

专题评述

强对流天气的几个问题

雷雨顺

(中央气象局气象科学研究所天气气候研究所)

强对流运动带来的灾害性天气,常给工农业、电讯、交通和人民生命财产造成重大损失。随着气象科学的发展,这些年来在强对流天气的研究上取得了一定进展,并发现了不少新问题。本文对其中几个问题,加以简单评述。

一、强对流天气的局地特征

对流性天气的最一般特征是发生雷暴。其中绝大多数是一般雷暴,其生命期只有半小时左右,但少数对流天气能在一定的环境条件下发展成强雷暴、强雹暴、强降雨暴和强风暴等强对流天气。它们在层结分布上有明显的特征。

图1是一个例子,它给出一次强对流天气(暴雨和冰雹)发生时局地大气的能量结构和风速风向廓线。图上 T_d 是和干空气总比能相应的总温度, T_e 是和湿空气总比能相应的总温度, T_s^* 是与饱和湿空气总比能相应的饱和总温度。此图典型地显示出发生强雷暴的条件为:

1. 充沛的潜热能(图上 T_d 和 T_e 之间面积大);

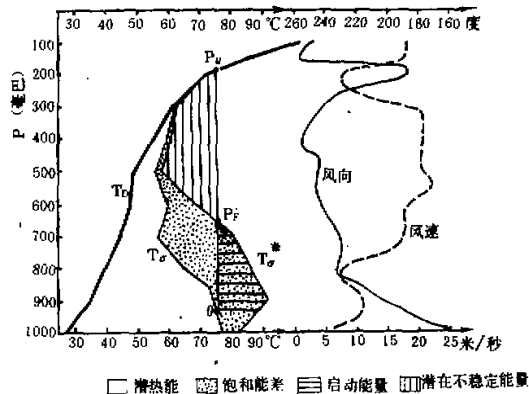


图1 1976年7月23日08时(北京时)北京探空、测风廓线

1979年6月22日收到第二次修改稿。

2. 空气接近饱和但并不饱和, 且对流层中层饱和能差较大 (注意 T_0 与 T_0^* 之间的面积);

3. 大量的发展能量——潜在不稳定能量很大, 选最低层 1000 米内的平均 T_0 为上升气块的起始能量, 则经过此 T_0 值 (图上 O 点) 的过程曲线 $P_F P_U$ 段和 T_0^* 之间包围的正面积为潜在不稳定能量;

4. 适当的启动能量, 即过程曲线 OP_F 段和 T_0^* 之间包围的负面积大小适当;

5. 对流层低层风随高度增加而顺转 (有湿暖平流)、对流层高层却逆转 (有干冷平流), 而且风速在转折处有明显的切变 (本例 800 毫巴到 700 毫巴风向未变, 风速切变达 10×10^{-3} 秒 $^{-1}$)。

关于这五个条件的意义, 这里只说明一下“启动能量”。一般教科书中常说^[1], 负面积的大小表示所需外加启动抬升力的大小, 它愈大愈不利于对流发展。在实际天气过程中, 启动能量较大, 往往是与行星边界层顶存在逆温层有关, 这种逆温层使积雨云暂时不能发展, 使大量水汽在低层聚集起来。一旦某处的逆温层由于某种原因被低层对流云穿透, 强对流爆发; 同时, 周围由于逆温层依然存在, 对流不能发展, 其所聚集的能量便会辐合集中到首先爆发的雷暴下方, 供它发展强大并持久维持。

根据每次强对流天气中这五个条件的差异, 可以区分降水的性质和强度。以过程性强雷暴和混合型强雷暴为例^{[2]-[3]}。

过程性强雷暴是在启动能量大、低层虽湿暖但中层干燥、风的铅直切变也较大等条件下发生的, 多和中高空移动性低值系统相联系。其积雨云云底高度较高, 离地面约 2—3 公里, 先出现小回波, 迅速发展成强大回波, 然后定常地维持一定型式向前移动, 产生冰雹大风, 在水汽供应充足时还可造成局地性很强的大暴雨。这种强雷暴发生时地面出现阵风锋 (伴随强阵风的不连续线)——往往也就是一条辐合线; 阵风锋后降水, 气流辐散, 并有和低能干冷空气堆联系的中高压 (雷暴高压); 阵风锋前, 是和高能湿暖空气联系的弱低压。阵风锋过境时, 单站气压涌升、风向突变、气温骤降。

