

东亚沿岸一次爆发性发展气旋的数值模拟

汤长明 刘晓东 罗四维

(中国科学院兰州高原大气物理研究所)

提 要

本文利用有限区域细网格6层原始方程模式,对1979年3月10—11日东亚沿岸的一次中等强度爆发性气旋发展过程,进行了一系列24小时数值模拟试验。结果表明,斜压性是这个气旋发展的主要机制。凝结潜热在气旋发展过程中也有重要的加强作用,摩擦则使得气旋减弱,但地表感热和蒸发对该气旋发展的影响不大。

一、引言

在中高纬度温带气旋经常会出现爆发性地发展,即在24小时内气旋中心气压下降达几十百帕。Sanders⁽¹⁾首先揭示了这种爆发性气旋的天气气候特征,指出这种现象主要出现在冬半年的海洋上,其中以两个大洋西部出现的频率最高。以后又有许多人进行了这方面的研究⁽²⁾⁻⁽⁶⁾。但过去对于东亚沿岸爆发性气旋的研究较少,而实际上这里正是爆发性气旋活动最频繁的地区之一。另一方面,由于爆发性气旋的生成、发展和衰亡,对东亚沿海地区人民的生产和生活有很大的影响。由于其发展迅速常常导致预报失败,所以选择一些典型的个例,以探讨在东亚特殊地形条件下,不同物理因子在气旋爆发性发展过程中的作用是十分必要的。本文对东亚沿岸一次爆发性气旋,进行了一系列24小时数值模拟试验,研究了其爆发性发展过程及其影响因子。

二、数值模式及模拟试验方案简介

本工作使用了颜宏等⁽⁷⁾设计的细网格6层的原始方程模式。该模式采用了Ara-

kawa-Lamb的位势拟能守恒格式,在水平结构上取C型跳点网格。垂直方向上将整个大气层分为6层,以p- σ 混合坐标来表示。模式中包括了动量、热量和水汽的水平及垂直涡动交换,大尺度凝结、积云对流以及辐射等各种非绝热加热过程。已有的预报试验表明⁽⁸⁾,该模式对较大的天气尺度系统和次天气尺度系统有较好的模拟能力。

为了研究不同因子的作用,我们设计了5组试验方案,包括控制试验、无凝结潜热释放试验、无地表热通量试验、干绝热试验以及无摩擦试验(见表1)。以上各组试验均

表1 5个试验方案特征表

数值试验	感湿加热	蒸 发	辐 射	凝结潜热	摩 擦
EXP1	有	有	有	有	有
EXP2	有	有	有	无	有
EXP3	无	无	有	有	有
EXP4	无	无	无	无	无
EXP5	有	有	有	有	无

从1979年3月10日12GMT开始,模式积分24小时。积分区域为110.625—174.375°E, 5.625—65.625°N,水平格距为1.875°×1.875°。以FGGE-IIIb资料经过平均整层

无辐散初始化的结果为初值，边界值由12小时间隔的分析值线性插值求得。

三、天气过程概述及控制试验结果

1979年3月8日12时，在蒙古地区有一弱的锋面气旋，它缓慢地向东移动，3月10日12时移到日本附近。在这段时间里它的强度变化很小。然而，在以后24小时内它很快发展成一个非常强的气旋。

从3月10日12时500hPa图上看(图1)，50°N以北是一广阔的低值区，中纬度地区有很强的锋区，东亚沿岸锋区最强，在1000—500hPa厚度图上也明显地显示了强锋区的存在。在东亚沿岸和太平洋中部各有一低槽，前者较强，高空等高线显示出疏散槽的特征。海平面气压场上，从蒙古附近移来的气旋恰位于东亚沿岸疏散槽槽前。其中心气压为1000hPa，但闭合系统只限于850hPa以下。值得注意的是，这时850hPa上的温度平流很强(图略)，在气旋东部是大范围

的暖平流区，中心强度为 $33 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在气旋西部则是冷平流区，中心强度为 $-30 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

