

湿位涡守恒条件下西南涡的发展*

朱 禾 邓北胜 吴 洪

(中国气象局培训中心, 北京, 100081)

摘 要

运用高分辨率数值预报模式(HIRLAM)模拟了一次中国西南地区在多种活跃天气系统影响下,西南涡的发展过程。分析了东亚季风、青藏高原、地形等多种尺度与不同高低空环流形势配合以及在湿位涡守恒条件下对流发展时,潜热及不稳定能量的释放,对中尺度涡旋和强对流发生发展的作用,探讨了西南涡和局地降水增强与消亡的成因与理论,并具有实用意义。

关键词: 西南涡, 湿位涡守恒, 南亚高压。

1 引 言

中国西南部的天气变化历来是气象工作者所关注的重点之一,尤其是在夏季,这里是东亚季风等热带和副热带系统与极锋的交汇处,也是南亚水汽输送的一个主要通道。而且,这一带的许多天气系统,不仅会在本地造成影响,移出之后,还会对长江三峡、江淮流域乃至华东和华北等许多地方的降水造成重大的影响,如1963年8月的西南涡曾引起华北特大暴雨,出现了中国大陆上7 d降水2050 mm的最高纪录^[1]。因此多年来,西南涡及四川盆地周边复杂的地形一直是讨论该地区天气变化的热点。Kuo^[2]曾用数值模式成功地模拟了盆地中的一次暴雨过程,并讨论了高原地形对盆地上空西南涡形成和发展的影响,特别指出云贵高原对西风的阻挡,使之发生绕流,在高原后部形成的侧向气旋性涡旋是西南涡形成的一个重要动力因素。朱禾等^[3]也曾探讨过从高原移出的涡旋,对盆地上空西南涡形成和发展的影响,以及涡旋移出的条件。但由于青藏高原地形较高,西风气流在此以绕流为主,近年来的许多观测^[4]也表明,高原上的涡旋绝大多数是自生自灭,很少移出高原,只有在与理想的西风带系统相配合才能移出高原。因此,过去关于西南涡及其降水的工作,主要多是考虑其受上游西风带扰动的影响,然而,四川盆地及其附近地区,在夏季一直有多种活

跃的天气系统在此交汇,受副热带高压北抬的影响,西南地区主要以东南季风影响时,西南涡及该地区降水的形成与发展,以及东南季风作用如何?揭示尚少。而西南地区又处长江上游,为保障长江三峡工程建设及其今后的防洪与运行安全,需要对长江三峡及其上游四川一带降水的形成与发展作进一步深入研究。为此,文中引用高分辨率有限区域模式(HIRLAM),对该地区多种系统和天气变化的一些细节情况加以分析研究,结果发现,北方的欧亚大槽、高原上空的南亚高压以及汇聚在盆地附近的东南季风等多种尺度的高低空环流形势,与该地区特殊的地形相互配合,可以直接或间接促成西南涡及该地区降水的形成。同时由于夏季季风所造成的该地区特殊的热力不稳定条件,降水与对流是在满足湿位涡守恒的条件下发生,不稳定能量和潜热的释放对对流产生促进作用。

2 HIRLAM 模式及实验初值

高分辨率有限区域模式——HIRLAM(High Resolution Limited Area Model)^[5](简称“模式”),是由欧洲9个国家(丹麦、瑞典、挪威、芬兰、冰岛、荷兰、爱尔兰、法国和西班牙)合作完成的,并已在丹麦、芬兰、冰岛等国投入业务运行。该模式采用二阶原始方程差分格式,Arakawa-C网格,垂直坐标采用 η 坐标。在本试验中,水平取 82×50 个网格,格距为0.5

* 初稿时间:1999年9月29日;修改稿时间:2000年8月8日。
资助课题:国家自然科学基金项目(9899)和“长江三峡二期工程气象保障”课题。

经纬度网格,垂直分16层,预报范围包括了中国及其临近地区。

模式所用的初值及必要的边界值引自T106模式的资料,采用套网格方式计算转换而来。为此,特别设计了一套通过T106模式资料转换生成HIRLAM资料的方法^[6],它不只是一个简单的插值过程,还考虑了两种模式地形差异在插值中的作用,这样所得到的初值则更加合理。采用这套方法,通过接收中国国家气象中心每日发布的T106资料,建立了一套分辨率有限区域模式预报系统,可以开展实时的天气预报。由此,文中选用了1999年8月1~2日的T106资料作为初边条件,运用HIRLAM模式,模拟了8月1日12时(世界时,下同)到8月2日12时中国地区天气的变化。所用T106资料包括从1000到50 hPa,14个等压面上的风、温度、位势高度和300 hPa(含)以下的相对湿度场以及地面气压和温度资料,分辨率为1°×1°。以下以模式产生的高分辨率结果讨论长江三峡上游区间与降水相关的西南涡及其强对流发生发展的条件。

3 数值模拟结果分析

3.1 东亚环流形势与降雨过程特点

1999年8月以后,西太平洋上的热带扰动明显增强。图1显示模式模拟的12h3层大气环流结果及与实况的对比,其中,从8月2日0时500 hPa高度场和风场图(图1b)上可以看出,在印度东部与孟加拉湾之间、中国南海及台湾以东洋面上,活跃着3个热带气旋。其中,台湾以东洋面上的热带气旋是一个快速移动北上的热带气旋。同时,随着台风的北上,副热带高压也随之北抬,脊线位于35°N附近。其西部边沿已脱离大陆退入海上。从850 hPa一直到500 hPa都显示出,副热带高压南侧和台风北侧以及南海气旋与台风间形成的东风及东南气流沿20~30°N度区间向西输送水汽,从海上直达四川盆地上空。这种从西太平洋向中国江淮地区及西南输送水汽的形势,在中国夏季和梅雨季节,特别是台风活跃期,会经常出现,属于东南季风影响中国夏季降水的典型环流形势。此时青藏高原地区明显的

