

# 初夏季风期中国大陆上热量与水汽的收支

R H. Johnson Zhiming Wang J. F. Bresch

(科罗拉多州立大学大气科学系)

**摘要** 利用天气尺度的探空与地面资料来计算 1987、1988 和 1989 年梅雨期前与梅雨期中国大陆上的热源与水汽汇。

垂直积分热源( $Q_1$ )与水汽汇( $Q_2$ )的水平分布表明,梅雨期前最大加热位于华南平行于海岸线一带,其次是长江流域。进入梅雨期长江地区加热增大,可是梅雨期加热地带仍然在华南。1988 年华北是突出的第三加热地带。由于海陆风和山谷风的作用,无论梅雨期前还是梅雨期雨量都有明显的日变化。夜间,最大雨量出现在海拔高度特别低的中国内陆盆地。白天,海岸与海岸山区之间以及其他有利于上坡气流的地区雨量变化最大

区域平均的热源  $Q_1$  和水汽汇  $Q_2$  的垂直廓线表明,梅雨期前和梅雨期长江地区降水类型为对流和成层混合型,而华南深积云对流占优势。华南出现的加热和变干遍及整个对流层,而长江地区只出现低层变湿。华南的类型类似于在热带观测到的深厚系统,而长江地区类似于中纬度中尺度对流系统观测到的,这里低层蒸发很重要。

## 1 引言

在东亚 5 月份开始为东北冬季风向西南夏季风过渡期。5 月初到 6 月中旬降水集中在华南。紧接着,长江地区突然成为最大降雨地带(Tao 和 Ding, 1981),开始形成所谓中国梅雨和日本梅雨。7 月中旬以后是华北最大降水时期。Tao 和 Chen(1987)、Ninomiya 和 Murakami(1987)以及 Ding(1992)考察了中国梅雨和日本梅雨的降水和环流特征。

Ninomiya(1989)用地球静止气象卫星云层分析图研究了 1979 年梅雨期东亚和西太平洋上云的分布。根据云系的水平尺度及其垂直发展程度(对流或成层),把梅雨分成 4

个时期,把云分为 4 类。就中国东部地区而言,得出如下结果。

梅雨期前(5 月 1—20 日):中国最南部的对流的云与成层云一起向北伸展到长江流域。

梅雨初期(5 月 21 日—6 月 10 日):华南对流的云与长江流域北部的成层云共同作用的结果。

梅雨高峰期(6 月 11 日—7 月 20 日):长江流域及华南一些地方的对流的云。

梅雨期后(7 月 21 日—8 月 10 日):华北及靠近中国东南部海岸的对流的云。

本文采用常规探空资料来确定中国热源与水汽汇的时空变化。由于缺乏资料以及受

许多探空资料垂直分辨率不足的限制,主要着重着于加热与变湿分布的长期(梅雨期前和梅雨期)特征,而不是个别对流活动的结构。

## 2 资料与分析步骤

本文使用的资料是1987—1989年5月1日至7月31日覆盖北纬20—40°、东经105—125°地区的探空和地面资料(包括日降水量)。全部资料是从国家大气研究中心(NCAR)得到的。图1(略)表示分析域内近90个无线电探空测风站的分布。有些台站只有几个垂直高度报告。靠近该地区南面和东面边界的海洋地区观测记录很少,因而导致这些地区的结果被认为是不可靠的。我们把整个分析域分成3个次区:SC区(北纬24到28°)代表华南;Y区(北纬28到33°)代表长江地区;NC区(北纬32到38°)代表华北。本文研究的剖面是沿东经119°。

每日两次(0000和1200 UTC)的地面和发报气压层的风、温度、位势高度以及水汽资料首先垂直内插到25hPa。原始探空资料包括标准层和特性层的风、位势高度、温度以及水汽(但300hPa以上的水汽资料很少)。然后将这些资料用修改后的Barnes(1964)方案在1°×1°网格上做客观分析。

计算热量与水汽收支用的垂直速度 $\omega$ 是从水平辐散得出的(通过球面坐标的连续方程向上积分),

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) \right] + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (1)$$

各个网格点上都使用地面边界条件,当 $p = p_s$ 时, $\omega = \omega_s$ 。

客观分析的地面风和地形高度 $h$ 被用来计算地形强迫的地面垂直运动(依照Luo和Yanai等,1983),

$$\omega_s = -g \rho_s \left( \frac{u_s}{a \cos \varphi} \frac{\partial h}{\partial \lambda} + \frac{v_s}{a} \frac{\partial h}{\partial \varphi} \right) \quad (2)$$

这里 $g$ 是重力, $\rho_s = p_s / RT_s$ 是地面空气的密度。

在计算 $\omega$ 时利用辐散的线性调整(随高度增大)来使100hPa的 $\omega$ 很小(依照O'Brien,1970)。

$$\omega_{adj}(k) = \omega(k) - \frac{(1-\alpha)k^2}{N^2} \omega_{100} \quad (3)$$

