

一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响^{*}

孙 健

(北京大学物理学院大气科学系, 北京, 100871)

赵 平 周秀骥

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

文中选取了1998年6月8~9日的一次发生在华南的强降雨过程, 利用观测资料和MM5中尺度模式对这个过程进行了诊断分析和数值模拟, 研究了该暴雨过程的中尺度结构及华南地区复杂地形的影响。分析表明这次华南暴雨由锋面暴雨和暖区暴雨组成, 具有不同的中尺度结构, 其中广西梧州地区暴雨是准静止锋面上的中尺度对流系统造成, 具有持续时间短, 强度大的特征, MM5模拟的雷达回波强度超过30 dBz, 高度超过200 hPa, 并在其东、北侧出现闭合的次级垂直环流; 珠江三角洲的暴雨是暖区暴雨, 发生在深厚的暖湿气流内, 850 hPa上强度超过16 m/s的西南低空急流是影响降水的主要系统, 该中心暴雨持续时间较长, 降水强度也达到了暴雨标准, 模拟雷达回波不明显, 没有出现局地的次级环流。华南地区的复杂地形在这次华南暴雨过程中主要为动力性作用, 具体表现在一支冷空气在低层由苗岭和南岭之间南下, 南海上空一支暖湿气流北上直接到达梧州地区, 另一支次暖湿空气在南岭的阻挡下由武夷山以南沿南岭和云开大山之间折而向西, 这三支气流在梧州地区附近汇合, 形成广西梧州地区的暴雨; 同时南海上空北上的低层气流被迫向东北绕行海南岛, 形成一个尺度为200 km左右的背风面气旋, 这个气旋的东北部分加强了在珠江三角洲地区的水汽辐合, 导致降雨加大。

关键词: 华南, 暴雨, 中尺度, 地形。

1 引 言

地形在暴雨发生和发展中的作用已经得到广泛的认同^[1~4]。地形可以作为天气系统的触发机制和组织机制, 同时也可以引起天气系统的增强、减弱以及影响天气系统的移动等。

华南地区多暴雨。研究表明^[3,4], 华南地区的暴雨在不同时期具有不同的发生机制, 分别为华南前汛期锋面系统降雨和后汛期的台风降雨。其中前汛期暴雨主要是西风带天气系统造成的, 包括冷锋、准静止锋、切变线、低涡和低空急流^[5,6]等。薛纪善等^[3]对华南暴雨在不同省区的发生和发展形式作了归纳, Chen等^[7]对1991年长江下游梅雨锋上的中尺度对流系统进行了数值模拟研究, 张庆红等^[8]对1998年夏季台湾海峡上空的一个中尺度对流系统

作了详细的数值模拟和分析。但到目前为止, 对华南暴雨在不同地点的形成和发展的模型的研究还不够深入, 同时对华南暴雨的中尺度结构的研究由于受常规观测资料分辨率的限制也不够完整。

华南地区多暴雨与其特殊的地理位置和地形分布有关。对近40 a华南地区降水的气候统计表明^[9], 华南地区初夏的降水集中在北部山区。这样, 研究华南地区地形对其降雨的影响有着较大的意义。但是由于地形对降水的作用往往是与其它因素混合在一起, 而现有的常规观测资料时间和空间的分辨率不够, 不易单独分辨出中尺度地形的作用, 因此利用数值模式对暴雨进行模拟, 从而确定华南地区各个地形的影响, 对研究华南地区暴雨的形成和预报都有比较重要的意义。

为了加强对华南暴雨的中尺度特征的研究,

^{*} 初稿时间: 2001年6月6日; 修改稿时间: 2001年9月3日。
资助课题: 国家攀登计划专项“海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究”(95专-03)和国家重大基础研究项目(G1998040908)。

1998 年中国进行了华南暴雨试验和南海季风试验, 获得了许多宝贵的资料。本文使用 1998 年华南暴雨和南海季风的 6 h 间隔、分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 同化资料以及 1 h 间隔、分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的 TBB 资料, 对 1998 年 6 月 8 日发生在中国广东和广西的一次强降雨过程进行了分析。并使用 MM5 进行了模拟, 利用模式输出的较高分辨率的模拟结果分析了这次过程的中尺度结构以及复杂地形在这次暴雨过程中的作用, 最后总结了这次华南暴雨两个中心的中尺度模型。

2 天气实况

1998 年 6 月 8 日 12 时(世界时, 下同)到 9 日 12 时, 中国广东省、广西壮族自治区和福建省出现了一次强降水过程(图 1), 雨量分布呈西南—东北走向, 覆盖中国的华南大部地区, 广东省的强降水中

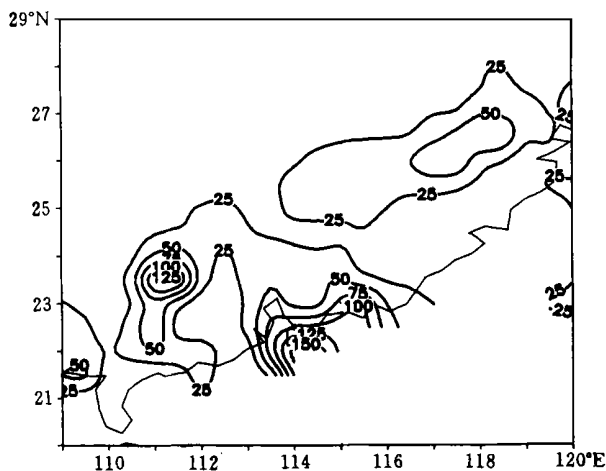


图 1 1998 年 6 月 8 日 12 时到 9 日 12 时的降雨实况(单位:mm)

