

海洋温带气旋发生发展的研究

仪清菊 丁一汇

(国家气象局气象科学研究院)

提 要

本文综合地评述了近年来海洋温带气旋发生、发展的研究成果,讨论了海洋温带气旋爆发性发展的气候特征、天气形势、各种物理机制及数值模拟的结果,并进一步指出了有待解决的问题。

一、前 言

北半球中高纬度的洋面上,温带气旋往往能获得迅速发展,给海上航行和作业造成严重威胁。海洋气旋发生发展的特点是发展速度快,地面中心气压下降幅度大,其加深率可达 $24\text{hPa}/24\text{h}$ 以上,风力迅速增加到 30m/s 以上。因此,对海洋上温带气旋爆发性发展问题的研究称为“炸弹气象学”,至今对它的发生发展问题已做了不少工作。初期主要是统计研究,揭露了有关海洋温带气旋发生频率和发展条件,指出了这种爆发性气旋主要出现在冬半年,集中在大西洋和太平洋的西部,并且与涡度平流、高空急流和海温梯度有一定关系。以后通过个例分析对这种温带气旋的发展原因及结构进行了一些较详细的天气和动力学诊断,发现除高空涡度平流、温度平流对爆发性气旋的发展有明显的启动作用外,凝结潜热加热也是气旋爆发性发展不可忽视的重要因子。另外还研究了海—气交换过程对气旋发展的影响,进而从理论上提出了用斜压不稳定理论和第二类条件不稳定机制来解释气旋爆发性的发展。近几年人们又开始用有限区域细网格模式对上述物理过程进行数值模拟的研究,进一步加深了人们对各种物理因子的相对重要性的认识。然而目前对海洋温带气旋爆发性发展的条件和因子认识还不一致,也没有提出这种气旋的有效预报方法。因此,深入地研究海洋温带气旋的问题,无论是对航海事业还是科学研究方面都有十分重要的现实意义。

二、海洋温带气旋发生、发展的统计事实

Sanders 和 Gyakum^[1] (以下简称 SG), 对北半球三年 (1976—1979) 的冬半年海洋温带气旋的发生发展进行了统计分析, 他们定义: $24\text{hPa}/d \times (\sin\phi/\sin60^\circ) = 1$ 个贝吉龙, 并用贝吉龙作为衡量温带气旋强度的标志。三个冬半年共有 267 个海洋温带气旋发生。从图 1 温带气旋的频数分布可知, 北半球有两个最大频率区, 一个是在大西洋的西海岸;

1987年7月14日收到, 1988年9月22日收到再改稿。

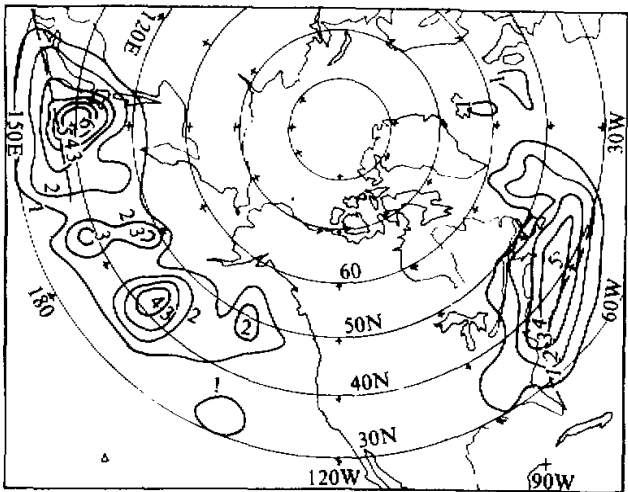


图1 北半球三年(1976—1979)的冬半年海洋温带气旋频率分布
图中实线是气旋频数等值线,虚线是黑潮和墨西哥湾流冬季的平均位置。

个是在太平洋的西海岸,后者恰恰是在冬季风的位置。太平洋地区另一气旋的多发区是在 40°N — 50°N , 160°W — 170°W 之间,而阿留申和格陵兰地区则没有爆发性气旋发生。Roebber^[2] 根据 6 年的资料,重新对爆发性气旋的发生频率进行了统计分析,也得到了类似的结果。

