

赵玉春,王叶红.近 30 年华南前汛期暴雨研究概述.暴雨灾害,2009,28(3):193-202,228.

# 近 30 年华南前汛期暴雨研究概述

赵玉春,王叶红

(中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430074)

**摘要:**对近 30 年来华南前汛期暴雨研究进行了较为全面的回顾,主要介绍了华南前汛期暴雨发生时中高纬大气环流、副热带高压、南亚高压和副热带西风急流等大尺度环流背景,亚洲夏季风、南半球冷空气活动以及越赤道气流在华南暴雨中的作用,华南暴雨的天气系统及主要特点,华南和南海北部低空急流的形成机制及其与暴雨的关系和对暴雨的作用,引发华南暴雨的中尺度对流系统形成机制及其物理图像,地形、海陆差异及下垫面特性等对华南暴雨的影响,有利于华南暴雨发生的主要云微物理过程等。最后,根据前人的研究成果,总结出华南前汛期暴雨形成的多尺度物理过程和概念模型,并提出有待进一步加强研究的科学问题。

**关键词:**华南暴雨;中尺度对流系统;越赤道气流;低空急流;地形;云微物理

**中图分类号:** P458.1+21.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1004-9045(2009)03-0193-11

## 1 引言

中国受亚洲夏季风影响,每年降水量变化很大,极容易发生旱涝灾害。夏季风爆发和盛行期间是中国的雨季和汛期,也是中国的暴雨季节,尤其是东南沿海暴雨出现最频繁,年暴雨日数达 5 天以上。我国是全球最严重的洪水受灾区之一,其中极强的或持续性的大暴雨造成的灾害最为严重<sup>[1-2]</sup>。气象科学家们高度重视暴雨研究。20 世纪 70 年代后,我国成立了专门的暴雨研究协作组,多次组织较大规模的野外观测试验,如华东梅雨期中尺度试验<sup>[3]</sup>。到了 80 年代末期,在京津冀、长江三角洲、长江中游以及珠江三角洲还分别建立了中尺度灾害性天气监测基地。近年,国家连续两个“973”项目在长江流域及珠江三角洲开展了野外观测试验,并提出梅雨锋暴雨多尺度物理概念模型,进一步加深了对梅雨锋暴雨多尺度结构和形成机理的认识<sup>[4-5]</sup>。

华南地处我国最南端,是我国的一个季节性雨带,每年汛期开始早、持续时间长、暴雨频发。20 世纪 80 年代,华南前汛期试验<sup>[3]</sup>开始对华南暴雨进行系统性的研究。1994 年 6—7 月,珠江流域、西北两江出现历史罕见的持续性特大暴雨并造成巨大经济损失,气象部门对此组织了专门的研究<sup>[6]</sup>。1998 年,持续性强暴雨引发珠江流域特大洪水,造成巨大经济损失和大量人员死亡。在此期间,海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究(简称华南暴雨试验)开展了外场综合观测试验,获取了不少综合加密观测资料,并取得了新的研究进

展<sup>[7]</sup>。研究表明,华南暴雨特点突出,即大暴雨、特大暴雨往往发生在锋前暖区中,比锋际锋后冷区暴雨强度大得多<sup>[3]</sup>。暖区暴雨往往发生在地面锋面系统前 200~300 km 处,有时则发生在西南风和东南风汇合气流中,甚至无切变的西南气流里。暴雨既受到西风带系统影响,又受热带地区天气系统影响,中小尺度对流系统活动频繁,加之华南地区复杂的地形、下垫面条件以及海陆热力差异对比等对中小尺度对流系统形成和发展等外强迫作用,使得其预报难度非常大<sup>[6]</sup>。为了弄清华南暴雨有待继续深入研究的科学问题,本文就近 30 年来华南暴雨研究作一简要回顾(应当指出,台风是最强的暴雨天气系统之一,华南后汛期降水也有其不同的特点,文中未涉及台风暴雨和后汛期暴雨的研究)。在此基础上,根据前人研究成果总结出华南暴雨形成的多尺度物理过程和概念模型,并提出若干有待进一步深入研究的科学问题。

## 2 华南前汛期暴雨发生的大尺度背景场

### 2.1 大尺度环流系统的影响

暴雨是大尺度环流调整的产物。大气大尺度环流特征决定天气系统的配置和活动,甚至预示暴雨的性质、范围、强度和持续时间。大尺度(行星)天气系统在暴雨中的作用主要有三:制约天气尺度系统的活动、决定大范围雨区出现的范围和暴雨区的水汽来源与水汽通道<sup>[1]</sup>。

华南暴雨发生的大尺度环流形势主要有:1)欧亚环流型,主要表现为欧亚中高纬地区为两脊一槽型和

收稿日期:2009-06-16;定稿日期:2009-07-28

基金项目:中国气象局武汉暴雨研究所重点基金项目(K0704)资助

作者简介:赵玉春,男,1972 年生,副研究员,主要从事暴雨机理研究。E-mail: zhaoych@cma.gov.cn

两槽一脊型,但中高纬环流型与冷空气南下活动的关系复杂,92.5%的暴雨过程与南下冷空气活动有关;2)副热带高压,前汛期高压主体在西太平洋的居多,有时也存在南海高压,副高平均脊线位于 $15^{\circ}$ — $20^{\circ}$ N之间,在 $17^{\circ}$ N对华南暴雨产生有利;3)对流层高层辐散形势,不仅是维持低层辐合的补偿机制,也是疏散由于对流凝结产生的潜热、维持气柱稳定度性质的一种机制;4)前汛期结束的环流形势表现为青藏高原暖脊向东北发展并稳定,使冷空气活动偏北偏东,副热带高压第一次北跳,将雨带推至长江流域,高层东风带向北扩展<sup>[8]</sup>。

随着外场试验的开展以及研究的深入,对欧亚环流型、副热带高压以及南亚高压等对华南暴雨的作用有了进一步认识。黄士松等<sup>[3]</sup>认为,当副热带急流北跳到 $30^{\circ}$ N,华南地区正好处于高空急流入口区南侧的高空辐散区,这为前汛期暴雨提供了将大量热量和动量从高空辐散以维持旺盛上升运动的良好条件;南海高压活动也与前汛期暴雨密切相关,暴雨期间南海高压位于 $16^{\circ}$ — $18^{\circ}$ N之间,大多数暴雨发生是处在南海高压向东南撤退时,暴雨出现在南海高压脊线逐日变化的波谷,而暴雨结束时也是南海高压北进时。薛纪善等<sup>[9]</sup>分析1994年6、7月份两场华南特大暴雨大尺度环流特征发现,“94.6”连续暴雨期间,乌拉尔山地区以高压脊为主,高原地区除暴雨开始和结束时有低槽或切变线活动外,其余大部分时间也以高压脊为主,东亚沿海地区以低槽活动为主,此形势下冷空气活动比较频繁,降水以西风带系统为主;“94.7”连续暴雨期间,乌拉尔山主要以低槽为主,东亚沿海地区则受高压控制,但高原地区仍以高压脊和高压为主,冷空气活动大大减弱,降水以热带系统为主。同时,副热带高压与南海南部赤道高压的同时北跳、南落和摆动,使得华南地区处于季风槽中,或位于副热带高压西北缘,为暴雨提供有利形势。汪永铭等<sup>[9]</sup>分析1998年试验期间华南暴雨过程发现,暴雨发生在带状副热带高压北缘、南亚高压北缘或南亚高压中心附近。王黎娟等<sup>[10]</sup>研究发现,南亚高压在青藏高原南部、华南地区维持,有利于该区域强降水发生和维持。许晓林等<sup>[11]</sup>研究指出,孟加拉湾对流活跃可通过东西向垂直环流诱使西太平洋副高增强西伸,从而对华南暴雨形成产生影响。鲍名<sup>[12]</sup>通过比较2005年和2006年两例典型华南持续性暴雨过程发现,副热带高压在华南地区持续西伸是两次持续性暴雨发生的共同大尺度环流背景,而热带西太平洋对流活动则通过不同物理过程影响副热带高压持续西伸;2005年6月17—24日华南持续性暴雨过程与热带西太平洋对流的10~25天低频振荡从

