

# 海城地区震前低层大气增温的 数值分析

韩元杰

(兰州地震研究所)

## 摘 要

本文提出了震前低层大气的增温原因,利用温度倾向方程,考虑了每一项加热因子。铅直速度项(对流项)的值为 $-8.6^{\circ}/\text{天}$ (3日)、 $-3.8^{\circ}/\text{天}$ (4日),位于地面至970毫巴的薄层内,辐射项分别为 $+3.9^{\circ}/\text{天}$ 、 $+3.3^{\circ}/\text{天}$ ,水平输送项, $+0.43^{\circ}/\text{天}$ 、 $-0.8^{\circ}/\text{天}$ ,潜热项很小。感热项(下垫面感热通量)是从倾向方程中倒算出来的,似乎分别是 $7.4^{\circ}/\text{天}$ 、 $3.8^{\circ}/\text{天}$ 。然而平均气温的观测表明,在1—4日的一半时间内高于平均地温。它意味着一半时间内感热输送是从大气输向地面,感热的净输送为零。

这个结果表明震前低层大气加热非常不同于传统方式(热传导、涡流扩散),它似乎与地气污染有关,是震前地下所逸放出来。

本文讨论了海城地震震前二日,低层大气增热原因。利用温度倾向方程,计算了各项加热的量级。其中铅直速度采用了文献\*的计算方法,结果表明地面至大气高层(100毫巴)各等压面的铅直速度,基本上为上升气流控制,大气低层是冷却的,2月3日为 $-8.6^{\circ}/\text{天}$ ,2月4日为 $-3.8^{\circ}/\text{天}$ 。太阳、大气,地表面长短波辐射利用文献[1][3][4]的公式及方法。本文加以比较和修正,计算了970毫巴以下至地面这一薄层,辐射能收支,总的来讲是增热的,2月3日为 $+3.9^{\circ}/\text{天}$ ,2月4日 $+3.3^{\circ}/\text{天}$ 。平流输送项要小一量级,2月3日为 $+0.43^{\circ}/\text{天}$ ,2月4日为 $-0.8^{\circ}/\text{天}$ 。下垫面加热是通过温度倾向方程倒算出来,量级分别为 $7.4^{\circ}/\text{天}$ (2月3日), $3.8^{\circ}/\text{天}$ (2月4日)对于海城本地来讲则为 $\sim 7^{\circ}/\text{天}$ (3日), $\sim 5^{\circ}/\text{天}$ (4日)。但是海城的平均气温连续四天,一半时间低于平均地温,一半略高于平均地温,表明地面向上输送感热有一半时间反而是大气输送给地表,净输送接近于零。因而向人们提示了一个新的加热途径。上述数值计算总的表明,海城地区震前加热不能排除下垫面的作用,它的量级与长短波辐射和某些下沉增温作用因子[5]量级相当。这是



$$\nabla \cdot \mathbb{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad u, v \text{ 为 } \mathbb{V} \text{ 的二个分量}$$

根据梯形公式,  $P_T$ 取100毫巴,  $P_0 \rightarrow P_T$ 分七层如图一。

$$\begin{aligned} \frac{1}{P_0 - P_T} \int_{P_0}^{P_T} \nabla \cdot \mathbb{V} &= \left( \int_{P_0}^{P_1} \nabla \cdot \mathbb{V} + \int_{P_1}^{P_2} \nabla \cdot \mathbb{V} + \int_{P_2}^{P_3} \nabla \cdot \mathbb{V} + \int_{P_3}^{P_4} \nabla \cdot \mathbb{V} + \int_{P_4}^{P_5} \nabla \cdot \mathbb{V} + \int_{P_5}^{P_6} \nabla \cdot \mathbb{V} + \int_{P_6}^{P_7} \nabla \cdot \mathbb{V} \right) \\ &\cdot \frac{1}{P_0 - P_T} \\ &= \frac{1}{36} [3\nabla \cdot \mathbb{V}_0 + 6\nabla \cdot \mathbb{V}_1 + 7\nabla \cdot \mathbb{V}_2 + 6\nabla \cdot \mathbb{V}_3 + 4\nabla \cdot \mathbb{V}_4 + 4\nabla \cdot \mathbb{V}_5 \\ &\quad + 4\nabla \cdot \mathbb{V}_6 + 2\nabla \cdot \mathbb{V}_7] \end{aligned}$$

而  $\nabla \cdot \mathbb{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$  计算, 不用等距的网格差分, 而采用十三点法, 如图二。

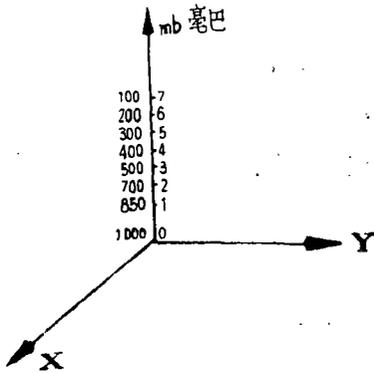


图 1

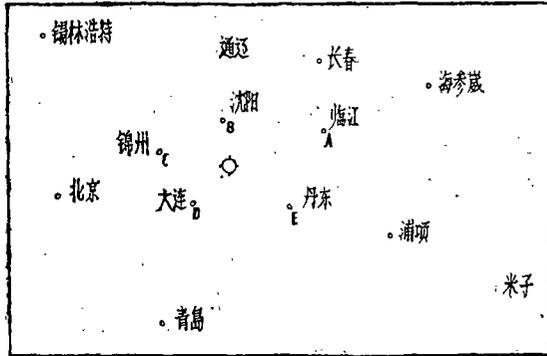


图 2

从A、B、C、D、E、五点求出震中区的上升速度。对于每个A、B、C、D、E五点要从其他位于周围四个象限点上求取散度, 如图三。

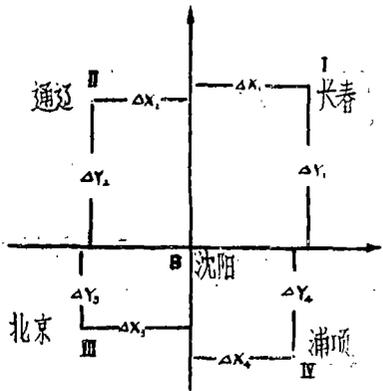


图 3

所以有如下的关系表:

