

## 东亚冷空气爆发后陆地变性的物理过程研究\*

赵 强

丁一汇

(国家海洋局海洋环境预报中心)

(国家气象局气象科学研究所)

### 提 要

本文对 1981 年不同月份 8 次东亚冷空气活动的陆地变性过程进行了分析。首先,用相似理论方法,直接计算了地面的感热和潜热的湍流交换及拖曳系数,又利用收支法和物理参数化方法计算了视热源视水汽汇的收支以及长短波辐射的加热和冷却作用。发现南下冷空气一经离开源地就开始了明显的变性过程。在冬季,变性强度随冷性气团向东南移动而逐渐增强,到达海上时变性最剧烈;在夏季,温湿变性最大区出现在我国北方,并且在陆上的变性强度比冬季要强得多。

### 一、引 言

位于西伯利亚中东部和蒙古北部地区的冷高压,自源地移出到东亚大陆和太平洋西部地区后,受新的下垫面的影响,其干冷的极地气团逐渐变性。AMTEX 期间,对冬季到达东海的冷性气团的变性进行了集中的观测分析研究,结果表明,在冷空气爆发期间,黑潮向大气输送的总热量(感热+潜热)高达  $800 \text{ W/m}^2$ ,而其余时间则为  $170 \text{ W/m}^2$  左右<sup>[1,2]</sup>,可见冬季冷空气海上变性过程非常剧烈。丁一汇和 Krishnamurti 则进一步指出,冷空气在陆上就已经开始了变性过程,陆上变性的强度大约为海上的  $1/4-1/3$ ,而且陆上变性具有明显的阶段性<sup>[3]</sup>。然而,他们的结果主要是借助于热量收支方程倒算求得,并没有对湍流过程做直接计算。另外,以往的研究都集中在冬季冷空气活动,对于夏季冷空气内部的结构和变性的物理过程还不十分清楚。

本文的目的,是通过对全年不同季节冷空气在移动过程中各阶段感热、潜热的湍流输送及其它非绝热加热过程的直接计算,进一步对冷空气南下后陆上变性过程做深入的研究,这对于了解冷空气或冷高压的强度变化及热力学特征十分有意义。

### 二、个例的选取及资料

西伯利亚地区是北半球最显著的高压活动区,在研究西伯利亚干冷气团发生、发展和变性的过程中,可用其最大中心气压为依据选取个例。此外,我们还注意了高压移动路径的代表性。根据丁一汇和 Krishnamurti 的统计,东亚冷高压主要有三条移动路径(见图 1),其中第一条路径,即西北路径,占统计总数的 64%。本文分析中所选取的 8 个例子,

\* 本文于 1988 年 10 月 14 日收到,1989 年 5 月 24 日收到修改稿。

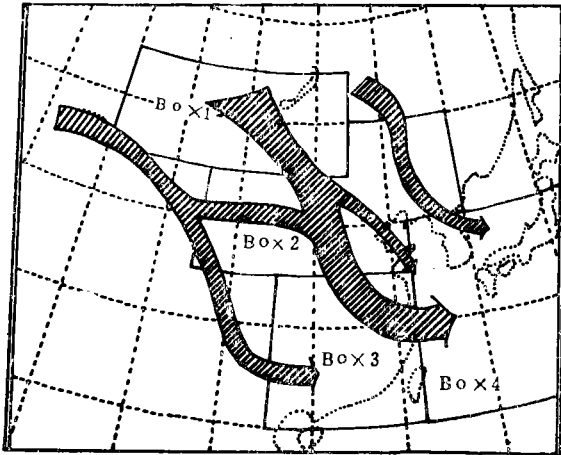


图 1 西伯利亚高压移动路径示意图  
(根据 Ding 等<sup>[3]</sup>)及区域划分

表 1 1981 年 8 个冷高压个例

个 例	日 期	最大中心气压
1	1 月 18—29 日	1085 hPa
2	2 月 23—28 日	1055 hPa
3	3 月 22—28 日	1045 hPa
4	5 月 1—5 日	1045 hPa
5	6 月 15—18 日	1015 hPa
6	8 月 3—6 日	1025 hPa
7	9 月 25—30 日	1030 hPa
8	11 月 29—12 月 4 日	1060 hPa

测，即每日 2 次的探空资料和每日 4 次的地面观测资料，探空资料除标准层的高度、气温、温度露点差、风向风速外，还有特性层上的气温和露点资料，以及最大风层上的风向风速资料。地面资料包括：气压、气温、相对湿度、风向风速、0 cm 土壤温度。遗憾的是国外资料中没有特性层及大部分地面观测资料。

### 三、计 算 方 法

地表感热，潜热的计算基本上采用了 Louis 提出的方案<sup>[4]</sup>。动量和热量的施曳系数为：

$$C_m = a^2 F_m \tag{1}$$

$$C_h = \frac{a^2}{R} F_h \tag{2}$$

其中

$$a^2 = k^2 / (\ln z / z_0)^2 \tag{3}$$

均沿该西北路径。

为比较不同季节冷空气的特点，我们将 8 个例子分为冬半年和夏半年两组，分别包括 1, 2, 3, 8 例和 4, 5, 6, 7 例(见表 1)。另外，我们采取了分区综合平均的方法，用四个不同的区域代表冷高压南下过程中四个不同的发展阶段。第一区(Box 1)是西伯利亚和蒙古区(45°—55°N, 80°—115°E)；第二区(Box 2)是我国北方(35°—50°N, 95°—130°E)；第三区(Box 3)是华中华南区(20°—35°N, 105°—122°E)；第四区(Box 4)是海上区(20°—40°N, 122°—145°E)(图 1)。对于大多数个例，冷高压都顺序地移过这四个地区，但夏季的个别例子中，冷高压未能全部经过上述地区，而在陆上就变性消失了，这对冷高压活动后期的综合研究会有一定的影响。

