

## 冬季西伯利亚高压动力结构的研究\*

丁一汇 温市耕 李运锦

(中国气象科学研究院)

(内蒙古气象台)

### 提 要

本文研究了冬季西伯利亚高压建立时期的动力结构。研究得到,在高压建立前期,对流层中以正涡度为主。低层和高层有弱的辐合,中层是辐散;相应地在700hPa以下是上升,以上是下沉。但当反气旋发展时,高层为正涡度和辐合气流,低层为负涡度和辐散气流,整层为下沉运动。这表明对流层中、上层的强质量辐合是导致西伯利亚高压发展的一个重要因子。涡度方程的诊断表明,西伯利亚高压区负涡度的出现和加强是对流层中、上层负涡度平流和低层散度项的作用。

另外,西伯利亚高压热平衡计算表明,对流层有深厚的冷却层(热汇)。这种非绝热冷却将在对流层中导致深厚的下沉运动,从而引起中高层的辐合,低层的辐散,有利于高压的加强。因而西伯利亚高压是在动力和热力因子共同作用下形成的。

### 一、引 言

西伯利亚高压与东亚的冬季风或寒潮爆发有密切的关系。从西伯利亚高压中向南爆发的冷空气使东亚的低空偏北或东北季风加强,产生冷涌。当这种冷空气迅速扩展到近赤道地区时,引起对流和降水的加强。以后通过东亚的局地哈得莱环流和沃克环流又进而影响到东亚以及北半球的大气环流和天气<sup>[1]</sup>。因而西伯利亚高压不仅是一种区域性的天气系统和过程,而且对半球尺度的环流有明显的影响。

西伯利亚高压的结构和形成是东亚冬季风研究中的一个重要问题。实际上它是东亚冬季风活动中的早期阶段。关于西伯利亚高压形成的问题许多作者从不同的方面进行过研究。在大尺度方面,长期以来人们认为西伯利亚高压的发展是北半球环流变化或调整的结果。50年代初期,陶诗言<sup>[1]</sup>曾研究过东亚寒潮与北半球环流变化的联系,指出东亚寒潮过程是在一次西伯利亚高压的发展和南下情况下对应于一次东亚大槽的替换或再生过程,而这种再生过程又可分为新地岛不稳定小槽发展和乌拉尔阻塞形势崩溃两类。近年来,仇永炎等<sup>[2]</sup>指出,百分之九十的寒潮中期过程都与北半球倒 $\Omega$ 流型的酝酿、建立和衰退相对应。Joung和Hitchman<sup>[3]</sup>则认为东亚寒潮的建立和爆发是6—7天前起源于大西洋的扰动在下游连续发展的结果。对于导致下游连续发展的物理机制至今还没有一致的看法,可以是斜压过程或正压过程,也可以是其它类型的物理过程。但不论什么过程,必须说明乌拉尔阻塞高压的发展和不稳定槽的增长机制。这是导致西伯利亚高压迅速发展和加强的主要大尺度环流条件。

\* 本文于1989年9月2日收到,1990年2月5日收到修改稿。

1) 陶诗言,东亚寒潮的经验研究(油印本),1956年。

不少人研究了西伯利亚高压形成的区域条件<sup>[4,5]</sup>。高压有很高的地面气压值(一般在 1050—1060hPa, 1977 年 1 月 3 日曾达到 1082hPa 的极值),这意味着为了使气压在几天内升高 50—70hPa,在高压区必须有强烈的净质量辐合。Bodurtha 在研究阿拉斯加高压形成时认为动力因子引起的高层质量辐合是主要的。而最近丁一汇和 Krishnamurti<sup>[6]</sup>的研究则强调了非绝热冷却的作用。在西伯利亚高压建立期存在的深厚冷却层可导致明显的下沉运动,从而引起中高层辐合,低层辐散,有利于高压的加强。本文着重分析了西伯利亚高压发展前期和发展期动力结构的差异,试图以此更好地了解高压形成的区域条件,尤其是进一步了解动力过程和热力过程的重要作用。

## 二、选例和资料

文献[6]中指出,西伯利亚高压以西北路径最盛行,约占所有入侵我国的高压路径的 64%。这种高压在初期一般比较弱,当移到中西伯利亚及蒙古北部时,移速明显减慢或变成准静止,并在当地的有利条件作用下开始加强,地面气压迅速升高,形成强大的西伯利亚冷高压,以后随着大形势的调整而迅速南下,途经蒙古、华北和华东,最后进入东海地区。从 1980—1983 年的冬季中,我们选取了符合上述路径和发展状况的 5 个例子(表 1)。这 5 个例子皆具有相似的西北路径,并且在  $42.5^{\circ}$ — $57.5^{\circ}$ N,  $80^{\circ}$ — $120^{\circ}$ E 地区停滞或缓慢移动,同时得到不断的发展和加强,成为这些冬季最强的一些高压个例。因而可以把上述地区看作是这 5 个高压发展的关键区。这 5 次个例都对内蒙和华北地区带来了明显的寒潮过程,尤其是 1981 年 1 月 21—28 日的个例很强,造成了全国范围的大寒潮。