象 限 原 点	I	II	III	IV
	$\Delta X_1$ $\Delta Y_1$	$\Delta X_2$ $\Delta Y_2$	$\Delta X_3$ $\Delta Y_3$	$\Delta X_4$ $\Delta Y_4$
A点临江	海参崴	长 春	大 连	米子(日本)
B点沈阳	长 春	通 辽	北 京	浦 项
C点锦州	沈 阳	锡林浩特	北 京	大 连
D点大连	沈 阳	北 京	青 岛	浦 项
E点丹东	临 江	沈 阳	青 岛	米 子

利用泰勒展式由微分变差分，若某一变量F

$$\left\{ \begin{aligned} F_1 &= F_0 + \Delta X_1 \frac{\partial F_0}{\partial X} + \Delta Y_1 \frac{\partial F_0}{\partial Y} + \frac{1}{2} \Delta X_1^2 \frac{\partial^2 F_0}{\partial X^2} + \frac{1}{2} \Delta Y_1^2 \frac{\partial^2 F_0}{\partial Y^2} + o(\Delta X_1^3, \Delta Y_1^3) \\ F_2 &= F_0 + \Delta X_2 \frac{\partial F_0}{\partial X} + \Delta Y_2 \frac{\partial F_0}{\partial Y} + \frac{1}{2} \Delta X_2^2 \frac{\partial^2 F_0}{\partial X^2} + \frac{1}{2} \Delta Y_2^2 \frac{\partial^2 F_0}{\partial Y^2} + o(\Delta X_2^3, \Delta Y_2^3) \\ F_3 &= F_0 + \Delta X_3 \frac{\partial F_0}{\partial X} + \Delta Y_3 \frac{\partial F_0}{\partial Y} + \frac{1}{2} \Delta X_3^2 \frac{\partial^2 F_0}{\partial X^2} + \frac{1}{2} \Delta Y_3^2 \frac{\partial^2 F_0}{\partial Y^2} + o(\Delta X_3^3, \Delta Y_3^3) \\ F_4 &= F_0 + \Delta X_4 \frac{\partial F_0}{\partial X} + \Delta Y_4 \frac{\partial F_0}{\partial Y} + \frac{1}{2} \Delta X_4^2 \frac{\partial^2 F_0}{\partial X^2} + \frac{1}{2} \Delta Y_4^2 \frac{\partial^2 F_0}{\partial Y^2} + o(\Delta X_4^3, \Delta Y_4^3) \end{aligned} \right.$$

将上述四式分别乘以 a、b、c、d

$$\text{使} \begin{cases} a\Delta X_1 + b\Delta X_2 + c\Delta X_3 + d\Delta X_4 = 1 \\ a\Delta Y_1 + b\Delta Y_2 + c\Delta Y_3 + d\Delta Y_4 = 0 \\ a\Delta X_1^2 + b\Delta X_2^2 + c\Delta X_3^2 + d\Delta X_4^2 = 0 \\ a\Delta Y_1^2 + b\Delta Y_2^2 + c\Delta Y_3^2 + d\Delta Y_4^2 = 0 \end{cases}$$

解出 a、b、c、d 便得到

$$\frac{\partial F_0}{\partial X} = aF_1 + bF_2 + cF_3 + dF_4 - (a + b + c + d)F_0$$

同样，乘以 a'、b'、c'、d' 使

$$\begin{cases} a'\Delta X_1 + b'\Delta X_2 + c'\Delta X_3 + d'\Delta X_4 = 0 \\ a'\Delta Y_1 + b'\Delta Y_2 + c'\Delta Y_3 + d'\Delta Y_4 = 1 \\ a'\Delta X_1^2 + b'\Delta X_2^2 + c'\Delta X_3^2 + d'\Delta X_4^2 = 0 \\ a'\Delta Y_1^2 + b'\Delta Y_2^2 + c'\Delta Y_3^2 + d'\Delta Y_4^2 = 0 \end{cases}$$

$$\frac{\partial F_0}{\partial Y} = a'F_1 + b'F_2 + c'F_3 + d'F_4 - (a' + b' + c' + d')F_0$$

若 u 为 F<sub>0</sub>, v 为 F<sub>0</sub>

$$\text{使得} \frac{\partial u}{\partial X} = au_1 + bu_2 + cu_3 + du_4 - (a + b + c + d)u_0$$

$$\frac{\partial v}{\partial Y} = a'v_1 + b'v_2 + c'v_3 + d'v_4 - (a' + b' + c' + d')v_0$$

边界条件，假定 1000 毫巴， $\omega = 0$  因为辽东半岛地势起伏不大，拔海高差不大，地面用 1000 毫巴代替。现将电子计算机解得结果列表如下：

由铅直运动引起的温度变化为：S $\omega$

$$S\omega = \left( \frac{\gamma_d - \gamma}{\rho g} \right) \omega \approx (\gamma_d - \gamma) W \quad \gamma_d = 1^\circ\text{C}/100\text{米}$$

