

地面热通量对降水的影响

李毓芳 鹿晓丹* 高 坤

(杭州大学地理系)

提 要

本文利用一个10层细网格模式,在考虑边界层摩擦和积云对流参数化的基础上,设计了几种方案,就地面热通量对暴雨系统的影响进行敏感性试验,得出以下初步结果:(1)在一定的环境流场下,地面热通量对最大降水的发生时间可能发生影响,可使午后降水减小,凌晨降水加大;(2)地面热通量对降水影响的主要机制是通过改变近地层的层结稳定度来改变地面湍流系数,并与低空急流中心风速的水平分布不均相耦合,造成水平散度场和水汽辐合场的改变,并通过平流作用将此变化了的场移至雨区上空,引起雨区降水条件的改变;(3)云和 CO_2 对辐射和地面热通量的影响主要结果是使雨区的地面气温日变化振幅大大减小,较符合实况。

关键词: 地面热通量;稳定度;水汽辐合;低空急流。

一、引 言

近几年来,国外在研究暴雨强风暴和中尺度对流系统时指出,夜间对流性降水极大值的出现与前一天午后的地面热通量有关^[1],数值模拟也指出,特定的地形和地面热通量结合也会对降水强度有影响^[2]。

国内对地面热通量在次天气尺度和中尺度系统中的影响研究甚少。钱正安认为^[3],青藏高原在6—8月易出现低涡这一事实从气候角度来看与高原夏季地面加热有关。但在Delloso和陈受钧^[4]的个例数值模拟中指出,不考虑地面热通量时,高原上的低涡和切变线反而更强些。华东中尺度天气试验结果指出^[5],地面加热是使对流层中低层梅雨锋逐渐锋消的主要原因。看来地面热通量对高原低涡切变线的影响以及对梅雨期降水的作用和机制如何还不清楚。

为了解地面热通量对降水及有关的次天气尺度系统的影响,本文就地面热通量对暴雨系统的影响进行了敏感性试验。

二、试验方案简介

本文利用一个考虑深厚积云对流、地面非绝热加热和边界层摩擦的10层细网格模

1989年1月31日收到,1989年9月4日收到再改稿。

* 中国科学院大气物理研究所博士生。

式进行试验, 有关模式方程组、垂直分层、差分格式、水平扩散项的处理以及对流参数化方案均可参考文献[6], 在此只把边界层物理过程的处理补充如下。

1. 仅考虑边界层摩擦的方案(简称 C_D 方案)

采用粗边界层(bulk PBL), 在边界层水平运动方程中, 摩擦项 F_u 、 F_v 分别为

$$\left. \begin{aligned} F_u &= -g \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial \sigma} = -g \frac{\tau_{zxs}}{\Delta \sigma_s} \\ F_v &= -g \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial \sigma} = -g \frac{\tau_{zys}}{\Delta \sigma_s} \end{aligned} \right\}, \quad (1)$$

式中 $\Delta \sigma_s$ 为模式最低层的厚度; τ_{zx} 、 τ_{zy} 分别为 x 、 y 方向的湍流粘性力, 地面上为 τ_{zxs} 、 τ_{zys} , 用参数化形式表示:

$$\left. \begin{aligned} \tau_{zxs} &= \rho_s C_D |\vec{V}_s| u_s \\ \tau_{zys} &= \rho_s C_D |\vec{V}_s| v_s \end{aligned} \right\}, \quad (2)$$

式中 C_D 为拖曳系数, 分水、陆取不同数值, 并进行地形高度订正:

$$C_D = C_{D0} + 3 Z_s \times 10^{-3} / (Z_s + 9.8 \times 10^3) \quad (3)$$

C_{D0} 在水面取 1.5×10^{-3} ; 陆面取 2.0×10^{-3} ; Z_s 为地形高度, 以 m 为单位。

2. 地面感热通量方案 I (H_g 方案)

在 C_D 方案的基础上, 增加地面感热通量的效应, 并用一个包括长、短波辐射在内的地面能量收支方程来计算地面温度的变化, 但暂不考虑云和 CO_2 的影响, 此外, 也不考虑层结稳定度对动力摩擦的影响。

