

# 江南岭北3月份连阴雨湿度条件\*

傅焕宇 邬治芸 夏洪星

(北京气象学院) (气象科学研究院) (北京气象中心)

## 提 要

对比分析指出,江南岭北地区呈准静止的、坡度近似为1/230、低空有强偏南风伴随的低空比湿锋区是该地区3月份发生连阴雨的湿度条件。该地区的逆湿层可能与上述比湿锋区有关。

形成我国南方早稻烂秧的灾害性天气——春季连阴雨天气,月累积日数年际变化很大。以江南岭北(我国25—30°N,110°E以东)3月为例,有的年份(如1980年)长达29天,有的年份(如1966、1971、1972、1974、1983年)则阴雨日1天也没有(见图1)我们从这两种极端情况中各选一年(1980、1983)进行一系列对比分析,以期对弄清连阴雨形成条件有所帮助。本文只限于湿度条件的分析。

国内资料选自《中国高空记录月报》中青藏高原东侧各探空站的压、温、湿记录及高空风记录。国外资料选自《Climatic Data of World》与《Aerological Data of Japan》中有关探空站的压、温、湿记录及高空风记录。

## 2. 计算处理

a. 网格设计 采用Lambert 平面投影直角坐标系,格距为150km,格点数为21×17(见图2)。垂直方向格距为50hPa,

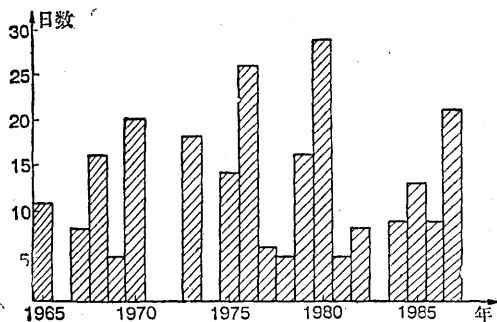


图1 江南岭北地区历年3月份连阴雨累积日数

(引自“长江中下游连阴雨连晴天气研究”课题组1988年1月印发的《江南岭北连阴雨两个例》)

## 一、资料及处理

### 1. 资料来源

\*本文由“长江中下游连阴雨、连晴天气研究”课题资助。

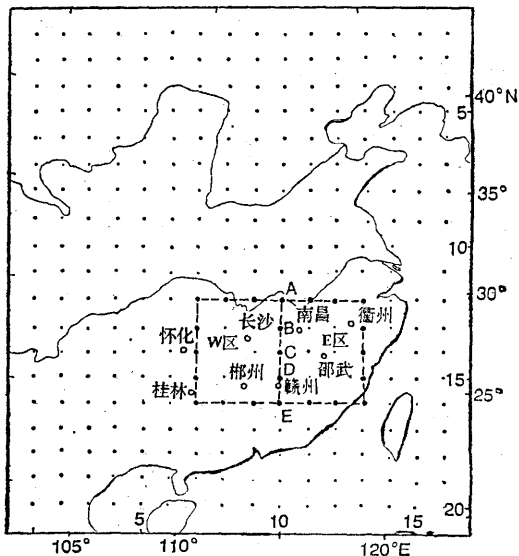


图2 本文计算区域示意图

将1000—50hPa分为20层。图2中虚线围成的W区与E区可基本上代表江南岭北地区。位于W区与E区交界线上的A、B、C、D、E5点可基本上代表江南岭北地区中部情况。

b. 客观分析<sup>[1]</sup> 首先将各探空站的原始资料(H、T、T<sub>d</sub>、u、v)用有限元法内插到网格点上作为预备场,然后采用Cressman的逐步订正法<sup>[2]</sup>对预备场进行扫描订正,得到最终的网格点资料。

c. 所用物理量,如q、qu/g、qv/g、 $\omega$ 、 $\nabla \cdot (\frac{1}{g} \vec{v} q)$ 等,均采用一股物理量诊断中介绍的常用方法。