表 1 个例的选取(在  $47.5^{\circ}$ — $52.5^{\circ}$ N,  $80^{\circ}$ — $120^{\circ}$ E 区中发展的高压)

个 例	前 期	发 展 期
1980年 1月26—30	26日	27—29日
1981年 1月21—28	21日	22—28日
1981年 4月29—5月3日	4月29,30日	5月1—2日
1982年 12月 2—5日	2日	3—5日
1983年 1月 4—8日	4—5日	6—8日

为了研究不同发展时期高压的动力结构,我们把高压分成两个发展阶段,即前期和发展期。前期代表高压从外区进入上述关键区或在此区内就地开始发展,地面气压一般在 1040hPa 以下。发展期代表高压的准静止和不断增强时期,地面气压一般在 1040hPa 以上。为了得到较有代表性的高压的平均图象,我们在每个个例计算的基础上对 5 个个例分上述两个阶段进行了合成。由于所选取的这 5 个例子条件大致相似,这种合成结果具有一定代表性。

## 三、西伯利亚高压建立时期动力和热力结构的演变

图 1 是西伯利亚高压发展期 500hPa 和 1000 hPa 的平均形势图。前期(图略),在中

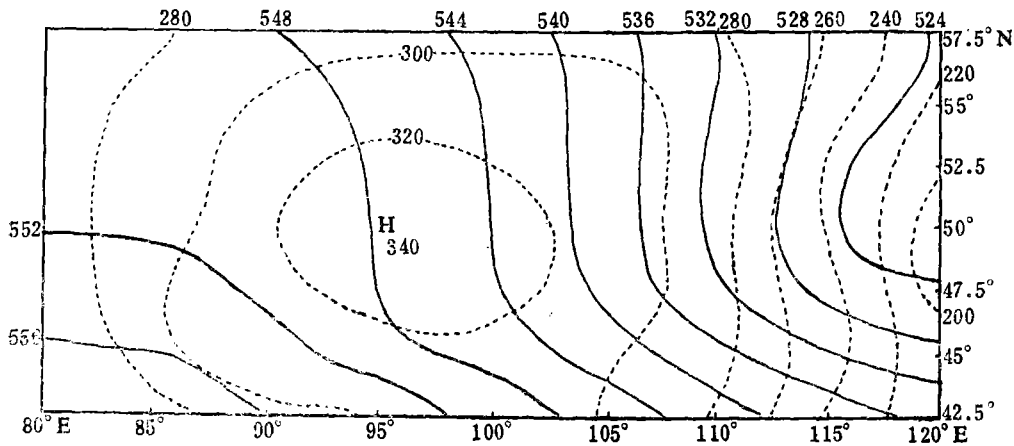


图 1 西伯利亚高压发展期 500hPa(实线)和 1000hPa(虚线)平均形势图  
(本图是由 5 个例子平均得到; 单位: 1000hPa 层, gpm; 500hPa 层, dagpm)

西伯利亚地区存在着一个明显的长波脊,脊线平均在  $75^{\circ}$ — $80^{\circ}$ E 地区。这是乌拉尔山高压脊。在西伯利亚东部和苏联远东地区是一个长波槽,其平均位置的纬度偏高。如前所述,500hPa 的这种流场形势是冬季西伯利亚高压发展或寒潮酝酿和建立的典型形势。注意在槽后脊前地面冷高压已开始出现,但强度较弱。1000hPa 高压中心的位势高度值低于 300gpm。一般,西伯利亚高压较强时的平均位势高度大于 300 gpm。在冷高压的发展期(图 1),主要的形势变化表现为原在东西伯利亚和远东的长波槽明显向东南移动,位于东亚沿岸,成为冬季流场中经常观测到的东亚大槽。地面高压这时更接近槽区,主要受大槽槽区环流的控制。这种环流形势的分布与后面涡度场的分布是一致的。而与北美地面冷高压发展的环流形势不同<sup>[7]</sup>,后者常常表现为低空冷高压和高空暖高压脊的迭加。

在 1000hPa 上,高压明显的加强了,其中心值已达 340gpm,比前期增加了 60 gpm,这几乎已接近强西伯利亚高压的强度( $\sim 350$ gpm)。在这种大形势下,随着高压的发展,其动力结构是怎样演变的呢?以下将详细讨论这个问题。