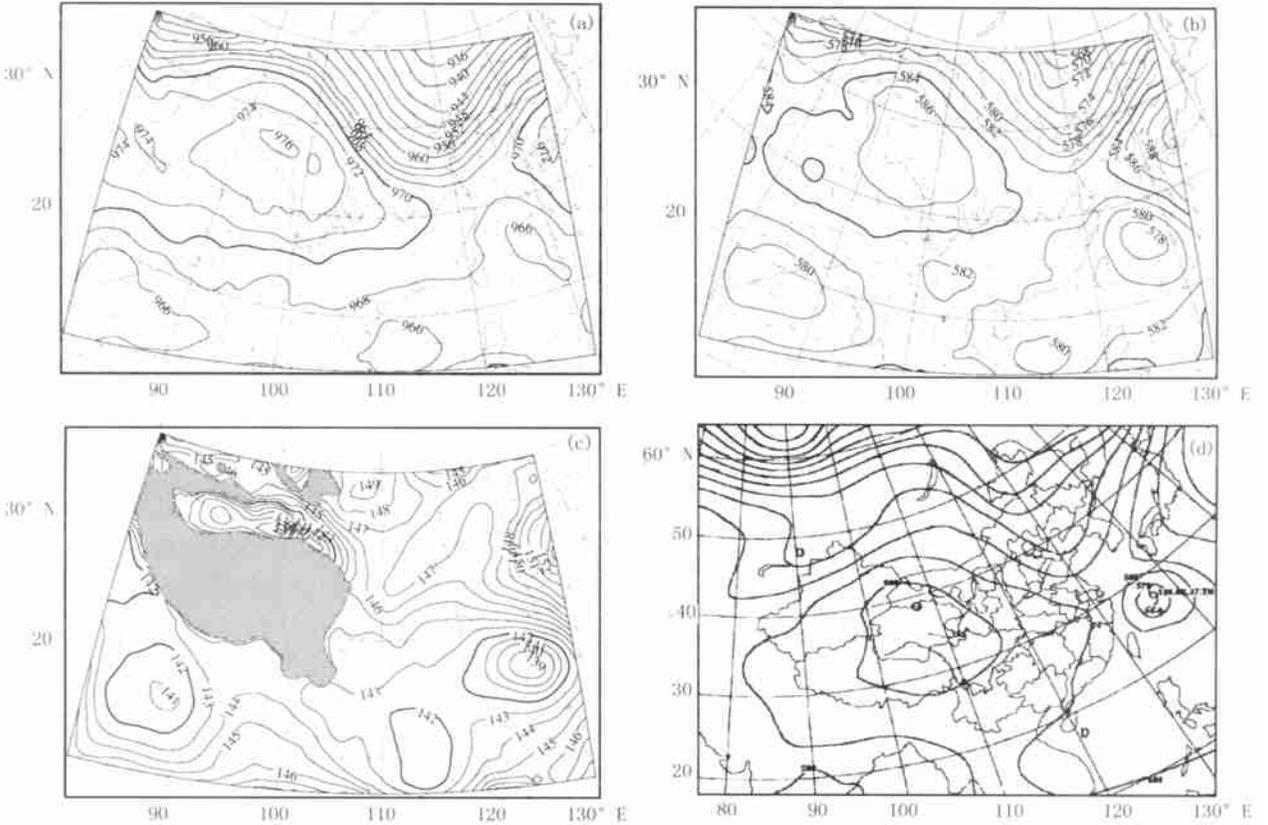


图1 1999年8月2日00时模式模拟的高低空环流形势及与实况对照
(a. 300 hPa 高度场和风场(dagpm, 风标), b. 500 hPa 高度场和风场,
c. 850 hPa 高度场和风场, d. 500 hPa 高度场和温度场实况(温度: °C))

特征则显示, 高压发展异常强大(图 1a, b), 其范围也较其正常状态明显偏大, 并且有一向东伸出高原以外的高压舌。陈联寿等^[7]的研究曾指出, 中国夏季, 与台风北上相配合, 青藏高压时常会伴有这种向东扩展的趋势。北面, 欧亚大陆槽位于其平均位置, 但其影响范围受副热带高压北抬影响, 已退缩至 35°N 以北地区。在 850 hPa (图 1c) 以下的低层显示出, 大槽后部的冷空气, 由于有青藏高原阻挡, 只能沿高原东侧向西南及长江中上游地区扩散, 它正好与源自于海上的东南气流在此交汇, 并形成一条准锋面系统型的大陆气流与南方季风气流的交锋带(简称“锋系”)。模拟的 500 hPa 结果与实况(图 1d) 对比, 可以看出两者形势十分相似, 上述的各个主要影响系统的位置和范围都与实况十分吻合。同时对不同时间次的预报与实况图(图略), 结果也非常相似, 只是 24 h 预报的台风位置较实况偏南 $2\sim 3^{\circ}$ 。造成这一误差的主要原因是由于 T106 模式预报的台风移

