

两例爆发性东北低压的对比诊断分析*

孙力

(吉林省气象科学研究所, 长春 130062)

提 要

该文选择了发展变化机制有一定差异的两例春季爆发性东北低压(分别是1983年4月25~26日气旋(简称A例)和1983年4月28~29日气旋(简称B例)),进行了对比诊断分析. 结果表明:(1)非绝热加热和局地斜压不稳定对A例气旋发展来说是十分关键的因子,而高空正IPV平流的显著增强及其与低层IPV分布中两个局地最大值的垂直耦合是B例气旋增强的一个重要原因;(2)两个风暴最大不同点在于非绝热加热效应在影响气旋增强的程度上有所不同. 另外,B例事件中对流层中部产生的较强高空锋生可以在低压范围内导致深厚的上升运动并使高空锋向下游的正涡度平流得以加强,这对系统的发展是十分有利的.

关键词:爆发性东北低压;等熵位涡分析;锋生;稳定性.

引 言

资料统计表明,我国东北地区是整个东亚范围内地面气旋活动频率较高的区域之一^[1],其中爆发性发展的东北低压更是常常造成人们难以预料的灾害性天气,对此我们往往又无法准确地预报出来. 事实上,东北低压快速强烈发展的物理机制是复杂和多样的. 导致它们发展的各物理因子的相对重要性目前也有一些争论. 本文选择了出现在春季且发展变化机制有一定差异的两例爆发性东北低压(分别是1983年4月25~26日气旋(简称A例)和1983年4月28~29日气旋(简称B例)),其中对于A例,丁一汇和朱彤^[2]等曾进行过诊断分析和数值试验工作,并得出凝结潜热释放是十分关键的因子. 本文则从等熵位涡分析、锋生分析和稳定性分析等角度对上述两个典型个例的爆发性发展的物理机制及其差别做了进一步探讨和对比,希望对这一特定区域内这类系统的多样性和特殊性有更全面和深入的了解.

本文所用的资料为每天08时和20时的探空资料和地面天气资料,用Gressman逐步订正方案做客观分析,格距150 km(用于IPV分析)或100 km(用于其它分析).

* 本文得到中国气象局重点课题《东北冷涡研究》的资助.

1994-01-25收到,1994-09-19收到再改稿.

1 天气过程概况

(1) A 例气旋 1983 年 4 月 25 日 20 时地面天气图上,在济南以西附近出现一个水平尺度比较小的中 α 新生低压,中心强度 1000 hPa,它生成后迅速发展并向东北方向移动.到 26 日 20 时,该低压与原来位于蒙古境内并向东偏南方向移动的另一个弱低压合并,并爆发性发展,中心位于长春东北方向约 100 km 处,中心气压 979 hPa(图 1a),24 小时降压 21 hPa.

(2) B 例气旋 1983 年 4 月 28 日 08 时,地面天气图上有一个位于华北北部,中心强度 1000 hPa 并以倒槽为主的弱低压缓慢移向东北地区.24 小时后的 29 日 08 时,此弱气旋迅速发展成地面中心气压为 979 hPa 的强烈风暴低压(图 1b),24 小时降压也为 21 hPa.

