

江南地面热通量对江淮气旋暴雨影响的模拟研究^{*}

翟国庆 高 坤

(杭州大学地理系, 杭州, 310028)

摘 要

通过对一次江淮气旋暴雨两个例的数值模拟, 研究地面热通量与大尺度流型结合作用对气旋降水系统的影响。过程前期存在南北两大片地面热通量正值区, 北片位于气旋所在处及其前方, 南片位于上游低空急流处。模拟比较两片地面热通量的作用发现, 前期南片地面热通量, 特别是强潜热通量, 通过与其上空低空急流的共同作用, 对后期下游江淮气旋降水系统的加强起着更为重要的作用。对其机制的初步探讨表明: 由地面通量进入低层大气的水汽, 通过西南气流向长江中下游输送, 改变下游大气的温湿结构, 并通过积云对流和层状云雨潜热释放等非绝热过程, 促进后期气旋降水系统的发展。

关键词: 边界层, 地面热通量, 江淮气旋, 低空急流, 暴雨, 数值模拟。

1 引 言

许多研究已指出地面热通量对强风暴和气旋降水系统的发展有显著影响^[1-3], 其中一个重要问题是: 何时何地的地面热通量有利于气旋降水系统的发展, 其机制是什么? 从时间上看, 地面热通量对气旋发展的影响, 不能单纯由迅速发展阶段中的作用来判断, 更为重要的是气旋生成前的作用, 这一早期地面热通量向大气提供感热能和潜热能, 并通过大气流场重新分布, 建立起有利以后气旋发展的潜势, 一旦潜势释放, 就可以在无地面热通量的情况下产生气旋的爆发性发展^[4]。从空间上看, 同样不能单纯由系统发展当地面热通量的作用来判断。既然前期由地面向大气输送的热量和水汽要通过大气流场的重新分布来形成有利发展的环境条件, 那么前期地面加热与低层环流的空间恰当配置所引起的共同作用就显得十分重要。Benjamin^[3]曾指出某些天气形势下, 在干燥的墨西哥高原上受到强烈加热的空气, 当移到下游湿位势较冷的空气之上时, 会在下游形成强的逆温“盖”, 这一抬高的混合层逆温在大片区域内避免了雷暴的产生, 积蓄了不稳定能量, 风暴集中发生于这一逆温“盖”西北边界以下东南低空急流出口处, 这表明正是上游高原地面加热与低层环流相结合, 有助于形成下游强风暴的环境条件; Kuo 等^[1]也指出海上爆发性气旋早期地面热通量的大值区呈带状, 其轴线接近或平行于后期气旋路径, 且主要通量大值中心位于气旋中心前部; Nuss^[2]对亚洲气旋的研究工作也表明地面低压东北侧持续存

* 初稿时间: 1995 年 7 月 16 日; 修改稿时间: 1996 年 7 月 12 日。

资助课题: 国家自然科学基金 49335061 和浙江省自然科学基金 494029。

在的正地面热通量是有利于后期气旋爆发性发展的,这两项研究工作又强调了下游地面热通量的重要性。

在上一相关工作中^[5],利用中尺度模式对 1991 年 7 月 5-6 日一次江淮气旋暴雨过程,研究了地面热通量对气旋暴雨系统的影响,特别比较了气旋发展前和发展当时两个不同时段的地面热通量的作用。模拟结果表明地面热通量对气旋降水的强度有明显影响,而这一影响几乎完全是由强降水发生前一天白天的地面热通量所决定,正是这一早期的地面热通量加强了有利气旋降水系统发展的环境条件:边界层内中性或弱稳定层结和边界层顶以上中层不稳定层结,这样一种层结特征,在地面热通量消失后仍得以持续,对后期降水产生重要影响;另外该文也比较了地面感热通量和潜热通量的不同作用,发现地面感热通量通过对低层大气的加热使自由对流态的边界层得以发展,边界层内的强烈垂直混合造成能量(特别是水汽)在边界层顶附近集中,主要引起非对流层状云降水加强,而地面潜热通量则引起边界层(特别是低层)增湿,不仅为后期降水提供水汽,而且加强中低层层结不稳定,引起对流性降水的明显加强。在该文的基础上,进一步模拟研究前期地面热通量的空间分布与低层流场的配合作用,通常江淮气旋过程中,在其西南方上游存在一支低空急流,而 1991 年 7 月的这次个例自始至终在其上游的长江以南地区存在一支强西南风低空急流,且在气旋发展前,该急流所在地区存在强地面热通量,这片强通量区与未来气旋发展区附近的大片正通量区明显是不相联的两片,文中通过比较这两片热通量区的作用,着重研究上游低空急流与其下方的地面热通量共同作用对后期下游气旋降水系统的影响,并探讨其机制。

