

# 温带气旋概念模式的最新进展

M. A. Shapiro 等

## 一、引言

回顾温带气旋概念模式发展的历史，常引证挪威锋面气旋模式 (Bjerknes 和 Solberg, 1922) 作为随后概念发展的起点。然而, Kutzbach (1979) 的独特历史见解提醒我们, 那些重要的结构上及动力上的概念化过程, 是在前一世纪由欧洲及美国气象学家发展的。我们先介绍这些先驱探索者提出的模式个例, 认识一下他们敏锐的洞察力和对我们气象学遗产宝库所作的贡献。接着, 有选择地讨论了从挪威“Bergen”气象学派时代到现在为止几个气旋锋面模式的发展, 其中包括从外场研究和数值模拟中得到的最新进展。

## 二、早期模式: 1841—1918年

早在十九世纪中期, 研究者们就描述了冷暖气流曳入环流时形成的温带气旋内的非对称性。这些非对称模式(如 Loomis, 1846, 图 1)在冷暖气流之间有“汇合线”(confluence line)。穿越汇合线的剖面图 (Loomis, 1841, 图 2) 表明, 在它的前缘存在被视

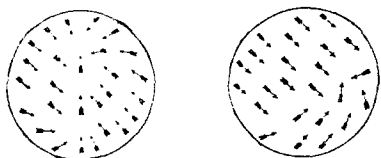


图 1 两个气旋的地面风图, 不同气流间的汇合与它们的明显边界(Loomis, 1846)



图 2 暖东南气流与冷西北气流的交汇(Loomis, 1841)

引起伴生降水的垂直环流。这是对以后称为“冷锋”的第一次垂直方向的描绘。

到十九世纪后期, 由中高对流层云的运动(间接高空学)与地面观测, 得出了三维气旋模式。Ley 的模式(1877, 图 3)描述了汇合线(冷暖锋)气旋性入流的非对称性、气旋

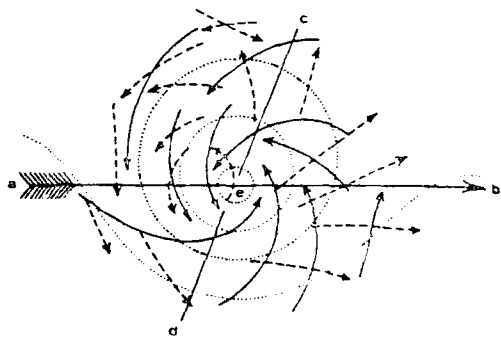


图 3 气旋内高层风与低层风之间的关系(Ley, 1877)。细内外圆圈——云观测区; 粗中间圆圈——最外圈闭合地面等压线; 实箭头——地面风; 虚箭头——高层卷云运动风矢; 长粗箭头——气旋传播方向

随高度的增加向西倾斜以及高空的气旋性出流。Koppen (1882) 把地转热成风方程应用到 Ley 的风分析, 描述加强气旋的热力波动, 以及高空气压槽随高度向上游移动, 指向后部冷空气(图 4)。冷空气向气旋后部的位

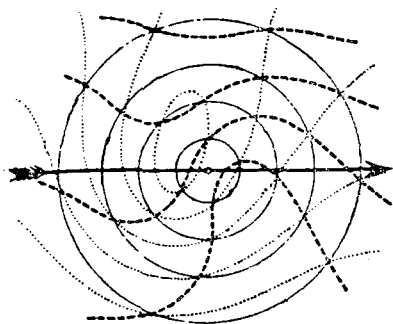


图 4 气旋内地面温度分布对高层气压场的影响 (Koppen 1982)。实线——地面等压线;点线——卷云层等压线;虚线——等温线;长粗箭头——风暴移向

移,以前 Mohn (1870) 的地面气压与温度分析中曾指出。对气旋生成期间潜热加热的重要性,Reye(1872)曾这样描述:“……涡旋风暴内的动力是大气水汽凝结时释放的热量。”

四维准拉格朗日(相对运动)气旋模式归因于内皮尔·肖先生的等压及等熵轨迹分析。例如,地面相对流动轨迹分析(Lampert 和 Shaw, 1906, 图 5)表明,在当时尚未称为