$150^{\circ}$ E附近西传有关,持续性暴雨期间西太平洋副热带高压持续西伸的Gill型环流响应对应于传播到 $120^{\circ}$ E附近强对流的低频间歇期;2006年5月下旬至6月中旬华南持续性暴雨可能与热带西太平洋的双热带辐合带(ITCZ)南支对流带异常强盛有关,持续强盛的南支ITCZ使得 $115^{\circ}$ — $135^{\circ}$ E平均的局地Hadley环流最大上升中心位于 $0^{\circ}$ — $5^{\circ}$ S,菲律宾海附近区域上升运动的减弱有利于西太平洋副热带高压持续西伸加强。

综上所述,欧亚中高纬地区环流形势、西太平洋副热带高压、南海高压、南海南部赤道高压、南亚高压以及副热带西风急流是决定华南暴雨的主要大尺度环流系统,其中欧亚中高纬地区环流形势决定冷空气活动对华南暴雨的影响,西太平洋副热带高压与南海高压西北侧的偏南气流为华南暴雨建立水汽通道,南海南部的赤道高压与副热带高压的有利配置为华南暴雨发生提供大尺度辐合条件,南亚高压和副热带西风急流造成的华南地区高空辐散为暴雨提供动力和热力疏散条件。

## 2.2 夏季风活动与水汽输送的影响

我国汛期开始及雨带移动与亚洲季风和热带地区对流活动密切联系,季风活动将大量暖湿空气输送到降水区,为暴雨发生发展提供充分的水汽和不稳定能量条件<sup>[13-14]</sup>。Krishnamurti等<sup>[15]</sup>研究指出,来自阿拉伯海的赤道西风经印度、中南半岛可作用于华南地区。Tao等<sup>[16]</sup>则认为,中国降水雨带的分布和移动与东亚大气环流的季节突变有关,并提出东亚季风系统的概念,认为梅雨锋是东亚季风系统的重要组成部分。黄士松等<sup>[3]</sup>进一步研究发现,赤道西风与我国西南气流的连接可导致华南降水系统发展,印度北部孟加拉湾和海南有大的水汽通量,此时华南会出现大面积暴雨天气。张顺利等<sup>[17]</sup>则强调南海季风的作用,认为南海季风涌把大量暖湿空气输送到大陆,保证了中国东部大陆持续性强降水的水汽供应充足。杨红梅等<sup>[18]</sup>对华南暴雨的水汽特征分析表明,华南前汛期气柱水汽总量5月主要受西南季风影响,6月高温与印度季风爆发、加强关系密切。在季风环流控制下,气柱水汽总量的活动呈波状变化,这与受尺度不同的天气系统影响和较强冷空气活动、季风系统强弱有密切关系。另外,季风爆发迟早与强弱对降水也有明显影响。有关季风与中国南方降水关系的研究成果表明<sup>[19-21]</sup>,华南前汛期大雨的出现与低空西南季风的建立和发展有关,季风爆发早、持续时间长的年份易涝。余志豪<sup>[22]</sup>的研究证实了这一点,初夏东亚夏季风出现早、强度大,会造成华南前汛期雨强大且持续时间长。林爱兰等<sup>[23]</sup>对2005年

6月华南持续性暴雨的季风环流背景研究表明,华南持续性暴雨过程期间,南海地区平均季风偏强,持续性暴雨过程开始于南海地区夏季风非活跃期,与热带季风季节内振荡向北传播到华南有关。热带季风前沿在华南沿海地区异常停滞为暴雨积累湿热条件是造成暴雨持续的重要原因。

华南地区降水的水汽来源及水汽输送与长江流域有所不同<sup>[24-25]</sup>,其主要来自孟加拉湾和南海。朱乾根等<sup>[26]</sup>分析华南前汛期降水的水汽输送轨迹后认为,最集中的水汽主要来自南海北部,由摩擦层倾斜向上直达暴雨区。陈红等<sup>[27]</sup>对1998年5—6月海峡两岸及邻近地区暴雨试验(HUAMEX)期间6次暴雨过程及其环流特征的分析表明,华南前汛期暴雨与南海季风关系密切。1998年华南前汛期偏南气流多次增强,与暴雨过程有直接联系。不同降水过程的水汽供应源地并不相同,孟加拉湾、南中国海和西太平洋都可能是重要的水汽供应源地。熊文兵等<sup>[28]</sup>对2005年6月华南持续性暴雨过程的研究发现,与“94.6”等以往华南暴雨水汽主要来自南海不同,此次暴雨过程水汽主要源自印度洋。吕梅等<sup>[29]</sup>探讨印度西南季风和东亚季风对华南暴雨的作用后认为,华南暴雨和夏季风异常变化有关,特别是东亚热带季风起着重要作用,主要存在两支水汽输送带:一是印度季风水汽输送带,除直接向华南输送水汽外,还向南海输送水汽;二是自赤道(90°—105°E)由西南向东北的越赤道气流水汽输送带,水汽经中南半岛、南海向华南输送。7月份暴雨过程中还存在一支副高南侧偏东气流水汽输送带。史学丽等<sup>[30]</sup>研究发现,南海地区季风峰值区与华南降水期对应很好,降水经常发生在夏季风脉动或加强期,其中断期也与两次暴雨过程之间的短暂间歇期对应很好。降水过程的水汽主要来自印度西南季风和105°E附近由越赤道气流转变的南海季风。对两次华南地区暴雨过程贡献最大的是直接来自南海季风区的水汽输送。简茂球等<sup>[31]</sup>的工作进一步证实,华南特大暴雨过程的水汽主要来源于南边界和西南边界,其中南海北部、缅甸和中南半岛地区的蒸发对水汽向华南地区输送起重要作用。廖胜石等<sup>[32]</sup>的研究结果表明,华南汛期暴雨过程中存在大量的水汽和凝结潜热,暴雨区南边界为水汽的主要输入区,北边界为输出区,而暴雨区南、东边界的水汽输送主要发生在低层,西边界在中、低层的水汽输送大致相当。陈长胜等<sup>[33]</sup>研究发现,华南地区经向水汽输送的异常变化将导致该地区异常旱涝,而纬向水汽输送异常变化只导致该地区出现小范围降水异常。来自印度洋和西太平洋的水汽对华南地区前汛期降水异常无明显作用,南海(主要是其北部)才是

华南降水异常的关键区。林爱兰等<sup>[23]</sup>指出,暴雨过程水汽异常输送特征与副高强度、位置和越赤道气流等密切相关。

另外,水汽输送存在着年际差异,各月不尽相同。Simmonds等<sup>[34]</sup>在计算华南(25°—35°N、110°—120°E)大气水汽的水平通量及其辐散后发现,东南亚和印度季风环流分别从南中国海和孟加拉湾将充足的水汽输送到中国东南部;其湿、干年份通量比较表明,前者穿过南边界的东南亚季风有更强的水汽输送,而印度季风输送的水汽无明显变化。谢安等<sup>[35]</sup>的研究表明,夏季东亚上空水汽水平输送特征在各月差异很大,这是夏季环流系统演变造成的。105°E附近越赤道气流对南海、长江流域及其以南地区的水汽输送作用不如从阿拉伯海经印度半岛南部、孟加拉湾穿越中南半岛的输送作用明显。

### 2.3 南半球冷空气与越赤道气流的影响

南半球冷空活动对越赤道气流、亚洲季风系统及天气系统有明显影响。东半球夏季存在着明显的、具有气候意义的越赤道气流。陈隆勋等<sup>[13]</sup>、丁一汇等<sup>[21]</sup>在对东亚季风的研究中均指出,105°E越赤道气流是东亚季风低层环流的主要成员,而索马里低空越赤道气流是南亚季风的主要系统。已有的数值模拟试验结果<sup>[36-38]</sup>分别证明马斯克林高压和澳大利亚高压的活动会影响东亚季风环流系统和降水天气系统。从卫星云图上也可清楚看到南半球冷空气爆发对东亚地区的影响<sup>[39]</sup>。2002年,李崇银等<sup>[40]</sup>的研究也表明,索马里跨赤道南风气流的稳定建立是南海夏季风爆发的重要物理机制之一,它的建立将导致赤道印度洋地区西风持续加强和向东扩展,并最终在南海地区形成西南气流。