2 敏感性试验设计

采用具有高分辨边界层参数化方案的美国国家大气研究中心的中尺度模式^[6],水平格距 90km,计算范围是 31×31 格点,垂直分 15 层(其 σ 值为 0.995, 0.985, 0.97, 0.945, 0.91, 0.865, 0.81, 0.74, 0.65, 0.55, 0.45, 0.35, 0.25, 0.15, 0.05),在对流层低层 900hPa 以下有 5 层,以便对边界层过程的细致模拟;对于次网格尺度对流降水,采用 Anthes-Kuo 方案^[7];对于非对流层状降水,过饱和的水汽作为降水被排除,释放的潜热计入热力方程,在饱和层内不考虑蒸发;对行星边界层采用 Blackadar 的高分辨参数化方案^[8],其中地面温度 T_g 采用地面能量收支方程加以预诊,考虑净辐射、进入地下热通量、地面向上感热通量和潜热通量等作用;在高分辨边界层方案中,主要根据总体 Richardson 数,将边界层区分为两种湍流混合方式,一种是夜间方式,它通常是稳定或边缘不稳定状态,采用 K-理论计算通量和预报模式变量,下垫面通量只直接影响最低层大气;另一种是自由对流方式,在这种方式下,来自下垫面的强烈加热,使对流层低层出现高值地面热通量和超绝热层,在这样不稳定条件下,随着起源于最低层的上浮暖空气的上升,与其上边界层中各层空气交换热量水汽,从而加热增湿环境,此时垂直混合不只是由局地垂直梯度所决定,而是由整个混合层的热力结构所决定,在这种方式下,可模拟出真实的反梯度通量。该方案考虑了地面特征的真实变化,对每一格点指定一个土地使用指数,该指数代表一组地面参数的特定组合(包括反射率、水汽有效率、热惯性、发射率和粗糙度等),从而影响地面能量收支。

1991年7月5日到6日有一次江淮气旋过程,5日00时(UTC,下同)华西为一大低压,长江中下游低层为稳定的东西向低压槽和暖式切变控制,18h后,在低压槽内鄂西有低压气旋中心产生,然后向东北方向移,经皖中、苏中出海,其中心气压12h内下降了5hPa,伴随气旋的东移加深,在大别山以东淮河流域产生大暴雨,24h最大降水达165mm,同时在低压后部弱冷锋向东南移动过程中,产生一东北西南向的冷锋雨带,由皖中经湘西北伸向黔中,以5日00时为起始时刻,采用上述方案作了36h模拟,显然在气旋生成前,模式积分18h,计入了气旋生成前一天白天的地面热通量的作用,模式成功地模拟了江淮气旋的形成、加强和移动及其伴随的降水。

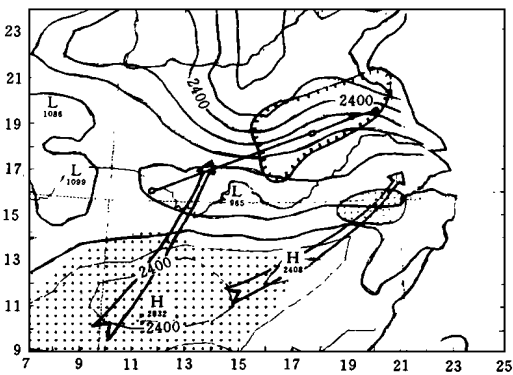


图1 1991年7月5日03时(UTC,下同)至12时10h累积地面热通量分布(单位: W/m^2) (图中圈点连线为后期气旋路径,锯齿线包围区为后期12-36h累积降水50mm以上的强降水区,空心箭头为5日08时850hPa低空急流轴,阴影区为850hPa风速大于16m/s区)

表1 敏感性试验一览表

试验名	试验内容
CTR	控制试验
NSX	全区无地面热通量试验
SNX	南片无地面热通量试验
NNX	北片无地面热通量试验

图1给出控制试验中气旋产生前一天白天的累积地面感热和潜热通量分布,显然地面热通量大致呈南北强中间弱的东西向分布,有两大块强正通量区,北块位于淮河流域,是主要强通量区,感热潜热通量均强,位于长江中下游低压槽和暖式切变的北侧,后期强降水区正位于该强通量区南侧通量梯度密集区,江淮气旋的路径也基本沿该区等通量线,气旋移入该密集区时明显加深;南块以潜热通量为主的热通量区强且范围大,几乎占据整个江南地区,且与低层大片大风速区基本相合,两支低空急流中,东面一支沿着强通量轴指向杭州湾,西面一支穿过强通量区指向长江中游,即未来江淮气旋发生地附近。为了比较南北两片强通量区对后期气旋降水的影响,以 $30^{\circ}N$ 为界,将模拟区域分为南北两片,分别进行了全区域无地面热通量和南片或北片无地面热通量等敏感性试验(见表1)。通过与控制试验对比,可以分别揭示全区地面热通量和南片或北片地面热通量对江淮气旋降水的影响。

3 分片地面热通量对气旋降水的影响

由过程降水总量的实况(图2a)和模拟情况看(图2b-e),控制试验(CTR,图2b)较为成功地模拟了这次江淮气旋的降水,雨带的分布和强降水中心区的位置及强度都与实

况基本一致,但当去除地面热通量后,降水模拟发生很大变化,全区无通量试验(NSX,图2c)的气旋降水明显减小,气旋后部的带状冷锋降水模拟较差,西段完全未能模拟出来;南片无通量试验(SNX,图2d)的降水模拟与全区无通量试验非常接近,而北片无通量试验(NNX,图2e)模拟的过程降水的分布型式则与控制试验接近,只是气旋降水的强度较弱。图2也给出气旋发展至最强时刻的气旋位置和中心气压,去除地面热通量的3个试验都模拟出江淮气旋,与控制试验相比,各个试验中模拟气旋发展至最强的时刻是较为一致的,均为6日02-06时,但位置和强度是有区别的,控制试验与北片无通量试验模拟位置比较一致,强度也较强,分别达992hPa和993hPa,而全区无通量和南片无通量试验的模拟位置比较偏西偏北,强度也较弱,分别为997hPa和996hPa,与控制试验相比有4—5hPa之差。显然南北两片地面热通量对江淮气旋及伴随降水的影响是有很区别的,南片的影响是主要的。

