

## 对两个飊线个例的数值试验\*

张维桓 张 铭\*\*

(空军气象学院)

近年来随着观测手段的提高、计算机的发展以及中尺度试验计划的实施, 中尺度数值模拟有了长足的进步。本文讨论了对 1982 年 6 月 17 日苏北飊线、1975 年 6 月 5 日北京飊线所进行的数值模拟。限于计算条件, 主要模拟飊线系统的产生及其机制。

### 1. 模式概况

本模式是  $\sigma$  坐标系中的二维八层原始方程模式, 在  $y$  方向加了固定的气压场、温度场以使得在  $x$  方向有基本的地转风、热成风场。垂直坐标用  $\xi = p/p_s$  表示。模式在垂直方向等距分为八层, 垂直格距  $\Delta\xi = 0.1$ , 约 100 hPa。各层自上而下分别对应于  $\xi = 0.25, 0.35, 0.45, 0.55, 0.65, 0.75, 0.85, 0.95$ 。模式大气层顶选在  $\xi = 0.2$ , 约为 200 hPa, 这与中纬度对流层顶相近。在水平方向取 30 个格点, 其编号为  $J = 1, 2, \dots, 30$ 。格距为 50 km。时间积分步长取 4 min。侧边界条件取边界上物理量固定。为简单暂未考虑地形。模式中还包括湍流摩擦以及类似于 Ooyama 的简单积云对流参数化方法<sup>[1]</sup>。

关于模式的控制方程组, 边界条件, 计算方案, 差分格式等详细情况, 参见[2]文。

模拟时取  $x$  轴指向飊线的移动方向, 并将飊线生成区放在模式水平区域的中部, 以减少边界的影响。

初值采用天气尺度观测网的实测资料, 先用线性内插方法求得海平面, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 300 hPa, 200 hPa 等标准等压面水平格点上的  $u, v, T$  值以及  $P_s$ , 后以各物理量随  $\ln P$  线性变化作垂直方向上的内插, 求出模式各层水平格点上的  $u, v, T$  值。垂直内插公式为:

$$A = \frac{A_1 \ln(P_0/P) + A_2 \ln(P/P_1)}{\ln(P_0/P_1)}$$

其中  $P$  为模式层所对应的气压近似值,  $P_1, P_0$  为相邻之上下标准层气压值。  $A, A_1, A_2$  分别为  $P, P_1, P_0$  层上的物理量。

模式未进行初值处理。这样, 模拟结果中会产生大幅度振荡, 理论分析表明, 它是模式侧边界条件形成的重力惯性外波驻波振荡。我们采用了时间平滑滤波, 可将它较彻底地滤除。

### 2. 两个飊线实例的模拟

#### 1) 1982 年 6 月 17 日午后苏北飊线

##### ① 飊线天气过程<sup>[3]</sup>

1982 年 6 月 17 日午后, 处于高空冷涡槽后部的鲁南苏北地区生成了一条飊线。该日 08 时由于高空槽后下沉增温在 950 hPa 附近形成了下沉逆温。高空冷涡后部西北气流为飊线发生地区上空带来了干冷空气, 而来自高原东侧的偏西干暖气流从自由大气进入边界层, 它一方面与上层干冷空气构成位势不

\* 本文于 1985 年 10 月 19 日收到, 1986 年 7 月 12 日收到修改稿。

\*\* 我院 1984 年毕业生陈刚做了部分工作。

稳定层结，另一方面又与边界层中自长江河谷流向东北的冷湿气流相遇构成大尺度露点锋(即干线)。15时50分飊线在这条露点锋上形成，而后以8 m/s的速度自西北向东南移动，19时达到最强，从19时中尺度天气图上可以看到，飊线前后气压差为3 hPa，温度差为6°C。23时飊线消失。

## ② 模拟过程和结果

用17日08时观测资料作初值，并对低层温度场略加改动以在模式中体现逆温的存在，并在初始风场中提取出定常的地转风  $u_g$ ，且取地面地转风恒为0和  $-\frac{\partial u_g}{\partial \xi} = -10 \text{ m/s}$ 。

为体现露点锋两侧干区(晴朗)湿区(阴云密布)不同的辐射增温效应，在模式中引入了边界层辐射效应参数化方案，即在位于边界层中的层次上，在热力学方程中加入  $Q_2$  项， $Q_2$  是短波辐射加热效应导致的大气的升温率，其大小参照文献[2]给出的干湿区4h增温情况定出。干区大，湿区小。且在干区取地气温差为3°C，在湿区取地气温差为1°C。在飊线生成区辐射加热自08时直到12时，在其他地区加热至15时。

