

非纬向基流中爆发性气旋的数值研究*

谿英 沈桐立

(南京气象学院, 南京, 210044)

丁汇

(国家气候中心, 北京, 100081)

摘 要

利用以 MM4 为基础的自适应网格模式, 对 1981 年月 12 月 20 日 20 时—21 日 20 时一次太平洋西部气旋强烈爆发的过程进行了数值模拟研究得出: (1) 气旋强烈爆发的过程是非常短暂的, 是非地转调整的结果; (2) 气旋爆发过程中基流由西南风转为准西风; (3) 基流的反气旋性弯曲和非热成风空间分布不均匀性与气旋的强烈爆发有明显的联系。

关键词: 自适应网格, 爆发性气旋, 非地转调整, 高空急流。

1 引 言

由于爆发性气旋发展速度快, 地面中心气压下降幅度大, 可使低层风速迅速增大至 30 ms^{-1} 以上, 给海上航行和作业造成严重的威胁, 因而多年来人们对它的生成和发展给予了极大的关注。Sanders 和 Gyakum^[1] 对北半球 3 个冬半年的温带海洋气旋的爆发作了统计分析, 并定义贝吉龙作为描述爆发性气旋的特征量, 即在某一纬度上, 1 贝吉龙 = $24 \text{ hPa} / (d \cdot (\sin \varphi \sin 60^\circ))$ 。当气旋处于 φ 纬度上, 强度变化达到 1 贝吉龙以上就称为爆发性气旋。目前研究认为, 气旋爆发主要与温度平流、涡度平流、高空急流、对流凝结潜热加热、斜压不稳定有关。统计事实发现^[2] 气旋爆发往往伴随一次高空急流向北伸展的过程, 此时急流轴往往呈东北-西南向有反气旋性曲率存在, 气旋爆发之后, 急流趋于平直。此种急流的存在与爆发性气旋的生成有何关系是本文讨论的主要目的之一。

2 实况天气分析

文中使用 ECMWF 提供的逐日 20 时 2.5×2.5 经纬距 $1000 \sim 100 \text{ hPa}$ 资料。1981 年 12 月 19 ~ 21 日在太平洋西部有一次气旋强烈发展的过程, 气旋发展最强期在 20 日 20 时 ~ 21 日 08 时之间(气压从 968 hPa 下降至 940 hPa), 12h 下降了 28 hPa , 若以此速度计算, 24h 则达到 2 贝吉龙以上, 但在 21 日 08 时之后, 下降幅度大大减小, 12h 仅为 4 hPa 。