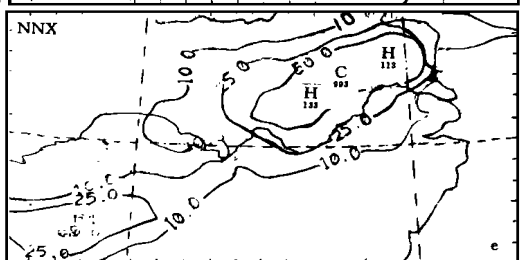
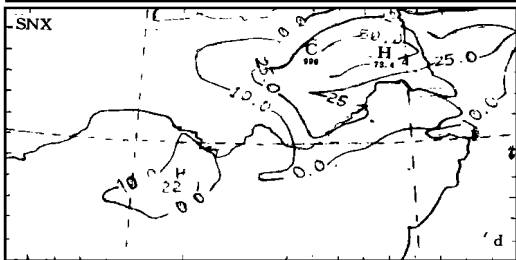
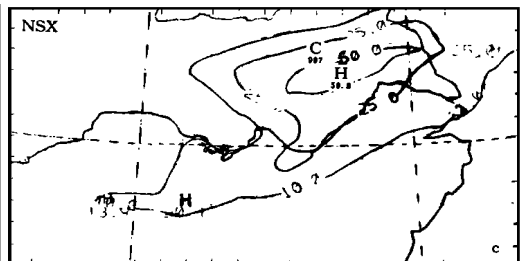
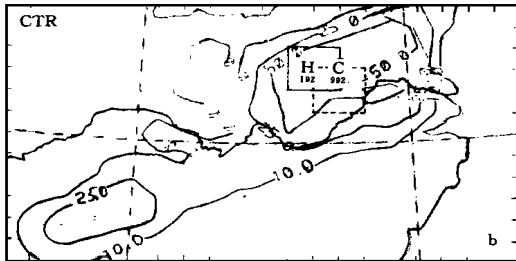
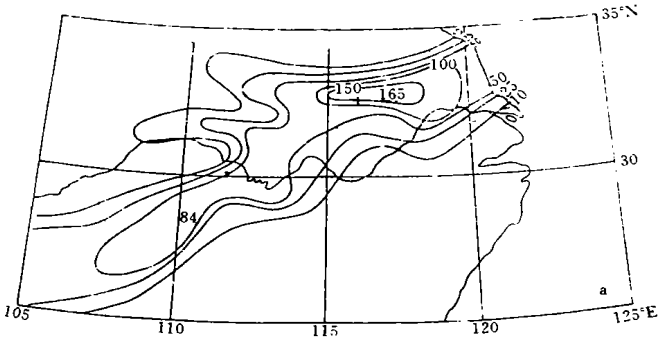


图2 1991年7月5日12时至6日12时24h降水量实况和模拟(单位:mm)

(a 实况, b CTR 试验, c NSX 试验, d SNX 试验, e NNX 试验;

图中C点加其下标值为气旋发展最强时刻位置和中心气压)

表2给出各试验的气旋24h过程降水极值及每小时降水强度峰值,1h降水强度峰值反映中小尺度雨团的最大强度,而过程降水是24h累积量,其极值既反映中小尺度雨团的

强度也反映雨团发生的频度, 控制试验与该敏感性试验的差值占控制试验值之百分比, 它反映了在模式中计入相应地面热通量, 对模拟降水的影响程度。显然这一影响不能视为单纯地面热通量的作用, 而是它与环流系统结合, 通过平流、扩散、积云对流和层状云降雨潜热释放等一系列物理过程的产物。由表可见全区地面热通量对过程降水总量的增幅达 69%、对流和非对流降水分量的增幅也都达 50% 以上, 尤其对非对流降雨的增幅高达 90%; 南片热通量对过程降水总量的增幅达 62%, 与全区热通量的影响很接近, 而北片热通量的影响则明显偏小, 对过程降水总量的增幅仅为 31%, 只有南片热通量影响的一半, 其中对流雨的增幅尤小, (仅有 7%)。地面热通量对于每小时降水强度峰值的增幅影响要比对过程降水极值的增幅影响要大, 北片热通量尤其如此, 它对总量和对流、非对流的增幅都达 50% 以上, 与南片热通量增幅影响的差别明显减小, 这表明南片地面热通量对雨团的强度和频度都有显著影响, 而北片地面热通量则主要影响雨团的峰值强度, 对雨团的发生频度则影响较小。