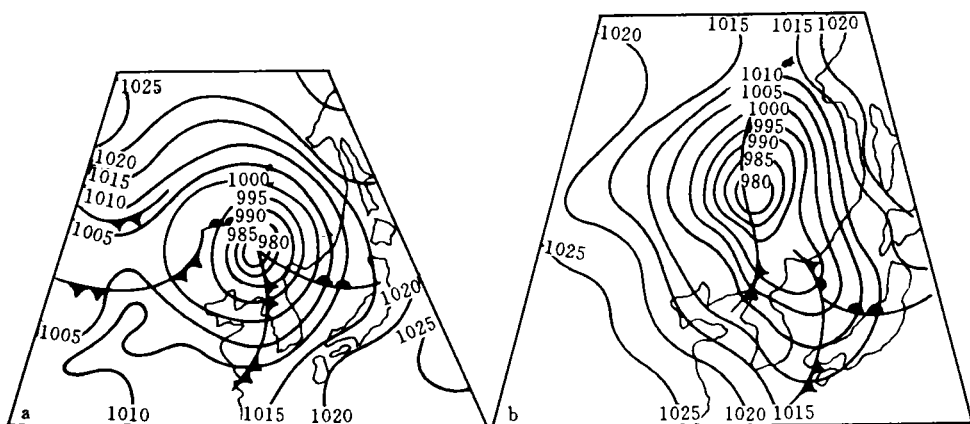


图 1 地面天气图 (a) 1983 年 4 月 26 日 20 时 (b) 1983 年 4 月 29 日 08 时

Fig. 1 The surface chart (a) at 1200 UTC 26 April, 1983 (b) at 0000 UTC 29 April, 1983

对比分析两例可看出:A 例气旋相对来说是一个浅薄系统,当它发展至最强时,对流层中层及其以上也没能出现闭合的低压环流,高空槽强度也始终弱于 B 例,并且其初始扰动尺度也较之 B 例小很多;而 B 例是一个相当深厚的系统,闭合的气旋式环流一直发展到 200 hPa,它的加深与对流层中上层的强低槽和急流系统联系密切,即 B 例的高空强迫明显大于 A 例.其次,B 例气旋移动缓慢,持续时间较长,其爆发性发展后还在 500 hPa 形成了较强的冷涡系统.而 A 例移动迅速,快速强烈发展后很快减弱移出.另外,A 例以降雨为主,并观测到了明显的对流性天气,平均降水量比 B 例大 1 ~ 3 倍.

2 稳定性分析

A 例气旋的形成和发展是在较暖的下垫面环境下进行的,经比较发现,低压及其附近区域很多测站的地面温度至少比多年月平均值高 6℃ 以上,长春甚至可以高出 12℃.因此,地面感热通量也许是个不可忽视的因素.图 2 给出了 A 例气旋发展初期地面感热通量

的分布,它们由总体空气动力学公式计算^[3]:

$$F_0 = C_0 \zeta_s (T_s - T_a) |\vec{V}_s|$$

这里 \vec{V}_s 是地面风速, T_s 和 T_a 分别是地面温度和近地面温度(以地面和 850hPa 插值得到的 900 hPa 气温代替), 拖曳系数 C_0 随风速变化, 所取数值与文献[3] 相同. 可以看出, A 例发展初期热通量高值区主要分布在地面冷锋东侧以及位于 47°N 附近的東西向静止锋的南侧, 表明这一带底层空气被加热, 而后者正是未来低压爆发性发展的区域; 热通量梯度与锋面基本平行, 这对底层锋区和强斜压带的维持是非常有利的. 而 B 例气旋中, 主要感热通量分布在地面冷锋的西侧, 强度也弱于 A 例, 气旋未来移动和发展的区域上, 感热通量更是很不明显(图略). A 例中与感热通量加强的同时, 最初位于低压南部的地面高 θ_{se} 舌也快速向北向西推进至低压环流, 未来气旋移动和发展的路径上已有闭合的高 θ_{se} 区形成(图略). 所有这些连同热通量起着增强低层斜压带、增湿边界层和使对流层下部不稳定的作用. 图 3a 表示的湿静力稳定度倾向分布也证实了这一点, 它是按如下方法计算的. 设湿静力稳定度参数 $\sigma_s = -\frac{RT}{p\theta_{se}} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}$, 利用湿绝热条件下稳定度方程可得:

$$\frac{\partial \sigma_s}{\partial t} = \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \cdot \nabla \theta_{se} - \vec{V} \cdot \nabla \sigma_s - \frac{\partial}{\partial p} (\omega \sigma_s)$$

此式右端依次是静力稳定度的差动平流、水平平流和垂直平流. 由图 3a 看出 A 例气旋早期, 对流层低层气旋中心附近及其未来移动和发展的路径上存在一条狭长的不稳定倾向区, 即稳定度不断减小. 图 3b 表示的是 A 例气旋达最强前 24 小时 850 ~ 700 hPa 之间的 Richardson 数. 一个明显特征是在气旋附近及其发展和移动的路径上分布着一条 R_i 数小值带, 并且较低的静力稳定性和较强的垂直风切变均有不可忽视的作用. 这暗示了在 A 例气旋强烈发展和快速移动过程中, 局地斜压不稳定是一个十分重要的因素. Orlandi^[4] 曾证实了当 Richardson 数近于 1 时, 对于那些尺度相对较小的中 α 初始扰动来说是最不稳定的, 并且导致的系统也比较浅薄. 本文中 A 例气旋的早期发展与这一结论是一致的.