* 初稿时间: 1997 年 10 月 17 日; 修改稿时间: 1998 年 4 月 7 日。

资助课题: 国家自然科学基金(49675260) 和国家重点基础研究专项。

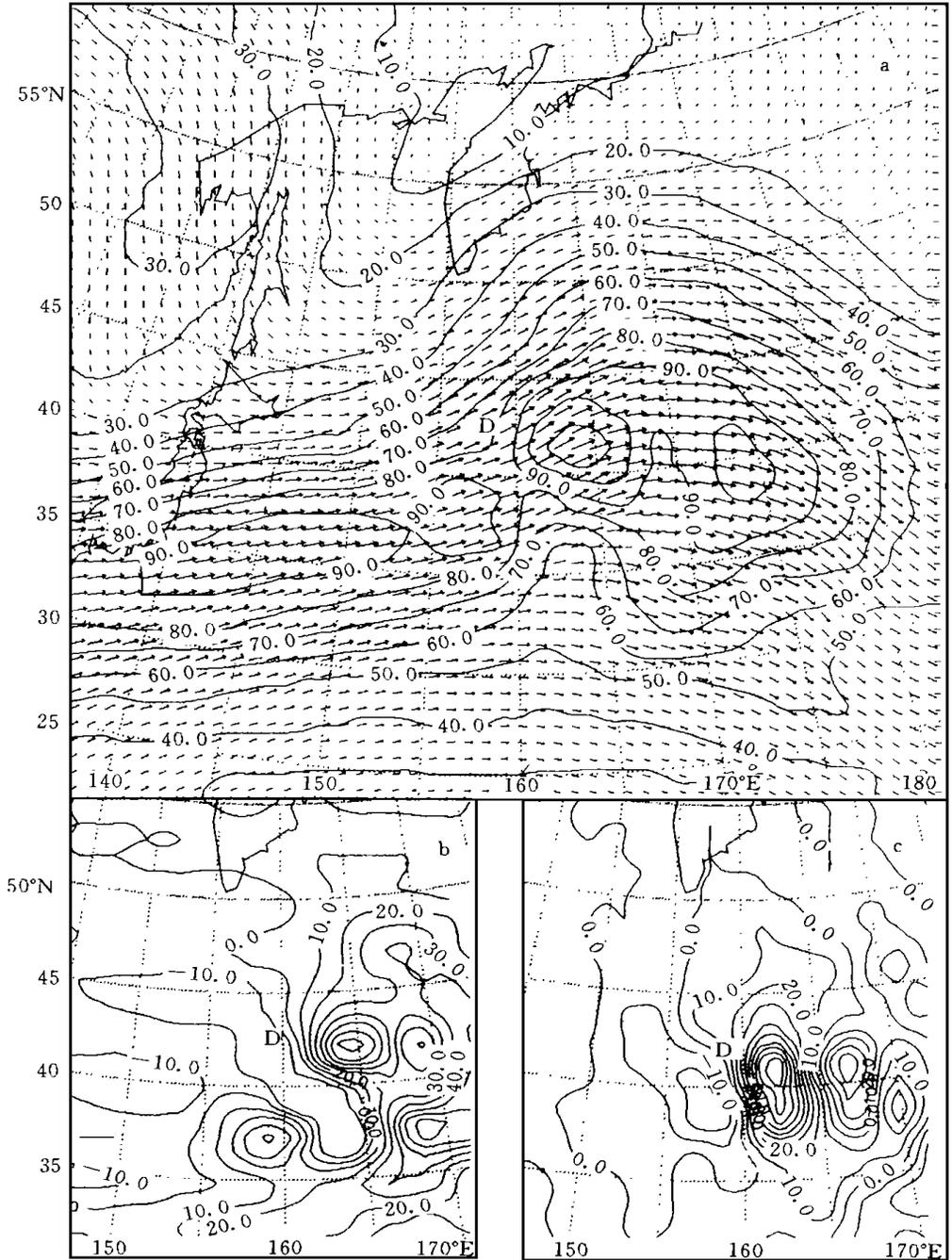


图1 1981年12月20日20时200 hPa实测风场、矢量场及偏差风场
(a. 全风速及矢量场; b. $u - u_g$ 场; c. $v - v_g$ 场。实线为等风速线, 单位: ms^{-1})

由图1a可见在气旋强烈爆发前, 地面气旋位于两个高空急流中心之间, 急流风速轴明显向北伸展, 地面气旋处于最强高空急流中心(118 ms^{-1})的左后方的西南风气流中。由

于高空急流轴呈东北-西南向,其上又有多中心存在使得平直西风中的高空急流中心左前方辐散,左后方辐合的理想场^[3]无法解释实际大气的非地转状态。图 1b, c 分别给出了 200 hPa 实测 $u - u_g$ 场和 $v - v_g$ 场。与图 1a 比较,后一个急流中心前部为 $v - v_g < 0$,前一个急流中心后部 $v - v_g > 0$,低压中心位于 $v - v_g > 0$ 的区域内,低压前部有强 $v - v_g > 0$ 的区域存在且中心位于低中心的南部,因此在低压中心的前部 $v - v_g$ 不可能形成辐散场。由 $u - u_g$ 场分析,低中心处在负 $u - u_g$ 场中,低中心前部,有一强的正值中心(75 m s^{-1})。因此造成气旋强烈发展的高层辐散场应与 $u - u_g$ 场有直接的联系。 $u - u_g$ 强辐散场的形成主要与倾斜的基流有关。

当考虑

$$\frac{dv}{dt} = -f(u - u_g)$$

时,假设高空急流的 v 中心与 u 中心重合,合成风为西南风,急流中心前部, $\frac{dv}{dt} < 0$, $u - u_g > 0$,中心后部 $\frac{dv}{dt} > 0$, $u - u_g < 0$,急流中心 $\frac{dv}{dt} = 0$, $u - u_g = 0$ 。可见,在西南风高空急流中心附近,会产生强烈的由 $u - u_g$ 造成的辐散场。图 1 可见, $u - u_g$ 零值线正位于急流中心,左侧为负值中心,右侧为正值中心,地面低中心与非地转辐散中心接近。由散度场分析(图 2a),辐散中心位于低压中心的东部,散度场以正负相间的形式出现,中心轴线指东北。由风矢量分析,在低中心前部为反气旋环流。涡度场上(图 2b),显示该区域有负涡度向北伸展。