表 2 各试验气旋过程降水中心值及每 h 降水强度峰值表(单位: mm)*

试验名	过程降水中心值			每 h 降水强度峰值		
	总降水	对流雨	非对流雨	总降水	对流雨	非对流雨
CTR	192	117	90	45.8	39.1	28.7
NSX	60(69%)	58(51%)	9(90%)	6.8(85%)	6.6(83%)	2.8(90%)
SNX	73(62%)	70(40%)	34(62%)	16.7(64%)	15.6(60%)	7.0(76%)
NNX	133(31%)	109(7%)	74(18%)	19.6(57%)	18.0(54%)	14.0(51%)

* : 括号内为相应试验去除的通量对降水的增幅比

4 南片地面热通量与低空急流结合作用对气旋降水的影响

4.1 加强低层气流

图 3 是控制试验与南片无通量试验 24h 模拟(即 6 日 00 时)边界层顶附近流场($\sigma=0.865$)的差值图, 反映了暴雨开始出现时南片地面热通量对低层流场的影响, 一是沿低空急流及略偏左侧有一西南至东北走向的西南气流加强区, 其西段有一 4.35 m/s 的风速加强中心, 位于天气尺度低空急流中心的左前侧, 另外是引起淮河流域气旋性环流加强, 特别是气旋性环流南侧有一 8.3 m/s 的西南风增大中心, 恰位于气旋降水中心南部; 相应的北片通量对低层流场的影响, 无论范围和强度都要小得多(图略)。为了清楚显示南片地面热通量对南北两个西南风加强中心区(见图 3 中 S, N 两个方框区)的影响的时空

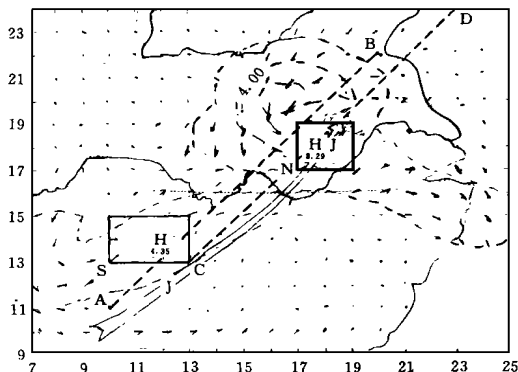


图 3 CTR 与 SNX 试验 24h 模拟 $\sigma=0.865$ 流场差值图

(小箭头为差值风矢量, 虚线为差值风速线, 空心箭头为低空急流轴, J 为急流中心; S, N 两个方框分别为南片地面热通量所引起的南北两个西南风加强中心区)

变化,图 4a, b 分别给出北、南两区平均风速受南片通量影响值的时高剖面,显然南片地面热通量对两区的风速影响最大的层次是 $\sigma = 0.865$, 该层正是位于边界层顶附近,在气旋降水系统发展前一天白天,南片热通量主要通过垂直混合使南区边界层上部风速减小,最大达 -4.9m/s ($\sigma = 0.91$),入夜后,边界层顶附近的风速开始加强,尤其是使南区低空急流附近的风速迅速加大,凌晨增速最大达 3.3m/s ,待到第二天白天气旋降水加强后,南片热通量对南区风速的影响也趋于减小;可是对于北区而言,前一天入夜后南片热通量开始只是使边界层顶附近风速缓慢持续增强 ($1\text{—}2\text{m/s}$),直至凌晨降水加强时,它对风场的增强影响也随之迅速加大,最大达 7.4m/s ,它对风速影响的层次也向上下迅速扩展到整个对流层中低层,这也表明热通量引起的北区风速增强中心是与伴随强降水产生的次级环流的发展相联系的。另外分析南片热通量对风场 U, V 分量的影响,发现南风分量的增强较早,在前一天傍晚前后即已开始,而西风分量的增强则较晚,要到午夜前后才开始。至于北片热通量对低层气流的影响,比南片热通量的影响明显要小,开始出现的时间也晚。

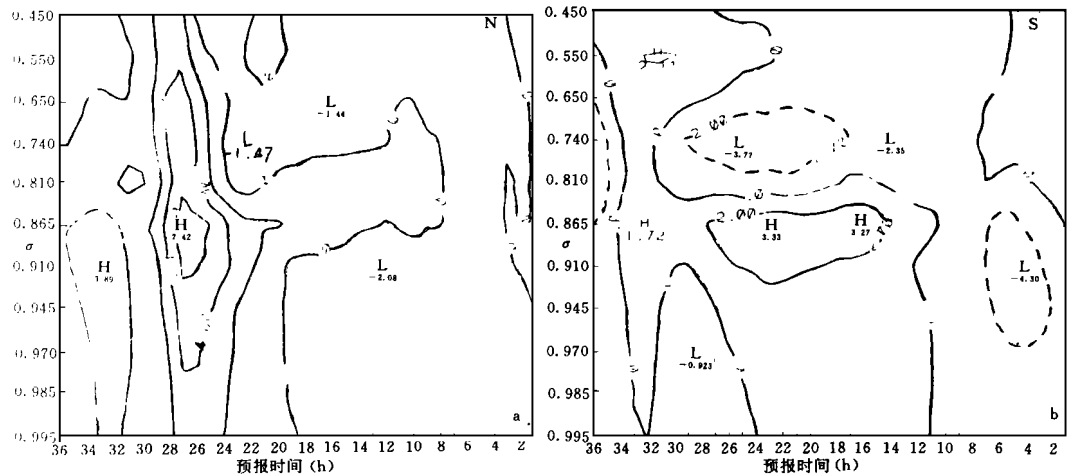


图 4 CTR 与 SNX 试验在图 3 的 N 区(a)、S 区(b)的平均风速差值的时高剖面
(实线为正值,虚线为负值。单位: m/s)

