

用轨迹法研究寒潮个例*

刘 怡** 仇永炎

(北京大学地球物理系)

提 要

本文利用FGGIII, SOP(I)资料,计算了1979年1月24日—31日的一次东亚寒潮过程中空气质点的三维运动轨迹。结果表明:这例寒潮高压不是原来在欧亚交界处的早期冷高压的东移加强而成,而是在后者的前部巴尔喀什湖及其附近地区再发展而成。整个寒潮酝酿过程实质是一次地面冷高压的替换过程。根据轨迹分析,这例寒潮高压的形成主要是由于在亚马尔半岛及其附近地区对流层中层具有极地冷空气特性的气团南下、到巴尔喀什湖及其附近地区的堆积;同时,这一地区空气本身的绝热上升冷却也起到一定的作用。寒潮爆发阶段,冷空气主体自对流层低层作扇形散开。冷空气的整个活动过程是堆积—散开—再堆积—再度散开的过程。

一、引 言

寒潮是东亚地区冬半年的重大灾害性天气,也是冬半年大气环流的重要成员。过去,人们曾从不同角度研究过其形成、演变及其影响。近年来,与寒潮相联系的冷性高压的形成又逐渐引起注意。Dallavalle 和 Bosart(1975)^[1]研究过涡度收支各项在北美反气旋形成中的作用。Curry(1983^[2], 1987^[3])沿着 Wexler(1937)^[4]的思路,研究了黑夜辐射冷却以及气温在 0°C 以下的凝结物的辐射冷却对于高压形成的作用。丁一汇等(1986)^[5]研究了西伯利亚高压的能量收支,说明对流层辐射冷却的重要性。仇永炎等(1985)^[6]从中期过程角度研究了寒潮过程中波数域能量收支,说明非线性过程的重要性。这些研究大大丰富了人们对于寒潮高压形成的认识。

轨迹法是一种传统而有效的研究方法。它的主要优点有二点:一是能够比较精确地确定物质扩散源和汇的地区;二是能够明确地反映出物质输送过程。近年来,应用轨迹方法来研究平流层和对流层之间的物质交换、以及平流层的基本运动形态已经卓有成效,例如 Hsu(1980)^[7]和 Wei(1987)^[8]的工作。对于寒潮,Palmen(1950)^[9]和仇永炎(1957)^[10]用近似轨迹法分别研究过北美洲和东亚冷空气爆发时期的活动特点,但对寒潮的形成未进行过研究。应用轨迹法,会遇到许多困难,从而导致计算误差。Danielsen(1974)^[11]认

* 本文于1989年12月6日收到,1990年10月28日收到修改稿。该文是国家自然科学基金资助项目。

** 现在工作单位:气象出版社。

为,最大困难在于:通常能获得的测风资料,在时间和空间上的分辨率都不够高,而且时间分辨率尤甚。因此,用实测资料计算轨迹的研究远少于用数值模式输出资料计算的研究(Richard, 1971^[12]; B. Golding, 1984^[13])。但就目前甚至以后一段时间来看,象 FGGEIII, SOP(I)资料,这样的时间、空间分辨率是很难得到的。本文利用 SOP(I)资料,用轨迹法研究寒潮高压形成阶段空气质点的运动,并简略地考察了寒潮爆发阶段的情况。

二、资料与轨迹计算方案

选取 FGGE 年(1979 年)第一特别观测期(SOP(I)) 内的 1 月 24 日—31 日的一次东亚寒潮个例,利用 FGGEIII, SOP(I) 的每天四次资料,计算了这次寒潮过程中空气的三维运动轨迹。

轨迹计算使用 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150 和 100 hPa 共 10 层等压面上的位势高度 Z , 水平风场 u, v 的网格点资料。网格距是 1.875×1.875 经纬度。

1 坐标选取

因空气运动要受到地形影响,为了方便计算,垂直方向采用 σ 坐标。

σ 坐标定义为 $\sigma = (P - P_t) / (P_s - P_t)$, 其中 $P_t = 100$ hPa, 是轨迹计算的上界, P_s 为地形表面气压,它随时间、空间的变化而变化,它的数值可由 $\ln P$ 与 Z 的二阶近似关系式给出。

经过如上垂直坐标变换后,在下边界($P = P_s$)恒有 $\sigma = 1, \dot{\sigma} = 0$, 在上边界($P = P_t$) $\sigma = 0, \dot{\sigma} = \omega_{100\text{hPa}} / \pi$, 这里 $\pi = P_s - P_t$ 。