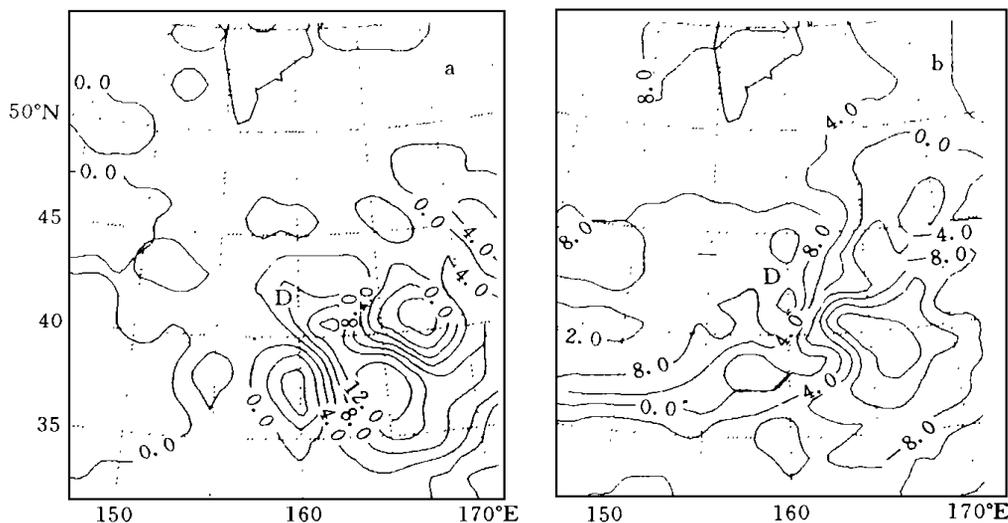


图 2 1981 年 12 月 20 日 20 时 200 hPa 实测风散度和涡度

(a. 散度; b. 涡度。单位: 10^{-5} s^{-1})

由温度场分析,20 日 20 时地面气旋处在 200 hPa 温度梯度最大区域附近,在 42.5 N , $160 \sim 165 \text{ E}$, 5 个经距内温度变化为 31 (图 3a)。显然温度的变化与急流的存在以及两处对应的对流层顶的高度不同有关,是大气强斜压性的一种表现。气旋的左侧对流

层顶较低,在 300~250 hPa,气旋右侧对流层顶在 200~150 hPa 之间。为典型的极锋急流在高层的表现形式。21 日 20 时气旋附近这种温度梯度大大减弱,强的温度对比也不存在(图 7a)。可见高层温度场的变化也对地面气旋的发展有较大的影响。

图 3c 为 1981 年 12 月 21 日 20 时 200 hPa 实况风速场,与图 1 比较可见,此时高空急流轴倾斜度大大减小为准东西向,低涡附近非地转场已大大减弱,约 20 ms^{-1} (图略)。气旋中心位于高空急流的右前方,气旋爆发过程结束。显然这种由西南风高空急流造成的强烈的非地转场的存在必然会激发出重力惯性波以达到地转平衡。非地转场是如何从调整状态达到适应状态,它与气旋的强烈爆发有何联系将是主要讨论的目的之一。由于实况资料的限制,往往难以发现重力惯性波的存在,通过自适应网格的数值模拟可以清楚地看出