4.2 水汽输送和下游锋生

图 5a, b 分别给出南北两片热通量引起的气旋暴雨区上空平均水汽变化的时间高度剖面,由图 5a 可看出前期南片热通量引起的下游低层大气水汽的增加和西南气流的加大,导致更多的水汽向下游输送,使下游未来气旋暴雨区上空低层的水汽在前一天入夜地面热通量消失后,逐渐增大,且以边界层顶附近的增湿最为明显,为以后的强降水提供了丰富的水汽条件,然后随着降水的加强,增湿层迅速向高层扩展,对暴雨区深厚湿层的形成起重要作用,成为暴雨产生和持续的重要条件;而由图 5b 可见,前期北片热通量的作用主要是使当时当地水汽在边界层顶附近 ($\sigma = 0.865$) 显著集中,最大增湿高达 4.29g/kg ,而边界层下层水汽则明显减小,其后随着地面热通量的消失,边界层顶水汽集中的特征还持续到第二天凌晨,但增湿程度逐渐减小,待到暴雨产生时,北片热通量对降水区低层水汽的贡献则明显小于南片热通量的贡献。

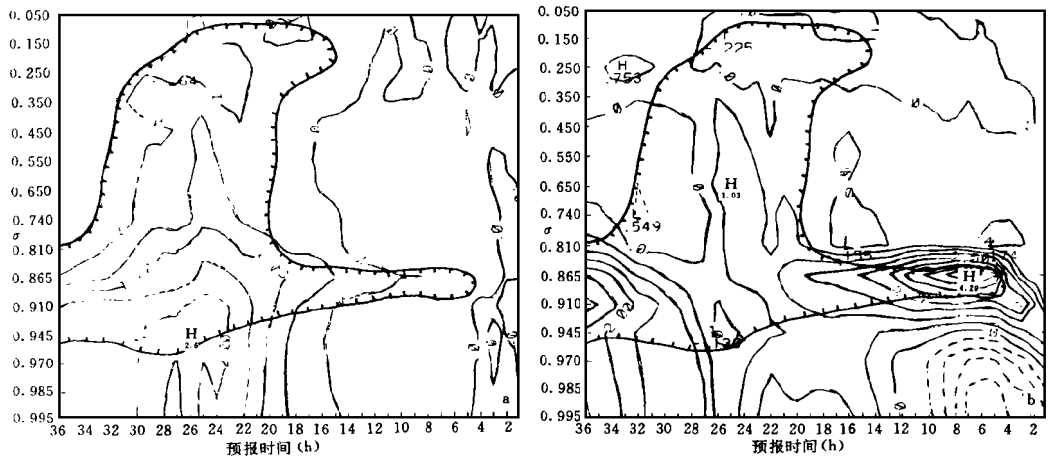


图5 CTR与SNX(a)及CTR与NNX(b)的气旋暴雨区平均比湿差值时间高度剖面

(锯齿线包围区为CTR试验中相对湿度大于90%的云区所在。单位: g/kg)

由图5地面热通量所引起的气旋暴雨区上空增湿区与控制试验中云区的吻合配置,可以看出地面热通量对前期边界层顶附近层云的加强和后期深厚云雨区的发展均起重要作用。

南片地面热通量引起大量水汽向下游输送,不仅向未来气旋暴雨区提供丰富的水汽,而且有助于锋生的加强,由暴雨区所在经圈范围内CTR与SNX差值 θ ($\sigma=0.865$)的经向时间剖面(图6),可以看到前期南片地面热通量所引起的高能暖湿空气随时间自南向北伸展,并在气旋活动区南侧堆积,直至降水加强时刻,在暴雨区上空低层形成南正北负的强 θ 梯度,南片热通量引起的 θ 南北向梯度高达 $10\text{--}12 / 180\text{km}$,其中由于水汽输送引起的 θ 梯度的增量达 $8\text{--}10 / 180\text{km}$,远超过感热输送的作用,显然南片地面热通量(特别是潜热通量)引起的下游锋生对锋面垂直环流的发展以及气旋的加深和伴随降水的加强起很大作用,同时南片热通量引起的增湿增温区正与控制试验中的层状云区相合,而层状云引起的潜热加热对梅雨锋的次级环流及其南侧伴随的低空急流的维持和加强是十分重要的^[9]。北片地面热通量由于引起北区上空边界层顶附近增湿,产生北正南负的 θ 梯度,是不利于气旋降水区的锋生的(图略)。

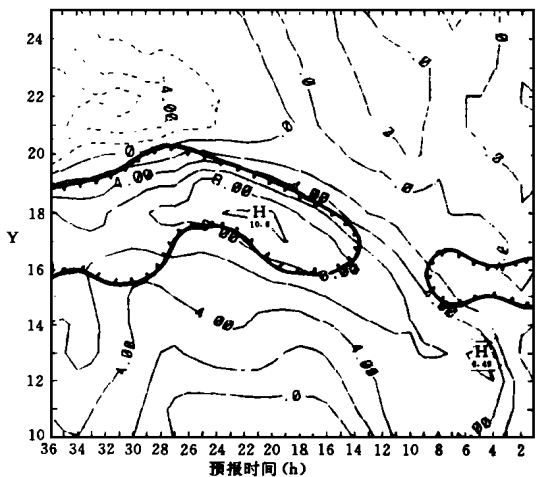


图6 暴雨区所在经圈范围内CTR与SNX的 θ ($\sigma=0.865$)差值经向时间剖面

(锯齿线包围区为CTR试验中层状云区($\sigma=0.74\text{--}0.945$ 气层平均相对湿度90%以上区)。单位:)