区域平均的涡度垂直分布表明(图 2),在前期,整层为正涡度。在 200—300hPa 层有涡度的最大值。这层以下,正涡度向下减小。但在发展期,涡度分布有两个明显的变化:一是低层(600hPa)的正涡度层消失,而代之以负涡度,并在 850hPa 上出现负涡度最大值。600hPa 以上的对流层中上层,正涡度值明显减小,最大值由初期的  $1.8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  减少到  $1.3 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 。因而从整个对流层来看,应有反气旋性倾向的变化,即正涡度减少或负涡度制造。

图 3 是高压区的平均散度分布廓线。在前期,散度值很小。从垂直分布看,中层是辐散层,高层和低层主要是辐合层。这表明在前期空气质量从上下两层辐合,然后分别下沉和上升,最后在中层辐散流出。图 4 中的垂直速度分布也证实了这点。可以看到低层是上升运动,上层是明显的下沉运动。在发展期,散度廓线有明显的变化,高层的辐合大大加强,在 300hPa 出现最大,在 500hPa 以下是辐散层,并且其值向下增加。辐散场的这种分布与冷高压的明显发展有密切关系。一般,西伯利亚高压主要是 700hPa 以下的现

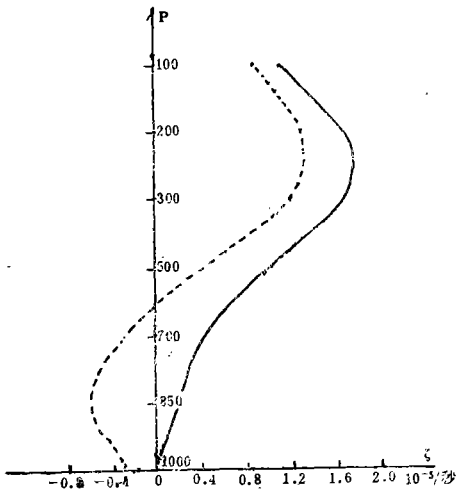


图 2 西伯利亚高压区(由 5 个例子平均得到)区域平均的涡度垂直分布(平均的区域是  $42.5^{\circ}-57.5^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ ; 实线: 前期, 虚线: 发展期; 单位:  $10^{-6}\text{s}^{-1}$ )

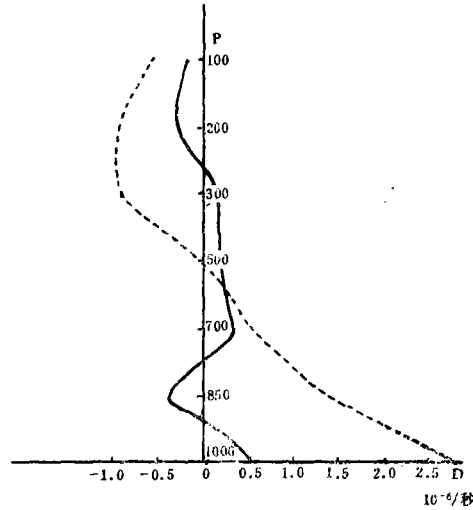


图 3 西伯利亚高压区区域平均的散度垂直分布。(单位:  $10^{-6}\text{s}^{-1}$ , 其它说明同图 2)

象,其强度随高度减弱,并具有强烈的向外辐散的气流。这个特征与上述下层散度场的分布十分一致。由于高层辐合,低层辐散,必然会导致深厚层次中的下沉运动。图 4 表明了这一点。可以看到,在发展期整个对流层皆为下沉运动,最大值在 500 hPa。

由上面的分析可以得到,发展时期的西伯利亚高压在高层有明显的质量辐合,低层有质量辐散,因而地面气压的升高是质量净辐合的结果(本文未作质量收支的计算)。在高压区,整个对流层存在着强下沉气流。涡度场的特征表现为低层负涡度层的出现,其上为较强的正涡度层。

为了了解西伯利亚高压的热力结构,主要计算了视热源( $Q_1$ )和视水汽汇( $Q_2$ )以及长波辐射冷却。 $Q_1$ 和  $Q_2$ 是由下列公式计算的:

$$Q_1 = c_p \left[ \frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \cdot \left[ \frac{p}{p_0} \right]^{\kappa} \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left[ \frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right] \quad (2)$$

式中  $\theta$  是位温,  $q$  是比湿,  $\kappa = R/c_p$ ,  $R$  和  $c_p$  分别是气体常数和定压比热,  $L$  是凝结潜热。长波辐射冷却是用文献[6]中的方法计算。图 5 是区域平均的  $Q_1$  的垂直分布。在前期, 600 hPa 以上层中有明显的冷却 ( $-1$ — $-1.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ), 最大值在 300 hPa。在 850 hPa 以下的低层也是冷却的, 只在其间为加热(热源)。而在发展期,  $Q_1$  的变化较为明显, 在整个对流层出现深厚的冷却层, 最大的冷却率位于 500 hPa ( $-1.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$ )。这个量级与过去的计算结果基本一致<sup>[6]</sup>。因而伴随着西伯利亚高压的发展, 在热力结构上也发生了明显的变化, 使高压区成为深厚的大气冷源区。作为对这种非绝热冷却热力强迫作用的响应, 在对流层中将引起下沉运动。这进而使高层产生质量辐合, 低层产生质量辐散。这与前述