这里 $\omega_{100}$ 是调整前100hPa的 $\omega$ 值, $k$ 是第 $k$ 垂直层(从地面到100hPa), $N$ 层数, $\alpha = 0.1$ ,我们不令100hPa的 $\omega$ 为零,而是利用经验关系实际上100hPa的 $\omega$ 是 $\omega_{100}$ 的十分之一。用

$$Q_1 = c_p \left[ \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{v} * \nabla \bar{T} + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \bar{\omega} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right]$$

$$Q_2 = -L \left[ \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{v} * \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right]$$

计算视热源 $Q_1$ 和视水汽汇 $Q_2$ ,这里 $T$ 是温度, $\theta$ 为位温, $q$ 为水汽混合比, $k = R/c_p$ , $R$ 和 $c_p$ 分别为气体常数和干空气定压比热容, $L$ 为凝结潜热, $p_0 = 1000$ hPa,“—”指的是水平平均。

按照Luo和Yanai(1984)的步骤,用水平和垂直平流项1-2-1时间滤波(基于12小时资料),得出已知层的 $Q_1$ 和 $Q_2$ 日平均值,用周期的日平均值总数除以周期天数来计算 $Q_1$ 和 $Q_2$ 的周期平均值。 $Q_2$ 垂直积分与周期总降水量相似。

得出的收支有些是不准确的,因为(1)资料中难免有错误,(2)高层记录逐渐少。出现错误最频繁的是在对流层上部(300hPa以上)。为了处理这个问题,要把时间滤波 $Q_1$ 和 $Q_2$ 的过大值(正值 $> 2.5 \text{ Kd}^{-1}$ ,负值在 $-15 \text{ Kd}^{-1}$ 以下)从月平均排除掉。这一过程导致300hPa以上29.4%的数值被排除掉,但300hPa以下只有5.9%的数值被排除掉。超过这些临界值的数值在300hPa以上被认为是没有物理意义的,在300hPa以下对于这里研究的尺度也只会偶尔出现,尤其考虑到采用滤波值这一事实。

具有较大临界值的试验要求排除的数值尽量少,但允许在月平均值中潜在的较大误

差。似乎在300hPa以下这一过程的影响最小,但上述结果的可靠性可能减小。因此,至少对流层上部(300hPa以上)的结果应受到重视。

### 3 梅雨期前与梅雨期的选择

如同 Tao 和 Chen(1987)所描述的,东亚夏季季风逐步向北推进。华南最南端通常5月初开始出现。5月中旬华南典型的夏季季风开始缓慢向北移动,5月末之前停滞,6月初迅速向北移动,不迟于6月中旬到长江流域(这里称为梅雨锋)。梅雨锋于7月初一两周在长江流域逗留,然后迅速向北移动,7月末到华北。

中国与日本的夏季季风按不同作者而分成不同长短时期。Murakami 和 Huang(1984)基于类似于本文所用的三个地区的降水记录,把1979年夏季季风分成两个时期。Ninomiya 和 Muraki(1986)与 Ninomiya(1989)又根据降水时间序列,把1979年夏季分成四个间隔,即梅雨前、梅雨初期、梅雨高峰期和梅雨后。本文采用了类似方法。为了便于同以前的研究成果比较,从5月1日到7月31日选出两个时期,即梅雨前与梅雨期,这里把雨到达长江流域的时期规定为梅雨期。由于业务探空数据集的限制,没尝试进一步细分成四个时期。

为了确定梅雨前和梅雨期,根据(4)、(5)式:

$$[P(t, lat)] = \frac{1}{13} \sum_{i=1}^{13} P(t, i, lat) \quad (4)$$

$$[Q_2(t, lat)] = \frac{1}{13} \sum_{i=1}^{13} \langle Q_2(t, i, lat) \rangle \quad (5)$$

来计算日降水量的时间序列和垂直积分干燥率  $Q_2/c_p$ , 这里  $t$  代表日期,  $\langle Q_2(t, i, lat) \rangle$  是垂直积分水汽汇,  $P(t, i, lat)$  是  $1^\circ \times 1^\circ$  网格上日平均降水量,  $\sum_{i=1}^{13}$  是  $110^\circ\text{E} - 122^\circ\text{E}$  之间所有网格值之和(在纬度时间标绘图中,资料取  $2^\circ$  纬度带的平均)。因为分析域内地面降水记录台站的分布是不均匀的,  $[Q_2]$  场为规定梅雨前和梅雨期提供有用的附加资料。6月12日、