而层状云引起的潜热加热对梅雨锋的次级环流及其南侧伴随的低空急流的维持和加强是十分重要的^[9]。北片地面热通量由于引起北区上空边界层顶附近增湿,产生北正南负的 θ 梯度,是不利于气旋降水区的锋生的(图略)。

4.3 低层弱稳定和中层不稳定化

由图 5 还可看出热通量对暴雨区层结的影响, 北片前期热通量通过当时边界层顶附近水汽的集中及下层变干使边界层低层层结稳定化和使边界层顶以上位势不稳定性加大, 这种层结变化趋势在热通量消失后持续一段时间但逐渐减弱, 而南片前一天白天的热通量则引起其后下游暴雨区边界层水汽逐渐增加, 从而使其上位势不稳定性逐渐加大, 直至暴雨发生。

图 7 为气旋降水加强前(积分 18h) 南片地面热通量引起的 θ 变化的垂直剖面图, 剖面通过未来气旋降水中心区呈西南-东北走向(见图 3 中的粗虚线 AB), 南片地面热通量的主要影响是引起未来气旋降水发展区上游低层的明显增温增湿, 最大 θ 的增量达 10°C 以上, 而最大轴线自西南向东北上翘, 由 900hPa 以下伸展到 850hPa 附近, 该轴线以上的位势不稳定性明显加大, 而其下的低层层结则趋于弱稳定, 这种层结状态亦可通过减少低层动量垂直混合使入夜后出现较大的垂直风切变, 有利于边界层顶低空急流的加强; 由剖面上云区的分布(图中锯齿线包围的区域)和南片热通量引起的相对湿度增大区(图中阴影区), 可以看出南片热通量对较低云层云加强也起有作用, 而未来的气旋暴雨区正位于层云区的北缘。

4.4 垂直环流加强

前期南片地面热通量引起的下游水汽积累、不稳定层结和锋生的加强, 都有利于江淮气旋前部暖锋锋面垂直环流的迅速发展, 由气旋降水系统发展最强时刻, 与暖锋正交的剖面上南片热通量所引起的次级环流看(图 8), 存在一对明显的垂直环流, 其共同的上升支正位于强降水区上空的云区内, 最强上升达 $-58 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$, 而两侧的下沉支较弱, 其最大下沉为 $6-9 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$, 同时由水平流场沿剖面分量的等风速线分布可以清楚看到围绕上升支的一对中低层辐合入流和高层辐散出流, 特别是云雨区中低层南侧的深厚入流, 强度在 8 m/s 以上的西南风入流层向上伸展到 500hPa 以上, 位于

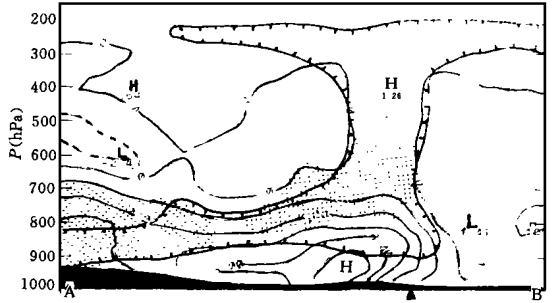


图 7 CTR 与 SNX 试验 18h θ 差值场垂直剖面图 (剖面见图 3 中的粗虚线 AB, 锯齿线包围区为 CTR 试验中的云区, 阴影区为 CTR 与 SNX 试验的相对湿度差值大于 5% 的区域, 剖面下方的三角标志为暴雨中心所在。单位: $^\circ\text{C}$)

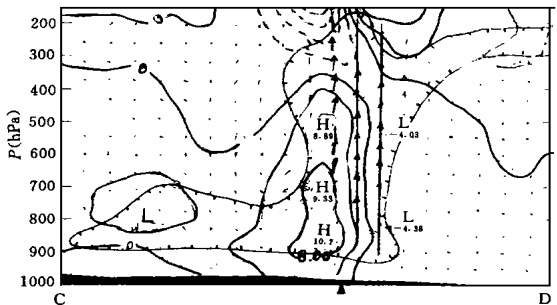


图 8 CTR 与 SNX 试验 27h 差值垂直剖面图 (箭头为差值垂直环流, 等值线为差值水平气流沿剖面分量的等风速线(正值实线为自左向右气流, 负值虚线反之, 单位: m/s), 剖面见图 3 中的粗虚线 CD, 锯齿线包围区为云区, 剖面下方小三角标志为暴雨中心所在)

880hPa 附近的 10.7m/s 最强中心正与暴雨区南侧的中尺度低空急流相合, 表明这一低空急流中心正是南片地面热通量所促进的锋面垂直次级环流南支低层入流的产物。

