第 4 卷 第 2 期 气象科学研究院院刊 Vol. 4, №2
1989 年 7 月 JOURNAL OF ACADEMY OF METEOROLOGICAL SCIENCE July 1989

初夏我国华北地面感热输送及其对梅雨结构的影响

张立 乔全明 易兵 徐忠 彭瑞崇
（空军气象学院）

提 要

本文用拟合方法研究了 1979—1983 年我国东部三个地区初夏感热输送的旬平均变化，发现从华北到华中地区存在较大的感热通量梯度，它破坏了由北方南下冷锋的低层锋区结构。也是使梅雨系统具有半温带半热带混合性质的根本原因。

一、引 言

春末夏初，当一次冷空气从新疆经河西走廊东移南下后，从河西到华北的大气低层会出现一个暖脊。6 月以后，在 850hPa 月平均图上也经常看到暖脊存在，这就是该时期常见的华中到华北低空北暖南冷现象。这种温度的分布也是导致该时期内梅雨锋低层锋区逐渐消失的原因[1]。对这一现象的形成有过不少研究，加滕[2]用1979年的资料研究了5、6月间我国大陆锋区北跳的原因，指出是华北感热的作用，但他这一论证仅仅是用个别测站地气温差的变化。我们计算过1981年入梅前后我国大陆东部的温度平衡，指出感热加热差异对梅雨锋低层锋区结构变化有决定性影响。本文用拟合方法计算了我国西北、华北、华中，华南地区1979—1983年低层平均的温度平衡，得到了一些有益的结论。

二、资料和方法

本文使用中央气象台出版的1979—1983年气象月报，计算了西北地区（巴彦巴道、老东庙、酒泉、民勤），华北地区（二连浩特、呼和浩特、锡林浩特、北京），华中地区（汉口、南京、南昌、衢州）和华南地区（桂林、赣州、广州、南宁）各站五年平均的地面、850和700hPa的气压、气温、湿度和风的旬平均值和这四个区的一次拟合函数。拟合公式[3]为

$$f(x,y) = a_0 + a_1x + a_2y$$

其中 x、y 为相对于拟合面积重心的坐标值，重心的求取公式是：

$$x_0 = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} x_i$$

$$y_0 = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} y_i$$

a_0、a_1、a_2为待定系数，它由以下公式求算：

本文1988年1月9日收到，1988年7月4日收到修改稿。

$$a_0 = \sum_{i=1}^{N} \frac{1}{N} f_i$$

$$a_1 = \sum_{i=1}^{N} \beta_{i,1} f_i$$

$$a_2 = \sum_{i=1}^{N} \beta_{i,2} f_i$$

式中

$$\beta_{i,1} = \frac{[x_i \sum_{j=1}^{N} y_j^2 - y_i \sum_{j=1}^{N} x_j y_j]}{[\sum_{j=1}^{N} x_j^2 \sum_{j=1}^{N} y_j^2 - (\sum_{j=1}^{N} x_j y_j)^2]}$$

