

对流云团与低空急流耦合相互作用研究 ——云团再生和维持的一种机制

陈 忠 明

中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072

摘 要 依据低空急流附近风场分布的非均匀特征, 结合对流云团边缘附近呈现的强烈垂直速度梯度分布, 利用动力学诊断分析, 研究了急流低层强烈垂直风切变与对流云团后部强烈垂直速度梯度耦合相互作用产生的对流自激励过程, 揭示了低空急流附近新对流和强降水在云团后部发生、发展的可能机制。

关键词 低空急流 对流云团 耦合作用

文章编号 1006-9895(2005) 03-0496-07

中图分类号 P441

文献标识码 A

The Coupling Reaction Between Convective Cloud Cluster and Low Jet —a Mechanism of Regeneration or Maintenance of Cloud Cluster

CHEN Zhong-Ming

Chengdu Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072

Abstract The cloud cluster self-exciting process caused by the coupling reaction between strong vertical wind shear $\partial V/\partial p$ and great vertical velocity gradient $\nabla\omega$ is studied according to the non-homogeneous distribution of wind field near the low jet and strong vertical velocity variation in the edge of cloud cluster. A possible mechanism of generation and development of the new convection and severe precipitation in the back part of the convective cluster is revealed.

Key words low jet, convective cluster, coupling reaction

1 引言

关于低空急流与暴雨之间的联系及其相互作用, 过去已有很多研究^[1~7]。早期, 人们从统计分析方面揭示出低空急流与暴雨之间具有很好的对应关系; 后来, 理论工作者从不同角度探讨了低空急流激发暴雨的物理机制, 并提出了暴雨的反馈作用。这些成果都大大地丰富了我们对于低空急流激发暴雨的认识, 提高了预报员对低空急流这一系统的重视程度。但是, 低空急流与暴雨之间的相互作用

毕竟是一个复杂的问题, 它们之间的配置关系也不是一成不变的, 例如, 气象学家在利用卫星云图分析对流云团活动特征时发现, 在许多持续性特大暴雨过程中, 发生在低空急流附近的相当一部分对流云团, 其内部对流的新生和传播过程与过去的认识差距甚大, 即新对流与强降水不是发生在对流云团移行的前方, 而是发生在对流云团的后部, 导致云团稳定少动, 甚至逆引导气流移动, 这种异常演变特征用现有理论尚无法作出合理的解释。因此, 继续研究急流与暴雨的相互作用, 特别是急流对对流

云团与暴雨的影响有着十分重要的科学意义和应用价值。

依据低空急流附近风场分布的非均匀特征，结合对流云团边缘附近呈现的强烈垂直速度梯度分布，利用动力学诊断分析，研究了急流低层强烈垂直风切变与对流云团后部强烈垂直速度梯度耦合相互作用产生的对流自激励过程，揭示了低空急流附近新对流和强降水在云团后部发生、发展的可能机制。

2 观测事实

低空急流左侧常伴有对流活动并导致暴雨已是不争的事实，在对流发生后，云团的移动对暴雨预报至关重要。通常情况下，对流云团受引导气流等作用沿急流向下游方向移动，然而，也有部分情况例外，由于对流细胞的新生方向与引导气流方向相反，导致云团稳定少动，甚至发生倒退现象，从而诱发持续性强暴雨天气，给局部区域造成严重洪涝灾害。这样的典型有：1994年6月12~14日的华南地区特大暴雨^[8]；1989年7月9~10日的川东特大暴雨^[9]；2001年9月19日川西特大暴雨^[10]。这些个例的日降水量均突破了300 mm，造成的灾害十分严重。下面以2001年9月19日川西暴雨为例，分析低空急流附近云团的演变。

