

第一次全球大气研究计划试验期间华南前汛期暴雨过程及其环流特征的诊断研究^{*}

陈 红 赵思雄

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 对 1979 年第一次全球大气研究计划试验(FGGE)期间华南前汛期 3 次暴雨过程及其环流特征进行了诊断研究。发现: (1) 3 次暴雨过程均与锋面活动有关, 每次锋面过程都与锋生区对应, 暴雨多见于锋前暖区内。锋面的特征既不同于冬季的冷锋, 又不同于夏季长江流域的梅雨锋。(2) 对视热源和视水汽汇作了计算, 发现 3 次暴雨过程中, 华南地区的视热源和视水汽汇项有明显作用, 积云对流所造成的对流凝结加热作用很重要。(3) 华南前汛期暴雨与南海季风有密切关系。1979 年 FGGE 期间南海季风 3 次向北推进, 与 3 次暴雨过程有直接的联系。(4) 对这 3 次降水过程的水汽来源作了分析, 发现除孟加拉湾外, 南中国海亦是重要的水汽供应源地。(5) 对云系的分析表明, 华南上空的 β 中尺度对流云团为暴雨的发生提供了有利条件。

关键词: 暴雨; 对流云团; 锋面活动; 季风环流

1 前言

70 年代末我国开展了华南前汛期暴雨实验。通过这次观测实验, 取得了一批较完整的暴雨过程的资料, 揭示了一些新的观测事实, 加深了人们对华南前汛期暴雨系统的了解。1987 年, 我国台湾地区的气象工作者, 对华南前汛期暴雨(按他们的定义常称“梅雨”)亦开展了台湾地区中尺度试验(TAMEX), 取得了新的进展。

应当指出, 虽然国内外学者对梅雨及华南前汛期暴雨已有不少研究^[1~6], 但仍有若干问题有待进一步弄清。例如, 与暴雨相联系的锋面的中尺度特征与动力机制; 华南暴雨的环流背景及多尺度系统相互作用; 较复杂海陆分布及地形对降水的影响等。同时还应看到, 华南暴雨不是一个孤立的现象, 它与夏季风环流之间存在着十分密切的关系。因此, 华南暴雨的研究应与更大范围内环流系统的活动相联系。对华南暴雨的研究, 必须注意到与它有关系的较大尺度环流场的特征。

为了深入了解季风的机理和变异, 并揭示华南暴雨的更为本质的特征, 1998 年有关国家和地区陆续开展了南海季风试验和华南暴雨试验。为了深入分析新的试验结果, 对于过去的历史个例重新作一探讨是很必要的。基于此种考虑, 本文利用了经欧洲中期天气预报中心(ECMWF)再分析和同化处理的 1979 年第一次全球大气研究计划实验

1999-01-12 收到, 1999-05-25 收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究项目 G1998040908、国家自然科学基金重点资助项目 49735180、国家科委攀登专项 95-专-03 以及中国科学院重点基金课题 KZ952-J1-403 共同资助

(FGGE) 资料 (第三版) 进行研究。具体包括位势高度、水平风速、温度、相对湿度 (300~1 000 hPa 有资料) 和海平面气压。资料的时间间隔为 12 小时, 水平格距为 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$ 。同时, 还利用了日本的静止卫星 GMS 观测的云图资料及有关的常规观测资料。

由于 1979 年的 FGGE 资料覆盖全球范围, 经加工和事后再分析, 较为完整可信。同时又考虑到 1979 年我国也同时在开展华南前汛期暴雨试验, 对于其中的某些个例已有一些分析结果。因此, 用上述资料重新进行必要的研究是十分有益的。

为了深入探讨这些暴雨过程发生发展的特征, 本文对这一时期大尺度环流背景, 包括夏季风的推进与间隙, 中纬度冷空气的活动及其影响以及低纬地区和热带洋面的水汽供应和输送进行了分析。而在 1979 年华南前汛期暴雨试验期间, 由于资料所限, 这方面的工作未能深入进行。

2 FGGE 期间前汛期暴雨天气过程

2.1 天气形势分析

观测事实表明, 1979 年 5~6 月份, 华南共有 3 次主要的降水过程。对这 3 次降水过程的天气形势过去有过一些研究^[1~3], 现简略归纳如下:

3 次降水过程 500 hPa 大尺度的特征: 欧亚中高纬西风带均为两槽一脊环流型 (图略), 一脊位于中亚地区, 乌拉尔以东的西西伯利亚和贝加尔湖至亚洲东岸一带分别为低槽, 形势稳定。特别要强调的是, 在西风气流的偏南一支, 不断有槽在高原东侧发展, 槽可南伸至长江流域及华南地区, 槽后冷空气南下, 侵入华南。与此同时, 副高脊稳定在 $15^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{N}$ 之间, 我国华南沿海处于副高西北侧, 西南低空急流活动频繁, 高空槽后南下的冷空气与华南暖湿空气对峙交绥, 十分有利于暴雨的形成。在上述 3 次过程中, 地面均有锋面开始形成于中高纬地区, 随后南下至华南, 停滞或缓慢移动, 引起华南暴雨, 后移出华南地区, 暴雨结束。

2.2 降水实况

已有的研究表明, 华南前汛期暴雨多属锋面降水。对 1979 年的资料分析后可知, 这 3 次暴雨过程的确与锋面系统有关, 但它们主要为锋前暖区或锋区附近的降水 (图 1)。

这 3 次重要降水过程的特点是时段非常集中, 分别为 5 月 13 日 00 时至 14 日 00 时、5 月 27 日 00 时至 28 日 00 时、6 月 10 日 00 时至 11 日 00 时。

个例 1: 这是一次由华南南部低层切变线上低涡发展移动引发暴雨的过程。5 月 14 日 00 时雨带移至广东、广西、福建沿海。24 小时降水量 (以下同) 桂平达 145 mm, 阳江 126 mm。15 日 00 时切变线移至华南沿海, 华南逐渐为冷高压控制, 降水减弱。

个例 2: 这是一次发生在华南静止锋前暖区辐合带中的暴雨过程。5 月 26 日至 28 日在 ($25^{\circ} \sim 29^{\circ} \text{N}$, 110°E) 以东地区出现了一次大范围的强降水过程。5 月 27 日华南切变线上低涡发展东移, 福建武夷山一带出现中心雨量达 97 mm 的暴雨区, 28 日雨区扩大并南移, 广州附近有 123 mm 的暴雨中心出现。