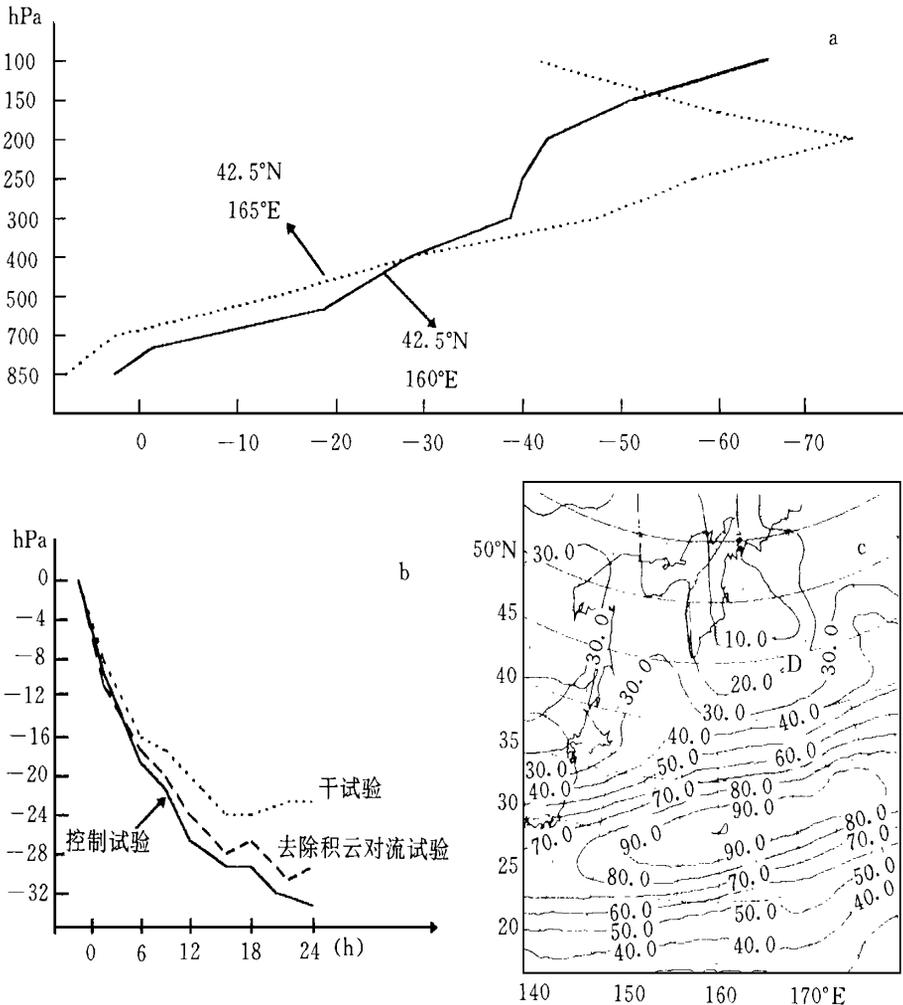


图 3 1981 年 12 月 20 日 20 时定点实测温度高度剖面 and 不同试验时 3 h 地面气压中心演变及 21 日 20 时 200 hPa 实测全风速
(a. 实线为 42.5°N, 160°E 点的剖面, 点线为 42.5°N, 165°E 点的剖面; b. 纵坐标 0 代表 968 hPa, 余此类推; c. 200 hPa 全风速)

地转风调整的过程以及它与气旋强烈爆发的关系。

3 模式简介

自适应网格技术是通过坐标变换使网格的疏密随某一权重系数 W 的变化而变化。由于 W 可取为时间和空间的函数, 因而网格的疏密不仅可以随空间变化, 而且可随时间改变, 这就使得它不仅可用于研究固定区域系统而且能用于研究移动系统。本文的网格技术为连续动力适应网格^[4,5]。在这种技术中, 计算网格面积与权重系数 W 的乘积在整个区域中的和为常数, 这样可通过改变 W 的分布来控制网格面积分布。文中利用 PSU/NCAR 中尺度模式将其改造成自适应网格模式^[7]。

文中所用的 W (权重系数) 为 850 hPa 面上的涡度的函数, 网格更新时间为 10 min。使用 ECMWF 提供的 1981 年 12 月 20~21 日 20 时的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 网格资料, 中心点为 45°N , 160°E , 格距为 90 km, 格点数为 51×51 。以 20 日 20 时为初始场积分 24 h。

4 模拟结果分析

图 4 为积分 24 h 地面的预报场与实况场的对比, 分析可见, 两者结果极为近似, 中心位置完全相同, 中心强度实况为 936 hPa, 预报为 934 hPa。显示了自适应网格良好的预报性能。由 3 h 地面气压中心演变分析(图 3b) 看出, 气旋爆发主要发生在前 6 h。在 6 h 内, 中心气压从 968 hPa 下降至 949 hPa。积分 6~12 h 下降了 9 hPa。可见, 气压在 24 h 内的变化是极为不均匀的。为什么气压会在非常短的时间内急剧下降, 其原因对气旋强烈爆发的成因研究非常重要。由于无每隔 6 h 实况场对照, 无法判断与实况的差距, 但从 24 h 预报结果与实况的一致性可见气旋快速发展是可能的。文献[8] 观测得出一次爆发性气旋在 6 h 内下降了 27 hPa, 之前 12 h 下降了 17 hPa, 之后 12 h 下降了 7 hPa, 可见, 气旋的确可

