

华南持续性暴雨的大尺度降水条件分析

胡亮¹, 何金海¹, 高守亭²

(1. 南京信息工程大学 大气科学学院, 江苏 南京 210044; 2 中国科学院 大气物理研究所, 北京 100029)

摘要: 利用 1958—2004 年 NCEP/NCAR 全球逐日再分析格点资料和同期我国华南地区 45 站的逐日降水资料, 从水汽条件、不稳定能量及抬升条件对发生在华南地区的 157 个持续性暴雨进行分析, 并结合各自的爆发时间, 对暴雨进行分类, 讨论了不同类型华南持续性暴雨的形成原因。

关键词: 持续性暴雨; 华南; 水汽通量; E_{cape} 通量; 西南急流

中图分类号: P456 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-2022(2007) 03-0345-07

An Analysis of Large-Scale Condition for Persistent Heavy Rain in South China

HU Liang¹, HE Jin-hai¹, GAO Shou-ting²

(1. School of Atmospheric Sciences NUIST, Nanjing 210044 China)

(2. Institute of Atmospheric Physics Chinese Academy of Sciences Beijing 100029 China)

Abstract The analysis of persistent heavy rain in South China is performed using the daily precipitation data of 45 stations in South China and the NCEP/NCAR reanalysis daily data from 1958 to 2004. 157 persistent heavy rains in South China are divided into three categories according to water vapor transfer, unstable energy and lifting condition, and their formation mechanism are discussed.

Key words persistent heavy rain, South China, vapor flux, E_{cape} flux, southwest jet

0 引言

华南地区受热带季风和副热带季风的共同影响, 是我国雨量最充沛的一个区域。与国内其他地区相比, 其平均年雨量最大、暴雨次数最多, 且雨季也最长, 其中华南汛期暴雨对华南降水有着重要作用。而华南持续性暴雨(简称持续性暴雨, 下同)则由于持续时间长、范围大、降水量大, 对华南雨季汛期的洪涝有着直接影响, 故历来受到重视。一方面, 持续性暴雨作为一种深厚对流, 其发展必须具备 3 个条件, 即充足的水汽供应、存在不稳定、有一定的抬升条件, 三者缺一不可^[1]。另一方面, 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联系^[2]。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^[3-4]。持续性暴雨则由于其时、空尺度相对较大而

对大尺度环流更加具有依赖性。

我国气象学家对持续性暴雨的成因做了不少的研究^[5-9]。但是, 已有的研究大多是典型的个例分析, 对持续性暴雨的成因分析少有普适性。事实上, 持续性暴雨在我国华南每年都要发生几次, 其发生时间也有很大不同, 从 3 月到 10 月都有可能。因此, 本文利用 1958—2004 年共 47 a 的 157 个持续性暴雨, 从大尺度环境场对持续性暴雨的水汽供应、不稳定能量输送和大尺度抬升条件的异同, 结合持续性暴雨的爆发时间, 对它们进行分类合成, 并分析不同类型的持续性暴雨的成因。

1 资料和方法

1.1 资料

本文所用资料包括: (1) 1958—2004 年共 47 a 中国 720 多个地面台站的逐日降水资料; (2) 同期 NCEP/NCAR 的水平风场、温度、位势高度、比湿及

收稿日期: 2006-03-17; 改回日期: 2006-05-19

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目 (2004CB418303; 2004CB418301); 中国科学院海外杰出学者基金 (2005-2-18)