模式运行到3小时，在飊线生成区北侧干区内西南风转变为西北风，在南侧湿区内为西南风，在低层出现了辐合线，横穿露点锋的中尺度环流已经形成(见图1)。上升区域有100 km范围，最大上升速度为4 cm/s， $\xi=0.95$  和  $\xi=0.85$  两层之间温差为4°C。至4小时上升运动更强，最大上升速度为7 cm/s。 $\xi=0.95$  和  $\xi=0.85$  两层温差已达7°C。这个中尺度环流把南侧湿区的水汽向上升区输送，加强了该区域的位势不稳定层结，中尺度上升运动又将湿空气层抬升，最终将导致条件不稳定，产生积云对流。考虑到发生在实际大气中的这一情况，当模式运行到4小时开始引入积云对流凝结加热(这也意味着干暖盖被突破)。运行至7小时停止加热。据计算整个过程所加凝结潜热相当于35 mm的降水量。

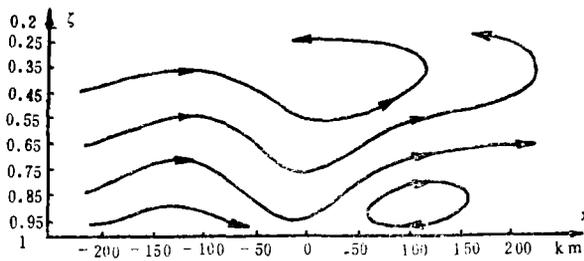


图1 积分至3小时  $x$ - $\xi$  剖面上环流示意图  
(图中0处相应于  $x$  方向  $J=15$  格点)

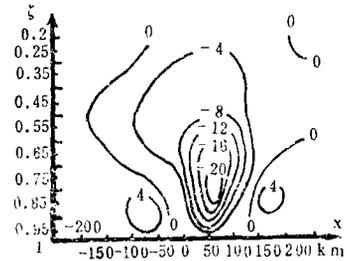


图2 积分至7小时  $x$ - $\xi$  剖面上垂直运动  $\xi$  分布(单位  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )

模式运行至7小时(相当于17日15时)模拟得到的主要结果已绘制成图2、图3、图4。图中选  $x$  方向  $J=15$  的格点(飊线刚生成时约位于  $x$  方向  $J=15$  和  $J=16$  格点间)为“0”。这时  $J=15$  处合成风速已达18 m/s，并伴有强辐合线，辐合可达  $-2.5 \times 10^{-4} \text{ 秒}^{-1}$ 。最大上升速度位于  $\xi=0.85$  附近，达23 cm/s。从垂直环流图上可见到明显的逆切变倾斜的上升运动区。图4表明中尺度低压及雷暴高压已经形成。两者之间气压差为2 hPa，分别对应暖区和冷区，冷暖区温差达13°C。这些结果表明飊线已经初步形成。

积分至11时(相当于17日19时)，飊线移至100 km附近，飊线前后温差为8°C，气压差为3 hPa。这时风速达到最强，飊后偏北风为25 m/s，飊前偏南风为21 m/s。见图5。

至13时飊线已经位于下沉区的控制之下(图略)，逐渐减弱。至16时(相当于17日24时)中尺度气压场已不存在，低层温度梯度也明显减弱， $\xi=0.95$  层上为一一致的辐散气流控制，这些说明飊线已经消失。

上述模拟结果表明，模式飊线就产生的时间地点以及强度演变和实况是大体一致的。

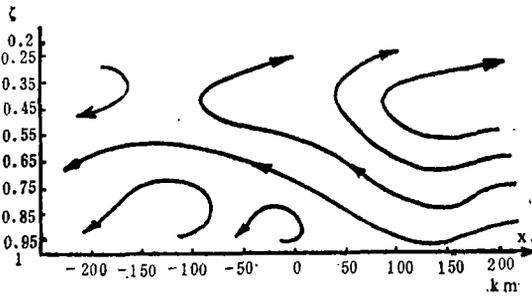


图3 相对飑线的垂直环流圈示意图

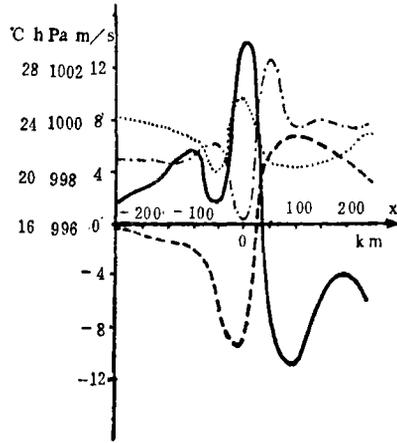


图4 地面气压  $\zeta=0.95$  层的气温及  $\tilde{u}, v$  分布图

( $\tilde{u}$ : 扣除地转风后  $x$  方向的风速分量, 实线;  $v$ :  $y$  方向的风速分量, 虚线; 点划线代表气温; 点线代表地面气压。)