动偏慢(图略), 由此造成模式提供的边界条件存在一定误差, 而台风位置又正好位于模式预报区域的边缘。

图 2a, b 给出了此次天气过程, 24 h 累积降雨量, 模拟值与实况值(实况只包括中国部分地区)的对比。由于实况资料受条件所限, 两者代表的时段不同, 但从模拟的降雨过程分析, 降雨主要发生在 8 月 1 日 12 时至 8 月 2 日 06 时之间, 且两者都代表了同一天气过程造成的降雨, 因此可以进行比较。分析显示主要雨区分布都与实况相吻合, 特别是发生在贵州金佛山附近地区的降雨过程, 模拟结果与实况非常接近。因此, 从环流形势和降雨过程的模拟都证明模式模拟结果完全可以用于对此次天气过程的分析。以下, 重点针对发生在贵州金佛山附近地区的降雨过程, 讨论随着台风的北上, 在东亚季风影响下, 西南涡的形成与发展以及各种有利于降雨发生发展的形势和条件。

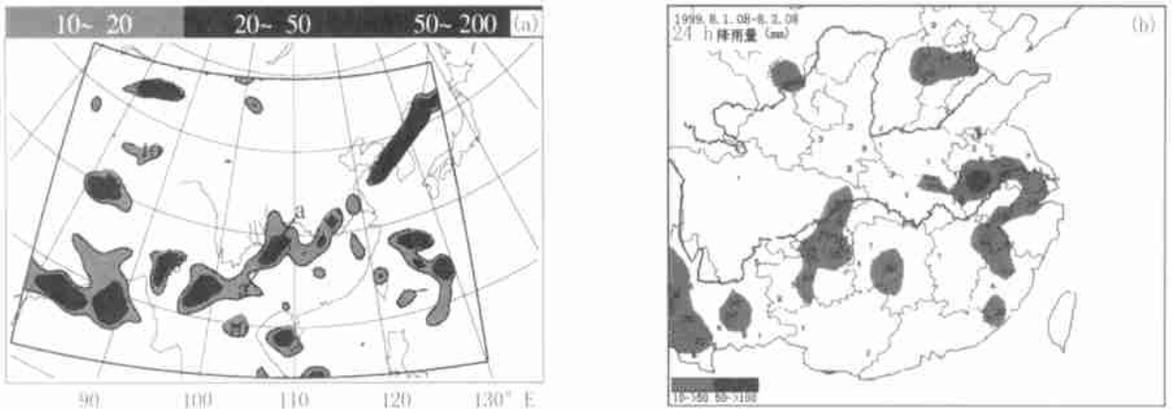


图 2 1999 年 8 月 1~2 日 24 h 降水模拟值与实况值对比
(a. 12 时 24 h 降水模式预报结果(线段 'aa' 标示剖面图位置),
b. 00 时 24 h 降水实况(只包括中国部分地区); 单位: mm)

3.2 金佛山附近地区降水发生、发展的主要影响因素及其演变

分析模式模拟的每 6 h 间隔降水, 结果显示主要降水过程发生在 8 月 1 日 12 时至 2 日 06 时之间, 8 月 2 日 0 时附近降水强度最大。图 3 给出不同时刻, 沿图 2a 中 'aa' 线段各种气象要素的剖面。

图 3a, b 的剖面显示在降雨初期, 27°N 和 30°N 分别存在两支上升区, 与之对应, 在近地面层, 存在一涡度为正的涡旋环流区, 该涡旋环流区内明显存在南北两个非常浅薄的涡旋环流中心和与之相重叠

的辐合中心。此涡旋环流即为影响此次降雨的地面西南涡系统, 但无论通过查阅实况天气图还是模式模拟的低层环流图, 都很难看到有明显的环流区存在, 更难确定其具体位置, 只有通过剖面图上相应的涡度和辐合辐散分布才能确定其具体位置。两个涡旋环流中心都有上升运动相伴, 其中北面的一支垂直伸展到 400 hPa , 对应该层正好存在一个辐散中心, 结合高层等压面环流图(图略)和图 3b 相对涡度的分析, 此辐散中心为异常强大的青藏高压向东伸展之脊所造成。而在 27°N 附近的上升支, 由于其