## 二、水汽含量及饱和条件的对比分析

水汽含量及饱和条件是成云致雨的基本条件,故先将这两个量进行对比。

### 1. 水汽含量

这里取比湿q及露点温度T<sub>d</sub>代表水汽含量。

#### (1) 垂直分布

由1980年3月与1983年3月平均q与T<sub>d</sub>垂直廓线图(图3)看出,地面比湿q与600

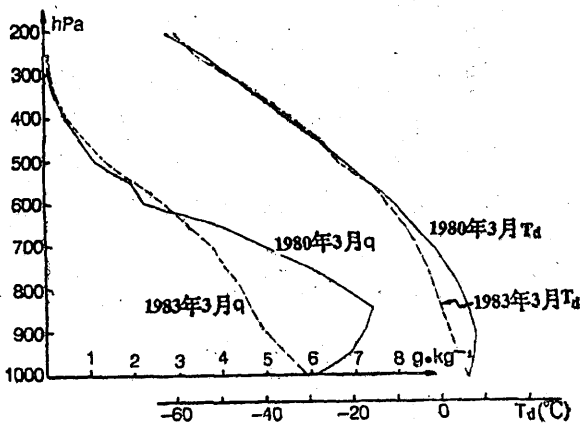


图3 1980年3月和1983年3月A、B、C、D、E5格点平均比湿(q)和露点温度(T<sub>d</sub>)垂直廓线

hPa以上同层次间的比湿q(露点T<sub>d</sub>类似),多连阴雨与无连阴雨的年份差别不明显。无连阴雨的年份比湿随高度分布符合大气的一般规律,即随高度递减。多连阴雨的年份地面到850hPa之间先有一个逆湿层,亦即比湿随高度递增层,然后再随高度递减。露点温度也有类似规律,只是递增层没有比湿明显。

据地处江南岭北的湖南省的气象工作者的统计(表1)<sup>[3]</sup>表明,在连阴雨期间,1000—850hPa层比湿等值分布,850—700hPa为比湿递增层,700—600hPa比湿明显减小。

表1 湖南省3月连阴雨低温过程中平均比湿分布

层次(hPa)	1000	850	700	600
比湿(g·kg <sup>-1</sup> )	5.9	5.9	6.4	3.6

由本文及文献<sup>[3]</sup>看出,在江南岭北3月份连阴雨过程中,低空存在一逆湿层。

在950—700hPa各层,特别是850hPa层,多连阴雨年(1980)的比湿显著大于无连阴雨年(1983)同层的比湿(见表2)。这表明多连阴雨年低层水汽含量较多,无连阴雨年水汽含量较少。

#### (2) 水平分布(以850hPa为例)

考虑到850hPa比湿等值线近似为东西走向,所以取沿115°E的比湿纬向廓线(图4)进行讨论。由图4可见,在1980年3月26.5—31.5°N间比湿有一个纬向急剧变化带。而1983年3月急剧变化带在24.0—26.5°N左右,即位于南岭附近。也就是说,后者比前者显著偏南。

### 2. 饱和条件

饱和条件是分析阴雨的一个重要指标,下面从相对湿度(f)与温度露点差(T—T<sub>d</sub>)两个量的分布进行分析。

表2 1980年3月与1983年3月1000—600hPa各层比湿( $g \cdot kg^{-1}$ )分布

年·月	层次							
	1000 hPa	900 hPa	850 hPa	800 hPa	750 hPa	700 hPa	650 hPa	600 hPa
1980.3	6.9	7.2	7.4	6.7	5.9	4.9	4.0	3.0
1983.3	5.4	5.0	4.7	4.5	4.2	3.8	3.3	2.7