10日和2日是分别对1987年、1988年和1989年选出的梅雨开始日期。这些日期是基于长江流域和华北降水量和  $[Q_2]$  有明显变化,而这样选择可以使在名义上的梅雨开始日期(6月18日)两周内下的雨量相似(Tao 和 Chen, 1987)。可以认为这些时期相应于 Murakami 和 Huang(1984)的 I 期和 II 期,而且近似等于 Ninomiya 和 Muraki(1986)、Ninomiya(1989)的(梅雨前+梅雨初期)与(梅雨高峰期+梅雨后期)。

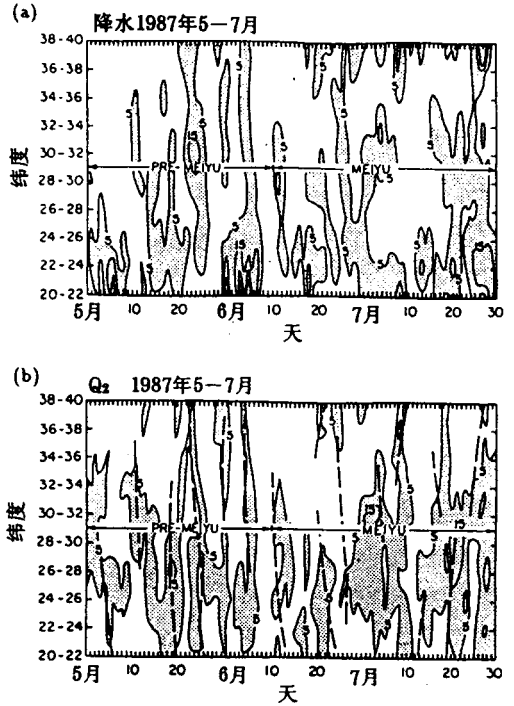


图2 1987年5—7月(a)降水和(b)垂直积分干燥率  $[Q_2]$  的纬度时间剖面。单位  $\text{mmd}^{-1}$ 。表示梅雨前和梅雨期(a)的最大降水轴已转移到(b)中

图2、3、4还提供了有关夏季季风期雨系传播特征的资料。传播方向可通过观测到的最大降水量轴的坡度表示;它迭加在图2b、3b、4b中  $[Q_2]$  时间纬度剖面图上(注意  $Q_2$  最大值的多数路径与其有关的最大降水量相对应)。从5月到6月中旬,观测到的降水量和  $[Q_2]$  最大值通常从北向南传播;可是有些时期,尤其是华南很明显地几乎没有传播。这一

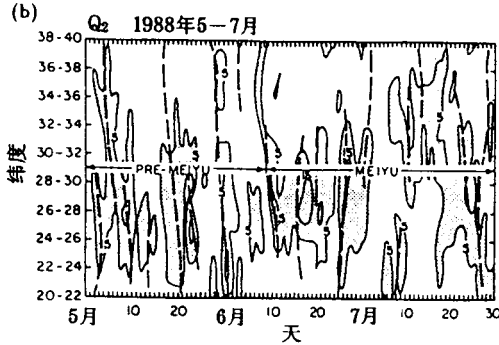
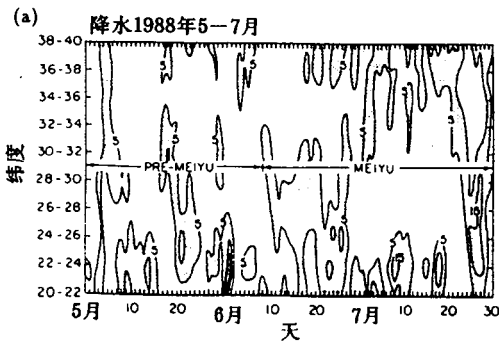


图3 除1988年外,如同图2

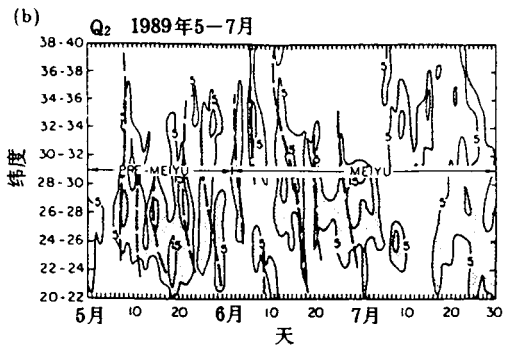
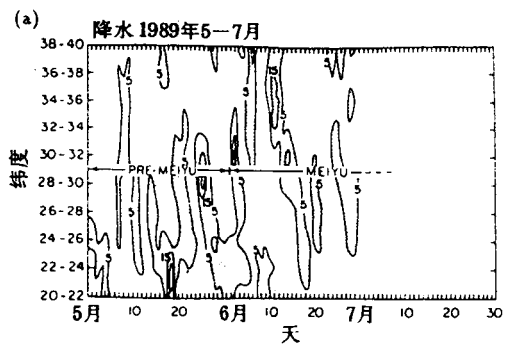