用于研究的资料包括冷高压路径上，高压中心附近数个(通常是 6—7 个)台站的常规气象观

是中性条件下的动量拖曳系数。上述公式中  $R$  为中性条件下动量拖曳系数和热量拖曳系数之比, Businger 估计其值为  $0.74^{[5]}$ 。  $k$  为 Von Karman 常数,  $z$  为表面层顶高度, 取为  $10\text{ m}$  (风标高度),  $z_0$  为地表粗糙度高度, 取为  $0.1\text{ m}$ 。  $F_m$  和  $F_h$  是稳定度对拖曳系数的影响因子, Louis 用拟合法给出形式上的统一公式:

$$F \begin{cases} = 1 - bR_{ib}/(1 + c|R_{ib}|^{1/2}) & \text{不稳定} \\ = 1/(1 + b'R_{ib})^2 & \text{稳定} \end{cases} \quad (4)$$

其中

$$R_{ib} = gz[\theta(z) - \theta(z_0)]/\bar{\theta}u^2 \quad (5)$$

为粗 Richardson 数。  $b=2$ ,  $b'=9.4$ ,  $c=c^*a^2b(z/z_0)^{1/2}$ , 对于动量  $c^*=7.4$ , 对于热量和水汽  $c^*=5.3$ 。

于是, 地表向上的湍流感热、潜热通量为:

$$f_h = \rho_s C_h C_p (T_{z_0} - T_s) |V_s| \quad (6)$$

$$f_q = \rho_s C_h L (q_{z_0} - q_s) |V_s| \quad (7)$$

其中  $\rho_s$ ,  $T_s$ ,  $V_s$  和  $q_s$  分别为地表空气密度、表面层顶的气温、风速和比湿。  $T_{z_0}$  是片流层顶, 即地表粗糙度高度  $z_0$  上的温度, 可由土壤温度经迭代求得, 迭代中应用关系式<sup>[6]</sup>:

$$T_{z_0} = T_g + 0.00962(\theta^*/k)(u^*z_0/\nu)^{0.45} \quad (8)$$

其中  $\nu = 1.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  是空气的运动粘滞系数; 而

$$u^* = |\overline{w'u'}|^{1/2} \quad (9)$$

$$\theta^* = -\overline{w'\theta'}/u^* \quad (10)$$

分别为湍流量中速度特征尺度和温度特征尺度。  $q_{z_0}$  为  $z_0$  高度上的比湿:

$$q_{z_0} = q_{sat}(T_{z_0}) \times RH \quad (11)$$

其中  $q_{sat}(T_{z_0})$  为  $T_{z_0}$  下的饱和比湿,  $RH$  为  $z_0$  处的相对湿度, 由百叶箱高度的相对湿度及地表湍流特征决定。另外, 我们也用了 Krishnamurti 的方案<sup>[7]</sup>进行了计算和比较<sup>1)</sup>。

表面层之上, 湍流量作为扩散通量来计算, 扩散系数为

$$\kappa = l^2 |\Delta v / \Delta z| F \quad (12)$$

其中混合长采取渐近形式:

$$l = kz / (1 + kz/\lambda) \quad (13)$$

$\lambda$  取为  $100\text{ m}$ 。(12)式中  $F$  取(4)式中相似的形式, 只是 Richardson 数和系数  $c$  须重新定义为  $g\Delta z \Delta\theta/\bar{\theta}(\Delta v)^2$  和  $C^*l^2b[(z + \Delta z/z)^{1/3} - 1]^{3/2}/[z^{1/2}\Delta z^{3/2}]$ 。

$\sigma$  坐标下的视热源、视水汽汇的收支方程为:

$$\begin{aligned} \bar{P}^*Q_1 &\equiv c_p[\partial\bar{P}^*\bar{T}/\partial t + \nabla \cdot \bar{P}^*\bar{\mathbf{V}}\bar{T} + \partial\bar{P}^*\bar{\sigma}\bar{T}/\partial\sigma - R\bar{T}\omega/[c_p(\sigma + P_i/\bar{P}^*)] \\ &= Q_R + L\bar{P}^*\bar{C}^* - c_p\partial\bar{P}^*\bar{\sigma}'\bar{T}'/\partial\sigma + R\bar{T}'\omega'/(\sigma + P_i/\bar{P}^*) \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \bar{P}^*Q_2 &\equiv -L[\partial\bar{P}^*\bar{q}/\partial t + \nabla \cdot \bar{P}^*\bar{\mathbf{V}}\bar{q} + \partial\bar{P}^*\bar{\sigma}\bar{q}/\partial\sigma] \\ &= L\bar{P}^*\bar{C}^* + L\partial\bar{P}^*\bar{\sigma}'\bar{q}'/\partial\sigma \end{aligned} \quad (15)$$

其中  $Q_R$  是辐射加热项,  $C^*$  是净的水汽凝结,  $P^*$  定义为地表面气压和顶层气压差  $P_s -$

<sup>1)</sup> 地面比湿  $q_s$  (相当于  $q_{z_0}$ ) 的计算式为:  $q_s = q_{sat}(T_s) \cdot G_w$ ,  $G_w$  是地面湿度参数, 由经验关系  $G_w = 2.94 RH) - 1.94$  求得,  $RH$  是地表面相对湿度,  $G_w$  在  $0-1$  之间。