南海越赤道气流与前汛期暴雨的关系密切。黄士松等<sup>[3]</sup>研究发现,越赤道气流到达华南之后1500 m以下气层的气温和湿度突增,并认为南海越赤道气流的建立是华南前汛期暴雨盛期的开始。何敏等<sup>[41]</sup>的研究也表明,澳大利亚冷高压持续偏强,冷空气较强,对华南持续性强降水将起到重要作用。有关华南暴雨的合成分析表明<sup>[42]</sup>,在暴雨前,索马里附近经向风扰动是减弱西退的,105°E附近经向风扰动在暴雨前3~4 d达最大,暴雨发生时减弱。华南大范围暴雨前5 d到暴雨发生时刻阿拉伯海和孟加拉湾地区的风速大多有一增长过程,孟加拉湾地区风速在暴雨前是增长的,但暴雨过后依然维持。薛纪善等<sup>[6]</sup>也认为,由于南半球冷空气活动频繁并到达偏北的纬度,促使南半球近赤道地区对流层下部地区东南气流比往年强盛;同时发现,对华南暴雨有重要作用的东亚热带夏季风与90°E(85°E)通道的越赤道气流有密切关系。张爱华等<sup>[43]</sup>

在探讨澳大利亚高压对华南前汛期降雨的影响时发现,澳洲北侧冷空气爆发越过赤道,在地形(加里曼丹、中南半岛)和 $\beta$ 效应作用下转变成南海西南季风,且其强弱与澳大利亚高压冷空气爆发前的基本状态有关。赵玉春等<sup>[44]</sup>也发现,在 500 hPa 西风带低压槽诱导下,马斯克林高压向东移动并登陆澳大利亚,促使南半球冷空气爆发,加大了 $40^{\circ}\text{--}60^{\circ}\text{E}$ 、 $60^{\circ}\text{--}70^{\circ}\text{E}$ 、 $85^{\circ}\text{--}95^{\circ}\text{E}$ 等通道的越赤道气流,其转向后汇向华南地区,增强华南南部和南海北部地区的低空急流和暴雨区水汽输送,这是华南地区连续多日暴雨的主要原因之一。

马斯克林高压、澳大利亚高压以及越赤道气流的年际和季内变化对华南地区降水有明显影响。统计研究发现,我国 4 月份华南前汛期的涝与前期 3 月份马斯克林高压偏强有关<sup>[45]</sup>。夏季索马里急流与华南地区降水存在显著负相关<sup>[46]</sup>。东亚夏季风降水与“马高”、“澳高”有密切关系,当北半球从春至夏马斯克林高压增强时,中国长江流域至日本一带多雨,华南到台湾以东的西太平洋以及东亚中纬度大部地区少雨。“澳高”的影响仅限于华南地区,当其增强时,华南多雨<sup>[47]</sup>。有关南半球冷空气对我国汛期降水的影响研究<sup>[48-49]</sup>进一步表明,我国夏季为大水年时,南半球均较早有较强的冷空气爆发,故较强越赤道气流提前出现有可能是我国洪涝灾害发生的一种“强信号”。南半球中、高纬度地区冷空气向北爆发时,不断吸收海洋中的热量与水汽变为高温、高湿、层结高度不稳定的变性气团,当这种气团突破赤道无风带进入北半球低纬地区后继续吸收热量与水汽,层结也变得愈加不稳定,这类气团进入华南、长江流域或淮河及中国北方时,若遭遇北来冷空气侵袭或与其他不稳定气团相遇,必然产生暴雨或特大暴雨。

上述研究表明,南半球冷空气活动与越赤道气流、东亚季风环流系统密切联系,冷空气活动与越赤道气流强弱在初夏对华南暴雨产生有重要影响。南半球冷空气活动影响华南暴雨的主要途径是,加大越赤道气流,增强华南南部和南海北部的低空急流,为华南暴雨区提供充沛水汽、高温高湿和层结不稳定气团。

### 3 引发华南前汛期暴雨的天气系统研究

#### 3.1 天气系统及其特征

华南前汛期暴雨是在一定天气尺度背景下由中小尺度系统触发和维持造成的对流性降水。华南暴雨发生时所表现出的主要天气特点:1)暖湿带和暖区降水,即华南大暴雨和特大暴雨基本上是暖区暴雨;2)暴雨与低空急流关系密切,大约 75%~80%的暴雨与低

空急流有关;3)低的辐合形势主要是低空急流北侧的切变线和低涡,有时与南支槽前正涡度平流相结合,但大多数与地面锋相结合;4)斜压性对暖区大范围暴雨有重要作用,斜压区的表现一种是沿锋面一带,在华南主要是静止锋南下至南岭及以南而出现的,另一种是变性高压出海,其脊西伸至闽粤沿海,形成沿海西北—东南向总温度密梯度区。

陶诗言等<sup>[1]</sup>从暴雨预报天气型角度总结出华南前汛期主要天气形势:1)锋面低槽型,华南沿海为一静止锋,我国东部为冷高压控制,低槽内锋面西北部 500 hPa 槽前常产生暴雨;2)锋际急流型,850 hPa 上低空急流与地面上的锋面形成交角,切变线低涡在昆明—桂林一线,500 hPa 低槽与 850 hPa 切变线相交,暴雨区位于切变线与低空急流之间;3)锋面低空急流型,850 hPa 上低空急流与锋面有一段距离,但切变线仍在锋面之北,暴雨落区在切变线和低空急流之间;4)低涡锋面型,850 hPa 上沿 $25^{\circ}\text{N}$ 为一串低涡,沿海为锋面。黄土松等<sup>[3]</sup>进一步总结出华南暖区暴雨天气的特点:一是暖切变暴雨,暖区内具有一定斜压性的大气中西南风与东南风的辐合触发产生的中尺度暴雨带多数为南北走向,与边界层中尺度的偏南风急流相一致,有时是偏东气流与西南气流的切变触发的;二是沿海急流暴雨,当华南沿海转为一致的西南气流时,暖切变暴雨区不复存在,若低空西南风迅速加强,形成南海北部的低空急流,则对应的沿海暴雨区形成东西向分布并持续出现(有时可存在数天),形成特大暴雨;三是锋前急流暴雨,华南沿海不一定存在低空急流,但锋前低空急流比较常见,这是一种与冷锋一起南移类低空急流,由其引起的暖区暴雨也是南移的,如果急流不南移入广东,则很难达到暴雨程度;四是冷锋(静止锋)暴雨,锋际回波、锋后回波与暖区对流回波之间有 40~50 km 无回波区。赵玉春等<sup>[50]</sup>研究表明,锋面暴雨与暖区暴雨不仅在中尺度雨团活动、系统动力结构、大气不稳定机制和大气加热结构等方面存在明显差异,且在水汽输送、中尺度环境以及与暴雨有关的垂直环流之间也存在不同点,这些差异可能是造成锋前暖区暴雨难以模拟和预报的主要原因。

#### 3.2 产生暴雨的中尺度对流系统特征及其形成机制

华南暴雨过程中,东风波、南海北部季风槽等低纬度系统,西南季风和东南季风的气流汇合线以及季风涌频繁影响华南,加之复杂地形抬升、阻挡、非均匀加热与海陆差异等对天气系统的影响,中尺度系统的活动是十分频繁而复杂的,华南暖区暴雨往往由强的中小尺度对流系统造成。项续康等<sup>[51]</sup>在总结我国南方地区的中尺度对流系统(MCS)特征后发现:1)MCS 前

期的对流单体绝大多数在下午后期至傍晚前后生成并出现典型发展,夜间发展成中尺度对流辐合体(MCC),次日上午消散,平均生命史18h左右;2)其前期的对流单体多形成在高原或山地背风坡一侧,而其发展出现在对流层中低层中低纬度地区多个系统相互作用处,高层有时还有急流分支形成的辐散区与之对应;3)其移动路径绝大多数是东南方向,与700—500hPa层中的平均气流方向大体一致;4)MCC生命期间,其发生发展阶段降水量较小,以强对流天气为主,暴雨主要产生于成熟阶段。