作者简介: 胡亮 (1982-), 男, 江西新余人, 硕士, 研究方向: 季风与降水, huliang2004y@nuist.edu.cn

地面气压的逐日再分析格点资料,分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

1.2 持续性暴雨时段的定义和分类

为了研究华南持续性暴雨,挑取两广地区降水资料时间长度达到 47 a 的共 45 个站来代表华南,它们的地理分布如图 1a 所示。

本文定义所选 45 个站中只要有一个站发生暴雨(日降水量 ≥ 50 mm),就认为这天为华南暴雨日,华南暴雨日连续发生的时间 ≥ 5 d 且在这段时间内华南 45 站发生暴雨的总站次 ≥ 20 站,就认为这个时段为一个持续性暴雨时段。根据这个定义,华南在 1958—2004 年这 47 a 间共有 157 个持续性暴雨时段,它们都发生在华南汛期雨季,平均每年有 3.34 个。47 a 来持续性暴雨逐旬的个数分布如图 1b 所示。可以看到,持续性暴雨的个数呈双峰分布,6 月和 8 月最多,这与华南汛期的雨量分配是一致的;157 个持续性暴雨的平均降水强度为 16.77 mm (降水强度 = $\frac{45 \text{ 站总降水量}}{\text{持续天数} \times 45}$),降水强度最大的是 1959 年 6 月 10 日—15 日,为 31.82 mm;平均持续时间为 8.22 d 最长持续时间达 22 d 为

1994 年 7 月 11 日—8 月 1 日,它对造成 1994 年华南夏季 50 a 难遇的洪涝灾害有重要作用。

此外,本文还计算了不同时段华南总降水与同期持续性暴雨个数、持续天数和持续性暴雨降水量的相关系数(表 1)。

由表 1 可知:不管是华南前汛期,或是华南后汛期,或是整个华南雨季,持续性暴雨的个数、持续天数和持续性暴雨降水量与同期华南地区总降水都具有很好的相关性。持续性暴雨个数异常多(少)、持续时间异常长(短),降水量异常大(小)的年份,一般也就是华南降水异常多(少)的年份,即持续性暴雨对华南旱涝具有重要影响。

根据 157 个持续性暴雨的水汽通量、 E_{cape} 通量及抬升条件的异同,结合它们的爆发时间,本文将持续性暴雨大致分成 3 类:3 月中旬至 5 月上旬为第 1 类,47 a 年间共有 13 个持续性暴雨发生;5 月中旬至 7 月中旬为第 2 类,有 89 个持续性暴雨;7 月下旬至 10 月上旬为第 3 类,共有 55 个持续性暴雨发生。另外,发现各个持续性暴雨爆发后第 2 天的各类条件都满足得较好,同时,由于所定义的持续性暴雨至少持续 5 d 因此,分析持续性暴雨爆发后第 2

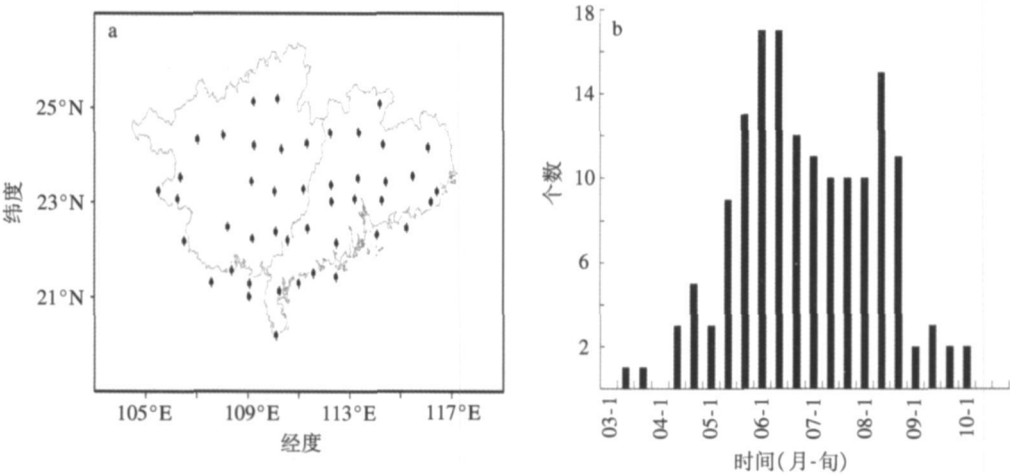


图 1 所选华南 45 站的地理分布 (a) 和持续性暴雨个数逐旬分布 (b)
Fig 1 (a) 45 stations selected in South China and (b) dekadal persistent heavy rain number in South China

表 1 华南总降水与持续性暴雨的相关

Table 1 Correlation coefficients between persistent heavy rain and total rainfall in South China