图4 除1989年外,如同图2

时期最大值出现在华南是正常的。从图5(略)更容易看出1988年雨系传播方向,这里的横坐标扩展了。梅雨前期以后(直到6月10日)传播几乎全部从北向南,我们推断这一时期的降水与中纬度西风带的扰动有关。典型的南北传播速率为 $\sim 10\text{ms}^{-1}$ 。

6月末到7月,  $[Q_2]$  和  $[P]$  向南北两个方向的最大传播(图2—5)说明了中纬度和热带源地的扰动担负这一时期的降水。季风扰动和热带低压(或气旋)可以解释很多向北传播的特征。

#### 4 季节平均气流特征

如同图6(略)显示的高空气流表明1987年梅雨前到梅雨期的季风是向北推进的。梅雨前到梅雨期最突出的变化是,在与西太平洋反气旋向西伸展及向北推进相联系的区域的南部,气流的南风分量增大,这是梅雨爆发的特征(如 Ninomiya 和 Muraki, 1986; Kato, 1989)。梅雨期间在黄海可看见850hPa有梅雨槽和切变线,而后进入长江流域(Ninomiya

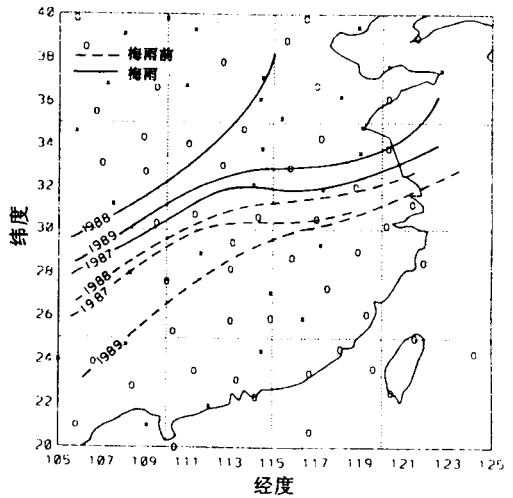


图7 1987、1988和1989年梅雨前与梅雨期850hPa切变线的轴

和 Muraki, 1986)。贯穿两个时期沿华南海岸始终存在着相当强的西南气流。这是典型的台风前期特征并与华南大雨相联系(Huang 等, 1986)。

图7显出的是3年梅雨前和梅雨期850hPa切变线的平均位置,而不是1988和

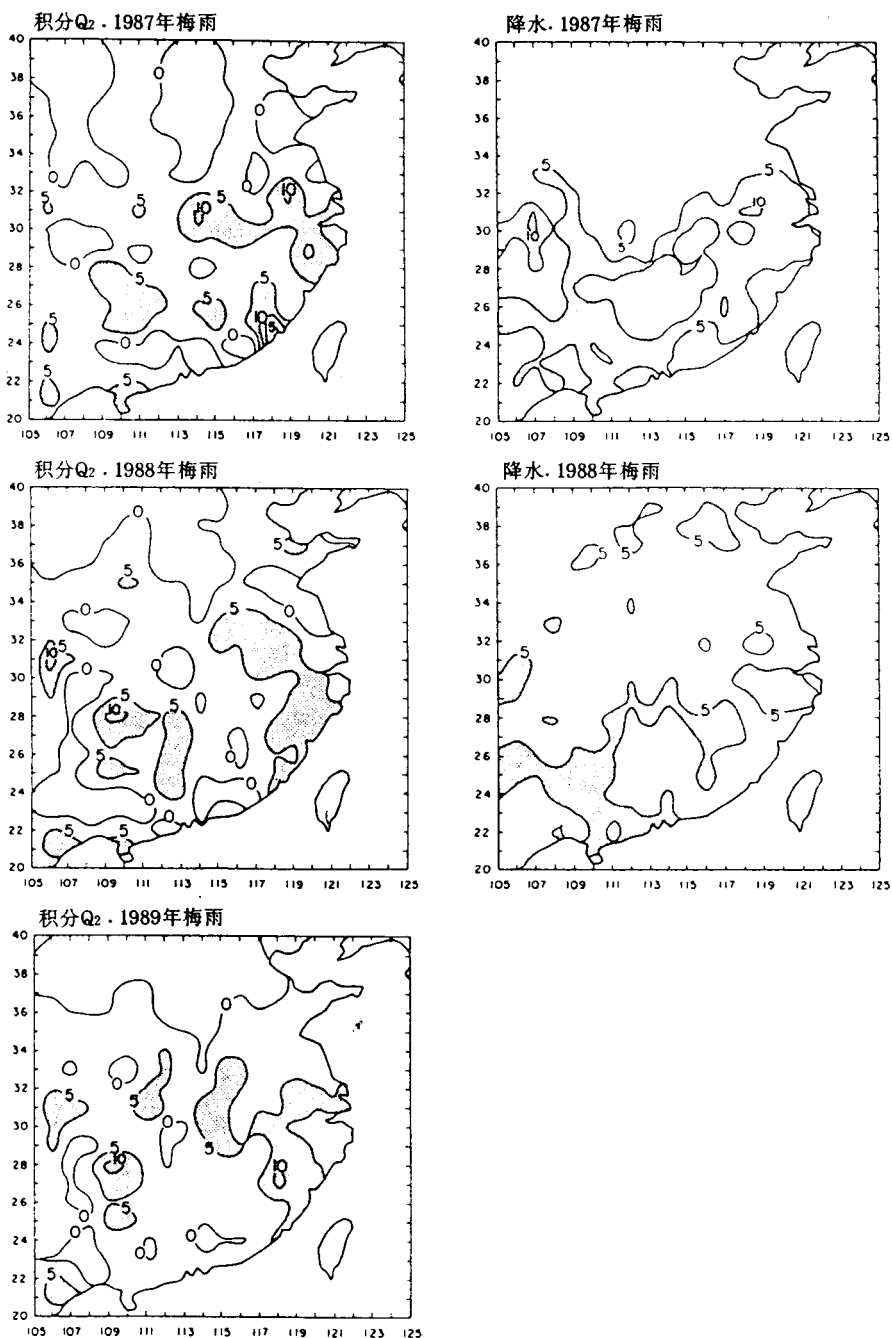


图8 1987、1988和1989年梅雨前垂直积分视水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ 与观测到的降水量(以 $\text{mmd}^{-1}$ 为单位)的平均值。大陆上阴影区的值 $>5\text{mmd}^{-1}$

1989年的平均气流状况(图6表示许多平均气流特征)。可以看出切变线向北位移与梅雨有关。1988年切变线位置最北,这与该年梅雨大大向北扩展相一致。