华南中尺度对流系统形成过程中,对称不稳定、中尺度辐合、中尺度急流、降水凝结潜热加热、地面热通量、冷空气活动以及行星边界层过程起到重要作用。蒙伟光等<sup>[52-53]</sup>研究发现,对称不稳定可能是暴雨和中尺度对流系统发生发展的一种重要机制,MCS的发生发展是冷暖空气交汇的结果。王立琨等<sup>[54]</sup>研究无明显低空急流的暴雨过程也发现,冷空气南下到华南地区的过程中发生的中尺度对流云团对暴雨起到重要作用。古志明等<sup>[55]</sup>、赵玉春等<sup>[56]</sup>和蒙伟光等<sup>[57]</sup>的研究表明,降水潜热加热及其形成的中层扰动在暴雨的发展和维持、MCS的移动和发展中起到重要作用。孙建华等<sup>[58]</sup>也强调潜热释放对强对流系统发生发展的重要作用,并认为行星边界层过程对底层水汽辐合及位势不稳定层结的建立和维持有影响,尤其是在对流发生阶段更为明显,而对发展的影响似乎不大,地面感热和潜热通量对对流系统的强度有影响。赵思雄等<sup>[59]</sup>则指出,对流层低层及边界层内一些扰动可能对中尺度对流系统的发生发展有触发作用。

同时,中尺度对流系统的形成与风的水平切变、垂直切变、低层环境气流的汇合以及水汽辐合有关。闫敬华等<sup>[60]</sup>研究锋面附近的 $\beta$ 中尺度暴雨云团系统后提出,切变线扰动附近中性层结、近地层能量锋以及扰动附近中低层强的风垂直切变等三个因子的正效应相迭加,导致了 $\beta$ 中尺度系统发展。姜海燕等<sup>[61]</sup>发现,由对流性降水造成的暴雨与出现在3~5km高度上的风切变有关。白洁等<sup>[62]</sup>用多普勒雷达资料反演的风场资料揭示出对流层下部存在强的偏南气流和明显的辐合,暴雨与对流层下部的 $\beta$ 中尺度切变线相联系。孙建华等<sup>[63]</sup>研究发现,强对流系统发展的环境风场为低层有西南、东南和北风三支气流辐合,而高层以偏北风为主,底层水汽辐合很强,并出现在对流发展前2~3h,有利于对流的启动。郑永光等<sup>[64]</sup>分析了中尺度对流系统发生发展所需的水汽来源,认为水汽主要来自印支半岛和南海南部。

在2000年,张庆红等<sup>[65]</sup>研究揭示中尺度低压、中

尺度低空急流以及中尺度高空急流是MCS中强对流暴雨的直接环流系统,并提出华南梅雨锋上MCS概念模型,即当MCS发生时,由于潜热释放,在对流层下层诱导出一个中尺度低压。气压梯度力有助于其后部原有的天气尺度低空急流局地加强,从而产生中尺度低空急流(mLLJ);在对流层上层,潜热释放形成的中尺度高压生成于上层西风带,气压梯度力将使中尺度高压前部(东部)的西风加强,从而在高压前部产生一支中尺度高空急流mULJ(图1)。强烈的上升运动发生在mLLJ与mULJ之间。动量通量输送也是mULJ产生和维持的另一机制<sup>[66]</sup>。

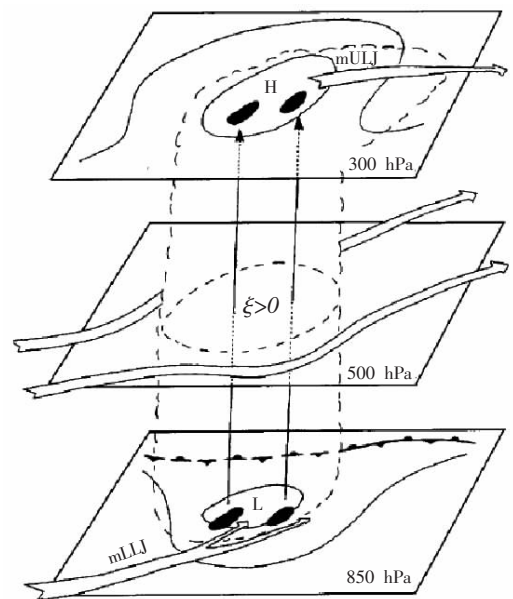


图1 1998年6月7—8日华南梅雨锋以南的MCS概念模型(引自张庆红等<sup>[65]</sup>,2000)

### 3.3 低空急流与暴雨的关系及其成因

统计研究华南前汛期暴雨发现,低空急流是形成暴雨的重要天气系统,大约75%~80%的暴雨与低空急流(LLJ)有关,而起重要作用的是低层西南风(天气尺度)或偏南风强风带(中尺度),东南风急流也在暴雨中起重要作用。同时急流系统具有多重性,除副热带急流外,对流层中层也有急流中心,并存在超低空急流和边界层急流。Chen等<sup>[67]</sup>详细统计了台湾地区LLJ发现,台湾北部大暴雨发生前或附近,LLJ出现在850hPa邻近区域的几率是94%,出现在700hPa的几率是88%,而LLJ出现暴雨的频率略低;台湾北部LLJ的最大风速层在800—700hPa,其在825—850hPa出现的频率最大。观测到的单LLJ出现的频率比双LLJ出现的频率大,移动性LLJ比非移动性LLJ在尺度上更大,与暴雨联系更为密切。孙健等<sup>[68]</sup>的模拟研究也表明,强的西南低空急流是华南暖区暴雨的主要影响系统。

在华南及南海北部低空急流的形成机制中,地

形、季风气流、非绝热加热、高低值系统间的压力加强等起到重要作用。黄土松等<sup>[3]</sup>指出,华南地区低空急流的生成和发展主要有两类:一是副热带高压加强(西进)及其西侧低值系统发展(东移)使气压梯度加大,同时随系统发展,非地转风成分变得明显,风速加大,从而形成低空急流;二是印度季风潮和南海季风加强的结果,属热带急流,主要造成粤东沿海暖区特大暴雨。赵平等<sup>[69]</sup>也认为,由于南海季风加强往往以低空急流的形式表现出来,南海低空急流的形成可解释为南海季风加强,同时也强调了高低值系统压力差的作用,即在华南西部的天气尺度低压向东移动和西太平洋一个高压扰动向西移动过程中,两者共同作用使南海地区上空对流层低层气压梯度力加强,由于气压梯度力做功提供了低空急流形成所需要的动能,导致南海上空低空急流在这两个系统之间形成。Chen 等<sup>[70]</sup>的观测结果表明,台湾地区大暴雨与 LLJ 关系密切,降雨区南侧在降雨中或结束后 LLJ 出现频率增大,LLJ 作为对流潜热释放产生的次级环流的一部分,形成于大风区南侧。王建捷等<sup>[71]</sup>、王春红等<sup>[72-73]</sup>的模拟结果也表明,低空西南急流在与暴雨凝结潜热释放相互作用中得以维持和加强,凝结潜热加热对华南低空急流和暴雨有十分重要的作用,它是产生华南暴雨的重要机制之一,同时又对急流维持和其中中心东移有明显反馈作用。低空急流与降水之间存在一种正反馈机制,低空急流有利于降水触发,而降水凝结潜热释放又可使低空急流加强。另外,青藏高原大地形对华南地区低空急流的维持作用也十分明显。张庆红等<sup>[74]</sup>基于数值模拟结果提出与 MCS 发生有关的中尺度高低空急流的形成机制,认为当 MCS 发生时,潜热释放诱发出的中尺度低压对产生中尺度低空急流起到重要作用。Chen 等<sup>[75]</sup>也指出对流潜热释放的重要性,由其引起的中尺度次级环流在低层分支、向北运动的科氏加速度以及气压梯度增大、东部海上强大的移动性高压的天气尺度强迫作用是中国和日本 LLJ 形成的可能机制。

Chen 等<sup>[76]</sup>研究台湾梅雨锋 LLJ 的加强机制后指出,热成风调整、对流、惯性及条件对称不稳定对低空急流的形成非常重要,并认为梅雨锋的南支环流由锋的垂直深对流所驱动,低层这支环流的返回气流能通过地转调整产生 LLJ。Li 等<sup>[77]</sup>发现,TAMEX 期间,在锋前西南气流区沿台湾西北岸频繁地有阻挡急流(BJ)存在。当大尺度低压系统东移到中国南海时,台湾上游气压槽前会出现强的西南季风,当天气尺度 LLJ 靠近中部山脉时,沿台湾西北岸就会出现 BJ。Chen 等<sup>[78]</sup>研究台湾区域低空急流发现,其发展与青藏高原东部的背风槽发展有密切关系。