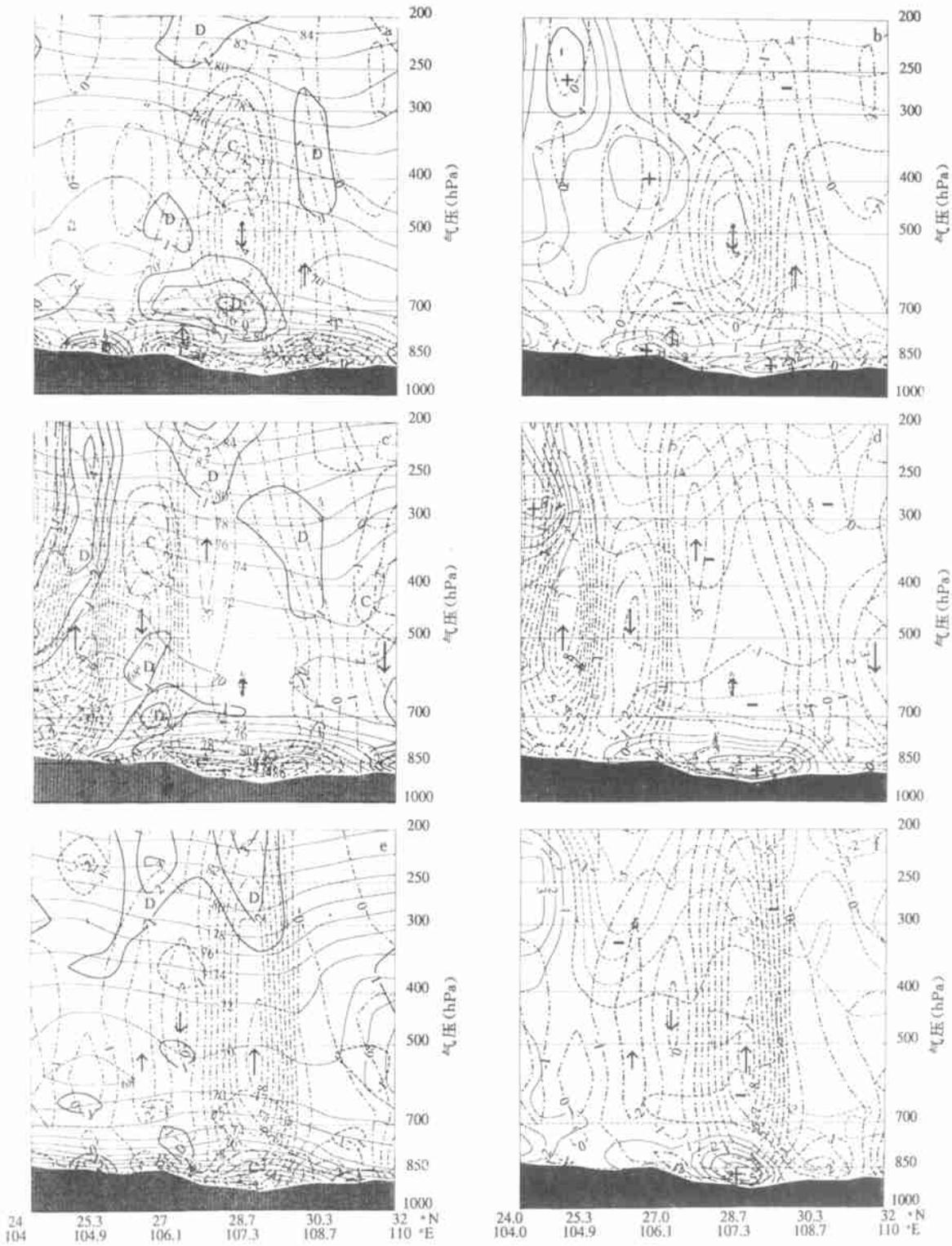


图3 1999年8月1日18时到2日06时,沿图2中'aa'线段的垂直剖面

(a, c, e分别为1日18时、2日00时和2日06时的 θ_e (实线,单位:°C)、散度(实线:辐散,断线:辐合;单位: 10^{-5}s^{-1})和 ω (点划线:下沉,断线:上升;单位: 10^{-5}hPa/s);b, d, f分别表示相对涡度(实线:正涡度,断线:负涡度,单位: 10^{-5}s^{-1})和散度(等值线和单位与a相同)。↑和↓分别表示上升和下沉中心,D和C分别表示辐散和辐合中心)

与地面辐合相对应的辐散区只出现于 700 hPa, 致使上升区垂直伸展非常浅薄。6 h 以后(图 3c, d), 南北两个地面涡旋中心向中间靠拢, 合并为一个中心, 在 27°N 至 30°N 间形成一片范围较大的上升区, 并且在各不同时刻, 地面的涡旋中心与辐合中心总是重叠在一起的。而此时对流层上部的青藏高原变化最为显著, 对应图 3c 中 27.5°N 的最强上升支, 已向上伸展到 200 hPa; 而此时, 与地面西南涡的位置相对应, 对流层上层, 也有很强的反气旋和辐散中心同时存在。这时亦为西南涡降水发展最旺盛时期。分析图 3 中代表对流层上部不同时刻青藏高原脊线变化的相对涡度和散度演变情况, 可以看出, 青藏高原外围的脊线明显呈辐射状排列, 并随时间按顺时针方向旋转, 但有时反气旋中心和辐散中心并不总是处于同位相。只有当高层的反气旋和辐散中心处于

同位项, 并与低层的涡旋中心和辐合中心相互重叠时, 对流才会旺盛发展。到 8 月 2 日 12 时降水停止时(图略), 环流已发生根本性变化, 虽然地面还有西南涡存在, 但高层青藏高原脊线已向南移出雨区上空, 致使上述有利降雨的高低空环流形势发生了变化, 以致西南涡中的对流发展失去了必要的条件, 从而导致降雨过程的结束。从高空环流形势图分析(图略), 青藏高原外围高压舌的变化主要是受其北方欧亚大陆槽后南下冷空气推动, 迫使其向南偏转并向其高原主体退缩。

通过上述分析, 降雨区位于低层的气旋性环流区。从 2 日 0 时降雨最强时 850 hPa(图 2c) 环流图上看, 在金佛山地区很难确定这片涡旋区域及其形成与变化的原因。图 4 进一步给出了不同时刻垂直于 'aa' 剖面的风速分量 (V_n) 和垂直速度的合成图。