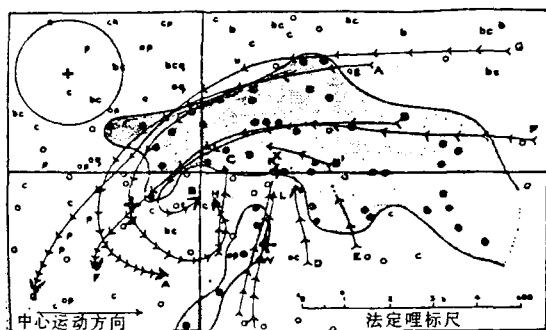


图 5 相对于移动低压中心的地面空气路径。在南来暖空气与东来冷空气汇合线的上方有一宽阔的雨带(阴影区),沿南来气流左侧的汇合线上有一狭窄雨带(Lampert-Shaw, 1906)

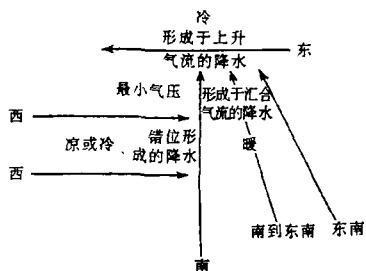


图 6 从图 5 等分析中得到的理想化 Shaw 气旋模式(1911)

冷锋和暖锋的地方有气流的汇合,另外在气旋中心附近的西部另有一汇合。注意降水集中在拉格朗日汇合区。在这基础上,经高度理想化后得到的气旋模式(Shaw 1911, 图 6)包含有以后由 Bjerknes(1919)所描述的几个特征。

### 三、挪威极锋气旋模式: 现代温带气象学的概念基础

在二十世纪初, V. Bjerknes 和他的同事在温带气旋的概念化描述及理解方面取得了重大的进展。他们的研究(如 Bjerknes 1919; Bjerknes 和 Solberg 1921, 1922)在描述气旋的结构和发展上综合了前一世纪的成果,并应用了新的分析技术和物理描述。

图 7 展现了最初出现在 V. Bjerknes (1921) 文章中的 Bjerknes 和 Solberg 的挪威锋面气旋的生命史模型。这个简图表明了锋面波动从极锋上的初生期,经过气旋生成,直到锋面锢囚的加强过程。注意本模型在锢囚锋的北部顶端有分离,意味着截留初始暖空气团在气旋中心。这个概念模式及其与它相关的气团、锋面、云和降水系统现仍在业务天气预报和研究诊断中广泛地应用,尽管从它起源到现在已有 70 年历史了。

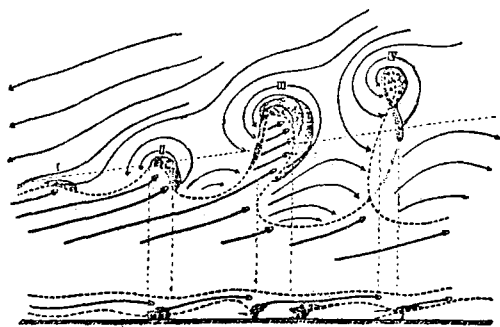


图 7 挪威锋面气旋模式(Bjerknes, 1921)

### 四、挪威锋面气旋模式的修正: 极地空气内暖心锋面分离

增幅斜压波理想化数值模拟(如 Hoskins 和 West 1979; Schär 1989)产生了观测上

无法检测到的低层气压和锋面特征，它们与挪威锋面气旋的情况 (Bjerknes 和 Solberg, 1922) 很不相同。这些研究所得的结果, 与高分辨实时资料气旋生成模拟和有限的外场研究分析一起, 综合成温带海洋气旋生成期间锋面发展的一个修正模式(Shapiro和Keyser, 1990, 图 8), 这个修正模式包括: 1) 暖锋结

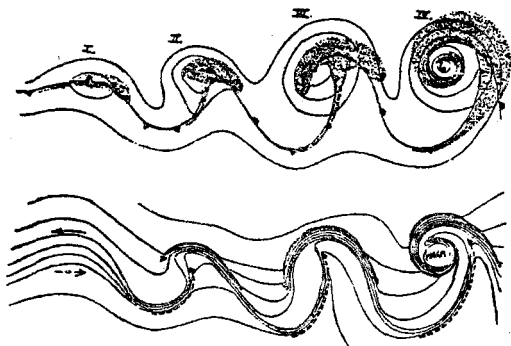


图 8 海洋温带气旋的生命史: (I) 初期锋面气旋; (II) 锋面断裂; (III) 后曲锋及 T 型锋面; (IV) 暖心锋面分离。上图: 实线, 海平面气压; 粗线, 锋面; 阴影区, 云标志。下图: 实线, 等温线; 实箭头和虚箭头分别表示冷暖气流 (Shapiro 和 Keyser, 1990)