在垂直坐标 σ 上,取 11 个等距坐标面,即 $\sigma = 0, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0$ 。将 Z, u, v 资料用 $\ln P$ 的二次垂直插值写到各等 σ 面上。

考虑到 FGGEIII₀ 中的垂直速度 ω 的计算精度不高(颜宏等, 1983)^[14], 除 100 hPa 上的 ω 取自原资料外,其他各层的垂直速度 ω 均由下列 σ 坐标的连续方程重新计算,

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{1}{a \sin \theta} \left(\frac{\partial \pi u}{\partial \lambda} \right)_{\sigma} - \frac{1}{a \sin \theta} \left(\frac{\partial \pi v \sin \theta}{\partial \theta} \right)_{\sigma} + \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma}) = 0 \quad (1)$$

式中 θ 是余纬, λ 是经度, a 是地球半径。

对上式做整层积分,再利用垂直边条件: $\begin{cases} \sigma = 0, \dot{\sigma}_{100\text{hPa}} = \omega_{100\text{hPa}} / \pi, \\ \sigma = 1, \dot{\sigma} = 0 \end{cases}$

得

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -1 / (a \sin \theta) \sum_{i=0}^{10} [\partial / \partial \lambda (\pi u) - \partial / \partial \theta (\pi v \sin \theta)]_{\sigma=i \times 0.1} \times 0.1 + \pi \dot{\sigma}_{100\text{hPa}} \quad (2)$$

将(2)代入(1),作垂直积分可得各层上的 $\dot{\sigma}$:

$$\dot{\sigma}_{\sigma=i \times 0.1} = \frac{-1}{\pi a \sin \theta} \sum_{j=0}^i [\partial / \partial \lambda (\pi u) - \partial / \partial \theta (\pi v \sin \theta)]_{\sigma=j \times 0.1}$$

$$-\frac{1}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial t} \times i \times 0.1 + \dot{\sigma}_{100\text{hPa}}$$

2 空气运动三维轨迹的计算

用二阶精度($O(h^2)$)的 Runge-Kutta 法,对速度矢量 $(\dot{\theta}, \dot{\lambda}, \dot{\sigma})$ 做时间积分,从而求得空气的三维轨迹。以矢量 $\mathbf{Y}(t, \mathbf{r})$ 代表时刻 t ,空间点 \mathbf{r} 的 θ, λ, σ 坐标, $\mathbf{V}(t, \mathbf{r})$ 代表此点的三维速度分量 $(\dot{\theta}, \dot{\lambda}, \dot{\sigma})$,有

$$\begin{cases} \mathbf{Y}(t + \Delta t, \mathbf{r}) = \mathbf{Y}(t, \mathbf{r}) + \frac{1}{2} \mathbf{A} + \frac{1}{2} \mathbf{B} \\ \mathbf{A} = \Delta t \mathbf{V}(t, \mathbf{r}) \\ \mathbf{B} = \Delta t \mathbf{V}(t + \Delta t, \mathbf{r} + \mathbf{A}) \end{cases}$$

其中 Δt 是计算时间步长, \mathbf{A}, \mathbf{B} 是计算中间量。取 $\Delta t = 3600$ s,每个积分时次 $(t + \Delta t)$ 的 $(\dot{\theta}, \dot{\lambda}, \dot{\sigma})$ 由其临近 6 小时间隔的 FGGE 资料线性内插而得,新漂移点 $\mathbf{r}(t + \Delta t, \mathbf{r})$ 上的速度 $\mathbf{V}(t + \Delta t, \mathbf{r})$ 由邻近 8 个格点的数值线性内插。

为了全面考察寒潮过程开始至结束各个发展阶段的情况,本文计算了六批质点漂移轨迹,它们分别以 1 月 24, 25, 26, 27, 28, 29 日 08 时(北京时,下同)作为漂移起始时间。寒潮的前后阶段,地面高压体的地理位置有较大的变动,故自 24, 25, 26 日出发的三批空气质点的计算范围取 $75.0-30.0^\circ \text{N}, 30.0-135.0^\circ \text{E}$,自 27, 28, 29 日出发的取范围为: $65.0-0^\circ \text{N}, 70.0-150.0^\circ \text{E}$ 。

轨迹计算出发点的水平间距为 3.75×3.75 经纬度,垂直间距 $\Delta \sigma = 0.1$ 。文中常用的几个层次 $\sigma = 0.2, 0.4, 0.5, 0.8$ 分别对应气压大致为 300, 450, 550, 850 hPa,它们代表了对流层高、中、低层的情况。