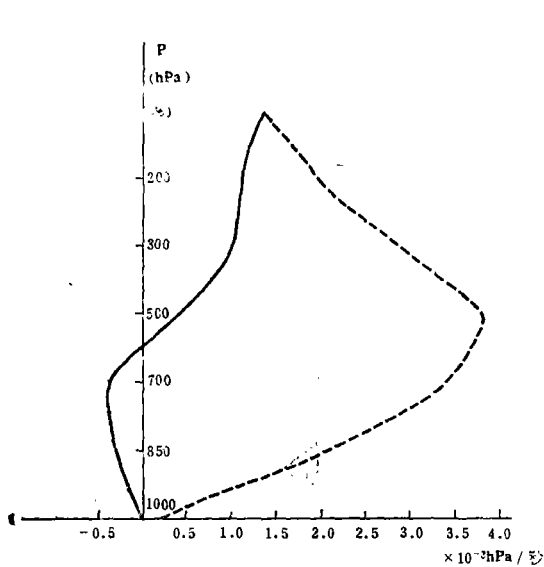


图4 西伯利亚高压区区域平均的垂直速度( $\omega = dp/dt$ )垂直分布  
(单位:  $10^{-3} \text{hPa/s}$ , 其它说明同图2)

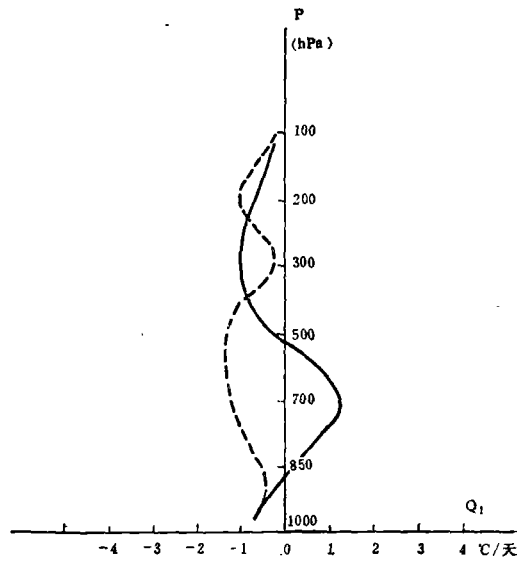


图5 西伯利亚高压区区域平均的  $Q_1$  的垂直分布  
(单位:  $^{\circ}\text{C/d}$ , 其它说明同图2)

高压的动力结构是对应的。因而热力因子对高压的发展有明显的作

用。非绝热加热  $Q_1$  包括凝结加热, 辐射(长波和短波部分)加热或冷却以及感热输送三部分。一般认为, 冬季冷高压区晴空少云, 凝结加热较小。感热主要限于近地面层及高层的急流区<sup>[6]</sup>。又由于本文所用的资料是冬季 20 点(北京时)的, 没有短波辐射加热, 因而对非绝热加热剖面起主要作用的应是长波辐射冷却。图 6 是高压区两个时期的长波辐射冷却剖面。在整个对流层皆出现明显的冷却。如果与  $Q_1$  的曲线相比较, 可以发现在前期有一定的差别, 尤其是在低层。这可能说明, 前期在低层凝结过程和感热加热也起相当的作用。图 7 中的  $Q_2$  分布说明了这一点。前期在 300 hPa 以下  $Q_2$  是正值, 即有水汽的凝结过程, 并且其量值愈往低层愈明显, 虽然整个量并不很大。在发展期, 长波辐射冷却剖面与  $Q_1$  的剖面很接近, 说明长波辐射冷却对  $Q_1$  有主要的贡献。两者在低层的一些差别可能意味着仍受到一定的凝结加热和感热的影响(参见  $Q_2$  曲线)。文献[8]中也指出, 在冷高压区仍常常可观测到低云的存在。

#### 四、西伯利亚高压的涡度收支

上述已经指出, 西伯利亚高压发展期的一个重要特点是负涡度的明显制造, 这使对流层下部出现较强的负涡度。本节将进一步讨论高压的这种涡度场建立的物理因子。为此用涡度方程对 5 个个例进行了诊断分析。涡度方程可写作:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla (\zeta + f) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - (\zeta + f) \nabla \cdot \mathbf{V} - \mathbf{K} \cdot \nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} + R$$