海洋温带气旋的发生不仅在地理位置上有明显的密集性,而且在时间上也有相对的集中期。SG 的工作表明,北半球海洋温带气旋的发生从 9 月到 1 月是逐月增多的,1—3 月则不断减少,1 月是气旋发生的高峰月,平均每 3 天就有 2 个气旋发生。更突出的是 1979 年 2 月 10—16 日的一周之内,两大洋就有 8 个温带气旋发生。从两大洋各自的情况来看,大西洋地区 (80°W 以东) 气旋发生最多的月份是 2 月,太平洋地区 (120°W 以西) 是 12 月。Murty^[3] 等对 1955—1977 年 1—12 月北太平洋地区的温带气旋进行了统计分析,确定出有 382 个爆发性气旋发生,各月多年发生的频数列于表 1。由表 1 可以看出,1—4

表 1 1955—1977 年 1—12 月北太平洋爆发性气旋的发生频数

发 生 数 \ 月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
总 数	43	35	36	32	16	12	5	3	27	67	55	51
多年月平均值	1.9	1.5	1.6	1.4	0.7	0.5	0.2	0.1	1.2	2.9	2.4	2.2

月和 9—12 月发生的频数明显高于其他月份,出现最多的月份是 10 月。齐桂英^[4] 对北太平洋地区 1975—1984 年期间的强气旋也进行了统计,结果是北太平洋温带气旋的发生年际变化不显著,每年气旋发生的频数大约是 130 个左右,然而年变化很明显,12—2 月是气旋发生的高峰期,平均 2 天多就有一个气旋发生,频数之多远远超过了夏季的台风。

Murty^[3] 又对气旋的强度进行了统计分析(见表 2),可以看出,随着气旋强度的增加,

表 2 不同强度的气旋发生频数(强度单位: 贝吉龙)

强 度	1.1	1.3	1.5	1.7	1.9	2.1	2.3	2.5	2.7
频 数	42	24	17	11	9	4	3	2	1

气旋的频数明显地减少, 2 个贝吉龙以上的强气旋例子更少. SG 对 267 个气旋的强度分析表明, 大于 1 个贝吉龙的气旋, 大西洋有 109 个, 太平洋 158 个, 太平洋比大西洋多. 大于 2 个贝吉龙的气旋大西洋是 15 个, 太平洋为 6 个, 大西洋则多于太平洋. 为什么会有这种区域上的差别还有待进一步探讨. 文献 [4] 也将北太平洋的气旋按强度分为 8 个档次, 中心气压为 961—980hPa 的中等气旋最多, 占总数的 58%; 中心气压在 940hPa 以下的强气旋仅有 4%. Bosart^[5] 和 Gyakum^[6] 对强气旋的云图和天气分析发现, 强气旋具有清晰的眼, 风力能达飓风强度等热带风暴的某些特征.

综上所述, 海洋上爆发性温带气旋发生的最大频率是在两大洋的西部; 在墨西哥湾流和黑潮暖流区以北; 主要发生在冬半年.

三、海洋温带气旋发生发展的大尺度大气和海洋条件

从水平尺度看, 海洋气旋可分为两类: 天气尺度和次天气尺度气旋. 这两类气旋在适当条件下都可以经历爆发性发展. 目前对于次天气尺度的海洋气旋($\sim 1000\text{km}$) 的生成和发展以及它与天气尺度气旋发展之联系还不很清楚. 观测表明, 有两种次天气尺度海洋气旋, 一种叫中间尺度气旋(Medium-Scale Cyclone)^[7], 它与东海到日本附近的暖洋流有关, 是一种浅薄的地面低压, 在某种有利条件下可以发展成强烈的温带气旋; 另一种叫极地低压(Polar low)^[8], 它主要发生在北太平洋和北大西洋冷锋后的极地冷空气团中, 以后常常通过快速锢涡(或瞬时锢涡)过程发展成强气旋.

上面三类气旋的爆发性发展既和大尺度的大气条件有关, 也与海洋条件有联系. 根据 SG 的分析, 至少有四种天气形势有利于气旋的发展: (1) 高空槽赶上地面气压中心; (2) 东风带和西风带扰动的合并; (3) 低涡与高空槽相遇; (4) 大低压冷空气中的极地低压与高空槽相遇. 对于(1), (2) 和(4) 三种天气条件, 气旋的发展都与高空槽有关. SG 根据 256 个例子的分析表明, 气旋发展时, 高空槽位于气旋西南方的有 78%, 高空槽在气旋北方的有 13%, 高空槽位于气旋东南方的有 6%, 高空槽在气旋东北方的仅 2%, 可见最有利的配置形势是高空槽位于洋面气旋的西南象限, 具体地说是相距 400 n mile (约 5 个纬距) 的地方.

