

冬季气旋中倾斜对流 不稳定性的观测

G.W.Reuter M.K.Yau

(加拿大蒙特利尔麦吉尔大学气象系)

提要 为了评估倾斜对流不稳定的重要性,在加拿大大西洋风暴计划(CASP)期间对七个降水带进行了观测。利用常规和特殊站三小时一次的无线电探空资料,作 θ_* (饱和相当位温)、 M (绝对角动量)和 θ_e (相当位温)的垂直剖面 and 等 M 面分析。等 M 、 θ_e 和 θ_* 面斜率的比较表明了位势和条件倾斜不稳定的存在。本文主要研究稳定度场的时间演变及其向大气中性状态的调整过程。

在七个个例分析中发现了一些一致的结论。证实大气中存在着一个小薄层,它对于条件倾斜对流来说是弱不稳定的,特别是在有显著切变的区域。在高层,位势不稳定通常仅仅维持潜在状态,因为缺少水汽而阻止了能量的实际释放。另一方面,在大气的低层饱和是经常能达到的,因此不稳定性得到释放,导致强降水,这种强降水有时呈多带结构。我们的结果也表明,在饱和区域对于倾斜对流来说大气实际上处于向条件中性状态的调整过程。少于三小时的调整时间与 Emanuel 的快速调整假设是一致的。

1. 引言

业务天气预报中的一个重要问题是温带冬季气旋中降水结构和强度的预报。由挪威学派发展的概念气旋模式,说明了在冷暖锋之间一个宽阔的均匀而平和的降水区的形成。它也能适合于与冷锋有关的飑线类带状降水。然而,雷达对降水的观测表明,即使在气旋的暖区降水的带状特征也是普遍存在的。这些降水带所呈现的不同特征依赖于它们是冷锋、还是与暖锋或锢囚锋相联系,以及它们是位于这些锋面里面,还是在锋面的前或后(Hobbs, 1978)。在最近三十年里,在用与锋面活动相关连的中尺度运动场解释所观测到的雨带特征方面作了许多努力。边界层中的地形抬升与热量水汽通量也影响雨带的形成。比如大西洋上的暖墨西哥湾流在

冬季那几个月里,是一个极易产生雨带的地区。

越来越清楚的是并非所有的降水带都能由锋生作用和地表作用得到解释。Seltzer等人(1985)就提供了几个远离锋面抬升和明显地表通量区的降水带个例。因此,可能有其他机制在起作用,而湿对称不稳定被认为是一个可能的机制(Bennetts和Hoskins, 1979; Emanuel, 1979)。

湿对称不稳定或称倾斜对流不稳定起因于斜压气流中气压梯度力、科里奥利力和浮力之间的不稳定平衡。现在存在着充分的证据表明倾斜对流确实发生在斜压大气中(Bennetts和Sharp, 1982; Emanuel, 1983b; Parsons和Hobbs, 1983; Seltzer等人, 1985; Wolfsberg等人, 1986); 而卫星云图上发现的云顶附近的脉冲式喷发就有可能它是造成

的(Sanders和Bosart, 1985; Sanders, 1986; Moore和Blakley, 1988)。最近, Emanuel (1988)对新英格兰附近的大西洋低压成因试验(GALE)区的冬季气旋周围的飞机探测进行了分析, 得到一个重要的结论是: 对于湿垂直对流来说, 大气可以认为是稳定的; 但对于条件倾斜对流, 大气则主要表现为近于中性或弱不稳定状态。根据这个或其它的结果, Emanuel假设倾斜对流中性状态是斜压气旋中上升气流区的特征。他还建议寻找在大尺度试验性和业务数值模式中描述或显式模拟倾斜对流的方法。

尽管探索倾斜对流机制的兴趣在不断增加, 但仍存在一些尚未完全了解的重要细节。它们包括:

(1) 对于一个给定的区域, 倾斜对流发生的频率是多少? 换句话说, 倾斜对流是普遍现象还是偶然现象?

(2) 在以往的研究中, 大气对倾斜对流的敏感度是在某一特定时间或在彼此间隔12小时的多个时段进行评估的。然而, 一个基本问题是, 斜压气流中倾斜对流不稳定性的详细演变过程是怎样的?

(3) 第3个问题与第2个问题紧密相关, 即讨论大气向倾斜中性状态的调整过程。如果大气对于倾斜对流具有潜在不稳定性, 并发生凝结, 那么调整到倾斜中性状态需要多长的时间?

本文的目的是利用加拿大大西洋风暴计划(CASP)外场阶段获得的观测资料, 对这些问题提供一些看法。在一开始就应当强调, 被分析的大多数个例中, 锋生作用可能对降水的组织起到部分的作用。但既然本文的重点是倾斜对流, 就不试图进行锋生效应的研究。然而, Emanuel(1985)和Thorpe和Emanuel(1985)已经证明饱和锋区内倾斜中性态的出现与锋生作用密切相关, 因为那儿的锋生强迫响应非常大。

本文分成5节。在第2节里, 我们提供CASP观测的背景。位势不稳定和条件性倾

斜不稳定的概念放在第3节描述, 接着便结论有关选择个例的判据和分析方法。第4节给出结果, 详细地分析3个个例, 并对其余的4个作了简要的概述。在最后一节, 我们讨论我们的发现对降水预报和数值天气预报模式中倾斜对流参数化方案的研究具有的意义。

2. 加拿大大西洋风暴计划(CASP)

本文的资料取自于CASP外场阶段收集的观测资料。CASP的一个主要目标是研究东海岸气旋内的气流、温度、水汽和降水场, 特别是新斯科舍和阿瓦朗半岛区域上空的中尺度现象。CASP外场试验在1986年的1月15日到5月15日之间进行。在此期间共有16个气旋经过试验区域(Stewart等, 1987)。CASP的时间与大西洋低压成因试验(GALE)的时间相合, 以便趁机利用沿美国东海岸的上游气流中取样得到的大气特性资料。