时段	华南总降水与 持续性暴雨个数	华南总降水与 持续性暴雨持续天数	华南总降水与 持续性暴雨降水量
华南前汛期 (4—6 月)	0.632 13	0.693 23	0.724 12
华南后汛期 (7—9 月)	0.609 95	0.675 35	0.734 29
华南雨季 (3—10 月)	0.691 16	0.701 42	0.744 15

天的环流背景, 对研究整个持续性暴雨具有一定的代表性意义。

2 水汽通量特征

持续性暴雨降水强度大, 持续时间长, 降水量非常大, 这必然要求有充足的水汽供应, 但各类持续性暴雨的主要水汽来源并不完全相同。

参照已有的研究结果^{[10][11]}, 为了分析持续性暴雨的水汽来源, 计算了垂直积分的水汽通量, 其计算方法为: 设在 p 坐标系中单位时间内通过垂直于风向的底边单位长度, 高为整层大气柱的面积上的总的水汽通量为 Q (单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), 则有

$$Q_x = - \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_{top}} q u \, dp, \quad (\text{纬向}) \quad (1)$$

$$Q_y = - \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_{top}} q v \, dp. \quad (\text{经向}) \quad (2)$$

其中: p_s 为地面气压; p_{top} 为大气柱柱顶气压 (取为 300 hPa); q 为比湿 (单位: $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$); g 为重力加速度。

根据以上定义, 绘制了合成后的各类持续性暴雨爆发后第 2 天的整层积分水汽通量图 (图 2)。

第 1 类持续性暴雨期间 (图 2a), 北半球的水汽

输送背景仍为冬季型, 此时夏季风还没有爆发, 东亚的水汽输送形势主要由北太平洋上的副热带高压决定, 副高南北两侧都为水汽输送强的区域, 其南侧的东风转向输送给持续性暴雨提供了良好的水汽条件。另外, 从孟加拉湾吹来的西风水汽输送对华南也有一定影响。从图 2a 中还可以看到, 此时索马里越赤道气流还没有发展, 西南水汽输送非常少。在这种水汽输送背景下, 持续性暴雨的水汽来源主要是北太平洋热带与南海地区, 其途径是由北太平洋热带地区吹来的东风在中南半岛附近转向, 经南海吹至我国华南。此时孟加拉湾的西风水汽输送起次要作用。

第 2 类持续性暴雨 (图 2b) 的水汽输送与第 1 类大不相同, 此时强大的索马里越赤道气流已经爆发, 它途经温暖潮湿的阿拉伯海、孟加拉湾南部和南海北部, 进入我国华南, 为持续性暴雨提供了充沛的西南水汽输送。另外, 在第 1 类持续性暴雨期间对华南降水起重要作用的东南水汽输送通道开始减弱东撤, 在图中可以看到水汽通量大于 $180 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域向东撤离了大约 15 个经度, 这部分水汽输送对第 2 类持续性暴雨已经起不到多大作用。

第 3 类持续性暴雨期 (图 2c), 华南进入后汛

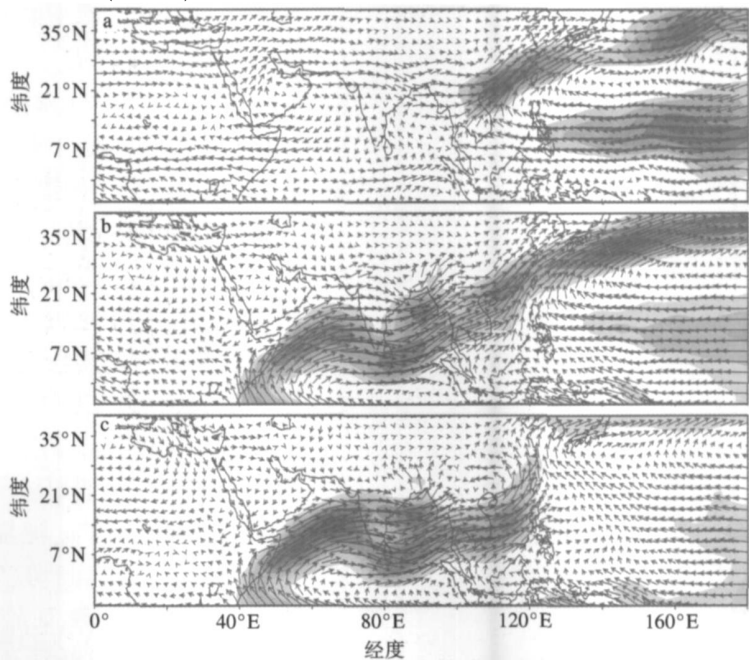


图 2 各类持续性暴雨爆发后第 2 天整层积分的水汽通量分布
(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 阴影区 $\geq 180 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
a 第 1 类; b 第 2 类; c 第 3 类