2001年9月17~21日，500 hPa中高纬度地区亚欧为稳定的“两槽一脊”，低槽分别位于巴尔喀什湖和鄂霍次克海，高脊位于95°E附近，巴尔喀什湖地区不断有小槽分裂东南移。在中低纬度地区，孟加拉湾低槽活跃，高原东部与四川盆地西部均受槽前西南气流控制；副热带高压受台风“百合”西进影响，在我国东部形成块状结构，脊线偏北，其西南侧的东南气流吹向四川盆地，四川盆地处于西南和东南气流汇合处。受西行台风影响，强暴雨就发生在700 hPa西南低空急流左侧。图1展示了强降水中心附近绵阳市气象局观测站（56196）测得的雨量变化，强降水从19日00时（北京时）开始，一直持续到午后，其间在05时左右强降水有一个短暂中断，随后，降水强度更大，06~07时1小时降水量达90.8 mm，引起绵阳发生严重城市内涝。从卫星云图[图2（见彩图）]上看，与降水量变化相一致的是在700 hPa低空急流西侧，先后有2个云团发展，第一个云团生成于19日00时之前（由于缺

乏18日21~23时的云图资料，不能确定云团生成的具体时间，但从降水开始时间来看，对流云团大概生成于18日22时），该云团在19日01~02时达到最强，随后开始减弱，云团尺度迅速增长，边缘开始松散，到了04时，云团中心的强对流低温区面积明显缩小，边缘松散进一步加剧，图1的雨强变化证实了这一点。到了06时（由于雷电干扰，05时接收的云图信息不清楚），云图资料清楚地反映出前述云团减弱消亡的痕迹，而在该云团的南部新生一尺度不足100 km的小云团，该新生云团边缘清楚，结构密实，与老云团的界线十分清楚。此后，云团不断加强，面积逐渐扩大，到08时前后达到最强；随后，云团减弱，强对流活动始终位于云团的南部边缘，致使云团逆引导气流方向（向北）少许移动，直到14时消亡。这一事实说明，在低空急流左侧，减弱的对流云团后部，在一定的环境条件下，由于某种动力机制的作用，完全可以新生出更强的对流云团；或者在云团的后部激发新的对流，使云团稳定维持；诱发持续性暴雨，造成严重灾害。

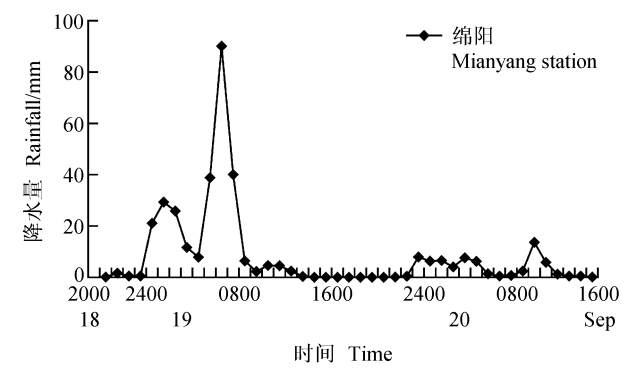


图1 2001年9月18日20时~20日12时绵阳雨强曲线
Fig. 1 The precipitation intensity variation at Mianyang station from 2000 BT (Beijing Time) 18 to 12 BT 2000 September 2001

3 急流与对流云团耦合作用的动力机制

由于急流附近有较强的垂直切变，描述急流附近中尺度运动的动量方程为

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} + \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} + f \mathbf{k} \times \mathbf{V} = -\nabla \phi, \quad (1)$$

依矢微分知识，有

$$(\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} = \nabla \left(\frac{\mathbf{V} \cdot \mathbf{V}}{2} \right) - \zeta \mathbf{V} \times \mathbf{k}, \quad (2)$$

将(2)式代入(1)式，得

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (f + \zeta) \mathbf{k} \times \mathbf{V} + \nabla \left(\frac{\mathbf{V} \cdot \mathbf{V}}{2} \right) + \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} = -\nabla \phi, \quad (3)$$

对(3)式作矢量微分运算 $\nabla \cdot$ ，并整理得：

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta) \mathbf{V}] - \omega \frac{\partial D}{\partial p} - \nabla \omega \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p}, \quad (4)$$