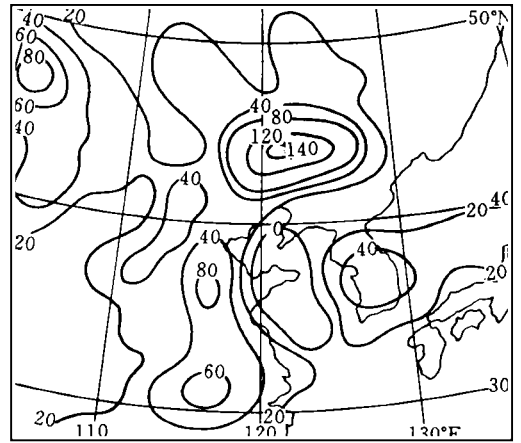


图 2 1983 年 4 月 25 日 20 时地面感热通量分布 (单位: W/m²)

Fig. 2 Distribution of surface sensible heat flux at 1200 UTC 25 April, 1983 (unit: W/m²)

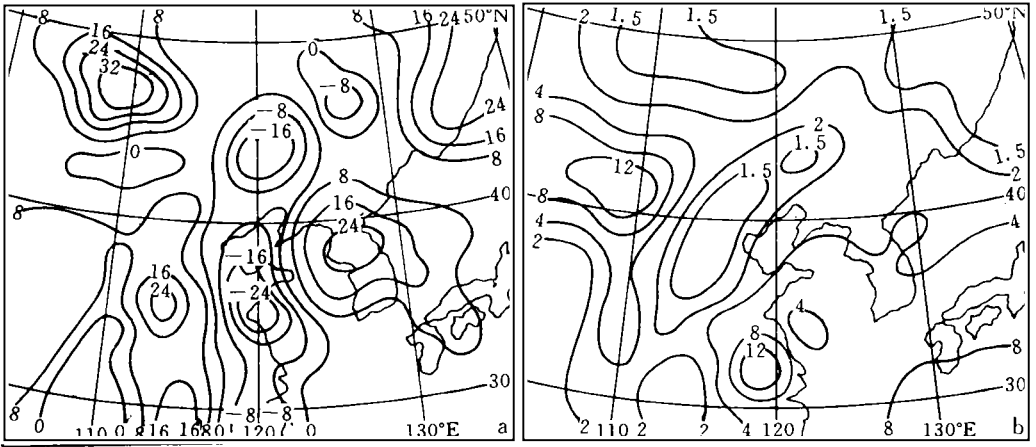


图 3a 1983 年 4 月 25 日 20 时 850 hPa 湿静力稳定度倾向分布(单位: $10^{-7} \text{K} \cdot \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-1}$)

Fig. 3a Distribution of the moist-static stability tendency at 1200 UTC 25 April, 1983 (unit: $10^{-7} \text{K} \cdot \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-1}$)

图 3b 1983 年 4 月 25 日 20 时 850 ~ 700 hPa Richardson 数分布

Fig. 3b Richardson number (R_i) for the layer between 700 and 850 hPa at 1200 UTC 25 April, 1983

3 锋生分析

我们分别计算了两例气旋发展过程中各时次标准等压面上的位温 θ 和假相当位温 θ_e 以及准地转锋生函数分布, 它们的计算方法与文献[5]相同。

通过比较发现, A 例气旋发展过程中, 与系统相联系的最大锋生出现在对流层低层。图 4a 给出了其发展早期 850 hPa 的锋生函数分布, 可以看出在低压中心附近及其发展和移动的路径上存在一条明显的锋生带, 准地转锋生带比位温锋生带偏后约两个经度, 强度也较弱。这说明了非地转过程是非常重要的。假相当位温锋生与位温锋生(图略)的主要特征大致相同, 只是 θ_e 锋生显得更强和更明显。这说明 A 例中对流层低层的锋生不仅表现在温度的对比上, 水汽条件也是很重要的。