#### 4 下垫面和地形对华南前汛期暴雨影响研究

华南地形复杂,它与天气系统往往存在非线性作用,使得地形对暴雨作用的研究更加复杂化。陶诗言等<sup>[1]</sup>指出,由于地形差异造成下垫面加热不均匀产生的局地环流有时和大尺度盛行环流相互作用形成切变线;其次,海陆分布产生的边界层加热不均匀可触发中尺度系统产生,特别是加热不均匀产生的海风活动可导致两条海风锋的交点处产生中尺度系统触发暴雨。黄土松等<sup>[3]</sup>进一步指出,地形对锋面暴雨和暖区暴雨的影响不同,前者主要表现为复杂山脉地形对冷空气南侵的阻挡,造成华南形成多雨中心;后者主要体现在地形对暖空气的动力抬升作用、喇叭口地形对气流的辐合作用以及地形影响低层暖湿空气的输送上。李真光等<sup>[8]</sup>的研究也表明,喇叭口地形的辐合作用,不仅地形抬升明显,且易形成偏南风辐合区和中尺度辐合线,造成暖湿气流上升、对流的云发展,有利于暴雨产生和加强;地形的屏障作用,有利于低空西南急流在沿海稳定维持,且常使盛行气流折向而与不同来向的气流辐合;地形改变降水系统中的云微物理过程,对降水有增幅作用;海陆风效应可使原有辐合线加强,维持和加强沿海暴雨过程。

近年来,大量的数值模拟和地形敏感性试验针对华南复杂地形对暴雨的影响展开研究。王春红等<sup>[72]</sup>的模拟结果表明,华南地形对 110°E 以东华南降水具有一定的增幅作用。华南前汛期暴雨与其中小尺度地形有非常密切的关系,常形成一些气候雨量中心,采用接近实际高分辨的地形可能会提高降水预报效果<sup>[73]</sup>。孙健等<sup>[68]</sup>研究发现,华南地区的复杂地形在其研究的华南暴雨过程中主要为动力性作用,由于特殊地形的阻挡造成多支气流汇合形成暴雨。翟武全等<sup>[79]</sup>认为,复杂的海岛地形对海陆风作用明显,在各季都存在明显的绕流、爬升运动,它改变大形势环流下的盛行风场,使岛上和其四周出现许多稳定的小区域性中小尺度环流,地形的机械阻挡和气流过山绝热增暖与冷却也是影响海陆风的重要因素。景丽等<sup>[80]</sup>的分析表明,地形是使锋面降水加强最终形成暴雨的主要原因,并发现迎风坡低空急流主要由地形引起,其南北向分布不均使空气发生辐合产生上升运动,与地形和锋面引起的上升运动叠加,在地形迎风坡形成一垂直速度大值区,使有地形的降水明显加强。孙建华等<sup>[63]</sup>的模拟结果则表明,中尺度地形的改变对大尺度雨带影响不大,决定暴雨是否发生的主要因子仍是大尺度气象环境场,但中尺度地形尤其是喇叭口地形对暴雨强度和落区有一定影响,对华南暴雨有明显的增强作用。王珏

等<sup>[81]</sup>的模拟结果也证实了这一点,且中尺度地形的“阻塞”作用导致气流在底层转向辐合,触发中尺度切变线和中尺度涡旋形成,加速上升运动和中层对流发展,因而在迎风坡形成强降水中心。赵玉春等<sup>[82]</sup>的数值试验表明,珠江三角洲喇叭口地形在一定程度上决定暴雨的落区。对华南降水与地形关系的统计分析也表明<sup>[83]</sup>,地形及海拔高度对华南降水存在影响。

下垫面属性不同,其反照率和吸收率也不同,吸收太阳长波辐射和反射长波辐射的差异将影响地表潜热感热以及水汽等交换过程,最终对大气边界层产生不同影响。张立凤等<sup>[84]</sup>认为,在预报华南暴雨时,下垫面的干热和水汽交换是数值模式在预报华南暴雨时必须考虑的物理过程,对海洋上的天气系统海气相互作用更重要。王鹏云等<sup>[85]</sup>将卫星遥感地表植被应用到中尺度模式后对华南暴雨进行数值试验发现,地表特征的细化和准确对改进暴雨中尺度模拟预报均十分重要,地表参数的改变不仅影响降水预报,对低层大气的动力热力结构也有一定影响。王建捷等<sup>[71]</sup>的数值模拟结果表明,下垫面水汽和热量的垂直输送在暴雨过程中起到一定作用,它可为大暴雨发生发展补充能量。

可见,华南地形的复杂性,加之海陆对比的特殊性,使华南地区特殊地理地形对天气系统影响的研究更困难、更复杂,地形及海陆差异对华南暴雨影响的物理机制仍是值得深入探讨的课题。

## 5 华南前汛期暴雨产生的云微物理过程研究

宏观上,暴雨发生既受大尺度环流形势制约,又受中尺度天气系统影响,中尺度天气系统特别是 $\beta$ 或 $\gamma$ 中尺度天气系统是暴雨的直接制造者。微观上,大气中云的微物理过程(如碰并、凝结、融化冻结)以及云中水成物(如冰粒、霰、雨水滴和过冷水)的相互作用与转化等直接影响降水发生和降水量。

王鹏云等<sup>[86]</sup>的数值模拟结果表明,由对流形成的具有冰相参加的冷云过程是华南暴雨形成发展的主要云物理过程,当对流较弱因而只有水相而无冰相的暖云过程只造成范围虽大但强度较弱的降水。杨静等<sup>[87]</sup>在对梅雨锋云和降水微物理过程进行数值研究后揭示,雨水产生主要来源于雪晶和霰融化;霰的形成与雪晶分不开,它主要是雪晶与过冷云雨水撞撞而转化形成的;云冰的结淞增长是形成冰晶的主要来源,考虑冰相物理过程的冷云过程比不考虑冰相的暖云过程能更好地反映梅雨锋降水过程,梅雨锋降水中的对流性雨团的云物理过程为冷云过程,冰相在降水中起主导作用。王鹏云等<sup>[88]</sup>对过冷水的形成进行了观测和

模拟对比研究,认为当对流较强而产生冰相后,由于冰粒子与过冷水间的碰并及过冷水滴蒸发,过冷水迅速减少;当对流较弱只有液相云水而无冰相加入时,过冷云水维持。Wang等<sup>[89]</sup>对梅雨锋云物理结构的研究结果表明,在多数对流云雨团中都观测到冰相降水(冰晶、雪、霰以及冻滴);其中,浓度以冰晶和霰最大,质量浓度以霰和雪最大;在零度层附近为冰相和液相(云雨滴)混存区;霰的质量浓度随高度降低而增加;在零度层以下暖区观测到尚未完全融化的霰和雪片。Lou等<sup>[90]</sup>在探讨华南降水五种相变过程的垂直分布及其对水成物和大气温度的贡献中发现,凝结对这两者的贡献是最主要的;同时分析了降水粒子的比浓度和比质量的源汇项,认为降水过程以暖雨过程开始,随后出现霰融化成雨滴增长的冷雨过程。史月琴等<sup>[91]</sup>对华南春季冷锋降水过程的微物理特征进行数值模拟研究发现,在地面锋线附近的上升速度大,云水含量高,冰相粒子的淞附和雨滴碰并云滴是云中的主要微物理过程,暖雨过程和冷雨过程都重要;而在高空锋区宽雨带部分低层为下沉气流,上升气流只出现在高层,主要是过冷云水、霰和雪晶组成的混合云,雪晶是霰增长的主要源项,降水主要由霰的融化产生,冷云降水过程比较重要。

上述研究结果表明,具有冰相的冷云物理过程在华南以及梅雨锋暴雨的形成中起重要作用,选择具有冰相过程参加的冷相物理过程对提高华南暴雨能力应该起到重要作用。孙晶等<sup>[92]</sup>的模拟结果似乎证实了这一点,认为Reisner霰方案对华南暴雨具有较强的模拟能力,在降水最大时段,霰和云水是形成雨水的主要来源,云水的碰冻是产生霰的主要微物理过程。但楼小凤等<sup>[93]</sup>的研究结果则表明,单一物理方案的改善和应用并不一定能立即带来模式预报成效的提高,预报能力取决于整个模式系统的水平以及各物理过程之间的匹配。因此,通过云微物理过程方案的改进来提高华南降水预报准确性仍是一项挑战性研究。