式中， $E = \phi + (\mathbf{V} \cdot \mathbf{V})/2$ 为压能，其余为气象常用符号。(4)式的前两项已在文献[11]中作了详细分析，此处将重点研究后两项。

$-\omega \partial D / \partial p$ 的作用是对流引起的散度垂直混合，它并不能使气柱内对流层高、低层的散度场发生本质变化。实例分析表明： $\omega \partial D / \partial p$ 与其他项相比，其作用和量值可以忽略。

$-\nabla \omega \cdot \partial \mathbf{V} / \partial p$ 则体现了垂直速度的非均匀分布与垂直风切变耦合相互作用激发散度场改变。我们知道，低空急流的动力作用常在其左侧激发中尺度暴雨，其降水量级常超过 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ，暴雨区内强烈的上升运动，其量级可达 $10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上，它与非暴雨区之间(垂直速度至少小 1 个量级)在过渡区(尤其是降水强度变化剧烈的区域)产生极大的垂直速度梯度 $\nabla \omega$ ，其量级可超过 $10^{-7} \text{ hPa} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。另外，在低空急流区附近，尤其是在急流大风中心以下， $\partial \mathbf{V} / \partial p$ 要比非急流区大得多，其量级可超过 $10^{-1} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 。当强大的水平垂直速度梯度 $\nabla \omega$ ($10^{-7} \text{ hPa} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 与强烈的垂直风切变 ($10^{-1} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) 在同一区域发生非正交耦合相互作用时 ($-\nabla \omega \cdot \partial \mathbf{V} / \partial p$)，其量级可达 10^{-8} s^{-2} 以上。此时，在散度方程中， $-\nabla \omega \cdot \partial \mathbf{V} / \partial p$ 变成主导项，其作用制约着散度场的变化。

单独考察主导项 $-\nabla \omega \cdot \partial \mathbf{V} / \partial p$ 的作用，则有

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\nabla \omega \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} = -\nabla \omega \cdot \left| \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right| \cos \left(\nabla \omega, \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right), \quad (5)$$

该式表明，当知道 ω 的水平分布和 $\mathbf{V}$ 的垂直分布时，可依据两者的配置，由(5)式来推断两者耦合相互作用引起的散度场变化，从而判断出对流和降水的未来变化。

在降水和对流发生之后，用降水强度 R 的实测

值来近似反演垂直速度 ω 是可行的。由过去的研究结果^[12]， ω 与 R 有下列关系：

$$\bar{\omega} = -\frac{R}{F_{700}} \times 10^{-2}, \quad (6)$$

式中， $\bar{\omega}$ 为 500 hPa 以下对流层低层平均垂直速度， R 为雨强(单位： $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)， F_{700} 为 700 hPa 上的凝结函数。

将(6)式代入(5)式，得

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{1}{F_{700}} \nabla R \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \times 10^{-2} = \frac{1}{F_{700}} |\nabla R| \cdot \left| \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right| \cos \left(\nabla R, \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right) \times 10^{-2}, \quad (7)$$

此式表明，我们可避开垂直速度计算不准确的困难，依据实测雨强分布与垂直风切变的配置，来诊断 $\nabla \omega$ 与 $\partial \mathbf{V} / \partial p$ 耦合相互作用激发的散度场演化，预测对流和降水的未来演变趋势。

为了分析方便，对低空急流和降水分布作理想化处理(其他情况可由坐标旋转解决)：

(a) 低空急流强风中心层附近为南风气流 $\mathbf{V}_g = v_2 \mathbf{j}$ ，其下层气流为 $\mathbf{V}_d = u_1 \mathbf{i} + v_1 \mathbf{j}$ 。则急流中心以下的垂直风切变为

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} = \frac{\partial u_1}{\partial p} \mathbf{i} + \frac{\partial v_1}{\partial p} \mathbf{j} \approx \frac{u_1}{\Delta p} \mathbf{i} + \frac{v_1 - v_2}{\Delta p} \mathbf{j}. \quad (8)$$