个例 3: 也是一次低涡切变的暴雨。6 月 9 日至 11 日, 暴雨主要集中在粤、闽两省

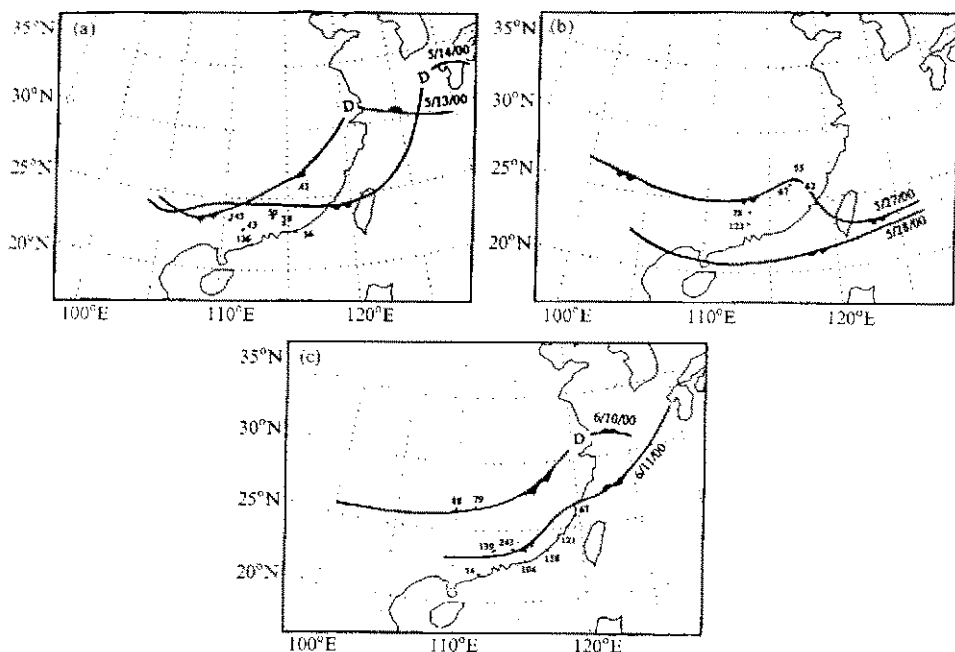


图 1 锋面位置及 24 小时降水

(a) 5 月 13 日 00 时至 14 日 00 时; (b) 5 月 27 日 00 时至 28 日 00 时; (c) 6 月 10 日 00 时至 11 日 00 时

的部分地区。9 日 00 时至 10 日 00 时雨带主要位于广东、广西沿海，阳江日降水量达 102 mm。10 日开始降水区域扩大，广东、广西和福建均相继出现大暴雨过程，低层切变线上的低涡移动使贵阳至桂林一带雨势加强，后低涡沿切变线往东偏南移动，雨区随之东移到广东地区，河源附近出现了 242.6 mm 的强降水，桂林、汕头、韶关等地都出现了 100 mm 以上的降水量。6 月 11 日 00 时雨带移到广东、福建沿海。广东沿海出现 199.9 mm 的强暴雨中心。12 日以后冷空气推进到南海，暴雨结束。

2.3 中尺度对流云团的特征

已经发现，在这 3 次降水过程中，雨量分布很不均匀，存在一系列的强降水中心。分析得知，强降水中心与中尺度对流云团有密切的关系。为此，有必要对降水过程中对流云团的发生、发展、移动等进行一些分析。为叙述方便，在本节中以 MM 代表月，DD 代表日期，TT 代表世界时，记为 MM/DD/TT。

根据 GMS 观测所得的每 6 小时一次的卫星云图资料，给出素描图，以揭示 05/26/00~05/28/18、06/09/00~06/11/18 这两段时间内活跃对流云团在华南的活动情况。图 2 为 05/26/00~05/28/18 对流云团演变图。05/26/00~05/26/06 华南上空基本上未见到很活跃的对流云团活动，05/26/06 在 (112°E, 30°N) 处有一强对流云团存在，范围较大，此后该云团所在的云区 U 范围扩大，云区内有许多小的对流云团生成、发展，05/26/18 云区 U、V、W 内均存在多个活跃的对流云团，并向东南移动。05/27/00 福建上空云区 X 内的对流云团最旺盛，造成了武夷山一带的强降水。后云区 U、X 减弱。05/27/06 后云区 X 向东移动并入东部云

系,云区 U 发展南移,在华南沿海上空活跃着许多强对流云团,造成广东沿海的大暴雨。05/27/18 后云区 U 渐渐东移并入云系 J,云系 J 也慢慢向东南移动,移出华南,暴雨结束。

从 06/09/00~06/11/18 对流云团演变图上(图略)看,06/09/00 在南海及台湾岛附近只有少许对流云团活动,06/09/06 华南沿海对流云团开始活跃,06/10/00 主要对流云区位于(110°E,25°N)左右,在以后的 6 小时内,该云区内东部云团强度略有减弱,西部增强。06/10/06 对流云区向东偏北方向移动,范围扩大,06/10/12 活跃对流云团主要位于云区西南部,即华南沿海。后随着云系的南移,对流云团也南移,移至南海后减弱、消失,华南上空没有活跃的对流云团存在,暴雨结束。

3 3次暴雨过程的动力学诊断

3.1 锋区剖面分析

为了解华南地区锋面的垂直结构和它的动力、热力性质,本文对 1979 年华南前汛期 3 次暴雨过程逐日的沿 110°E 的剖面图作了分析。图 3 给出了 1979 年 5 月 27 日 00 时沿 110°E 的剖面,作为一个代表。实线为假相当位温的 θ_{se} 等值线,虚线为切变线,横坐标的数字为测站的区站号。从锋区的强度和斜压性看,比中纬度的锋面要弱,