## 5 梅雨前与梅雨期 $\langle Q_2 \rangle$ 及降水量

与观测到的降水量相对应,把通过对流层厚度 $Q_2$ 的垂直积分规定为 $\langle Q_2 \rangle$ 。 $\langle Q_1 \rangle$ 与

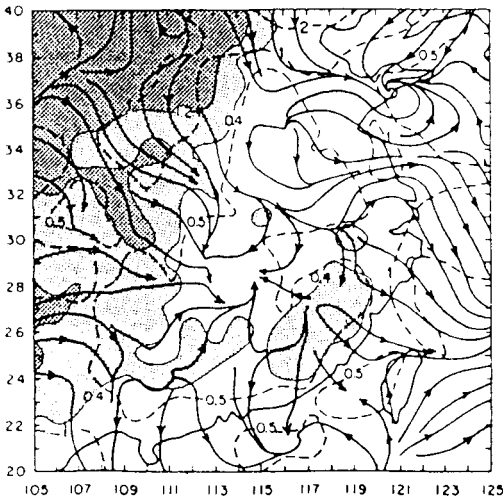


图9 1987年梅雨前0800至1200 UTC (0800减2000 L)平均地面风之差(流线和等风速线,以  $\text{ms}^{-1}$  为单位)。阴影区表示海拔高度,以 km 为单位

$\langle Q_2 \rangle$  相似,因此不再描述。如同 Yanai 等 (1973) 所解释的,  $\langle Q_2 \rangle$  加地面蒸发大体上将等于观测到的降水量。直接测量蒸发是办不到的; Luo 和 Yanai (1984) 对长江流域1979年5—7月间40天的报告值  $1.3\text{mm d}^{-1}$  可供参考。

图8表示1987—1989年梅雨前  $\langle Q_2 \rangle$  和平均雨强的水平分布。考虑到海上数值不可靠并把它从讨论中排除掉。假如先不考虑蒸发的作用,我们注意到3年梅雨前的  $\langle Q_2 \rangle$  和观测到的降水量显示出大部分降雨限制在华南  $30^\circ\text{N}$  以南。由于对  $\langle Q_2 \rangle$  附加了  $1.3\text{mm d}^{-1}$  的蒸发率,计算的降水量超过  $5\text{mm d}^{-1}$  的地区扩大了(没有给出,但从图8可以看出)而且包括峰值在内都有改进。(可是计算出来的降水量一般仍似乎低估,其原因可能是剔除差资料的过程及缺乏资料产生的影响。尽管有此不足,这种差异不足以改变关于加热分布及各个地区比较的定性结论。)

梅雨前最大的降水带几乎是沿着并平行于海岸线。这一地区产生的对流与华南频繁出现天气尺度锋相联系(如 Ninomiya, 1989)。华南陆海差异及山脉的存在也表明局