令 $\Delta v = v_2 - v_1 > 0$ ，则(8)式改写为

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \approx \frac{u_1}{\Delta p} \mathbf{i} - \frac{\Delta v}{\Delta p} \mathbf{j}. \quad (9)$$

式中， Δp 为计算风垂直切变层的气压差。

(b) 强降水位于低空急流左侧，雨区呈椭圆形分布，长轴与低空急流轴一致(如图 3)，则雨强分布函数为

$$R_{(x,y)} = R_0 \left[1 - \left(\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} \right) \right], \quad (10)$$

式中， R_0 为中心雨强， a 、 b 分别为雨区短、长轴半径， x 、 y 为以雨区中心为原点的直角坐标，向东、向北为正。于是有

$$\nabla R = -R_0 \left(\frac{2x}{a^2} \mathbf{i} + \frac{2y}{b^2} \mathbf{j} \right). \quad (11)$$

将(9)、(11)式代入(7)式，得

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{R_0 \times 10^{-2}}{F_{700}} \left(\frac{2y}{b^2} \frac{\Delta v}{\Delta p} - \frac{2x}{a^2} \frac{u_1}{\Delta p} \right) = \frac{2 \times 10^{-2}}{F_{700}} \frac{R_0}{a} \left(\frac{a}{b} \frac{y}{b} \frac{\Delta v}{\Delta p} - \frac{x}{a} \frac{u_1}{\Delta p} \right), \quad (12)$$

此式表明，由水平垂直速度梯度(降水的非均匀分

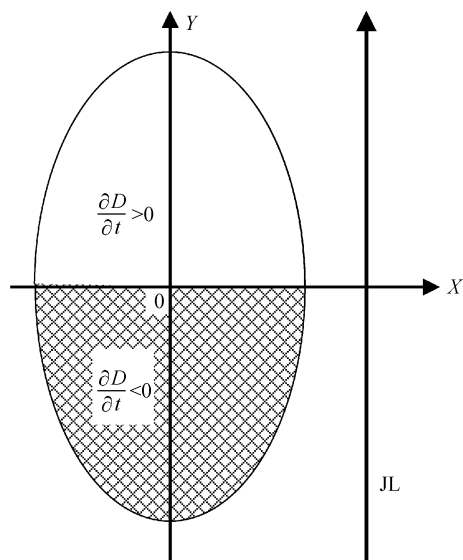


图 3 低空急流轴线与云团(降水, 椭圆)配置示意图, 阴影区为辐合增长区, JL 代表低空急流

Fig. 3 Diagrammatic sketch of disposition between cloud cluster and axis of low level jet. The shaded areas denote the convergence increase areas, and JL low level jet

布)与垂直风切变耦合相互作用激发的散度场演变,与降水的非均匀程度(R_0/a)、垂直风切变强度($\Delta v/\Delta p$)、风向偏转程度($u_1/\Delta p$)以及耦合区域(x, y)有关,下面分别讨论。

(1) 当低空急流中心以下气流为一致的南风时,即 $u_1=0$, 高低层风向没有偏转,则(12) 式化为

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{2 \times 10^{-2}}{F_{700}} \frac{R_0}{b} \frac{y}{b} \frac{\Delta v}{\Delta p}, \quad (13)$$

该式表明,在降水中心以南地区(对流云团南部), $y<0$,则 $\partial D/\partial t<0$,耦合相互作用激发出辐合增长,且越靠近降水区的南部边缘(y 负值越大),辐合增长越快。反之,在降水中心北部(对流云团北部, $y>0$),耦合相互作用激发出辐散增长($\partial D/\partial t>0$)。因此,耦合相互作用易于在对流云团的南部(后部)激发新对流发生、发展。这就为低空急流附近新对流从云团后部不断补充发展,对流云团在原地稳定少动提供了一种较为合理的动力学解释。