如果大气层结稳定，则  $\gamma_d - \gamma > 0$ ，上升运动是降温的，下沉运动是增温的。如  $\gamma_d - \gamma < 0$ ，则相反，上升运动是升温的，下沉运动是降温的。然而，在海城碰到的情况，往往  $\gamma > \gamma_d$ ， $\gamma_d > \gamma$  ( $\gamma_d < \gamma < \gamma_d$ )，( $\gamma_d$  为湿绝热递减率)，情况较为复杂。由于我们是研究海城低层大气加热问题，选用 970 毫巴以下至地面一层大气，也就是离地 300—400 米高的薄层。这样我们求得的实际递减率为：3 日为  $0.35^\circ\text{C}/100\text{米}$ ，4 日为  $0.65^\circ\text{C}/100\text{米}$ ，三日这天云层

较高, 970毫巴在凝结高度以下, 则取 $\gamma_d$ , 是合适的。4日这天我们分析了沈阳(08、20时)、大连(08、20时)、锦州、丹东(08时)探空资料, 发现凝结高度大多在950毫巴以上, 只有沈阳站在970毫巴附近。我们分别二种情况, 08时取 $\gamma_s$ , 20时取 $\gamma_d$ 。 $\gamma_s$ 情况下是4站平均了的情况, 算得结果如下:

3日降温 - 8.6℃/天

4日: 08时, 下沉(湿绝热) - 0.3℃/半天  
 20时, 上升(干绝热) - 3.5℃/半天 > -3.8℃/天

散度 $\nabla \cdot \mathbf{V}$  单位 1/秒

上升速度 $W, W \approx \frac{1}{\rho g} \omega$  单位厘米/秒 表1

高度	日期	3日08时	3日20时	4日08时	4日20时	3日08时	3日20时	4日08时	4日20时
100毫巴		+0.716 $\times 10^{-6}$	+0.381 $\times 10^{-5}$	-0.157 $\times 10^{-4}$	-0.905 $\times 10^{-5}$	-5.16	$\times 0.32$	+16.04	+6.46
200毫巴		0.160 $\times 10^{-4}$	-0.469 $\times 10^{-4}$	+0.717 $\times 10^{-4}$	+0.380 $\times 10^{-4}$	+1.77	+4.21	+8.92	+10.58
300毫巴		+0.142 $\times 10^{-4}$	+0.278 $\times 10^{-4}$	+0.160 $\times 10^{-4}$	-0.469 $\times 10^{-4}$	+5.12	+9.30	+3.38	+12.82
400毫巴		-0.152 $\times 10^{-4}$	-0.576 $\times 10^{-4}$	+0.142 $\times 10^{-4}$	-0.278 $\times 10^{-4}$	+8.73	+12.34	+6.28	+15.15
500毫巴		-0.328 $\times 10^{-4}$	-0.499 $\times 10^{-4}$	-0.152 $\times 10^{-4}$	-0.576 $\times 10^{-4}$	+3.59	+11.51	+8.29	+16.59
700毫巴		+0.224 $\times 10^{-4}$	-0.299 $\times 10^{-4}$	-0.328 $\times 10^{-4}$	-0.499 $\times 10^{-4}$	+0.28	+6.55	+1.51	+8.40
850毫巴		+0.124 $\times 10^{-4}$	-0.315 $\times 10^{-4}$	+0.225 $\times 10^{-4}$	-0.299 $\times 10^{-4}$	+0.61	+4.96	-2.61	+4.61
1000毫巴 地面		-0.205 $\times 10^{-4}$	-0.346 $\times 10^{-4}$	-0.123 $\times 10^{-4}$	-0.315 $\times 10^{-4}$	0	0	0	0

当我们仔细分析上升速度结果时会发现: 虽然加以修正, 但在100毫巴高层, 上升气流并未收敛, 说明订正公式还不理想, 但并不影响我们对于低层大气垂直速度的估算结果

( I ) 长波辐射通量的计算

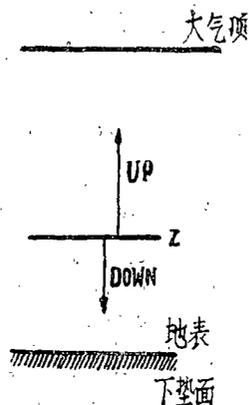
①低层大气上界(970毫巴)的长波计算根据Yamamoto(1)有如下公式

$$\begin{aligned} \text{在 } Z \text{ 处 } U \uparrow &= \int_0^\infty U_{\uparrow} dv = \int_0^\infty B_{\uparrow}(T_2) dv + \int_0^\infty \int_{T_2}^{T_0} \frac{dB_{\uparrow}(T)}{dT} \tau_f(L_{\uparrow}u) d_{\uparrow} dT \\ D \downarrow &= \int_0^\infty D_{\downarrow} dv = \int_0^\infty B_{\downarrow}(T_2) dv - \int_0^\infty B_{\downarrow}(T_\infty) \tau_f(L_{\downarrow}u_\infty) dv \\ &\quad - \int_0^\infty \int_{T_\infty}^{T_2} \frac{dB_{\downarrow}(T)}{dT} \tau_f(L_{\downarrow}u) d_{\downarrow} dT \end{aligned}$$

见图四:

计算长波辐射能量通量时, 我们对比了文献[8][3][1]并从[9]中和Elsasser 1967年的工作中, 发现山本(Yamamoto)的工作得到大家的公认, 经陈隆勋推荐决定用山本的图解, 求出 $U - D$ 。我们在实际计算中由于各站云高, 云系均系目测, 云厚也无雷达探测