为了得到中尺度气流特征, 在稠密的高空观测站上施放无线电探空仪(Stewart等人, 1987)。我们感兴趣的是新斯科舍周围的区域(图1), 这儿邻近站点的空间网格距大

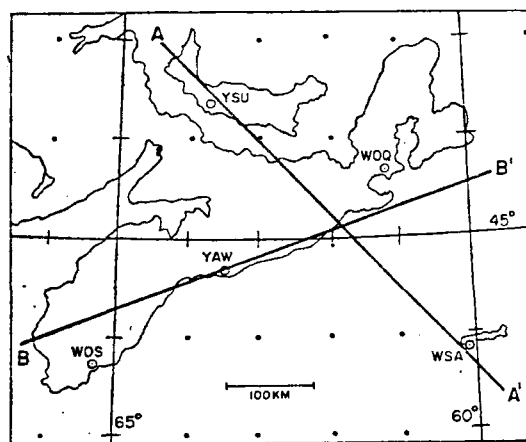


图1 新斯科舍上空CASP无线电探空网。
实线AA'和BB'分别是1986年1月30日和2月2日风暴所选剖面的位置

约是150—200公里。观测站有Shearwater (YAW)[0,0]; Shelburne(WOS)[-134,

-101]; Sable Island(WSA)[267, -78]; Summerside(YSU)[-25, 200]; Eddy Point(WOQ)[173, 99]; Gagetown(YCX)[-224, 133]; Stephenville(YJT)[379, 433]; Sept Iles(YZV)[-210, 621]和St. John's(YYT)[824, 341]。方括号内的两个数字给出了各站在笛卡尔坐标系内的位置, 向东为正, 单位是公里。在YAW、WOQ和YSU发射的探空仪来自使用带有罗兰C测风能力的Beukers系统的可移动式测站。一般来说, 轻便式系统给出很好的热力学和湿度测量。然而, 由于存在与罗兰信号处理过程有关的问题, 有几个时间没有得到风测量。为了避免分析中出现模糊, 我们排除了所有有疑点的测量。

我们的探空数据来源是由位于Drexel大学的GALE资料中心整编的3.0版1 kPa分辨率的资料。位于哈利法克斯的5厘米波长雷达得到的反射率测量被用来识别降水带。雷达工作方式为体积扫描, 分24个高度角进行。使用微物理测量可识别地表的降水是雨、是雪还是冰丸(Stewart和Patenaude, 1988)。

3. 对倾斜不稳定性的评估

a. 位势不稳定和条件性倾斜不稳定

湿对称不稳定的原理是由Bennetts和Hoskins(1979)与Emanuel(1983a, b)发展的。这儿我们概述与我们分析的解释有关的一些主要结论。感兴趣的作者如要详细了解可以参阅上述文献。

考虑一个单方向垂直切变的、地转平衡基本气流状态的饱和斜压大气。选取一个笛卡尔坐标系的方向, 使得气压梯度力在y方向为零。具体说, y轴指向气流运动方向, x轴正交于气流, 而 z 指示高度。假如地转气流 $\bar{v}$ 随高度增加, 但不依赖于x, 那么可以证明: 如果忽略粘性效应及非绝热过程而考虑凝结, 则相当位温 θ_e 和绝对角动量 $M = v + fx$ (其中 f 是科里奥利参数)在空气质点的运动过程中就是守恒的。对位于倾斜移动

的气块中的质点来说, 假如等 $\bar{M}$ 面的倾斜度小于等 $\bar{\theta}_e$ 面的斜倾度, 那么位移是不稳定的。对于干空气, 如果用位温取代 $\bar{\theta}_e$, 则同样的结果成立。

假如大气是湿的但不饱和, 上述的条件对倾斜不稳定就是一个必要条件但不是充分条件。沿等 $\bar{M}$ 面向上 $\bar{\theta}_e$ 降低的状况就称为位势倾斜不稳定。对这种情况, Emanuel(1983b, 1988)已证明, 沿等 $\bar{M}$ 面抬升气块, 并将它的绝热温度与环境温度作比较, 就能够衡量条件性对称不稳定性。另外, 还可以比较 $\bar{M}$ 面和 $\bar{\theta}_e^*$ 面的坡度而得到不稳定条件, $\bar{\theta}_e^*$ 是具有与实测位温结构相同的饱和大气的相当位温。很明显, 在饱和空气中, 位势不稳定和条件性倾斜不稳定是一回事。在潮湿但又未饱和的大气中, 总体抬升能使空气在后期达到饱和。对气块要有能量供应才能使位势不稳定转化成条件性不稳定。Emanuel(1988)也指出, 在某些情况下, 大气能维持位势不稳定, 同时又处于条件性倾斜中性状态。

不稳定条件也可以用 一个 湿理查逊数 Ri_m 来描述, Ri_m 由 $\bar{M}$ 和 θ_e 面的坡度比定义(Seltzer等人, 1985)

$$Ri_m \equiv \frac{(\delta z / \delta x)_{\bar{M}}}{(\delta z / \delta x)_{\bar{\theta}_e}} = \frac{(f + \partial \bar{v} / \partial x)}{f} \cdot \frac{\Gamma_m}{\Gamma_d} \cdot \frac{g}{\bar{\theta}_e} \cdot \frac{(\partial \bar{\theta}_e / \partial z)}{(\partial \bar{v} / \partial z)^2} \quad (1)$$

这儿 Γ_m 和 Γ_d 是饱和与干绝热递减率。如果认为 $|\partial \bar{v} / \partial x| \ll f$ 与气流是准二维的假设相一致, 则位势对称不稳定判据就变为 $Ri_m < 1$ 。在干空气中, $\bar{\theta}_e$ 用 $\bar{\theta}$ 代替, 而 Γ_m / Γ_d 因子被1所取代。

对通常的积云(直立)对流的不稳定分析正是条件性倾斜不稳定的一个特例, 这时的 $\bar{M}$ 面是垂直的, 即没有垂直风切变的斜压大气。还能证明气块移动的确切路径是不重要的。这来自于以下事实: 即所考虑的各种力是保守的, 因此气块的能量变化仅依赖于起点和终点的位置而与路径无关。在倾斜抬升