(2) 低空急流以下风随高度逆转的情况,即低层为西南风,则 $u_1/\Delta p>0$, 此时,在云团东部, $x>0$, $-(R_0/a)(x/a)(u_1/\Delta p)<0$,耦合相互作用激发出辐合增长($\partial D/\partial t<0$)。而在云团西部, $x<0$, $-(R_0/a)(x/a)(u_1/\Delta p)>0$,耦合相互作用激发出辐散增长($\partial D/\partial t>0$)。通常,由于 $u_1/\Delta p$

的数值要比 $\Delta v/\Delta p$ 小得多,因此,(12) 式中第一项的值要比第二项大,两者共同作用的结果是在云团的东南象限激发出最强的辐合增长,导致新对流不断从云团东南部发展。

(3) 低空急流以下风随高度顺转的情况,即低层为东南风,则 $u_1/\Delta p<0$, 此时,耦合相互作用激发的散度场变化与逆转时相反,两项的综合作用是在云团西南象限激发出最强的辐合增长,有利于新对流从云团西南部发展。

综上所述,无论何种情况,水平垂直速度梯度与急流垂直强风切变之间的耦合相互作用都是在对流云团的后部(南部)激发出较强的辐合增长,导致新对流在云团后部发生、发展。这可能是对流云团与低空急流耦合相互作用激发新对流不断发展的一种动力学机制。长生命史的对流云团往往与低空急流相联系^[13],一些持续性特大暴雨过程中低空急流的存在,及其与云团的发展过程^[8],从观测事实上给予了证实。当然,对流云团的持续发展还取决于多种环境条件,动力启动固然重要,但没有其他条件的配合,这种相互作用也难以维持。

4 诊断分析

在第 2 节中,我们已经对 2001 年 9 月 18 日夜晚至 19 日白天四川盆地西北部发生的暴雨过程的基本情况进行了简要介绍,分析了低空急流左侧对流云团的活动特征。现在,将利用上节的理论分析结果,对低空急流与对流云团的相互作用进行诊断,以期进一步认识本次暴雨过程中后一个云团新生的激发机制。

利用 2001 年 9 月 18~19 日的高空观测资料和四川省各站降水资料,依据文献[14]的客观分析方法,对高空资料和地面雨量资料进行网格化处理,获取诊断分析初值。

由(4) 式,我们可以诊断大气运动散度场的演变。在 9 月 18 日 20 时,对流尚未发生,垂直运动较弱(ω 量值较小),在(4) 式左端,带 ω 的项 $-\omega \partial D/\partial p - \nabla \omega \cdot \partial \mathbf{V}/\partial p$ 量值偏小,可以忽略,这就是文献[11]讨论的情况,可以用 $-\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta) \mathbf{V}]$ 来诊断散度场变化。图 4 给出了 9 月 18 日 20 时的计算结果,由图可见,非平衡负值($-\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta) \mathbf{V}]<0$) 区位于($28^\circ\text{N} \sim 34^\circ\text{N}$, 104°E

~106°E) 这一南北向带状区内, 非平衡正值区位于东西两侧, 强非平衡负值中心位于(31.5°N, 104.5°E) 附近。大气运动非平衡值的这一分布特征显示, 未来四川盆地西部, 特别是川西北地区, 非平衡的动力强迫将激发出强烈的气流辐合增长, 有利于对流云团新生和强降水天气的发生。雷达回波分析显示^[15], 在 18 日 21 时前后, 在强非平衡负值中心区即有散乱的对流发生, 其后发展成强度达 50 dBZ、顶高超过 12 km 的带状回波。19 日 00 时的卫星云图(图 2) 上, 在绵阳附近出现强烈中尺度对流云团。此云团在 19 日 03 时之后开始减弱, 其后在南部新生一对流云团。对于此新生云团, 其生成的动力机制是怎样的呢? 利用 18 日 20 时 700 hPa 与 850 hPa 等压面上的风场网格化资料计算垂直风切变 $\partial V/\partial p$ (由于缺乏资料, 假定将其不变外推至 19 日 03 时), 利用 19 日 03 时的小时雨强分布估算平均垂直速度梯度 $\nabla\omega$, 利用 700 hPa 等压面上的温度、湿度信息, 可以计算出凝结函数 F_{700} 的值。由于收集的雨强资料范围有限, 我们的计算范围仅限于(30°N~33°N, 103°E~106°E), 网格距为 $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 。利用上节给出的公式(7), 我们可计算出由垂直风切变 $\partial V/\partial p$ 与垂直速度非均匀分布 $\nabla\omega$