结果，因此在计算过程当中，先按探空q、T、P假定云系透过长波，然后求积分，最后再以平均云量，云系加以订正。分二步进行：



图四

$\nu$ ：(光谱)频带  $B$ ：黑体辐射  
 $\alpha$ ：斯忒芬常数  $8.2 \times 10^{-11}$  卡/厘米<sup>2</sup>分  
 $\tau_i$  ( $L, u$ ) 某层的透过率 (见[9])  
 $L_{\bar{y}}$ ：为Flsasser总吸收系数  
 $u$ ：有效光学质量  $u = \frac{P}{P_0} \int_{P_1}^P q dP$   
 $q$ ：为此湿  
 $\bar{P} = \frac{P_2 + P}{2}$

第一步当作透过云系处理：

$U - D _{970mb} = 2$ 日20时	0.188卡/厘米 <sup>2</sup> ·分
3日08时	0.183卡/厘米 <sup>2</sup> ·分
3日20时	0.168卡/厘米 <sup>2</sup> ·分
4日08时	0.152卡/厘米 <sup>2</sup> ·分
4日20时	0.168卡/厘米 <sup>2</sup> ·分

第二步云量和云系(三站平均的)订正

$$\left. \begin{aligned} 2^{20} - 3^{08} (U - D) \times 0.8 \\ 3^{20} - 4^{08} (U - D) \times 0.6 \\ 4^{08} - 4^{20} (U - D) \times 0.4 \end{aligned} \right\} \text{订正后:}$$

$$U - D|_{970mb}: \quad 2^{20} - 3^{20} \text{为} 0.1400 \text{卡/厘米}^2 \text{分}$$

$$3^{20} - 4^{20} \text{为} 0.0774 \text{卡/厘米}^2 \text{分}$$

实际上我们用沈阳站4日08时、4日20时，实测云高云系资料作过二次比较，发现用我们上述办法算出的长波辐射值与通常办法算的结果相差甚微，因此，上述办法是可信的。

②地面有效辐射(长波)计算如下：

根据Brant公式，大气辐射  $R_a = \sigma T^4 (a + b\sqrt{e})$

$a$ 、 $b$ 是系数， $e$ 为绝对湿度， $a$ 、 $b$ 各人采用的数值不尽相同，但J.C.Johnson[7]与Yamamoto的数值很一致，前者为  $Q = 0.50$   $b = 0.06$ ，后者为  $a = 0.51$   $b = 0.066$ 。一般的人也用上述Yamamoto的值，我们便采用他的。

晴天时地面长波有效辐射为：

$$R_{N:0} = R_e - R_{a:0}, \text{ 而 } R_e = \sigma T^4 \text{ (地面黑体辐射)}$$

$$\text{则 } R_{N:0} = \sigma T^4 (1 - a - b\sqrt{e})$$

云系	层积云 雨层云	高层云	卷云
云高	(1千米)	(2千米)	(7千米)
R	0.9	0.75	0.2

如果是多云天则是：Ångström和Asrlöf采用的公式  $R_{N:w} = R_{N:0} \times (1 - R \frac{N}{10})$  其中  $R$  为云高系数、 $N$  为云量，我们在处理云高时按照线性内插办法，求出云高是三千米  $R$  为0.6，四千米为0.5，五千米为0.4，六千米为0.3，现将计算出来的地面有效辐射量列表如下：

我们计算出来的有效辐射量级与八锹利助[2]所得结果，在量级上相符。与么枕生[11]算得结果也在量级上相符。  $2^{20} - 3^{20} R_{N:w} = 0.1154$  卡/厘米<sup>2</sup>分

$$3^{20} - 4^{20} R_{N,w} = 0.0405 \text{卡/厘米}^2 \text{分}$$

地面至970毫巴这一层长波净余通量  $\Delta F$  (单位：卡/厘米<sup>2</sup>分) 为：

$$\Delta F = R_{N,w} - (U - D)|_{970mb}$$

$$2^{20} - 3^{20}: -0.0256 = 0.1154 - 0.1410$$

	$\bar{t}^{\circ}\text{C}$	$T^4 \times 10^4$	$\bar{e}$	$\sqrt{\bar{e}}$	$a + b\sqrt{\bar{e}}$	$\bar{N}$	$\bar{R}$	$\sigma T^4$	RNO 卡/厘米 <sup>2</sup> 分	RNW 卡/厘米 <sup>2</sup> 分
海城	-1.0	0.4570	2.3	1.517	0.61	0	0	0.3747	0.1462	0.1462
大石桥	-5.2	0.6012	2.3	1.517	0.67	4	0.65	0.4929	0.1922	0.1422
盘山	-8.6	0.4669	2.3	1.483	0.61	2	0.5	0.3829	0.1492	0.1342
8 <sup>08</sup> - 9 <sup>20</sup>	$\bar{t}_0$	$T^4$	$\bar{e}$	$\sqrt{\bar{e}}$	$a + b\sqrt{\bar{e}}$	$\bar{N}$	$\bar{R}$	$\sigma T^4$	RNO	RNW
海城	1.6	0.5442	2.0	1.414	0.600	8	0.6	0.4462	0.1784	0.09276
大石桥	1.5	0.5433	1.7	1.304	0.596	8	0.6	0.4455	0.1800	0.09360
盘山	0.2	0.5353	2.6	1.612	0.616	9	0.6	0.4389	0.1729	0.08300
9 <sup>20</sup> - 4 <sup>08</sup>	$\bar{t}_0$	$T^4$	$\bar{e}$	$\sqrt{\bar{e}}$	$a + b\sqrt{\bar{e}}$	$\bar{N}$	$\bar{R}$	$\sigma T^4$	RNO	RNW
海城	-0.5	0.5285	4.4	2.098	0.65	10	0.75	0.4333	0.15165	0.0379
大石桥	-1.1	0.5211	4.1	2.025	0.64	10	0.75	0.4277	0.1539	0.0384
盘山	-1.8	0.5173	3.8	1.949	0.64	10	0.75	0.4247	0.1528	0.0382
4 <sup>08</sup> - 4 <sup>20</sup>	$\bar{t}_0$	$T^4$	$\bar{e}$	$\sqrt{\bar{e}}$	$a + b\sqrt{\bar{e}}$	$\bar{N}$	$\bar{R}$	$\sigma T^4$	RNO	RiNW
海城	0.5	0.5341	5.9	2.429	0.67	10	0.9	0.4390	0.1449	0.0298
大石桥	0.0	0.5299	5.7	2.389	0.66	10	0.9	0.4345	0.1450	0.0414
盘山	-0.8	0.5251	4.4	2.098	0.64	7	0.9	0.4306	0.1550	0.0573