气旋的发生与大尺度行星波的关系也十分明显, 统计发现, 54% 的气旋发生在 500hPa 西风急流和斜压区中或略偏北的地区; 38% 发生在西风急流以北的冷空气中; 7% 是在西风急流以南的暖空气中发生的; 可见急流的北侧对气旋的发展最有利. 李长青和丁一汇^[9] 对 1984—1985 年的 26 个爆发性海洋气旋的统计表明, 约有一半以上与高空急流有关, 且大多位于高空急流出口处左侧的辐散区. Roebber 的结果也表明, 斜压区是有利于爆发性气旋发生的区域. Mullen^[10] 用卫星云图分析了海洋气旋的发生, 得出了与极地冷空气有关的爆发

性气旋发生的三种类型：一是逗点云系(极地低压)与锋面波动合并所产生的海洋气旋；二是逗点云系与锋带合并诱生出锋面波动并形成洋面上迅速加深的气旋；第三种是极地低压直接迅速发展成为温带气旋。这些结果揭示了不同尺度系统之间的相互作用对海洋温带气旋发生发展的贡献。

人们对海洋环境场与气旋发生发展关系的研究表明，海洋温带气旋是发生在海面温度为 $0-23^{\circ}\text{C}$ 之间的地区。但是SG计算了气旋的加深率与海面温度的相关系数只有0.22。Hanson等^[11]对1899—1962年中国东部沿海气旋的发生与海温场关系的统计分析发现，气旋的发生与海表温度的经向梯度

($-ST/\Delta y$)有密切关系。从图2可以看出，

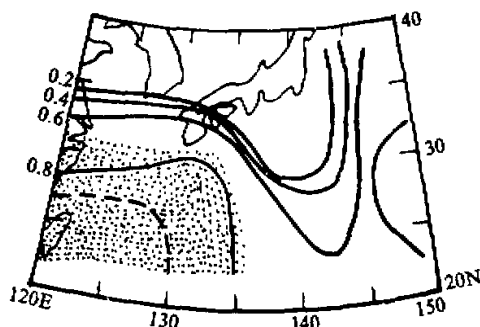


图2 气旋频数与海温经向梯度的相关场

(阴影区的信度 $\geq 95\%$)

图中等值线为相关系数

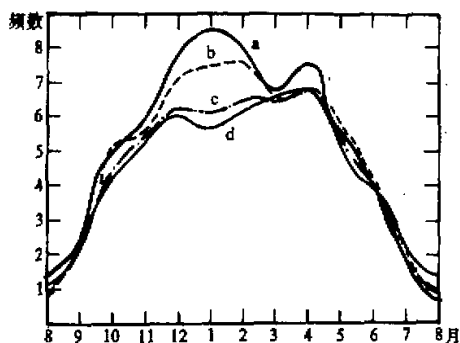


图3 东海气旋的发生与ENSO的关系

a——强ENSO年, b——16个一般ENSO年,

c——64个样本年, d——48个无ENSO年。

在这些地区海洋较冷或是等温的，因而海温条件只应被看作是爆发性气旋发生的重要条件之一，而不是决定性条件。

四、海洋温带气旋发生发展的物理机制

近年来，许多人研究了爆发性海洋气旋发生发展的物理原因，概括起来有涡度平流、温度平流、潜热加热、海-气交换(下垫面潜热和感热输送)、与急流有关的非地转加速、摩擦作用以及斜压不稳定等。但至今还没有确定哪一个或哪几个物理因子起着主要作用。

Petterssen曾经指出，高空西风带槽前的正涡度平流区有利于地面气旋的发展。文献[1]也指出，北大西洋气旋的强烈发展与高空气旋性涡度平流向洋面气旋的逼近是一致的。