到3月11日12时(图2)气旋已强烈发展，其中心气压已降到972hPa。伴随气旋的爆发性发展，在气旋区附近出现了大范围的大风和较强的降水。气旋后部的冷空气和前部的暖空气分别向东南和西北推进，出现了明显的暖舌。此时气旋已发展成一深厚的低压系统，以后该气旋只稍有发展并缓慢东移。所以从3月10日12时到11日12时气旋发展最快，其24小时降压达28hPa，这是一个中等强度的爆发性气旋。

再从风场(图略)来看，300hPa上存在明显的极锋急流和副热带急流带，3月10日12时，两支急流的最大风速均超过 $60 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，地面气旋正处在两支急流的汇合区，因而对气旋的强烈发展甚为有利。我们还注意到，气旋在整个发展过程中都处在强锋区中。

图3给出控制试验EXP1 24小时的模拟结果。与图2相比，模拟所得的气旋中心气

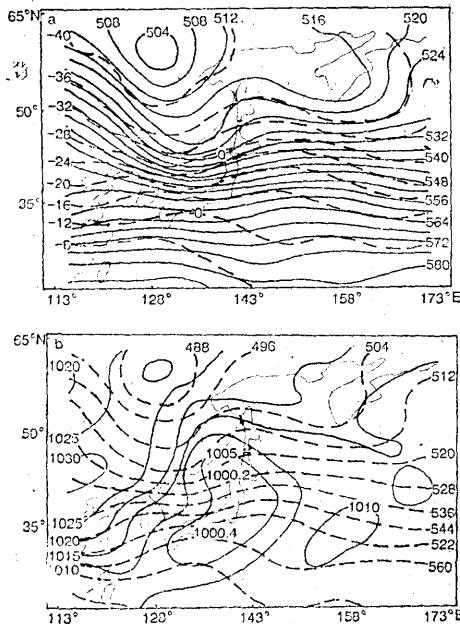


图1 1979年3月10日12GMT分析场
(a) 500hPa高度场(实线)和温度场(虚线)
“0”表示气旋中心位置。
(b) 海平面气压场(实线)和500—1000 hPa厚度场(虚线)

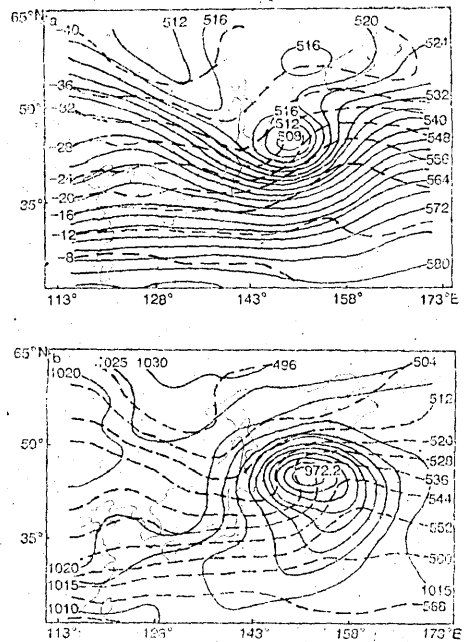


图2 1979年2月11日分析场

说明同图1

压下降近28hPa, 几乎与实况一样。在500 hPa上模拟出的气旋也与实况十分接近, 只是系统的位置略偏西。与气旋的强烈发展相对应, 气旋后部冷空气向东南的移动, 以及前部暖空气向西北的移动也都模拟得很逼真。高空风场上的急流位置和移动, 都模拟得很好, 但强度稍弱。低层风场的模拟也与实况基本吻合(图略)。

总的来看, 本模式对这次气旋发展过程有较好的预报能力, 控制试验成功地模拟了气旋的爆发性发展和它的主要特征。以下根据与模式控制试验的结果的对比, 进一步研究不同物理因子在气旋爆发性发展过程中的作用。