式中N代表各区拟合台站数，以上各区平均拟合面积12—15万平方公里(图1)。

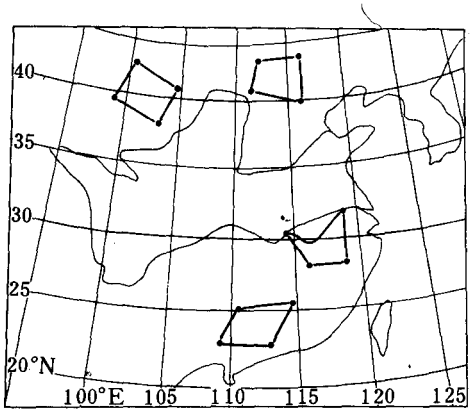

图1 代表西北、华北、华中、华南四区的拟合台站位置

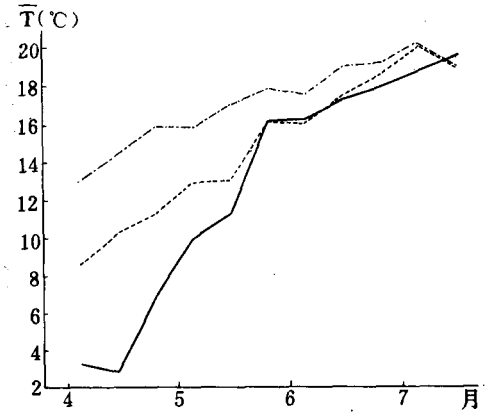

图2 华北、华中、华南区旬平均温度变化曲线
实线为华北区，虚线为华中区，点断线为华南区

三、初夏我国东部大陆各区旬平均气温的变化

图2是华北、华中、和华南区850hPa从4月到7月中旬五年平均温度变化曲线。由图可见：(1)从4月中旬至5月下旬是华北气温的急升期，前后共历四十天，升温13°C以上。(2)华中比华北提前一旬开始升温，但升温率小得多，从4月上旬至5月下旬五十天中只上升7°C多；结果，5月下旬华北平均气温已超过华中0.2℃，在这之后直到6月下旬，两区的温度差维持在0.4°C以内。这说明在这段时间850hPa上由华北至华中，南北向温度梯度基本消失，甚至某一时段还会出现北高南低的现象。(3)华南区的升温期在4月上旬以前，4月下旬已开始稳定，以后虽有上升，但幅度甚微，故在华北与华中气温急升之后的时期始终与它保持较小的温差。特别是7月中旬以后，华中气温超过华南，这就是华中的伏旱期。

是什么原因使华北地区大气低层在5月份出现迅速的升温呢？我们认为最大可能是由西向东的阶梯状地形导致的大气在运动过程中下沉增温以及地表感热输送两个因子引起的。

表1　我国东部各区近地层平均ω分布　　（单位：10^{-4}hPa/s）

ω 值 \ 月 / 区		5月		6月			7月	
		中	下	上	中	下	上	中
华北	地面	2.2	0.8	1.1	0.7	0.5	0.4	1.2
	850hPa	−2.0	−1.9	−1.5	−2.0	−1.2	−1.7	−2.5
华中	地面	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1
	850hPa	0.8	3.9	2.6	3.4	1.4	0.8	1.6
华南	地面	−0.3	−0.2	−0.2	−0.4	−0.4	−0.6	−0.6
	850hPa	1.9	0.2	−1.2	0.7	3.0	0.07	3.3

表1给出我国东部三个地区平均的地面和850hPa垂直速度的时间变化，是根据连续方程和 $\omega_0 = V_s \cdot \nabla p_s$ 用拟合函数算得的。从表1可见，在华北区，从5月中至7月除贴近地表的大气确有较弱的地形性下沉作用外，850hPa则是上升运动；相反，华中和华南区的850hPa则平均都是下沉气流（除华南6月上旬外）。这说明由于地形下沉作用不可能是华北迅速增温的原因，因此可讨论感热输送的作用。

计算地表面感热通量可用总体空气动力学公式[3]：

$$F_0 = c_D p_s c_p (T_a - T_s) |V_s|$$

其中 T_a 和 T_s 分别表示地表温度和百叶箱气温，c_D 为阻力系数，其取值为：

$$c_D = 1.0 \times 10^{-3} \qquad |V_s| < 5\text{m/s}$$

$$c_D = 0.2 \times 10^{-3} \times |V_s| \qquad 5 \leqslant |V_s| \leqslant 10\text{m/s}$$

$$c_D = 2.0 \times 10^{-3} \qquad |V_s| > 10\text{m/s}$$

用拟合函数计算了我国东部三个地区平均的地表感热通量（表2）。计算表明在我国东部大陆，5月中旬以后，地表感热输送随纬度增高而增大，其中华南区最小；华北区比华中和华南要大1—2倍左右；华北与华中区之间有较大的感热梯度；这就揭示了初夏华北地区迅速增温的原因。计算结果还发现，初夏华北的地气温差和地面风速值最大，华中和华南则要弱得多。这可能与华北的地表性质与华中华南不同，以及此时华南和华中多云雨天气，而华北多晴朗天气有关。

表2　我国东部三个地区地表感热通量　　（单位：w/m²）

F_0 值 \ 月 / 区	5月		6月			7月	
	中	下	上	中	下	上	中
华北	39.6	42.6	40.7	49.9	36.6	40.0	32.9
华中	15.6	19.6	17.8	19.0	15.7	20.2	15.9
华南	11.6	10.2	8.8	17.9	16.3	16.6	21.4