期间,垂直加速度通常大于水平加速度分量,因此实际的气块运动很可能沿着 $\bar{\theta}_e$ 面而不是沿 $\bar{M}$ 面(Sanders和Bosart, 1985; Emanuel, 1983b)。

当温度降到冰点以下时,在热力学过程中考虑冰相,即用冰相的相当位温代替 $\bar{\theta}$ 。将会更加准确。如果考虑混合相态而使用冰-水位温(Tripoli和Cotton, 1981)那就会更好。然而,对我们的分析来说,不需要这么复杂的处理,因为探空测量不具有那种准确度,特别是在各探空站之间做了内插处理以后。很可能冰相热力学将仅仅会对稳定性分析作些微小调整,因为升华潜热仅比蒸发潜热大13%。

b. 个例选择

哈利法克斯雷达的CAPPI被用来识别新斯科舍区域上空出现的降水带。凡1.5公里CAPPI图型表现出某些带状结构的所有个例都在考虑之列。为了排除不是真正的带状结构,我们首先检查靠近雨带的实测温度以确定此带能否解释为雨雪边界,是否为与上升运动相关连的动力特征。分析发现,在2月5日世界时12点到15点和2月22日世界时12点的CAPPI资料上的带能够用雨雪边界效果得到解释,与Stewart和Patenaude(1988)的发现相一致。

我们的下一步是决定气流是否为准二维的。流型具有明显曲率的个例对分析来说是不合适的;因为这样的流型是违反理论上假设的地转平衡条件的。原则上曲率项在计算梯度风效应时可以一并考虑(Sanders, 1986)。然而,由于从已有数据中计算曲率半径遇到一些问题,我们就避开这种复杂性。这种挑选个例的判据剔除了所有靠近地表低压核心的情况,也排除了沿着冷锋的降水带,因为那儿气流通常具有一个大的非地转分量。

有一些带因为资料遗漏,也没有进行分析。例如,在2月28日,有一个清晰的降水带出现在Sable岛东边,基本与新斯科舍海

岸线平行。为了分析这个个例的稳定特征需要Sable岛东边的观测,而这是不可能的。

根据上面所提的选择判据,筛选出7个可用的个例。它们的日期、时间及IOP(强观测期)编号分列如下:

1月28日(CASP IOP 3):	1200,
1800 UTC	
1月30日(CASP IOP 4):	1200, 1500,
1800 UTC	
2月2日(CASP IOP 5):	1500,
1800 UTC	
2月26日(CASP IOP 10):	0000,
0300 UTC	
3月2日(CASP IOP 12):	0900,
1200 UTC	
3月7日(CASP IOP 14):	0600, 0900,
1200 UTC	

3月15日(CASP IOP 16): 0000 UTC

c. 垂直剖面的绘制

为了估计倾斜对流不稳定性的产生,我们绘制了剖面以描绘垂直于基本气流的 $\bar{M}-\bar{\theta}_e$ 和 $\bar{M}-\bar{\theta}_e^*$ 场。选取 x 轴使它垂直于低层地转风切变的方向,风切变是由900—700 hPa层上实测温度的最大温度梯度计算的。在700 hPa以上,雷达资料中通常没有降水,在900 hPa以下的边界层摩擦使得风偏离它的地转平衡状态。在一些例子中,当温度测量的空间分辨率不能明确无疑地表明温度梯度的方向时,就使用由实测风给定的切变方向。

把无线电探空仪站的位置投影到 x 轴上,在这些地方的 $\bar{\theta}_e$ 和 $\bar{\theta}_e^*$ 是从实测状态变数计算得到的。 $\bar{M}$ 值近似为

$$\bar{M} \approx v + fx \quad (2)$$

这儿 x 是投影站的位置, v 是实测风的 y 分量。 v 可能包含非地转贡献,但这贡献在没有明显曲率的气流中将是很小的。利用(2)式可能是最好的实际方法,因为粗的空间分辨率妨碍了从温度测量结果中获得准确的地转风切变。这个方法在Emanuel(1983 b,

1988)和 Wolfsberg 等 (1986) 的工作中也得到使用。

由于资料是以 10 hPa 的分辨率给出的, 所以探空的垂直插值是没有必要的。然而, 水平方向的插值是必需的, 因为只有在投影位置上才有观测数据。使用线性内插以获得在一个均匀水平分辨率为 100 米的细网格上的 $\bar{M}$ 、 $\bar{\theta}_e^*$ 和 $\bar{\theta}$ 的值。使用 CONREC (由 NCAR 开发的一个绘图子程序) 对插值场的垂直剖面进行等值线分析。

有一个问题很重要, 那就是对研究倾斜对流不稳定性来说, 观测的分辨率是否满足要求。为了回答这个问题, 我们在表 1 中列出了倾斜对流的以往研究中使用的探空资料的空间分辨率。很明显空间分辨率很粗, 是 300—400 公里。实际上, Emanuel(1988)发现依据由 GALE 无线电探空观测建立的剖面所做的稳定性估计与依据观测飞机沿等 M 面飞行所做的测量是非常一致的。既然专门

表 1 垂直于地转风切变方向作投影时, 邻近探空站的最大和平均距离 (D_{max} 和 D_{av})。数值摘自所注的论文。最后三个例子选自我们的分析, 以便比较。

个例资料	D_{max} (km)	D_{av} (km)	参 考 文 献
1982年11月3日	~400	~300	Emanuel (1983b)
1983年2月11日	270	200	Sanders 和 Bosart (1985)
1983年2月12日	120	110	Sanders 和 Bosart (1985)
1981年11月5日	330	210	Sanders(1986)
1981年11月6日	500	370	Sanders(1986)
1983年12月16日	340	270	Emanuel(1988)
1986年1月26日	280	150	Emanuel(1988)
1982年1月30日	~350	~300	Moore 和 Blakley (1988)
1986年1月30日	180	135	
1986年2月2日	200	180	
1986年2月26日	180	135	