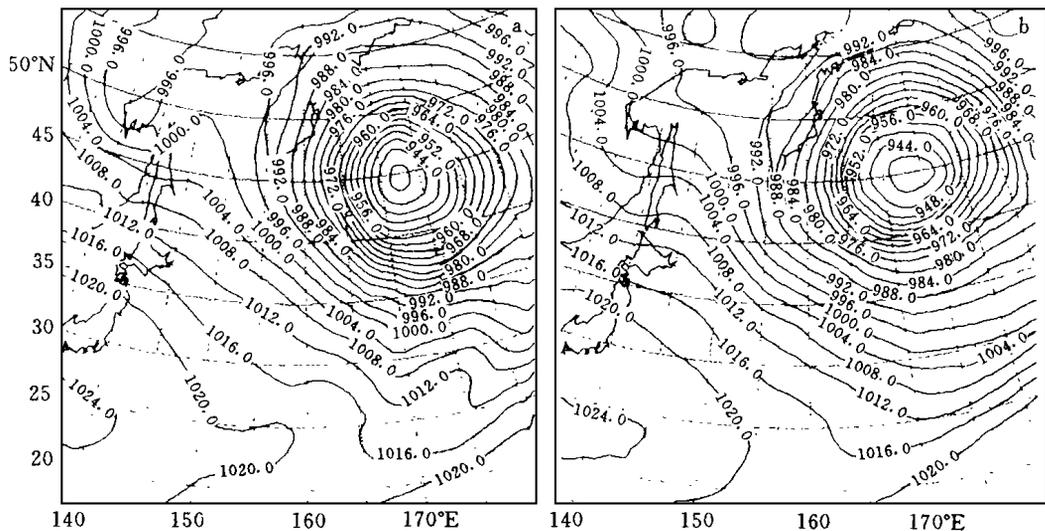


图 4 1981 年 12 月 21 日 20 时地面低压预报场和实测场

(a. 预报场; b. 实测场)

以在短时间内以极快的速度发展。由于本次个例中前 12 h 气旋发展速度较快,文中主要讨论前 12 h 气旋的变化。

积分 3 h, 地面低压中心仍位于高空急流中心的左后方。急流中心的风速减弱至 100 ms^{-1} 左右, 急流中心向北突起, 风向西南。 $u - u_g, v - v_g$ 正值中心向北移动位于低涡的东部, 中心最大值分别为 65 ms^{-1} 和 55 ms^{-1} , 与初始场相比, 略有减弱(图略)。由图 5 可见, 此时出现带状的涡度与散度场, 以重力惯性波的形式向东北传播。积分 6 h, 急流中心风速减小, 与积分 3 h 相比, 急流向北突起减弱。 $u - u_g, v - v_g$ 正值中心减弱至 55 ms^{-1} , 45 ms^{-1} , 较积分 3 h 向南移动。带状散度与涡度中心向东移动, 积分 9~12 h 低压中心上空的非地转风大大减弱, 非地转大值区位于低涡的南部, 中心附近非地转风在 20 ms^{-1} 左右。带状散度与涡度场向东南方向传播。急流轴由西南转为准东西向, 低涡位于 200 hPa 高空急流中心的左前方(图 6)。

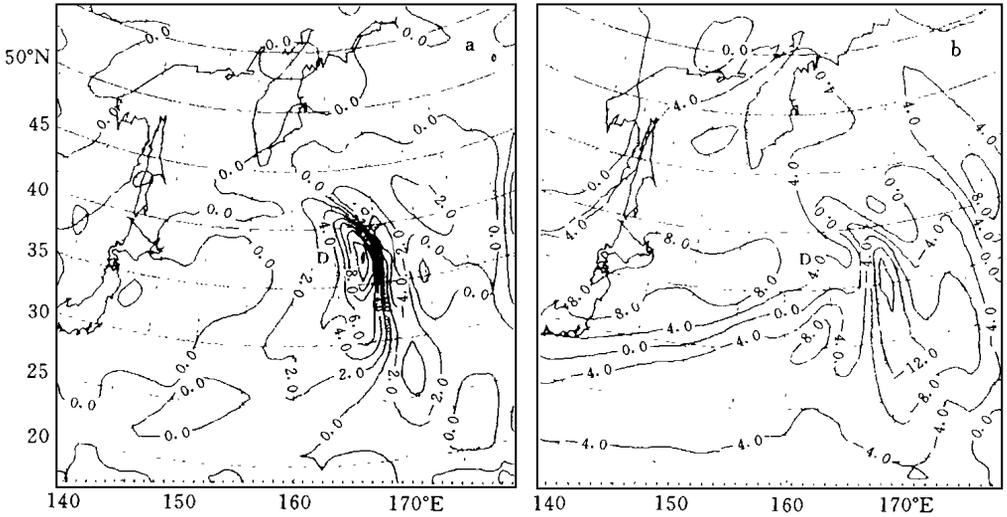


图 5 积分 3 h 的 200 hPa 散度和涡度
(a. 散度; b. 涡度。单位: 10^{-5} s^{-1})