3<sup>20</sup> - 4<sup>20</sup> : -0.0269 = 0.0405 - 0.0774

2<sup>20</sup> - 3<sup>20</sup>地面气压  $\bar{P}_0 \sim 1020$ 毫巴  $\Delta P = |970 - 1020| = +50$ 毫巴

3<sup>20</sup> - 4<sup>20</sup>地面气压  $\bar{P}_0 \sim 1017$ 毫巴  $\Delta P = |970 - 1017| = +47$ 毫巴

长波辐射增温率  $Q_{\dots}$

$$Q_{\dots} = \frac{\partial T}{\partial t} \text{长波辐射} = 5.9 \times 10^3 \quad \frac{\Delta F}{\Delta P} = \begin{cases} 2月3日 -3.0^{\circ}\text{C}/\text{天} \\ 2月4日 -3.2^{\circ}\text{C}/\text{天} \\ \quad \quad \quad (-2.5) \end{cases}$$

在这里我们要说明一下，CO<sub>2</sub>引起的长波逆辐射或者长波吸收均没有计算。一是当时当地没有测量CO<sub>2</sub>含量的观测，用平均情况来计算又不合乎实际更不要说用标准大气含量来计算了。因为当时有一个更重要的情况，CO<sub>2</sub>变化较大，增加较多，我们将在后面加以阐述。

③太阳短波辐射量的计算

令太阳辐射强度为  $I_0$ ， $I_0 = 1.94$ 卡/厘米<sup>2</sup>分，也就是太阳常数。进入大气后经过吸收，散射到达地面强度为  $J_0$ ， $J_0 = I_0 P^{secz\odot}$   $P$ 为吸收系数， $secz\odot$ 为太阳经过大气的距离。一般  $P = 0.7$ ，八锹利助叙述北冈等人计算出来  $P$  的年平均值为 0.699，冬季数值高一点，正野重方〔6〕用  $P = 0.7$  计算出了平均太阳辐射到达地面的日照强度。我们为了计算简化，更主要为了加大太阳辐射的因子（目的想把震前加热用太阳辐射去填补，减少计算过程中夸大下垫面作用的可能性）而采用

$$J_0 = I_0 P \quad \text{当 } P = 0.7 \text{ 时 } secz\odot \geq 1 \text{ 则 } P > P^{secz\odot}$$

因为  $J_0$  随天顶角变化而变化，则

$$J_0 = I_0 \times 0.7 \times cosz\odot = 0.7 I_0 (\sin\delta \sin\varphi + \cos\delta \cos\varphi \cos T)$$

$\delta$  赤纬  $\varphi$  纬度  $T$  时角  $d$  日期

$$\delta = 23.5 \sin 2\pi \left( \frac{d-8^2}{365} \right) \quad [4]$$

2月3日  $\delta = 23.5 \sin 2\pi \left( \frac{34-8^2}{365} \right)$

$$2月4日 \delta = 23.5 \sin 2\pi \left( \frac{35-8^2}{365} \right)$$

$t = \frac{2\pi}{T} m$  T为昼夜一天分钟数 = 1440分, m为太阳距中午(地方太阳时)的时间, 正午时  $m = 0$ , 日落日出  $m$  最大。取  $41.5^\circ N$  算得晴天的结果接近 Ångström 在斯德哥尔摩测得的结果, 也与正野重方算得的量级(各纬带各主要季节日射量)相符, 见文献[6]。

然后再求算多云天到达地面总辐射量, 采用下式

$$J_w = J_0 \left( 0.25 + 0.75 \frac{n}{N} \right) \text{ 见文献[2]。}$$

n为实际日照 N为应有日照 单位: 分钟

我们假定970毫巴以下为黑体, 全部吸收没有考虑地面反射率, (采用这个假定也同前一个假定一样, 夸大太阳加热作用, 缩小下垫面的影响, 如果算出来地面加热作用还存在, 并且量级仍然较大时, 那么最后算得的地面加热作用更加可靠了), 根据上述一系列处理, 得到970毫巴以下太阳辐射的每日收入量如下:

$$\Delta S = J_w \times \frac{m}{1440}$$

$2^{20} - 3^{20}$ ( $3^{07} - 3^{17}$ )	日照n	平均太阳高度 $\overline{\cos Z_\odot}$	$\delta$	应有日照N	$J_w$	$\Delta S$
海城	(2小时)	0.2580	$-17.1879^\circ$	$294 \times 2$	0.1402	0.0573
大石桥	(2小时)					
盘山	(2小时)					
平均120分						
$3^{20} - 4^{20}$ ( $4^{07} - 4^{17}$ )						
海城	0	0.2650	$-16.9035$	$298 \times 2$	0.1170	0.0484
大石桥	1					
盘山	1.3					