## 6 结论和讨论

通过以上对华南前汛期暴雨研究较为全面的回顾,可总结出华南前汛期暴雨发生的多尺度物理概念模型(图2):西太平洋副热带高压或南海高压稳定在 $18^{\circ}\text{N}$ 左右,有利于华南及沿海地区盛行偏南气流;华南位于南亚高压和副热带西风急流的高空辐散区;欧亚中高纬盛行“两槽一脊”等环流形势,冷空气南下到达华南地区;南半球冷空气活跃,东非索马里、 $105^{\circ}\text{E}$ 、 $90^{\circ}\text{E}$ 以及 $125^{\circ}\text{E}$ 等通道的越赤道气流加强,有利于季风气流加强和华南及南海北部低空急流形成与加强,

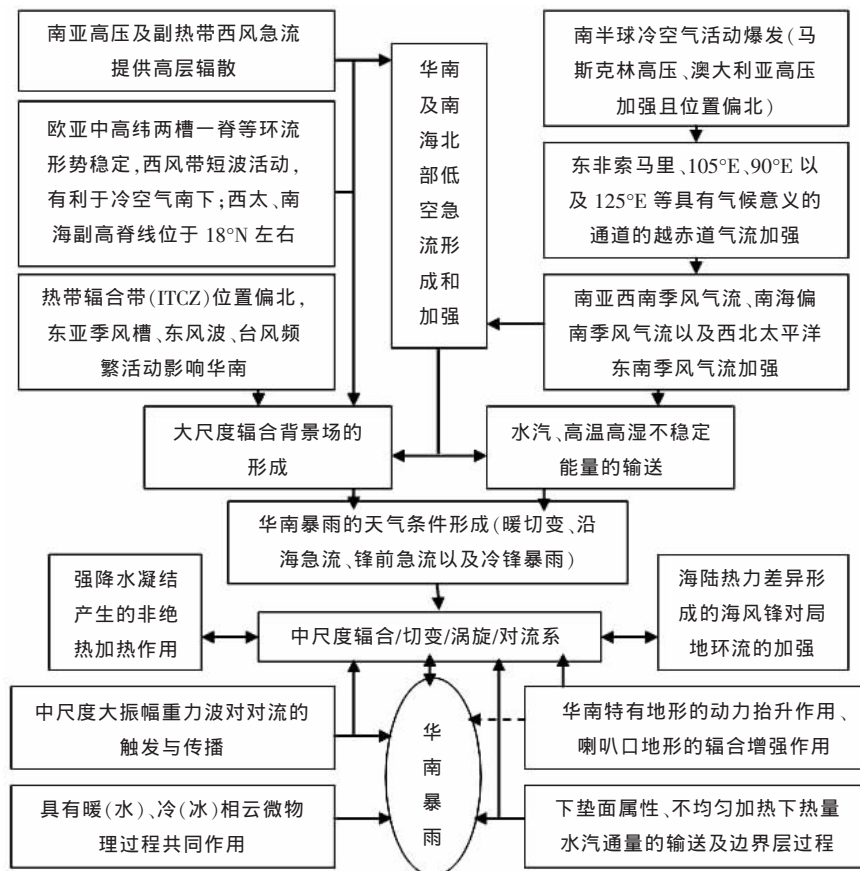


图 2 华南前汛期暴雨发生的多尺度物理概念模型综合示意图

为暴雨区输送大量水汽和高温高湿、层结不稳定气团;热带辐合带(ITCZ)位置偏北,东亚季风槽、东风波、台风频繁活动影响华南,为华南暴雨提供辐合条件。在上述有利形势下,由于华南地区特殊的地形、下垫面属性、海陆差异、不均匀加热、大气内部动力热力过程以及不同尺度间的相互作用等多种因素,造成华南地区中小尺度辐合、切变及对流系统活动频繁,从而造成华南地区暴雨天气;降水凝结潜热释放的非绝热加热和暴雨、对流、急流等中尺度系统之间又存在正反馈作用,促使暴雨维持和发展。另外,暖云和冷云(冰相)物理过程同时存在是华南强降水形成的重要原因。

应当指出,华南前汛期暴雨研究中还存在诸多问题,首先是由于观测资料有限,特别是对在华南暴雨水汽、热量及不稳定能量输送中具有重要作用的南海上没有观测资料,一方面阻碍了华南暴雨特别是暖区大暴雨和特大暴雨物理机制的研究走向深入,另一方面导致中尺度数值模式对华南暴雨的模拟和预报水平还很低。其次,对华南暴雨研究大部分局限于个例分析、诊断和数值模拟,其研究结果和观点还有待大量的观测结果和数值试验来证实。目前,至少有以下科学问题值得进一步研究和探索: 1)华南暖区暴雨和锋面暴雨最主要的差异是什么?是什么物理过程造成

了这些差异?导致暖区暴雨比锋面暴雨强度大 3~5 倍的主要物理机制是什么? 2)南半球冷空气爆发对华南暴雨究竟起到什么作用?其作用于华南暴雨的物理途径和方式是什么? 3)越赤道气流在华南及南海北部低空急流形成以及水汽输送过程中起什么作用?哪一通道的越赤道气流贡献大?反之,华南暴雨对哪一通道的越赤道气流变化最敏感?越赤道气流如何影响华南暴雨天气系统? 4)沿海急流中特大暴雨形成的物理机制是什么?什么物理过程造成急流突然加速和急流核形成? 5)华南独特的地形、下垫面属性、海陆热力差异以及边界层过程在暴雨的触发、发展、维持中起了什么作用?不同强度、方向的环境气流下这些作用有何差异? 6)华南暴雨数值预报是否存在天气敏感区?不同天气过程(降水类型)这些敏感区有何差异?

#### 参考文献:

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 225.
- [2] 丁一汇. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究[M]. 北京: 气象出版社, 1993: 255.
- [3] 黄土松. 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社, 1986: 244.
- [4] 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究[M]. 北京: 气象出版社, 2004: 281.
- [5] 伍荣生, 高守亭, 谈哲敏, 等. 锋面过程中尺度扰动[M]. 北京: 气象出