而比长江流域梅雨锋要强^[1,4,8~12]。低层锋面南侧有明显的暖舌,为西南暖湿气流区

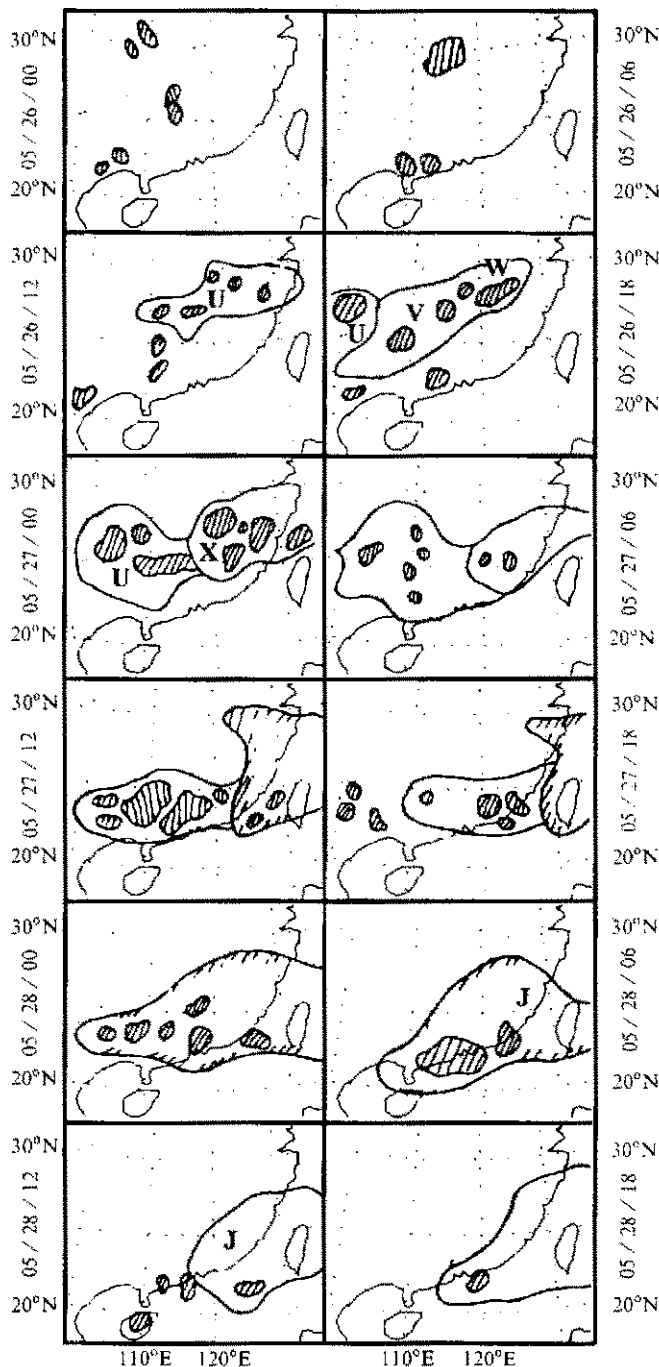


图2 1979年5月26日00时至5月28日18时对流云团演变图

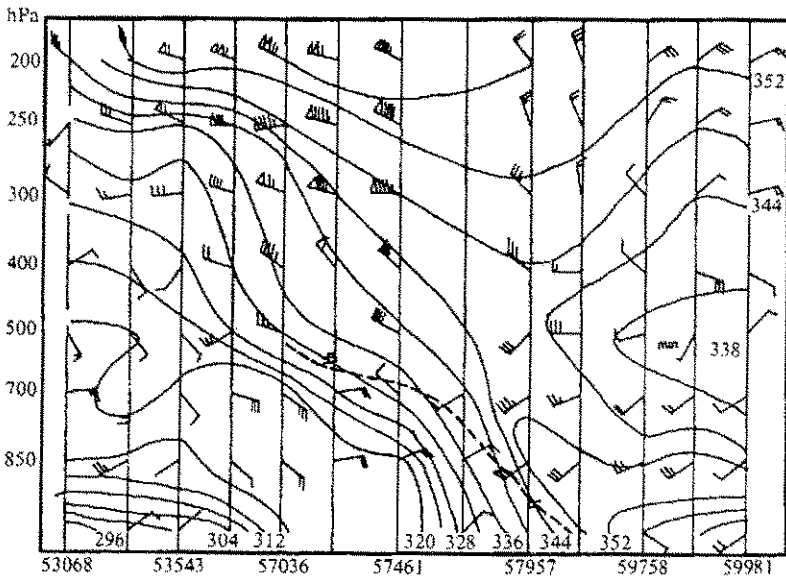


图3 1979年5月27日00时锋区剖面(沿110°E)

域, 北侧 θ_{se} 为小值区, 即为冷空气控制区, 锋区两侧风切变明显, 随高度增加切变减弱。华南上空500 hPa以下为位势不稳定区, 不稳定区随锋区的南移而缓慢南移。

由其他剖面图(同图3, θ_{se} 沿110°E的剖面图, 图略)上还可看出, 这3次暴雨过程中, 冷锋均不断向南推进, 冷锋的这种移动, 使锋前的高温、高湿空气抬升, 并使位于对流层中低层的位势不稳定能量释放出来, 有利于暴雨的发生。

3.2 锋生函数的计算

为了进一步了解冷暖空气的作用以及华南地区锋面的性质, 对锋生函数作了计算。锋生函数 F 定义为位温梯度的个别变化, 表示形式如下^[10]:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla\theta| = F_1 + F_2 + F_3 + F_4.$$

这里, 公式右边4项分别为

$$F_1 = \frac{1}{|\nabla\theta|} \left[(\nabla\theta) \cdot \nabla \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \right],$$

$$F_2 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla\theta|} (\nabla\theta)^2 D,$$

$$F_3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla\theta|} \left\{ \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 \right] A + 2 \frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} B \right\},$$

$$F_4 = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \frac{\partial\theta}{\partial p} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right),$$

θ 是位温, D 是水平散度, $A = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ 和 $B = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ 是变形项。 F_1 是非绝热加热项, F_2 和 F_3 是水平辐散和形变项, F_4 是与垂直运动有关的倾斜项。由于精确计算非绝热加热和垂直运动比较困难, 本文仅对850 hPa上的 F_2 和 F_3 作了计算。

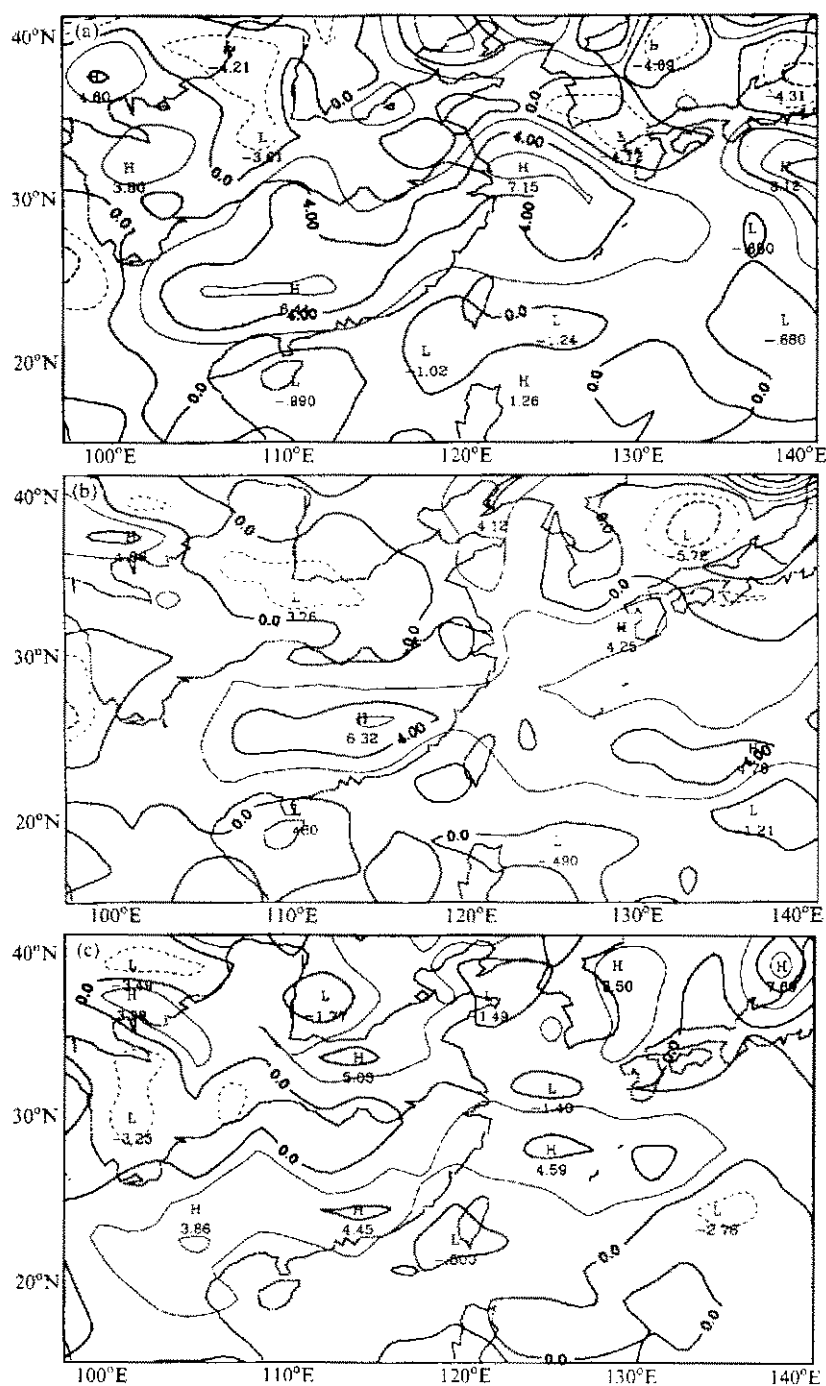


图 4 850 hPa 上的 $F_2 - F_1$ 分布 (单位: $K (1000 km)^{-1} d^{-1}$)