$P_1$ 。

文章中其他一些物理量的计算和诊断方法可参见文献[7]。

#### 四、西伯利亚高压冷空气团的基本结构及垂直输送过程

冬半年冷高压的平均温度结构(图 2 a)表明,在冷空气源地(Box1),近地面层存在一个强的逆温层(800hPa 以下),而到 Box3区时,则在对流层中层出现了微弱的逆温层或等温层。这两种逆温层的产生可能分别对应于强的地表长波辐射冷却和中层的下沉运动增温。伴随着逆温层的演变,深厚的极地冷气团逐步增温变性为较暖的气团,近地面层的温度平均增加达  $3\ 0^{\circ}\text{C}$  左右,对流层上部也达  $2\ 0^{\circ}\text{C}$  左右。湿度分布也经历了类似的演变过程,冷空气中的比湿随高压的南下而迅速增加(图2b)。值得注意的是,从 Box2 到 Box3,湿度在 700 hPa 以下的增加十分明显,几乎与海洋上的增湿量值相近,这说明陆地上的湿度变性也是相当显著的。

夏半年冷高压的温度结构与冬半年相比有两点显著差异:一是逆温层的消失;二是最强的增温出现在 Box2 区,而当变性的气团移到海上后,温度反而下降(图 3)。这主要是因为冬夏海陆的温度对比发生了反相变化。与此类似,冷空气的最大增湿区亦出现在华北地区,当高压移到海上时,湿度也有下降的趋势(图略)。

垂直运动对温度的垂直分布有着较大的影响。计算表明,在不同季节不同阶段的冷高压中,均存在着深厚的下沉运动,最强的下沉运动出现在冷空气南下早期阶段的中层大气中(Box2, 550 hPa 附近)。本文仅给出冬半年的垂直运动分布(图 2c)。

图 2d 是冬半年纬向西风的平均廓线,夏半年有类似的分布(图略)。由图可见,随冷空气南下,高层西风不断增强,冬半年到 Box3 区,夏半年到 Box4 区,平均高空西风最强,分别达  $55\text{ms}^{-1}$  和  $50\text{ms}^{-1}$  (200hPa),可见这时的冷空气主要是处于高空急流附近。

以上的观测分析表明,无论冬夏,冷空气在陆上都经历了明显的变性过程。在造成变性的物理过程中,下垫面的加热作用(或冷却作用)是一个重要因子。因此,我们首先讨论地表感热通量和水汽通量的计算结果。由于资料的限制,计算只包括 Box2 和 Box3 区。

从表 2 给出的地气湍流热量通量可以看出,无论是冬半年还是夏半年,冷空气中的热量通量都是由地表指向大气的,这说明,南下的冷空气一经离开源地,在大陆上就开始受到下垫面的加热作用。冬半年和夏半年相比较,后者的感热和潜热输送均显著大于前者,可达 2—3 倍之多,这说明夏半年发生在南下冷空气下层的湍流过程更为剧烈,也部分地解释了夏季冷空气常常在陆上迅速变性消失,很少进一步南下的原因。鲍恩比的计算显示,在冬季下垫面对冷气团的作用以感热加热为主,而在夏季潜热加热作用则等于甚至超过了感热加热。地表面的加热也存在明显的区域变化,在冬半年,Box 3 区的总热量通量略大于 Box2 区,分别为  $84\text{W}/\text{m}^2$  和  $75\text{W}/\text{m}^2$ ;在夏半年,Box2 区的总热量通量平均为  $251\text{W}/\text{m}^2$ ,比 Box 3 区的  $172\text{W}/\text{m}^2$  大很多,说明冷空气的最大可能变性区随季节而明显不同,冬半年位于我国南方或海洋上,夏半年则位于我国北方或更北的地区。

表 2 给出的是日平均值,表 3 则给出了不同时次的相应通量值。可以看出,近地面湍流活动有着极其明显的日变化。就四次标准时次而言,湍流活动最剧烈的时间是 14 时,其中夏季四例 Box 2 区 14 时平均总热量通量高达  $902\text{W}/\text{m}^2$ ,而其他三个时次的通量值