B 例气旋发展过程中的锋生状况与 A 例不同的是, 此例中低层位温锋生与假相当位温锋生的位置和强度都相差不大。但两个气旋系统锋生过程的最大差异主要表现在高层, A 例最大锋生集中在对流层低层, 而 B 例则出现在中层 500 hPa。并且当此高空锋逼近与该例低压相联系的低层锋区时, 气旋开始快速发展。这暗示了两个特征之间可能存在的关系。显然, 强的铅直环流通常伴随高空锋, 当其迭加在低层锋区的环流之上时, 可以导致深厚的上升运动并有助于爆发性气旋的发展。因此, 它是使 B 例高低层得以充分互相作用的纽带。同时高空锋向下游的气旋式涡度平流(图略)也十分有利于系统的增强, O'Hondley^[6]的工作也曾证实过这一点。

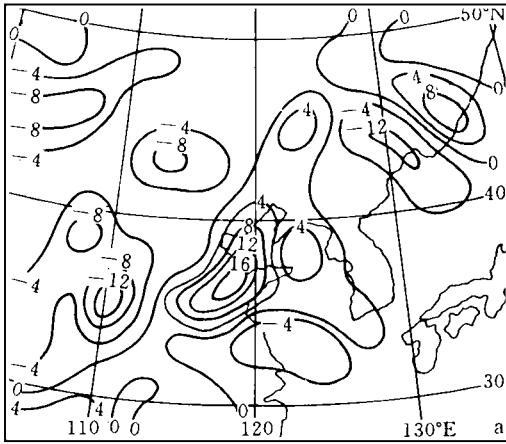


图 4a 1983年4月25日20时850hPa假相当位温锋生函数分布(单位: $10^{-15}K^2m^{-2}s^{-1}$)

Fig. 4a Frontogenesis function distribution of potential pseudo-equivalent temperature at 850 hPa for 1200 UTC 25 April, 1983 (unit: $10^{-15}K^2m^{-2}s^{-1}$)

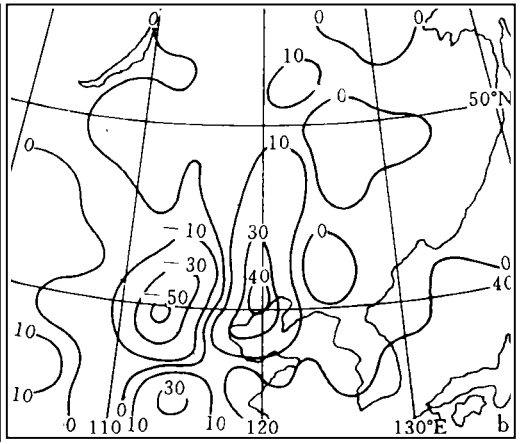


图 4b 1983年4月28日20时500hPa位温锋生函数分布(单位同图4a)

Fig. 4b Frontogenesis function distribution of potential temperature at 500 hPa for 1200 UTC 28 April, 1983 (unit: as in Fig. 4a)

4 等熵位涡分析

本文计算的 IPV 取 Ertel 形式:

$$IPV = P = -g(f + \zeta_e) \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

ζ_e 是等熵面的涡度. 在考虑非绝热加热对 IPV 变化的影响时采用了如下形式^[7]:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta\right) P \approx P^2 \cdot \frac{\partial(\dot{Q} P^{-1})}{\partial \theta} \quad (1)$$

\dot{Q} 是非绝热加热率, 这里只考虑了潜热加热的作用(包括大尺度和积云对流加热), 大尺度加热是用文献[8]的方法计算的, 对流潜热是根据 Kuo^[9](1974)的积云对流参数化方案计算的.