构相对风暴的向西发展(后曲锋, bent-back front)进入极地空气; 2) 随后沿着后曲锋, 气旋环流移动和加强; 3) 在冷锋过后的成熟气旋中心周围的冷空气中形成分离的暖核锋面。在模拟的气旋生命史中, 最大的锋面斜压性沿后曲锋在极地空气中发展。有关暖心分离过程的详细观测研究参见 Neiman 等人的科研报告集(1991)。

### 五、相对等熵气流模式: 间接高空学的新生

随着空基的卫星云观测的出现, 研究和预报人员才第一次得以在空间和时间上连续地观察从全球尺度到云尺度的气象现象生命史。这些间接高空学的运用, 与天气雷达反射率研究和多普勒速度探测一起, 对气旋发展和有关的锋面结构提出了一个新的解释。像瞬时锢囚、冷暖输送带、分裂锋面、锋面间隙、逗点状云系, 上滑锋和下滑锋的再生等

等的概念化都来自于新技术所得到的富于想象力的解释。Browning 的述评(1990) 讨论并概括了应用这些遥感系统的成果及从中得出的模式。

相对等熵气流分析包括在传播气旋内确定一个特征(如它的中心、锋面的三叉点、高层涡度中心), 然后构造位温 ( $\theta$ ) 面上或相当位温 ( $\theta_e$ ) 面(假如空气是饱和并上升的话) 相对空气运动轨迹的特征。相对气流由它们的温度、高度、源区来决定。气旋内的基本气流是南风, 暖输送带, 源自地面冷锋的前缘; 冷输送带起源于气旋暖锋北边的东风气流里; 而干空气来自西到西南高层急流及它的相应的高层锋。暖空气和冷空气沿  $\theta$  面上升, 到达  $\theta_e$  面后开始凝结, 特别是在沿锋面向上滑行时是如此。雷达观测和云图特征被用来区分气流边界、锋、凝结和降水类型、下沉干空气区域和“干舌”。早在卫星技术出现前, Kleinschmidt 建议用一个三维相对气流模型来描述正在发展的温带气旋内的那三股基本气流。为了与 Carlson(1980, 图10) 的输送带模式比较, 我们给出了 Eliassen 和 Kleinschmidt(1957, 图 9 略) 的说明。Carlson 承认

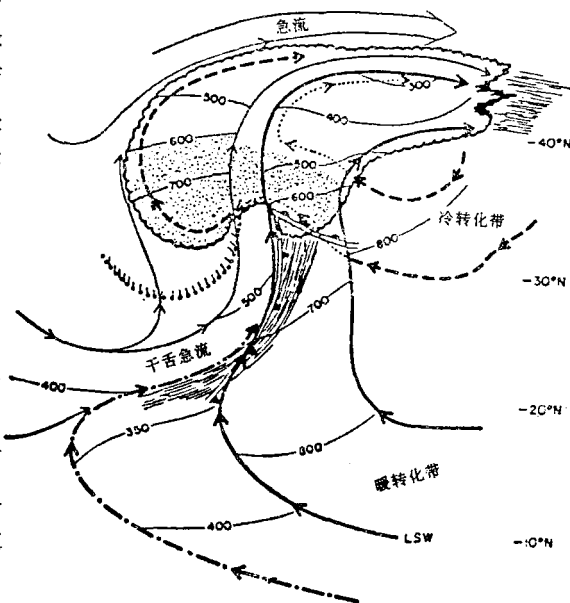


图 10 成熟中纬度气旋气流的示意图 (Carlson, 1980)。注意图中的“转化带”应当是“输送带”