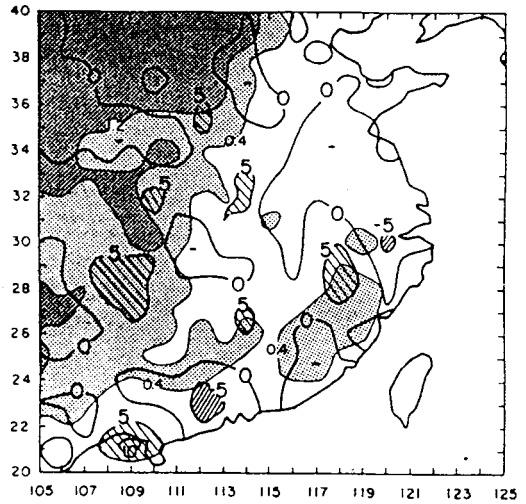


图10 1987年梅雨前0000至1200 UTC (0800减2000 L)平均垂直积分水汽汇( $Q_2$ ) (以  $\text{mmd}^{-1}$  为单位)之差。影线区超过  $\pm 5\text{mmd}^{-1}$  值。阴影区表示海拔高度,以 km 为单位

地环流的日变化在5月份降水中可起重要作用(Zhu 等, 1983)。图9表示1987年梅雨前0000 UTC 和1200 UTC (0800和2000 L)之间地面风的差异。这差异图着重指出日变化,因为它包括0800减2000 L 矢量风差异,因而它代表夜间环流:沿我国海岸的陆风以及离内地较高地带的谷风。

为了进一步检查地形和陆海差异在降水日变程方面的作用,图10表示0000和1200 UTC (0800和2000 L)之间  $\langle Q_2 \rangle$  的差异。正(负)值表明清晨比傍晚降雨大(小)。早晨最大降水(正值)出现在低海拔地区例如四川盆地(靠近  $30^\circ\text{N}$ ,  $107^\circ\text{E}$ ), 华南山区正北以及东京湾。这些地区与图9辐合区相当一致,好象与下坡气流进入山谷有联系,后面例子是陆风辐合进入东京湾。傍晚最大降水(负值)一般出现在沿南中国海岸与山区顶峰之间(南岭和五夷山区)以及  $115^\circ\text{E}$  以东长江以北地区的海岸线。这些最大降水区通常与1200减0000 UTC 地面风差异图上的辐合区一致。这些结果与 Akiyama (1989) 的研究成果一致,它表明地形在降水日变化方面的重要作