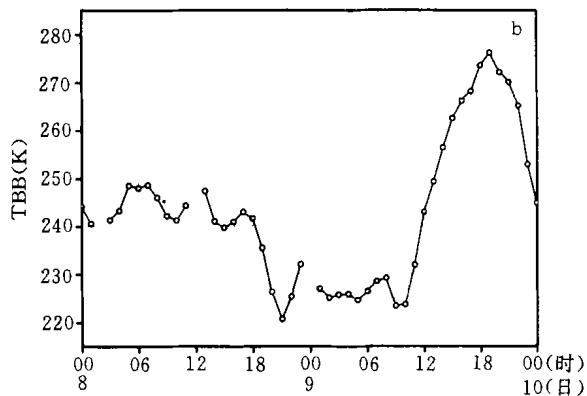
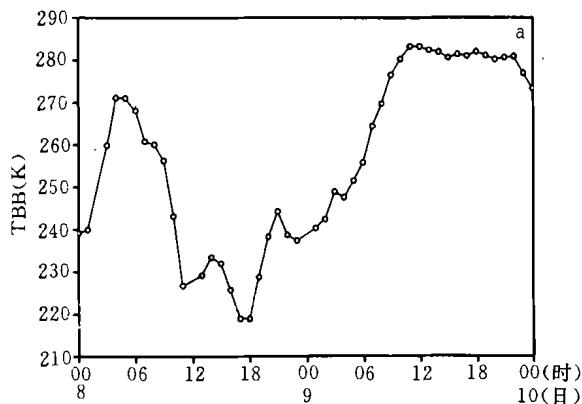


图 2 1998 年 6 月 8~9 日平均 TBB(K) 随时间演变

(a. $23^\circ\text{N} \sim 24^\circ\text{N}$, $111^\circ\text{E} \sim 112^\circ\text{E}$, b. $21^\circ\text{N} \sim 23^\circ\text{N}$, $113^\circ\text{E} \sim 115^\circ\text{E}$)

心位于珠江口附近(22.3°N , 114°E), 降雨量超过了 150 mm, 香港的降雨量在 160 mm 以上, 广西壮族自治区的强降水中心位于和广东省接壤的梧州附近(23.5°N , 111.3°E), 中心值超过 125 mm, 福建省的降水中心位于北部和中部地区。而在福建省和江西省的西南部以及广东省的东北部的降雨量都在 25 mm 以下。

在天气实况图(图略)上可以看到, 6 月 8 日 12 时在中国长江中下游(30°N , 116°E)附近 500 hPa 以下存在一个范围很大的气旋, 锋面呈东北—西南走向, 由长江下游地区延伸到华南的广西地区, 锋面随时间的移动缓慢。在西南地区(23°N , 108°E)附近 700 hPa 以下出现了一个低涡, 并向东移动, 于 9 日 00 时到达广西梧州地区, 这个准静止锋和东移的低涡是影响广西桂林降雨的主要天气系统。从与此同时在广东省南部和海南岛东部海域上 925 hPa 出现一个中心风速超过 12 m/s 的低空急流, 其轴为西南—东北走向, 位于广西地区低涡和副热带高压之间, 这个低空急流于 6 月 8 日 22 时到达广东省和福建省沿海并不断向东北方向加强。分析表明, 这个低空急流是这次广东省珠江三角洲强降雨过程的主要原因。

选用 1 h 间隔、分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的 TBB 资料来分析这次降水过程。根据 Maddox 标准, 一般认为当 $\text{TBB} < 240\text{ K}$ 时发生了强对流。图 2 表示了在两个降水中心附近平均的 TBB 随时间的演变, 其中梧州地区附近平均的区域为 $22^\circ\text{N} \sim 23^\circ\text{N}$, $111^\circ\text{E} \sim 112^\circ\text{E}$, 珠江三角洲平均的区域为 $21^\circ\text{N} \sim 23^\circ\text{N}$, $113^\circ\text{E} \sim 115^\circ\text{E}$ 。从图 2a 上可以清楚的看到, 梧州地区 $\text{TBB} < 240\text{ K}$ 的时间段非常短, 主要集中在 8 日 12 时到 9 日 05 时, 持续时间为 8 h, 最低值在 9 日 00 时达

到了210 K,表示在这个地区存在短时的强对流。与之不同的是,珠江三角洲在8日18时到9日12时之间TBB都维持在240 K以下,持续时间长达18 h,最低值为220 K,表示在这个地区存在时间较长的对流(图2b)。

虽然梧州地区和珠江三角洲都产生了暴雨,但从经过降水中心南北剖面来看(图3),两个地区降

水却具有不同的特征。梧州地区降水(图3a)发生的地区具有明显的锋面特征,低层为明显的冷暖气流汇合,具有较大的上升速度,表现为强对流性降水。珠江三角洲的降水(图3b)发生在锋面以南的暖湿西南气流内部,低层没有冷空气的侵入,其上空上升速度不大,表现为暖区降水,但也达到了暴雨的强度。