边界层热量方程中的湍流输送项的计算公式为:

$$F_T = \frac{P^*}{c_p} Q_s, \quad (4)$$

其中,

$$Q_s = \frac{g}{p^*} \frac{\partial H}{\partial \sigma} = \frac{g}{p^*} \frac{H_g}{\Delta \sigma_s}, \quad (5)$$

式中 H_g 为地面感热通量, 其参数公式取为,

$$H_g = c_p \rho_s C_H |\vec{V}_s| (T_s - T_{PBL}), \quad (6)$$

式中 ρ_s 、 $\vec{V}_s$ 、 T_s 和 T_{PBL} 分别为地面观测高度上的密度和风速矢、地表温度和边界层气温; C_H 为湍流热量交换系数, 利用 Deardorff^[7] 的经验公式, 取为:

$$C_H = \left\{ \frac{1}{k} \ln \left(\frac{\alpha_1 h}{Z_0} \right) + 8.4 \right\}^{-1} \left\{ \frac{0.74}{k} \ln \left(\frac{\alpha_1 h}{Z_0} \right) + 7.3 \right\}^{-1} \left(1 - \frac{Rib}{Ric} \right)^2, \quad (7)$$

式中 Ric 为 Ri 数临界值, 取为 3.05; Rib 为 bulk Ri 数; 在求算 C_H 时, 为减少稳定度计算误差对热通量的影响, 限定当 $Rib < 0$ 时, 令 $Rib = 0$, 当 $Rib > 2.71$ 时, 令 $Rib = 2.71$; Z_0 为粗糙度, 陆面取 0.1, 水面取 10^{-3} ; $k = 0.4$ 为卡门常数; h 为边界层高度;

α_1 为经验系数. Rib 的计算公式为

$$Rib = \frac{g}{\theta} \frac{(\theta_s - \theta_g)}{\Delta Z} \left/ \left(\frac{\Delta v}{\Delta z} \right)^2 \right. \approx gh(T_s - T_g) / (\bar{T}_s V_s^2), \quad (8)$$

式中 $\bar{T}_s$ 为地面平均气温; θ_s 和 θ_g 分别为地面气温 T_s 和地表温度 T_g 相应的位温; (6) 式及以下各式中 T_g 是用一个地面能量收支方程来计算的. 其公式为

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = C_g^{-1} (R_g - H_m - H_g), \quad (9)$$

I II III

式中 R_g 为辐射项,

$$R_g = I_s + I_A - \sigma T_g^4 \quad (10)$$

I_s 、 I_A 分别为到达地面的太阳短波辐射和大气长波辐射对地面的加热率, I_A 暂取为常数, I_s 则表示为

$$I_s = (1 - \alpha)(1 - \beta)I, \quad (11)$$

式中 α 为整层大气对短波辐射的吸收率, β 为地面的反照率, $(1 - \alpha)$ 表示整层大气对短波辐射的透射率; $(1 - \beta)$ 为地面吸收率; I 为太阳在大气上界的短波辐射通量, 依太阳高度角而变:

$$I = S_0 \cos \xi, \quad (12)$$

式中 S_0 为太阳常数, ξ 为天顶矩, 可由太阳时角、太阳倾角及地理纬度求出. 此外, (10) 式中 $-\sigma T_g^4$ 为地面的长波辐射冷却率, 设地面为黑体, σ 为 stefan-Boltzmann 常数.

(9) 式中第 II 项 H_m 为地表面向土壤层热传导造成的地表的向下热通量 ($H_m < 0$ 时, 传导方向相反), 其参数化公式为

$$H_m = K_g C_g (T_g - T_m), \quad (13)$$

式中 T_m 为没有温度日变化的土壤层的温度; C_g 为土壤比热, K_g 为经验系数. C_g 的经验公式为

$$C_g = 0.95 \left(\frac{\lambda C_s}{2n} \right)^{1/2}, \quad (14)$$

式中 C_s 为单位体积的土壤热容量, λ 为土壤层热传导系数.

(9) 式中第 III 项 H_g 为地面向大气输送的湍流热通量, 如 (6) 式所示.