对该个例还进行了不加凝结潜热的模拟实验, 结果表明在飑线生成区  $\zeta=0.95$  层的风速只是缓慢增加, 积分至 8 小时最大, 仅为 8m/s, 后逐渐减弱, 没有生成飑线。其它区域风速变化也不大。

③ 小结

由前面给出的模拟结果可知, 大尺度露点锋两侧辐射效应的差异, 导致了地面边界层内的不均匀增温, 进而产生了横穿露点锋的中尺度垂直环流。这一环流的不断加强, 一方面它将湿区水汽向北部上升运动区输送, 使水汽在这里辐合, 加强此处的位势不稳定层结; 另一方面它的上升运动支将迫使空气上升, 和辐射增温一起, “突破暖盖”, 使湿空气由位势不稳定变为条件不稳定, 启动积云对流。小尺度积云对流释放凝结潜热, 反过来又加强了中尺度环流。从模拟结果看到, 加热前上升运动缓慢增加, 积分至 4 小时上升运动仅为 7 cm/s, 加热后上升运动显著增加, 一小时后上升运动便达到 13 cm/s。这种中尺度运动和小尺度积云对流相辅相成的正反馈机制可视为一种 CISK 机制, 它最终使中尺度运动发展成飑线这种有组织对流的中尺度环流系统。

总之, 模拟试验说明, 除了大尺度运动场为飑线发生区提供了位势不稳定层结, 大尺度露点锋等背景场外, 由辐射差异而引起的横穿露点锋的中尺度垂直环流是这一飑线形成的触发机制, 而 CISK——即中尺度环流和小尺度积云对流的正反馈相互作用是该飑线发生、发展的主要机制。

2) 1975 年 6 月 5 日北京视线<sup>[4]</sup>

1975 年 6 月 5 日 08 时, 500 hPa 在二连一带有条槽线, 地面在二连和张家口之间有条弱冷锋。该日 15 时左右开始在张家口、北京之间有一次槽前型飑线过程。

选  $x$  轴在张家口到北京的连线上, 格点  $J=1, 30$  分别位于赛音山达和连云港。张家口、北京分别位于  $J=13, 16$  的格点上。

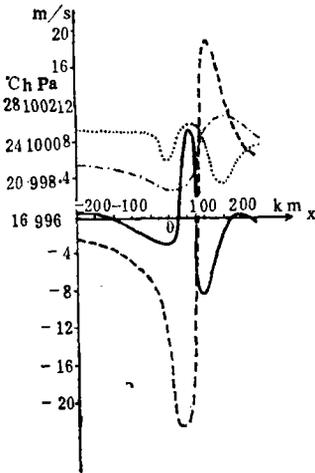


图5 积分至 11 时, 地面气压、 $\zeta=0.95$  层的气温及  $\tilde{u}, v$  分布图(说明同图 4)

模式从 5 日 08 时开始运行。将 08 时天气尺度观测网资料内插作初值。所采取的处理与前面的个例相同,只不过未引入边界层辐射参数化方案。

模式运行到 4 小时,一个闭合的中尺度垂直环流圈已经形成,其上升支最大上升运动位于飑线发生区的上游  $\zeta=0.75$  的层次上,约为  $8 \text{ cm/s}$ 。考虑到 08 时未来飑线发生区的上空为高温区;14 时地面实况张家口到北京南有大片雷雨区,故我们认为中尺度上升运动将导致积云对流,因此于积分的第 5 第 6 小时加入凝结潜热。

积分至 7 小时(相当于 5 日 15 时)飑线形成,其前后南、北风速约为  $13 \text{ m/s}$ ,温差为  $8^\circ\text{C}$ ,气压差为  $2 \text{ hPa}$ ,并伴有强烈的辐合上升运动。

积分至 9 小时飑线最强,最大合成风速达  $16 \text{ m/s}$ 。至 15 小时飑线消亡。

该个例也曾不加凝结潜热运行,虽然也没有生成飑线,但与上一个例不同,积分至 7,8 小时在北京—张家口一带风速明显加大,达  $11 \text{ m/s}$ 。对初始场分析发现,该个例的垂直风切变很大,即大气的斜压性强。

此模拟试验说明,对北京飑线的生成,凝结潜热释放依然是重要的,但斜压不稳定释放的有效位能也占一定的比重。文献[4]也有类似的结论。因此,可以认为北京飑线的发生机制是谢义炳<sup>[5]</sup>、浅井富雄<sup>[6]</sup>及文献[4]所说的湿斜压不稳定。