Fig 2 Three patterns of moisture flux on the second day after persistent heavy rain started
(units $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, shaded area means $\geq 180 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
a first category; b second category; c third category

期,本来向东走的索马里越赤道气流水汽通道,在向西南移动的强劲的西太平洋热带气旋的挤压引导下,转向北移,经过华南,从而为第 3 类持续性暴雨带来了大量水汽。与此同时,西太平洋东南水汽通量大于 $180 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域进一步东撤,已退至 160°E 以东,其对持续性暴雨的作用已可忽略不计。

3 E_{cape} 通量特征

虽然对流系统发展有时可以从环境风场中得到一部分动能,但事实上,不稳定能量的释放,是其发生发展所需能量的主要来源。对流有效位能 E_{cape} 为湿气块对流发展时所能获得的对流最大不稳定能量,对大气的对流发展有着积极作用。 E_{cape} 比传统意义上的对流不稳定能量更能恰当地表示出对流发展的强度,它作为对流发展的重要标志已经被直接或间接地投入业务使用^[12-14]。和水汽一样,一个地区上空大气所具有的不稳定能量是一定的,当它释放完后,为了维持暴雨的发生发展,就需要有新的不稳定能量来补充。而一个地区上空短时间内自身生成的不稳定能量毕竟是小量,因此,不稳定能量的水平输送就显得非常重要。

E_{cape} 作为大气不稳定程度的一个很好的量度,其定义为气块绝热上升时浮力做功引起其动能的改变,即

$$E_{\text{cape}} = \frac{1}{2} (\omega_{p_2}^2 - \omega_{p_1}^2) = \int_{p_1}^{p_2} dE = -R \int_{p_1}^{p_2} (T_{vi} - T_{ve}) d \ln p_b \quad (3)$$

为了考察持续性暴雨的不稳定能量来源,类似水汽通量,在式 (3) 中加入水平风 u, v 的作用,定义整层的 E_{cape} 通量:

$$E_{\text{cape}u} = \int_{p_1}^{p_2} u dE = -R \int_{p_1}^{p_2} (T_{vi} - T_{ve}) u d \ln p, \text{ (纬向)} \quad (4)$$

$$E_{\text{cape}v} = \int_{p_1}^{p_2} v dE = -R \int_{p_1}^{p_2} (T_{vi} - T_{ve}) v d \ln p, \text{ (经向)} \quad (5)$$

结合 E_{cape} 的物理意义,可知 $E_{\text{cape}u}, E_{\text{cape}v}$ 能够反映不稳定能量水平输送的大小。(3) ~ (5) 式中 ω 为垂直速度, R 为气体常数, p_1, p_2 分别为自由对流高度和平衡高度所对映的气压, T_{vi}, T_{ve} 分别为气块和环境大气的虚温, E 为垂直方向的动能。由于资料所限,当 $p_2 < 300 \text{ hPa}$ 时, p_2 取为 300 hPa 。 E_{cape} 的计算