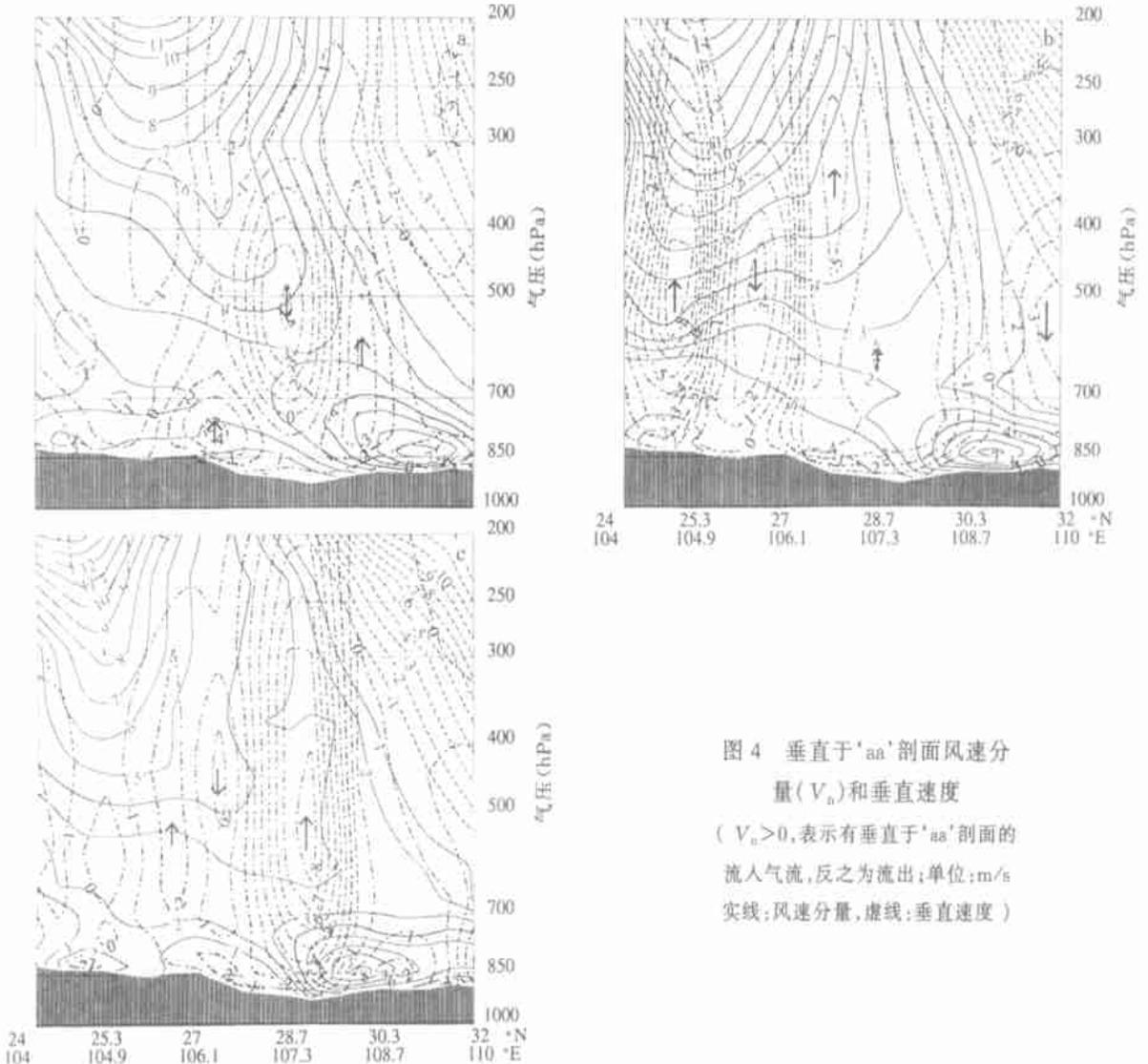


图 4 垂直于 'aa' 剖面风速分量 (V_n) 和垂直速度 ($V_n > 0$, 表示有垂直于 'aa' 剖面的流入气流, 反之则为流出; 单位: m/s 实线: 风速分量, 虚线: 垂直速度)

其中一个明显的特征是在低层 30°N 附近存在一条偏东风的强风带(图 4a), 而图 3a, b 显示位于 30°N 的涡旋中心及相应的辐合中心和上升气流正好位于该强风带的左侧, 处于具有气旋性切变的流场中; 而另一个偏南的(27°N) 中心, 由于其正好处于偏东气流的迎风坡, 因此考虑是由于地形抬升作用造成的。并且在一开始, 由于没有对流层中高层的辐散场相互配合, 结果造成这种单纯由地形抬升造成的垂直上升运动发展不起来。从图 1 的环流形势上可以清楚地看出, 低层出现的强风带是由于热带扰动增强, 致使源自海上的东南季风随之发展。随着时间的推移, 强风带缓慢地向南推进的同时, 西南涡及其上升区也随之向南偏移, 并始终位于强风带的左侧。与此同时, 在高层, 以 $V_n = 0$ 线为代表的青藏高压之东伸脊线也随着时间不断向南发展, 这与前面揭示的该脊线在东风带中顺时针转动的结果相一致。随着图上 $V_n < 0$ 区域的不断扩大, 表明高纬度欧亚大陆槽后部的冷空气已沿青藏高原东侧, 从高层到低层逐渐扩散到西南地区, 并推动东南季风向南退, 而雨带并未随之南移。因此说明, 低层的季风扰动与青藏高压之东伸高压脊是形成此次降雨过程的关键, 当两者脱离接触后, 降水过程也最终结束。