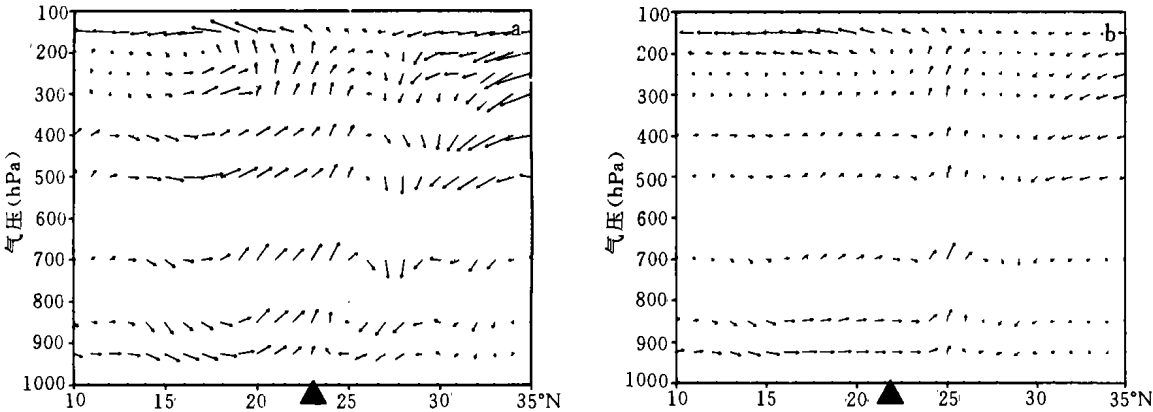


图3 1998年6月9日00时经过111°E(a)和114°E(b)的剖面上的风矢量
(黑色三角形所指为降水中心)

3 模式和资料

使用UCAR/PSU的MM5第3版非静力模式^[10]对暴雨进行模拟。使用MM5两层嵌套,所取模式水平分辨率分别为30 km和10 km。垂直方向采用23层的 σ 坐标。边界层参数化为MRF方案^[11, 12],积云对流参数化使用Betts-Mellor方案^[13, 14]。选用广东省气象局利用华南季风和南海试验观测资料同化得到的 $1^\circ \times 1^\circ$ 格点资料作为模式的背景场,使用华南暴雨试验、南海季风试验和GTS的观测资料进行订正后,经过插值得到模式的初、边条件。模式积分从1998年6月8日12时开始,至10日00时结束。积分区域包括中国的华南地区和南海海面(图略)。模式使用MM5的地形资料,其在华南地区的分布如图4所示,从中可以看到华南地区地形非常复杂,呈倒“品”字分布,从西向东依次为苗岭、南岭和武夷山,稍南一点的是云开大山。

4 模拟结果及分析

4.1 降雨特征

总的来说,模拟的1998年6月8日12时至9

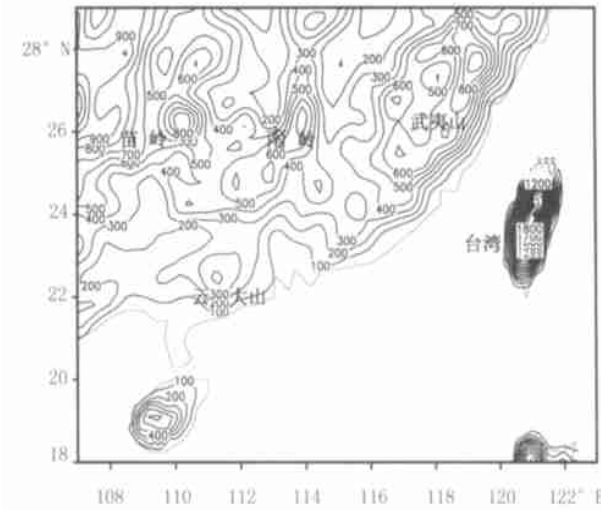


图4 分辨率为30 km的模式地形在华南地区的分布
(单位: m, 等值线间隔为100 m)

日12时的24 h降水量与华南地区降雨实况基本一致(图5)。就降水的分布而言,主要的降水区一个位于24.2°N, 111.3°E附近,其中心位置较实况偏北约60 km,另一个位于珠江三角洲,其中心位置基本与实况一致,另外福建省北部和江西省东部也出现明显的降雨。从中心值来看,模拟的广西中心降雨

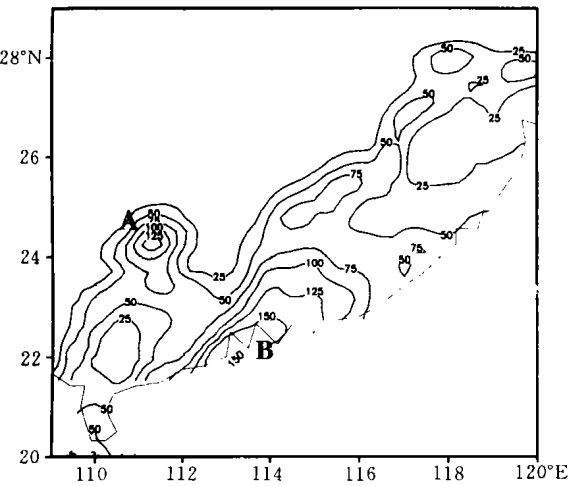


图5 模拟 1998 年 6 月 8 日 12 时到 9 日 12 时的降雨(单位: mm)

为 125 mm, 珠江三角洲为 160 mm, 而福建省北部和江西省的东部所模拟的降水量在 25 mm 以下, 这些特征都与实况一致。值得注意的是, 两个降雨中

心的雨带分布存在明显的不同, 梧州的降雨中心范围非常集中, 而珠江三角洲的降雨呈西南—东北的带状分布。对模式输出结果分析表明, 模拟的这次暴雨过程天气系统的演变也与实况较一致, 即一个准静止锋锋面呈东北—西南走向由长江下游指向广西, 并在广西地区上空出现了一个向东移动的西南低涡, 同时在广东省沿海出现了西南—东北走向的低空急流。

为方便起见, 将发生在广西的暴雨中心称为 A, 将发生在珠江三角洲的暴雨中心称为 B。中心 A 的降雨在 6 月 8 日 15 时逐渐加大, 在 18 时达到每小时降雨量的最大值 22 mm, 以后迅速减小, 至 9 日 00 时几乎停止(图 6a)。中心 B 的降雨也在 6 月 8 日 15 时逐渐加大, 到 21 时达到降雨极大值约 9 mm/h, 前后维持了约 11 h, 9 日 06 时才逐渐减小(图 6b)。对比图 2a 和图 2b, 可以发现中心 A 和 B 的降雨过程明显不同, 中心 A 降雨时段更加集中, 中心 B 的降雨维持时间却远比 A 长。从观测得

