的发生有何作用还有待今后进一步研究。另外,本文仅为个例研究,虽然华南地区低层重力波很常见,

但其结论仍有待今后更多统计个例进一步验证。

参考文献:

- [1] 黄士松. 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社, 1986.
- [2] 周秀骥主编. 海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究[M]. 北京: 气象出版社, 2000.
- [3] 文莉娟, 程麟生, 隆霄. “98. 5”华南前汛期暴雨的非静力数值模拟和中尺度系统分析[J]. 高原气象, 2005, 24(2): 223—231.
- [4] 王建捷, 郭肖容. 1996 年初次华南暴雨过程的数值模拟及其分析[J]. 应用气象学报, 1997, 8(3): 257—268.
- [5] 孙健, 刘淑媛, 陶祖钰, 等. 1998 年 6 月 8—9 日香港特大暴雨中尺度对流系统分析[J]. 大气科学, 2004, 28(5): 713—721.
- [6] 王立琨, 郑永光, 王洪庆, 等. 华南暴雨试验过程的环境场和云团特征的初步分析[J]. 气象学报, 2001, 59(1): 115—119.
- [7] 梁海河, 阮征, 葛润生. 华南暴雨试验天气雷达数据处理及暴雨中尺度结构个例分析[J]. 应用气象学报, 2004, 15(3): 281—290.
- [8] 孙建华, 赵思雄. 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究[J]. 大气科学, 2000, 24(3): 381—392.
- [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[J]. 气象学报, 2002, 60(3): 333—342.
- [10] Lou X F, Hu Z J, Shi Y Q, et al. Numerical simulations of a heavy rainfall case in South China[J]. Adv Atmos Sci, 2003, 20(1): 128—138.
- [11] 茅卫平, 何齐强, 陆汉城, 等. 区域地形影响下冷锋后飚线的数值模拟[J]. 大气科学, 1994, 18(6): 710—719.
- [12] 李麦村. 重力波对特大暴雨的触发作用[J]. 大气科学, 1978, 2(3): 201—209.
- [13] 马振锋. 大气中低频重力波指数与西南低涡发展及其与暴雨的关系[J]. 高原气象, 1994, 13(4): 504—512.
- [14] 许小锋, 孙照渤. 非地转平衡流激发的重力惯性波对梅雨锋暴雨影响的动力学研究[J]. 气象学报, 2003, 61(6): 655—660.
- [15] 丁德刚, 王树芬. 相向而行的重力波与暴雨[J]. 大气科学, 1994, 18(4): 451—455.
- [16] 闫敬华, 郑彬, 苏百兴. “5·17”梅州局地致洪大暴雨过程分析[C]//中国气象学会. 推进气象科技创新加快气象事业发展——中国气象学会 2004 年年会论文集(下册). 北京: 气象出版社, 2004: 218.
- [17] 闫敬华. 广州中尺度模式局地要素预报性能分析[J]. 应用气象学报, 2001, 12(1): 21—29.
- [18] 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京: 气象出版社, 1991: 505—516.
- [19] 张丙辰主编. 长江中下游梅雨锋暴雨的研究[M]. 北京: 气象出版社, 1990: 109—138.
- [20] 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 β 中尺度对流系统的数值模拟研究[J]. 大气科学, 2002, 26(4): 541—557.

A Low-Level Gravity Wave Triggering Mechanism For Rainstorm of Warm Zone in South China

XU Yi¹⁻², YAN Jing-hua², WANG Qian-qian³, DONG Jia-bin¹

(1. Zhejiang Meteorological Observatory, Hangzhou 310017, China;

2. Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080, China;

3. Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: A warm zone rainstorm before front in South China was analysed and high-resolution numerical simulation was done using the high resolution observational data and regional model. The results show that the distribution of hourly rainfall at frontal and warm zones is a wave train, and 850 hPa divergence at frontal and warm zones appear acute oscillation at 1~2 h before the rain beginning, and the oscillation is later about 1 h at warm sector than that of frontal zone. Hourly divergence increments on 850 hPa for grids along the line linking frontal and warm zones distribute distinctly as a wave train too. Wavelet analysis approve that there are two waves with same period and different half phase at frontal and warm zones, and the waves belong to gravity wave. Further analysis indicate that about 3 h before warm zone rainstorm beginning, there is a very superficial low-level stable layer locate at 950~850 hPa approximately between frontal and warm zones, and the stable layer's presence satisfy the propagating situation of gravity wave, and when a low-level gravity wave is excited by front convection, it would propagated from frontal to warm zones along the stable layer, then excited low-level ascending motion at warm zone. Updraft touches off the release of middle and low level unstable energy and then generated a warm zone rainstorm.

Key words: Rainstorm of warm zone in South China; Superficial low-level stable layer; Low-level gravity wave; Numerical simulation