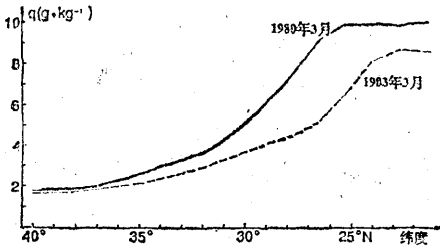


图4 1980年3月和1983年3月850hPa沿115°E比湿纬向廓线

(1) 垂直分布

1980年3月800hPa以下各层相对湿度都大于80%，而1983年3月，800hPa以下各层除1000hPa外，相对湿度都小于80% (图5)。在高层 (500—200hPa) 相对湿度分布趋势与低层 (800hPa以下) 相反：连阴雨日数多的年份 (1980) 各层相对湿度都小于40%，而无阴雨日数的年份 (1983) 相对湿度都 $\geq 40\%$ 。

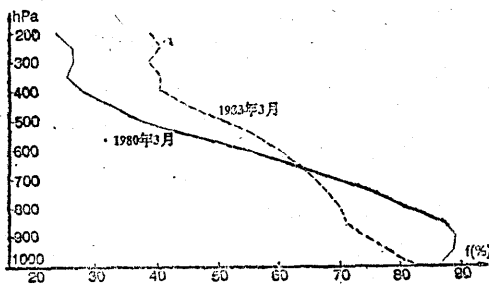


图5 1980年3月和1983年3月A、B、C、D、E5格点平均相对湿度(f)垂直廓线

温度露点差的垂直分布也有类似的情况：在950—850hPa层，1980年3月 $T - T_d$

$\leq 2.0^\circ\text{C}$ ，1983年3月 $T - T_d \geq 3.6^\circ\text{C}$ ；在500—300hPa层， $T - T_d$ 的相对大小与低层相反：1980年3月 $T - T_d \geq 11.4^\circ\text{C}$ ，1983年3月 $T - T_d \leq 8.0^\circ\text{C}$ 。

(2) 水平分布

a. 850hPa温度露点差

1980年3月，怀化、桂林、长沙、郴州、赣州、南昌、衢州、邵武 (图2) 等8站平均温度露点差为 $1.7^\circ\text{C}$ ，最小值为 $0.8^\circ\text{C}$ ，最大值为 $3.2^\circ\text{C}$ 。在850hPa $T - T_d$ 分布图 (图略) 上，江南岭北大部分地区 $T - T_d < 2.5^\circ\text{C}$ 。而1983年3月上述8站平均温度露点差为 $3.8^\circ\text{C}$ ，最小值为 $2.4^\circ\text{C}$ ，最大值为 $5.4^\circ\text{C}$ 。在850hPa $T - T_d$ 分布图 (图略) 上，江南岭北大部分地区 $T - T_d > 2.5^\circ\text{C}$ 。这就是说，1980年3月江南岭北饱和差较小，1983年3月饱和差较大。850hPa相对湿度的水平分布 (图略) 情况类似。

b. 800hPa相对湿度

图6给出了115°E800hPa相对湿度纬向廓线，以此代表800hPa相对湿度的纬向变化。由图6可见，1980年3月江南岭北 (25—30°N) 的相对湿度均大于75%，且大多数

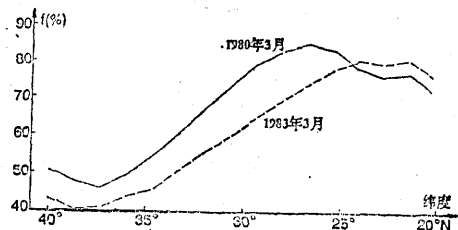


图6 1980年3月和1983年3月800hPa相对湿度沿115°E纬向廓线

纬度带 (31°N以南) 大于80%。而1983年3月江南岭北大多数纬度 (24°N以北) 相对湿度小于75%，在南岭附近 (24—25°N) 相对湿度才大于75%。这就是说，若以800hPa相对湿度  $f = 75\%$  作为饱和临界值，则1980年3月该值北界位于长江流域，而1983年3月位于南岭附近，前者比后者偏北约4—5个纬距。