混合型强雷暴多和静止锋 (如梅雨锋) 相联系, 在低层极为潮湿、启动能量小、减温率接近湿绝热减温率的层结下发生。其云底高度低, 离地面一公里左右, 雷达回波的垂直结构上高低起伏、与雷暴联系的积雨云体常被低层浓密雨层云遮挡, 不易目测出来, 稳定性降水与对流性降水混杂。在平面显示器上, 回波如棉絮状, 移动较慢, 甚至在局地持续停顿, 暴雨倾泻, 常造成洪水灾害, 但很少有冰雹、大风。空气能级 (用大气柱平均 T_0 表示) 越高, 雨强一般也越大。

二、强对流云的结构

经过近三十年的研究^[6-9], 对两类强雷暴的结构有了一定了解。

一类是超级单体, 即只存在一个庞大单体的大块积雨云, 数量少, 但和最严重的灾害性天气相联系。其水平尺度在 50 公里以上, 云顶高达 10 公里以上。发展成熟后单体内维持定常结构, 一股强上升气流和一股下沉气流并存数小时而无很大变化。上升气流位于云体移向前部, 从云下右前侧进入云内, 在云中倾斜扭转上升, 最后由云上部左前侧

云砧处离开。在雷达回波上,超级单体的突出特点是具有一个无(或弱)回波区(图2),强上升气流位于无回波区下方。无回波区的出现表明,上升气流很大(可达20—30米/秒以上),云中水汽来不及变成雨滴,上空形成的雨滴也无法在上升气流内下降。

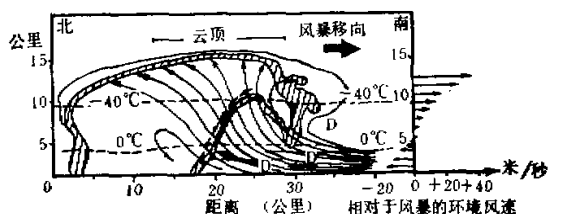


图2 一个超级单体目测云界及雷达回波的垂直剖面图
(图中细箭头线为相对于风暴的流线, D 为飞机)

另一类是多单体风暴,较为常见,是由一系列迅速变化的单体组成,其中每个单体经历积云阶段、成熟阶段和消散阶段。在多单体风暴中,距主积雨云30公里远处,常看到一个独立的积云单体,被称做女儿云,自己另有一股上升气流;女儿云接近主积雨云时成熟,取而代之,成为主要单体。据在北美的观测,女儿云形成后15—40分钟,移到主云西南侧与之合并。同时出现回波,地面下雨雪,持续半小时。

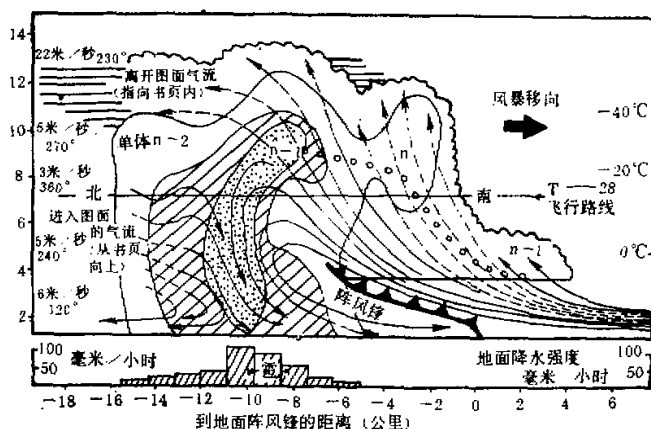


图3 演变中的一个多单体雷暴的垂直剖面模式图

图3是一个多单体雷暴的演变模式图^[9],既可看做一个单体演变中的四阶段,也可看做处于不同阶段的四单体共处图。其中第 n 个单体15分钟前还是女儿云($n+1$),现在已出现第一个回波;单体($n-1$)的反射率最强,上升气流最大,处于成熟阶段,一部份气流已转为下沉气流;单体($n-2$)是消散中的单体,下沉气流控制了大部分层次,仅在云上部残留了一点弱上升气流。相邻两单体之间的时间间隔约 15 ± 2 分钟,每个单体的全部寿命约45分钟。多单体雷暴也可观测到弱回波区,但只在雷暴发展最强烈时出现^[10],不像超级单体那样可持续一小时以上。