由以上结果分析, 气旋发展最快的阶段为非地转风调整阶段。此时扰动能量向北移动, 当扰动能量向南移动时, 地面气旋发展缓慢。从急流的风向分析, 在地面气旋的发展阶段低压处在 200 hPa 西南风高空急流中, 当急流风向转为准西风时, 气旋发展缓慢。而西南风急流是 $u - u_g$ 风形成非地转辐散场的主要原因。

文献[9]应用自然坐标讨论非平直基流中的中尺度扰动时指出, 当基流为非平直时, 重力惯性波能量的变化为

$$\frac{\partial E}{\partial t} = - 2 \iint \frac{m}{k} \frac{\Phi_0^2}{\lambda^2} f C_g \cdot \nabla (\Delta U_{\theta_f}) dy dz - 2 \iint \frac{m}{k} \frac{\Phi_0^2}{\lambda^2} f C_{gy} \frac{\partial}{\partial z} (K_s U) dy dz$$

其中 m, k 分别为 y, z 方向的波数; $C_g = C_{gy}j + C_{gz}k$ 为波动频散速度; $\Delta U_{\theta_f} = \Delta U_{\theta} -$

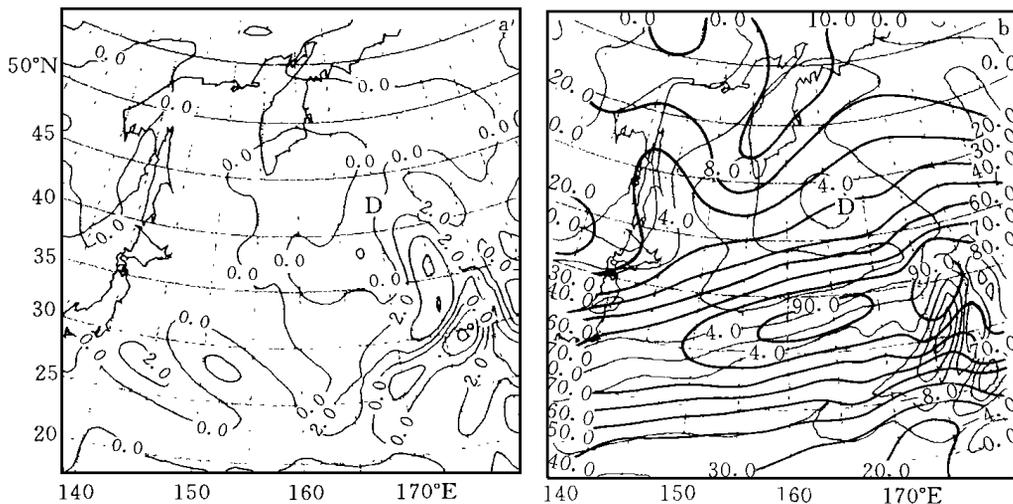


图6 积分 12 h 的 200 hPa 散度和涡度

(a. 散度场; b. 涡度场。单位: 10^{-5}s^{-1} 。b 中粗实线为等风速线, 单位: ms^{-1})

$\frac{(K_s U^2)_z}{f}$; $\Delta U_\theta = U_\theta - U_2$; $U_\theta = -\frac{1}{f} \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial n}$ 为基本温度场热成风; $U_2 = \frac{\partial U}{\partial z}$; K_s 为基流的曲率(常数)。

由方程的右端第二项可知, 在急流区以下, $\frac{\partial U}{\partial z} > 0$ 。当 $K_s > 0$, C_{gy} 向南传播时, 可使波能量增加, 当 $K_s < 0$, C_{gy} 向北传播, 波能量发展。

由图 5 可知, 积分 6 h 之前, 波能量向北传播, 低压移动方向为反气旋基流。积分 6 h 以后, 基流的反气旋曲率减弱, 波能量南传, 地面气旋加深速度减慢。文献[2] 统计得出, 在气旋爆发之前, 200 hPa 地面低压的前部急流总有一向北突起的反气旋曲率存在。当气旋爆发结束, 反气旋性曲率也大大减弱。这种基流的反气旋性曲率有利于急流北部的气旋发展。气旋的强烈爆发正位于反气旋性曲率最大且波能量向北传播时。可见, 重力惯性波的能量向北频散是气旋爆发的主要原因。