3.3 湿位涡守恒条件下西南涡的发展

图 3a, c, e 中 θ_e 所代表的大气热力结构表明, 在 700 hPa 以下层, θ_e 随高度减小, 说明存在明显的对流不稳定层, 但其尺度远远大于西南涡的尺度, 它代表了季风与极锋交汇带上所普遍存在的一种有利于对流发展的热力结构。它可以为降水提供理想的动力与热力环流, 但与锋面降水明显不同, 西南涡降雨只是上述有利大尺度形势中的一个中尺度系统发展的结果。本例中, 金佛山地区出现的西南涡, 其水平与垂直尺度都属于中尺度系统范围。通过上述分析, 西南涡出现的位置应与低空强风带紧密相联, 由其引发的对流的强弱变化主要受青藏高压所代表的对流层中上层大气环流调整的影响。但进一步分析对流过程中, 上升与 θ_e 曲线的关系(图 3a, c, e), 可以发现, 在对流发展的每一时刻, 在低层都有一强对流中心(图中箭头所示), 其位置应恰好位于对流云层中, 并与等 θ_e 面陡峭区域贴近。这反映对流的发展是低层的暖湿气流受西南涡强迫抬升后, 达到饱和, 在满足湿位涡守恒条件下^[8,9], 饱和湿空气不稳定能量^[10]释放的结果。

湿位涡守恒理论是吴国雄等在传统的位涡理论

基础上, 考虑了饱和湿空气水汽凝结效果提出的。按文献[9]中的论述, 对绝热无摩擦的饱和湿空气或已抬升至凝结高度(P_c , 气压)以上的大气, 其运动具有湿位涡守恒特性,

$$\frac{dP_m}{dt} = 0 \quad (P_m \leq P_c) \quad (1)$$

或

$$P_m = \alpha \zeta_a \cdot \dot{\theta}_e = \text{常数} \quad (P_m \leq P_c) \quad (2)$$

式中, α 为比容, $\zeta_a = \dot{\omega} \times V + 2\Omega$ 为绝对涡度, θ_e 为相当位温, P_m 代表湿位涡具有守恒性。 $P_m < 0$ 表示大气是处在湿对称不稳定中。假设, ζ_a 和 $\dot{\theta}_e$ 存在水平和垂直分量, 则式(2)可表示为

$$P_m = \alpha \zeta_z \frac{\partial \theta_e}{\partial z} + \alpha \zeta_s \frac{\partial \theta_e}{\partial s} = \pm \alpha \zeta_0 |\dot{\theta}_e| = \text{常数} \quad (3)$$

ζ_z 是绝对涡度的垂直分量, ζ_s 是绝对涡度的水平分量, 水平分量应与风场的垂直切变成正比,

$|\zeta_s| = \left| \frac{\partial v_s}{\partial z} \right|$, v_s 为水平风, ζ_0 是 ζ_a 在 $\dot{\theta}_e$ 方向上

投影的绝对值, $\frac{\partial \theta_e}{\partial z}$ 代表大气的对流稳定度, $\frac{\partial \theta_e / \partial s}{\partial \theta_e / \partial z}$

为湿位温倾斜度, 说明等 θ_e 面倾斜的程度。 $\zeta_0 |\dot{\theta}_e|$

取正或负, 按 ζ_a 和 $\dot{\theta}_e$ 的夹角是小于 $\frac{\pi}{2}$ (正),

或是大于 $\frac{\pi}{2}$ (负) 而定。因此, 气块的垂直涡度可以

按下式计算:

$$\zeta_z = (\pm \zeta_0 |\dot{\theta}_e| - \frac{\partial v_s}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial s}) / \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \quad (4)$$

以下从作者设计的理想情况(图 5), 来讨论由湿位涡守恒所引起的气块垂直涡度发展特征。图中一对相互垂直的点划线, 分出 A, B, C, D 4 个区域, 水平点划线代表急流轴的位置。急流轴以下, 为对流不稳定层, 以上是对流稳定层, 急流轴附近是中性层结。

首先, 当气块位于 A 区时, 此处, 等 θ_e 面水平 ($\frac{\partial \theta_e}{\partial s} = 0$), $\dot{\theta}_e = \frac{\partial \theta_e}{\partial z}$, 此时有:

$$\zeta_z = \zeta_0 \quad (\zeta_0 > 0, \text{只讨论正涡度发展情况})$$

虽然这里是对流不稳定区 ($\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$), 并有较大的风速垂直切变 ($\frac{\partial v_s}{\partial z} > 0$) 但由于等 θ_e 面为水平分布, 使

风场的垂直切变不能转化成垂直涡度发展。

当气块由 A 区移动到 B 区时, 假设 ζ_0 与 $\dot{\theta}_e$

绝对值不变(即气块湿位涡守恒), 则 ζ_a 的端点应位于过 ζ_s 端点的垂线与过 ζ_0 的端点, 且垂直于 ζ_0 的直线交点处(图中 B 区中 l_1, l_2 两条虚线),

$$\zeta_z = (-\zeta_0 | \cdot \theta_e | - \frac{\partial v_s}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial s}) / \frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0 \quad (5)$$

其中式(5)可分为两项的代数和, 按图 5 标示的各项性质, 两项都有利于垂直涡度的发展($\zeta_z > 0$)。且当风速垂直切变 $\frac{\partial v_s}{\partial z}$ 增加时, 由于 ζ_a 的端点应始终保持在线上, 因此, ζ_a 也会增长, 其垂直分量 ζ_z 也随之增加。另一方面, 随着气块的上升, P 点将沿等 θ_e 线向急流轴靠近, 同时随着 l_1 线逆时针旋转, ζ_a 随之迅速增长。当气块抬升至急流轴附近时, $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} = 0$, 根据式(5)分析, 此处应为垂直涡度强烈发展区。

气块进一步上升, 进入 C 区后,

$$\zeta_z = (\zeta_0 | \cdot \theta_e | - \frac{\partial v_s}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial s}) / \frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0$$