强雷暴中的上升、下沉气流输送动量、热量和水汽,是形成各种天气的基本动力。图 3 中的上升气流从入流上风方 20 公里处来,约 500 米厚,几乎不与周围空气混合上升到云底。这股上升气流在云底约 8 公里宽,到中层减为 5 公里;其速度在云底约 6—8 米/秒,到 7 公里高度达 20 米/秒。上升气流在云底以下并无浮力能量(图 1),因而应是动力性质的;观测发现,云底上升气流区温度确实比环境低^[1]。

云中,上升气流带来的水汽凝结,释放潜热,产生浮力,维持上升气流。图 4a 给出飚线过境前后的湿球位温 θ_w 变化,说明边界层空气被输送到高层,而低层空气被中层的代替,结果使位势不稳定能量减少。图 4b 还说明, θ_w 的变化主要是由于 700 毫巴以下水汽减少、以上增加的结果。

观测发现,下沉气流主要起源于对流层中部能量最小的高度,即 5—6 公里附近(图 1 T_e 线)。下沉气流通常从风暴左右侧进入云底,直抵地面。图 3 中的最大下沉速度约 15 米/秒,位于雷达反射率最大区,接近云底高度。

许多人都认为,多单体风暴能否变成超级单体风暴,决定于下沉气流对上升气流反馈作用的大小。如下沉气流动

量本来大,又极为干燥,则降水冷空气经过其中雨滴蒸发,变得更冷,形成很大的下沉加速度,抵达地面后猛烈冲击前方的温暖空气,抬升成为强上升气流。正是这种反馈过程,使整个风暴持续地发生自激作用,不断向前传播。因此这种有组织的下沉气流,对一般对流风暴向强风暴的转化起重要作用。这也说明为什么中层干空气入侵(图 1 的中层饱和和能差较大)对过程性强雷暴特别重要的原因。

中层干空气进而也影响了地面雷暴高压的强弱。一般说,过程性强雷暴的地面高压显著,而混合性雷暴的地面高压则很不明显。这是由于中层干时低层气块上升的凝结高度和自由对流高度都高,云底高度也高;因而以后雨滴在云下蒸发冷却的距离也远^{[5][13][14]}。有人指出,这样引起的地面增压 ΔP (毫巴)和云底高度 h (千米)有以下关系

$$\Delta P = 0.8h^2$$

可见,云底高度越高,下沉低能空气就越强,地面冷堆(雷暴高压)也强。相反,云底低时冷堆弱,地面无明显高压。这时仍存在阵风锋,锋前温暖空气与锋后干冷空气对比明显,因而高低能区及其间的能量锋显著。这就是在 1975 年 8 月河南特大暴雨中小分析中发现地面能量场比气压场更优越一些^[15]的原因之一。

强对流风暴的基本结构相同,但所产生的主要天气现象常常不同,这和环境温湿条件所决定的微物理过程有密切关系。近年来,人们特别注意把风暴动力学和降水微物理学有机地结合起来^[16-18]。例如,当积雨云中正负温度区之比为 1:3 时最有利于冰雹的撞冻增长,把这和倾斜的上升气流有利小雹块几次循环上升下降相结合,就可以解释直径 7—8 厘米以至 20—30 厘米的特大雹块的成因^[16]。还有人考虑积雨云和层云的相互作用,提出了由胶性不稳定作用造成的暴雨增强过程^[18]。

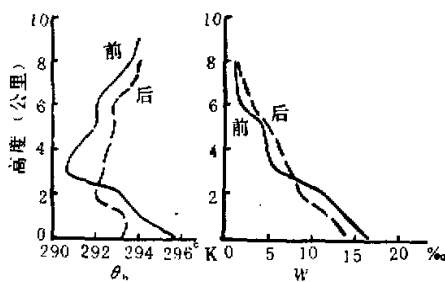


图 4 大西洋热带海洋上飚线过境前后的 θ_w 和混合比 w 廓线

三、强对流系统的控制因子

人们早就认识到^[19-24],在强对流天气发生之前,大气应具备类似图 1 所示的热力、动力和启动条件。近年的研究并未改变这些基本认识^[16,24,25];但越深入,发现的问题也越多。