图5是A例气旋和B例气旋295K等熵面上的等熵位涡图, 图中清楚地表现出与两例地面低压相对应的高值位涡区的演变过程. 即随着两个系统的生成和发展, 低层首先出现了与早期气旋相联系的高位涡区, 随后便不断向东北方向移动, 强度也迅速增长, 到两个东北低压发展至最强时, A例与B例在该等熵面上与地面气旋中心相对应的高值位涡中心分别可达1.52和1.73位涡单位(1位涡单位 = $10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}$), 比24小时前分别增长了43%和45%. 这些与两例气旋的发展状况是一致的, 即两例低层高值位涡不断增长. 它们之间的差别在于B例气旋与系统相对应的高 IPV 中心始终与其西北部的高位涡区相联系, 因而有利于较高纬度的高位涡空气沿等熵面南下, 以维持和加强系统的发展. 而A例低压形成后, 其高位涡中心就已孤立, 它的加强与其它地方高位涡区联系不大. 这也

可能是导致 B 例移动缓慢、持续时间长以及 A 例强烈发展后很快减弱移出的原因之一。

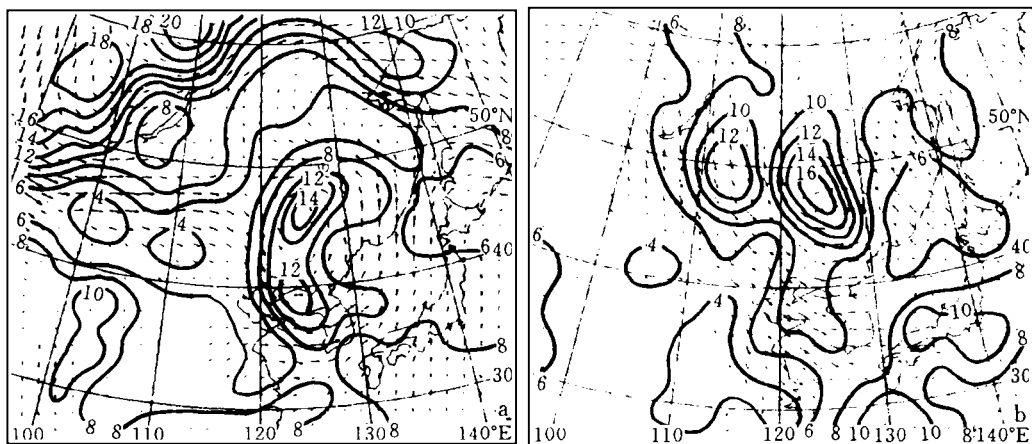


图 5 295 K 等嫡面等嫡位涡图 (a) 1983 年 4 月 26 日 20 时 (b) 1983 年 4 月 29 日 08 时
 Fig. 5 Isentropic potential vorticity analysis for 295 K (unit: $10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{Kkg}^{-1}$) (a) 1200 UTC 26 April, 1983 (b) 0000 UTC 29 April, 1983

两例气旋 *IPV* 特征的最大不同表现在高层,图 6 是 A 例 325 K 和 B 例 315 K 等嫡面的 *IPV* 分布。我们可以看出, A 例过程中,高层 *IPV* 主体始终远离地面低压,只是当气旋爆发增长时,才有一个很弱的高 *IPV* 舌伸至系统南部上空,此处正 *IPV* 平流非常小,因而

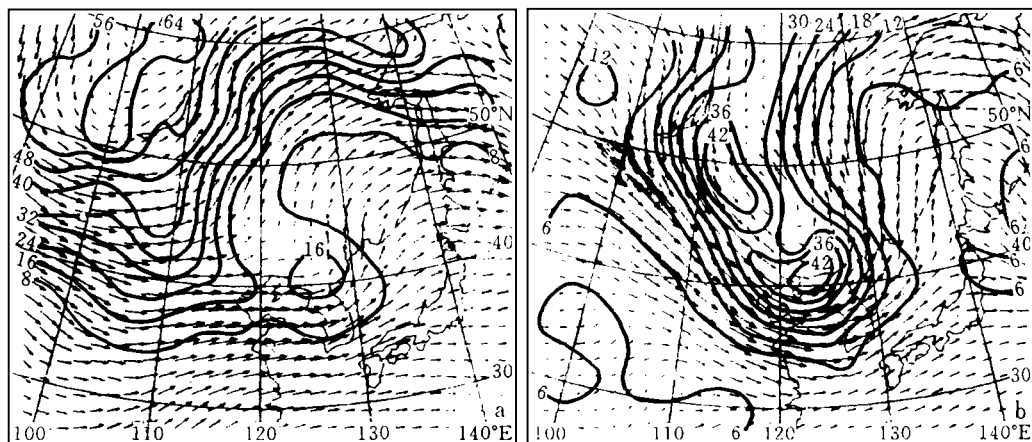


图 6a 1983 年 4 月 26 日 20 时 325 K 等嫡面图
 (单位: $10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{Kkg}^{-1}$)
 Fig. 6a Isentropic potential vorticity analysis for 325 K at 1200 UTC 26 April, 1983 (unit: $10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{Kkg}^{-1}$)