与 B 区一样, 气块不光从对流不稳定中获得能量, 而且还从湿位温倾斜中获得发展。且当风速垂直切变越强, 气块位置越靠近急流轴时, 垂直涡度发展越

强烈。在等 θ_e 面趋于陡峭的地方, $\frac{\partial \theta_e}{\partial z}$ 绝对值减小, 也有利于涡旋发展。而当气块进入 D 区后, 虽然这里也可以维持涡旋发展, 但与 A 区所讨论的一样, 此处并不能促成涡旋强烈发展。

因此可以看出, 按湿位涡理论分析, 与暴雨相关的涡旋强烈发展区应位于 B 和 C 区, 此处等 θ_e 面趋于陡峭, 若同时伴有低空急流出现, 形成上下层较大的风速切变, 低层对流不稳定能量能够释放出来, 促进涡旋发展。但通过图 3b, d, f, 西南涡在个个时期其垂直尺度变化并不明显, 反而出现与 θ_e 面陡峭处相对应的区域存在一片弱的负涡度区, 因此说明按湿位涡理论分析引起的涡旋发展并不能直接导致低层环流性质的改变(这可能只是本例一个例子的结果), 湿对称不稳定所释放出的上述低层对流不稳定能量, 对西南涡环流的变化只是一个次要因素, 因此它所引起的涡旋增加代表了对流所引起的扰动涡度的增强, 这种扰动涡度的增加与环境背景场的其它因素相比较, 有时还不足以直接改变低层环流的性质。而图中所表现出的 θ_e 面陡峭处与上升区很好

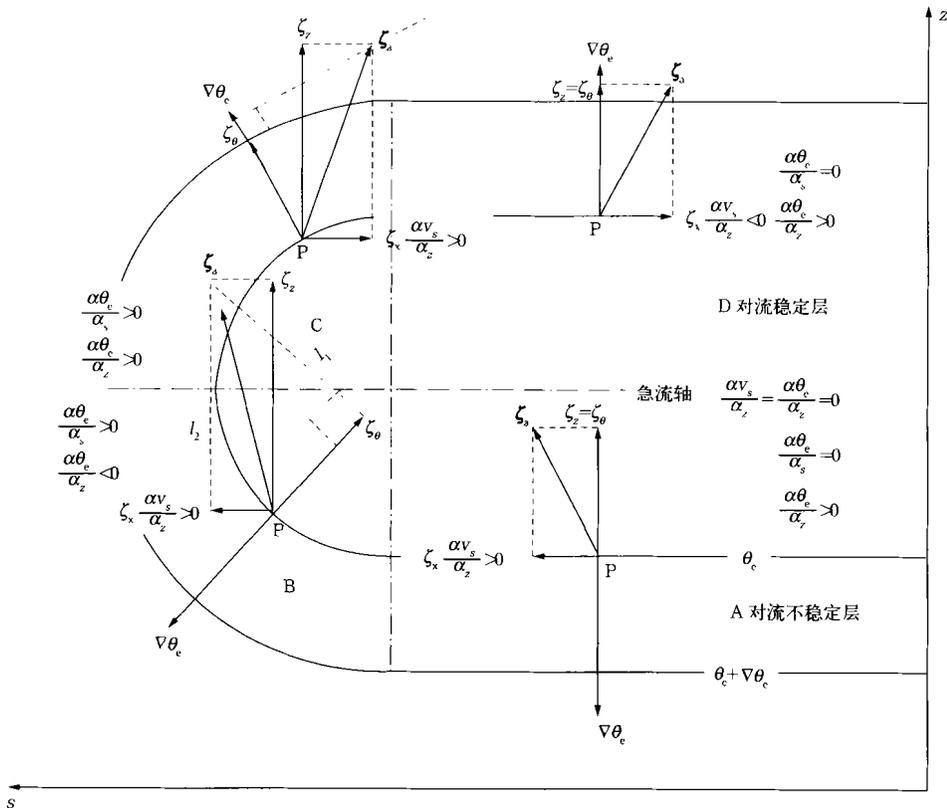


图 5 湿位涡守恒引起涡旋发展的示意

的对应关系可以进一步通过准地转 ω 方程理论^[11,12]来加以解释。

因为根据准地转 ω 方程

$$\sigma^2 \nabla_h^2 \omega + f_0^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -F$$

$$-F = f_0 \frac{\partial}{\partial p} (V_g \cdot \nabla_h \zeta_g) + \nabla_h^2 (V_g \cdot \nabla_h R\theta')$$

式中, $R = (R/p)(p/p_0)^k$, $\sigma^2 = -R \frac{d\bar{\theta}(p)}{dp}$, 下标为零的量代表常量, 下标为 g 的量代表地转平衡的量, 下标带 h 的算子表示水平算子, θ' 代表温度扰动, 其它按气象上常规定义。 F 代表强迫作用, 如果 ω 有波状解, $F < 0$ 时, $\omega < 0$, 产生上升, 反之产生下沉。 F 强迫项又可分为两项, 第一项代表, 当正的地转涡度平流随高度增强时 ($f_0 \frac{\partial}{\partial p} (V_g \cdot \nabla_h \zeta_g) > 0$), 会产生上升; 第二项代表, 在某一区域, 温度扰动分布不均匀条件下, 与正的扰动中心 ($\nabla_h^2 (V_g \cdot \nabla_h R\theta') > 0$) 相伴, 会产生垂直上升运动。