首先要肯定,大尺度环境是控制能否发生强对流天气的基本背景,并且充分利用现有常规资料可做许多工作。例如,急流和强雷暴的关系。我国预报员常注意到,强对流天气主要发生在付热带急流以北和极锋急流以南的急流出口区,如见^[16],而稳定性暴雨多产生在副热带急流附近及稍南。近年国外有人把天气图、卫星云图等结合起来,有了一些深入的结果^[27,28],发现这种情况和 300 毫巴急流轴四个象限的高空辐散场、稳定性和地面加热都有关。

我国预报员都熟知高空槽脊结构和雷暴等的密切关系,如前倾槽多雷暴,高空西北气流下可有雹暴,暖切变(和副高向西北伸有关)多暴雨。有人研究美国大陆的强雷暴也发现^[29],500 毫巴槽呈西北—东南走向(所谓负倾斜)和经常发生雷暴且降水量较大相联系;还有人注意到^[30],北美的一些特大洪水和 500 毫巴的负倾斜脊相联系。用美国六层原始方程业务预报模式计算了 636 个例子表明^[31],负倾斜槽(90 次)过境时的上升运动比正倾斜槽的几乎要大一个量级,故可能有利于位势不稳定能量的释放。

陕西气象工作者早在分析 1963 年 6 月 29 日关中、陕南罕见雹暴时就注意到* 27 日以后 500 毫巴青藏高原高压东移,形成一个逆温层暖空气盖。有人分析欧美一些著名强风暴也发现,高原干空气平流到下游,形成暖空气盖,是强风暴前期的重要条件^[32],这种中层暖空气带来极干燥的低能空气,其减湿率接近干绝热减湿率;它与东边冷湿空气的交界面,形成露点锋——即一种能量锋,造成上低能、下高能的极不稳定层结。强对流发生之后,低层冷湿空气通过干暖空气上升,就表现为前述的负浮力;同时,中层低能空气使积雨云中高能空气卷出蒸发冷却,形成前述的强烈下沉气流。

在研究大尺度系统的同时,还要注意对行星边界层的研究。发展成强雷暴的积雨云并不随机分布,而是位于行星边界层的辐合区,其辐合量级为 10^{-4} 秒⁻¹,水平尺度为 100—200 公里。热带气象上所用的第二类条件不稳定(CISK)理论,对中纬度夏季强风暴也可能有用。地形抬升、某种内重力波、海陆风、山谷风等局地环流,或某种天气尺度系统,可使某处局地位势不稳定能量释放,发生弱对流天气,形成对流云。如果此时存在聚集了大量不稳定能量的低层辐合系统(几乎总伴有高能舌的发展),则当上述积雨云的系统接近这辐合区时,可不断把流向辐合区的高能湿空气抽入积雨云,使对流运动加强,伴随的下沉运动也加强,结果使弱阵风锋发展成严重的飑线,甚至形成涡旋运动。

充分利用我国较稠密的县气象观测网,绘制区域地面图,可以较细致地了解行星边界层的中小尺度扰动。图 5 是和图 1 同时刻的京、津、冀北地区小天气图,当日的特大暴雨就降落在高能区下风和辐合线联系的中尺度能量锋附近。

* 陕西省气象局气象台,1963 年 6 月 29 日关中陕南强雷暴大风分析,油印本,1964 年。

行星边界层的这种中尺度扰动常在强对流天气发生前几小时就存在了。它是怎样发生的? 可能和大气中的某种不稳定性有关。有人把研究热带风暴稳定性的若干概念和数学方法修改用以研究中纬度强雷暴问题^[32]。在圆柱坐标 (r, ϕ, z) 下, 可把所用的几种稳定度参数写为

$$\left. \begin{aligned} B &= g \frac{\partial \ln \theta}{\partial r} && \text{斜压稳定度} \\ S &= g \frac{\partial \ln \theta}{\partial z} && \text{静力稳定度} \\ I &= \left(f + \frac{2V_A}{r} \right) \left[f + \frac{\partial(rV_A)}{r\partial r} \right] && \text{惯性稳定度} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