图 6b 1983 年 4 月 29 日 08 时 315 K 等嫡面图
 (单位同图 6a)
 Fig. 6b Isentropic potential vorticity analysis for 315 K at 0000 UTC 29 April, 1983 (unit: as in Fig. 6a)

它对地面系统的强迫作用很弱。而 B 例气旋过程中,在早期就有高 *IPV* 主体沿等嫡面向南下滑,至其爆发性增长时,高 *IPV* 主体已移入地面低压中心的南部和西部上空,而且此处具有相当强的正 *IPV* 平流。图 7 表示的 *IPV* 平流分布更清楚地表明了这一点,我们可以看出,28 日 08 时(图略),随着 *IPV* 主体的下滑,河套附近形成了较大的正 *IPV* 平流区。

但此刻距离 B 例气旋还较远,这时的地面低压是减弱的,移动也比较缓慢.到 20 时(图略),这一强正 *IPV* 平流区从地面气旋的南侧移入低压环流上空,气旋开始发展.29 日 08 时,该正 *IPV* 平流区完全移入 B 例低压环流上空并且强度明显增长.315K 等熵面正 *IPV* 平流区与低层(295K 等熵面)高位涡区几乎重合,此时低压爆发性发展.29 日 20 时,此正 *IPV* 平流迅速减弱,地面低压发展停止.由此可见,高层正 *IPV* 平流的强迫对 B 例东北低压的快速强烈发展是至关重要的.事实上,高空正 *IPV* 平流对垂直运动以及地面系统发展的贡献,通常可由正涡度平流原则来说明^[7].因此,B 例事件中出现的这种高层正 *IPV* 平流与低层 *IPV* 分布两个局地最大值的垂直耦合,

使低压范围内原本比较浅薄的弱上升运动迅速变强,同时垂直尺度增厚,涡旋拉伸,从而导致气旋爆发性发展.分析中我们还发现,对于 B 例气旋来说,它的发展还与气旋上空对流层顶的下降和位置变化密切相关.当地面低压移动与较低的对流层顶移动相接近时,气旋显著增强.若以 p 坐标系下 PV (位涡)等于 2 位涡单位的高度定义为对流层顶高度^[10],那么当 B 例系统达最强时,低压上空的对流层顶甚至可以下降到接近 400 hPa(图略),而 A 例气旋这种特征,看来并不十分明显.

图 8 表示 A、B 两例潜热释放所引起的低层(295 K 等熵面)*IPV* 变化.图中发现,A 例气旋发展初期,即在气旋中心及其周围存在有因潜热释放造成的正 *IPV* 变化,中心强度超过 $0.6 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1}/12\text{h}$,当气旋强烈发展时,该值强度不仅在气旋周围有进一步增长,还在气旋移动的路径上,即在其未来爆发性增长的区域形成一个中心强度超过 $0.8 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1}/12\text{h}$ 的正 *IPV* 变化区.到此地面低压发展至最强时,由潜热释放引起的低层正 *IPV* 变化也达到极值.中心强度达 $1.078 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1}/12\text{h}$,并且位置也与该层高位涡区非常一致.由此可见,凝结潜热释放对 A 例低层高位涡值的增长,即对气旋的生成和爆发性发展几乎是一个决定性因子.而对 B 例气旋来说情况则有所不同.虽然该例早期气旋期间,在系统中心附近也存在有中心超过 $0.4 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1}/12\text{h}$ 的正 *IPV* 变化区(图略),但随着气旋的爆发性发展,由潜热释放造成的正 *IPV* 变化却逐渐减少.29 日 08 时,此值为 $0.376 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1}/12\text{h}$.到 29 日 20 时,此值只有 $0.313 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1}/12\text{h}$,并且强度及范围与 A 例相比弱得多.因此对 B 例气旋的爆发性发展来说,凝结潜热释放是次要的,至少可以认为是第二位的.值得注意的是,凝结潜热释放对高层 *IPV* 的影响与低层正好相反(图略),即使高层低压范围内的正 *IPV* 减少,两个例子的情况均是如此.说明潜热释放对 *IPV* 变化的影响不仅在于非绝热加热率的大小,更取决于这种加热的垂直分布.丁一汇和朱彤^[2]曾得出,A 例爆发性阶段非绝热加热的峰