Petterssen 也强调了温度平流对气旋发展的作用。我国气象工作者对一个东海气旋的诊断分析指出^[12],在气旋发生的初期直至强烈发展期都表现出温度平流项大于涡度平流项。最近李长青、丁一汇^[9]对西太平洋一个爆发性温带气旋的动力分析也表明,在气旋发展的初期温度平流起主要作用。Rogers 和 Bosart^[13]对大西洋气旋的研究发现,初期气旋是一个弱的浅薄的斜压系统,此时温度平流对气旋的发展有重要贡献,之后当高空槽(或与此有关的差动涡度平流)到达气旋上空时,气旋又得到迅速发展。Petterssen 和 Smebye^[14]根据气旋发展的天气过程,总结出两种主要的类型,即 A 类和 B 类。A 类的主要特点是发生在平直高空气流下斜压性最大区域,在气旋发展的整个过程中(没有明显的涡度平流)温度平流起主导作用;而 B 类则是,初期高空正涡度平流对气旋的发展起主导作用,随着气旋的不断发展,涡度平流减小而温度平流加强。

Danard^[15]很早就研究了潜热对气旋发展的影响。他指出潜热释放造成的低层最大辐合量是干绝热过程(不包括摩擦)引起的辐合量的三倍。近年来,人们对潜热释放对气旋的影响又作了许多工作。Anthes^[16]等的研究表明,对流层低层的斜压不稳定性对气旋初期的发展是主要的,而潜热释放则是气旋后期发展的一个重要因素。Chang^[17]等发现,潜热释放对于气旋的结构变化以及上升区的维持起了关键作用。最近陈受钧和 Dell'osso^[18]对一个东亚沿岸气旋的数值模拟也证实了潜热的重要性。而 Nitta 和 Ogura^[19],Tokioaka^[20],Gall^[21],Aneher 和 Keyser^[22]的工作都揭示了与斜压强迫相关联的潜热释放对气旋的发展贡献远比单纯的斜压不稳定起的作用大。Hayashi 和 Golder^[24]对一般干、湿模式的对比试验表明,潜热释放使得静力稳定性减小,促使斜压不稳定增长,有利于气旋的发展。然而在潜热释放中,对流活动又占很重要的地位。Reed^[24]曾对东太平洋地区一个强气旋发展进行了探讨。图 4 是气旋发展过程中对流活动的变化,从图 4a 中可以看出,初期对流活动区位于低压中心的东北方向,低压中心并不存在对流活动,12h 后(图 4b)除原来的对流区不断向西南扩展外,低压前方也出现了对流活动区,到了图 4c 时,气旋中心周围的对流活动更强了,此时恰恰是气旋获得爆发性发展的时刻,表现了积云对流对气旋发展的重要贡献。Rasmussen^[25]进而从理论上解释了,当冷锋通过暖的下垫面时,形成的大气位势不稳定可导致类似 CISK 机制的发生,从而促使气旋强烈发展。此外,SG, Rogers 和 Bosart, Mullen 等的工作中也都指出了积云对流是海洋温带气旋爆发性发展的主要因子。

除上述工作外,Sheu 和 Agee^[26]从海-气交换方面分析了海洋温带气旋的发生发展。他们得到,依环境条件而异海气交换所起的作用不同,并指出海面向大气的热输送(潜热和感热之和)在细胞状对流形成时期为 $200 \sim 1200 \text{ W/m}^2$, Chen^[27]计算了 AMTEX 时期一个中间尺度气旋区内的感热和潜热通量,分别是 70 和 140 W/m^2 ,由于感热较小,因而它不可能是这一气旋发生的重要物理过程,但如果同时考虑感热和潜热通量(相当于 12 小时内增温 6°C 左右),则能迅速地使低层大气稳定度减小,从而有利于气旋的发展。随着气旋的不断发展,这种洋面的热源也变得更加重要。Winston^[28]和 Pyke^[29]也指明,海洋温带气旋往往发生在感热和潜热通量强的地区。Kung^[30]的计算结果表明,在气旋迅速加深的阶段,感热和潜热通量均有明显的增大,且后者较前者增加更突出。可见,感热和潜热通量对气旋的发生发展亦起了积极作用。

根据动力不稳定理论,长期以来斜压不稳定被认为是中纬度天气尺度系统的主要启动

机制. 气旋发生的统计结果表明, 爆发性气旋发生的高频区也是斜压区, 因而斜压过程可能是温带低压发生和发展的前提条件. Reed 曾指出, 北太平洋的次天气尺度极地低压 ($\sim 2000\text{km}$) 主要是一种斜压现象.