其中 θ 为位温、 V_A 为扰动的切向速度。把实际观测的中尺度模式和线性化了的理论相结合发现, 静力稳定度对强雷暴能否发展有决定性影响。理论上证实, 条件不稳定和对流不稳定(S 等式中的 θ 改用相当位温 θ_e)有利强雷暴发生。(1)式中三种稳定度对雷暴发生的贡献以 S 、 B 、 I 的顺序排列。强雷暴的增长率也是其水平尺度的函数, 当风暴尺度增大时, 斜压不稳定性 and 惯性不稳定作用变得更重要。

低空急流是许多强对流天气(尤其是下暴雨的强对流天气)发展前的一种特征性现象。有不少人^[33,34], 从与低空急流的风的铅直切变的对称不稳定或平行不稳定来考虑其中在中尺度扰动发展中的作用。

对流层风的铅直切变适当大是中纬度强雷暴发展的必要条件。只有适当强的切变, 才能形成倾斜上升气流。上层风速大还使积雨云气流畅通, 延长风暴生命期。但风暴的降水效率, 即流入总水汽量中变成地面降水的百分数, 受云层风的铅直切变影响很大(图6)。风切变增大时降水效率减小, 且可能多雹^[35]。早就知道, 气团性雷暴单体的移向和高空平均风向一致, 且随雷暴增强有偏于风向右方的趋势^[6]; 近年还发现^[36], 弱雷暴单体在平均风方向移动, 强雷暴则沿平均的风切变方向移动。

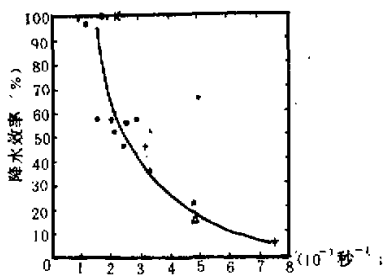


图6 风的铅直切变和降水效率的关系

雨多发生在凌晨, 则可能与低空急流有关动力因子更重要。人们还发现^[37], 热带海洋上

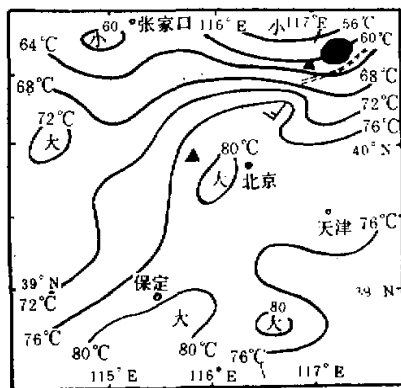


图5 1976年7月23日08时京、津、冀北地区地面总温度形势图

图中●特大暴雨区▲冰雹 ---辐合线

强对流天气的发生是一个多种尺度的多能源问题, 必须对高低空和下垫面的各种因子都进行研究。以强对流日变化为例, 有人强调热力因子, 有人强调动力因子, 可能在不同情况下二者都重要。如夏半年中纬大陆一般强对流天气发生在傍晚, 与热力因子关系最大; 但特大暴雨多发生在凌晨, 则可能与低空急流有关动力因子更重要。人们还发现^[37], 热带海洋上

降水量在大雨以上的强对流天气日变化明显,多在早晨出现。其原因大概和天气系统(云区)与周围无云区之间对流层辐射冷却的日变化有关。热带高空厚密卷云区净辐射引起的温度变化很弱,但周围晴天区则可达 $-1^{\circ}\text{C}/\text{日}$ 之多;这种差别凌晨更明显。故推测,此差异所引起的局地力管环流可能是热带云团夜间加强的重要机制。如果确实如此,也可以解释某些中纬度夜间大雷暴雨。