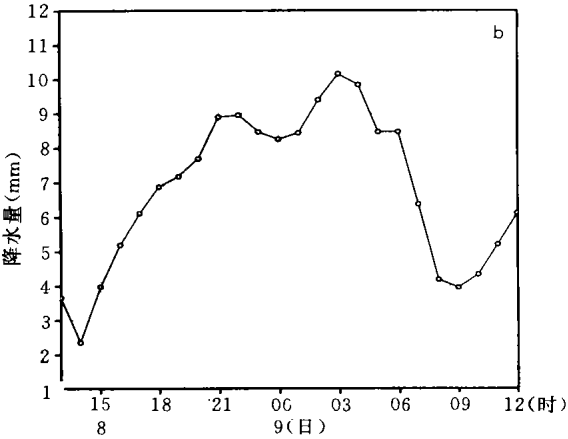
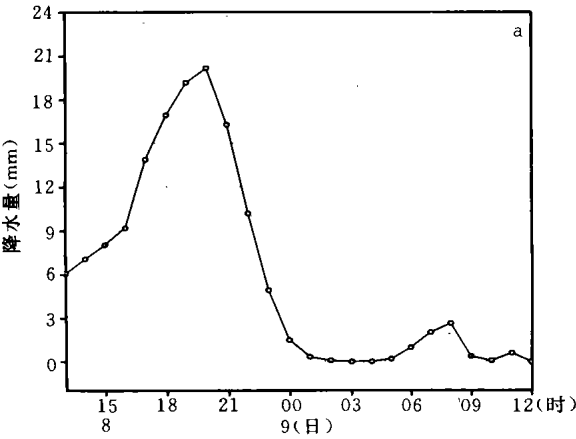


图6 模拟的 1998 年 6 月 8~9 日每小时降雨量
(a. 中心 A; b. 中心 B, 单位: mm)

到的 TBB 随时间演变图来看(图 2), 模拟的降水过程与 TBB 反映的降水过程基本一致, 只是中心 A 较实况提前了约 3~4 h, 而中心 B 则与实况基本一致。

由此可见, 文中模拟的降水分布以及降水中心雨量随时间的变化基本反映了这次华南暴雨的过程。

4.2 流场特征

对中心 A 而言, 在 925 hPa 的流场和地形的配

合图上(图 7b), 可以看到自 6 月 8 日 15 时至 9 日 00 时, 一股冷空气由苗岭和南岭之间南下, 南海上空一股暖湿气流直接北上到达暴雨中心 A, 另一股暖湿气流受南岭阻挡而偏转向西, 并经过南岭和云开大山之间也到达中心 A 附近, 这种辐合形成的局地强烈的抬升是造成梧州地区降雨的主要原因。对比模式模拟结果(图 7b)和观测资料客观分析后得到的流场分布(图 7a), 可以发现不同气流的来向以及它们的汇合地区都相当一致(见图中分别对三支

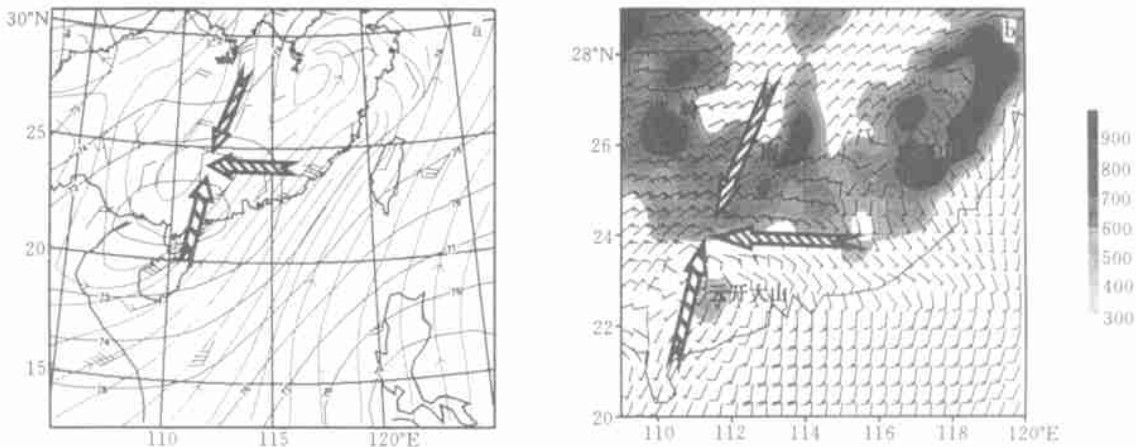


图 7 925 hPa 的流场和地形的配合
(a. 观测的 9 日 00 时 925 hPa 上的测站风、流线和位势高度客观分析,
b. 控制试验模拟 8 日 20 时 925 hPa 风场和地形分布(阴影,单位:m))

气流的示意箭头),MM5 的模拟结果很好的反映了低层流场的这种特征。

对中心 B 而言,模拟结果中南海北部形成了一个中心风速超过 16 m/s 的低空急流,沿广东沿海向东北发展。低空急流的发展和持续(图 8)与中心 B 的降水(图 6b)变化有明显的对应关系,随着低空急流的加强,中心 B 的降水也逐渐加大,低空急流的强度于 8 日 20 时以后维持在 16 m/s 以上,而中心 B 的降水强度也是在 8 日 20 时至 9 日 06 时维持在一个较高的水平,并在 9 日 06 时以后随低空急流的减弱而迅速下降。对水汽通量的分析表明(图略),这个低空急流是水汽从南海传输到降雨中心的主要通道。与对观测资料的分析一致,这支低空急流是造成中心 B 降水的主要天气系统。从 114°E 风矢