- 版社,2004:168.
- [6] 薛纪善.1994年华南夏季特大暴雨研究[M].北京:气象出版社,1999:185.
- [7] 周秀骥.海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究[M].北京:气象出版社,2000:370.
- [8] 李真光,梁必骥,包澄澜.华南前汛期暴雨的成因与预报问题[G]//华南前汛期暴雨文集.北京:气象出版社,1981.
- [9] 汪永铭,苏百兴,常越.1998年试验期间华南暴雨的系统配置和环流特点[J].热带气象学报,2000,16(2):123-130.
- [10] 王黎娟,管兆勇,何金海.2005年6月华南致洪暴雨的大尺度环流特征及成因探讨[J].南京气象学院学报,2007,30(2):145-152.
- [11] 许晓林,徐海明,司东.华南6月持续性致洪暴雨与孟加拉湾对流异常活跃的关系[J].南京气象学院学报,2007,30(4):463-471.
- [12] 鲍名.两次华南持续性暴雨过程中热带西太平洋对流异常作用的比较[J].热带气象学报,2008,24(1):27-36.
- [13] 陈隆勋,朱乾根,罗汇邦,等.东亚季风[M].北京:气象出版社,1991:371.
- [14] 丁一汇.高等天气学[M].北京:气象出版社,2004:583.
- [15] Krishnamurti T N. Numerical Simulation of Somali Jet [J]. Journal of Atmospheric Sciences, 1976, 33: 2350-2362.
- [16] Tao Shi-yan, Ding Yi-hui. Observational Evidence of the Influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the Occurrence of Heavy Rain and Severe Convective Storms in China [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1981, 62(1): 23-30.
- [17] 张顺利,陶诗言,张庆云,等.长江中下游致洪暴雨的多尺度条件[J].科学通报,2002,47(6):466-472.
- [18] 杨红梅,何平,徐宝祥.用GPS资料分析华南暴雨的水汽特征[J].气象,2002,28(5):17-21.
- [19] Ding Yihui. Summer monsoon rainfalls in China [J]. J Meteor Soc Japan,1992,70:373-369.
- [20] Zhu Q G, He J H, Wang P X. A study of circulation differences between East Asian and Indian Summer Monsoon with their interaction [J]. Adv Atmos Sci, 1986, 3: 466-477.
- [21] 丁一汇,村上胜人.亚洲季风[M].北京:气象出版社,1994:263.
- [22] 余志豪.“94.6”华南致洪暴雨分析[C]//1994年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集.北京:气象出版社,1994:205.
- [23] 林爱兰,梁建茵,李春晖,等.“0506”华南持续性暴雨的季风环流背景[J].水科学进展,2007,18(3):424-432.
- [24] Qian Jian-Hua, Tao Wei-Kuo, Lau K M. Mechanisms for torrential rain associated with the Mei-Yu Development during SCSMEX 1998 [J]. Mon Wea Rev, 2004, 132: 3-27.
- [25] 徐祥德,陈联寿,王秀荣.长江流域梅雨带水汽输送源-汇结构[J].科学通报,2003,48(21):2287-2293.
- [26] 朱乾根,周军.暴雨的水汽源地[G]//华南前汛期暴雨文集.北京:气象出版社,1981.
- [27] 陈红,赵思雄.海峡两岸及邻近地区暴雨试验(HUAMEX)期间暴雨过程及环流特征研究[J].大气科学,2004,28(1):32-47.
- [28] 熊文兵,李江南,姚才,等.“05.6”华南持续性暴雨的成因分析[J].热带气象学报,2007,23(2):90-97.
- [29] 吕梅,成新喜,陈中一,等.1994年华南暴雨期间夏季风的特征及其对水汽的输送[J].热带气象学报,1998,14(2):135-141.
- [30] 史学丽,丁一汇.1994年中国华南大范围暴雨过程的形成与夏季风活动的研究[J].气象学报,2000,58(6):666-678.
- [31] 简茂球,罗汇邦.“94.6”华南洪水期大气水汽汇特征[C]//1994年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集.北京:气象出版社,1994.
- [32] 廖胜石,罗建英,寿绍文,等.一次华南暴雨过程中水汽输送和热量的研究[J].南京气象学院学报,2007,30(1):107-113.
- [33] 陈长胜,林开平,王盘兴.华南前汛期降水异常与水汽输送的关系[J].南京气象学院学报,2004,27(6):721-727.
- [34] Ian Simmonds, Daohua Bi, Pandora Hope. Atmospheric Water Vapor Flux and Its Association with Rainfall over China in Summer [J]. Journal of Climate, 1999, 12(5): 1353-1367.
- [35] 谢安,宋焱云,毛江玉,等.南海夏季风期间水汽输送的气候特征[J].气候与环境研究,2001,6(4):425-434.
- [36] 杨修群,黄土松.马斯克林高压的强度变化对大气环流影响的数值试验[J].气象科学,1989,9(2):125-138.
- [37] 王继志,李麦村.源于澳洲过赤道气流与中国夏季风环流与降水[J].大气科学,1982,6(1):1-10.
- [38] 何金海,李俊,李永平.澳大利亚冷空气活动影响东亚夏季风的过程-数值试验[J].气象学报,1991,49(1):162-169.
- [39] 许健民,张其松,方翔.用红外和水汽两个通道的卫星测值指定云迹风的高度[J].气象学报,1997,55(4):408-417.
- [40] 李宗银,吴静波.索马里跨赤道气流对南海夏季风爆发的重要作用[J].大气科学,2002,26(2):185-193.
- [41] 何敏.1994年影响我国夏季降水的大尺度背景分析[C]//1994年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集.北京:气象出版社,1994.
- [42] 李向红,徐海明,何金海.对亚洲两支越赤道气流与华南暴雨的关系探讨[J].气象科学,2004,24(2):161-167.
- [43] 张爱华,吴恒强,覃武.南半球大气环流对华南前汛期降雨影响初探[J].气象,2006,32(8):10-15.
- [44] 赵玉春,李泽椿,肖子牛.南半球冷空气爆发对华南连续性暴雨影响的个例分析[J].气象,2007,33(3):40-47.
- [45] 施能,朱乾根.南半球澳大利亚、马斯克林高压气候特征及其对我国东部夏季降水的影响[J].气象科学,1995,15(2):20-27.
- [46] 薛峰,王会军,何金海.马斯克林高压和澳大利亚高压的年际变化及其对东亚夏季降水的影响[J].科学通报,2003,48(3):287-291.
- [47] 王会军,薛峰.索马里急流的年际变化及其对半球间水汽输送和东亚夏季降水的影响[J].地球物理学报,2003,46(1):18-25.
- [48] 李曾中,李月安,晁淑懿.越赤道气流与我国洪涝灾害关系的初探.应用气象学报,1998,9(增刊):132-136.
- [49] 李曾中,程明虎,曾小苹.中国持续暴雨及洪涝灾害的成因与预测[J].北京大学学报(自然科学版),2003,39(增刊):133-141.
- [50] 赵玉春,李泽椿,肖子牛.华南锋面与暖区暴雨个例对比分析[J].气象科技,2008,36(1):47-54.
- [51] 项续康,江吉喜.我国南方地区的中尺度对流复合体[J].应用气象学报,1995,6(1):9-17.
- [52] 蒙伟光,王安宇,李江南,等.华南中尺度对流系统的形成及湿位涡分析[J].大气科学,2004,28(3):330-341.
- [53] 蒙伟光,王安宇,李江南,等.华南前汛期一次暴雨过程中的中尺度对流系统[J].中山大学学报(自然科学版),2003,42(3):73-77.
- [54] 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初步分析[J].气象学报,2001,59(1):115-119.
- [55] 古志明,冯瑞权,吴池胜,等.一次华南暴雨过程的数值模拟及结果分析[J].热带气象学报,2000,16(2):173-179.
- [56] 赵玉春,王叶红,崔春光.华南前汛期一次大暴雨过程的扰动位涡反演与数值研究[J].暴雨灾害,2008,27(3):193-203.
- [57] 蒙伟光,张艳霞,戴光丰,等.华南沿海一次暴雨中尺度对流系统的形成和发展过程[J].热带气象学报,2007,23(6):521-530.