(G)            (A)            (B)            (C)            (D)            (R)            (3)

式中  $\zeta$  是相对涡度,  $R$  是余项, 包括摩擦作用。表 2 是对 5 个例子计算的平均结果。

表 2 涡度方程(3)各项计算的平均结果  
(先由 5 个例子平均, 后进行区域平均, 单位 $10^{-10}\text{s}^{-1}$ )

气 压 层 (hPa)	前 期						发 展 期					
	<i>G</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>D</i>	<i>R</i>	<i>G</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>D</i>	<i>R</i>
100	0.1	0.3	-0.1	0.2	-0.0	-0.3	-0.2	-0.7	-0.0	0.8	-0.2	-0.3
200	0.6	0.8	-0.0	0.5	-0.0	-0.6	-0.3	-1.8	0.0	1.4	0.0	0.1
300	0.8	1.3	0.1	-0.0	-0.0	-0.5	-0.4	-2.4	0.1	1.5	-0.1	0.5
500	0.5	0.9	0.2	-0.3	-0.1	-0.3	-0.4	-0.8	0.3	0.2	-0.2	0.1
700	0.2	0.7	0.1	-0.3	-0.1	-0.3	-0.4	0.2	0.2	-0.4	-0.1	-0.2
850	0.1	-0.1	-0.0	1.1	0.1	-0.9	-0.3	-0.1	-0.0	-1.0	0.1	0.7
1000	-0.1	-0.4	0.0	0.1	-0.0	0.2	-0.1	-0.2	-0.0	-2.8	0.0	2.9

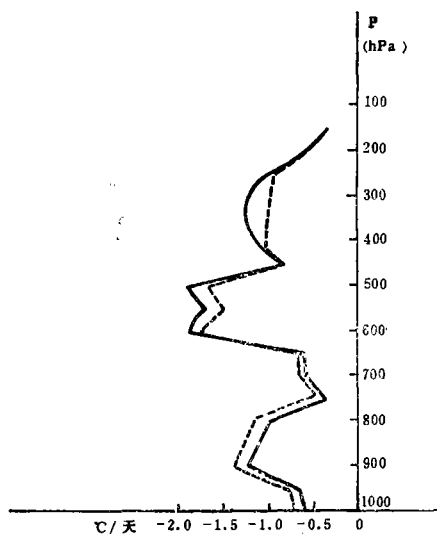


图 6 西伯利亚高压区区域平均的长波辐射冷却率的垂直分布  
(单位:  $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ , 其它说明同图 2)

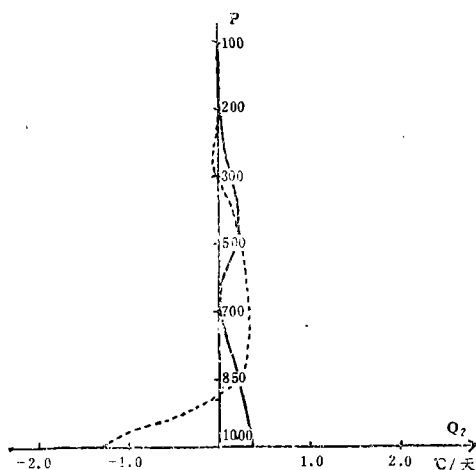


图 7 西伯利亚高压区区域平均的  $Q_2$  的垂直分布  
(单位:  $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ , 其它说明同图 2)

可以看到,在前期除了 1000 hPa 以外,各层相对涡度的局地变化( $G$ )皆为正值。涡度的气旋性倾向主要由涡度平流项( $A$ )引起,尤其是在对流层中上部。散度项( $C$ )也有一定的贡献,特别在低层,它可以制造正涡度。垂直平流项的值较小,其作用是使涡度进行重新分布。扭转项也是很小的,几乎可以忽略。余项 $R$ 的值,它在整层是减小正涡度。

在发展期,涡度收支有明显的变化。在整个对流层涡度的局地变化项为负,即正涡度减小或负涡度增加。这与图 2 中相对涡度的变化一致。产生这种反气旋倾向的过程在高低层是不同的。在对流层中上部以负涡度平流和辐散项为主,但两者符号相反。前者产生负涡度,后者破坏负涡度,这反映了高层的辐合作用(见图 3)。两项净的结果是造成负涡度的增加或正涡度减小。因而负涡度平流是影响高空涡度场的主要因子。图 8 是 300 hPa 平均的涡度平流分布。可以清楚地看到在高压区中心地区及高压的东侧(下风区)有很强的负涡度平流。