(a) 1979 年 5 月 11~15 日 5 天平均; (b) 1979 年 5 月 26~28 日 3 天平均;

(c) 1979 年 6 月 9~11 日 3 天平均

图 4 分别给出 5 月 11~15 日 5 天平均、5 月 26~28 日 3 天平均和 6 月 9~11 日 3 天平均的 $F_2 + F_3$ 图。由图 4a 可看出 5 月 11~15 日华南整个地区 $F_2 + F_3$ 值大于零, 是锋生区。大值中心分别位于华南中部和长江下游入海处, 其值分别为 6.44、7.15, 南海为锋消区。5 月 26~28 日 (图 4b), 华南为锋生区, 中心值为 6.32。6 月 9~11 日 (图 4c) 华南地区 $F_2 + F_3$ 依然大于零, 为锋生区, 华南东部、西部各有一个大值中心, 中心值为 4.45、3.86。以上结果表明在这 3 次暴雨过程中华南均为锋生区, 并且随时间的向前推移, 中心值逐渐减小, 这可能是由于 5 至 6 月冷空气南下过程中强度逐渐减弱, 因而使锋生减弱所致。Kato 曾计算了日本等地区 4、5 月 $F_2 + F_3$ 的平均分布^[13], 得出 5 月的锋生函数值比 4 月小, 与本文结论是一致的。当然, 本文的锋生过程与中纬度地区冬季的冷锋相比, 还要弱得多。

观察这 3 次过程逐日的 $F_2 + F_3$ 分布 (图略) 可见, 锋生区中心位置与地面锋区位置对应, 雨区主要位于锋生区前方。这表明暴雨不仅与冷空气南下活动有关, 而且还和其他因素有关, 如暖空气活动等。

对 F_2 、 F_3 亦分别作了计算, 分析它们对锋生的贡献大小 (图略)。 F_2 、 F_3 分别随冷锋的不断南下而向南移动。分析发现, 对于华南地区的锋生过程, 形变项 F_3 的贡献似乎比散度项 F_2 大些。

3.3 视热源 Q_1 与视水汽汇 Q_2 的计算

从云图的素描图分析可见, 积云对流在降水过程中有很重要的贡献。但由于观测手段的限制, 尤其是资料分辨率的影响, 要直接来计算积云的作用是很困难的。为此, 采用计算视热源 Q_1 与视水汽汇 Q_2 的方法来估计积云整体的贡献^[14]。

Q_1 与 Q_2 的定义如下:

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\kappa} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] = Q_{1t} + Q_{1h} + Q_{1w},$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial}{\partial t} q + \nabla \cdot q \bar{v} + \frac{\partial q \bar{\omega}}{\partial p} \right) = Q_{2t} + Q_{2h} + Q_{2w},$$

其中, 等式的右边第一项 Q_{1t} 与 Q_{2t} 为时间变化项, 第二项 Q_{1h} 、 Q_{2h} 分别为水平平流项、水平通量项, 第三项 Q_{1w} 与 Q_{2w} 分别为垂直平流与垂直通量项。

本文对 1979 年 (FGGE) 前汛期 3 次华南暴雨过程分别计算出各层 (图略) 和整层的 Q_1 与 Q_2 分布, 根据 Q_1 和 Q_2 分布, 试图来推论降水的性质。同时还分别计算了 Q_{1t} 、 Q_{1h} 、 Q_{1w} 、 Q_{2t} 、 Q_{2h} 、 Q_{2w} 等各项。图 5a、b 为 5 月 11 至 15 日 5 天平均的 Q_1 、 Q_2 分布图, 华南 Q_1 大于零, Q_2 也为正, 海南岛附近有极值 $175 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, Q_{1t} 与 Q_{1h} 为小项, Q_{1w} 大些。 Q_2 中, Q_{2t} 与 Q_{2h} 为小项, Q_{2w} 大些。图 5c、d 为 5 月 26 至 28 日 3 天平均的 Q_1 、 Q_2 分布图, 华南 Q_1 大于零, 中心值为 $105 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, Q_2 大于零, 中心值为 $231 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。对 Q_1 中三项分布, Q_{1t} 与 Q_{1h} 在华南为负, Q_{1w} 为正, 中心值为 $203 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。 Q_2 中, Q_{2t} 贡献小, Q_{2h} 与 Q_{2w} 对华南影响差不多。图 5e、f 为 6 月 9 至 11 日 3 天平均的 Q_1 、 Q_2 分布图, 华南大部 Q_1 值大于 0, 而几乎整个华南地区, Q_2 为大值区, 最大中心值为 $247 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。其中分项计算的结果表明, Q_1 中, Q_{1t} 和 Q_{1h} 对华南影响小, Q_{1t} 为负贡献, Q_{1w} 是 Q_1 的主要贡献项, Q_{1w} 在华南为大值

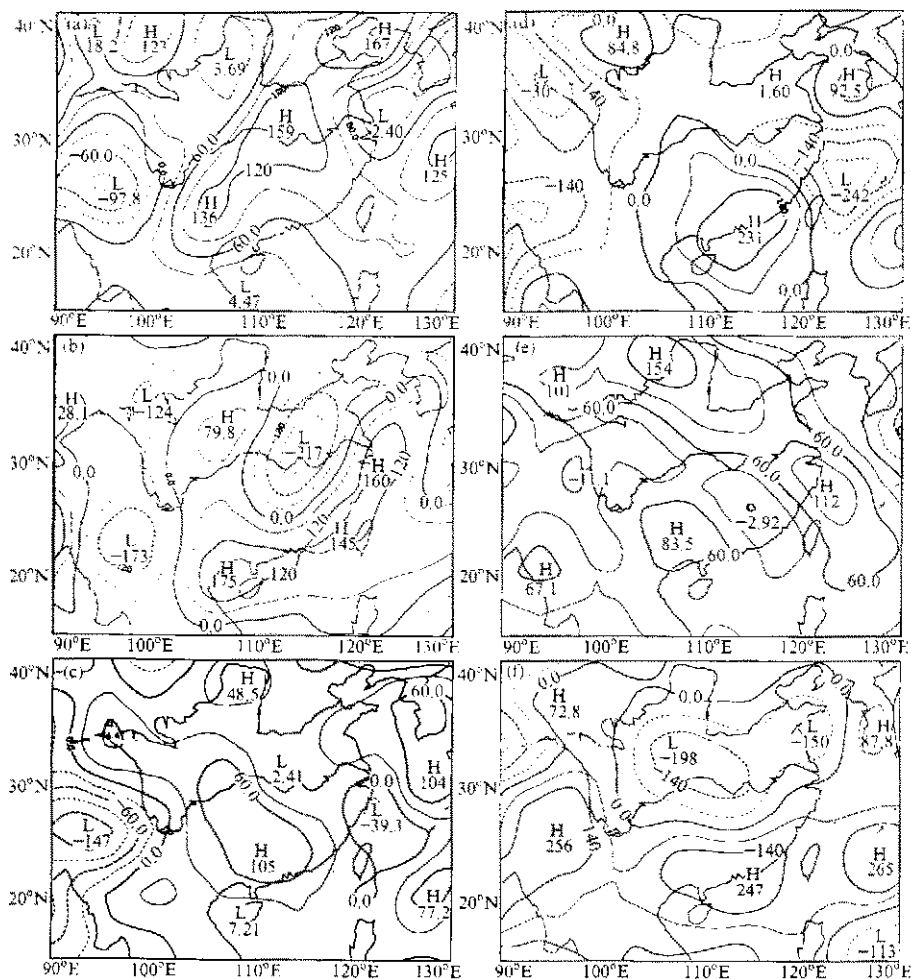


图5 视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 的整层分布(单位: $W \cdot m^{-2}$)