5 讨 论

上面分别讨论了南片地面热通量与其上空低空急流结合作用, 对于低层西南气流的加速、下游水汽的堆积和锋生、层结稳定度的改变和垂直环流的发展所起的作用。为了更清楚地揭示影响的全过程及其机制, 给出南片热通量引起的气旋暴雨区上空有关要素时间演变表(表 3), 据此综合讨论。

表 3 南片热通量引起气旋暴雨区上空有关要素* 变化表

序号	要 素	预 报 积 分 时 间 (h)														
		15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
1	低层水汽(g/kg)	0.1	0.3	0.4	0.6	0.8	1.1	1.3	1.6	1.8	2.0	2.0	1.9	1.9	1.9	
2	中层潜在不稳定性()	4.7	6.8	8.0	9.1	9.7	10.4	9.9	8.3	7.4	6.6	6.2	5.0	6.1	6.1	
3	低层潜在不稳定性()	-1.5	-2.1	-2.5	-3.2	-4.1	-4.0	-2.7	-1.5	-1.1	-0.3	-0.5	1.4	6.0	5.8	
4	边界层顶相对湿度(%)	-4	-3	-2	-0	2	3	5	6	7	8	8	8	9	8	
5	最大非对流雨(mm)	-0	-0	0	1	3	5	4	5	4	9	22	17	1	1	
6	最大对流雨(mm)	-3	-2	-0	-0	-0	1	3	4	3	4	-1	18	31	4	
7	气旋中心气压(hPa)									-1.6	-2.1	-3.1	-4.1	-4.7	-2.4	-2.0
8	中低层涡度(0.00001/s)	-0.1	-0.0	0.1	0.1	0.3	0.9	1.7	2.8	4.0	5.2	6.1	6.9	7.4	7.0	
9	中低层水汽辐合(0.0001(g/kg)/s)	-0.3	-0.3	-0.4	-0.3	-1.0	-2.5	-3.1	-4.2	-4.9	-5.6	-5.7	-7.0	-6.0	-1.7	
10	中层上升(0.001hPa/s)	-0.0	-0.5	-1.3	-1.0	-2.2	-4.4	-4.3	-5.3	-5.1	-5.8	-7.3	-16.0	-19.0	-6.6	
11	南侧低层水平风速(m/s)	1.0	1.4	1.8	1.9	1.8	2.1	2.1	2.3	3.1	4.6	6.0	6.9	7.4	5.2	

* 要素 1: 最低 6 层比湿的垂直加权平均; 要素 2: $\sigma = 0.65$ 饱和和相当位温与 $\sigma = 0.865$ 相当位温之差; 要素 3: $\sigma = 0.865$ 饱和和相当位温与 $\sigma = 0.985$ 相当位温之差; 要素 4: $\sigma = 0.91$ 相对湿度; 要素 5: 1h 非对流雨最大值; 要素 6: 1h 对流雨最大值; 要素 7: 气旋中心气压; 要素 8: 最低 7 层涡度的垂直加权平均; 要素 9: 最低 9 层水汽辐合的垂直加权平均; 要素 10: $\sigma = 0.35$ 垂直速度; 要素 11: $\sigma = 0.865$ 水平风速; 要素 4 和 11: 为暴雨区南侧区域平均(区域位置见图 2b 虚线框); 要素 5-7: 为暴雨区区域极值(区域位置见图 2b 实线框), 其它要素为暴雨区区域平均。

南片地面热通量(特别是强潜热通量)与其上空西南低空急流的配置, 使得由地面进入低层大气的水汽随西南气流向长江中下游输送, 在低空急流出口处水汽得以堆积, 未来气旋暴雨区低层垂直加权平均比湿的增量逐渐加大, 积分 19h 后增量超过 1g/kg, 强降水开始时(积分 24h)接近 2g/kg(见表 3 第 1 项), 根据轨迹计算, 低空急流上游处边界层内的空气质块开始时微弱下沉, 然后边往东北行边缓慢上升, 导致下游水汽增量在边界层顶附近达最大, 南片热通量引起的下游水汽增量的分布, 一方面影响了层结稳定度(2, 3 项), 即使边界层顶以上的潜在不稳定性逐渐增大, 又使边界层内低层趋于稳定, 两者结合有利于不稳定能量的积聚, 不致由过早过多的弱对流所释放, 为后期对流的强烈发展准备了条件, 同时低层层结的稳定化也减少动量的垂直混合, 有助于边界层顶附近的低空急流的加强, 这反过来又进一步加强水汽的输送; 另一方面水汽在边界层顶附近的集中, 引起

增湿,使层状云、层状雨从积分 19h 开始趋于加强(4, 5 项),层状云雨伴随的凝结潜热释放,导致低层气压下降和气旋加深,并引起低层水汽辐合和气旋性涡度的逐渐增强(7—9 项),这和水汽输送引起的锋生一起有利于穿越锋面的次级垂直环流的加强,当其加强到一定程度使前期积累的不稳定能量得以释放时,对流降水迅速发展,特别在积分 26—27h 时,对流降水达峰值,垂直环流也发展到最强(6 和 10 项),随着垂直环流的发展,其南侧低层分支的水平风速也迅速加大(11 项),出现一支与暴雨伴随的中尺度急流。这一过程表明,前期南片地面热通量正是与其上空的低空急流结合作用,改变下游大气的温湿结构,并通过积云对流和层状云雨潜热释放等非绝热过程,促进了后期江淮气旋降水系统的发展。