量的径向剖面图(图 9)可见,降雨最强烈时由南向北低层气流由偏南风转为偏东风,转折点位于珠江三角洲上空,这种对流层低层的风向切变也影响了珠江三角洲上空暖湿气流内部的辐合。

4.3 中尺度特征

分析表明,中心 A 是一个典型的华南准静止锋降雨(图 10)。在锋面上由于冷空气和地形的抬升作用使得暖湿空气上升形成降雨。由 Q_{se} 和风矢量可以断定,冷暖空气在低层汇合形成强上升运动,在 500 hPa 附近达到垂直速度的最大值约 1 m/s,同时暖湿气流和次暖湿气流带来了大量的水汽。由于冷空气活动具有持续时间短、强度大等特征,因而形成了短时间内非常大的降雨中心。而中心 B 是一次典型的华南前汛期暖区降雨(图 11),从始至终气流

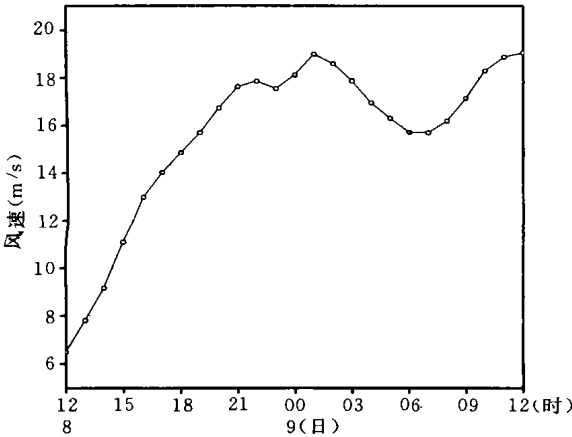


图 8 控制试验模拟的 20~ 22°N, 112~ 114°E 925 hPa 上的平均风速随时间变化

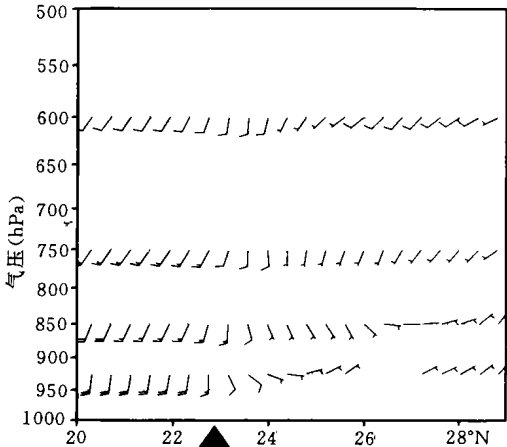


图 9 控制试验模拟 6 月 8 日 22 时 114°E 的风场剖面 (黑色三角形所指为降雨中心位置)

的上升运动主要发生在暖湿气团之中, 低层没有明显的冷空气侵入。这些结果都表明模拟出的两个中

心的形成机制基本与观测得到的结论一致。
用 MM5 模拟结果计算了雷达回波(图 10, 11) ,

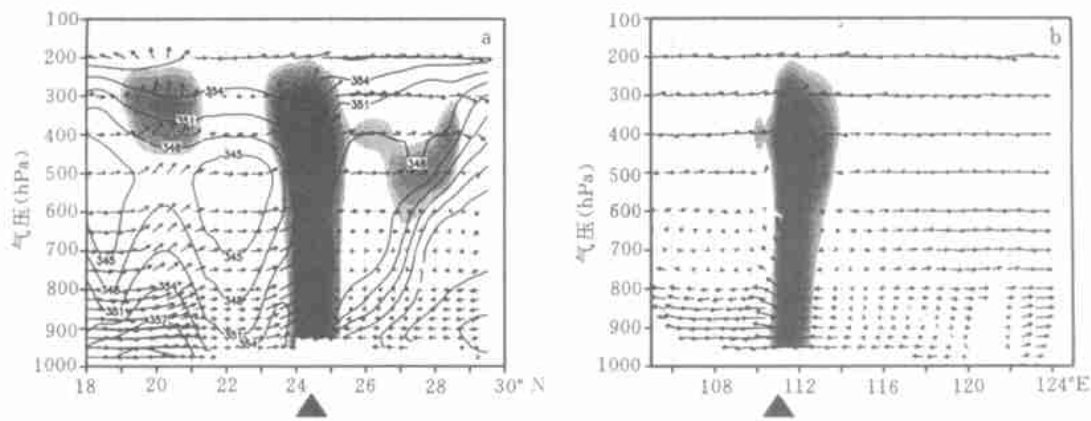


图 10 6 月 8 日 20 时中心 A(24°N, 111°E) 的 θ_{se} 和风矢量剖面
(a. 南北径向, b. 东西纬向; 等值线表 θ_{se} , 阴影表示大于 10 dBz 的模拟雷达回波, 箭头表示风, 黑色三角形所指为降雨中心位置)