由温度场的变化可知, 在积分 0~6 h 地面低压中心上空在 x 方向 450 km 内温度的变化为 20 左右, 6 h 以后, x 方向温度的变化在 3 左右。初始场上, 低压中心东部 200 hPa 为一冷中心, 低压处在温度梯度最大的区域内。积分 6 h 之前这种现象依然维持, 积分 6 h 后, 冷中心明显南移, 暖中心北移, 温度梯度减小。这与积分得到的重力惯性波的南传一致。由实况 21 日 20 时的温度、散度分布(图 7a) 也可看出这种南传现象的存在。200 hPa 暖中心的存在主要与 200 hPa 以下冷平流有关, 冷平流导致中高层等压面降低^[10], 使对流层顶降低, 200 hPa 温度升高。爆发前低压处在温度梯度最大处, 说明该处的热成风最大, 即大气的斜压性最强。由能量方程可知, $\frac{\partial E}{\partial t}$ 还受非热成风梯度的影响。图 7b 给出了 20 日 20 时, 200 hPa 实测非热成风梯度的分布, 图中显示在气旋前部 $(\Delta U_\theta) < 0$, 当能量向北频散时, 有利于波能量的发展。在积分的过程中, 这种现象在不断地减弱。因此, 气旋强烈爆发与这两项因子有关, 同时对能量发展有利。气旋强烈爆发之后, 气旋附近

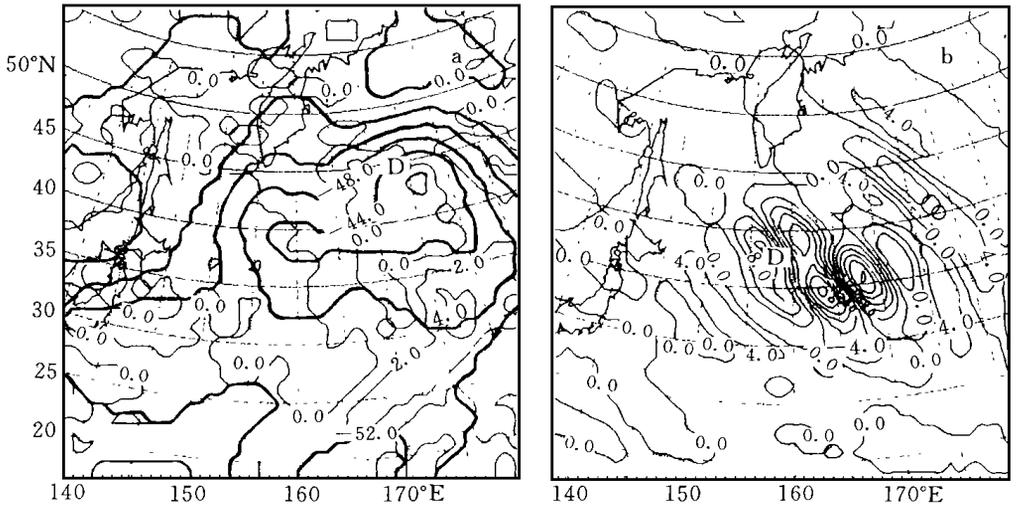


图7 1981年12月21日20时200 hPa实测温度、散度和20日20时 $\overline{\text{div}}(\Delta U_{\theta_f})$ 场
(a. 粗实线为等温线, 细实线为等散度线; b. $\overline{\text{div}}(\Delta U_{\theta_f})$ 场, 单位: 10^{-5}s^{-1})

$\overline{\text{div}}(\Delta U_{\theta_f}) > 0$ (图略), 不利于低压发展。

为了找出水汽与气旋强烈爆发的关系, 这里进行去除积云对流潜热反馈以及去除水汽(干)试验。试验发现去除积云对流试验在前6 h中, 气旋中心气压仅上升了1 hPa(图3b), 而干试验中气压上升了3 hPa。可以看出水汽对气旋的强烈爆发影响不大, 稳定性降水对气旋的强烈爆发较积云对流的贡献大。文献[11]指出, 非纬向基流较纬向基流更易发生斜压不稳定, 尺度越大, 斜压不稳定越强。本次爆发性气旋发生在非纬向高空急流附近, 其尺度在6000 km以上, 因而气旋的强烈爆发应与斜压不稳定密切相关。由图8可见, 在气旋强烈发展的0~6 h内, 高低层(850~200 hPa)的风速差最大(46~50 ms^{-1}), 之后迅速减小, 积分24 h风速差仅为3 ms^{-1} 。高低层风速差最大时期与气旋强烈发展期相对应, 可以看出斜压不稳定的重要作用。