气旋能获得爆发性发展还有其他条件, Bosart 指出, 积云对流的总体作用加上斜压过程是导致气旋爆发性发展的强迫机制. 有人还认为非线性作用对气旋的发展也有贡献, 例如 Mullen 和 Sanders 在他们所考察的例子中发现, 用通常的斜压不稳定理论是不能很好地解释气旋的爆发性发展过程的, Emanuel^[31, 32] 又认为对称不稳定性对洋气旋的爆发性发展可能也是重要的.

综上所述, 海洋温带气旋的发生发展是多种热力和动力因素相互作用的结果. 我们初步认为涡度平流和温度平流是气旋发生发展的启动因子; 潜热加热对气旋的爆发性发展是十分重要的; 斜压不稳定对某些类气旋的发展是重要的; 而海面的感热和潜热输送虽然一般情况不是主要因子, 但有时它可以促使气旋获得迅速发展或形成有利于气旋发展的环境场.

五、海洋温带气旋发生发展的数值模拟

尽管影响温带海洋气旋发生发展的因素很多, 但 Chen^[27] 认为, 潜热释放、来自洋面的水汽和感热通量及高空大尺度的强迫作用是影响海洋气旋发生发展的三个主要物理过程. 他采用 Drexel 大学的有限区域中尺度预报模式 (简称 LAMPS), 考虑了总体空气动力学公式的感热和水汽通量项, 进行了一个控制试验和三个敏感性试验, 以模拟这三个物理过程对气旋的影响. 在控制试验中, 模式包含有完整的 LAMPS 的湿物理过程和时变的侧向边界条件; 在敏感性试验 1 中 (简称 E1) 没有考虑潜热释放; 在敏感性试验 2 中 (E2) 没有考虑感热和水汽通量项, 在敏感试验 3 中 (E3) 用海绵边界条件代替了

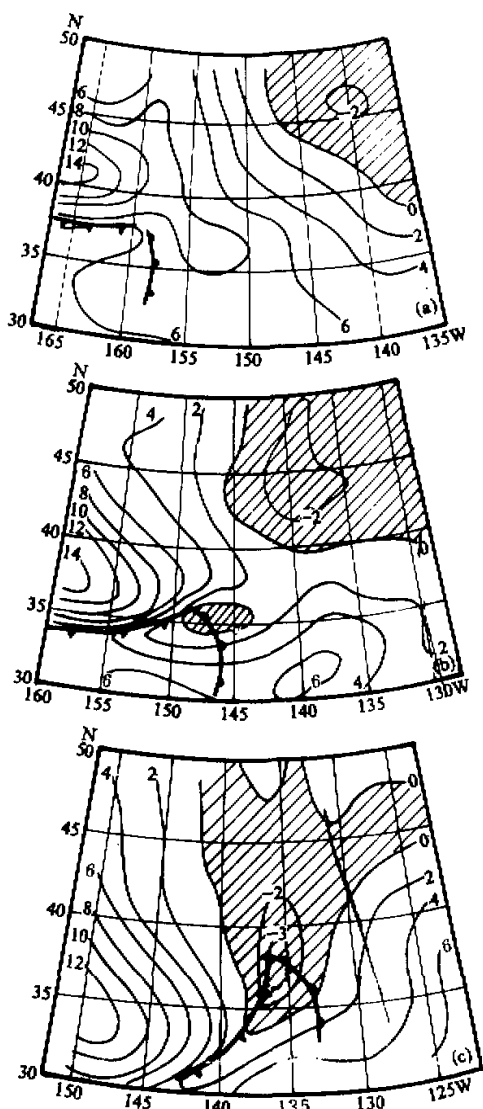


图4 抬升指数分布
负值为对流活动区(a)11月12日12时,
(b)11月13日00时,(c)11月13日12时(GMT).