四、我国华北、华中、华南地区850hPa 上的温度平衡

根据文献[3]：

$$Q_1 = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial}{\partial p}(c_p T'\omega')$$

$$Q_2 = L(c - e) + \frac{\partial}{\partial p}(Lq'\omega')$$

两式相减得：

$$Q_1 - Q_2 = Q_R - \frac{\partial}{\partial p}(c_p T'\omega' + Lq'\omega') \tag{1}$$

式中 Q_1，Q_2，Q_R 分别是视热源、视水汽汇以及辐射加热，而 c 和 e 则是凝结和蒸发的水汽量。如令：

$$F_c = -\frac{1}{g}(c_p T'\omega' + Lq'\omega')$$

则

$$\frac{\partial F_c}{\partial p} = -\frac{1}{g}\frac{\partial}{\partial p}(c_p T'\omega' + Lq'\omega')$$

以此代入(1)式得：

$$Q_1 = Q_2 + Q_R + g\frac{\partial F_c}{\partial p}$$

将 Q_1 展开得到：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c_p}Q_2 + \frac{1}{c_p}Q_R + \frac{g}{c_p}\frac{\partial F_c}{\partial p} - \mathbf{V}\cdot\nabla T - (\Gamma - \Gamma_d)\omega \tag{2}$$

式中 Γ、Γ_d 为气压坐标的温度递减率和干绝热递减率，其余为常用符号。利用此式计算我国东部三个地区5月中至7月中的850hPa 上温度平衡(表3)。在式(2)中左侧和右侧1、4、5项都是用拟合函数直接计算的，Q_R 用 Katayama[4]计算的6月气候值代替，第3项用余差求出。

1. 华北的热量平衡

除5月中旬外，该地区的热量平衡主要是涡旋输送的垂直辐合($\frac{g}{c_p}\frac{\partial F_c}{\partial p} > 0$)维持其迅速的升温或平衡，暖平流的作用平均仅为其1/6，其余因子均为负贡献。这说明感热通量是使华北迅速升温的主要因子。因为平流贡献很弱，感热通量可看作是该区850hPa 上主要的热量源。另外，从地面进入的感热通量，除少部分从850hPa 等压面上以涡旋形式流出外，大部份用于加热低层大气(表略)。

除5月中旬外，Q_2 作为水汽源的作用对华北大气低层温度上升均为负贡献，这是由于这个时期华北降水增加，但低层空气较干燥，雨滴的蒸发在低层形成水汽源。大尺度的垂直运动在此期间始终是负贡献，这与该时期内华北多西风扰动有关。

表3　我国东部三地区850hPa 温度平衡表　（单位：℃/日）

区域	月	旬	$\partial T/\partial t$	Q_2	Q_R	$\frac{g}{c_p}\frac{\partial F_c}{\partial p}$	$-V\cdot\nabla T$	$-(\Gamma-\Gamma_a)\omega$
华北区	5	中	0.13	0.34	−0.40	0.26	1.65	−0.99
		下	0.50	−1.23	−0.40	2.67	0.42	−0.88
	6	上	0.00	−2.69	−0.40	3.70	−0.11	−0.51
		中	0.11	−11.12	−0.40	1.89	0.60	−0.87
		下	0.06	−2.40	−0.40	2.50	0.45	−0.49
	7	上	0.08	−0.11	−0.40	0.75	0.49	−0.65
		中	−0.08	−0.71	−0.40	1.29	0.77	−1.00
华中区	5	中	0.10	0.88	−0.55	−0.23	0.04	0.38
		下	0.30	1.86	−0.55	−2.67	0.06	1.64
	6	上	0.00	−0.19	−0.55	−0.67	−0.01	1.07
		中	0.15	4.43	−0.55	−5.59	0.35	1.48
		下	0.10	9.69	−0.55	−10.42	0.76	0.61
	7	上	0.15	3.83	−0.55	−4.65	1.12	0.38
		中	−0.07	7.98	−0.55	−9.12	0.96	0.67
华南区	5	中	0.06	9.59	−0.55	−10.07	0.36	0.87
		下	0.14	−5.97	−0.55	5.94	0.61	0.08
	6	上	−0.02	5.12	−0.55	−4.47	0.36	−0.48
		中	0.15	−10.57	−0.55	10.50	0.33	0.32
		下	0.03	−13.53	−0.55	13.17	−0.11	1.05
	7	上	0.08	−4.17	−0.55	4.73	0.01	0.03
		中	−0.11	−4.37	−0.55	3.79	0.10	0.90