(a) Q_1 和(b) Q_2 , 1979年5月11日~15日5天平均; (c) Q_1 和(d) Q_2 , 1979年5月26日~28日3天平均; (e) Q_1 和(f) Q_2 , 1979年6月09日~11日3天平均

带。 Q_2 中, Q_{2h} 对华南贡献大, Q_{2l} 小于零。

总之, FGGE 期间华南前汛期3次降水过程华南均为视热源和视水汽汇大值区域。但3次过程的具体形式又有差别。5月11至15日, 华南地区 Q_1 与 Q_2 相近, 这说明加热来自于锋区, 由于层积云内水汽凝结导致潜热释放。另两次过程 Q_1 与 Q_2 差值增大, Q_2 大于 Q_1 , 这是因为5月至6月属季节过渡, 冷空气影响减弱, 连续性锋面降水渐弱, 积云对流发展, 对流活动旺盛。这3次过程中, Q_2 逐渐增大, 说明热量和水汽的对流输送过程逐渐加强, 与潜热释放有关的对流性降水加强。从云图上也可看出, 5月11至15日强对流云团量少, 后两次强度较大。

4 大尺度环流背景的特征分析

4.1 夏季风的推进与间隙

由于资料的缺乏，也由于季风本身的复杂性，长期以来不少国外学者认为亚洲季风，即是印度西南季风，甚至认为东亚季风仅是印度季风的延伸。事实上，东亚季风与印度季风是两个分支，它们既有联系又存在重要的差别^[15~17]。我国华南正位于季风的活跃区域，夏季风对华南前汛期暴雨的贡献尤为突出，因而，有必要研究 1979 年华南前汛期暴雨与夏季风的关系。

图 6a~f 上，假相当位温(θ_{sc})可反映夏季风活动状况，在这里将 850 hPa 上 340 K

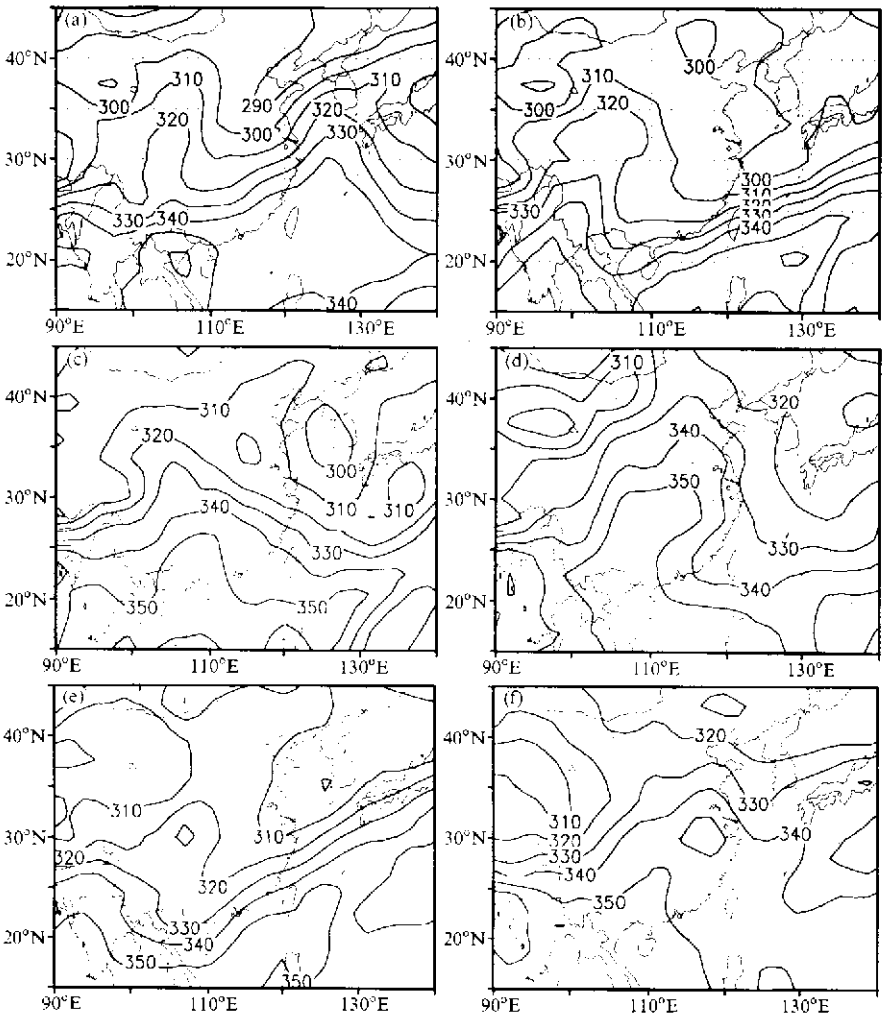


图 6 850 hPa 假相当位温场

(a) 1979 年 5 月 07 日 00 时; (b) 1979 年 5 月 19 日 00 时; (c) 1979 年 5 月 26 日 00 时;
(d) 1979 年 6 月 04 日 00 时; (e) 1979 年 6 月 12 日 00 时; (f) 1979 年 6 月 19 日 00 时

线设为特征线, 代表夏季风控制区的前沿。从 5 月 1 日至 6 月 30 日 850 hPa 上 θ_{se} 分布图可看出该年华南前汛期 3 次暴雨过程中东亚夏季风与高纬的冷空气在华南的交绥情况。(1) 5 月 10 日以前, 340 K 线位于华南, 呈东西向, 比较平直。5 月 11 日中高纬的冷空气加强南侵, 340 K 线被分为两段, 华南西部沿海一带 θ_{se} 小于 340, 冷暖空气交绥在华南, 使华南开始出现前汛期的第一场强降水, 冷空气不断加强, 340 K 线不断南撤, 16 日后已移至南海, 华南为干冷空气控制, 一次降水结束。(2) 20 日后, 西南气流又开始活跃, 340 K 线逐渐向北推移至华南, 25 日开始冷空气又南侵, 华南开始第二次降水, 但这次冷空气较弱, 而且又很快北退, 340 K 线位于华南。(3) 6 月 9 日后冷空气又开始南侵, 与暖湿的夏季风西南气流在华南相遇, 形成前汛期的第三次暴雨, 冷空气继续南移, 6 月 11 日暴雨结束。340 K 线退至南海, 直到 6 月 19 日印度季风爆发, 才又北移, 渐推至长江流域, 与中高纬南下的冷空气作用形成梅雨, 华南上空则全为暖湿的西南气流控制。此时, 印度西南季风深入我国内陆。此后, 印度季风的作用也不可忽视。