与南片地面热通量的作用相比,北片地面热通量对后期气旋降水系统的影响较小,它在提供水汽方面作用较小,同时由于其位置偏北,还起锋消作用。

通过个例的数值试验,揭示了江南地面热通量(特别是潜热通量)与其上空低空急流相结合,对后期下游江淮气旋降水系统发展所起的促进作用。作为一个个例的结果是否具有一定程度的代表性?又对 1989 年 6 月 16—17 日的一次伴有低空急流的江淮切变降水过程作了分析,发现前期地面热通量的分布与前一个例很相似,也是南北两片强通量区,而长江中下游切变附近则为一低值通量区,低空急流对应南片地面热通量,且以潜热通量为主,对比试验表明两者的结合作用同样导致下游切变降水的加强,不同的只是急流和对应热通量的强度均比前一个例弱,对后期降水的增幅作用也略小。上述试验结果表明在气旋切变降水系统的预报中除了考虑环流条件外,还需考虑地面热通量的结合作用,同时不宜只注意气旋当地和其前方东侧的热通量的作用,更有必要注意从较大范围的地面热通量与大尺度流型两者的结合作用,特别是上游低空急流与其下地面热通量的结合作用,作为定性考虑,可注意低空急流下方地面和近地面大气的热力差异,特别是湿度差异,与低层大气相比更为暖湿的地面有利于产生指向大气的高值热通量,与低空急流结合,将有助于后期下游降水系统的加强。

参考文献

- [1] Kuo Y H, Reed R J and Low N S. Effects of surface fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western Atlantic. *Mon Wea Rev*, 1991, 119: 457—476.
- [2] Nuss W A and Kamikawa S I. Dynamics and boundary layer processes in two Asian cyclones. *Mon Wea Rev*, 1990, 118: 755—771.
- [3] Benjamin S G and Carlson T N. Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environments, Part I: Three dimensional simulations. *Mon Wea Rev*, 1986, 114: 307—343.
- [4] Fantini M. The influence of heat and moisture fluxes from the ocean on the development of baroclinic waves. *J Atmos Sci*, 1990, 47: 840—855.
- [5] 高坤,翟国庆. 地面热通量对江淮气旋暴雨影响的模拟试验,暴雨科学、业务试验和天气动力学理论的研究,北京,气象出版社,1996. 292—302.
- [6] Anthes R A and Warner T T. Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon Wea Rev*, 1978, 106: 1045—1078.
- [7] Anthes R A, Hsie E Y, Kuo Y H. Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). Boulder, Colorado, NCAR Technical Note, 1987.

- [8] Zhang D-L and Anthes R A . A high-resolution model of the planetary boundary layer -sensitivity tests and comparison with SESAME- 79 data. *J Appl Meteor.* 1982, 21: 1594- 1609.
- [9] Hsu Wu-Ron and Sun Wen-Yih. A Numerical study of a low-level jet and its accompanying secondary circulation in a Mei-Yu system. *Mon Wea Rev.* 1994, 122: 324- 340.

THE SIMULATION STUAY OF THE EFFECTS OF UPPER STREAM SURFACE THERMAL FLUXES ON CHANG- JIANG HUAIHE RIVER BASIN CYCLONE ACCOMPANIED WITH HEAVY RAIN

Zhai Guoqing Gao Kun

(*Department of geography, Hangzhou university, 310028*)

Abstract

By conducting some numerical simulations for a cyclone case in Changjiang Huaihe River basin, the combination effects of surface themal fluxes and large-scale flow patterns on cyclonic precipitation system are investigated. The surface thermal fluxes distribution in the stage preceding development of the cyclone shows that there are two large areas of strong positive surface heat and moisture fluxes, one north area to the northeast of the cyclone, another south area underneath the upper stream low-level jet. Comparing the roles of surface thermal fluxes in the two areas by sensitivity simulations withholding fluxes in the two areas, the surface thermal fluxes in south area, especially the strong moisture fluxes occurring before development of the cyclone, make more substantial contributions to the later intensification of the cyclonic precipitation system. It causes cyclone deepening 4 hPa more and about 70 percent increment of the central intensity of 24 hour accumulated precipitation. The evaporated moisture from surface underneath the low-level jet in the early stage is transferred downstream into the middle and lower reaches of Changjiang river with southwest flow, and the accumulation of moisture there lead to moistening of lower layer, especially in the top of boundary layer, which causes slightly stabilization of low level air and strong destabilization above boundary layer. This characteristics of stability is favorable for the accumulation of instability energy and the intensification of low-level jet near boundary layer top by reducing the vertical mixing of momentum, which also intensify the transfer of moisture. The downstream accumulation of moisture near boundary layer top also causes frontogenesis, and enhances stratiform cloud and stratiform precipitation, whose releasing of latent heat is advantageous to the deepening of cyclone and the enhancing of lower level convergence intensifying the front secondary vertical circulation by the rapid release of the instability energy. By which the peak of heavy rainfall emerges.

Key words: Boundary layer; Surface thermal fluxes, Changjiang Huaihe river basin cyclone, Low-level jet stream, Heavy rain, Numerical simulation.