时变的侧向边界条件. 结果表明, 在控制试验中, 无论是地面低压、850hPa 的槽, 还是 500hPa 形势的模拟与实况都是较一致的, 只是地面低压的数值比实际高 3hPa, 长轴走向偏角为 45° , 对降水的模拟也是较成功的. 总之对气旋主要特征的揭示是理想的. E1 的结果是地面气旋的中心气压较实况偏高 10hPa, 特别是位置偏离较远, 证明了潜热释放不仅能加强气旋的强度, 而且还能促使高空槽、低层气旋和中层斜压性之间的垂直耦合作用加强, 更有利于气旋的发展. 在 E2 中由于没有考虑洋面的感热和水汽通量, 结果抑制了湿过程, 最终使得潜热释放减少, 影响了气旋的发生发展, 此试验对地面低压强度的模拟也偏高 10hPa, 位置也有偏离, 但比 E1 稍好. E3 试验中加入了海绵侧向边界条件, 其结果并没有阻碍地面气旋和 850hPa 上槽的出现, 仅仅是使其强度有所削弱, 然而未能模拟出 500hPa 上的天气尺度系统, 其结果导致气旋性环流伸展的高度下降, 改变了气旋的垂直结构特征. 朱抱真等^[1]曾用 σ 坐标系的二层原始方程模式, 包括有大尺度凝结加热的湿模式和无凝结作用的干模式对气旋的发生发展进行了模拟, 结果表明, 湿模式模拟的气旋与实况更接近, 而干模式则不能模拟出气旋的生成. 最近陈受钧和 Dell'osso^[18]用有限区域模式对我国东部沿海一个强气旋的发生发展进行了模拟试验. 在试验 1 中(控制试验)考虑了大尺度潜热加热、修正的郭晓岚对流参数化方案、行星边界层的物理过程及地面的感热和潜热通量, 模拟结果表明, 24 小时的模拟预报出了气旋的发生, 48 小时模拟产生了气旋的爆发性发展, 中心气压下降了 19hPa, 与实况较接近. 试验 2 中没有潜热释放项, 结果是 48 小时模拟出了气旋的中心气压较实况偏高 21hPa. 另有高空槽的逼近, 促使了气旋的发生, 但没能造成气旋的爆发性发展. 在试验 3 中没有考虑感热, 试验 4 中感热和潜热通量都略掉, 其结果是没有感热作用致使潜热释放减小, 可见感热对气旋发展的作用有一部分是通过增加潜热释放来实现的, 而直接作用较小.

近年来人们开始用业务数值预报模式对海洋气旋的发展进行了试验性预报, 也取得了有意义的结果. Sanders 和 Gyakum^[11]分别用美国 7 层和 6 层原始方程业务数值预报模式对气旋的爆发性发展进行了预报, 结果是 6 层和 7 层模式对气旋加深率的预报值均偏低, 前者预报的加深率是实际值的 $1/4$, 后者为 $1/3$. 两个模式的预报效果都不理想. Akyildic^[13]用欧洲中心的格点模式(N48)和谱模式(T63)对大西洋地区的温带气旋发生发展和移动进行了预报, 结果是对加深率的预报皆偏小, 对气旋整个生命史的预报则较实况偏长, 而对气旋路径的预报又往往偏南. 另外, 1978 年 9 月大西洋一强气旋在 24 小时内中心气压下降了 60hPa, 当时美国国家气象中心(NMC)和欧洲数值天气预报中心(ECMWF)两个业务预报模式都没能报出这一气旋的强度. Anthes^[22]在上述业务模式的基础上改变了初始条件、水平和垂直分辨率、海表热通量和潜热加热, 而预报结果仍不能令人满意. 上面的结果表明, 虽然数值模拟对海洋气旋的研究取得了显著的成果, 但目前的数值预报模式并不完全具备预报气旋爆发性发展的能力, 这是需要今后进一步改进的.

六、存在的问题

到目前为止, 虽然对海洋温带气旋作了许多研究工作, 但仍存在一些问题有待进一步

1) 朱抱真等, 1978, 以数值预报模拟的输出对东亚气旋的发生和发展作诊断分析的研究(油印本).