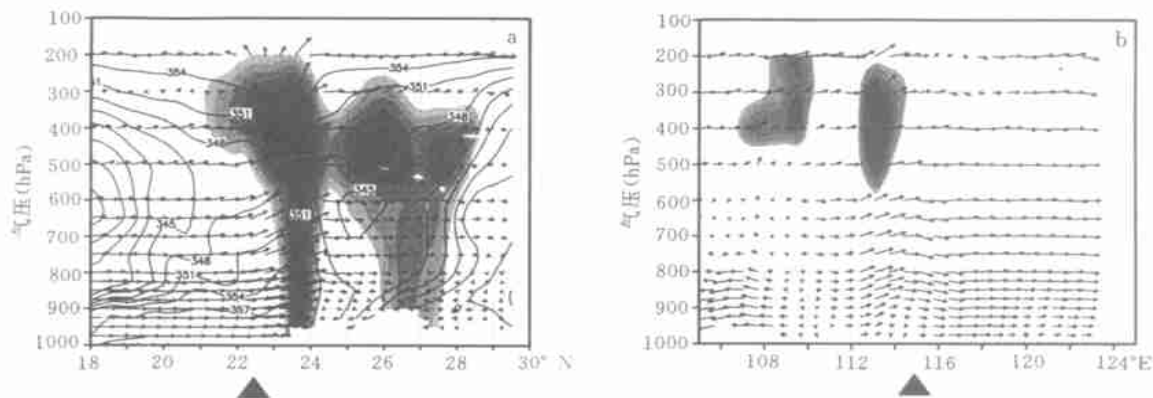


图 11 中心 B(22°N, 114°E) 6 月 9 日 00 时的 θ_{se} 和风矢量剖面(说明同图 10)

虽然中心 A, B 的降雨量都达到了 150 mm 以上, 但具有不同的中尺度结构。中心 A 在 6 月 8 日 17 时至 18 时即降雨达到最大时, 出现了一个强度超过 30 dBz 的回波, 高度超过可以发现对于这次过程 200 hPa, 回波集中在非常小的范围之内, 同时降雨中心北侧低空为北风, 东侧低空为东风, 850 hPa 以上为西南风, 从而在其北侧和东侧都出现了由于高低空风向不同而产生的闭合的局地次级环流, 但在锋面的南侧为深厚的西南暖湿气流, 没有次级环流出现。质点运动轨迹分析表明, 冷空气由低层自北向南流入这个中尺度对流系统, 辐合上升后在 700 hPa 以下向东北方向流出, 这种结构只有在中尺度对流系统十分强烈时才会出现。中心 B 则在其降雨达最大时对流层低层没有出现大的雷达回波, 其回波值

5~ 10 dBz, 由于中心 B 形成在暖湿气流内部, 没有冷暖空气的交汇, 其高低空气流方向基本一致, 因此也没有出现中心 A 那样的局地垂直环流, 只是在距中心很远的北部由于冷暖空气的交汇才出现了次级环流。
从上文给出的 TBB 观测资料(图 2) 分析来看, 在雷达回波极大值的区域都对应有 TBB 的极小值, 但中心 A 的 TBB 较中心 B 更低, 维持的时间更短, 因此我们模拟计算得到的中心 A 雷达回波大而中心 B 雷达回波较小的结果是合理的。而模拟的环流分布也基本与实况分析相一致。
5 地形对暴雨影响的数值试验
从上面的分析中可以看到, 在华南地区复杂的

地形下,冷暖空气的作用对这次暴雨过程至关重要。那么,地形对这些气流有何影响呢?为了回答该问题,文中对华南地区不同地形作了数值试验,图12给出了控制试验与去掉不同地形试验各降水量的差

值分布,从图中可以看到,就广西梧州地区和珠江三角洲的降雨中心而言,影响最大的是云开大山和南岭以及海南岛的地形。

从图12a上可以看到,云开大山和南岭的作用

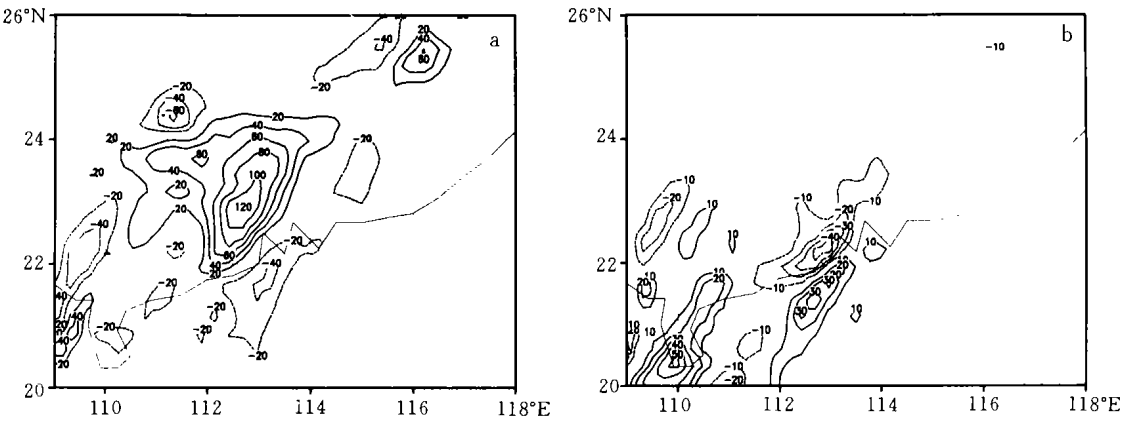


图12 6月8日12时至9日12时的24 h降雨量变化
(无地形值减去控制试验值,单位: mm; a. 无云开大山和南岭; b. 无海南岛)

主要是影响降雨中心A,由于地形的影响使得降雨中心A的24 h降雨量减小超过60 mm。另外可以发现降雨的变化主要发生在暴雨的发生和发展时期,即6月8日15时至21时左右,变化最大发生在6月8日18时,其1 h降雨量减小了11 mm(图略)。从图13a中可以看到,地形对风的影响非常明显,首先是南岭对偏东次暖湿气流的阻挡作用,其次这支气流由较宽阔地带由东向西进入南岭和云开大山之间时,使得偏东气流加强了约3 m/s,与此同时,控制试验中冷空气由南岭和苗岭之间南下后到达中心A地区,加强了水汽辐合,使得降雨中心A的降雨量增加。而如果没有了南岭的阻挡,冷空气可以直接