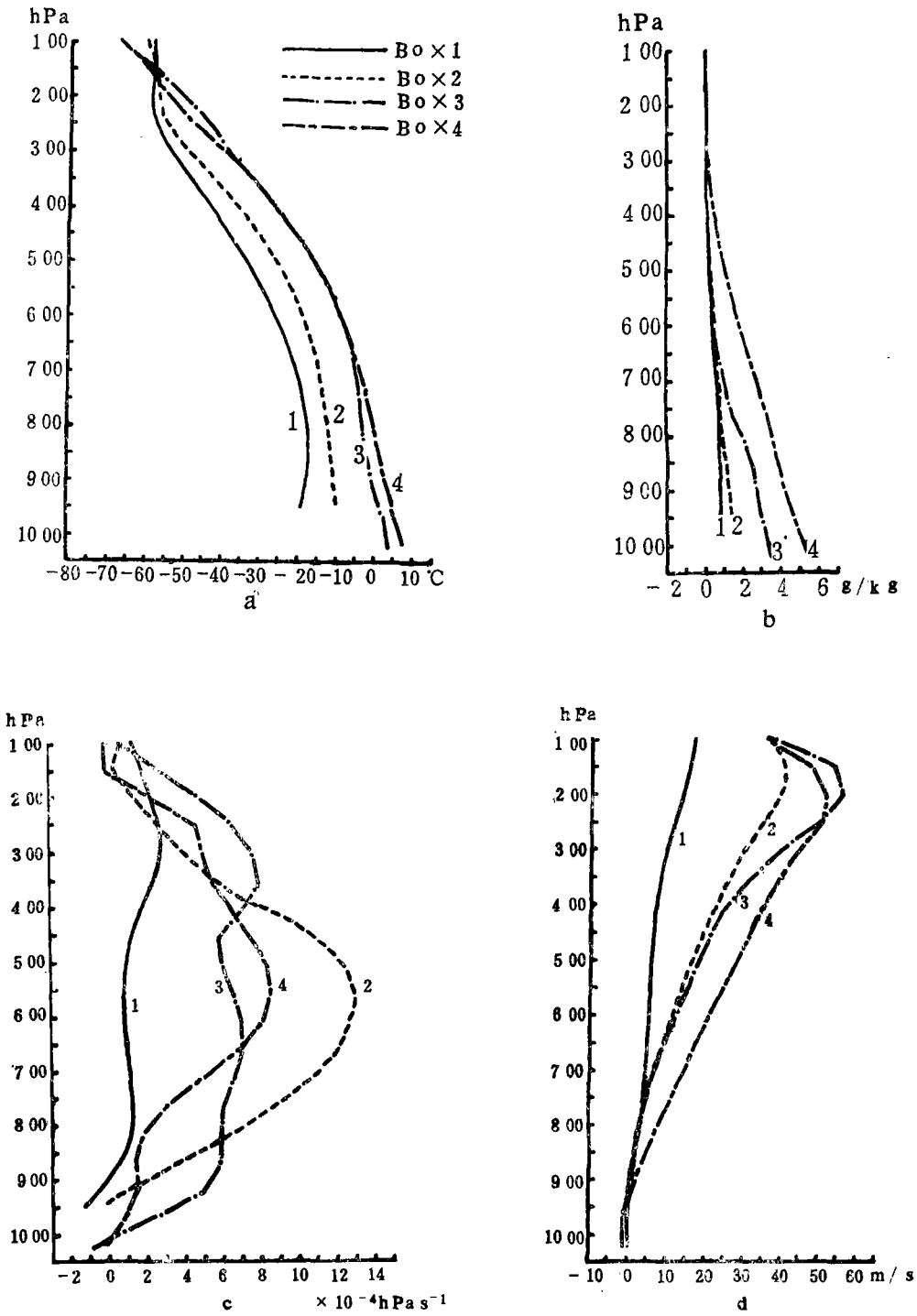


图 2 冬半年冷高压基本结构

(a. 温度( $^{\circ}\text{C}$ ), b. 比湿( $\text{g}/\text{kg}$ ), c. 垂直速度 $\omega(\times 10^{-4}\text{hPa s}^{-1})$ , d. 西风分量( $\text{m s}^{-1}$ ))

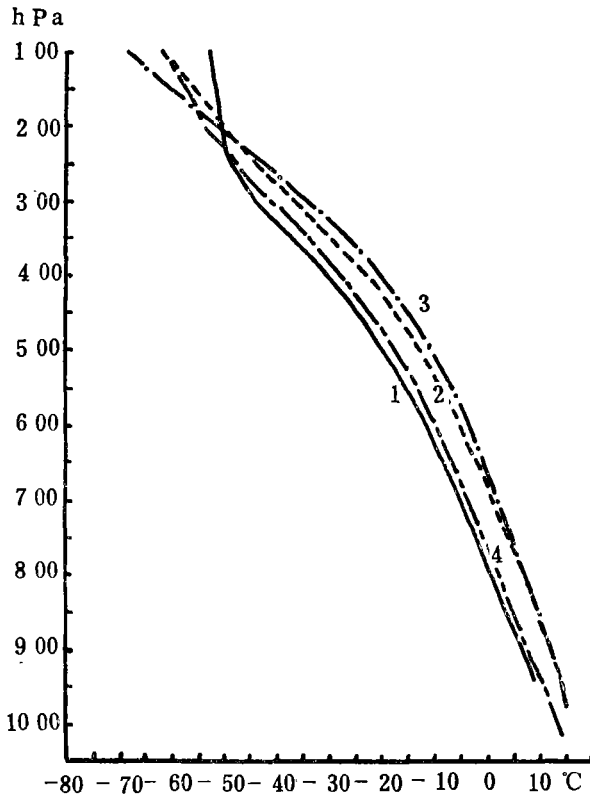


图 3 夏半年冷高压的温度垂直分布 (图例同图 2)

要小很多, 甚至出现向下的热量输送。冬半年地表湍流量量的最大值(14时)比夏半年的要小很多, Box 2 区总热量通量只有夏半年的 1/3 左右( $344 \text{ W/m}^2$ )。顺便指出, 夏半年 08 时的输送方向对 Box 2 和 Box 3 区都是向上的, 但在冬半年, Box 2 区的输送方向是向下的, 这可能与夜间逆温层的存在及持续更长时间有关。

计算表明, 地表动量拖曳系数亦有显著的日变化(表 4), 最大值出现在 14 时, 可高达  $11.6 \times 10^{-3}$ , 最小值出现在夜间, 其值仅  $3.2 \times 10^{-3}$ 。拖曳系数的日变化是与地表附近大气稳定度的日变化直接相关的。就日平均值而言, 动量拖曳系数在冬半年的 Box2 和 Box3 区别分为  $5.5 \times 10^{-3}$  和