为了进一步分析温度平流的作用，我们将温度平流项分解为 $-u\frac{\partial T}{\partial x}$，$-v\frac{\partial T}{\partial y}$（见表4），可以看到暖平流主要取决于 $-u\frac{\partial T}{\partial x}$ 项。这表明来自新疆的冷空气，经河西和内蒙地区加热，已变性为暖空气。为了证实这一点，用同样方法计算了西北区的各旬的感热输送和温度平流（见表5）。由表可见，从5月到7月，河西走廊850hPa 上基本维持有冷平流（6月中和7月上旬有弱暖平流）。这冷平流来自上游偏西方向，到达西北计算区后遇到该区强于华北二倍以上的感热通量，并加热于大气，从而使低层空气变暖；继后，再往东输送，转变为暖平流。可见，使华北低层增暖的原因，一是直接与当地的感热加热有关，另一是与其上游的感热加热有关。

表4 华北区温度平流各分量 (单位℃/日)

	5月		6月			7月	
	中	下	上	中	下	上	中
$-u\frac{\partial T}{\partial x}$	1.73	0.76	0.29	0.60	0.39	0.49	0.76
$-v\frac{\partial T}{\partial y}$	0.08	−0.35	−0.40	−0.01	0.06	0.00	0.01

表5 西北区的感热输送和温度平流 (单位 w/m²、℃/日)

	5月		6月			7月	
	中	下	上	中	下	上	中
F_0(w/m²)	117.5	108.1	185.3	196.5	227.4	165.0	161.8
$-u\frac{\partial T}{\partial x}$	−0.59	−1.10	−0.31	0.21	−0.60	0.00	−0.55
$-v\frac{\partial T}{\partial y}$	0.31	0.56	−0.04	0.25	0.15	0.01	0.49
$-V\cdot\nabla T$	−0.28	−0.54	−0.36	0.46	−0.45	0.02	−0.06

2. 华中区的温度平衡

华中地区的情况与华北最大的差别有两点：第一，垂直涡旋通量散度在维持低层温度平衡中变为负贡献，特别是在入梅以后，降温量每天约 5—10℃。第二，除 6 月上旬外，华中 850hPa 上变为一个水汽汇，入梅后，视水汽汇大体与涡旋通量辐散相平衡，数值达 4—10℃/日。另外，大尺度的下沉运动对该区 850hPa 温度平衡有正贡献，而平均的暖平流只是在入梅后有较大的正贡献。这表明从初夏到整个梅雨季，由于强对流发展所决定的随高度增强的热量涡旋垂直通量，把大部份从地面向上的感热、潜热垂直通量和大尺度的水平的显热、潜热辐合所得到的热量输送到较高层次，剩余一部份用于该层的升温，从而使华中区表现为比华北小得多的升温率。

在入梅前后，温度平衡各项也有变化。5 月份，是水汽汇和大尺度的绝热增温之和与涡旋垂直辐散相平衡，反映这时华中已有较强的对流发展了。6 月上旬由于冷空气再度增强，850hPa 由视水汽汇变为弱水汽源，是由大尺度的绝热增温与其它各因子之和相平衡，且温度维持不变。6 月中旬进入梅雨期，显现出强涡旋通量辐散由强水汽汇来平衡的过程。

3. 华南区的温度平衡

华南区 850hPa 上温度平衡各项的最大特征是：对温度平衡起更大作用的是水汽汇(源)和垂直涡旋通量散度项，该两项数值比华中地区要大 1/3(最强达 13.5℃/日)，特别

是 5 月中旬，达 10℃/日左右。从总的来看，上述两项在华南、华中两区的作用有相反的趋势：5 月中旬在华南是视水汽汇和涡旋通量辐散相平衡，这时，在华中地区，这两项的符号虽然与华南相同，但数值小一个量级；从 6 月开始，华南是水汽源和涡旋通量辐合相平衡，而华中则是水汽汇与涡旋通量辐散相平衡。这是由于在梅雨期，华中是强大的季风环流的上升气流所在地，低层有最强大的水汽汇和大范围深厚的对流活动；而在华南，这时正是季风环流的补偿下沉气流控制，它抑制那里的对流发展使热量聚集在低层[5]，同时又被它产生的水汽源所耗散。结果是华南从初夏开始大气低层一直维持相对稳定的气温值。