- [58] 孙建华,赵思雄.华南 946 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[G]//周秀骥.海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究.北京:气象出版社,2000.
- [59] 赵思雄,贝耐芳,孙建华,等.亚澳中低纬度区域暴雨天气系统研究[J].气候与环境研究,2002,7(4):377-385.
- [60] 闫敬华,薛纪善.“5.24”华南中尺度暴雨系统结构的数值模拟分析[J].热带气象学报,2002,19(4):302-308.
- [61] 姜海燕,葛润生,朱晓燕.华南暴雨试验 IOP-6 期间 6 月 9 日长乐地区强降水风场结构的初步分析[J].应用气象学报,2001,12(1):97-101.
- [62] 白洁,李晨光,陶祖钰.香港大暴雨的多普勒雷达分析[G]//周秀骥.海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究.北京:气象出版社,2000.
- [63] 孙建华,赵思雄.华南 946 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的作用[J].大气科学,2002,26(5):633-646.
- [64] 郑永光,王洪庆,陶祖钰,等.海峡两岸及邻近地区暴雨试验 IOP608 的中尺度对流系统[G]//周秀骥.海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究.北京:气象出版社,2000.
- [65] 张庆红,陈受钧,刘启汉.台湾海峡中尺度对流系统的数值研究 II: MCS 的中尺度特征[G]//周秀骥.海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究.北京:气象出版社,2000.
- [66] 张庆红,刘启汉,王洪庆,等.华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟[J].科学通报,2000,45(18):1988-1992.
- [67] George Tai-Jen Chen, Chung-chieh Wang, David Ta-Wei Lin. Characteristics of Low-level Jets over Northern Taiwan in Mei-yu Season and Their Relationship to Heavy rain [J]. Mon Wea Reav, 2005, 133(1): 20-43.
- [68] 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.
- [69] 赵平,孙健,周秀骥.1998 年春夏南海低空急流形成机制研究[J].科学通报,2003,48(6):623-627.
- [70] Chen G T, Yu C C. Study of Low-Level Jet and Extremely Heavy Rainfall over Northern Taiwan in the Mei-yu Season [J]. Mon Wea Rev, 1988: 116: 884-891.
- [71] 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):257-266.
- [72] 王春红,蒋全荣.一次华南低空急流暴雨的数值模拟[J].热带气象学报,1997,13(2):186-102.
- [73] 王春红,蒋全荣.一次华南低空急流和暴雨过程的对比数值[J].高原气象,1996,15(3):318-325.
- [74] 张庆红,刘启汉,陈受钧.台湾海峡中尺度对流系统的数值研究: 动量收支[G]//周秀骥.海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究.北京:气象出版社,2000.
- [75] Chen Q. The Instability of the Gavity-inertia Wave and its Relation to Low-level Jet and Heavy Rain [J]. J Meteor Soc Japan, 1982, 60:1041-1057.
- [76] Chen X A, Chen Y L. Development of Low-Level Jets during TAMEX [J]. Monthly Weather Review, 1995, 123(6): 1695-1719.
- [77] Li Jun, Yi-leng Chen. Barrier Jets during TAMEX [J]. Mon Wea Rev, 1998, 126: 959-971.
- [78] Chaing Chen, Wei-Kuo Tao, Pay-Liam Lin, et al. The Intensification of the Low-Level Jet during the Development of Mesoscale Convective Systems on a Mei-Yu Front [J]. Monthly Weather Review, 1998, 126(2): 349-371.
- [79] 翟武全,李国杰,孙斌,等.海南岛附近四季风场的中尺度环流[J].热带气象学报,1997,13(4):315-322.
- [80] 景丽,陆汉城,朱民.复杂地形与锋面系统共同作用对台湾岛暴雨影响的数值分析[J].气象科学,2004,24(1):35-43.
- [81] 王珏,沈新勇,寿绍文,等.06.6 福建大暴雨的数值模拟及复杂地形影响试验[J].南京气象学院学报,2008,31(4):546-554.
- [82] Zhao Yuchun, Li Zechun, Xiao Ziniu. A Diagnostic and Numerical Study on a Rainstorm in South China Induced by a Northward-Propagating Tropical System [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2008, 22(3): 284-302.
- [83] 鹿世瑾.华南气候[M].北京:气象出版社,1990:37-59.
- [84] 张立凤,查石祥,张铭.一次华南暴雨过程的数值模拟和试验[J].气象科学,2000,20(2):120-128.
- [85] 王鹏云,肖乾广,林永辉,等.卫星遥感地表植被及其在华南暴雨中尺度数值模拟中的应用试验[J].应用气象学报,2001,12(3):285-296.
- [86] 王鹏云,阮征,康红文.华南暴雨中云物理过程的数值研究[J].应用气象学报,2002,13(1):78-87.
- [87] 杨静,王鹏云,李兴荣.“99.6”梅雨锋暴雨云和降水物理过程的中尺度数值模拟[J].热带气象学报,2003,19(2):203-212.
- [88] 王鹏云,阮征.对华南对流云中过冷云水-飞机积冰的直接气象因子的中尺度数值预报试验[J].热带气象学报,2002,18(4):399-406.
- [89] Wang Pengyun, Yang Jing. Observation and Numerical Simulation of Cloud Physical Processes Associated with Torrential Rain of the Meiyu Front [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2003,20(1): 77-96.
- [90] LOU Xiaofeng, HU Zhijin, SHI Yueqin, et al. Numerical simulations of a Heavy rain in south china [J]. Advances in atmospheric sciences, 2003, 20(1): 128-138.
- [91] 史月琴,楼小凤,邓雪娇,等.华南冷锋云系的中尺度和微物理特征模拟分析[J].大气科学,2008,32(5):1019-1036.
- [92] 孙晶,王鹏云.用 MM5 模式 Reisner 霰方案对华南暴雨的数值模拟[J].气象,2003,29(4):10-14.
- [93] 楼小凤,周秀骥,胡志晋,等.MM5 模式显式微物理方案的对比分析[J].气象科技,2004,32(1):6-12.

(下转第 228 页)

降水区在中低层切变线北侧(即西南低空急流左前方)。

#### 参考文献:

- [1] 张小玲,孙建华,陶诗言,等.2002年8月湖南致洪强降水过程与成因分析[J].气候与环境研究,2004,9(3):475-491.
- [2] 毛冬艳,周雨华,张芳华,等.2005年初夏湖南致洪大暴雨中尺度分析[J].气象,2006,32(3):63-70.
- [3] 黄小玉,姚蓉,叶成志,等.梅雨锋引发的“03.7”特大暴雨雷达回波分析[J].气象,2008,34(8):45-50.
- [4] 李细生,张华,罗慧妮,等.湖南省雨季一次 MCS 的中尺度数值模拟[J].暴雨灾害,2007,26(1):223-229.
- [5] 王友强,李春光,王延贵.2004年鲁西南两次台风低压暴雨过程对比

- 分析[J].河南气象,2006,29(1):36-37.
- [6] 谭永秀,吴涛,文强,等.2005年盛夏十堰市两次暴雨天气过程的对比分析[J].暴雨灾害,2007,26(1):57-62.
- [7] 施望芝,张萍萍,吴涛,等.湖北省两次区域性暴雨过程的对比分析[J].暴雨灾害,2008,27(3):219-224.
- [8] 张一平,牛淑贞,王金莲,等.两次大暴雨的新一代雷达产品和闪电特征分析[J].气象与环境科学,2009,32(1):63-67.
- [9] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文.天气学原理与方法(第三版)[M].北京:气象出版社,2000:424.
- [10] 蔡福,于惠波,矫玲玲,等.降水要素空间插值精度的比较—以东北地区为例[J].资源科学,2006,28(6):73-78.
- [11] 伍志方,叶爱芬,胡胜,等.中小尺度天气系统的多普勒统计特征[J].热带气象学报,2004,20(4):391-400.

## Contrast Analysis of the Three Heavy Rain Cases in Changde City in 2008

TIAN Ze-yun, Gao Wei, SHE Gao-jie

(Changde Meteorological Bureau of Hunan Province, Changde 415000)

**Abstract:** In this paper, the dynamical and thermodynamic structure characteristics of the three heavy rain cases of Changde city in 2008 have been studied by combining NCEP reanalysis data, Observations, intensive rainfall observation data and Doppler Radar data. The main results are as follow: (1) the strong cold air triggered the first case when the environment was potential instability. It was the main reason that the SWV move eastward along the Jianghuai shear line in the second case. But the westerly trough moving to east produced the third case. (2) The rainfall areas in the latter two cases were centralized, which was different from the first case. And the *K* index in the second and third cases had two peak values. (3) Linear echoes arose in the previous two cases, and their slow-moving or no-moving caused the local heavy rain. When the echoes moved, its no-changed intensity was the cause of the second heavy rain case. The mixed precipitation echoes arising omen a large-scale heavy precipitation occurring immediately.

**Key words:** Heavy rain; Impact system; Vapor conditions; Radar echoes

(上接第 202 页)

## A Review of Studies on Torrential Rain During Pre-Summer Flood Season in South China Since the 1980's

ZHAO Yu-chun, WANG Ye-hong

(Wuhan Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074)

**Abstract:** A review is the study on torrential rain during pre-summer flood season in South China since the 1980's to mainly introduce the weather background, such as the large-scale circulation in mid-high latitudes, the subtropical high, the South Asia high and the subtropical westerly jet stream during the period of pre-summer flood season in South China, to point out the role of Asian summer monsoon, cold air activities from south hemisphere and cross-equatorial air flows, to present the main weather systems and their characteristics, the formation mechanism of the lower level jet (LLJ) in South China and in the north part of South China sea, its relation with the heavy rain and its role to trigger off the heavy rain, to elucidate the formation mechanism and physic image of mesoscale convective systems triggering off the heavy rain, and the effects of topography, land-sea difference and underlying surface on the torrential rain, and to introduce the main cloud microphysics during the torrential rain. Lastly, a multi-scale physical concept model about the torrential rain formation in South China is concluded based on above studies and scientific issues needed to be further studied are put forward.

**Key words:** Torrential rain in South China; Mesoscale convection systems; cross-equatorial flows, LLJ; Topography; Cloud microphysics