Kleinschmidt 的早期贡献。McGinnigle 等人(1988,图11)改进的相对气流模式说明了瞬时锢囚的生命史。

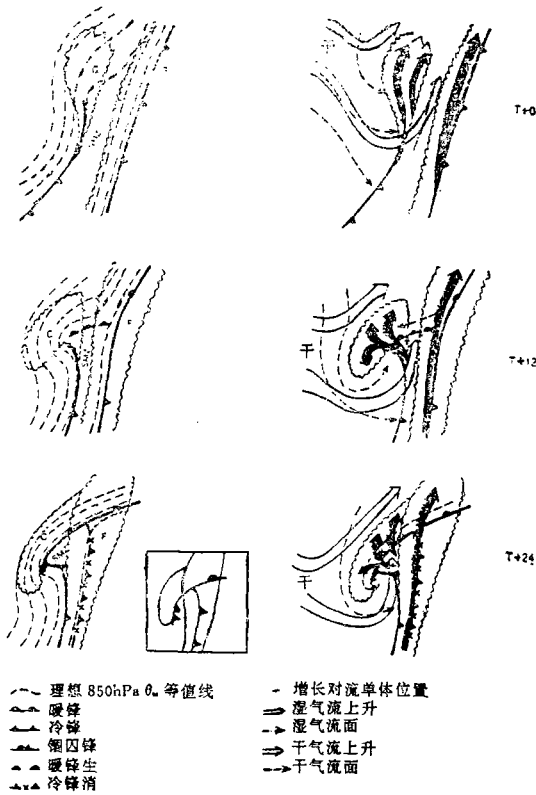


图 11 瞬时锢囚的生命史 (McGinnigle 等, 1988)

相对气流观点的一个局限是在锋面变形以及相应的次级环流和锋生过程的原理及诊断上缺乏动力学特征。

## 六、气旋生成的等熵位势涡度 (IPV) 观点

Kleinschmidt(1950)首次概念化了地面气旋生成及由天气尺度波动及急流触发造成的对流层顶形变所产生的 IPV“升高”(“elevated body”)之间的关系。准地转(QG)IPV模式的数值预报和分析(如Bleck,1973;Bleck和Mattocks,1984;Bleck 1990)描绘了气旋生成期间对流层顶的 IPV 平流与地面温度平流的垂直耦合。IPV“思想”对每日天气图

解释的应用(Hoskins等,1985;McIntyre,1988)被视为对 Sutcliffe(1947)发展过程的替代。

很明显,绝热 IPV 发展观点最适合于解释气旋生成过程,因为那儿非绝热效应是次要重要的。然而,快速温带海洋气旋生成的诊断和模拟需要把 IPV 变化过程作为非绝热修正加以考虑。因为这些急剧天气过程的生命周期中,它们是第一重要的。这些过程包括通过边界通量(如地表感热加热)的 IPV 形成(消失);通过内部潜热(冷却)的 IPV 集中(变匀)。内部非绝热过程重新分配质量,但没有质量加权的 IPV 横越等熵面,在非绝热梯度区产生局地的正负 IPV 距平(Haynes 和 McIntyre,1987)。除此之外,地面和内部湍流动量通量梯度同样也引起 IPV 的变化。

由 Bleck 和 Mattocks (1984)扩展的 QGIPV 发展方程(包括潜热和地面感热加热)如下: 1) 位涡方程:

$$\left( A \nabla^2 + \frac{\partial}{\partial \theta} B \frac{\partial}{\partial \theta} \right) \frac{\partial M}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla Q + f_0 \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial p} \quad (1)$$

这儿  $A$  和  $B$  是  $f(x, y, \theta) > 0$ , 以确保方程(1)为椭圆形方程;  $M = C_p T + g z$  是蒙哥马利势;  $\theta$  是位温;  $\dot{\theta} = \frac{d\theta}{dt}$  是非绝热加热;  $\mathbf{V}$  是水平速度;  $Q$  是准地转位涡; 而  $f_0$  是平均科里奥利参数;

2) 准地转位涡:

$$Q = -\left( \frac{\partial \bar{p}}{\partial \theta} \right)^{-1} \left( \frac{1}{f_0} \nabla^2 M + f \right) + f_0 \left( \frac{\partial p}{\partial \theta} \right)^{-1} \quad (2)$$

3) 求解方程(1)的地面下边界条件:

$$\left( \frac{\partial M}{\partial t} \right)_s + \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \frac{\partial M}{\partial t} \right)_s = \theta \frac{\partial^2 M}{\partial \theta^2} (\mathbf{V} \cdot \nabla \theta + \dot{\theta}) \quad (3)$$

水平和时间微商分别是在  $\theta$  面(方程(1)和方程(2))及地面(方程(3))上。从方程(1)可知,  $M$  的内倾向起因于 IPV 平流和  $\dot{\theta}$  的垂直梯度; 从(3)可知, 地表倾向是由温度平流及地表加热引起的。