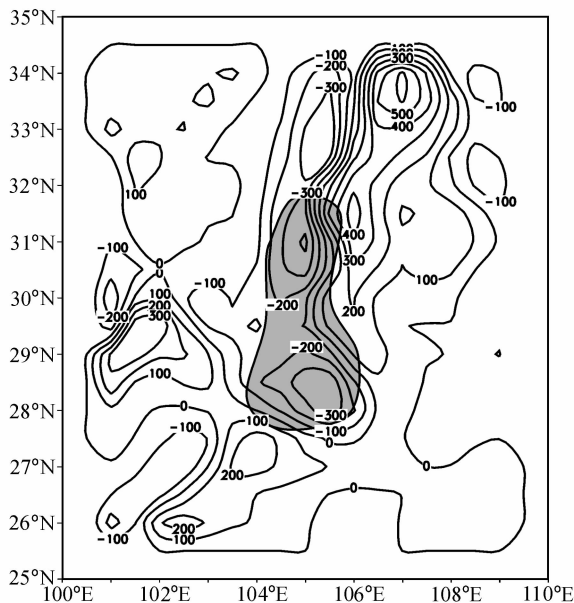
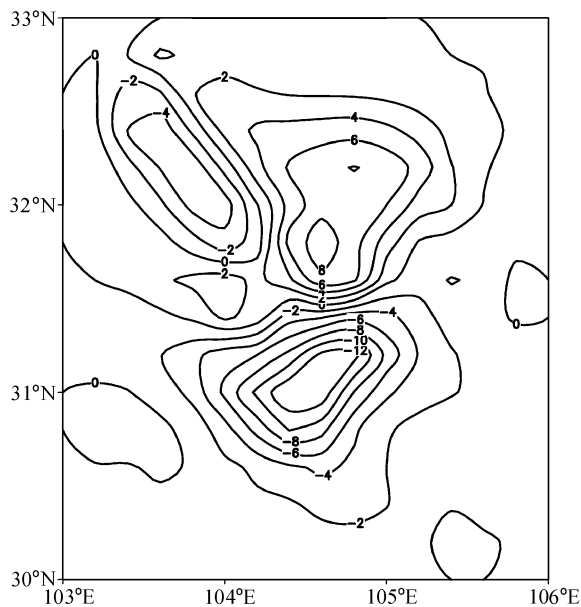


图 4 2001 年 9 月 18 日 20 时 700 hPa 非平衡值 $-\nabla^2 E + k \cdot [\nabla \times (f + \zeta)V]$ 分布(单位: $10^{-10} s^{-2}$)。阴影区为暴雨区

Fig. 4 The distribution of 700 hPa unbalanced value $-\nabla^2 E + k \cdot [\nabla \times (f + \zeta)V]$ at 20 BT 18 September 2001. The heavy rain area is shaded



与之发生相互作用 $\nabla\omega \cdot \partial V/\partial p$, 激发出大气散度场演变, 在云团前部, 因有辐散增长而促使对流减弱; 在云团后部, 因有辐合增长而促使对流新生(或加强); 从而导致新对流往往在对流云团的后部发展, 使对流云团稳定少动, 甚至在短时间内出现云团再生现象。