表 2 地表向大气输送的感热通量, 潜热通量, 总热量通量( $\text{W/m}^2$ )及BOWEN比

个例号 区域	冬半年平均								夏半年平均		
	1	2	3	4	5	6	7	8	冬半年平均	夏半年平均	
感热通量	Box2	67	72	66	173	170	77	74	23	57	124
	Box3	35	49	55	90	—	63	47	57	49	67
潜热通量	Box2	14	16	33	60	256	136	58	9	18	127
	Box3	35	12	60	86	—	148	80	34	35	105
总热量通量	Box2	81	88	99	233	426	213	132	32	75	251
	Box3	70	61	115	176	—	211	127	91	84	172
BOWEN比	Box2	4.8	4.5	2.0	2.9	0.66	0.55	1.3	2.6	3.2	1.0
	Box3	1.0	4.1	0.92	1.0	—	0.42	0.59	1.7	1.4	0.64

表 3 冬夏不同时次的地气感热通量、潜热通量, 总热量通量( $\text{W/m}^2$ )及BOWEN比

时间 区域	冬半年平均				夏半年平均				
	02	08	14	20	02	08	14	20	
感热通量	Box2	-18	-6	266	-12	-22	61	454	1
	Box3	-7	9	203	-8	10	32	218	7
潜热通量	Box2	-3	-1	78	-3	-12	72	448	2
	Box3	-6	5	148	-7	21	54	328	17
总热量通量	Box2	-21	-7	344	-15	-34	133	902	3
	Box3	-13	14	351	-15	31	86	546	24
BOWEN比	Box2	6.0	6.0	3.4	4.0	1.8	0.8	1.0	0.5
	Box3	1.2	1.8	1.4	1.1	0.5	0.6	0.7	0.4

$5.9 \times 10^{-2}$ , 夏半年分别为  $6.6 \times 10^{-3}$  和  $7.7 \times 10^{-3}$ , 均比海洋上的值  $1-2 \times 10^{-3}$  为大, 也比过去陆地上常取的平均值  $\sim 3 \times 10^{-3}$  大很多。在青藏高原上, 叶笃正和高由禧等人<sup>[8]</sup>曾取值  $8 \times 10^{-3}$  计算地表感热通量; 而根据 1986 年夏季青藏高原考察的测量所计算的结果为  $5-6 \times 10^{-3}$ <sup>1)</sup>, 这与我们求得值十分接近。由以上的分析可见, 由于大的日变化, 仅凭日平均资料或 08 时、20 时两次资料来计算地气间热量交换过程是远远不够的, 它甚至可能给出错误的认识。

从湍流扩散系数的垂直分布来看(图 4), 从地面到 100hPa 高度, 基本上存在着两个湍流活动较强的层次。位于地面边界层附近的湍流活动层, 在冬半年只影响到 800hPa 附近, 夏半年则强烈得多, 可影响到 600hPa 高度。对流层上部的湍流活动层, 其强度随季节和纬度有所不同, 许多研究表明, 这种湍流活动主要与高空急流活动有密切关系<sup>[9]</sup>

### 五、冷高压南下过程中的热平衡问题

视热源的计算表明(图 5), 冬半年在冷空气的源区(Box 1) 整层是热汇, 高压内的大气具有深厚的冷却层。800—300hPa 间, 平均冷却率达  $-3^{\circ}-4^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。当冷空气南下到 Box 2 区时, 对流层顶附近及边界层附近出现加热, 加热率分别为  $8^{\circ}\text{C}/\text{d}$  和  $2^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。丁一汇和 krishnamurti 曾用北美的飞机观测资料对冬半年较高纬度地区急流附近的强涡动感热加热现象做了解释, 认为是急流区强湍流交换引起的热量辐合的结果。从 Box 3 区到 Box 4 区, 边界层的加热率逐区增强, 特别是当冷空气移到温暖的洋面时, 其加热率达到  $3^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。夏半年位于 Box 1 区的冷空气表现为整层加热, 加热率可达  $6^{\circ}\text{C}/\text{d}$ , 这意味着夏季中东西伯利亚和蒙古地区不能被认为是冷空气的源区。从 Box 1 到 Box 2 和 Box 3 冷空气下层的加热率逐区减小, 这与前面计算的地气感热输送向南减小的结果是一致的。Box 4 区的  $\theta_1$  分布与前期是反相的, 上下层均出现冷却。夏季, 当经过变性的冷空气移到相对低温的洋面时, 热量是要损失给海洋的。

冷空气中视水汽汇的分布曲线表明(图 6), 冬半年, 在冷空气源区的对流层中低层主要表现为水汽的减少, 反映了凝结或冻结的存在, 可能与该地区中低云的形成有关。随冷空气南下, 整层增湿幅度逐区加大, 最大增湿出现在洋面附近, 其潜热加热率可达  $4^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ,

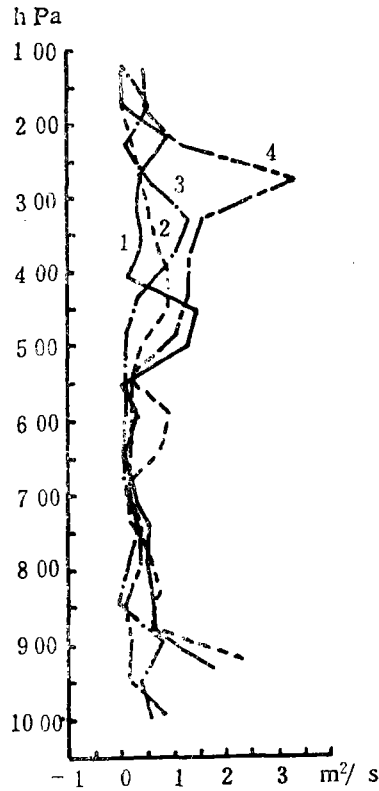


图 4 冬半年湍流扩散系数的垂直分布(图例同图 2)