### 三、水汽收支的对比分析

水汽收支方程虽然是大家熟悉的，但为了便于后面的讨论，下面仍作一简介。

#### 1. 水汽收支方程

对水汽的连续方程  $dq/dt = -m$  进行一些简单处理(5)后可得：

$$\int_{p_u}^{p_s} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \frac{dp}{g} + \int_{p_u}^{p_s} \nabla \cdot \left( \frac{1}{g} \vec{v} q \right) dp + \int_{p_u}^{p_s} \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega} \bar{q} \frac{dp}{g} = -m - E \quad (1)$$

式中  $p_u$  为上层气压， $m$  为  $p_u$ — $p_s$  气柱中的凝结量， $E$  为来自下垫面的蒸发，余为惯用符号。

考虑到我们讨论的是月平均情况，则有

$$\int_{p_u}^{p_s} \nabla \cdot \left( \frac{1}{g} \vec{v} q \right) dp + \int_{p_u}^{p_s} \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega} \bar{q} dp = -m - E \quad (2)$$

#### 2. 整个气柱的水汽通量散度

若取  $p_u = 100\text{hPa}$ ，则 (2) 式可简化为

$$m + E = - \int_{100}^{p_s} \nabla \cdot \left( \frac{1}{g} \vec{v} q \right) dp \quad (3)$$

(3) 式表明，整个气柱的凝结量 (云、降水量) 与整个气柱中的水汽通量散度有密切关系。

受 (3) 式启示，我们制作了上述两年3

月沿115°E  $\int_0^{p_s} \nabla \cdot \left( \frac{1}{g} \vec{v} q \right) dp$  的分布图

(图7)。由图看出，1980年3月22.5—34.5°N水汽通量是辐合的，最大值为  $80\text{g} \cdot \text{日}^{-1} \text{cm}^{-2}$ ，而1983年3月26.5°N以北基本上无水汽辐合，26.5°N以南才有水汽辐合。也就是说，图7从水汽通量辐合的角度解释

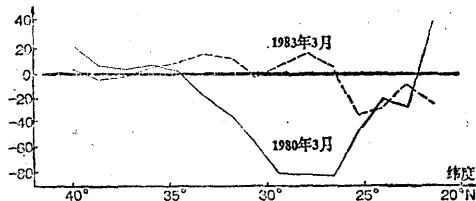


图7 1980年3月和1983年3月沿115°E

$\int_0^{p_s} \nabla \cdot \left( \frac{1}{g} \vec{v} q \right) dp$  (纵坐标，单位： $\text{g} \cdot \text{日}^{-1} \text{cm}^{-2}$ ) 的分布图

了1980年3月连阴雨累积日数大大多于1983年3月的原因。

3. 各边界、各层次水汽通量对水汽收支的贡献。

我们计算了图2所标出的W区与E区的水汽收支情况 (E区情况略)。很显然，穿过各边界流入 (或流出) 的水汽分别为：

$$\text{西边界: } \frac{1}{g} \iint q u d p d y$$

$$\text{东边界: } \frac{1}{g} \iint q u d p d y$$

$$\text{南边界: } \frac{1}{g} \iint q v d p d x$$

$$\text{北边界: } \frac{1}{g} \iint q v d p d x$$

计算结果在图8中给出。由图8可见：

(1) 1980年3月的水汽集聚量远远大于1983年3月。

(2) 1980年3月中层 (550—750hPa) 的水汽集聚主要由于越过西边界的水汽通量比东边界的大。低层 (1000—800hPa) 的水

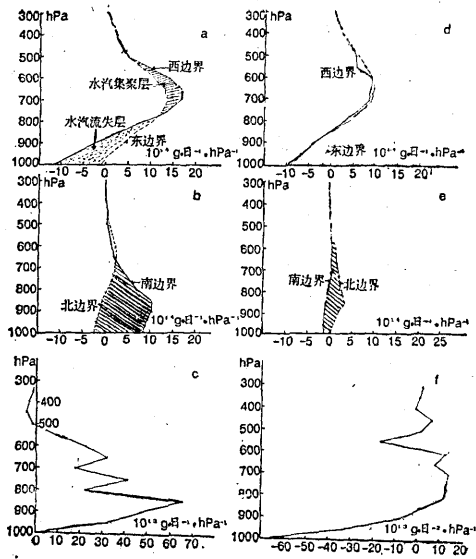


图8 W区各边界水汽收支情况

- a. 1980年3月东、西边界
- b. 1980年3月南、北边界
- c. 1980年3月净水汽聚集量
- d. 1983年3月东、西边界
- e. 1983年3月南、北边界
- f. 1983年3月净水汽聚集量