参考文献

- [1] Uccellini L W, Johnson D R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implication for development of sever convective storm. *Mon. Wea. Rev.*, 1979, **107**: 682~703
- [2] 陶诗言, 等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 51~64
Tao Shiyao, et al. *Heavy Rain in China* (in Chinese). Beijing: Science Press. 1980. 51~64
- [3] 孙淑清, 翟国庆. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用. *大气科学*, 1980, **4**: 327~337
Sun Shuqing, Zhai Guoqing. On the instability of the low level jet and its trigger function for the occurrence of heavy rainstorms. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1980, **4**: 327~337
- [4] Chen Qiushi. The instability of the gravity-inertia wave and its relation to low-level jet and heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1982, **60**: 1041~1057
- [5] 孙淑清. 低空急流对内重力波不稳定发展的作用. *大气科学*, 1983, **7**: 136~144
Sun Shuqing. The effect of low level jet on the stability of gravity waves. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1983, **7**: 136~144
- [6] 高守亭, 孙淑清. 次天气尺度低空急流的形成. *大气科学*, 1984, **8**: 178~188
Gao Shouting, Sun Shuqing. The forming of sub-synoptic scale low level jet stream. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1984, **8**: 178~188
- [7] 高守亭, 赵思雄, 周晓平, 等. 次天气尺度及中尺度暴雨系统研究进展. *大气科学*, 2003, **27**: 618~627
Gao Shouting, Zhao Sixiong, Zhou Xiaoping, et al. Progress of research on sub-synoptic scale and mesoscale torrential rain system. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27**: 618~627
- [8] 李玉兰, 杜长萱, 陶诗言. 1994 年东亚夏季风活动的异常与华南的特大洪涝灾害. 1994 年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集. 北京: 气象出版社, 1996. 6~13
Li Yulan, Du Changxuan, Tao Shiyao. Anomaly of summer monsoon in East Asia and severe flood fatality in the south of China in 1994. *The Conference on Severe Heavy Rain and Flood Fatality in the South of China in 1994* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press. 1996. 6~13
- [9] 黄福均. 青藏高原背风坡西南低涡暴雨. *大气科学应用与研究*, 1992, (2): 52~60
Huang Fujun. The southwest vortex and heavy rainfall on the lee of Tibetan Plateau. *Atmospheric Science Research and Application* (in Chinese), 1992, (2): 52~60
- [10] 闵文彬, 陈忠明, 高文良, 等. “2001、9、18”华西突发性强暴雨的中尺度分析. *高原气象*, 2003, **22**(增刊): 110~118
Min Wenbin, Chen Zhongming, Guo Wenliang, et al. Mesoscale analysis on “2001. 9. 18” spate heavy rain in West China. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2003, **22** (Suppl.): 110~118
- [11] 陈忠明. 大气内部非平衡激发暴雨的动力诊断. *科学通报*, 1992, **14**: 1432~1433
Chen Zhongming. Dynamic diagnosis of unbalanced force of atmospheric motion triggering heavy rain. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 1992, **14**: 1432~1433
- [12] 陈创买, 郭英琼. 气象常用参数和物理量查算表. 北京: 气象出版社, 1980. 51~52
Chen Chuangmai, Guo Yingqiong. *The List of Meteorological Parameter and Physical Quantity Most in Use* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1980, 51~52
- [13] 闵文彬, 陈忠明. 低空急流影响 MCS 发生发展的天气学分析. *四川气象*, 1994, **13**: 1~7
Min Wenbin, Chen Zhongming. The effects of low jet on the initiation and development of mesoscale convective system. *Sichuan Meteorology* (in Chinese), 1994, **13**: 1~7
- [14] 陈忠明. 一种高效省时的客观分析方案. *低纬高原天气*, 1994, **7**: 27~32
Chen Zhongming. A high effective scheme of objective analysis. *Low Latitude and Plateau Weather* (in Chinese), 1994, **7**: 27~32
- [15] 黄成亮, 张卫, 等. “9.18”四川盆地大暴雨雷达回波特征. *气象*, 2002, **28**(8): 34~36
Huang Chengliang, Zhang Wei, et al. Radar echo analysis of a heavy rainfall event in the Sichuan basin. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 2002, **28** (8): 34~36