平均: 60分钟

求得太阳短波辐射加热率  $Q_s$

$$Q_s = \frac{\partial T_\odot}{\partial t} = 5.9 \times 10^3 \frac{\Delta S}{\Delta P} \begin{cases} +6.9^\circ C/\text{天}^* \\ +5.8^\circ C/\text{天} \end{cases}$$

我们可以看出太阳辐射量级是够大的了, 接近春未夏初的量级, 因此在考虑热量平衡时应该注意这个“放大”因子。

### (II) 温度平流项的计算

由于当时风速小, 风向代表性差, 我们采用了1000毫巴的地转风风向, 代表低层大气实

\*一般太阳辐射加热率  $1-2^\circ C/\text{天}$ , 所以本文估算的正比正常的大 8-4 倍。

测风向。风速还是采用实测风速，求得温度平流项： $\mathbf{V} \cdot \Delta T$ ，其值很小，本文只给出最后两个数值，二月三日为 $+0.43^\circ\text{C}/\text{天}$ ，风从朝鲜方向吹来暖平流，二月四日风从西北吹来是冷平流， $-0.8^\circ\text{C}/\text{天}$ 。

### (V) 潜热项：(LR或Lq)

由于潜热项起作用，主要在凝结高度以上贡献为正，以下贡献是负的，是吸收热量的。另外当时大地蒸发资料表明，数值等于0或者很小。因此我们可以略去它的作用，最多考虑它的作用符号，取负号。

### (VI) 计算低层的感热输送：

现有两种算法，我们可采用某一气层温度倾向方程倒算，也可以采用假定的湍流系数正算。由于湍流系数很不好定，人们采用的数值各不相同，如：Mawabe<sup>1969</sup>，Sawyer<sup>1969</sup>，Danard<sup>1969</sup>采用公式为

$$Q_T = C_p \rho_0 CD (|\mathbf{V}|) (T_s - T_a) \times 60 \text{卡}/\text{cm}^2 \text{分}$$

$$CD = 0.4 / \log\left(\frac{h}{z_0}\right)^2 = 8 \times 10^{-8} \quad (\text{Mawabe})$$

$$\text{Sawyer} \quad Cd \begin{cases} 5 \times 10^{-4} & \text{海洋} \\ 1 \times 10^{-2} & \text{大陆} \\ 3 \times 10^{-2} & \text{山地} \end{cases}$$

$$\text{Danard} \quad Cd \begin{cases} 2 \times 10^{-3} & \text{海洋} \\ 1 \times 10^{-2} & \text{大陆} \\ 3 \times 10^{-2} & \text{山地} \end{cases}$$

$$\text{Будыко 等} \quad Q_T = C_p \rho D (\theta_s - \theta_a) \text{ 其中}$$

$$D = \frac{1}{\int_2^0 \frac{d^2}{R}} \quad \bar{D} \sim 1.0 \text{cm}/\text{秒}$$

$$\text{他又用简单式} \quad P = C_p A u (T_s - T_a) \text{ 其中}$$

$$A = 2.4 \times 10^{-6} \text{克}/\text{cm}^2$$

$$\text{一般标准形式为} \quad L(z) = -\rho C_p K_e \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{C_p} \right), \text{ 在 } P \rightarrow P_0$$

$$L(z) = -\rho C_p K_e \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad \text{见文献[7]}$$

几种公式含义都差不多，感热输送与气温、地温、粗糙度，风速，热力层结有关，我们采用倒算的办法，求出量级，再用三种公式来校核，我们在文章开头已知道：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{\gamma_d - \gamma}{\rho g} \right) \omega + Q_s + Q_{a..} + L_R + Q_T^*$$

$$Q_T^* = \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T - \left( \frac{\gamma_d - \gamma}{\rho g} \right) \omega - Q_s - Q_{a..} - L_R$$

这说明地面可能有感热向上输送，否则不足以维持大气的增热需要。即使太阳辐射在加热也还需要下垫面来帮助。不然的话，三日大气低层要冷却 $-4.3^\circ\text{C}/\text{天}$ ，四日要冷却 $-1.3^\circ\text{C}/\text{天}$ ，然而实际三站观测表明震区还在加热，单看海城一地三日升温 $3.3^\circ$ ，四日升温 $4.0^\circ$ ，

	$\frac{\partial T}{\partial t}$	$-v \cdot \nabla T$	$\frac{\gamma_d - \gamma_w}{\rho g \omega}$	$Q_s$	$Q_{s \cdot \bar{s}}$	$Lq$	$(Q_T)$ 倒算	$Q_T$ 正算	
2 <sup>20</sup> —8 <sup>20</sup>	海城3.3 大石桥3.2 盘山2.4	3.0°	+0.43°	-8.6°	+6.9°	-3.0°	-	>+7.3°	海城 +2.3
3 <sup>20</sup> —4 <sup>20</sup>	海城4.0 大石桥1.3 盘山2.1	2.5°	-0.8°	-3.8°	+5.8°	-2.5°	-	>+3.8°	海城 -1.7