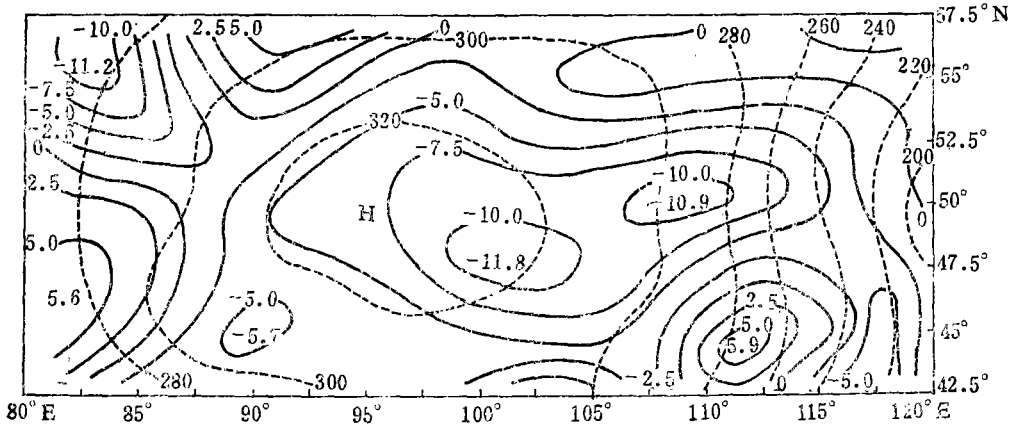


图 8 发展期 300 hPa 平均的涡度平流水平分布  
 (由 5 个例子平均得到, 实线: 等涡度平流线, 虚线: 1000 hPa 等高线; 单位:  $10^{-10} s^{-1}$  (涡度平流), gpm(1000 hPa))

在低层(700 hPa 以下)情况则不同, 散度项是制造涡度的主要因子。并且愈往下制造愈强。这与涡度场的分布大致一致。图 9 是 850 hPa 平均的散度项分布。西伯利亚高压区正好对应于辐散作用引起的最大反气旋变化区。平流项的作用较小, 但是加强负涡度。因而在发展期低层的 A 和 C 两项都是有利于低层负涡度的增加。扭转项和垂直平流项仍然很小。余项在近地面有较大的正值, 这反映了摩擦作用是破坏负涡度的。注意无论在前期或发展期, 摩擦项总是与局地变化项相反。Dallavalle 和 Bosart<sup>[9]</sup>以前曾研究过北美反气旋的生成问题, 也得到了类似的结果。他们指出, 在对流层中上部涡度平流是引起地面反气旋之上及下风区反气旋变化的最重要因子; 而在低层, 散度项(辐散作用)通常是产生反气旋变化的主要因子。

通过上面的分析, 说明动力因子(主要是涡度平流和散度项)对于西伯利亚高压的发展起着非常重要的作用。如果结合上一节热力因子的分析, 可以得到, 热力和动力因子的

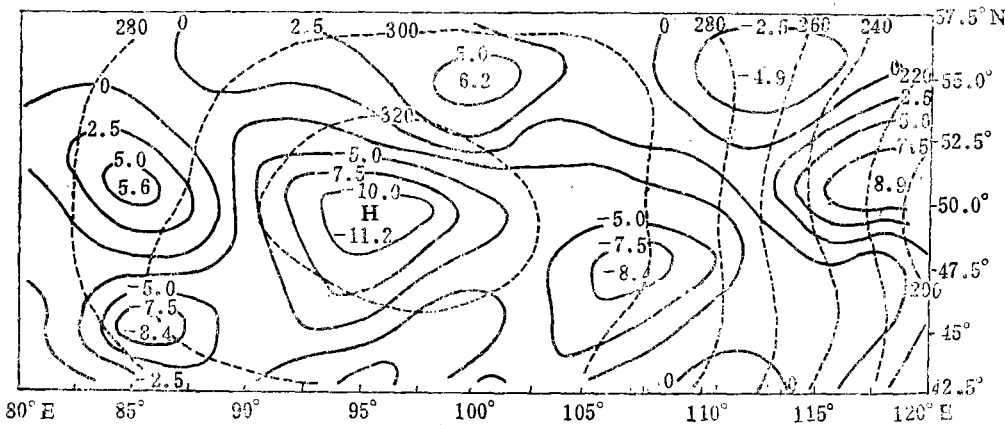


图 9 发展期 850 hPa 平均散度项的水平分布  
 (由 5 个例子平均得到, 实线: 等散度项线, 虚线: 1000 hPa 等高线; 单位:  $10^{-10} s^{-1}$  (涡度平流), gpm(1000 hPa))