的 CASP 网的空间分辨率 (150—200 km) 至少可与过去研究中使用的分辨率相当, 我们确信我们的资料集对估算斜压大气中的倾斜

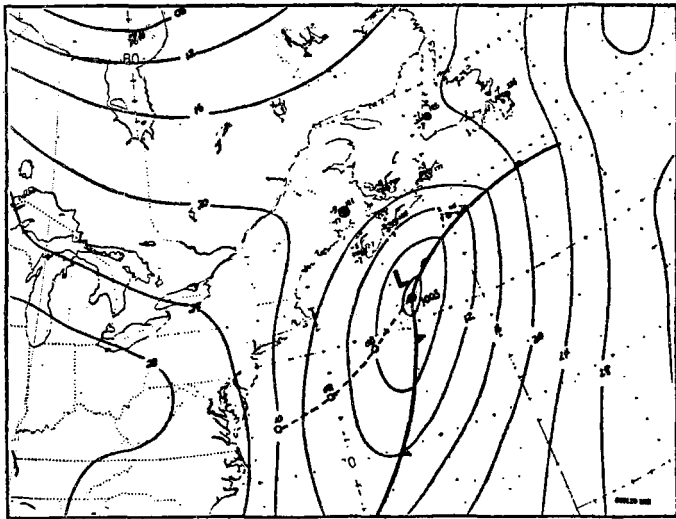


图 2 由海洋天气中心绘制的 1986 年 1 月 30 日 1800 UTC 的地面分析场

不稳定特性是合适的。

4. 一些结果

a. 1986 年 1 月 30 日

这气旋最先是在 1 月 29 日傍晚在弗吉尼亚海岸附近观测到的。它在沿东北方向朝

Sable 岛移动的过程中发展缓慢。在 1 月 30 日 1800 UTC(世界时), 地表面中心气压是 1003 hPa(图 2)。然而, 当低压移过纽芬兰时, 它以每 6 小时 11 hPa 的速率迅速加深。有时降水很大, 而且几乎整个过程都是以雪的形式出现。沿着新斯科舍的东岸降了 15~

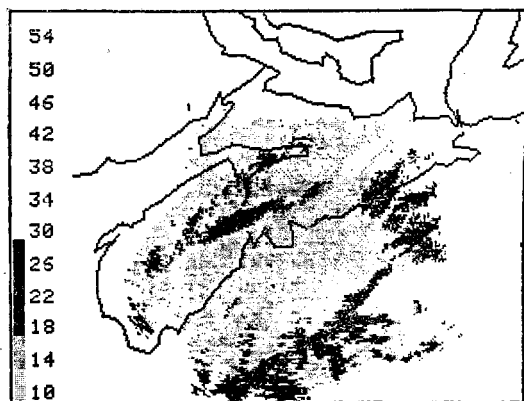


图 3 1986 年 1 月 30 日 1510 UTC 哈利法克斯周围实测雷达反射率的 1.5 公里等高面位置显示器图(CAPPI)。左侧的数字是以 dBZe 为单位的反射率大小

20 厘米, 而纽芬兰则超过 30 厘米。

我们感兴趣的重点是 1200—1800 UTC 期间 CAPPI 资料显示的一个带状降水结构。图 3 画出了两条相互平行的降雪带, 它们在 1500—1800 UTC 整个期间几乎都维持相当稳定状态, 过后它们分裂成弱降雪的无序场。1200, 1500 和 1800 UTC 的探空资料被用来建立垂直于实测地转风切变的 $M-\theta_e^*$ 和 $M-\theta$ 剖面(为了简单起见, 我们从此以下省去字母上方的一横)。剖面的基线已在图 1 中用 AA' 注明。

1200 UTC M 和 θ_e^* 面表明对倾斜对流来说大气的主要部分是条件性稳定的。然而, 在 YSU 和 WOQ(0—220 km) 之间的 50~40 kPa 层上发现一个条件性不稳定区(以后稳定和不安定除另有说明外都是相对于倾斜对流而言的)。这儿强风切变与以中性递减率为特征的温度场同时并存。在 WOQ 和 WAQ(220—400 km)之间接近 900 hPa 高度上发现了第二个弱条件性不稳定区。通过比较图 4 b 和图 4 a 中的 $M-\theta_e^*$ 剖面, 很明显地看到条件性不稳定区也是位势不稳定区。既然不稳定区域的空气是未饱和的, 不稳定性的实际释放是有条件地发生在出现抬升运动或水汽平流使得天气成为饱和态的时候。

稳定特性也可用湿理查逊数进行估计,

图 5 画了 1200 UTC 的情况。实曲线($Ri_m=1$)所围的区域指示边缘不稳定性的潜在区。虚曲线内 450 hPa 附近的区域($Ri_m=0.1$)是显著不稳定的潜在区。很清楚 Ri_m 小于 1 的区域与 M 面的坡度小于 θ_e 面的坡度的位势不稳定区相合。由于这种一致是其他个例和其他时刻的典型情况, 为经济起见, 我们将不进一步给出 Ri_m 图。同样 $M-\theta_e^*$ 剖面也将不再画出, 因为位势不稳定区域与条件性不稳定区域仅在边界上有点区别。这个结论来自如下事实, 在分析的所有个例中, 因为空气温度相当低, 或者因为大气的低层空气是近于饱和的, θ_e 和 θ_e^* 场是相似的。

图 6 a 表明 1500 UTC 条件不稳定区域位于 550~450 hPa 和 WOQ 和 WSA 之间(220—400 km)大约 750 hPa 的高度上。条件不稳定空气具有低于 90% 的相对湿度值。在饱和区域中, 空气对倾斜对流或饱和或接近于中性状态。三小时以后(图 6 b), 在对流层上部仍然存在一个条件不稳定层。然而又由于缺乏充分的水汽, 排除了 600 hPa 以上高度的凝结。相反, 对流层中部和下部的的气团经历了足够的抬升运动以致于发展为深厚的云层。在 YAW 和 WSA(150—400 km)之间, M 值介于 36 到 48 ms^{-1} 的饱和空气非常接近于条件性倾斜中性状态。