采用文献 [15] 中的算法。

根据公式 (4)、(5), 本文绘制了各类持续性暴雨期间的 E_{cape} 通量分布 (图 3)。

何金海等^[16]、薛峰等^[17] 通过数值模拟和理论分析指出,北半球夏季澳大利亚高压冷空气的强弱对我国华南夏季暴雨有重要作用。在图 3b, 3c 中可以清楚地看到,起源于南半球澳大利亚高压、越过赤道、沿西太副高南侧向西、然后向北转向的东南风 E_{cape} 输送对持续性暴雨有重要影响,它构成了一条影响我国持续性暴雨的重要 E_{cape} 通道。另一条影响我国华南地区的 E_{cape} 输送通道是起源于孟加拉湾、中南半岛、南海北部的西风输送。其中前一条 E_{cape} 通道是由于起源于南半球澳大利亚高压的冷空气,在向亚洲吹的过程中,经过温暖潮湿的热带海表面,吸入大量热量和水汽,从而变得高温高湿极不稳定;而后者可能是由于青藏高原地区的地面感热加热,使得孟加拉湾、中南半岛与南海北部的海气、陆气温差大,从而使它们上空的温度梯度大,再加上有潮湿的印度西南风吹过,导致第 1、2 类持续性暴雨期间孟加拉湾、中南半岛、中国南海北部一带具有潮湿不稳定特征, E_{cape} 输送强盛。

从第 1 类持续性暴雨的 E_{cape} 输送背景 (图 3a) 可以看出,影响华南的 E_{cape} 主要是来自孟加拉湾、中南半岛和中国南海北部向东的 E_{cape} 输送。由于此时南半球澳大利亚高压处于发展阶段,西太平洋的东南 E_{cape} 输送很弱,它对持续性暴雨的作用微乎其微。

第 2 类持续性暴雨期 (图 3b), 孟加拉湾和南海北部的 E_{cape} 通量强中心相对于第 1 类向北移了大约 7 个纬度,其强度也有所减弱。同时,由于南半球澳大利亚高压的逐渐发展壮大,西太平洋的东南 E_{cape} 输送对持续性暴雨起到一定作用。此类持续性暴雨的 E_{cape} 来源由印度北部及南海北部的西风输送和西太平洋东南风输送共同组成。事实上,由第 2 类持续性暴雨期间各旬的 E_{cape} 通量分布 (图略) 可知,这类持续性暴雨期的前半部分 (5 月中旬至 6 月上旬) 西风 E_{cape} 输送更强一些,而后半部分 (6 月中旬至 7 月中旬) 东南 E_{cape} 输送更强。

随着北半球逐渐进入盛夏,孟加拉湾、南海上空的高低空温度梯度逐渐减小,对流不稳定能量也就越来越少,到第 3 类持续性暴雨期 (图 3c), 孟加拉湾、南海上空的 E_{cape} 通量强的区域已消失。而这个阶段澳高也已经发展成熟,华南的 E_{cape} 来源主要是西太平洋的东南风输送。

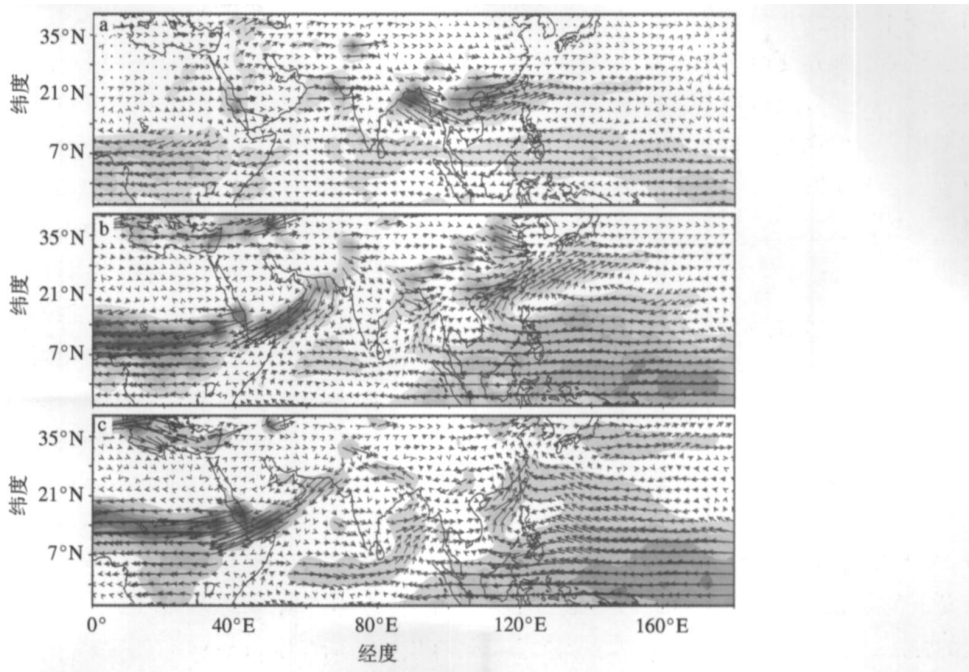


图 3 持续性暴雨爆发后第 2 天的 E_{cape} 通量分布
(单位: $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$, 阴影区 $\geq 2\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$)
a 第 1 类; b 第 2 类; c 第 3 类