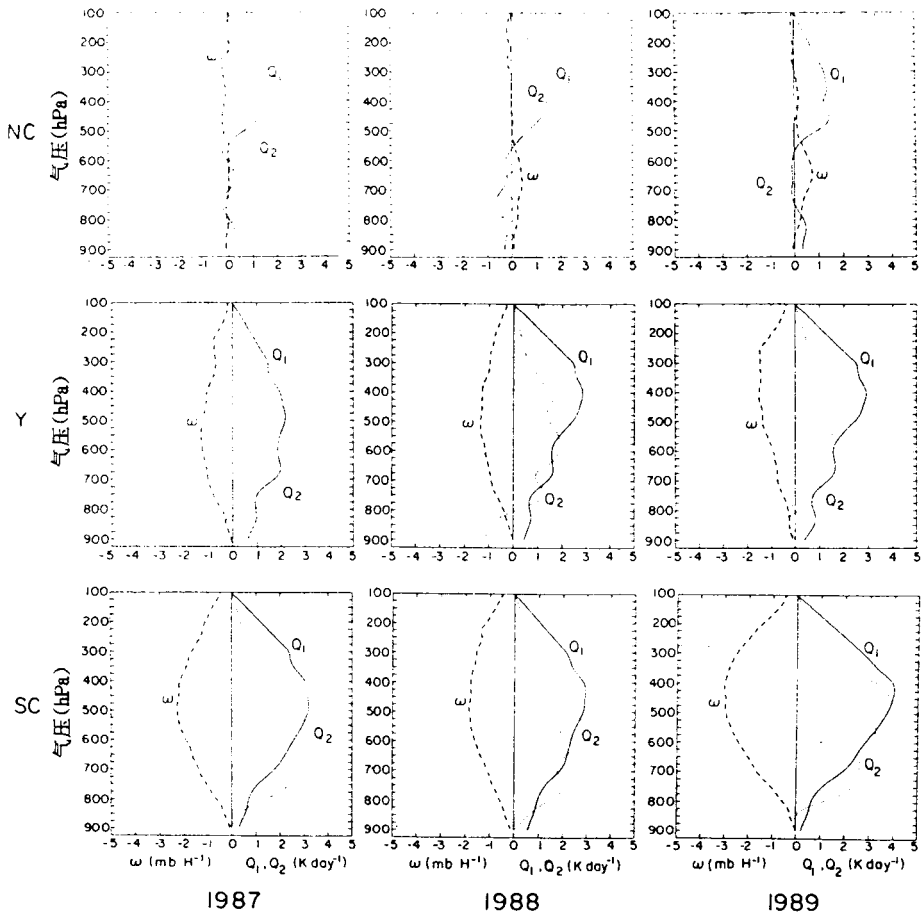


图12 1987、1988和1989年梅雨前华南(SC)、长江地区(Y)及华北(NC) $\omega$ ( $\text{hPa h}^{-1}$ )、 $Q_1/c_p$ 及 $Q_2/c_p$ ( $\text{Kd}^{-1}$ )的平均垂直分布

用,尽管降水极值的位置有些小的区别,因为实际上在她的研究中使用了卫星资料来推断降雨区。在分析域西北部的附加极值进一步指出地形对降雨日变化的作用。

可是除了陆(海)和山(谷)风以外,华南海岸西南季风气流的辐合也能有助于沿海岸线的降水,如同夏季季风期沿印度西南海岸(西部山脉上游)的情况相似(Grossman 和 Durran, 1984; Ogura 和 Yoshizaki, 1988)。Ogura 和 Yoshizaki(1988)证明来自海洋的强潜热通量和强感热通量以及明显的近海高空气流有助于沿海岸和紧靠近海最大降水的发展,而不是印度内地海岸区。在我国的情况下,不存在近海高空气流,因此这种机制的降

雨对海岸山区以及沿海岸本身比较有利。

图11(略)表示1987—1989年梅雨期 $\langle Q_2 \rangle$ 和平均雨强的分布(1989年缺降水资料)。梅雨期沿华南海岸仍可观测到;可是接近长江地区的降水大体上是向北转移的。1988年华北降水的扩大与该年梅雨锋大大向北转移是一致的(图7)。

梅雨前和梅雨期降水的分布象征我国夏季季风向北转移。总的来说,计算出的降水型相当好地反映了这种位移。

## 6 热源与水汽汇的区域特征

整个分析域分成三个次区:SC(华南)、Y(长江地区)、NC(华北)(图1)。这一节检查了

垂直运动、加热和变湿的区域差异。

图12表示1987到1989年梅雨前垂直运动、加热率以及干燥率的平均垂直廓线。在SC区内,垂直运动向上, $\omega$ 峰值在400—500hPa之间。对流层下部加热率小于干燥率,而对流层上部则相反,这表明受积云深对流支配(Luo和Yanai,1984)。这些结果与Ninomiya(1989)的推断是一致的(基于梅雨前华南对流性降水支配前的GMS卫星云层分析)。在Y区内,梅雨前平均垂直运动比SC区弱,特别是1989年,当Y区降水比SC区更少时(图8)。还有在Y区, $\omega$ 峰值的高度是多变的(1987—1988年在500—600hPa附近,1989年在200—400hPa)。在Y区内对流层下部(500hPa以下) $Q_1$ 和 $Q_2$ 廓线相互靠近,这表明有较小的深对流存在,而且表明本地区的成层降水比例较高(Luo和Yanai,1984;Ding和Wang,1988)。Y区低层出现小变湿,这表明长江地区比华南的云底较高,而且云底下面蒸发较大,在美国中部中纬度中尺度对流系统中也发现有类似现象(Gallus和Johnson,1991)。在NC区内,只在对流层上部有重要的加热,表明高层有成层云,这可能与斜压扰动有关。高层 $Q_2$ 很小是因为比湿值小。

梅雨期华南(SC)加热与干燥的平均垂直廓线的型式与梅雨前相似(图13,略)。在长江地区(Y)梅雨期 $Q_1$ 和 $Q_2$ 的振幅明显增大,它与图8和图11显出的梅雨前到梅雨期Y区内降水增多是一致的。另外,整个3年期间Y区内看来似乎存在重要的深对流。这些发现与Ding和Hu(1988)的1984年梅雨的研究结果是一致的。尽管梅雨期对流层上部向上垂直运动增大,但梅雨前与梅雨期之间华北(NC)加热和干燥廓线的垂直结构没有显著的变化。这表明降水增多了。此外,尽管梅雨期平均降水量没有完全显出,这就强烈表明1988年7月(图14)当观测到降雨最大时深对流最终到达华北(图11,略)。