1) 马淑芬等, 1986 年夏青藏高原考察地表热通量的初步计算(1988 年)。

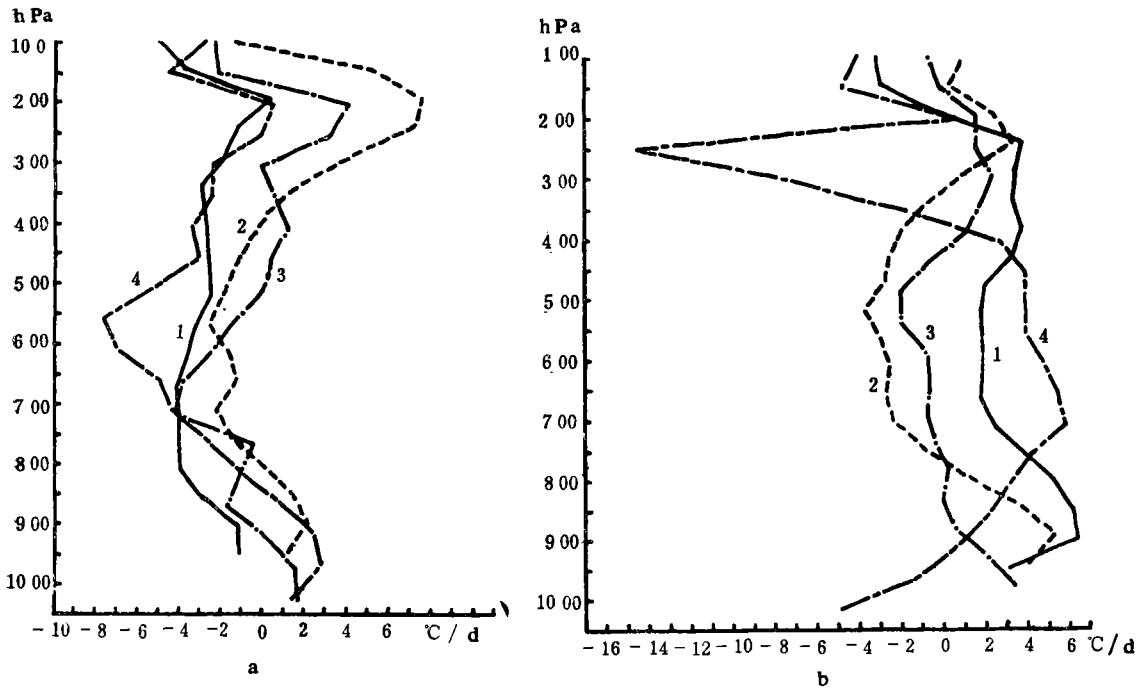


图 5 视热源分布  
(a. 冬半年; b. 夏半年; 图例同图 2)

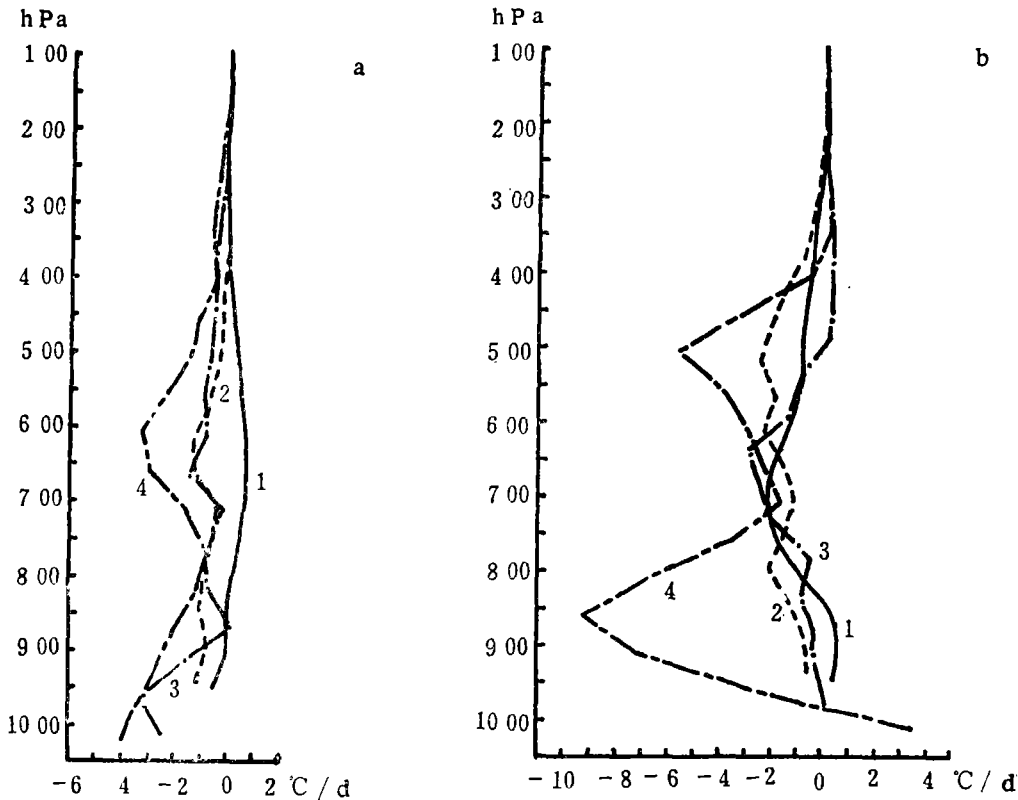
表 4 冬夏不同时次地表动量拖曳系数  $C_m$  感热拖曳系数  $C_h$  地气温差  $T_s - T_a$  (°C) 及 Richardson 数