Fig 3 Three patterns of E_{cape} flux on the second day after persistent heavy rain started
(units $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$, shaded areas means $\geq 2\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-3}$)
a first category b second category c third category

4 抬升条件

不稳定能量是一种潜在的能量,当没有外力抬升作用时,地面上的气块将不会自动上升,因而气层也不可能表现出它对气块有促进上升的能力。只有产生了某种触发抬升作用,使气块强迫抬升达到自由对流高度以上时, E_{cape} 才能释放出来,支撑气块加速上升,形成强大的对流系统。

华南地区独特的山区地形作用(包括对南下冷空气的阻挡作用、地形的动力抬升和喇叭口地形的收缩作用)、沿海海陆风作用为持续性暴雨提供了良好的抬升条件。另外,华南地区的低空急流对华南暴雨的形成有着重要作用,它不仅为暴雨开辟了一条水汽和能量输送通道,造成水汽的积聚和不稳定层积的形成,还由于它的非地转性所带来的天气系统的强烈发展以及中尺度波动,为暴雨提供了很好的触发机制。从多年统计关系得知,两广地区暴雨同低空急流的相关率都达 75% 以上^[2]。

图 4 为各类持续性暴雨的 850 hPa 风场,由图可以看到,前两类持续性暴雨爆发时,华南地区都位于低空西南急流控制之下,西南急流对这两类持续

性暴雨的抬升具有重要影响;随着华南进入后汛期,暴雨主要由西太平洋热带气旋引起,所以在第 3 类持续性暴雨的风场合成图上,低空西南急流已不再位于华南上空,此时持续性暴雨主要由西太平洋热带气旋触发引起。

为了更好地分析各类持续性暴雨的抬升条件,绘制了 300 hPa 与 925 hPa 水平散度场的高低空配置(图 5)。由图可以看到,无论是哪一种类型的持续性暴雨,不管是西南急流还是热带气旋作为对流系统上升的触发机制,华南地区 300 hPa 高空散度都为正值,而低空 925 hPa 散度都为负值。这种高层辐散、低层辐合的高低空配置,对持续性暴雨的发展和维持显然是十分有利的。

5 预报

分析各类持续性暴雨爆发前后的水汽通量和 850 hPa 西南急流的变化(图略)可以发现,除第 3 类持续性暴雨因是由热带气旋引起,水汽通量在暴雨爆发前后有较大变化外,其他两类持续性暴雨爆发前后,华南上空一直都是水汽通量大值区,前后无多大差别;西南急流则只在前两类持续性暴雨爆发