3. 地面感热通量方案 II (H_{g2} 方案)

此方案与 H_{g1} 方案不同之处是考虑了层结稳定度对动力摩擦的影响, 即 (3) 式中

$$\begin{cases} C_{D0} = C_u^2, \\ C_u = \left[\frac{1}{k} \ln \left(\frac{\alpha_1 h}{z_0} \right) + 8.4 \right]^{-1} \left(1 - \frac{Rib}{Ric} \right), \end{cases} \quad (15)$$

式中取 $0 \leq Rib \leq 0.9 Ric$.

4. 地面感热通量方案 III (H_{g3} 方案)

此方案与方案 II 的区别在于用不同的方案计算地面能量收支方程中的辐射项, 其中最大的区别是考虑了云和 CO_2 对辐射的影响。

利用 Katayama (1974) 的对流层辐射过程参数化方法^[8], 考虑水汽对太阳辐射的吸收和水汽、 CO_2 的长波辐射, 即在方程 (9) 中,

$$R_g = R_{gL} + R_{gS}, \quad (16)$$

式中 R_{gL} 、 R_{gS} 分别为到达地面的净长波辐射和短波辐射通量, 可表示为

$$R_{gL} = R_L \downarrow - R_L \uparrow, \quad (17)$$

$$R_{gS} = S_0 + S_s, \quad (18)$$

式中 $R_L \downarrow$ 为大气各层向地面放射的长波辐射总通量; $R_L \uparrow$ 为地面向大气放射的长波辐射通量; S_0 为被地面吸收的短波直接辐射总通量; S_s 为经大气各层散射而被地面吸收的短波辐射散射总通量; $R_L \downarrow$ 、 $R_L \uparrow$ 、 S_0 、 S_s 的计算公式中均考虑了水汽和 CO_2 的效应^[8]。

三、试验结果

我们选取了 1982 年 6 月 19—20 日期间的长江中下游暴雨过程作数值模拟, 以 19 日 20 时为初始场, 进行了 24 小时预报。计算区域以 $30^\circ N$ 、 $115^\circ E$ 为中心, 格距取 90km, 共 31×31 个格点。这次暴雨是在暖式切变的环境流场上发生发展了数个中尺度雨团而造成的。在 20 日 02 时到 16 时期间, 武汉地区过程降水达 271 mm; 雨量主要集中在 04—09 时, 以 04—06 时为最剧烈。午后的雨峰较小。雨团东移后, 在江西、浙江一带也产生了暴雨, 主要雨峰也发生在早晨, 午后雨峰减弱 (图 1)。现把各方案结果比较如下:

(1) 降水与水平流场。从 C_D 、 H_{g1} 、 H_{g2} 三方案 3 小时降水中心值的时间演变来看 (图 1), 考虑地面热通量后 (H_{g1} 和 H_{g2}), 凌晨的降水较大¹⁾ 白天降水峰值较小。值得注意的是, 当不考虑地面热通量通过层结稳定度变化而影响拖曳系数 C_D 时 (即 H_{g1} 方案), 降水的变化不大; 反之, 则午后降水峰值明显减小 (H_{g2} 方案), 与实况演变较为一致。可见, 地面感热通量通过改变层结稳定度从而影响湍流动量交换这一因素是重要的。

由于 H_{g2} 方案地面感热通量的考虑较为全面, 且其降水预报与 C_D 方案差别也更大, 故选取 H_{g2} 与 C_D 方案进行进一步的比较。

图 2 为 H_{g2} 和 C_D 两方案第 18 小时 (北京时 14 时) 预报的 910 hPa 流线、低空急流和降水落区分布。由图可见, H_{g2} 方案 3 小时降水大于 15 mm 的雨区比 C_D 方案小, 约占 C_D 方案的 60% 左右, 且中心值只有 16.2 mm, 比 C_D 方案小约 20%; 凌晨 (北京时 05 时) 的情况正相反 (图略)。从两方案同时次预报值相减的结果来看 (图 3), 急