到达南岭以南的地区并在那里与暖湿空气汇合,这样的结果使得在图13a中,以23°N, 113°E为中心出现了一个较大的降雨量增加的区域。

因此云开大山和南岭的作用主要是体现在对低层气流的阻挡导向以及加强效应上,表现在大气边界层中,一股西南暖湿气流直接北上,另一股偏东次暖湿气流在南岭的阻挡下向西,通过南岭和云开大山之间时加强了约3 m/s,冷空气则在苗岭和南岭之间南下,这3股气流在中心A附近辐合,产生了暴雨。

从图12b上可以看到,海南岛地形的影响主要是作用于降雨中心B附近,中心B以南降雨量增加

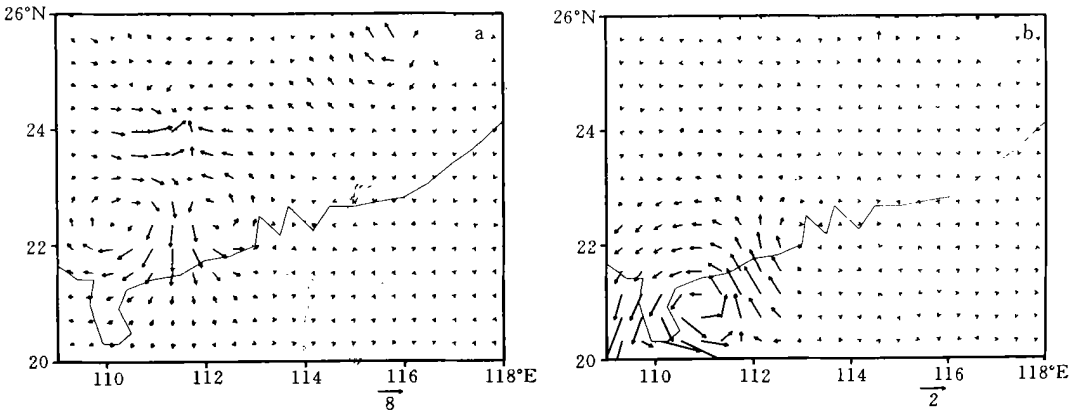


图13 925 hPa的水平风场变化
(控制试验值减去无地形值,单位: m/s; a. 无云开大山和南岭8日16时; b. 无海南岛8日23时)

约 30 mm, 以北降雨量减少约 30 mm。从图 13b 上可以看到, 由于有了海南岛地形的阻挡和绕流作用, 使得南海上空的暖湿气流不能够直接向北进入中国华南的广西, 而是绕过海南岛到达香港, 在海南岛东北侧出现了一个尺度在 200 km 左右的气旋性环流, 这个气旋的东北部分加大了中心 B 的低层水汽辐合使上升运动加强, 从水汽通量散度的变化图(图略)可以看到由于没有海南岛地形的影响, 在原来的中心 B 的北部辐合减弱, 在其南部辐合加强, 从而影响到中心 B 的降雨。

6 结论及讨论

由于华南地区地形复杂, 在不同的地区地形对暴雨影响也有差异, 导致华南降水在不同地区具有不同的形成机理, 但准静止锋、切变线、低空急流是华南前汛期降雨的主要天气系统。分析可见产生华南暴雨的中尺度天气系统的结构因地点不同而不同, 而地形在其中的作用主要是动力性的。

1998 年 6 月 8~ 9 日的华南地区暴雨由两个性质截然不同的降雨过程组成。其中广西梧州地区的暴雨是一次准静止锋面上的中尺度对流系统造成的强度大, 时间短的降水过程, 与 3 支低层气流关系密

切(图 14a), 其中一支为由苗岭和南岭之间南下的冷空气, 一支为由南海直接北上的暖湿气流, 另一支次暖湿气流在南岭的阻挡下折向西, 这 3 支气流在一定程度上受到了地形的影响得到加强, 在广西梧州地区汇合从而形成了强烈的中尺度对流系统, 降水最强烈时其雷达回波超过 30 dBz 并集中在非常小的范围之内, 最高处超过了 200 hPa, 冷空气在低层进入中尺度对流系统后上升至 850~ 700 hPa 之间向东北方向流出, 并在强辐合中心的东北侧形成了闭合的次级环流。锋面南侧为深厚的西南暖湿气流, 没有出现次级环流。

与此不近相同的是, 这次珠江三角洲的降水过程是一次持续时间长的暖区暴雨(图 14b), 锋面远在降水中心北部, 冷空气影响不明显, 降水主要受来自南海的西南低空急流影响, 而南海上空向北发展的低层气流被迫向东绕行海南岛, 形成了地形背风面的 200 km 尺度的气旋, 这个气旋的东北部分加强水汽辐合, 从而加大了珠江三角洲的降雨。同时珠江三角洲北侧存在气旋性的风向切变, 也是导致低层辐合的重要原因。对产生珠江三角洲降雨的中尺度天气系统分析表明, 暖区暴雨没有明显的强雷达回波区, 也没有次级垂直环流出现。