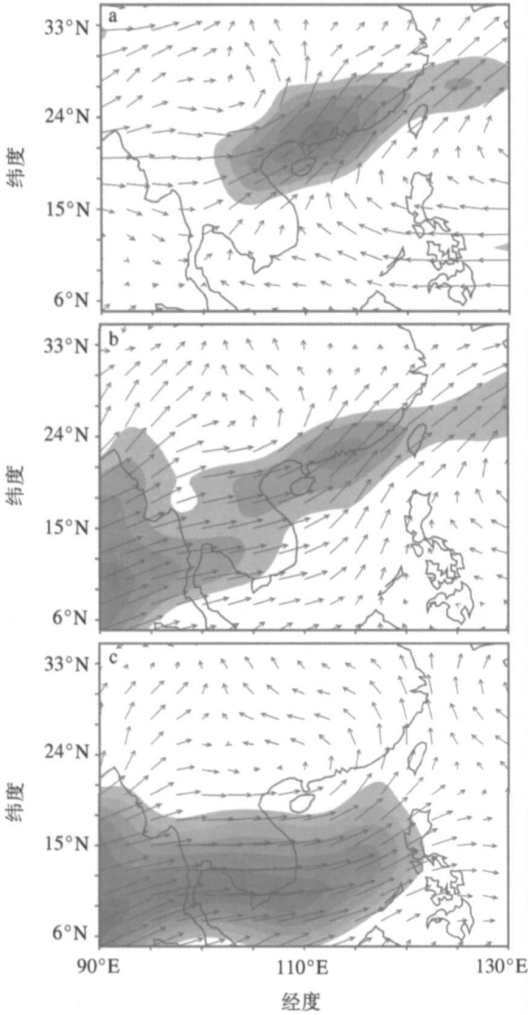


图 4 持续性暴雨爆发后第 2 天的 850 hPa 风场
(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 阴影区 $\geq 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)
a 第 1 类; b 第 2 类; c 第 3 类

Fig. 4 Wind fields on the second day after
persistent heavy rain started
(units $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, shaded area means $\geq 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)
a first category; b second category;
c third category

前后有较大不同,而对第 3 类持续性暴雨无多大预报价值。

而对比 3 类持续性暴雨爆发前后的 E_{cape} 通量图(图略)可知:当持续性暴雨爆发时,华南上空的 E_{cape} 输送明显增强;当持续性暴雨衰亡时, E_{cape} 输送急剧减弱,即 E_{cape} 通量对 3 类持续性暴雨的预报都具有重要意义。这正是本文引入 E_{cape} 通量的一个重要原因。

6 小结

本文给出了一个华南持续性暴雨的初步定义,根据这个定义,统计了近 50 a 来华南发生的 157 个持续性暴雨的水汽通量、 E_{cape} 通量、抬升条件特征,并结合时间把它们分为 3 类:

(1)第 1 类持续性暴雨的水汽主要来自西太平洋的东风转向输送,孟加拉湾的西风水汽输送起次要作用; E_{cape} 来自于孟加拉湾、中南半岛和南海北部的西风输送;西南急流对暴雨的触发起到重要作用。

(2)第 2 类持续性暴雨的水汽绝大部分来自南海上空的西南风输送,西太平洋东南气流的水汽输送对华南的贡献很小;起源于澳大利亚高压的东南风 E_{cape} 输送和印度北部、中南半岛和南海北部的西风 E_{cape} 输送共同对华南起作用;西南急流对这类暴雨有激发作用。

(3)第 3 类持续性暴雨主要由热带气旋引起,大部分水汽来自于索马里越赤道气流的西风转向输送;不稳定能量来自西太平洋的东南 E_{cape} 输送;热带气旋为这类持续性暴雨提供了良好的抬升条件。

参考文献:

[1] Wu Bing. Dynamical and microphysical retrievals from Doppler radar observations of a deep convective cloud [J]. J Atmos Sci, 2000, 57(2): 262-283.

[2] 陶诗言. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1980.

[3] 徐海明. 华南夏季降水与全球海温的关系 [J]. 南京气象学院学报, 1997, 20(3): 392-399.

[4] 池艳珍, 何金海, 吴志伟. 华南前汛期不同降水时段的特征分析 [J]. 南京气象学院学报, 2005, 28(2): 163-171.

[5] 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.

[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.

[7] 陈红, 赵思雄. 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分析 [J]. 大气科学, 2000, 24(2): 238-252.

[8] 陈红, 赵思雄. 海峡两岸及附近地区暴雨试验 (HUMEX) 期间暴雨过程及环流特征研究 [J]. 大气科学, 2004, 28(1): 32-47.

[9] 黄士松. 华南前汛期暴雨 [M]. 广州: 广东科技出版社, 1986.

[10] 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.

[11] 唐东升, 王建德, 刘文泉. 夏季华南降水与水汽输送气流及大气加热场的关系 [J]. 南京气象学院学报, 1994, 17(2): 148-152.