为了详细考察稳定特性的演变, 我们在图 7 中画出了沿 $M=36 ms^{-1}$ 面在 1200, 1500 和 1800 UTC 的 θ_e^* 变化。在 1200 UTC, 950 和 900 hPa 层之间的空气呈现条件性不稳定, 这由 θ_e^* 减少了几乎 2 K 清楚可见。在 1500 UTC, 不稳定性稍稍变弱, 但空气仍然未饱和。凝结发生在 1500 和 1800 UTC 之间, 它还表明在这三小时内, 沿着这个特定的 M 面, 条件性不稳定已经消失。1800 UTC 的 θ_e^* 曲线在 940—880 hPa 之间几乎为一常值, 这表明空气对倾斜对流来讲已经变成中性。

b. 1986 年 2 月 2 日

这个个例观测到一个弱扰动(图 8)。在

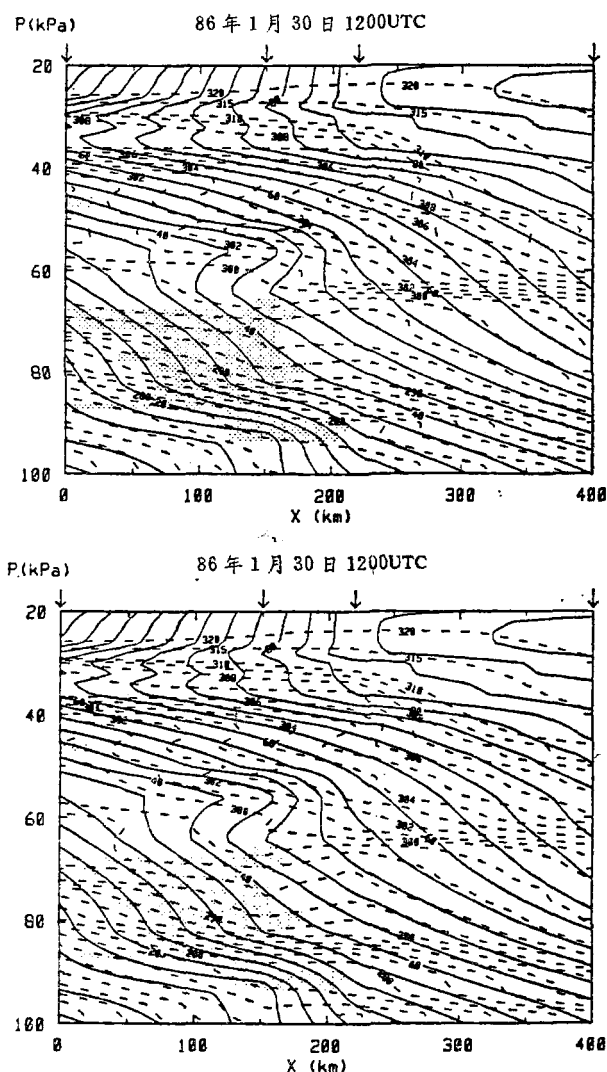


图 4 (a) 1986 年 1 月 30 日 1200 UTC 的垂直剖面, 实线和虚线分别表示 M 和 θ^* 。X 轴的位置见图 1 中 AA' 线所示。阴影区是相对湿度大于 90% 的区域。上面的箭头是 YSU、YAW、WOQ 和 WSA 的投影位置。 θ^* 的等值线间隔在 300 K 以下是 2 K, 在 300—310 K 之间是 1 K, 在 310 K 之上是 5 K。M 的等值线间隔是 4 ms^{-1} 。(b) 与 (a) 一样, 但实线是 M , 虚线是 θ 。

1800 UTC, 正好在 Shearwater 上空有一狭窄的降水带(图 9)。它近似沿着实测风切变所给定的方向, 垂直于海岸线。第二个弱带也沿着这个方向, 在东北大约 100 km 处。探测到的雷达回波最高高度仅为 3 km (700 hPa)。

在 1500 UTC (图 10 a) M 面在 900~800 hPa 层有一非常小的坡度, 表明存在着

非常大的垂直切变。在 WOS 和 YAW (0~160 km) 之间, 这个明显的切变层是饱和的, 空气对倾斜对流是近似于中性平衡。在 1800 UTC (图 10 b), 强风切变区已向东北移动。同样, 倾斜中性区已经移向 WOQ (360 km)。这个结果与对称不稳定原理相一致, 它预报在垂直于带的方向有一个近似于 x 方向实测平均风的速度传播 (Emanuel, 1983 a)。沿 35 ms^{-1} 的 M 面接近饱和区域的顶部, 大气呈现出处于对倾斜对流的条件不稳定的边缘。这可能是空气正处在向倾斜中性调整的状态。

c. 1986 年 2 月 26 日

一个气旋在 Cape Hatteras 以南大约 500 公里处开始发展, 然后当它移经墨西哥湾流区域时迅速加强。在 2 月 25 日 0000—1200 UTC 之间, 中心气压下降 18 hPa, 过后加深速率降低到 12 小时 8 hPa 左右。2 月 26 日 0000 UTC 在新斯科舍大西洋海岸上空出现大雪 (图 11)。雷达图给出了沿着低层切变方向的强降水带 (图 12)。

图 13 是由 YSU、YAW、WOQ 和 WSA 得到的观测资料绘制的 $M-\theta^*$ 场 (2 月 26 日 0000 UTC)。 θ^* 场表明, 温度层结在 YAW 和 WSA 之间 (150—400 km) 从 500 到 300 hPa 是接近于中性的 (竖直)。这个区域的大部分也是条件不稳定。在 200—300 公里范围内饱和的条件达到 600 hPa。边缘状态的倾斜不稳定或中性在这个降水带所在的饱和区出现。沿 30 ms^{-1} M 面, 从 900 到 850 hPa 的饱和大气的空气是接近中性稳定的。然而, 沿 35 ms^{-1} M 面, 空气不饱和, 是条件不稳定状态 (图 14)。三小时以后 (在 0300 UTC), 发生凝结, 850 hPa 周围的条件不稳定区转变成倾斜中性状态。注意, 在这两个时刻, 沿 35 ms^{-1} M 面的空气在 700—550