1) 由于初值已含有地面热通量的影响, 故凌晨 (第 6—9 小时预报) 降水各方案在量上的差别不大, 但仍可看出差别的趋势。

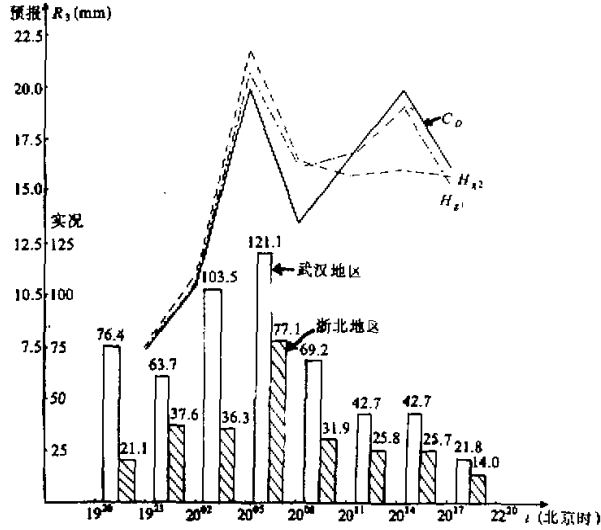


图1 3小时最大降水的演变

实况用直方图表示, 阴影直方为浙北地区实况, 空白直方为武汉地区情况;
预报值用曲线表示, 实线为 C_D 方案; 虚线为 H_{g2} 方案, 点虚线为 H_{g1} 方案

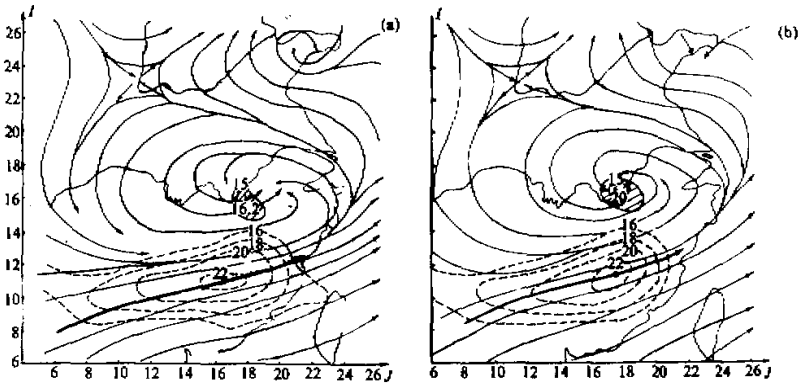


图2 第18小时 $\sigma=0.96$ (相当910 hPa) 面上的流场预报, 相当于北京时14时,
第15—18时的3小时降水预报

(a) H_{g2} 方案, (b) C_D 方案, 粗虚线为切变线; 细虚线为等风速线 (m/s);
粗矢线为低空急流; 细矢线为流线; 阴影区为大于15 mm的3小时降水区

流强度和散度场差别较大。在凌晨, H_{g2} 方案沿急流轴上风速的水平梯度比 C_D 方案大, 这表明沿急流下风方达雨区的低层水平辐合较强; 而在中午前后, 在雨区的上风方 (风

向与急流轴同向), 两方案的风速差是辐散的, 这表明 H_{g2} 方案雨区的低层辐合较弱. 与此相应, 雨区附近的上风方, $H_{g2}-C_D$ 的垂直速度场上, 凌晨出现一个上升速度增量中心(图略), 说明 H_{g2} 的上升速度较大; 而在中午前后, 出现一个下沉速度增量区, 正好相反. 这说明了地面感热通量的影响有利于凌晨降水加大, 午后减弱.