五、华北感热加热对梅雨锋结构的影响

近年来研究[1,6]表明，梅雨锋的低层锋区常常消失蜕变为一条切变线，而其两侧却有很大的湿度差异。有人认为这是强对流的结果[7]。用40次梅雨暴雨例子合成的经向温度偏差垂直剖面图表明，在梅雨切变线的北侧—华北地区大气低层(700hPa 以下)存在一个尺度约10个纬度的暖区，而它与华南的暖区相间的梅雨带却是一个相对冷区带[1]。上述的华北暖区恰好又是华北地区的强感热加热区。这使得经华北南下的冷锋被该区强烈的感热加热，从而破坏了梅雨锋低层的锋区。1981年6月的入梅过程便是一例[8]。6月22日入梅初，江淮流域低层锋区已经消失，仅留一条冷式流场切变线。这条冷锋在20日到达华北以前，锋区强度为1℃/100km 以上，但经过华北以后迅速减弱，至22日已减弱到0.4℃/100km 以下，到25—26日，甚至出现北暖南冷现象。在这段时间华北的平均感热输送(除去向上的涡旋通量)对850hPa 的加热为0.3℃/日，而在与它相距约1300km 的华中地区为－4.22℃/日，计算由感热引起的锋消为每天0.3—0.4℃/100km，而21—24日的实际锋消约1℃/100km，可以认为主要是华北感热加热使南下冷锋低层变性消失，使得梅雨锋变为只留下一个湿度对比明显的气流辐合线；但高空的锋区仍然存在。这就是梅雨系统具有半热带半温带系统的混合性质的原因。但必须指出，这只是从多例合成的大尺度情况得到的。当中—α 尺度涡旋生成并得到发展时，可能有较清楚的锋区结构，同时在梅雨期，边界层里常有中尺度锋生，这是另外的问题了。

六、小　　结

1. 春末初夏从河西走廊到华北是一个强感热加热带，常使东移南下的冷空气到此迅速变性，低层大气迅速升温。而华中地区则因多阴雨天气减弱了感热通量，同时存在着强烈垂直涡旋辐散，使低层大气升温比华北缓慢，这就是在此阶段中对流层低层常常出现南冷北暖的主要原因。

2. 在江淮梅雨期间，南下的冷空气经过华北时，其低层由于强感热加热而迅速变性，致使冷锋锋消，只具有与锋前空气团的湿度差异，以及流场切变线。这说明华北强感热加热是梅雨系统具有特殊结构的重要原因。

丁一汇同志与作者对本文进行了有益的讨论，特致谢意。

参 考 文 献

[1] 乔全明、张立等，我国梅雨锋大尺度环流和模式(下)，空军气象学院“教学与研究”，2，1986年。

[2] Karanshin Koto(加滕)，On the abrupt change in the structure of the bai-u front over the China continent late May of 1979，*Jour. Met, Soc.*，Japan ser. Ⅱ，63，1，20—36，1979。

[3] 丁一汇，近代天气学中诊断分析方法，大气物理研究所研究生院教材，1984年印。

[4] Katayama，A.，On the radiation budget of the troposphere over the northern hemisphere(Ⅳ)*Jour. Met. Soc.*，Japan. **45**，26—38，1967。

[5] 张立、乔全明等，1981年入梅前后大尺度环流的演变，空军气象学院学报，2，1987年。

[6] 邱炳焕、丁一汇，1973年我国梅雨时期环流结构，中国科学院大气物理研究所集刊第七号，科学出版社，1979年。

[7] 梁必琪等，天气学(下)，中央气象局科教司出版，1980年。

[8] 易兵、乔全明、张立等，1981年梅雨切变线的形成与维持，待发表。

THE TRANSFER OF SURFACE SENSIBLE HEAT DURING EARLY SUMMER IN NORTH CHINA AND ITS IMPACT ON THE MEI—YU STRUCTURE

Zhang Li　Qiao Quanming　Yi Bing　Xu Zhong　Peng Ruichong

(Air Force Institute of Meteorology)

Abstract

Using fitting method, the variations of sensible heat transfer for ten—day average during early summer of 1979—1983 in China have been analysed. It is found that there are three regions from north China to central China where the horizontal gradient of sensible heat flux is greater than normal. This transfer of sensible heat may destroy normal structure of lower level frontal area which usually moves southward from northwest China. It may be main reason that Mei—yu system has a mixing feature of semi—temperate and semi—tropical synoptic systems.