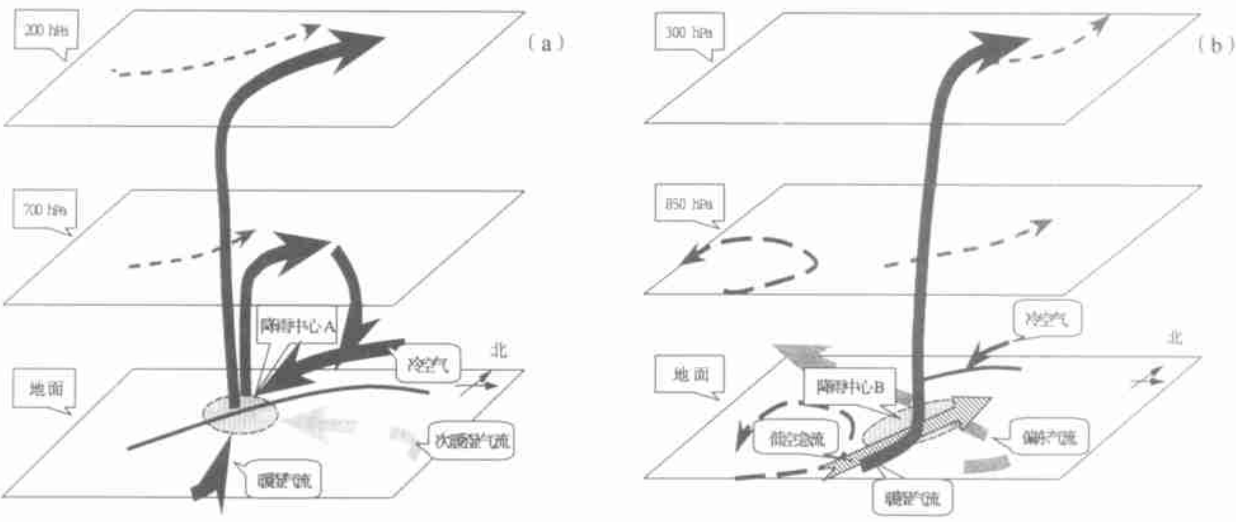


图 14 降雨中尺度结构示意图
(a. 中心 A, b. 中心 B)

多年总结表明, 华南地区暴雨可以分为热带气旋降雨、锋面降雨和暖区降雨^[1], 本文通过观测资料的分析和数值模拟, 对 1998 年 6 月的一次锋面降雨

和暖区降雨的形成机制及其环流特点进行了详细的分析, 在没有进行时间和空间密度更高的观测试验时, 文中的模式模拟结果在一定程度上指出了这两

种华南地区的典型降雨过程的中尺度特征以及地形在其中起到的明显作用。这也提醒我们在对国外中尺度模式的引进中,对其边界层下垫面特征(包括地形和植被覆盖特征等)在中国的真实性应当加以特

别的关注。
致谢:感谢中国气象科学研究院史历博士提供了本文使用的 TBB 资料。

参考文献

1 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社,1985. 225pp
2 翟国庆,高坤等. 暴雨过程中中尺度地形作用的数值试验. 大气科学, 1995, 19(4): 475~ 480
3 薛纪善. 1994 年华南夏季特大暴雨研究. 北京: 气象出版社,1999. 185pp
4 黄士松等. 华南前汛期暴雨. 广州: 广东科技出版社, 1986. 244pp
5 翟国庆,孙淑清等. 与低空急流相伴的暴雨天气诊断分析. 大气科学, 1999, 23(1): 112~ 118
6 李建辉. 华南初夏的超低空急流及其对暴雨的影响. 气象学报,1982, 40(3): 319~ 325
7 Chen S J, Kuo Y W, Wang W, et al. A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei yu Front. Mon Wea Rev, 1998, 126: 2330~ 2351
8 张庆红,刘启汉等. 华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟. 科学通报, 2000, 45(18): 1988~ 1992
9 余功梅. 华南地区近 40 年降水的气候特征. 热带气象学报, 1996, 12(3): 252~ 256
10 Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. A description of the fifth generation Penn State/NCAR mesoscale Model (MM5). NCAR TECHNICAL NOTE, NCAR/ TN- 398+ STR, 1994
11 Troen I B. A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitivity to surface evaporation. Boundary Layer Meteor, 1986, 37: 129~ 148
12 Hong S Y, Pan H L. Nonlocal Boundary layer vertical diffusion in a medium range forecast model. Mon Wea Rev, 1996, 124: 2322~ 2339
13 Betts A K. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. Quart J Roy Meteor Soc, 1986, 112: 677~ 692
14 Betts A K Miller M S. A New convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Arctic Air- mass Data Sets, Quart J Roy Meteor Soc, 112: 677~ 692

THE MESOSCALE STRUCTURE OF A SOUTH CHINA RAINSTORM AND THE INFLUENCE OF COMPLEX TOPOGRAPHY

Sun Jian

(*Department of Atmospheric Sciences, Peking University, Beijing 100871*)

Zhao Ping Zhou Xiuji

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

ABSTRACT

A rainstorm happening in South China during 8– 9 June 1998 is selected in this paper. Diagnoses and numeric simulation are made on this rainstorm using observed data and MM5 model, to get the mesoscale structure of the rainstorm and the influence of complex topography. The results show that the rainstorm is made up by a frontal precipitation and a warm sector precipitation that have different mesoscale structures. The rainstorm happening at Wuzhou district in Guangxi Region is inspired by an MCS on a quasi– stationary front, which maintains a long time and has large intensity. The rainstorm happening at the Delta of Zhujiang River is a warm sector precipitation, which also lasts for a long time and also has large intensity. The influence of the complex topography is dynamic. In the Wuzhou rainstorm, three branches of air current that are all affected by the topography converge at the center of the rainstorm. In the Zhujiang rainstorm, the warm air current is forced to move around the Hainan Island and strengthened the convergence over the Delta of Zhujiang River.

Key words: South China, Rainstorm, Mesoscale, Topography.