为获得最新解释, IPV 发展方程被用于

大西洋快速加强气旋试验(ERICA)期间观测到的一个温带海洋气旋生成的极端个例(1989年1月4—5日)的数值模拟的诊断。模拟是用宾夕法尼亚州和国家大气研究中心的区域预报模式进行的。模式分别在绝热(无潜热或边界层海气交换)和完全非绝热物

理过程下进行,以便得到供以后对QG-IPV方程的 $\frac{\partial M}{\partial t}$ 发展有影响的平流和非绝热过程的定性分析的数据库。

图12显示1989年1月4—5日ERICA强化观测期(IOP)-4事件气旋生成后18小

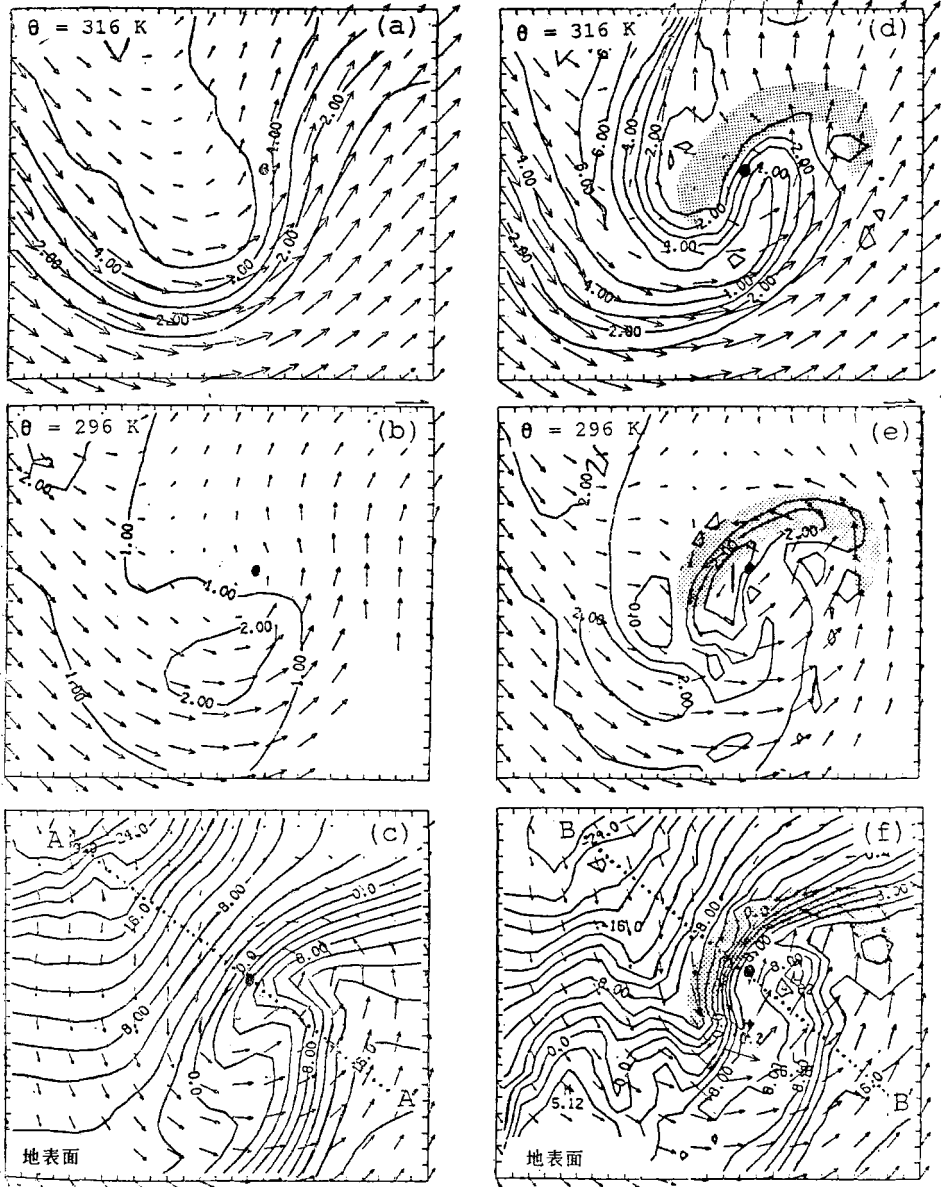


图12 1989年1月4—5日ERICA IOP-4温带海洋气旋的绝热(左栏)和非绝热(右栏)的18小时模拟。图a、b、d、e显示在 $\theta=316 \text{ K}$ (a、d)和 $\theta=296 \text{ K}$ (b和e)上的IPV(实线,  $10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ K h Pa}^{-1}$ )和风量(箭头, 2格增量=50 m/s)。图c和f显示地表温度(实线,  $^{\circ}\text{C}$ )和风速。d-f中的阴影区代表 $\theta=360 \text{ K}$ 面上潜热加热 $>10 \text{ K h}^{-1}$ 的区域。线AA'和BB'是图13的投影, 大黑点是地面气旋中心