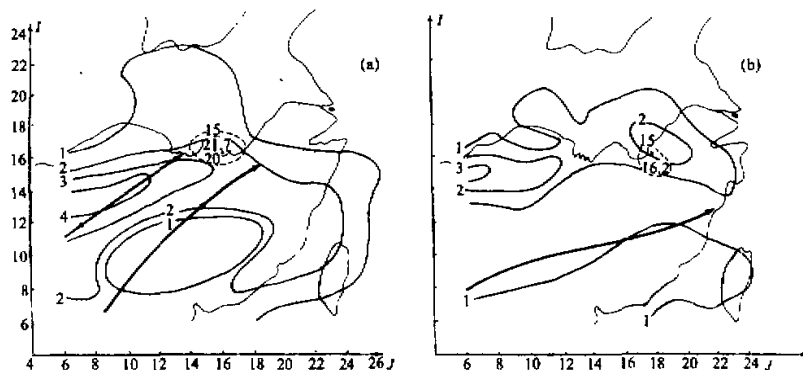


图3 $H_{g2}-C_D$ 方案 910 hPa 流场差值

(a)第9小时预报的风速差(实线, m/s); H_{g2} 第6—9小时大于15 mm降水(虚线); 箭头为 H_{g2} 的急流轴, 黑圆点为急流中心, (b)第15小时预报的风速差, H_{g2} 第15—18小时大于15 mm降水, H_{g2} 的急流轴, 图例与(a)同

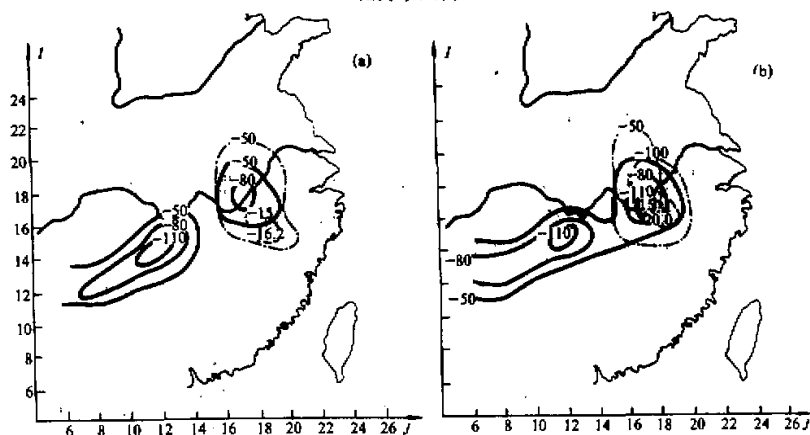


图4 地面到950 hPa的水汽辐合

(实线, 单位为 $\times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), 第15小时预报, 垂直速度 ω (点线, 单位为 $\times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$), 第15—18小时预报的3小时降水大于15 mm的雨区(虚线)(a) H_{g2} 方案, (b) C_D 方案

(2)水汽辐合与上升运动. 充足的水汽输送和上升运动环境场是降水维持的重要条件. 由于水汽输送主要发生在边界层及700 hPa以下, 故选地面到950 hPa这一层 H_{g2} 和 C_D 方案的水汽辐合和上升运动分布进行比较. 结果发现, 在雨区上空, 午后 H_{g2} 方案的水汽辐合较 C_D 方案弱, 前者最大闭合等值线为 $-80 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (图4a); 后者为 $110 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (图4b); 相应地前者上升速度最大闭合等值线为

$-50 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ (相当于 $0.5 \times 10^{-1} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$); 后者为 $-100 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ (相当于 $1.0 \times 10^{-1} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。可见地面热通量使午后的降水条件削弱, 我们估计这与地面热通量使午后湍流加强从而加大动力摩擦有关, 将在下节讨论。

(3) 地面温度, 稳定性和动力摩擦。图 5 是 H_{g1} 、 H_{g2} 、 H_{g3} 三个方案预报的雨区中心地面温度日变化。由图可见, 三个方案均报出了日变化, 且均在凌晨最低, 午后达最高。但是由于 H_{g1} 和 H_{g2} 方案未考虑云的影响, 日变化振幅偏大, 达 22°C , 而 H_{g3} 方案增加了云和 CO_2 对辐射的影响, 日变化振幅减小为 5°C 。这在雨区是较符合实际的。表 1 是 H_{g2} 计算的陆地上地面感热通量 H_g 、近地层总体 Richardson 数 Rib 和拖曳系数 C_D 的变化情况。由表可见, 地面热通量白天向上 (>0), 夜间向上层传递 (<0); Rib 数在白天小于等于零, 有利于湍流加强; 夜间由于近地层逆温, Rib 数为正值, 不利于湍流交换。拖曳系数受 Rib 影响, 白天加大, 夜间比 C_D 方案小一个量级。我们认为这是造成夜间降水加大, 午后降水削弱的主要原因, 将在下节讨论。