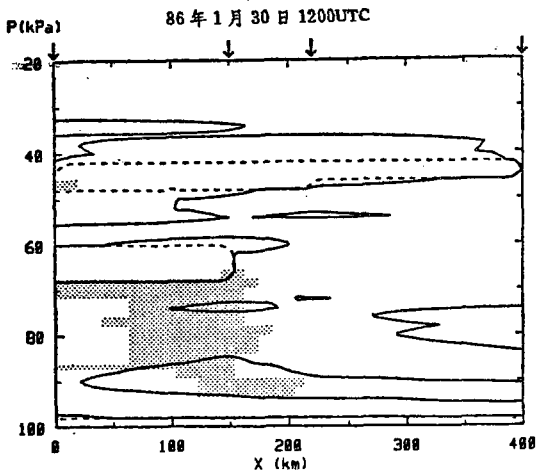


图 5 1986 年 1 月 30 日 1200 UTC 湿理查逊数的垂直剖面。实线和虚线分别代表 $R_{im}=1$ 和 $R_{im}=0.1$ 。阴影区的相对湿度大于 90%

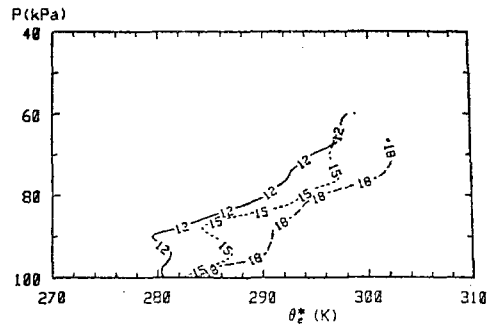


图 7 1986 年 1 月 30 日 1200, 1500 和 1800 UTC 三个时刻沿 $M=36 \text{ ms}^{-1}$ 面绘制的 θ_* 图

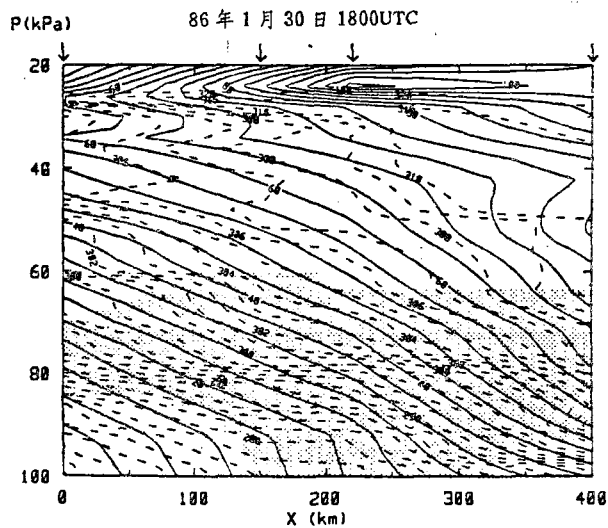
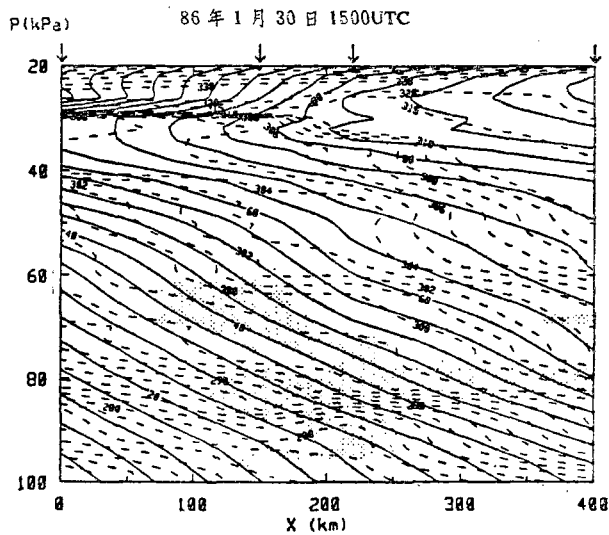