图15显出1988年梅雨前沿117到119°E

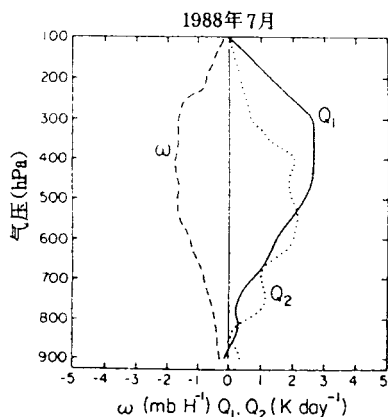


图14 除1988年7月华北(NC)外,如同图12

(我国东部;见图1)平均加热率和干燥率的平均垂直分布。21到24°N(华南)深厚对流层加热和干燥在对流层下部 $Q_2$ 最大,表明有深对流。27°N附近对流层中部 $Q_1$ 较弱而 $Q_2$ 最大,预示成层降水。这些结果与Ninomiya由卫星确定的梅雨前云型是符合的,而且也与Huang等(1986)于汛期前在华南确定的降水结构是符合的。

1988年梅雨期沿117—119°E加热和干燥还有两个明显的最大值(图16,略);南方峰值保持在华南海岸附近,而长江地区的峰值向北位移5°左右。SC区内 $Q_1$ 和 $Q_2$ 廓线不一致,这表明梅雨期华南许多降水是对流性的。如同Ninomiya的论述认为长江地区的降水似乎是对流与成层相结合。华北对流层中部也见到加热与干燥,它与1988年降雨观测值是一致的。

## 7 总结及今后工作

对1987、1988和1989这3年的梅雨前与梅雨期我国月平均热源及水汽汇的时空变化进行了调研。本文的主要发现可概括如下:

(1)垂直积分热源与水汽汇的水平分布表明,梅雨前最大加热出现在平行于华南海岸线一带,第二大加热带在长江流域。气流日循环分析指出,对降水的时间和落区,陆(海)风和山(谷)风起重要作用。夜间最大降雨随

梅 雨 前

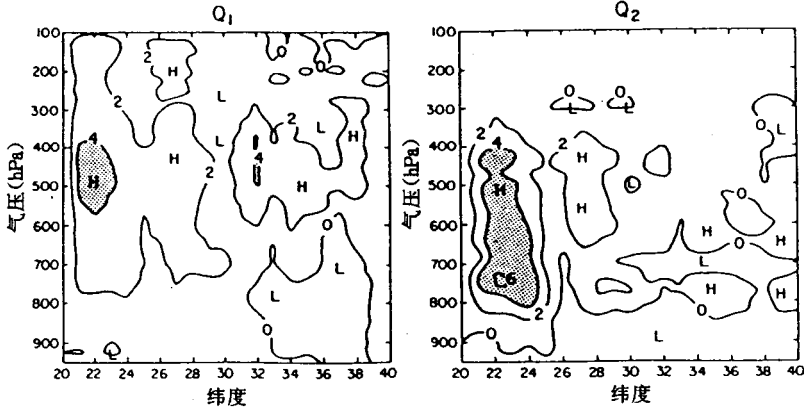


图15 1988年梅雨前平均沿117—119°E(a) $Q_1/c_p$ 与(b) $Q_2/c_p$ 的平均垂直分布。单位是  $Kd^{-1}$

山区气流而出在我国内陆盆地。白天明显的最大降雨发生在我国沿海与内地沿岸山脉之间。梅雨期有类似振幅的两条纬向最大加热带，一条在华南，另一条在长江地区。1988年华北是另外最大的加热与干燥的地区。

(2)地区平均热源和水汽汇的垂直廓线显出从梅雨前到梅雨期的区域差异。整个这一时期华南的降水大体上是对流性的。长江地区的降水是成层与对流混合型的，它与 Luo 和 Yanai(1984)、Ding 和 Wang(1988)、Ding 和 Hu(1988)以及 Ninomiya(1989)的研究结果是一致的。

(3)华南的加热与干燥遍及整个对流层，但低层变湿出现在长江地区。华南型类似于在热带所观测到的(如 Yanai 等,1973)，而长江地区则类似于随中纬度中尺度对流系统所观测到的，那里低层蒸发很重要(如 Ninomiya, 1971; Lewis, 1975; Gallus 和 Johnson,1991)。

(4)梅雨前垂直积分的热源和水汽汇从北向南传播。此后最大加热和干燥从北向南和从南向北传播都存在。这些结果表明早期季风降水与中纬度斜压系统有关，而晚期季风降水受中纬度及热带扰动所支配。

因为常规探空资料的分辨率有限，特别是在垂直方向，不同地区加热和干燥的详细结构无法确定。为了更好地了解不同地区对流与成层降水对总收支的贡献，研究个别系统的个例研究可能是很重要的。1989及1990年在华南及长江地区进行的中尺度试验将为更详细的热量与水汽收支研究提供有用的资料。

参考文献(略)

蔡景植摘译自《Journal of the Meteorological Society of Japan》，Vol. 71, No. 1, Feb. 1993

李晓东校