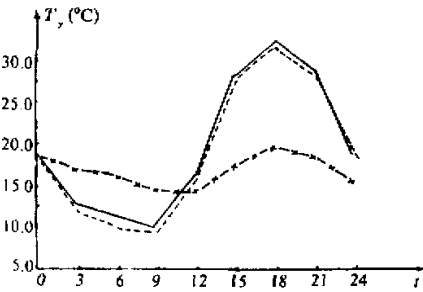


图 5 地面温度预报

实线为 H_{g2} 虚线为 H_{g1} , 虚 $\times$ 线为 H_{g3} 方案

表 1 H_{g2} 方案计算的陆面上 Rib 、 C_D 和感热通量 H_g

时间 (北京时)	02 时	06 时	16 时	21 时
变量				
Rib	2.20	1.70	≤ 0.0	≤ 0.0
C_D	0.0002	0.0005	≥ 0.0023	≥ 0.0023
$H_g (\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1})$	-35.19	-76.25	198.46	75.60

综上所述, 考虑了地面热通量之后, 引起急流中心附近的散度场、水汽辐合场和位势稳定度的变化, 其结果均促使午后降水减弱, 较符合实况。

(4) 云和 CO_2 对地面气温和降水的影响

在地面能量收支方程中考虑了云和 CO_2 对辐射的影响之后, 从 24 小时预报结果来看, 最明显的效应是使地面气温日变化振幅的减小, 如图 5 所示, 振幅由无云时的 22°C 减为 5°C 。由于预报时间较短, 故对降水量和雨区都影响不大, 这说明在短期预报中, 可采用较简单的无云的地面热通量方案作预报, 这可节省大量机时和延长预报时效。

四、讨论和结论

综上所述, 考虑了地面热通量之后, 凌晨的雨峰略有增大, 午后的雨峰则有所削弱, 使得过程降水在凌晨达最大, 与实况较为一致。模拟结果表明, 地面热通量削弱了午后雨区的水汽辐合和位势不稳定度以及雨区环境场的上升速度。

过去从季节变化来看, 夏季对流活动较冬季多, 并认为与地面受热有关。从钱正安的工作^[3]也可看出这点。但本文的个例数值模拟结果却是午后雨区上空 700—850 hPa

16-5447-96, 16-5447-96

层位势不稳定性减弱,不利于对流活动.我们普查了1978—1987年浙北地区5—8月份暴雨发生时间,发现在5、6月份,暴雨最常出现在下半夜到凌晨和午后到傍晚这两段时间,但7、8月份常出现在午后到傍晚(图6)¹⁾.可见,我们的个例(6月份梅雨期暴雨)有一定的代表性.

那么,地面感热通量使午后雨区上风方低层水汽辐合减弱,并使雨区上空850—700 hPa层位势不稳定性减弱,以及使雨区环境场的上升运动减弱的机理是什么呢?通过上面的分析可见,主要是由于地面热通量改变了近地层的层结稳定度,从而改变了湍流强度而造成的,现讨论如下.

由表1可见,02时近地层 R_{ib} 最大,直到06时 R_{ib} 仍有1.7,但午后到傍晚减小为负数,由于拖曳系数 C_D 是反映湍流强度的,而湍流强度与层结有关,故由(3)和(15)式可见,稳定层结($R_{ib}>0$)时 C_D 小,不稳定层结($R_{ib}<0$)时 C_D 大,如表1所示. C_D 的变化与急流附近风速水平分布不均相结合,造成了低空急流中心及其下风方附近的低层水平辐合在凌晨较强,午后较弱;如图4所示.这又影响到雨区附近(急流中心的下风方)的水汽辐合有类似的变化.由于午后 H_{g2} 方案低层水汽辐合的减少,使得午后低层的 θ_{se} 相应减小.因地面感热通量和摩擦效应主要影响低层,对700 hPa层的影响已很小(图略),故由于850 hPa上 θ_{se} 的减小而造成850—700 hPa的位势不稳定性减小,也对午后的对流性降水不利.由上面分析可见,地面热通量使降水发生改变还要与一定的环境流场相配合(才能产生雨区水汽辐合和上升运动的变化).这与5、6月份浙北最大降水有两个峰值,而7、8月只有午后到傍晚一个峰值的事实是符合的.即并不是所有情况下地面热通量均使午后降水减弱.