[12] Huntrieser H, Schiesser H H, Schmid W, et al. A new thunder

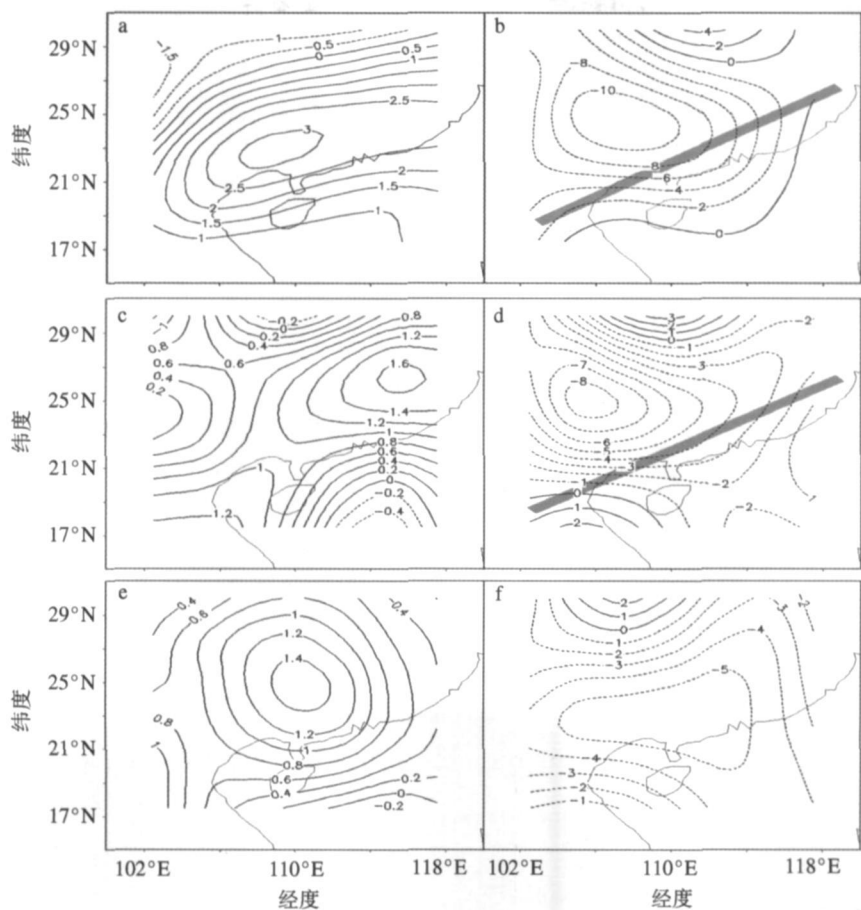


图 5 各类持续性暴雨爆发后第 2 天华南的高低空散度配置
(单位: $10^{-6} s^{-1}$, 粗实线为急流轴)

a 第 1 类, 925 hPa h 第 1 类, 300 hPa c 第 2 类, 925 hPa
d 第 2 类, 300 hPa e 第 3 类, 925 hPa f 第 3 类, 300 hPa

Fig 5 Three patterns of divergence at 925 hPa and 300 hPa on the second day after persistent heavy rain started
(units $10^{-6} s^{-1}$, the thick solid line in (b) and (d) denotes jet axis)

a first category at 925 hPa h first category at 300 hPa c second category at 925 hPa
d second category at 300 hPa e third category at 925 hPa f third category at 300 hPa

storm index for Switzerland[C] //18th conference on severe local storms San Francisco AmerMeteor Soc 1996: 255-259.

[13] Desautels G, Verret R. Canadian meteorological center summer severe weather package [C] //18th conference on severe local storms San Francisco AmerMeteor Soc 1996: 689-692.

[14] Huntrieser H, Schiesser H H, Schmid W A. Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland [J]. Wea Forecasting 1997, 12 (1): 108-125.

[15] 郑良杰. 中尺度天气系统的诊断分析和数值模拟 [M]. 北京: 气象出版社, 1989.

[16] He Jinhai, Li Jun, Li Yongping. Numerical experiment with processes for effect of Australian cold air activity on East Asia summer monsoon [J]. Acta Meteor Sinica, 1991, 49 (2): 162-169.

[17] 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风降水的影响 [J]. 科学通报, 2003 48 (3): 287-291