按上述湿位涡理论分析, 刚好在 θ_e 面陡峭处伴有正涡度扰动的增强, F 强迫项第一项的作用产生强迫上升运动。若此强迫上升中心同时也代表了云中降水凝结发展最强烈区, 由于凝结潜热的释放, 在此会造成正的温度扰动中心, 通过 F 强迫项第二项的作用, 此时也会使上升运动增强。因此会形成如图3中所展示出的 θ_e 面陡峭处与云中强上升区之间良好的对应关系。

4 小结

在锋面系统中, 主要降雨过程是由一系列中小尺度系统发展构成的, 并且降雨过程发生的时段可能比中小尺度系统的生命还要短; 而中小尺度系统发展, 不仅受低层大尺度环流的影响, 还要有高层大尺度系统的配合。导致此次金佛山地区降水过程的主要系统是一个位于东亚季风与极锋交汇带上的地

面西南涡。通过分析, 西南涡的出现可能是由于低层强风带所造成的气旋性切变和低空气流受地形抬升引起。而有时, 这种低层扰动所产生的对流并不足以达到强的穿透性对流水平, 可导致降雨的穿透性对流的发展一定要有高层大尺度系统相配合。模拟显示, 青藏高压之东伸的高压舌与地面西南涡叠加时是对流发展的最有利高低空形势。仅受地形抬升所造成的对流只能出现在距离地表 100 hPa 以内。在降雨结束时, 虽然地面的西南涡系统还存在, 但此时主要的高低空相互匹配的有利形势发生了改变, 使对流发展失去了必要的条件。本例中这种形势的改变主要是受欧亚大槽后部的冷空气南下, 推动青藏高压南移并向高原主体退缩所造成的对流层中上层环流形势的调整, 而在初期, 低层的弱冷空气又是构成西南“锋系”的一个主要成份。这同时也说明, 由于西南地区地形复杂, 几乎天天会有西南涡存在, 但并不是时刻都有降雨, 降雨的出现就是在这些系统微妙的平衡中出现, 这是中国天气的一个难点问题。

很明显, 青藏高压和西南涡是受两种性质完全不同的系统所控制, 从西南涡发展的热力条件看, 西南涡位于一条宽广的对流不稳定带中。这条对流不稳定带代表了东亚季风与极锋的交汇带, 说明在夏季, 季风为中国中部带来了充沛的水汽及不稳定能量。在西南涡发展过程中, 不稳定能量的释放满足湿位涡守恒理论, 并且潜热的释放也会促进对流的发展。模拟结果中, 不同时刻强上升区与 θ_e 面陡峭处相互并置排列的结构充分说明了这一点。因此应用这一结构特征可有助于确定对流发生的区域。

本研究是首次在国内的条件下, 使用 HIRLAM 模式制作预报, 其高分辨的数据结果, 给出了比 T106 更细的结果。但文章中所得出的一些结论只是一个个例的结果, 未必普遍, 存在的问题尚多, 有待进一步的工作, 加以多方面的讨论。

参考文献

- 1 Zhang Yan. Blocking effect of high pressure system on the formation of extra-intense heavy rain. *Acta Meteor Sinica*, 1989, 3(4): 456~470
- 2 Kuo Y H. Numerical simulation of the 1981 Sichuan flood, Part 1: Evolution of a mesoscale southwest vortex. *Mon Wea Rev*, 1986, 116: 2481~2504
- 3 Zhu He, E Rasmusen. Characteristics of mesoscale flood-making torrential rain system simulated by high resolution limited area model——numerical simulation of a heavy rain process during meiyu season in 1991. *Acta Meteor Sinica*, 1996, 10(3): 284~294
- 4 Ding Y H. Monsoon over China. The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1994. 323~338
- 5 Gustafsson N. HIRLAM 2 Final Report, HIRLAM Tech Rep No. 9. Copenhagen: DMI, 1993. 126pp
- 6 陈联寿, 丁一汇. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 1979. 245~247
- 7 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 湿位涡和斜压涡度发展. *气象学报*, 1995, 53(4): 387~405

- 8 吴国雄, 刘还珠. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展. 气象学报, 1999, 57(1): 1~ 15
- 9 Bennett's D A, Hoskins B J. Conditional symmetric instability —— a possible explanation for frontal rainbands. Quart J Roy Meteor Soc, 1979, 105, 945~ 962
- 10 Hoskins B J. A potential vorticity view of synoptic development. Meteor Appl, 1997, 4 325~ 334
- 11 Pedler M A. The omega equation: Q-G interpretations of simple circulation features. Meteor Appl, 1997, 4: 335~ 344

THE DEVELOPMENT OF SOUTHWEST VORTEX IN CONSERVATION OF MOIST POTENTIAL VORTICITY

Zhu He Deng Beisheng Wu Hong

(National Meteorological Training Center Beijing 100081)

Abstract

By using the high resolution limited area model (HIRLAM) and real data from the T106 model, the development of Southwest China vortex associated with the precipitation process over Jinpo Mountains by affection of South China Sea monsoon is simulated. The affections of South China Sea monsoon, South Asia high, topography lifting, and conservation of moist potential vorticity on the development of vortex and strong convection are discussed in detail. The results show that all these could affect the precipitation process, but here we emphasize that their properly vertical structure will play a more important role. As shown in the results, the Meiyu front is formed by the confrontation between the South China Sea monsoon and the cold air from the north in the low. When this front has been properly overlapped with South Asia high, the intensified convection will be excited from the southwest vortex center existing in the front and causes the precipitation. But along with the more cold air from the north moving into this area in the late phase, the subtle balance will be destroyed by this motion. The precipitation stopped even if the southwest vortex still existed in the low.

Key words: Southwest China vortex, Conservation of moist potential vorticity, South Asia high.