为了解南海地区不同区域中环流系统的重要性, 我们分别选取了西沙 ($16^{\circ}50'N$, $112^{\circ}20'E$) 和相当于现在永暑礁 ($9^{\circ}23'N$, $112^{\circ}53'E$) 所在位置上的地面风资料, 以分别反映南海北部和南部海面的情况。可以看到, 在这一时期中, 并不是整个南海区域同等重要。在南海北部和中部 (图 7a), 与暴雨相伴, 至少有 3 次南风加强的过程。而在南海南部这种现象反映不够明显 (图 7b)。当然, 这不能说永暑礁不重要, 也许是这一年中南半球跨赤道气流还不太强的缘故。因此, 研究南海季风与华南暴雨之间的关系, 似乎以对南海地区进行分区讨论为好。

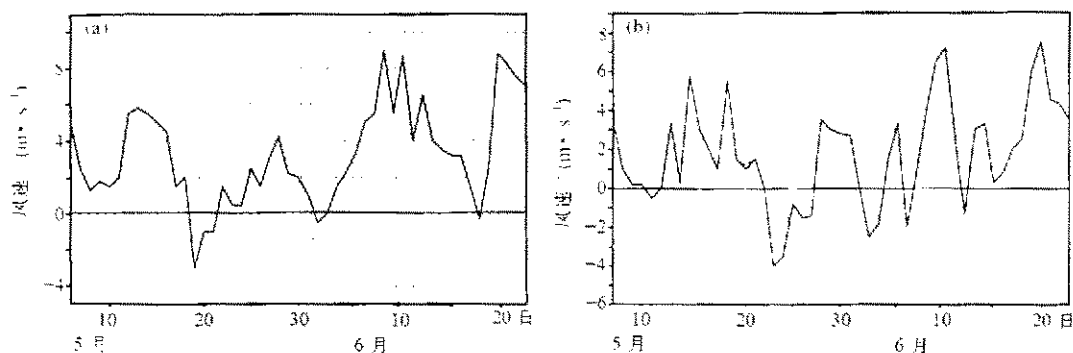


图 7 西沙与永暑礁 5~6 月 850 hPa 经向风随时间变化图
(a) 西沙 ($16^{\circ}50'N$, $112^{\circ}20'E$); (b) 永暑礁 ($9^{\circ}23'N$, $112^{\circ}53'E$)

4.2 冷空气活动及其影响

对华南暴雨而言, 除了暖湿空气的作用外, 中高纬度冷空气的影响亦至关重要。图 8 是 1979 年 4 至 6 月 $110^{\circ}E$ 、 $120^{\circ}E$ 、 $130^{\circ}E$ 3 个经度上地面锋位置的时间-纬度剖面图, 我们对之略作比较。图中黑点是由每日 00 时和 12 时地面锋在这 3 个经度上的位置 (纬度) 确定的。

4 月份 3 个经度的锋面活动都比较活跃, 是一次次冷锋由中高纬生成渐渐南移过

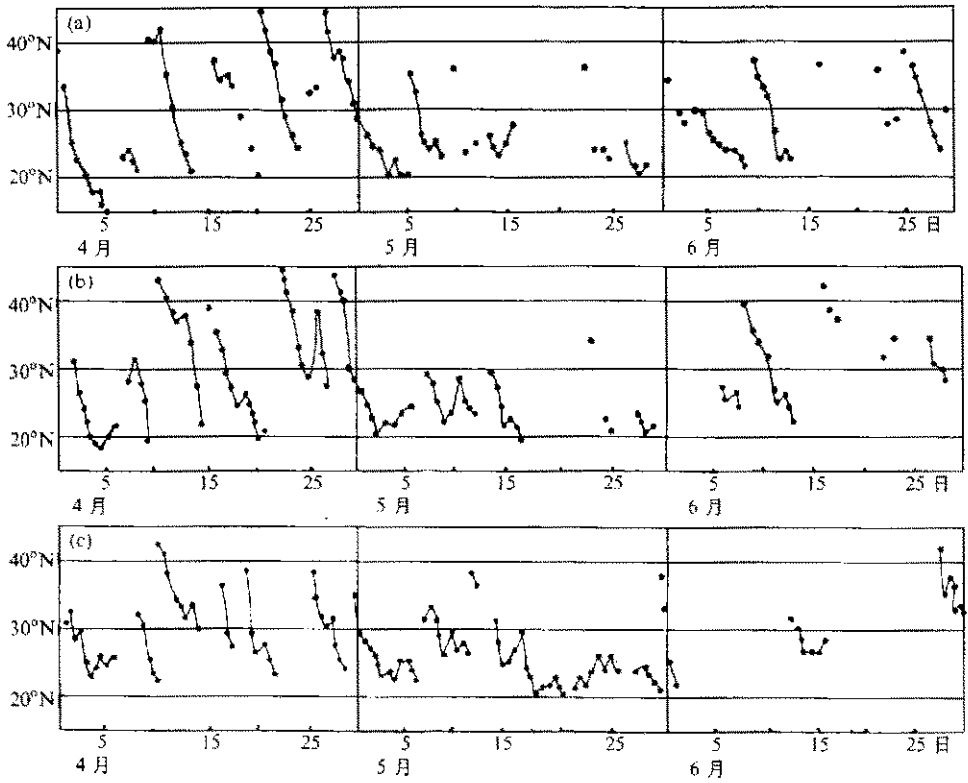


图8 1979年4~6月的锋面活动
(a) 110°E; (b) 120°E; (c) 130°E

程。4月120°E处有3次锋面南侵过程，其锋面可到达20°N以南，5月有一次锋面达20°N以南，6月锋面则不能到达20°N以南，这可说明4至6月冷空气南侵势力由强变弱。对130°E 4~6月锋面从未到过20°N以南，可见中高纬冷空气在南下过程中对不同经度影响不同。另外，影响我国大陆的锋面是与蒙古至西伯利亚一带生成的冷锋南移有关，而影响日本的锋面是在30~40°N间由天气尺度扰动所引起的锋面南移所致。

与1994年6月华南大暴雨的锋面（或切变线）停滞少动相比^[18,19]，1979年前汛期的这3次降水过程的锋面并不完全具有准静止性，而是冷锋南移至华南，冷暖空气对峙，锋面维持摆动，产生暴雨。例如6月9至11日那次过程，锋面由北向南移动，在25°N左右并未维持很长时间就南移入海。这次暴雨过程是一次较快南下冷锋造成的降水。从 $F_2 + F_3$ 图上也可看出，在这3次过程中日本岛南部（25°N, 135°E）附近总是对应一片锋生区，而在华南，锋生值由负变正，锋生区也随锋面南移而南移。

4.3 水汽供应能力及其源地的诊断

关于华南前汛期暴雨区的水汽源地，已有人进行过一些讨论，但多是讨论一些平均状况^[20]。为了对1979年华南前汛期暴雨期间水汽来源作出估计，我们除了对中低层各层的水汽状况进行计算外，又对南海及其邻近区域整层水汽的收支状况进行了计算。首先，对5月26~28日、6月9~11日这两次暴雨过程分别计算500、700和850 hPa 3