共同作用是造成西伯利亚高压迅速加强的主要机制,在高层动力因子起着更重要的作用。

### 五、西伯利亚高压稳定度的分析

西伯利亚高压的稳定度是表征高压热力结构特征的一个重要方面,丁一汇和 Krishnamurti<sup>[6]</sup>,赵强和丁一汇<sup>[10]</sup>的研究表明,在高压发展的关键区,当西伯利亚高压发展和建立时,层结是很稳定的,在 700—850 hPa 常观测到逆温层的存在。影响大气层结的因子很多,本节试图通过稳定度方程来诊断各物理因子的相对重要性。由热力学方程,不难得到下列形式的静力稳定度方程:

$$\frac{\partial}{\partial t} \Gamma_a = -\nabla \cdot \Gamma_a \mathbf{V} - \frac{\partial}{\partial p} \omega \Gamma_a + \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \cdot \nabla \theta - \Gamma_a \frac{\partial \omega}{\partial p} - \frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial p} \left[ \left( \frac{p_0}{p} \right)^k Q_R \right] \quad (4)$$

(GS)      (AS)      (BS)      (CS)      (DS)      (ES)

式中  $\Gamma_a = -\frac{\partial \theta}{\partial p}$ ,  $Q_R$  是长波辐射冷却。(4)式中右边第一项是水平通量项,第二项是垂直通量项,第三项是热成风偏差项。如果大气的运动满足热成风关系,此项为零。第四项是散度项,因为  $D = -\partial \omega / \partial p$ ,所以此项  $-\Gamma_a \frac{\partial \omega}{\partial p} = D \Gamma_a$ 。当  $D > 0$  时(辐散),使稳定度增加;当  $D < 0$  时(辐合),使稳定度减小。这一项有时也称下沉逆温项。第五项是非绝热加热(冷却)项,这里只考虑长波辐射冷却作用。如  $\partial Q_R / \partial p > 0$  (如在逆温层以下常是这种情况),则大气失稳,稳定度减小( $\frac{\partial \Gamma_a}{\partial t} < 0$ );如  $\partial Q_R / \partial p < 0$  (如在逆温层正上方),则使大气稳定度增加( $\partial \Gamma_a / \partial t > 0$ )。

表 3 根据方程(4)计算的各项的平均结果  
(先由 5 个例子平均,以后进行区域平均,单位:  $10^{-7} \text{K}/(\text{hPa} \cdot \text{s})$ )

气 压 层 (hPa)	前 期						发 展 期					
	GS	AS	BS	CS	DS	ES	GS	AS	BS	CS	DS	ES
100	-0.6	-3.2	3.3	-0.0	-1.7	1.5	1.4	4.4	-0.5	-0.4	-5.1	3.0
200	0.8	-2.5	4.0	-0.1	-1.6	1.0	0.7	3.0	2.8	0.2	-5.6	0.3
300	1.5	-0.7	2.0	0.3	0.2	-0.3	-0.3	-1.5	2.6	0.1	-1.8	0.5
500	0.6	0.4	0.5	0.4	0.2	-0.3	-0.2	-1.2	0.7	0.4	-0.1	0.0
700	0.2	0.2	0.1	-0.1	0.2	-0.2	0.0	-0.3	0.5	0.3	0.2	-0.7
850	0.1	0.5	-0.0	-0.3	-0.3	0.1	0.0	-0.3	0.7	0.2	0.7	-1.3
1000	-0.1	-0.4	-0.0	-0.3	0.1	-0.7	-0.1	-1.6	0.8	-0.1	1.5	-0.7

表 3 是根据方程(4)对西伯利亚高压的计算结果。在前期,稳定度的局地变化(GS)基本上是正确的,即稳定度是增加的,其中以 500—200 hPa 层最显著。这主要由垂直通量项(BS)引起。辐射冷却项(ES)也起一定的作用。在高层,水平通量项(AS)和散度项(DS)的作用较明显,但它们的作用基本上与垂直通量项相反,使大气层结失稳。热成风偏差项的作用一般较小。在低层,水平通量项是使层结稳定化的主要因子。而在高压的发展期,高层的层结是正的变化(200—100 hPa 层中),稳定度增加很显著。低层只有微弱的增加(只取一位小数)。500—300 hPa 呈现弱的失稳。对稳定度变化起最大作用的



项是散度项。在对流层上半部(500 hPa 以上)使大气层结失稳,而在对流层下半部(500 hPa 以下)使大气层结稳定化,且愈往下稳定化的程度愈大。其次是水平通量和垂直通量项的作用。对于后者,除 100 hPa 外,在整个层次中都产生稳定化的作用,高层比低层更明显;而对于前者,其作用大致与垂直通量项相反。热成风偏差项的作用较小,其作用是使大气层结稳定化。辐射冷却的作用也不大(除 100 hPa 外),它使下层大气失稳,上层大气稳定化。