四、不同物理因子在气旋爆发性加深过程中的作用

1. 斜压性

由不包括一切非绝热加热过程的数值模拟试验EXP4的结果(图4)可以看出, 与控制试验(图3)相比, EXP4仍能模拟出

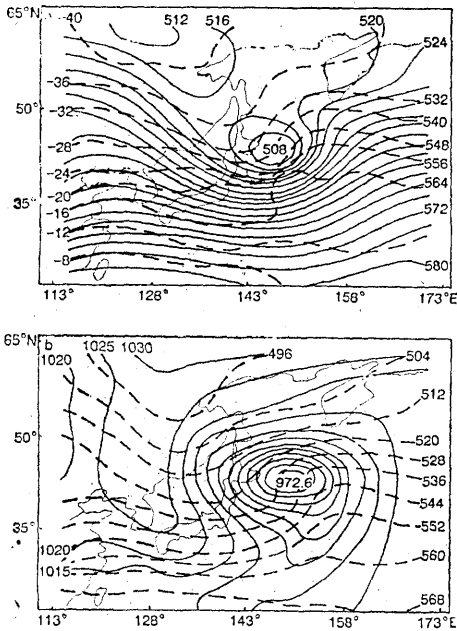


图3 EXP1试验24小时模拟结果
说明同图1

气旋爆发性发展的基本特征, 只是气旋强度

减弱约7hPa, 位置偏西。这时, 气旋周围行星边界层的最大风速也与控制试验相当, 但大风范围变小(图略)。

以上分析表明, 斜压性在气旋的爆发性发展过程中起了很重要的作用。在前面对这次实际天气过程的分析中, 我们已经注意到气旋正是处于强斜压带中发展的。以前的许多研究也指出(2)(4)(5), 对大多数爆发性加深气旋来说, 斜压不稳定可能是它们发展的主要机制。由此我们认为, 尽管许多物理因子都在气旋爆发性发展过程中不同程度地起作用, 但只要模式能较好地描写大气的动力特性, 并且有较好的初始资料, 就可能报出爆发

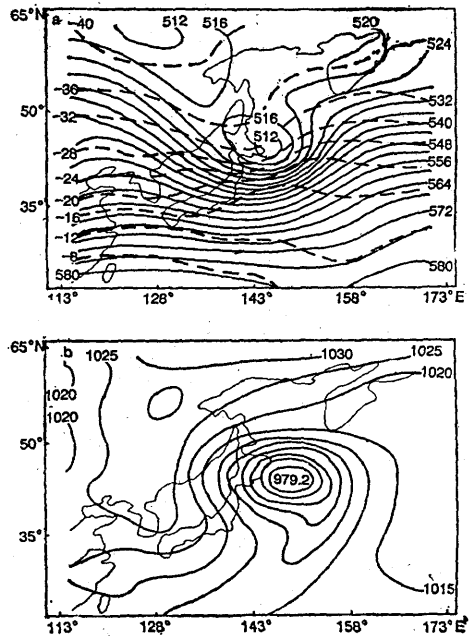


图4 EXP4试验, 其它同图3
性气旋发展的基本特征。因为气旋在爆发性发展过程中必然伴随着强烈地非地转运动, 此时非线性相互作用更加重要, 因而对模式的动力性能必然提出较高的要求。

2. 凝结潜热

虽然说大气中总的非绝热加热对气旋爆发性发展的作用, 与大气的斜压性相比是次要的, 但仍需研究各种非绝热加热作用的相

对重要性,从EXP2模拟的结果看(图略),没有凝结潜热时,地面气旋强度明显减弱,相应地气旋性环流也弱,气旋中心气压减弱为982hPa,1000hPa等压线范围、最大风速以及大风区范围都比EXP1的小得多,并且高空也没有出现强暖舌区。EXP2与EXP1差值最大的地区主要是气旋降水区,在模拟的12小时垂直速度场(图5)上,由于没有

动,取120.9375—160.3125°E,25.3125—55.3125°N作为我们计算动能平衡的区域,并把该区域分成两个面积相等的部分A(120.9375—140.6250°E)和B(140.6250—160.3125°E),它们大致对应高空槽后(地面高压脊)和槽前(地面气旋)的位置。所有计算都是用每隔6小时的模式输出结果进行平均后作为预报期间的平均情况。