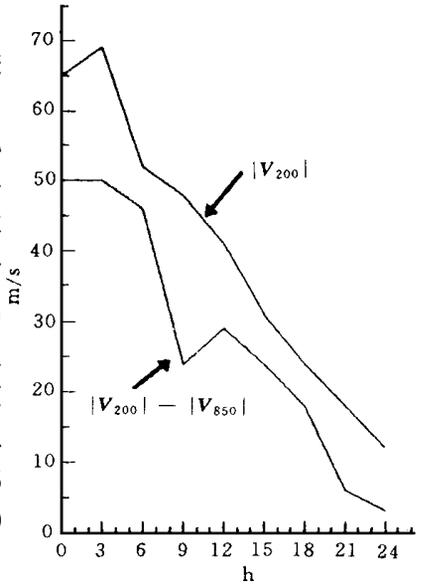


图8 积分0~24 h的200 hPa与850 hPa风速差和200 hPa风速随时间的演变

5 总结

综上所述, 本次气旋强烈爆发时段的一些特征以及主要影响因子为:

1. 气旋强烈爆发生发生在高空西南风急流中心的左后方, 位于最强温度梯度附近。强大的西南风高空急流又产生强烈的非地转风从而激发出重力惯性波。
2. 气旋的强烈爆发与重力惯性波的快速调整有关。当基流呈反气旋性曲率向北伸展,

波能量向北传播时, 波能量加强, 导致高空急流左后侧的地面气旋的强烈发展。由于重力惯性波调整速度较快, 因而气旋快速发展的时间也较短, 约 6 h 左右。

3. 在气旋强烈爆发时水汽的作用较小。气旋爆发前往往处在 200 hPa 温度梯度最大的区域, 强烈爆发后, 温度梯度明显减小。西南风高空急流的存在易导致斜压不稳定的产生, 可见大气强烈的斜压性也是气旋发展的因子之一。

4. 在气旋附近存在 $\nabla \cdot (\Delta U_{\theta}) < 0$ 的区域, 当重力惯性波向北频散时, 易导致波能量的增加, 促使地面气旋发展。

5. 在气旋强烈爆发阶段, 潜热加热对其影响较小, 其中积云对流较大尺度潜热加热的作用小。从积分 24 h 看, 总水汽的影响占 21%。前 6 h 占 16%, 而积云对流在前 6 h 仅占 5%。

参考文献

- 1 Sanders, Gyakum. Synoptic dynamic climatology of the "Bomb". *Mon Wea Rev*, 1980, 108: 1589- 1606
- 2 丁治英, 王劲松. 爆发性气旋的统计研究. *南京气象学院学报*, 1998, 21(3): 424 ~ 431
- 3 Uccellini L W, Koccon P J, Petersen R A, et al. The Presidents' Day cyclone of 18- 19 February 1979: synoptic overview and analysis of the subtropical jet streak influencing the pre-cyclogenetic period. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 31 - 55
- 4 Dietachmayer G S, Droegemier K K. On the application of continuous dynamic grid adaption techniques to meteorological modeling part I: basic formulation and accuracy. *Mon Wea Rev*, 1992, 120: 1675- 1706
- 5 Dietachmayer G S, Droegemier K K. On the application of continuous dynamic grid adaption techniques to meteorological modeling Part II : Efficiency. *Mon Wea Rev*, 1992, 120: 1707- 1722
- 6 Anthes R A, Hsie E Y, Kuo Y H. Description of the Penn State / NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). NCAR Tech Note, NCAR/TN- 282- STR, 1987. 66
- 7 覃丹宁, 沈桐立, 丁治英等. 中尺度数值模式的自适应网格的设计. *南京气象学院学报*, 1998, 21(2): 243 ~ 250
- 8 Reed R J, Albright M D. A case study of explosive cyclogenesis in the Eastern Pacific. *Mon Wea Rev*, 1986, 114: 2297- 2319
- 9 周伟灿, 陈久康. 非平直基流中尺度扰动的对称发展. *南京气象学院学报*, 1996, 19(4): 419- 425
- 10 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文等. *天气学原理和方法*. 北京: 气象出版社, 1992. 303- 313
- 11 陆维松, 杨松. 非纬向基流的非线性斜压不稳定. *气象学报*, 1992, 50(1): 1- 11