由上述可见,在西伯利亚高压建立期,静力稳定度趋于增加,尤其是在前期。对这种稳定度变化起主要作用的因子是散度项、垂直通量项和水平通量项。其中在发展期以散度项的作用为最大。辐射冷却作用相对较小,热成风偏差项的作用更小。这说明,决定西伯利亚高压层结演变的是动力因子,而不是热力因子。散度项和垂直通量项皆与垂直速度  $\omega$  有关,因而这也意味着,高压的层结在很大程度上与动力下沉运动及其垂直分布有密切的联系。

## 六、结 论

本文用综合法研究了西伯利亚高压建立时期的动力和热力结构。共分析了 5 个例子。研究所得的主要结果如下:

(1) 在高压建立前期,对流层中以正涡度为主,低层和高层有弱的辐合,中层是辐散。相应,700 hPa 以下是上升,700 hPa 以上是下沉。但当反气旋发展时,高层为正涡度和辐合气流,低层为负涡度和辐散气流,整层为下沉运动。这种结构表明,对流层中上层的强质量辐合是导致西伯利亚高压发展的一个重要因子。

(2) 西伯利亚高压的热平衡计算表明,对流层有深厚的冷却层(热汇),它主要由长波辐射冷却造成,这种非绝热冷却在对流层将导致深厚的下沉运动,从而引起中高层的质量辐合,低层的质量辐散,有利于高压的加强。

(3) 涡度方程的诊断分析表明,在高层负涡度平流和散度项(辐合作用)是维持高压区涡度变化的主要因子,尤其是负涡度平流的作用使得对流层中上层产生明显的反气旋变化;在低层,散度项(辐散作用)是产生反气旋变化的主要因子。这可以解释 600 hPa 以下明显负涡度层的产生和维持。

(4) 高压区静力稳定度的诊断分析表明,在高压建立时,静力稳定度是趋于增加的。对这种稳定度变化起主要作用的因子是散度项、垂直通量项和水平通量项,辐射冷却的作用相对较小。因而动力因子,尤其是动力下沉运动及其垂直分布与高压层结演变有密切的关系。

## 参 考 文 献

- [1] Chang, C. P., and K. M. Lau, Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974, Part II: Planetary-scale aspect, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 298-312, 1980.
- [2] 仇永炎、王为德,寒潮中期预报的新进展,全国寒潮中期预报文集,1—10,北京大学出版社,1984年。
- [3] Joung, H. J., and M. H. Hitchman, On the role of successive downstream development in East Asian polar outbreaks, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1224-1237, 1982.
- [4] Wexler, H., Anticyclone, *Compendium of Meteorology*, 621—629, Amer. Meteor. Soc., 1951.

- [5] Bodurtha, F. T., An investigation of an anticyclogenesis in Alaska, *J. Meteor.*, **9**, 118—125, 1952.
- [6] Ding, Y. H., and T. N. Krishnamurti, Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2428—2449, 1987.
- [7] Johnson, C. B., Anticyclogenesis in eastern Canada during Spring, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **29**, 46—55, 1948.
- [8] Boville, B. A., The thermal balance of the NCAR community climate model, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 695—709, 1985.
- [9] Dallavalle, J. P., and L. F. Bosart, A synoptic investigation of anticyclones accompanying North American polar air outbreaks, *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 941—957, 1975.
- [10] 赵强、丁一汇, 东亚冷空气爆发后陆地变性的物理过程研究, *气象学报*, **49**, 2, 170—180, 1991.

## A STUDY OF DYNAMIC STRUCTURES OF THE SIBERIAN HIGH IN WINTER

Ding Yihui

(Chinese Academy of Meteorological Sciences)

Wen Shigen Li Yunjin

(Meteorological Observatory of Innermoghorian Autonomous Region, SMA)

### Abstract

The present paper has studied the dynamic structures of the Siberian high during its build-up. It has been found that at the initial stage of formation of the Siberian high, the positive vorticity dominates the region of the high in the troposphere. There is convergence at low-level and high-level, respectively, with divergence in between. Correspondingly, there is the upward motion in the layer below 700 hPa and downward motion above 700 hPa. At the mature stage of the high, the significant negative vorticity and strong divergent airflows are observed in the lower and middle troposphere while there are the positive vorticity and convergent airflows in the upper troposphere. The downward motion occurs in the whole layer of the troposphere. This fact shows that the strong mass convergence in the middle and upper troposphere is a major factor leading to the development of the Siberian high. The diagnostic analysis made by the use of the vorticity equation further indicates that the generation and intensification of the negative vorticity in the high troposphere mainly result from the effects of the advection of the negative vorticity in the middle and upper troposphere, whereas at low-level the divergence term (divergence) is the major factor for the generation of the negative vorticity.

On the other hand, the heat budget of the Siberian high has revealed a deep layer of cooling, thus inducing the downward motion in the troposphere and then convergence at mid and high levels and divergence at low-level. This condition is favorable for the enhancement of the high. Therefore, the build-up of the Siberian high results from the combined effects of dynamic and thermal factors.