图 6 说明同图 4, 实线是 M , 虚线是 θ_* , (a) 是 1500 UTC 的, (b) 是 1800 UTC 的

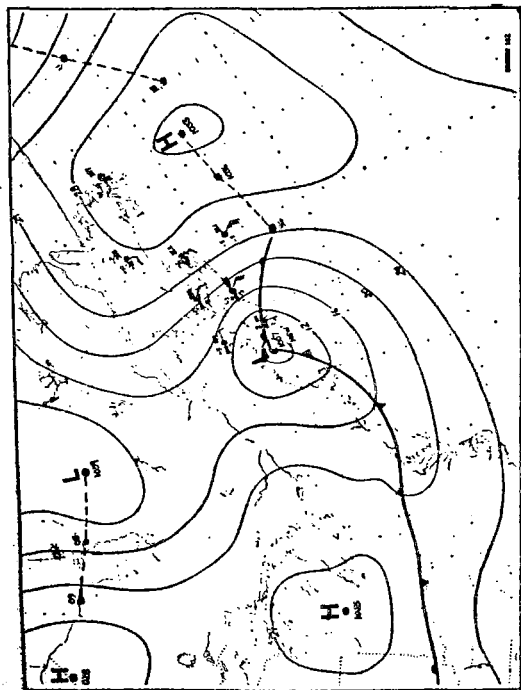


图 8 1986 年 2 月 2 日 1800 UTC 地面天气分析图

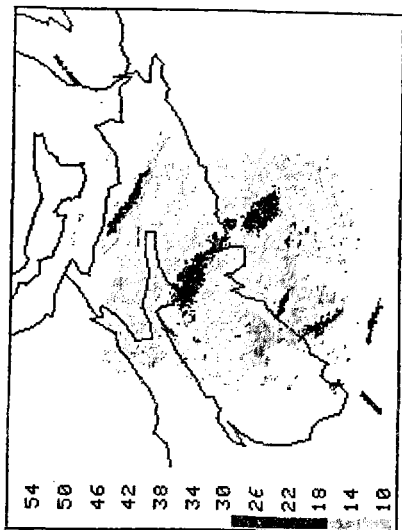


图 9 1986 年 2 月 2 日 1810 UTC 哈利法克斯雷达回波的 1.5 公里的 CAPPI

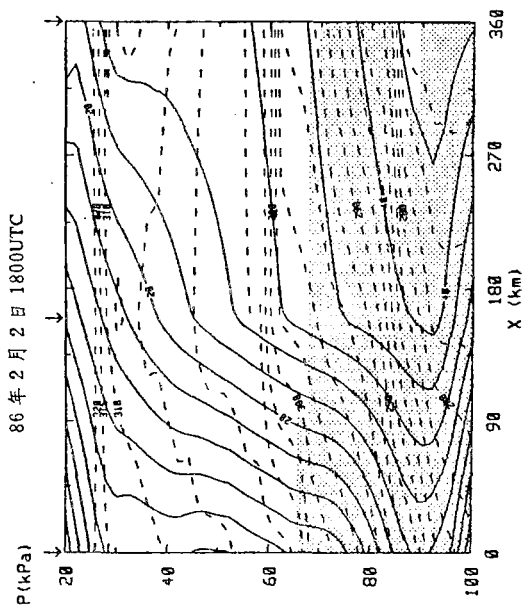
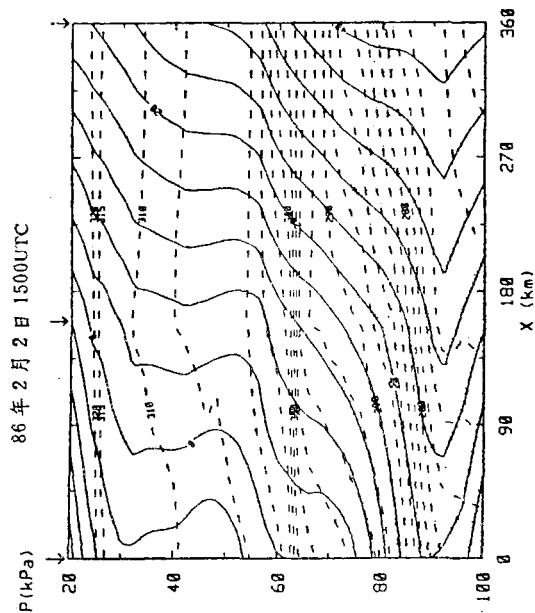


图 10 (a) 1986 年 2 月 2 日 1500 UTC M (实线) 和 θ^* (虚线) 的剖面。剖面位置如图 1 的 BB' 所示。WOS、YAW、WOQ 的投影位置由图上箭头指示。阴影区的相对湿度大于 90%。(b) 1800 UTC M 和 θ^* 的剖面

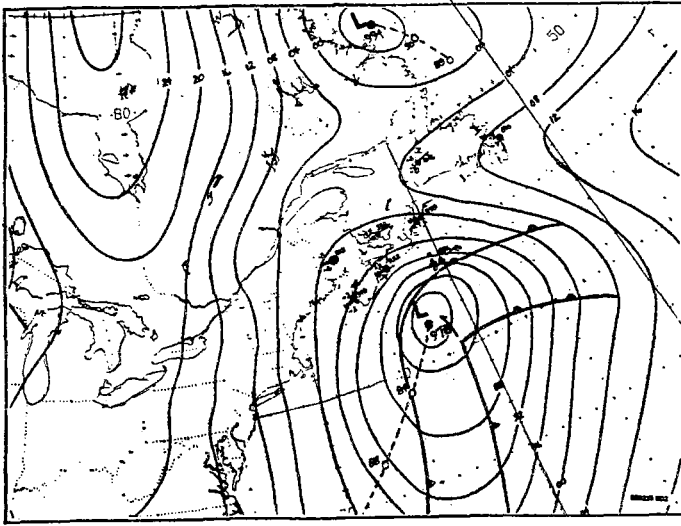


图 11 1986 年 2 月 26 日 0000 UTC 地面天气分析图

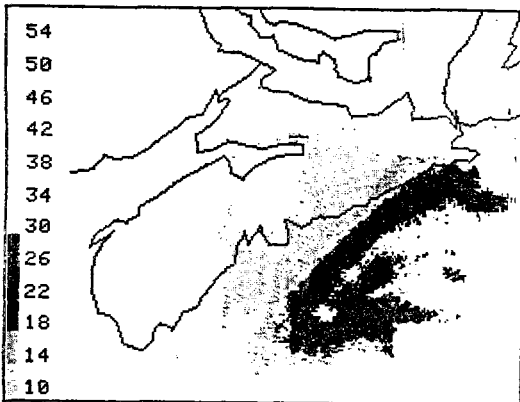


图 12 1986 年 2 月 26 日 0010 UTC 的 1.5 公里
雷达 CAPPI

hPa 之间是接近中性稳定的。

Donaldson 和 Stewart(1989) 报告了这个风暴倾斜不稳定发生的估计。根据 Shearwater 探空资料计算得到的湿理查逊数，他们发现的一些边缘状态的对称不稳定层与我们的结果相同。

d. 其余个例的概述

1 月 27—28 日的气旋与温和大气的强南风气流有关。在新斯科舍地面气温的记录高达 14.4°C 。这个例子中温度梯度不是很大。雷达资料表明，降水场呈带状，平行于弱垂直