时的绝热(左)和非绝热(右)模拟。IPV 和它的隐式平流在两个  $\theta$  面上给出:  $\theta = 316$  K 上, 它从平流层 IPV 源深处涌出, 穿过极地急流多对流层顶, 向南延伸到对流层高层; 而  $\theta = 296$  K 上, 它从略高于极地对流层顶, 向下延伸到对流层下部, 与发展气旋南部的海表面相接。两个模拟的地表温度和它们的平流速度矢量在图的最下部给出。

绝热气旋锋生(图 12, 左)显示, 在加强地面气旋的前面(图 12 c), 正 IPV 平流( $\theta = 316$  K, 图 12 a)与暖平流在暖锋上的垂直耦合。 $\theta = 296$  K 上 IPV 平流(图 12 b)是正的但较小。这种高层正 IPV 平流与地面温度平流两个局地最大值的垂直耦合, 有助于地面气旋的加强。因为耦合对准地转 IPV 方程(1)和(3)式的右边产生负的气旋生成)倾向。在绝热气旋生成的 24 小时内都存在这种耦合。

完全物理模拟(图 12, 右)说明了非绝热过程对 IPV 及其平流、地表温度结构及其平流、气旋强度的影响。阴影区(图 12 d、e、f)代表中间  $\theta$  面(306 K)上大于  $10 \text{ Kh}^{-1}$  的潜热加热, 中心最大, 约为  $20 \text{ Kh}^{-1}$ 。在 316 K 面上 IPV(图 12 d)变形成一明显的平流层 IPV“钩”(hook)( $> 2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ K hPa}^{-1}$ ), 它围绕着地面气旋西北 IPV 变匀的区域。其底下等熵层上的潜热加热是 IPV 钩的顶端。296 K IPV(图 12 e)显示 IPV 距平集中的位置与上面的加热区域重合。正距平代表对流层内 IPV 集中, 它起因于气旋暖锋上潜热加热的空间梯度和后伸向北方极地气流。非绝热对地面气旋生成的影响(图 12 f)是很显然的, 它使锋面变窄、地面风加强、风暴中心气压降低, 即绝热模拟时为 974 hPa, 非绝热时为 951 hPa。

非绝热模拟的 IPV 发展过程(图 12 d-f)表明, 在地面气旋的发展过程中, 平流层 IPV 钩的顶端( $\theta = 316$  K, 图 12 d)呈正 IPV 平流。这与低对流层非绝热 IPV 集中化的过程( $\theta = 296$  K, 图 12 e)中的正平流相耦合。

地表温度平流(图 12 f)是气旋中心附近最小, 中心的东北和西南沿锋面梯度分别是正的和负的。这些 IPV 及地面平流型式非常有利于移动, 而不是气旋的连续加强, 因为不存在与风暴中心垂直相迭的重大强迫。相反, 绝热模拟在各层的地面气旋位置的附近包含有气旋生成的平流。

非绝热发展项, 即方程(1)中的  $f_0 \frac{\partial \theta}{\partial p}$ , 对气旋加强有重要作用。沿着气旋环绕的后曲暖锋上的潜热加热垂直梯度, 在最大加热底下的低对流层中, 那儿  $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$ , 产生气旋生成倾向, 即  $\frac{\partial M}{\partial t} < 0$ 。除此以外, 低对流层 IPV 的非绝热集中( $\theta = 296$  K, 图 12 e), 与地表锋面梯度耦合并伴随着它的前缘有暖温度距平。当通过方程(2)的求解(可逆性原则)而把 IPV 转化成地转流函数  $f_0^{-1} M$  时(对平面地形, 地表  $M$  由地表  $\theta$  确定), 这两个因子就加强低对流层的气旋生成及相关的地转涡度( $f_0^{-1} \nabla^2 M$ )的发展。相反, 通过反气旋性生成非绝热因子,  $\frac{\partial \theta}{\partial p} > 0$ , 和对流层顶附近 IPV 变匀, 最大加热值上面的对流层高层则形成一个反气旋性环流。