时次 区域		冬 半 年 平 均					夏 半 年 平 均				
		02	08	14	20	平均	02	08	14	20	平均
$C_m \times 10^{-3}$	Box2	3.2	3.8	11.6	3.2	5.5	3.2	8.5	10.0	4.5	6.6
	Box3	4.8	6.2	8.2	4.4	5.9	6.0	7.7	10.7	6.4	7.7
$C_h \times 10^{-3}$	Box2	4.3	5.2	17.8	4.5	7.9	4.4	12.6	15.0	6.2	9.6
	Box3	6.5	8.6	11.7	6.1	8.2	8.4	10.9	15.1	10.4	11.2
$T_s - T_a$	Box2	-2.5	-1.4	10.6	-2.6	1.0	-2.1	2.8	15.5	-0.8	3.8
	Box3	-0.8	0.4	7.4	-1.0	1.5	0.4	1.8	9.1	0.3	2.9
$R_{ib}$	Box2	0.38	0.29	-0.54	0.50	0.16	0.29	-0.16	-0.34	0.18	-0.01
	Box3	0.11	-0.00	-0.13	0.12	0.02	0.06	-0.10	-0.33	-0.04	-0.10

夏半年, 冷空气中增湿现象在 Box 1 区就已经出现, 在 Box 2 区整层大气的增湿达到最强盛阶段, 从 850hPa 到 400hPa 高度均维持  $2^\circ\text{C}/\text{d}$  左右的潜热加热率。到 Box 3 区, 增湿呈现减弱的趋势, 这与我们曾给出的地表湍流通量的计算结果是一致的。另外, Box 4 的曲线显示在海洋上存在很大增湿, 结合前面的结构分析, 可以推断, 这种增湿现象可能主要是由稳定层结之下的云或降水的再蒸发引起的。

在大气热平衡问题中, 辐射过程有一定的作用。从冷空气过程中的辐射加热(或冷



图6 视水汽汇分布 ( $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ )

(a. 冬半年, b. 夏半年, 图例同图2)

却)的分布来看(图7),冬半年,短波辐射加热虽然随冷空气的南下有所增加,但总的量值还是很小的,而长波辐射的作用则相对重要,在Box1和Box2区,长波辐射维持了 $-1^{\circ}\text{C}$ — $-1.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 的冷却率,而在Box3和Box4区这种冷却作用在相当深厚的大气中达 $-2^{\circ}\text{C}$ — $-3^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。这些计算结果与Albrecht和Cox的未扰动大气情况下的辐射冷却率是一致的<sup>[10]</sup>。与冬半年相比,夏半年的短波辐射加热有了很大增加,尤其是在对流层下层,普遍存在 $1^{\circ}\text{C}$ — $2^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 的较大加热。长波辐射冷却则以Box2和Box3区较强,且冷却却主要出现在近地面层和400hPa附近高度。由上可见,长波辐射冷却是冬季热平衡中的一个主要分量,而在夏季,短波辐射的重要性相对增加,尤其在近地面层。

## 六、结 论

本文选取了1981年不同季节的8次较强冷空气活动的例子,对其南下过程中的结构和热平衡问题进行了细致的分析。由此,对于东亚地区冷高压的结构及其南下变性的物理过程,我们得到以下结果:

1) 在冬季冷高压内部,常有两种逆温层存在,一是近地面逆温层,主要出现在冷空气源区和我国北方,它与地表和低层大气的强长波辐射冷却有关。随着冷空气进一步南移,这种逆温层消失,而在对流层中层出现一新的逆温层或等温层,它可能与大尺度下沉增温