四、强对流天气的预报

为了做好预报,首先要改进分析方法。近年,英国气象工作者在等湿球位温面上做相对气流分析^{[24],[38]},使人们对对流天气的发生条件和低压降水过程与大尺度三维流场的关系等,有了新的认识。三十年前从业务分析中被淘汰的等熵分析,随着计算技术的发展,又有了复苏的趋势^{[39],[40]}。在气象资料分析中使用等熵坐标有其独特优点,它能够经济而有效地表示气象要素场的强梯度现象。因此,粗网格的等熵面坐标的分辨可以与高度或气压坐标的细网格预报模式相当。

考虑到水汽潜热能在夏季天气中的重要作用,我国气象工作者广泛使用假相当位温做为夏季降水分析的一个物理量^[41]。近十年,国外也常把湿静力能量做为分析强对流天气和热带天气的物理量^{[42]—[45]}。国内也开展了用总能量进行天气分析和预报的研究^[47],使用了像图1这样一些简单有效的工具,在等压面图上利用现有高空资料就可以分析中间尺度系统,利用常规地面资料就可以分析中、小尺度天气系统(如图6)。

与强对流过程相联系的各种灾害性天气现象,是在大气中大小环流系统复杂配合下,而且存在位势不稳定能量下才发生的。很小的温度、湿度误差就可以造成位势稳定度的很大差异,也会使对流性天气性质和强度的预报有极大的不同。目前还没有建立直接预报中小尺度灾害性天气的动力学模式^{[48],[49]}。但愈来愈多的事实证明,强对流天气是可以预报的,预报的准确性和精确度也随着气象科学的发展而不断提高。

就预报方法说,目前还是天气、动力、统计和卫星云图各种方法综合使用。在天气图方法中又盛行多因子围区法,把表示不同预报因子的各种线条综合在同一张图上,根据统计事实确定这些线条包围的强雷暴警戒区。除了用常规天气图外,应强调使用区域地面天气图。在这种图上可以较细地分析中小尺度的辐合区,能量锋以及潜在不稳定能量区、准饱和区等,利于把大尺度环流和本地区热力、动力条件结合起来,以推断强对流天气的具体落区和落时。

从长远看,弄清楚强对流天气的发生发展机制,使用动力学(或与统计学结合)的预报方法是有前途的,国外一些单位正从事小网格有限区域的中尺度数值预报研究。目前主要是利用常规数值预报产品和天气现象的同步或不同步相关做对流天气现象预报。这方面的工作以美国的MOS(模式输出统计)预报方法较突出,又如美国的强烈天气威胁指数和地面潜势指数等。另外,日本气象工作者根据简化的强风暴中尺度模式^[50],推导出有关中尺度降水的参数,统计其和实际雨量的关系以做短时效的大一暴雨预报,也值得注意。

由于现在对强雷暴的预报能力还不高,采用侦察—追踪—警报的手段具有重大的实际意义。为此必须改进情报传送效能,设置地方性天气监视网。测雨雷达是监视强雷暴

活动的一个有力武器。国外近年对远程雷电接收器重新注意,我国一些地方也搞了简易雷雨探测仪、闪电计数器,研究雷声谱与降雹的关系等,都对监视强对流天气有一定用处。我国不少地区,以气象部门为主组织跨行政区划的灾害性天气联防网,也是行之有效、值得提倡的。