表2给出控制试验EXP1和无潜热释放试验EXP2模式各层的动能平衡计算结果。比较表2.a与表2.b不难发现,没有潜热释放时,A+B整个区域动能减小得更多,尤以气旋所在的B区最明显。例如,在B区的第5层,EXP1的动能产生是 $0.96\text{m}^2\cdot\text{hPa}\cdot\text{s}^{-3}$,而EXP2试验中变成了 $0.55\text{m}^2\cdot\text{hPa}\cdot\text{s}^{-3}$,即无凝结潜热时的动能产生只是有凝结潜热时的57%。从动能的水平和垂直输送来看,比有凝结潜热时减弱了。由此可见,凝结潜热释放,对气旋的爆发性发展起了显著的加强作用。

3. 感热和蒸发

为了讨论地表通量对气旋爆发性发展的影响,我们作了EXP3试验。结果气旋中心的发展只比EXP1减弱1.2hPa,大风区的范围也相当,只是降雨的差别略大些(图略)。这表明地表感热和潜热通量对气旋的爆发性发展并没有多大作用。Hanson等⁽⁹⁾也指出,海气温差和平均热通量与气旋的生成关系不大。

既然地表通量对气旋发展的影响很小,为什么气旋常在大陆东部的海上发展呢?陈受钧等⁽¹⁰⁾指出,感热对气旋的贡献很小,但它有利于在沿岸大气低层建立水平位温梯度,感热是部分地通过湿过程而起作用的,而不是直接加热。Bosart等⁽¹¹⁾也指出:感热加热加强了低层大气的斜压性,从而有助于气旋发展。海洋上的蒸发给大气提供了更多的可供凝结的水汽,前面的EXP2试验已表明,大气中的凝结潜热明显地加强了气旋

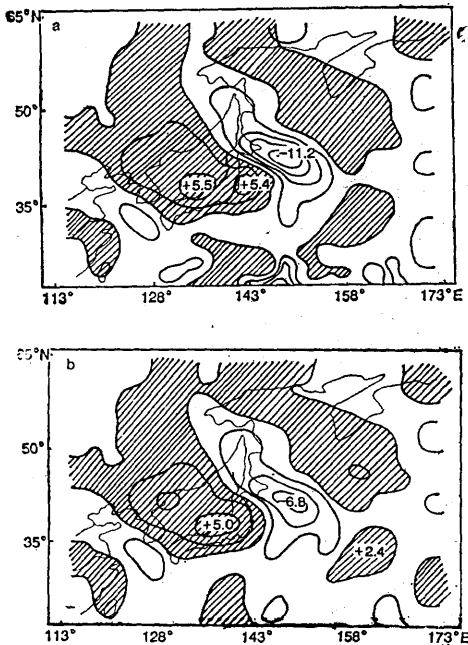


图5 模拟的12小时垂直速度场($10^{-3}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)

(a) EXP1试验; (b) EXP2试验

凝结潜热的动力反馈作用,EXP2的最大上升速度为 $-6.8\times 10^{-3}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$,几乎只是EXP1的一半。

为了更进一步了解潜热释放在气旋爆发性发展过程中的应用,我们用模式输出结果计算了预报期间内的动能平衡。由模式的动量方程经过一些推导,最后得动能方程:

$$TK = HK + VK + GK + DD$$

其中TK为动能局地变化项, HK为动能的水平散度, VK为动能的垂直散度, GK为动能产生项, DD是摩擦耗散项,它作为余项从动能方程中倒算出。考虑到气旋的移

表2.a

动能平衡(EXP1)