切变。我们的稳定性分析指出了对竖直积云对流来说是条件性不稳定的一些区域。一旦空气变成饱和，就会调整到竖直中性稳定。

3 月 6—8 日的气旋是一个最为引起 CASP 科学家们注意的风暴。Yau 和 Jean (1989) 解释了天气发展及各种物理过程的出现。Donaldson 和 Stewart (1989) 分析了降水场的结构。他们报告在 Shearwater 上空贯穿对流层的大部分高度上，理查逊数都很小。我们的分析证实了他们的结论，我们发现弱条件不稳定在 800—650 hPa 之间出现。比较 3 月 7 日 0600 和 0900 UTC 沿 25 ms^{-1} M 面的 θ^* 廓线，再一次表明在饱和空气中大气正在向倾斜中性状态调整。然而，在解释这些结果时必须小心，因为这个例子中观测的空间分辨率是很粗的。

3 月 2 日的降水带进一步支持了倾斜对流边缘不稳定区域的存在。跟其它个例的结果类似，凝结的缺乏阻止了能量在高层的释放。低层大气中的饱和空气趋向于倾斜中性。3 月 14 日的雨带在雷达资料上不是非常清楚。因为是在 CASP 的最后几天，只有少数几个站在运行。尽管如此，0000 UTC 得到的观测仍然表明条件倾斜不稳定可能对雨带的形成起了作用。

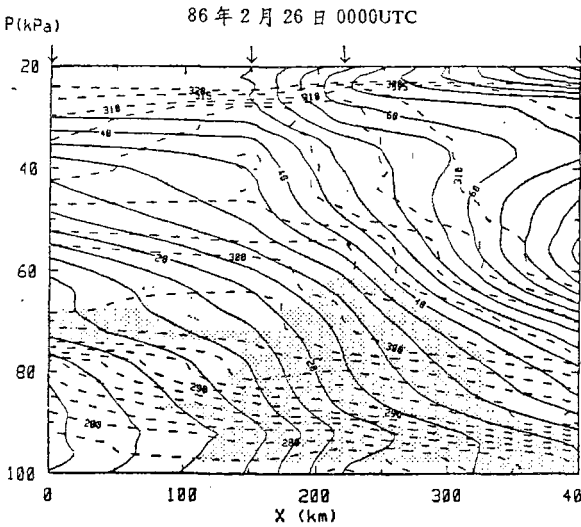


图 13 1986年2月26日 0000 UTC M (实线)和 θ^* (虚线)的剖面图。热成风切变的方向是 230° 。上面的箭头指示 WSU、WOQ、YAW 和 WSA 的投影位置。阴影区的相对湿度大于 90%。

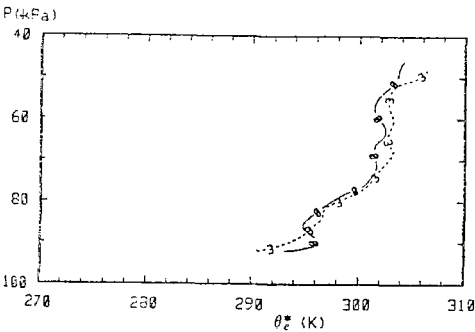


图 14 1986年2月26日 0000 和 0300 UTC 沿 $M = 35 \text{ ms}^{-1}$ 面绘制的 θ^* 图

5. 结论和讨论

所有个例都指出，垂直剖面描绘范围的主要部分是倾斜对流稳定区，但也存在一些饱和区域，那儿空气是接近倾斜对流中性状态。然而，所分析剖面的一些小部分似乎表明存在着条件倾斜不稳定。典型的情况是，这些条件倾斜不稳定区是由强垂直切变流中的未饱和空气组成的一些倾斜层。也发现条件性不稳定区域是位势不稳定的，因为 θ^* 和 θ_e 面的坡度只稍许有点不同。可以相信在这三个月期间倾斜对流比较经常出现。7 个倾斜中性或弱对称不稳定的事例更提供

了充足的依据表明在冬季月份，倾斜对流并不是一个偶然现象，而非常可能是无处不在的，至少对象大西洋加拿大这样的活跃斜压地区是如此。

对呈现条件不稳定的区域的演变过程进行了考查。在包含未饱和大气和明显垂直切变的高层大气层中发现了一个不稳定区。在大多数个例中，不稳定能量没有被释放，因为缺乏充足的水汽。这种情形与低层完全不同，低层的水汽在许多个例中都很充分使得空气达到饱和。水汽源通常来自一个东风气流引起的水平平流，这气流越过新斯科舍传输湿海洋空气。边界层的抬升也对云的形成有贡献，这些云可能导致倾斜不稳定的释放。能量释放的时间和位置与强降水带的形成有关。尽管看来多带的形成可能与倾斜对流相联系，但可以获得观测资料不足以明确区分倾斜对流和大气对斜压和锋生强迫作用的响应。后者已经被证明在一些降水带的形成中起了重要作用。

最近，Emanuel(1988)假设斜压气旋的上升区倾向于倾斜对流中性。我们的发现足以支持这个假设。一旦空气变成饱和，大气就朝条件倾斜中性状态转变。而且，我们的分析表明这个调整的出现只要三小时。实际上，调整的时间甚至比这更短，只是用现有的资料，我们不能证实这一点。这个发现支持了 Emanuel 的假设，那就是倾斜对流调整的时间尺度比象锋生这样的斜压过程的时间尺度要小。

尽管与理论、与先前的观测研究非常一致，在解释我们的结果时仍然必须注意几点。我们分析中的一个重要局限性是邻近探空站的空间距离嫌大。大气特性的水平相关性可能是有限的，以致内插将使 M 和 θ^* 的数值变得不准确。误差的第二个来源可能是因为假设实测风切变与地转风切变是一样的。不可否认非地转风分量在某些情况下是相当大的。

为了更细致地调查倾斜对流的调整需要进一步的研究。需要有更细空间和时间分辨率的观测以确定大气在出现凝结时是否都总是快速地调整到它的倾斜中性状态。如果找到令人信服的证据表明确实是这种情况，那么数值天气预报模式中的倾斜对流参数化在

原则上应该是相当直接了当的，必须将热量和水汽场沿饱和的 M 面调整到它的中性状态。

芳子译自 *Monthly Weather Review*,
Vol. 118, Feb. 1990.

卞琪校