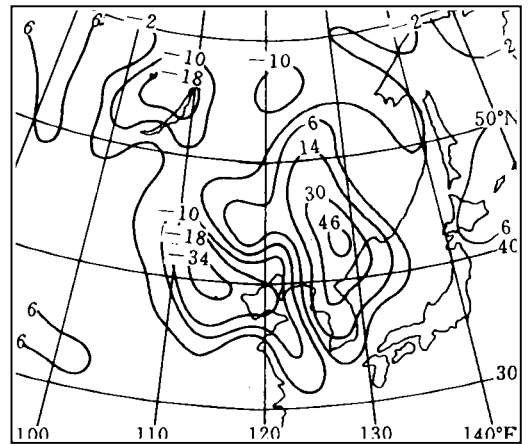


图 7 1983 年 4 月 29 日 08 时 315 K 等熵面 *IPV* 平流分布(单位: $10^7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1}$)
Fig. 7 Isentropic potential vorticity (*IPV*) advection for 315K at 0000 UTC 29 April, 1983 (unit: $10^7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1} 12 \text{ h}^{-1}$)

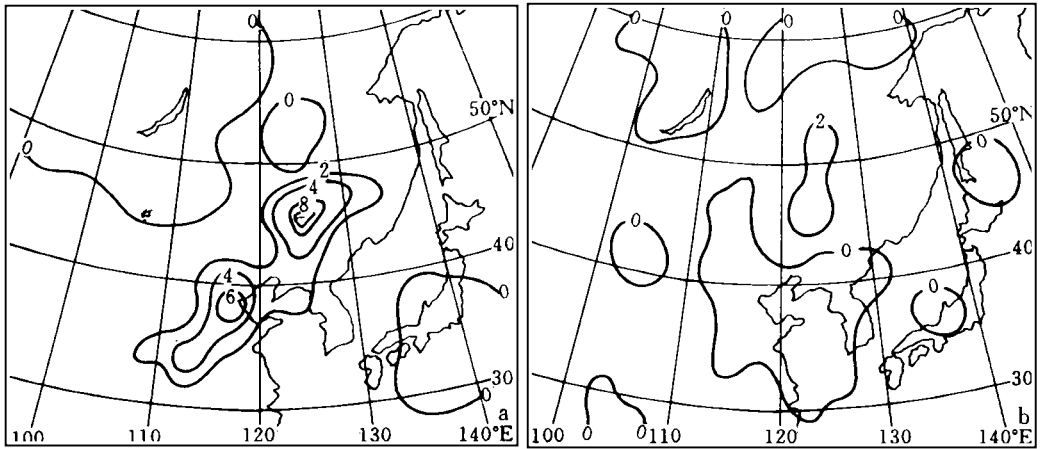


图 8 1983 年 4 月 26 日 20 时(a)和 1983 年 4 月 29 日 08 时(b)295 K 等熵面由潜热释放造成的 IPV 变化(单位: $10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{Kkg}^{-1}/12\text{h}$)

Fig. 8 Isentropic potential vorticity variation induced by the latent heat release (a) 1200 UTC 26 April, 1983 (b) 0000 UTC 29 April, 1983(unit: $10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{Kkg}^{-1}/12\text{h}$)

值是不断下降的,并且这种下降对气旋的迅速发展至关重要.本文所计算的潜热释放对 A 例低层等熵位涡变化的影响结果,从另一个侧面进一步证实了这一结论.实际上,式(1)可以简化为 $\frac{dP}{dt} \approx P \frac{\partial Q}{\partial \theta}^{[7]}$,即最大加热层以上位涡减小,而以下位涡增大.所以只有在最大加热层次不很高时,才可能使 A 例低层位涡显著增长,从而导致其快速强烈发展.