三、天 气 形 势

FGGE 年 1 月末的东亚寒潮的演变分为三个阶段,即寒潮酝酿早期,酝酿后期和寒潮爆发阶段。

表 1 25日02时—27日20时地面高压某些特征的变化

时 间	25日				26日				27日			
	02	08	14	20	02	08	14	20	02	08	14	20
经度($^\circ \text{E}$)	52.5	55	55.5	57.5	59	62.5	65	67.5	70	75	80	85
纬度($^\circ \text{N}$)			60	57.5	55	52.5	52	52	50	50	50	50
强度(hPa)	1040	1040	1045	1045	1045	1050	1060	1055	1055	1055	1055	1060
面积指数			1.423	1.845	3.139	1.218	3.649	2.433	8.782	9.553	14.037	16.631

寒潮酝酿早期(1月24—26日),冷高压在欧亚交界地区缓慢发展。高压体的东移速度很慢,如表 1 所示,25日—26日内只东移 15 个经度,地面高压体所覆盖的面积很小(这里的面积指数是指 1045 或 1050 hPa 等压线所围的 5×5 经纬度的网格数,并乘以 $\cos \phi$ 的

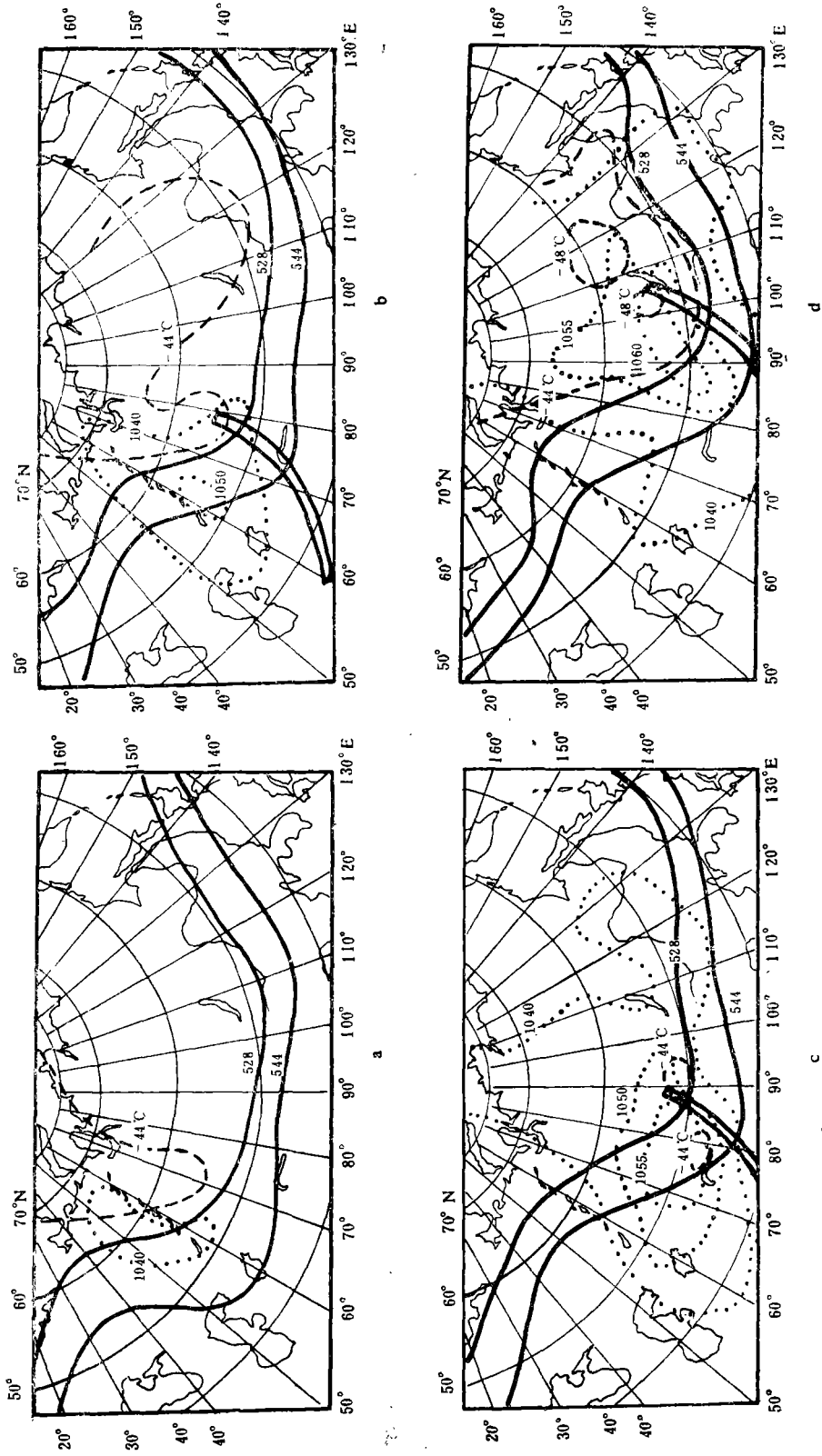


图 1 高压发展动态图
 (a) 25 H 08 时(下同), b 26 日, c 27 日, d 28 日; 实线表示 500 hPa 特征等高线, 双实
 线表示 500 hPa 槽线, 虚线表示 500 hPa 等压线, 点线是地面高压体的等压线, 它代表地面
 高压体的位置)