### 3. 问题及方向

由以上数值试验可见水汽凝结潜热的重要性。因此如何客观地处理水汽及其相变就变得甚为突出了。这里所采用的积云对流参数化方法是最简单的类似 Ooyama 的方法,没有引入水汽方程,这样就使得积云对流的引入不够客观。因而有必要引入水汽方程,改进积云对流参数化方案。另外,在对苏北飑线的模拟中所采用的简单辐射参数化,尽管参照了实际观测资料,但不够客观,也待改进。

在理论分析和数值模拟研究中,飑线常常被看作是一个二维或准二维系统,这既抓住了飑线的主要矛盾,又给问题的研究带来了方便。但正如前面所述,飑线的发生、发展是大、中、小不同尺度的运动相互作用的产物。从这一角度看问题,用二维或准二维系统研究飑线就有其局限性,对实际飑线的模拟尤其如此。这主要表现在:  $y$  方向的均匀化,使得对大尺度系统的描述过于简单,不能确切描述实际飑线产生的大尺度背景的千差万别,从而不能更好地模拟每个实际飑线的个性;一般认为大尺度、次天气尺度的高、低空急流对飑线的生成与维持有重要意义,而二维模式难以正确地描述急流,因而,对此不便作深入讨论。

飑线的水平尺度为  $150-300 \text{ km}$ ,约在中- $\beta$  尺度范围内。我们模式的水平分辨率也嫌粗了些。

鉴于上述,本工作的下一步是研制分辨率更高的三维湿模式。

### 参 考 文 献

- [1] Ooyama, K., A dynamic model for the study of tropical cyclone developments, Dept. of Meteor. and Oceanog., N. Y. Univ., 26 pp, 1963.
- [2] 张维桓、张铭,对流凝结潜热激发飑线的数值实验,气象学报,45,3,282—289,1987.
- [3] 杨国祥、舒慈勋,高空冷涡飑线形成维持中的边界层作用,空军气象学院学报,总第 6 期,25—32,1984.
- [4] 许素、周晓平,非静力平衡大气中的斜压惯性不稳定,大气科学,6, No. 4, 355—367, 1982.
- [5] 谢义炳,湿斜压大气的天气动力学问题,暴雨文集,1—15,吉林人民出版社,1980.
- [6] 浅井富雄,中規模じよソ乱に関する力学,气象研究ノート,第 120 号,71—80,1974.

## NUMERICAL EXPERIMENTS OF TWO SQUALL-LINE CASES

Zhang Weihuan Zhang Ming

(*Institute of Meteorology, P. L. A. Air Force*)

### Abstract

In this article, the results of numerical studies of squall-lines of June 17, 1982 in the north of Jiangsu province and June 5, 1975 in Beijing-Zhangjiakou area with a baroclinic quasi-two-dimensional PE-model are discussed.

### “厄尼诺”学术研讨会在青岛召开

由华北、东北区气象学会协作组筹备组、青岛天文气象学会筹办的“厄尼诺”学术研讨会于1987年10月27—30日在青岛召开。与会代表来自全国18个省、市、区的68个单位，共105人。提交会议的论文41篇，进行了大会交流。其具体内容简述如下：

1. “厄尼诺”产生的影响 随着科学的发展，人们发现“厄尼诺”现象的出现，会导致全球性天气气候异常。对我国东北、华北、华南、华东等沿海及部分内陆地区造成低温、冷害、汛、洪涝或干旱灾害，直接使黄海、渤海、东海海域的水温偏低，给国计民生带来重大影响。

2. “厄尼诺”形成的机制 这次会议就“厄尼诺”形成的机制提供了大量的太平洋实例资料，学者们从不同角度进行了交流和探讨，指出：持续以强东南信风，使西向的南赤道流加强，高温海水至西太平洋堆积，造成海面西高东低；当东南信风减弱时，西太平洋暖水向东输送，使暖水在南美沿岸堆积；有的学者认为“厄尼诺”的发生与太阳黑子和地球自转速度有关。

3. “厄尼诺”现象的预报 随着“厄尼诺”的发生，全球大气出现异常，对我国天气气候影响也很大，因此许多代表分析了“厄尼诺”与北半球高度场、副热带高压、全球海面水温及北半球冷空气活动的关系，寻找“厄尼诺”出现的规律并试图做出长期预报。

4. “厄尼诺”研究的设想 与会代表一致认为，应该加强“厄尼诺”的深入研究，积极开展国际国内调研、监测和物理实验；加强气象、海洋等不同学科的协作，重点应放在厄尼诺形成的机制及预报方面。

会议中请王宗山同志详细介绍了国际“厄尼诺”研究的进展与现况，并分析了1986—1987年“厄尼诺”的形成及发展情况。还请原北厚同志介绍了考察朝鲜人民民主共和国“厄尼诺”所造成低温冷害的状况。

整个会议充满了学术研究气氛，达到了预期目的，受到与会代表的好评。

王秀芹