$Q_T^*$ 包括感热和大型涡旋湍流加热。在此由于涡旋湍流量级很小，给以略去）

这就要求感热还提供一定热量，三日提供（3.3°/天+4.3°/天）7.6℃/天，四日提供（1.3°/天+4.0°/天）5.3°/天的热量。但是我们仔细分析一下，这是感热输送能办到的吗？我们倒算出来的东西果真是感热输送吗？我们分析感热的三种公式：

$$① Q_T = C_p \rho_0 C_d |V| (T_s - T_a)$$

$$② Q_T = -C_p \rho_0 K_s \left( \frac{\partial T}{\partial Z} + \frac{g}{C_p} \right) \approx -C_p \rho_0 K_s \frac{\Delta T}{\Delta Z}$$

$$③ Q_T = C_p A u (T_s - T_a)$$

$$C_D = 1 \times 10^{-2} * \quad \rho_0 = 1.29 \times 10^{-3} \quad C_p = 0.24 \quad A = 2.4 \times 10^{-6} \text{克/cm}^3$$

$T_s$ 地温  $T_a$ 气温

$T_s > T_a$ 地面向大气输送感热。我们计算一下当地面风速若为 2 m/S,  $T_s - T_a = 1 \text{ } ^\circ\text{C}$  时,  $Q_T = 0.036 \text{ 卡/cm}^2 \text{ 分}$  (Маwabe)

$Q_T' = 0.0288 \text{ 卡/cm}^2 \text{ 分}$  (будыко)

如果气温达到  $T_s = T_a$  时输送停止。若  $T_s < T_a$ , 则反过来大气向地面输送。从海城、鞍山两地记录来看，我们取海城之记录， $Q_T$  (Маwabe) 与  $Q_T'$  (будыко) 取他们的平均值  $\bar{Q}$ ：

$$\bar{Q}_T = 0.020 \quad \left\{ \begin{array}{l} 3 \text{ 日} \\ 2 \text{ 月} \end{array} \right. \quad (\text{风速在 } 1 - 2 \text{ m/s})$$

$$\bar{Q}_T = -0.015 \quad \left\{ \begin{array}{l} 4 \text{ 日} \\ 2 \text{ 月} \end{array} \right. \quad (\text{风速在 } 0.5 - 1.5 \text{ m/s})$$

时 间	海 城			鞍 山		
	$T_s$	$T_a$	$\Delta T$	$T_s$	$T_a$	$\Delta T$
2月1日	-4.0	>-5.6	+1.4	-4.7°	>-5.6°	+0.9
2月2日	-8.2	<-8.1	-0.1	-7.8	<-7.5°	-0.3
2月3日	-3.8°	>-4.8	+1.0	-3.4°	<-2.9°	-0.5
2月4日	-1.3°	<0.8	-0.5	-0.8°	>-0.9°	+0.1

由上表可以看出，从2月2日到2月4日几次易号，二月三日地面向大气提供感热（海城），二月4日是大气向地面提供感热。二月三日大约使大气增热+2.3℃/天，二月4日地面大约使大气降低-1.7℃/天。这样一来仍然达不到每天升温5℃—6℃的补给量，二月三海城差值为（7.3℃-2.3℃=5℃），二月4日差值为3.8℃-(-1.7℃)=5.5℃，因而出现了

\*  $C_D$ 一般取  $2.5 \times 10^{-3}$  (平原地区)、因此感热还要比本文估算还小。

矛盾。海城的实际增热不能用感热项来充分解释，也就是不能用热传导或湍流输送来解决。因此我们面临如下二种情况，要不然地温观测有问题，它不能将真正地温度变化记录下来。因为震区的人们广泛地发现大地在开化，地面炊烟呈锯齿状，大气混浊，说明低层大气湍流旺盛，地面加热显著。然而即使观测出地温高出大气 $5^{\circ}\text{C}$ — $6^{\circ}\text{C}$ 也不能使气温上升 $5^{\circ}\text{C}$ — $6^{\circ}\text{C}$ ，到了夜间还要反向变化。那么就只能是下面一种情况，可能出现一种新的加热源，没有被考虑进去。从我们计算过程中能够找到的漏洞是 $\text{CO}_2$ 没有估算，是不是出路在这儿呢？值得进一步推敲。

## 结 论

由上得出结论：第一通过电子计算机的数值分析，表明下垫面给低层大气加热，的确有热量输送给低层大气，不管这种输送非常迅速，致使地温观测不到也罢，或者是通过长波能量在大气中增加的 $\text{CO}_2$ 中储存起来也罢，都表明热量输送方式奇特，不同于一般的感热输送方式。2月3日和2月4日都有每天 $5^{\circ}\text{C}$ 左右的额外加热，看来这个因子是相对固定的。如果是迅速输送的热喷射，那么它的起伏是比较大的，不会两天都差不多。极大的可能是低层大气混进了大量的杂质，改变了它的成份，使大气的热机效率提高，若 $\text{CO}_2$ 含量增加一倍，温度可以提高 $4.5^{\circ}\text{C}$ ，这样恰可补偿这种加热缺额，至少可以抵偿长波的散失额（ $-3^{\circ}\text{C}$ ）。

第二震前加热不同于我国西部地区的热风过程〔5〕，也不同于国外如阿尔卑斯山的焚风效应。因为他们都属于强迫下沉增温，是绝热加热，而海城是非绝热加热。同样也不同于挪威气旋，它是锋面不稳定能量（位能）维持的。最重要的区别是在于海城是一个浅薄加热系统。我们将震区加热期沈阳探空和热风期敦煌探空加以对比，（敦煌探空取自1964.7.24的资料），用24小时变温资料列出下表：