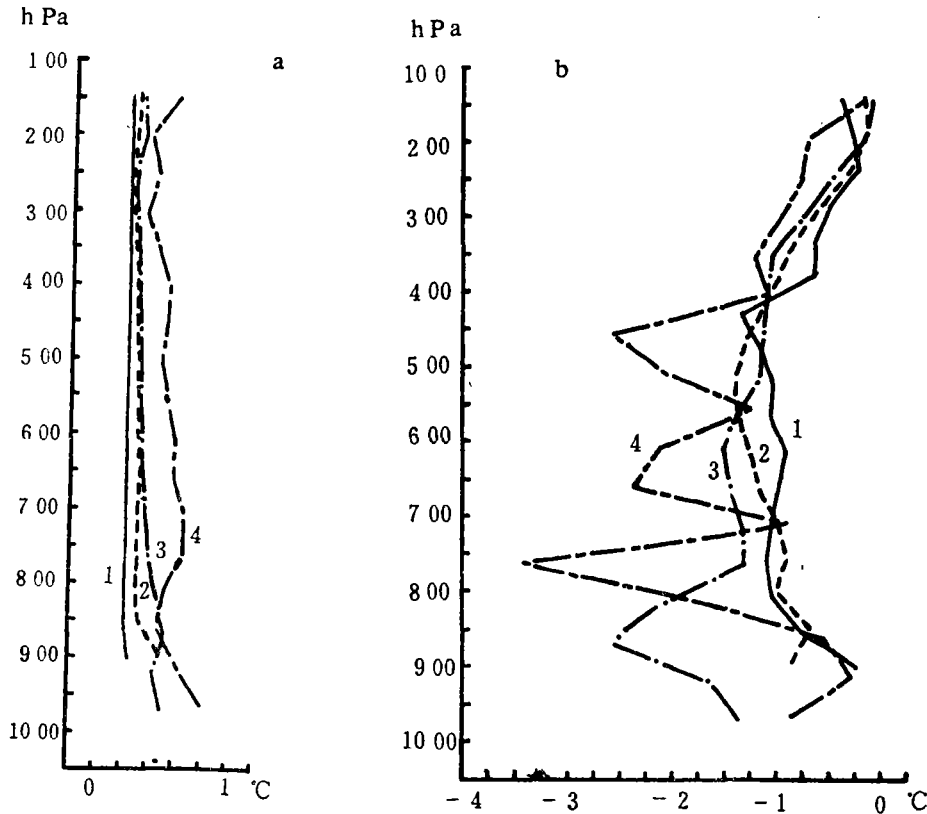


图7 辐射加热(冷却)分布  
(a. 冬半年短波辐射; b. 冬半年长波辐射; 图例同图2)

有关,夏季弱的稳定性和强的湍流活动,使得在高压内部难以形成和维持逆温层。

2) 冷空气的温湿变性过程自冷空气离源地就已经开始。冬季,随高压南移而变性加剧,变性最大区出现在暖湿的洋面上。夏季,温湿变性最大区出现在蒙古和我国北方。经过在大陆上充分变性的夏季冷高压,当其移入相对冷的海上时,气团不是继续增温增湿,相反,其温度和湿度均出现减小的趋势。

3) 从地表附近的湍流热量输送量来看,夏半年冷空气的变性明显强于冬半年,总热量通量可高达  $426\text{W}/\text{m}^2$ 。在冬季,陆上变性以感热为主,夏季,潜热加热在量值上可以等于甚至超过感热加热。夏季,最大的感热潜热的向上输送均出现在我国北方。

4) 地表湍流过程的计算表明,对流层下层发生的物理过程有十分明显的日变化,用日平均资料或08时20时两次观测资料来进行分析可能会造成很大的误差,甚至可能得出错误的结论。在冬半年冷空气活动中,我国北方地区,平均动量拖曳系数为  $5.5 \times 10^{-3}$ ,平均总热量通量为  $75\text{W}/\text{m}^2$ ;在中华华南一带,分别为  $5.9 \times 10^{-3}$  和  $84\text{W}/\text{m}^2$ 。夏半年我国北方相应的值为  $6.6 \times 10^{-3}$  和  $251\text{W}/\text{m}^2$ ;中华华南为  $7.7 \times 10^{-3}$  和  $172\text{W}/\text{m}^2$ 。与AMTEX'74的  $256\text{W}/\text{m}^2$ <sup>[11]</sup>相比,这些值要小,但却是不可忽略的。

5) 从地面到100hPa高度,冷空气内部存在着两个强的湍流活动层,一个在边界层,

另一个在急流高度。高空湍流活动层的存在,对冷高压的热量平衡起着一定的作用。

### 参 考 文 献

- [1] Lenchow, D. H., and E. M. Agee, Preliminary results from the air mass transformation experiment (AMTEX), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **57**, 1346-1355, 1976.
- [2] Nitta, T., and S. S. So, Structure and heat, moisture and momentum budgets of a convective mixed layer during AMTEX' 75, *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 378-393, 1980.
- [3] Ding, Y. H., and T.N. Krishnamurti, Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2428-2449, 1987.
- [4] Louis, J. F., A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Bound.-Layer Meteor.*, **17**, 187-202, 1979.
- [5] Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley, Flux-profile relationships in the atmospheric boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189, 1971.
- [6] Pielke, R. A., Mesoscale numerical modeling, *Advances in Geophysics*, **23**, 185-344, 1981.
- [7] 丁一汇, 1987: 天气动力学中的诊断分析方法, (中国科技大学研究生院讲义), 科学出版社, 1989.
- [8] 叶笃正、高由禧等, 青藏高原气象学, 科学出版社, 1981.
- [9] Shapiro, M. A., The role of turbulent heat flux in the generation of potential vorticity in the vicinity of upper-level jet streams, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 892-906, 1976.
- [10] Albrecht, B., and S. K. Cox, The long-scale response of the tropical atmosphere to cloud-modulated infrared heating, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 16-24, 1975.
- [11] Ninomiya, K., Heat energy budget of the polar air mass transformation over Kuroshio region under the situation of strong subsidence, *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 431-441, 1977.

## A STUDY OF PHYSICAL PROCESSES AFFECTING THE TRANSFORMATION OF COLD AIR OVER LAND AFTER OUTBREAK OF COLD WAVES IN EAST ASIA

Zhao Qiang

(Marine Environmental Forecasting Center, SOA, PRC)

Ding Yihui

(Academy of Meteorological Science, SMA, PRC)

### Abstract

Authors have studied the transformation processes of cold air over land in East Asia for eight cases which occurred in different months of 1981. First, the surface eddy sensible and latent heat fluxes, and drag coefficient were estimated according to the approach of similarity theory. Then, the apparent heat source, the apparent moisture sink, and solar and long-wave radiative heating (or cooling) were further calculated through the budget method and physical parameterization algorithm. It has been found that the cold air immediately starts the transformation process over land once it moves away from its region of origin. In winter, the degree of transformation of cold air mass gradually intensified as it travelled southeastward. While arriving in the ocean, the cold air mass underwent the most significant transformation process. In summer, the most vigorous transformation of thermal and moisture fields was observed in North China and Mongolian region, with much greater intensity than that in winter.