汽集聚主要因为越过南边界的水汽通量比北边界大。

(3) 低空急流对水汽集聚起着重要作用，即大部水汽集聚是由低空偏南风穿过南边界完成的。这揭示出来自华南沿海或西南地区的偏南暖湿气流在江南岭北3月连阴雨起着重要作用。关于1980年3月与1983年3月偏南风的情况，可由后面的图9看出。

#### 4. 850hPa水汽通量与水汽通量散度的对比分析

当有水汽向某一地区输送并在该地区集中时，一方面使该地区水汽含量增加，饱和差减小，达到成云致雨条件，另一方面使该地区的降水得以维持。水汽通量与水汽通量散度正是定量描述水汽输送的方向、大小以及在何处集中的两个物理量，下面就这两个物理量进行一些对比分析。

##### (1) 850hPa水汽通量

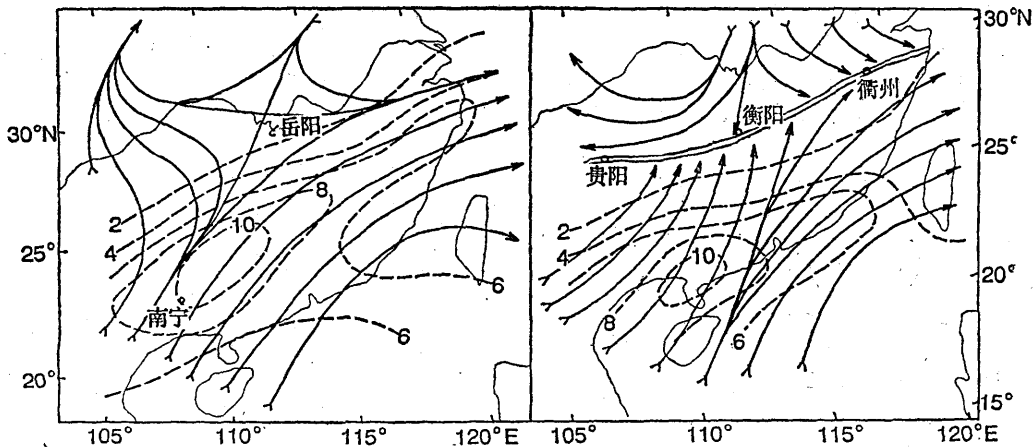


图9 1980年3月(左)、1883年3月(右)850hPa水汽通量( $\bar{v}q/g$ )分布图

虚线为水汽通量等值线，实箭头表示其方向，

双实线表示辐合线，实线表示变形场轴线

这里所说的水汽通量是指水平水汽通量，即(1)式中的 $\frac{1}{g} \vec{v}q$ ，物理意义为单位时间内流经与气流方向相垂直的单位截面积的水汽质量，其方向与风向相同，其大小为

$$\left| \vec{v} \right| q/g \quad (4)$$

从1980年3月850hPa水汽通量分布图(图9左)可见，长江以南广大地区为南来气流，长江以北为北来气流。江南的南来气流以南宁—岳阳为分界，西侧为东南风，呈气

集聚主要因为越过南边界的水汽通量比北边界大。

旋式旋转；东侧为西南风，呈反气旋式旋转。这两股气流，特别是西南气流，将水汽源源不断地往江南岭北地区输送，并在那里集中。而在1983年3月850hPa水汽通量图(图9右)上，南北气流分界位于贵阳—衡阳—衢州一线，比1980年3月显著偏南。这样，南来气流只能将水汽输送到南岭附近，而不能输送到江南岭北地区。