解决：

(1) 爆发性海洋温带气旋在时间上具有连续发生的特征，还不了解是何原因，这需要我们从大尺度的背景上研究这一问题。

(2) 统计分析表明，太平洋地区爆发性气旋发生的频数比大西洋多，但强度不如大西洋的强，我们还不清楚其内在原因是什么。

(3) 有关海洋温带气旋发生、发展特别是爆发性发展的机制，人们的认识还不很一致，有待今后深入地研究。

(4) 目前的数值预报业务对温带气旋强度的预报还很不理想，看来纯粹改变模式的分辨率并不能解决根本问题，必须改进一些重要的物理因子，尤其是边界层过程。

参 考 文 献

- [1] Sanders, F. and J. R. Gyakum, 1980, Synoptic dynamic climatology of the "Bomb", *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 108, 1589—1606.
- [2] Roebber, P. J., 1984, Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 112, 1577—1589.
- [3] Murty, T. S., G. A. Mcbean and B. McKee, 1983, Explosive cyclogenesis over the northeast Pacific ocean, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, 1131—1135.
- [4] 齐桂英, 1979, 北太平洋温带气旋的天气气候分析, 气象增刊(2).
- [5] Bosart, L. F., 1981, The presidents' day snowstorm of 18—19 February 1979, A subsynoptic-scale event, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 109, 1542—1566.
- [6] Gyakum, J. R., 1983, On the evolution of the QEII storm. II: Dynamic and thermodynamic structure, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, 1156—1173.
- [7] Chen, T. C., 1985, Synoptic study of a medium-scale oceanic cyclone during AMTEX '75, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 113, 249—361.
- [8] Mullen, S. L., 1983, Explosive cyclogenesis associated with cyclones in polar air streams, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, 1537—1553.
- [9] 李长青, 丁一江, 北太平洋爆发性气旋的诊断分析, 气象学报, (将发表).
- [10] Mullen, S. L., 1979, An investigation of small-scale cyclones in polar air streams, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 107, 1636—1647.
- [11] Hanson, H. P. and B. Long, 1985, Climatology of cyclogenesis over the East China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 113, 697—707.
- [12] 彭公炳, 1965, 地理集刊, 第九号.
- [13] Rogers, E. and L. F., Bosart, 1986, An investigation of explosively deepening oceanic cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 114, 702—718.
- [14] Petterssen, S. and S. J. Smebye, 1971, On The development of extratropical cyclones, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. 91, 457—482.
- [15] Danard, M. B., 1964, On the influence of released latent heat on cyclone development, *J. Appl. Met.*, Vol. 3, 27—37.
- [16] Anthes, R. A., Y. H. Kuo and J. R. Gyakum, 1983, Numerical simulations of a case of explosive marine cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, 1174—1188.
- [17] Chang, C. B., D. J. Perkey and W. D. Chen, 1987, Observed dynamics structure of an intense oceanic cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 115, 1127—1139.
- [18] Chen Shoujun and L. Dell'osso, 1987, A Numerical case study of east Asia coastal cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*,

- Vol. 115, 477— 487.
- [19] Nitta, T. and Y. Ogura, 1972, Numerical simulation of the development of the intermediate scale cyclone in the moist model atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 29, 1011— 1024.
- [20] Tokioka, T., 1973, A stability study of medium-scale disturbance with the inclusion of convection effects, *J. Meteor. Soc., Japan*, Vol. 51, 1— 10.
- [21] Gall, R., 1976, The effects of released latent heat in growing baroclinic waves, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 33, 1687— 1701.
- [22] Anthes, R. A. and D. Keyser, 1979, Texts of a fine-mesh model over Europe and the United States, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 107, 963— 984.
- [23] Hayashi, Y. and D. G. Golder, 1981, The Effects of condensational heating on midlatitude transient waves in their mature stage: Control experiment with a GFDL general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 38, 2532— 2539.
- [24] Reed, R. J. and M. D. Albright, 1986, A case study of explosive cyclogenesis in the eastern Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 114, 2297— 2319.
- [25] Rasmussen, E., 1979, The polar low as an extratropical CISK disturbance, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. 105, 531— 549.
- [26] Sheu, P. J., and E. M. Agee, 1977, Kinematic analysis and air-sea heat flux associated with mesoscale cellular convection during AMTEX'75, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 34, 793— 801.
- [27] Chen, T. C., 1983, Numerical study of an AMTEX'75 oceanic cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, 1819— 1829.
- [28] Winston, J. S., 1955, Physical aspects of rapid cyclogenesis in the Gulf of Alaska, *Tellus*, Vol. 7, 481— 500.
- [29] Pyke, C. B., 1965, On the role of air-sea interaction in the development of cyclones, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 46, 4— 15.
- [30] Kung, E. C., and A. J. Siegel, 1979, A study of heat and moisture budgets in the intense winter monsoon over the warm ocean current, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 36, 1880— 1894.
- [31] Emanuel, K. A., 1979, Inertial instability and mesoscale convection systems, part 1: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 36, 2425— 2445.
- [32] Emanuel, K. A., 1983, On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, 2016— 2033.
- [33] Akyildiz, V., 1985, Systematic error in the behaviour of cyclones in the ECMWF operational model, *Tellus*, 37A, 297— 308.