 $m^2 \cdot hPa \cdot s^{-3}$

项 目 层 次	TK			HK			VK			GK			DD		
	A	B	A+B	A	B	A+B	A	B	A+B	A	B	A+B	A	B	A+B
1	0.00	-0.21	-0.11	0.82	0.86	0.84	-0.55	0.55	0.00	0.67	-0.96	-0.15	-0.94	-0.66	-0.80
2	-0.38	-1.08	-0.73	2.00	-0.35	0.83	-0.74	0.88	0.07	2.17	-2.56	-0.20	-3.81	0.95	-1.43
3	-0.16	0.44	0.14	-0.84	1.15	0.16	0.48	-0.62	-0.07	2.64	-1.05	0.80	-2.44	0.96	-0.75
4	-0.14	0.64	0.25	-0.40	0.45	0.03	0.48	-0.44	0.02	1.01	0.28	0.65	-1.23	0.35	-0.45
5	-0.02	0.75	0.37	-0.30	0.28	-0.01	0.31	-0.33	-0.01	0.61	0.96	0.79	-0.64	-0.16	-0.40
6	0.01	0.07	0.04	-0.02	0.02	0.00	0.02	-0.04	-0.01	0.22	0.31	0.27	-0.21	-0.22	-0.22
Σ	-0.69	0.61	-0.04	1.26	2.41	1.85	0.00	0.00	0.00	7.32	-3.02	2.16	-9.27	1.22	-4.05

表2.b

动能平衡(EXP2)

单位: $m^2 \cdot hPa \cdot s^{-3}$

项 目 层 次	TK			HK			VK			GK			DD		
	A	B	A+B	A	B	A+B	A	B	A+B	A	B	A+B	A	B	A+B
1	0.02	-0.19	-0.09	0.78	0.89	0.84	-0.49	0.51	0.01	0.74	-0.95	-0.13	-1.01	-0.60	-0.81
2	-0.39	-1.14	-0.77	1.82	-0.12	0.85	-0.68	0.77	0.05	2.30	-2.60	-0.18	-3.83	0.87	-1.49
3	-0.17	0.33	0.08	-0.79	1.08	0.15	0.44	-0.58	-0.07	2.59	-0.84	0.83	-2.41	0.67	-0.88
4	-0.15	0.49	0.17	-0.32	0.38	0.03	0.43	-0.44	-0.01	0.93	0.20	0.57	-1.19	0.35	-0.42
5	-0.05	0.55	0.25	-0.25	0.23	-0.01	0.28	-0.24	0.02	0.57	0.55	0.56	-0.65	0.01	-0.32
6	0.00	0.05	0.03	-0.02	0.01	-0.01	0.02	-0.02	0.00	0.21	0.23	0.22	-0.21	-0.17	-0.18
Σ	-0.74	0.09	-0.33	1.22	2.47	1.85	0.00	0.00	0.00	7.34	-3.51	1.92	-9.30	1.13	-4.10

*: Σ表示6层之总和

的发展。可见,感热和蒸发对气旋发展的直接作用不大,但有助于建立有利于气旋爆发性发展的环境场。除此之外,海表的摩擦小,也是气旋多在海上爆发性发展的重要原因。

4. 摩擦

在无地表摩擦试验EXP5模拟的24小时地面和500hPa图(略)上,模拟的流场形势依然与控制试验EXP1相似,但气旋比有摩擦时强得多,中心值达962hPa(表3)。另外,气旋后部的冷空气向南移动得更远。

表3 5个试验模拟的24小时海平面上气旋中心值(hPa)、行星边界层最大风速($m \cdot s^{-1}$)及其大于 $20m \cdot s^{-1}$ 的格点数

数值试验	EXP1	EXP2	EXP3	EXP4	EXP5
海平面气旋中心气压值	972.6	981.6	973.4	979.2	961.7
行星边界层最大风速	30	24	29	28	39
风速大于 $20m \cdot s^{-1}$ 的格点数	76	47	69	46	136

随着气旋的强烈发展,在气旋附近出现了最大风速达 $39m \cdot s^{-1}$ 的大风,并且大风区的范围几乎比EXP1的大一倍(表3)。垂直速度略强,降水也略偏大(图略),这表明系统的斜压能量转换在无摩擦时要更大一些。从计算的动能平衡(表略)来看,气旋区内动能在无摩擦时约比有摩擦时增大一倍半(1.59/0.61),这是由于摩擦耗散减小,动能产生增大的缘故。