#### (2) 850hPa水汽通量散度

水汽通量散度  $\nabla \cdot \left( \frac{1}{g} \vec{v} q \right)$ ，即单位时间内单位体积中水汽的净流出量，可直接用来了解水汽集中情况。115°E850hPa水汽通量散度纬向廓线图反映的情况与整个气柱水汽通量散度纬向廓线图(图7)类似，故从略。

总之，1980年3月有水汽源源不断地输入江南岭北地区，并在该地集中；1983年3月则水汽集聚中心在南岭以南，而不是江南岭北地区。

### 四、湿度锋区的对比分析

前面提到，在1980年3月与1983年3月850hPa比湿廓线图(图4)上，都有一个纬向急剧变化地带，只是1980年3月该地带位置偏北，1983年位置偏南。比湿的纬向急剧变化地带，我们姑且称为湿度锋区。既然是平均图上的锋区，我们又可近似地推断，锋区常在该地呈准静止状态。下面对其结构等进行一些分析。

#### 1. 垂直剖面

若取南北相邻两格点间( $\Delta y = 150\text{km}$ )的 $\Delta q$ (以下简称 $\Delta q$ )为 $0.8\text{g/kg}$ 的等值线作为湿度锋区边界，则由图10可看出：

(1) 两年间湿度锋区的地面位置及伸展高度差别不大：地面位置都位于 $25^\circ\text{N}$ 附近，伸展高度都接近650hPa。

(2) 两年间湿度锋区的坡度差别较大：1980年3月的较均匀，以 $\Delta q$ 等值线轴线为例，其坡度 $\text{tg}\alpha \approx 4.4\%$ ，即近似 $1/227$ 。

1983年3月的坡度，上、下两段很不一致：下段(1000—800hPa)呈垂直状态，上段

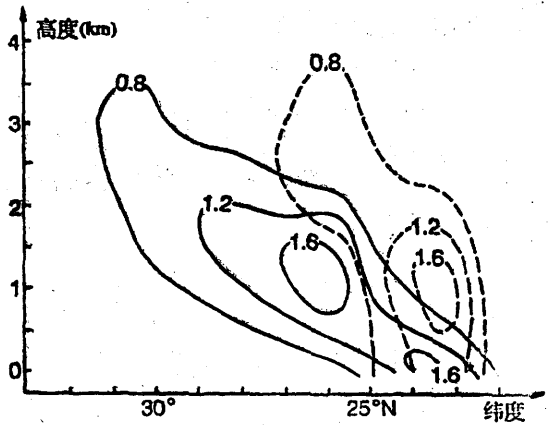


图10 1980年3月(实线)、1983年3月(虚线)沿 $115^\circ\text{E}$ 垂直剖面上的湿度锋(单位： $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )

(800—650hPa)坡度 $\text{tg}\alpha \approx 5.3\%$ ，即近似为 $1/188$ 。

(3) 两年间的锋面宽度差别也较大：1980年3月的较宽，1983年3月的较窄。以800hPa层的宽度为例，1980年3月约为600km，1983年3月约为375km。

#### 2. 850hPa湿度锋区与气流的配置

##### (1) 两年间锋区位置的差别

考虑到850hPa的湿度锋区较宽，故我们改用 $\Delta q = 1.2\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 等值线作为锋区边界(图11)由图可见：1980年3月锋区呈

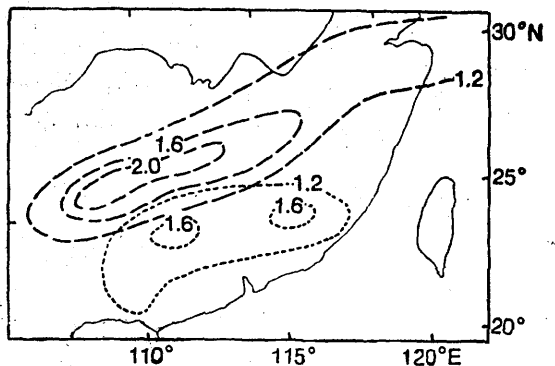


图11 1980年3月(实线)和1983年3月(虚线) $\Delta q \geq 1.2\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的区域