大气高程	沈阳 $\Delta T_{24}$	敦煌 $\Delta T_{24}$
300 毫巴	$-4.5^{\circ}$	$+6^{\circ}$
400 毫巴	$-9.5^{\circ}$	/
500 毫巴	$-6.0$	$+6^{\circ}$
700 毫巴	$-3.5^{\circ}$	$+5^{\circ}$
850 毫巴	$-2.5^{\circ}$	$+2^{\circ}$
1000 毫巴	$+1.5^{\circ}$	$+2^{\circ}$
备注	2月3日—2月4日 震前加热型	7月23日—7月24日 下沉热风型

可以看出震区热异常只在1000毫巴（离地130—140米）有表现，850毫巴以上均是降温因而我们可以明确地讲，震前加热相对于火山爆发，以及一般剧烈天气变化能量是很低的，只是局部范围的。

第三人们关心这个特殊的加热源是什么？是不是地热出来了？我们的看法是，以上数值分析只表明下垫面有热量给与大气，并没有讲它是地热。因为太阳能可以通过土

壤水汽相变将早期能量储放起来，影响后期天气。但是这种储放人们对它认识还很模糊，至今不能将它与地热区分出来。其次即便地热出来了，有某些通道以载热流体的方式喷溢，我们目前的地温观测系统也是不能胜任的，它被几层塑料套包裹着，以至变得迟钝。另外观测网不够密，要能在认识上有所前进，必须改革观测技术、还有最重要的一点，很可能地下出来的热量是次要的角色，溢出来的物质是起主要作用的，例如 $\text{CO}_2$ ， $\text{SO}_2$ ，水蒸气，大量地增加，改变了低层大气成份，增加了大气热机效率，俗话就是大气变“黑”了一点，使得散失掉的长波被吸收掉，或者减少了，增加了大气的逆辐射。同时水汽也大量地吸收短波辐射，致使大气相对增温，而地表温度毋须增加很多。海城地震以来，对大气增热而地表不增热的疑问

丛生, 可能从这种解释能得到启示。据鞍山数口测井资料表明  $\text{CO}_2$  含量震前有所增加。如 26 号井, 长年水质分析测得游离的  $\text{CO}_2$  含量如下表:

66年 1月8日	4.4	毫克/升
68年 12月4日	14.3	毫克/升
73年 1月4日	20.9	毫克/升
75年 1月8日	24.2	毫克/升

1975年元月所测到的  $\text{CO}_2$  含量比 1966 年增加 6 倍之多, 另外我们又从岫岩水质分析中, 发现大量的重碳酸根离子,  $\text{CO}_2$  含量不言而喻是很高的。总之, 虽然我们在震前没有直接观测到低层大气中  $\text{CO}_2$  含量, 但从以上两项资料足可以说明  $\text{CO}_2$  含量确实是异常地增高的。

(本文 1980 年 7 月 9 日收到)

### 参 考 文 献

- [1] Yamamoto, On a Radiation Chart, The Science Reports of the Tokoku University Fifth Series Geophysics.
- [2] 八锹利助, 农业物理学, 1961。
- [3] 陈隆勋等, 东亚地区的大气辐射能量收支, 气象学报 Vol. 34 № 2, № 3, 1964。
- [4] 钱永甫等, 加热场的计算方法及一次青藏高原过程中加热场的作用, 青藏高原气象论文集, 1975—1976。
- [5] 曹泰生等, 一次河西热风过程的数值分析和预报, 数值预报与数理统计预报会议文集, 1965。
- [6] 正野重方, 动力气象, 科学出版社, 1960。
- [7] J. C. Johnson, Physical Meteorology, 1962。
- [8] Elsasser, Heat transfer by Infrared Radiation in Atmosphere, Harvard Meteo studies. № 6 1942.
- [9] 周见华等, 几个辐射图的比较, 气象学报, Vol. 34, № 2, 1964。
- [10] Будыко, Тепловой баланс земной поверхности, 1962。
- [11] 么枕生, 气候学原理, 科学出版社, 1963。

## NUMERICAL ANALYSIS OF HEAT INCREASE IN THE LOWER ATMOSPHERE PRIOR TO THE HAI-CHENG EARTHQUAKE (1975)

Han Yuan-Jie

(Lanzhou Seismological Institute, State Seismological Bureau)

### Abstract

*Sensibles*  
~~This paper deals with~~ the cause of heat increase in the lower atmosphere in Hai-Cheng region prior to the earthquake.

By means of the temperature tendency equation, each item of heating factors has been considered. The vertical velocity item's (convection item) value was  $-8.6^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ,  $-3.8^{\circ}\text{C}/\text{day}$ , ~~on 3rd and 4th Feb respectively~~ in the 1000mb to 970mb level. The radiation item's value was  $3.9^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ,  $3.3^{\circ}\text{C}/\text{day}$  ~~on 3rd and 4th Feb respectively~~. The horizontal transport item's value was  $0.43/\text{day}$ ,  $-0.8^{\circ}\text{C}/\text{day}$  on 3rd and 4th Feb. respectively. The latent heat item's value was very small. The sensible heat value (flux of sensible heat at atmosphere bottom), was calculated from the temperature tendency equation inversely; it seemed to be  $7.4^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ,  $3.8^{\circ}\text{C}/\text{day}$  on 3rd and 4th respectively. But the observations of the mean air temperature at 1.5m height in Hai-Cheng region showed that it appeared above the average ground temperature during the half period of 1st--4th Feb. It hinted that during the half period the sensible heat was transported from atmosphere to the ground. The net sensible heat transport was near zero.

The result shows that the heating mode of the lower atmosphere prior to the earthquake is very different from traditional heating (conduction, eddy transport). It may be concerned with the pollution of gases which overflowed out of ground prior to the earthquake.