由表3还可以看到,与EXP1试验相比,只有无摩擦情况下(EXP5)使气旋加强,而无凝结潜热(EXP2)和无地表感热与潜热输送(EXP3)都使得气旋减弱,而这三种物理过程都不考虑时(EXP4),两种相反的作用相互抵消,模拟的结果反而与控制试验相近。这就是为什么性能较好的干模式就能模拟出气旋爆发性发展基本特征的原因。

五、结 论

通过以上分析使我们得到以下结论:

1. 本个例的气旋是在强锋区中爆发性发展的, 斜压性是它形成的主要机制。只要模式的动力学性能较好, 并且有较好的初始资料, 即使物理过程的处理比较粗糙, 也可以模拟出爆发性气旋的主要特征。

2. 气旋发展对地表摩擦效应是敏感的。海面上摩擦作用小是气旋入海后爆发性发展的重要原因之一。

3. 凝结潜热对气旋的爆发性发展有明显的加强作用, 但地表通量对气旋发展的作用不大。

以上结论仅是通过一个个例的研究得到的, 因此这些结论是否具有普遍性尚需要进一步的检验。另外, 在试验中没能把感热与蒸发作用分开讨论, 辐射过程也未能仔细分析, 这些问题都有待于今后进一步的研究。

参 考 文 献

- (1) Sanders, F. and J.R. Gyakum, Synoptic-dynamic climatology of the "bomb", Mon. Wea. Rev., 108, 1589—1606, 1980.
- (2) Murty, T.S. et al., Explosive cyclogenesis over the northeast Pacific Ocean, Mon. Wea. Rev., 111, 1131—1135, 1983.
- (3) Anthes, R.A. and Yinghua Kuo, Numer-

ical simulation of a case of explosive marine cyclogenesis, Mon. Wea. Rev., 111, 1174—1188, 1983.

- (4) Rogers, E. and L.F. Bosart, An investigation of explosively deepening oceanic cyclones, Mon. Wea. Rev., 114, 702—718, 1986.
- (5) Richard, J.R. and D.A. Mark, A case study of explosive cyclogenesis in the eastern Pacific, Mon. Wea. Rev., 114, 2297—2319, 1986.
- (6) Mullen, S.L., Numerical simulation of explosive cyclogenesis, NCAR Tech. Note, NCAR/TN-324+PPR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colo., 49—50, 1988.
- (7) 颜宏, 复杂地形条件下嵌套细网格模式的设计, 高原气象, Vol. 6, No. 2 (增刊), 1—139, 1987.
- (8) 钱正安等, 四川“81.7”特大暴雨和西南涡的数值模拟, 气象学报 (即将发表)。
- (9) Hanson, H.P. and B. Long, Climatology of cyclogenesis over the east China Sea, Mon. Wea. Rev., 113, 697—707, 1984.
- (10) Chen, S.J. and L. Delloso, An umerical case study of east Asia coastal cyclogenesis, Mon. Wea. Rev., 115, 477—487, 1987.
- (11) Bosart, L.F. and S.C. Lin, A diagnostic analysis of the presidents day storm of February 1979, Mon. Wea. Rev., 112, 2143—2177, 1984.

Numerical simulation on a case of East-Asian coastal explosively developing cyclone

Tang Changming

Liu Xiaodong

Luo Siwei

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

A limited-area fine-mesh 6-level model is used in this paper to simulate the explosively developing process of a East Asian coastal cyclone in March, 1979. A control and four contrastive 24h numerical experiments have been done to investigate the influence of different physical factors on the explosive development of the cyclone. The results show that baroclinic instability is the major mechanism for growth of the cyclone and condensative latent heat also plays an important role in its enhancing development. The surface friction makes the cyclone weakened and surface fluxes of sensible and latent heat have a slight impact on the development of the cyclone.