由内非绝热加热梯度造成的 IPV 垂直集中和变匀是明显的, 只要比较非绝热和绝热模拟的垂直剖面就可以看到(分别是图 13 a 和 b)。注意图 13 b 中, 后曲暖锋正 IPV 距平的垂直方向上, 高空有负的距平。非绝热加热形成对流层顶错位和迭置的次对流层顶及气旋西北部的出流急流。

## 七、温带气旋的细小尺度结构

温带气旋使人感兴趣之处也许是它们的细小尺度内部结构的复杂性, 尽管这些结构对气旋生成的影响尚未定论。这些结构和有关的过程反映大气运动尚未揭开的奥秘, 已引起观测和动力学研究人员的重视。这些内部运动和有关的物理过程包括沿锋面的变率

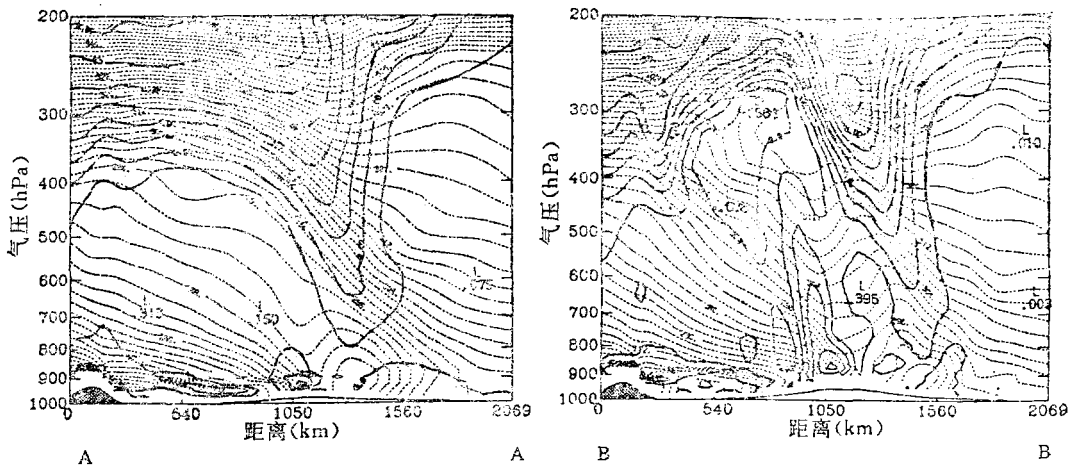


图 13 沿图 12 AA' 和 BB' 线的 IPV ( $10^{-5} s^{-1} K h P a^{-1}$ , 实线) 和位温 (K, 点线) 剖面图

和不稳定度; 越锋面的干湿对称不稳定度; 垂直和倾斜对流性降水系统; 海-气相互作用过程, 包括海洋状态 (sea-state) (海洋波) 大气作用; 中尺度湿斜压不稳定性; 锋前和锋后的带状降水系统; 云微物理和辐射过程; 惯性重力波运动; 空中垂直切变层内的湍流混合以及 IPV 集中和变匀过程。

次天气尺度的内部结构, 在 ERICA 1989 年 1 月 4—5 日气旋生成时, 通过研究

飞机被观测到。中尺度锋面不稳定首次在机载雷达图的分析中注意到, 正如本专题论文集的封面所示。平面位置显示器 (PPI) 雷达合成图 (图略) 显示 T 形锋面降水的雷达反射率图, 它包含有一个显著的 50 km 尺度的气旋性“钩”状回波, 位于锋面三叉点 (T) 西部 40 km 处。一个 350 米飞行高度的风速分析 (图 14) 合成了所选多个方向的多普勒风速, 表明沿着后曲的暖锋有两个中尺度涡旋,