参 考 文 献

- [1] 北京大学地球物理系气象教研室, 天气分析和预报, 科学出版社, 1976.
- [2] 陈瑞荣, 归佩兰, 陶丽君等, 我国对流云的宏观特征问题, 科学出版社, 1965.
- [3] 中央气象局研究所, 1973年雷达气象会议文集, 尚未正式出版.
- [4] 章淹等, 中尺度天气分析, 农业出版社, 1965.
- [5] 吉崎正宽, 天气, 24(1977), p. 351—372.
- [6] Byers, H. R. et al., The Thunderstorm Report of thunderstorm Project, Washington D. C., 1949.
- [7] Browning, K. A., 气象译丛, 1964, p. 369—381.
- [8] Browning, K. A. et al., *Q. J. R. Met. Soc.*, 102(1976), p. 499—533.
- [9] Chalon, J-P. et al., *Mon. Wea. Rev.* 104(1976), p. 564—610.
- [10] 中国科学院高原大气物理研究所雷达组, 大气科学, 1976年第二期, p. 62—70.
- [11] Foote, G. B. et al., *J. Appl. Met.*, 12(1973), p. 1330—1353.
- [12] Mansfield, D. A., *Q. J. R. Met. Soc.*, 103(1977), p. 569—574.
- [13] Fujita, T., *J. Met.* 17(1959), p. 454—466.
- [14] Pedgley, D. E., *Geophysical Memoirs*, 1962, No. 106, London.
- [15] “75.8”暴雨会战组, 气象, 1977年第7期, p. 3—8.
- [16] 雷雨顺, 吴宝俊, 吴正华, 冰雹概论, 科学出版社, 1978.
- [17] 陶诗言, 大气科学, 1977年第1期, p. 64—72.
- [18] 武田乔南, 气象研究 1—1, 120(1974), p. 81—93.
- [19] Ludlam, F. H. et al., *Met. Mono.* 5(1963), No. 27.
- [20] Newton, C. W., *Advance in Geophys.* 12(1967), p. 257—308.
- [21] 牟惟丰, 天气月刊, 1959年4月号, p. 37—38.
- [22] 张驯良, 天气月刊, 1959年5月号, p. 8—11.
- [23] E. 帕尔门等, 大气环流系统, 科学出版社, 1978.
- [24] Carlson, T. N. et al., *Tellus*, 20(1968), p. 203—226.
- [25] 杨国祥等, 大气科学, 1977年第3期, p. 206—213.
- [26] Lilly, D. K., 见 *Cloud Dynamics*, p. 713—734. Los Angeles, 1976.
- [27] Whitney, L. F. Jr., *Mon. Wea. Rev.*, 105(1977), p. 398—412.
- [28] McNulty, R. P., *Mon. Wea. Rev.*, 106(1978), p. 662—672.
- [29] MacDonald, N. J., *Mon. Wea. Rev.*, 104(1976), p. 1618—1622.
- [30] Mouldox, R. A. et al., *Mon. Wea. Rev.*, 106(1978), p. 375—381.
- [31] Gliman, T. J., *Mon. Wea. Rev.*, 105(1977), p. 1060—1061.
- [32] Lin, Y. J. et al., *J. Atmos. Sci.*, 31(1974), p. 1392—1401.
- [33] Hoskin, B. J., *Q. J. R. Met. Soc.* 100(1974), p. 480—481.
- [34] Raymond, D. J., *J. Atmos. Sci.*, 75(1978), p. 2274—2280.
- [35] Fritsch, J. M., 见 *Cloud Dynamic*, p. 851—867. Los Angeles, 1976.
- [36] Fenner, J. H., *Q. J. R. Met. Soc.*, 102(1976), p. 459—461.
- [37] Gray, W. M. et al., *Mon. Wea. Rev.*, 105(1977), p. 1171—1188.
- [38] Horrold, M. E. et al., *Q. J. R. Met. Soc.*, 99(1973), p. 232—251.
- [39] Bleck, R., *J. Appl. Met.*, 12(1973), p. 737—752.
- [40] Shapiro, M. A., *Mon. Wea. Rev.*, 103(1975), p. 591—604.
- [41] 谢义炳, 气象学报, 27(1956), p. 1—24.
- [42] Riehl, H. et al., *Geophysica*, 1958, p. 508—535.
- [43] Борисенков, Е. П., Вопросы Энергетики атмосферных процессов, Гидромет. изд., 1960.
- [44] Darkow, G. L., *J. Appl. Met.*, 7(1968), p. 199—205.
- [45] Kreitzberg, C. W. et al., *J. Appl. Met.* 9(1970), p. 417—432.

- [46] Miles, M. K., *Met. Mag.*, 97(1968), p. 381—391.
[47] 雷雨顺、吴宝俊、吴正华, 大气科学, 1978 年第 4 期, p. 297—306.
[48] Atlas, D. et al., *Bull. Amer. Met. Soc.*, 1976, p. 398—437.
[49] Святковский, А. И., *Мет. и Гидр.*, 1977. № 11. p. 71—81.
[50] 立平良山等, 研究时报, 25(1973), p. 31—42.

更 正

本刊 1979 年 3 卷 4 期“湖南浙江雨季结束期及其长期预报”一文中, 第 364 页的图 1 与图 2 应互换位置, 图的说明不动。