层上的水汽通量和水汽通量散度。

从水汽通量图可以清楚地估计出水汽的主要源地。5月26日00时至28日00时(图略)850 hPa水汽通量大值区位于华南、孟加拉湾和西太平洋等区域,孟加拉湾、南海对华南的水汽输送已很重要,西太平洋对华南的水汽输送不太明显。27日,500 hPa以下整个华南为辐合区,850 hPa辐合最大(图9a),华南沿海至南海有一水汽通量的极值带,呈东西向,中心位于华南沿海。27、28日850 hPa水汽通量极值带与水汽辐合中心均向东南移动,移至华南东部沿海。另一个例中,6月9~11日(图9b)水汽通量散度的分布与5月26~28日相近,南海至西太平洋为水汽通量输送带,水汽通量辐合中心也渐渐移至华南,又东移至沿海,与雨带的活动一致,与5月不同的是西太平洋对华南的水汽输送比较明显,应该说在不同时段,孟加拉湾、南海、西太平洋对华南的水汽输送的重要性是各不相同的。

为具体讨论整个南海地区的水汽输入输出情况,又计算(5~21°N, 105~131°E)范围的4个边界上整层的水汽输送及辐合强度(见表1)。

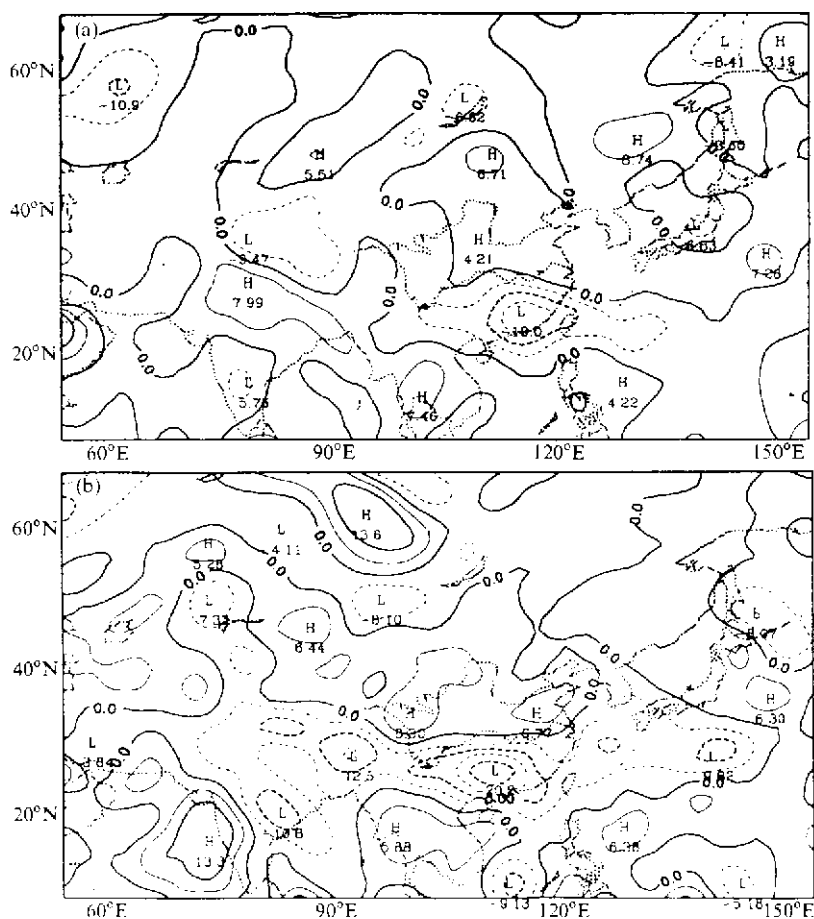


图9 850 hPa水汽通量散度(单位: $10^{-8} \text{ s} \cdot \text{g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(a) 1979年5月27日; (b) 1979年6月10日

表 1 (5~21°N, 105~131°E) 范围的 4 个边界上整层的水汽输送及辐合强度

$\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

	南边界	北边界	西边界	东边界	辐合量	输入总量	输出总量
5 月 11 日	+36	-1408	-448	+2860	-1.89×10^6	+2896	-1856
5 月 12 日	+1134	-1822	+748	+2980	-11.2×10^6	+4862	-1822
5 月 13 日	+1036	-2312	+1970	+1634	-7.2×10^6	+4640	-2312
5 月 14 日	+656	-2036	+1540	+896	-3.0×10^6	+3092	-2036
5 月 15 日	+116	-2480	+2694	+954	-1.5×10^6	+3764	-2480
5 天平均	+596	-2011	+1301	+1865		+3851	-2101
5 月 26 日	+264	-900	+1884	-870	-7.0×10^7	+2148	-1770
5 月 27 日	+364	-1632	+1982	-1020	$+3.86 \times 10^6$	+2346	-2652
5 月 28 日	+456	-1300	+1928	-1548	$+2.26 \times 10^6$	+2384	-2848
3 天平均	+361	-1277	+1931	-1146		+2293	-2423
6 月 9 日	+550	-2160	+1270	+1740	-1.6×10^7	+2560	-2160
6 月 10 日	-446	-2160	+964	+2638	-4.8×10^7	+3602	-2626
6 月 11 日	-750	-2528	+414	+2546	$+5.04 \times 10^6$	+2960	3378
3 天平均	-222	-2316	+549	+2308		+3041	-2721

注: +: 输入, -: 输出; 辐合量的单位为 $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

这 3 次暴雨过程中, 4 个边界的情况: (1) 西边界除 5 月 11 日外, 都为水汽输入, 并在强暴雨日输入最大, 6 月 9~11 日这次过程比前两次过程输入量相对要小; (2) 东边界 5 月 11~15 日和 6 月 9~11 日这两次过程为水汽输入, 5 月 26~28 日则为水汽输出, 可能是 26~28 日副热带高压位置比较偏东, 副高南侧的偏东气流难于输送水汽至华南; (3) 对南边界, 第一、二次过程均为输入, 6 月 10~11 日有弱的输出; (4) 北边界 3 次过程均为输出, 表明从低纬洋面向大陆有水汽输送。整个区域水汽通量的辐合情况是 5 月 11~15 日为辐合区, 水汽输送集中, 东、西和南侧的输入大于向北的输出, 表明水汽来自南海及南海周边的区域。后两次过程均由辐合转为辐散, 向北的输送仍明显, 说明南海地区本身提供了大量的水汽, 是不可忽视的水汽源地之一。总之, 5 月 11~15 日、6 月 9~11 日这两次过程华南水汽来自于东、西、南边界, 即来自于孟加拉湾、南海, 也有西太平洋副热带高压南侧偏东气流的输送, 5 月 26~28 日水汽来自于西、南边界, 即孟加拉湾、南海的输送, 这与上面对水汽通量与水汽通量散度计算得到的结论一致。与过去计算过的平均状态比较起来量级相当, 但不同个例之间的差别是明显的。

5 结论与讨论

通过使用 FGGE 资料, 对 1979 年 5~6 月夏季风爆发背景下, 华南前汛期暴雨两个例作了较为系统的研究, 更加认识到华南前汛期暴雨过程的复杂性。通过研究, 得出初步结论:

(1) 华南前汛期暴雨与季风环流有很密切的关系。5 月份南海季风的爆发预示着华南前汛期暴雨的开始。这比印度季风爆发(6 月)的时间要早, 因此, 东亚季风与印度

季风应属两个既相联系又相互独立的系统。1979 年南海季风 3 次向北推移, 而其间又出现多次间隙, 这与 3 次暴雨过程的起始与结束有直接的联系。这种现象在南海北部和中部尤其明显。

(2) 诊断表明, 华南前汛期暴雨的水汽供应来源较为复杂。并未如过去某些研究者认为那样, 水汽主要来自孟加拉湾等地区。事实上, 不同个例和不同的时段是很不相同的。应当注意到, 南中国海和西太平洋亦是重要的水汽供应源地。

(3) 华南前汛期暴雨是一种中低纬系统相互作用的结果。除了热带季风环流的影响外, 中高纬冷空气也有明显的作用。每日连续的地面锋位置分布揭示, 上述 3 次暴雨过程均不同程度地与锋面活动有关。虽然每次锋面过程均发现与锋生区相对应, 但华南前汛期暴雨多见于锋前暖区内。

(4) 由视热源和视水汽汇的计算显示, 在 3 次暴雨过程中, 华南地区的视热源和视水汽汇项有明显的作用。整层的计算表明, 积云对流所形成的对流凝结加热的作用是不可忽视的。

(5) 云系分布的分析结果表明, 华南前汛期暴雨的雨区实质上包含有若干 β 中尺度系统, 它们是暴雨的直接影响系统。因而, 今后应采用华南暴雨试验最新的加密观测资料, 利用更高分辨率的 α 中尺度模式, 甚至 β 中尺度模式对其进行模拟, 深入分析这些系统发生、发展的物理机制, 从而有可能对华南前汛期暴雨预报的改进作出贡献。

应当注意到, 南海季风与华南前汛期暴雨均存在着明显的年际变化。因此, 1979 年 (FGGE 期间) 的情况, 不可能概括华南前汛期暴雨的全部内容。譬如, 南海中部和北部是否存在着一些对流活动发展的活跃区, 是否可认为它们与华南暴雨有直接的关系; 为什么 1994 年 6 月华南大暴雨的对流系统相对静止少动, 而 1979 年华南的对流系统多移动性; 华南地区暴雨的锋面动力学问题有何特色。这诸多问题有待进一步研究。

参 考 文 献

- 1 陶诗言, 中国之暴雨, 北京: 科学出版社, 1980.
- 2 《华南前汛期暴雨》编写组, 华南前汛期暴雨, 广州: 广东科技出版社, 1986.
- 3 李真光等, 华南前汛期暴雨的成因与预报问题, 华南前汛期暴雨文集, 北京: 气象出版社, 1981, 1~8.
- 4 马群飞、赵思雄, 台湾地区中尺度试验期间梅雨锋及其对流云团的研究, 大气科学, 1993, 17(2), 173~184.
- 5 Chen, Y-L., Some synoptic-scale aspects of the surface front over southern China during TAMEX, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, 121(1), 50~64.
- 6 Chen, G. T. J. and C. P. Chang, the structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Meiyu) over South eastern China and Japan, *Mon. Wea. Rev.*, 1980, 108, 942~953.
- 7 Kato, K., On the abrupt change in the structure of the Baiu Front over the China continent in late May of 1979, *J. Met. Soc. Japan*, 1985, 63(1), 20~35.
- 8 Sanders, F., An investigation of the structure and dynamics of an intense surface frontal zone, *J. Met.*, 1955, 12, 542~552.
- 9 Hoskins, B. J. and F. P. Bretherton, Atmospheric frontogenesis models: Mathematical formulation and solution, *J. Atmos. Sci.*, 1972, 29, 11~37.
- 10 Ogura, Y. and D. Partis, Structure of the cold front observed in SASEME-AVE and its comparison with the Hoskins-Bretherton frontogenesis model, *J. Atmos. Sci.*, 1982, 39, 2773~2792.
- 11 李振军、赵思雄, 东亚春季强冷锋的结构与动力学诊断 I. 冷锋结构分析, 大气科学, 1996, 20(6), 662~

672.

- 12 李振军、赵思雄, 东亚春季强冷锋的结构与动力学诊断 II. 动力学诊断, 大气科学, 1997, **21**(1), 91~98.
- 13 Kato, K., Season Transition of the lower level circulation systems around the Baiu Front in China in 1979 and its relation to the northern summer monsoon, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **67**(2), 249~265.
- 14 Yanai, M. S., S. Eshensen and J. Chu, Determination of bulk properties of tropical cloud cluster from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, 1973, **30**, 611~627.
- 15 Pearce, R. P. and U. C. Montanty, On set of the Asia summer monsoon during 1978-1982, *J. Atmos. Sci.*, 1984, **41**, 1620~1639.
- 16 Tao Siyan and Chen Longxun, A review of recent research on East Asian summer monsoon in China, in: *Monsoon Meteorology*, Oxford University Press, 1988, 60~92.
- 17 Zeng Qingcun, Zhang BangLin, Liang Youlin and Zhao Sixiong, East Asian summer monsoon — a case study, *Indian Natn. Sci. Acad.*, 1994, **60**, A, No.1, 81~96.
- 18 陶诗言, 1994年东亚夏季风活动的异常与华南特大洪涝灾害 I. 大气环流的异常, 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, 1996, 1~5.
- 19 李玉兰、杜长萱、陶诗言, 1994年东亚夏季风活动的异常与华南特大洪涝灾害 II. 1994年两广特大暴雨的天气分析, 1994年华南特大暴雨洪涝学术论文集, 北京: 气象出版社, 1996, 6~13.
- 20 陈世训, 高绍风, 杨崧, 5~6月长江以南地区和南海的水汽输送与平衡, 全国热带夏季风学术会议文集, 昆明: 云南人民出版社, 1982, 111~123.

Heavy Rainfalls in South China and Related Circulation during First GARP Global Experiment Period

Chen Hong and Zhao Sixiong

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract During the First GARP Global Experiment (FGGE) period of 1979, about three heavy rainfalls occurred in South China. In this paper, a diagnostic study is conducted. The conclusions are the followings: (1) The heavy rainfalls during FGGE period were the result of the interaction between middle and lower latitude systems. Besides the influence of tropical summer monsoon, cold air from middle and higher latitudes also played an important role in the rainfalls. (2) The three rainfall processes were related with the activities of fronts. In each case, the front corresponded to the frontogenetical area and the heavy rainfall occurred near the front or during front passage. (3) Computations show that, Q_1 and Q_2 contributed significantly to these rainfall processes of the area of South China, and the convective condensation heating caused by columns convection also played an important role in the rainfalls. (4) Heavy rainfalls in South China are associated closely with monsoon circulations. During pre-rainy season in 1979, the South China Sea monsoon pushed northwards three times, three rainfall processes had a direct relationship with these activities. (5) The moisture source areas of these rainfall processes are analyzed. It should be noticed that not only the Bay of Bengal, but also the South China Sea and the West Pacific are important moisture source areas. (6) The analysis of the cloud systems indicates that the meso-scale convective cloud clusters provide very favorable conditions to the occurrence of heavy rainfalls.

Key words: heavy rainfall; convective cloud clusters; frontal systems; monsoon circulation