5 讨 论

(1) 两例气旋虽然都是较强斜压发展的结果,但对 A 例来说,凝结潜热释放和由某些局地过程造成的局地斜压不稳定是十分关键的因子,而后者更容易使相对尺度较小的初始扰动发展成较强和相对较浅薄的系统.而高空正 IPV 平流的显著增强及其与低层 IPV 分布两个局地最大值的垂直耦合是 B 例气旋快速强烈发展的一个重要原因.

(2) 两个风暴最大的不同点在于非绝热效应在影响气旋生成和增强的程度上有所差异,尽管 A 例大尺度环流背景中,中低对流层的斜压性和高空强迫作用相对不如 B 例强,但一些非绝热过程(潜热释放、地面感热通量和底层锋生等)在一定情况下能有力地促使气旋发展(例如潜热加热强度较强且高度较低等),而 B 例中这些条件并不完全具备.

(3) 两例气旋的另一个不同点可能在于, B 例事件中对流层中部产生的较强高空锋生可以在低压范围内导致深厚的上升运动,并使高空锋向下游的气旋式涡度平流得以加强,而这些对系统的爆发性增强是有利的.因而它是 B 例高低层得以充分互相作用的纽带.但 A 例中这一特征并不十分明显.

(4) 两例气旋无论是在高层还是低层锋生过程中,非地转运动显然是十分重要的.并且 A 例低层锋生不仅表现在温度的对比上,与水汽条件有关的 θ_w 锋生也显得更强,这也许是与 B 例的另一个不同.

参 考 文 献

- 1 Chen Shou Jun and Kao Ying Hwa, Zhang Pei Zhong and Bai Qi Feng. Synoptic climatology of cyclogenesis over East Asia, 1958~1987. *Mon. Wea. Rev.*, 1991, **119** (6): 1407~1408.
- 2 丁一汇, 朱彤. 陆地气旋爆发性发展的动力学分析和数值试验. 中国科学 (B 辑), 1993, **23** (11): 1226~1232.
- 3 丁一汇. 天气动力学中诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 1989. 137.
- 4 Orlanski I. Localized baroclinicity: A source for meso- α cyclone. *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**: 2857~2885.
- 5 孙力, 郑秀雅, 王琪. 北上热带气旋发展与不发展的对比分析. 热带气象学报, 1993, **9** (4): 326~334.
- 6 O'Hondley C and Bosart L F. Subsynoptic analysis of a major synoptic-scale storm. *Mon. Wea. Rev.*, 1989, **117**: 607~630.
- 7 Hoskins B J. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1985, **111**: 877~946.
- 8 丁一汇. 天气动力学中诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 1989. 249.
- 9 Kuo H L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 1974, **31**. 1232~1240.
- 10 Yoshi Ogura and Ham-Ming Henry Juang. A case study of rapid cyclogenesis over Canada, Part I: Diagnostic study. *Mon. wea. Rev.*, 1990, **118**: 655~672.

A CONTRAST DIAGNOSTIC STUDY OF TWO CASES OF EXPLOSIVE NORTHEASTERN LOWS IN SPRING

Sun Li

(*Meteorological Institute of Jilin, Changchun 130062*)

Abstract

The diagnostic study of two spring explosive northeast lows (Case A: 25~26 April, 1983; Case B: 28~29 April, 1983) is made. The *IPV* (Isentropic potential vorticity), frontogenesis and stability distributions have been calculated. The results show that: (1) The diabatic heating and local baroclinic instability are the crucial factors for case A; the rapid increase of the horizontal advection of potential vorticity and its vertical coupling with the high *IPV* in the low-level play an important role for the development of case B. (2) The greatest difference between the two storms is that the impacts of diabatic heating in degrees on cyclone intensity are different. And, another difference may be that cyclonic vorticity generated in the midtroposphere in connection with upper-level frontogenesis may contribute to the upward increase in cyclonic vorticity advection over the deepening storm center in case B.

Key words: Explosive northeast low; *IPV* (Isentropic potential vorticity) analysis; Frontogenesis; Stability variation.