综上所述,可得出初步结论如下:

(1) 在一定的环境流场下,地面热通量对最大降水发生时间可能发生影响,可使午后降水减小,凌晨降水加大.

(2) 地面热通量对降水影响的主要机制是通过改变近地层的层结稳定度来改变地面拖曳系数,并与低空急流中心风速的水平分布不均相耦合,造成水平散度场和水汽辐合场的改变,并通过平流作用将此变化了的场移至雨区上空,引起雨区降水条件的改变.

(3) 云和 CO_2 对辐射和地面热通量的影响结果,使雨区地面气温日变化的振幅大大减小,较符合实况,但对短期预报而言,对降水的影响不是很大.

致谢: 黄荣辉研究员对本文提出宝贵意见,谨致谢意.

1) 屠建伦、郭巧江: 浙北5、6月暴雨日变化的气候特征,杭州大学地理系气象专业1988年毕业论文.

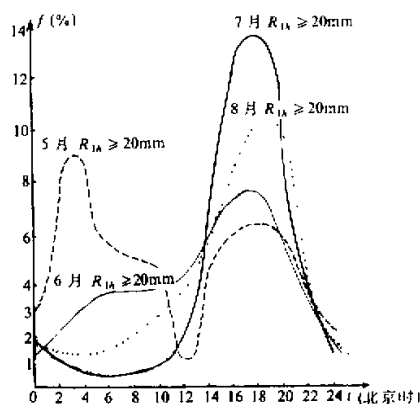


图6 1978—1987年浙北10个站5—8月暴雨极大值发生时间的出现频率(%)

5月为3小时降水大于20mm,其余为1小时降水大于20mm

参 考 文 献

- [1] Forbes, G.S., P.O.G. Heppner, J.J. Cahir and W.D. Lottes, 1984, Prediction of delayed-onset nocturnal convection based on air trajectories, 10th Conference on Weather Forecasting & Analysis, June 25 — 29, 1984, Clearwater Beach, Fla. 474 — 479, *Amer. Meteor. Soc.*, Boston, Mass.
- [2] Benjamin, S.G. and T.N. Carlson, 1986, Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment, Part I: Three-dimensional simulations, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 307 — 329.
- [3] 钱正安等, 1984, 1979年夏季青藏高原低涡的统计及低涡产生的气候因子探讨, 青藏高原气象科学实验文集(二), 科学出版社, 182 — 194.
- [4] Dellosso L. and S. Chen (陈受钧), 1986, Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai-Tibet Plateau, *Tellus*, **38A**, 236 — 250.
- [5] 华东中尺度天气试验技术组, 1988, 华东中尺度天气试验技术总结, 气象科技, 第4期, 13 — 20.
- [6] 李毓芳, 黄安丽, 高坤, 1986, 对流加热在梅雨暴雨系统中的作用, 中国科学, B辑, 第7期, 765 — 775.
- [7] Deardorff, J.W., 1972, Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models, *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 93 — 106.
- [8] Katayama A., 1974, A simplified scheme for computing radiative transfer in the troposphere, Tech. Rep., No. 6, Dept. Met. UCLA, 77 pp.

THE IMPACT OF SURFACE HEATING FLUXES ON PRECIPITATION

Li Yufang, Lu Xiaodang, Gao Kun

(Department of Geography, Hangzhou University)

Abstract

A 10-level fine mesh model with bulk PBL and deep cumulus convective parameterization were utilized to test the impact of surface heating flux on heavy rain system. The primary results show that (1) under certain environmental flow pattern, surface sensitivity heating fluxes may enhance precipitation in early morning and reduce it in the afternoon and (2) associated with the diurnal variation of the static stability near surface, the drag coefficient would be modified. When a LLJ streak situated at the upstream of rainfall region, the moisture convergence would be changed and could affect the heavy rain development after advection.

Key words: Surface heating flux; Static stability; Moisture convergence; LLJ.