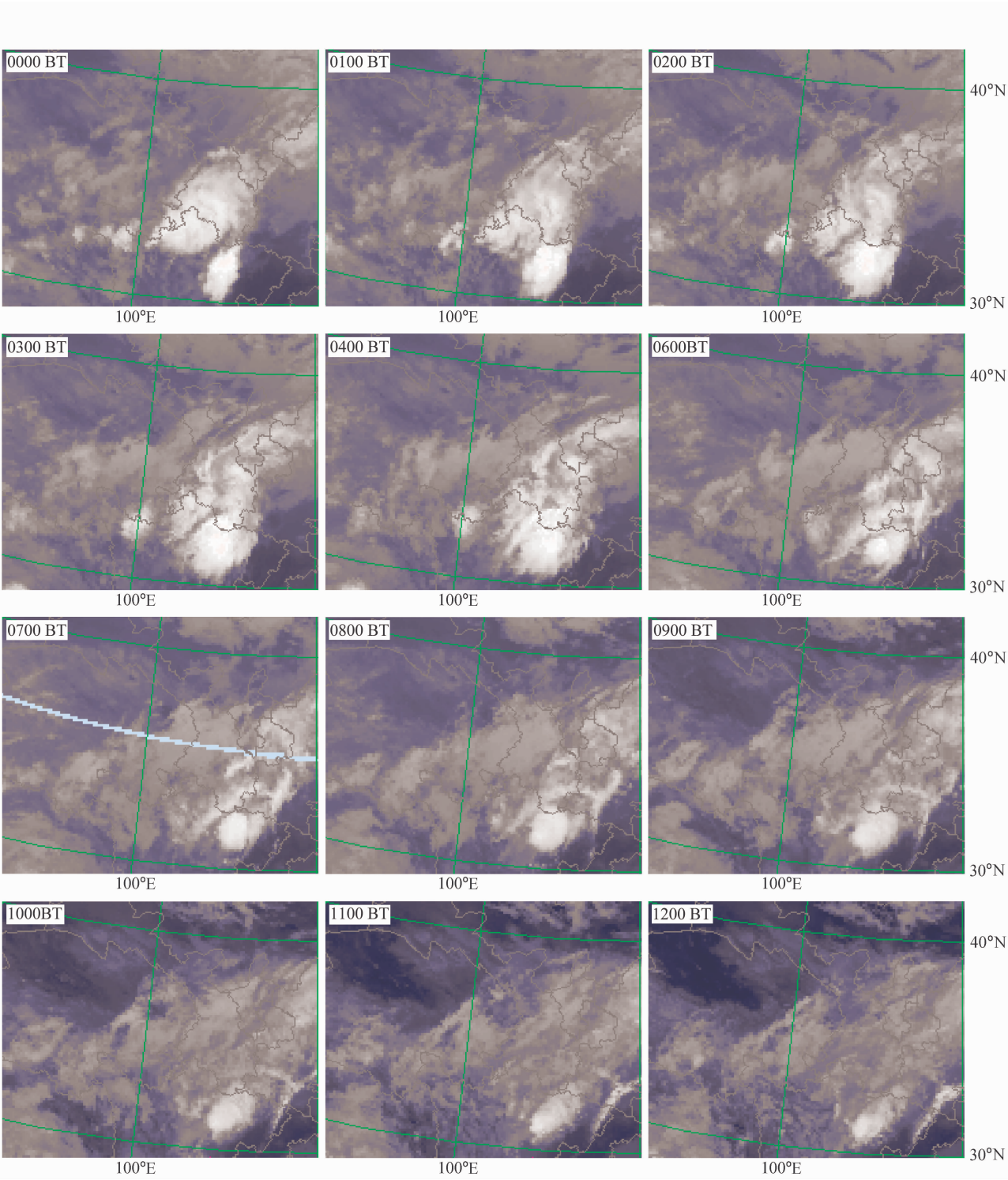


图 2 2001 年 9 月 19 日 00~12 时卫星云图
Fig. 2 GMS IR cloud image from 00 BT to 12 BT 19 September 2001