SW—NE走向，位于江南岭北地区，1983年3月锋区近似呈W—E走向，位置偏南，大部分在江南岭北地区以南。

### (2) 与气流的配置关系

以1980年3月(图12)为例。由图12可见，锋区东段(110°E以东)与变形场膨胀轴非常接近，西段位于偏南气流的风速辐合区中。

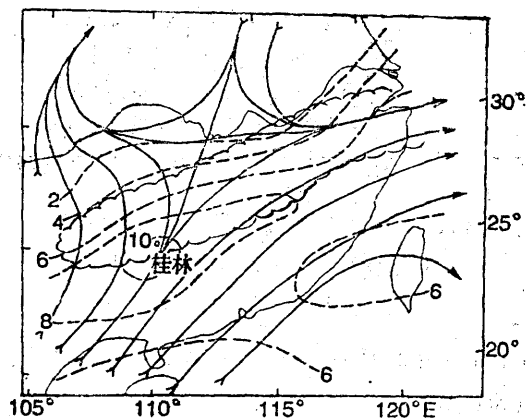


图12. 1980年3月850hPa湿度锋区(波纹线围成的区域)与流线的关系  
虚线为等风速线

前面曾根据图8推断，低空偏南风对水汽集聚起着重要作用。1980年3月850hPa图(图略)上，桂林附近确实有一个风速 $\geq 10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的强风中心，风向偏南。

在1983年3月850hPa风向风速图(图略)上，虽然也有一个风速 $\geq 10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的强风中心，但其位置偏南，位于南宁附近，与其对应的湿度锋区、水汽通量辐合区都比1980年3月的偏南，降水及云区在江南岭北

地区以南。

## 五、小结

上述江南岭北地区连阴雨天气的湿度分布特点，并不是相互独立的。根据天气诊断分析的已有知识可知：江南岭北地区内呈准静止的、坡度近似为1/230左右的、低空有强偏南风伴随的(偏南风中心位置可能也有很大关系)低空比湿锋区是江南岭北地区3月发生连阴雨的湿度条件。当该条件满足时，将有来自华南沿海或我国西南地区的偏南暖湿气流，将水汽源源不断地往江南岭北地区输送，并在那里集聚，亦即在江南岭北有非常明显的水汽通量辐合，从而使那里的低层饱和差较小，相对湿度及水汽含量(例如比湿)较大。至于逆湿层，可能与上述比湿锋区有关：近地面为干冷气团，850hPa附近为暖湿气团。

当然上述结论主要是根据两个极端年的对比得出的，可能有一定的局限性，有待用更多的个例检验。

## 参考文献

- (1) 朱光宇等，高原东侧春季水平稳定层分析，待发表。
- (2) G.P.Cressman, An operational objective analysis system, Mon. wea. Rev. 87 (1959), 367—374
- (3) 程庚福等，湖南天气及其预报，气象出版社，1987。
- (4) 吴宝俊等，海洋、气象基层台站用物理量计算方法，海洋出版社，1987。
- (5) 二宮洗三、秋山孝子，霖雨のスケヘルヒ水蒸汽收支解折(ミュフトで)，天气，23, No.4, 221—229。

Humidity conditions during continuously rainy March in the areas south to Changjiang River and north to Five Ridges

Fu Huanyu

(Beijing Meteorological Colledge)

Wu Zhiyun

(Academy of Meteorological Science)

Xia Hongxing

(Beijing Meteorological Centre)

## Abstract

Based on comparison and analysis, it is shown that there is a quasi-static specific humidity front with a slope of  $1/230$  and accompanied by a stronger southerly wind in the lower layer during the continuously rainy March in the areas south to the Changjiang River and north to the Five Ridges. The humidity inversion in the lower layer may be related to the specific humidity front over the areas.

---