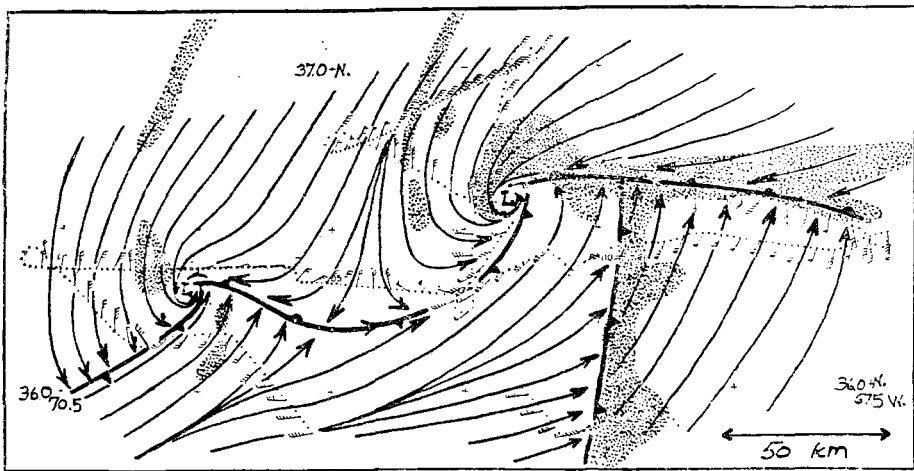


图 14 ERICA IOP-4 1 月 4—5 日后曲暖锋气旋的中尺度涡旋。1989 年 1 月 4 日 0600 UTC 时刻的 350 米流线、锋、飞行高度风矢量及多普勒速度 (带黑头的矢量)。点线是 NOAA P-3 的飞行轨道; 阴影区是雷达反射率大于 45 dBZ 区域

相距约 100 km。东边的涡旋第一次在 T 点被雷达观测到, 在监视的 1 小时内, 它相对于 T 点向西移动。雷达图同样描述了沿着冷锋

降水带 (图略) 形成的 10 km 左右尺度的中对流性涡旋的生命史, 从降水时段的“间隙”开始的初期阶段, 直到它们消散。同样的冷

锋降水特征已由 Hobbs 和 Persson(1982) 和 Carbone(1982)描述了。

三叉点以东的暖锋在它的前缘包含有一系列的中尺度对流元，各对流元之间的间距大约为 15 公里(图略)。当 P-3 飞机平行于暖锋向东飞行时，它的尾部多普勒雷达观测到位于暖锋前缘引人注目的垂直于锋面风分量(V)特征和降水反射率，正如本论文集的封四上所显示的。其上图(图略)显示了沿暖锋上升的约 40 m/s 的南风气流(暖输送带)及相应的浅薄的上滑降水(<4 km)。整个锋面厚度的 V 的垂直切变约是 25 m/s·km，在横向约 20 km 宽区域内的越锋面辐合大约是 15 m/s·10 km。锋面坡度约为 1:9。向东 12 km，尾部雷达截获一暖锋对流元(图略)，这儿，南来气流在 8 km 左右的水平距离内几乎是垂直的，并且在对流云中上升到 8 km。越锋面的辐合减弱成云尺度(约 2.5 km)，锋面斜率变陡到 1:1。对此个例，南来的暖空气的锋面上滑，在浅稳定降水区域上沿倾斜锋面上滑的“阶梯”(“escalator”)和暖锋及其垂直环流受对流性云尺度过程控制的中尺度对流上升气流中的“升降机”之间交替。图 15 是温带气旋内改进的暖输送带上升“阶梯升降机”(escalator-elevator)概念化简图。

暖锋的最后尾部雷达图(图略)由 Rodger Wakimoto 采用并由 Wakimoto 和 Bli-er(1991, 本专题论文集)进行了详细讨论。

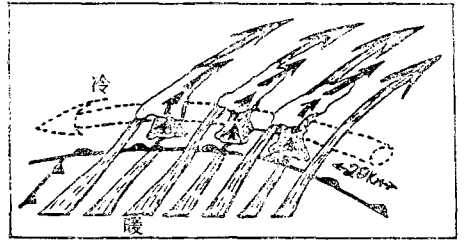


图 15 暖锋上升“阶梯-升降机”示意图。南来暖气流(暖输送带，平直的有条纹的带状箭头)在东来冷极地气流上的上升(冷输送带，管状虚箭头)。中尺度对流性上升(升降机，实箭头)。对流云(加点的云砧)

它显示在越锋面风分量中有巨大的垂直切变不稳定波。

## 八、结 语

用 Daniel Keyser 和 Chester Newton 关于我们领域的研究历史的最新哲学讨论的摘录来结束本文。Keyser 注意到许多建设性的新贡献与过去的东西有着惊人的相似性，而其余的则反映对同一物理现象和动力过程不同的观点。正如 Newton 所回答的：“这就是为什么我们把它称为研究(research)，而不是探求(search)。”

芳子译自 Preprints of First International Symposium on Winter Storms, 1991.

吴薰校