权重数值)。从每日四个时次的大地形地面天气图上的冷高压发展演变中(表 1)可以看到一个有趣的现象: 26 日 14 时以前, 地面高压有发展趋势, 至 14 时高压中心强度, 所覆盖面积达到极大, 但 14 时至 20 时, 高压强度减弱, 面积减小。在酝酿早期, 高压体的长轴呈南北伸展型(图 1 a, 1 b), 且位于高压 500 hPa 槽后约 10 个经度, 脊前约 15 个经度的地方。值得注意的是, 在冷高压的东北方约 10—15 个经度处, 对流层中层有一个自极区新地岛向东南伸的 -44°C 冷舌。

在寒潮酝酿后期 27 日 02 时地面图(图略)上, 巴尔喀什湖附近的寒潮冷高压不是原在欧亚交界处高压的线性东移。因为这个高压每 6 小时以 5 个经度东移, 表明移速加快, 高压体所覆盖的面积也有明显增加(表 1)。另外, 27 日高压的长轴不再是南北向, 而是东西伸展型。如考虑高低空配置, 发现也与前不同, 高压几近于处在 500 hPa 上不断加强的冷槽下方。28 日起, 这次寒潮开始爆发。

四、计算结果分析

1. 寒潮酝酿阶段(1月 24 日—28 日)

1) 酝酿早期

如图 2 所示, 在寒潮酝酿早期冷高压位置附近, 存在着一支反气旋旋转的空气运动轨迹, 并且一直持续到 28 日即寒潮爆发前夕, 做反气旋旋转的空气质点大体还在原先的冷高压体附近旋转, 它们没有向东运动, 因而也就没有进入寒潮酝酿后期的寒潮高压主体内部, 这些做反气旋运动的空气很多源自早期冷高压上空的上游脊区。冷高压东部上空、高纬地区的空气质点绝大多数快速向东汇入中纬西风急流中, 所以它们也没有注入寒潮高压中心地区。

早期冷高压的对流层低层(图略), 由于受下垫面地形的影响, 空气运动轨迹有些小的

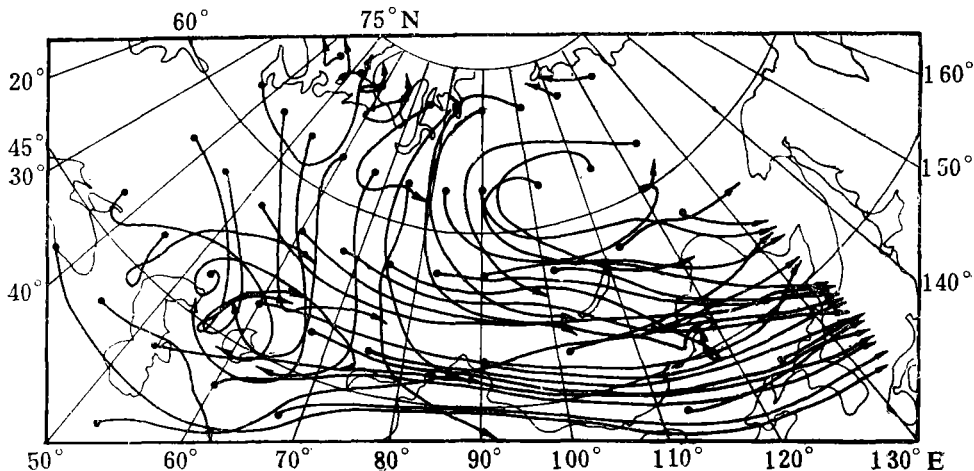


图 2 24—28 日 08 时空气轨迹在平面上的投影
(轨迹的起始高度 $\sigma=0.5$, 圆点表示轨迹的起始位置, 箭头表示运动方向及轨迹终点(28 日 08 时)的位置)

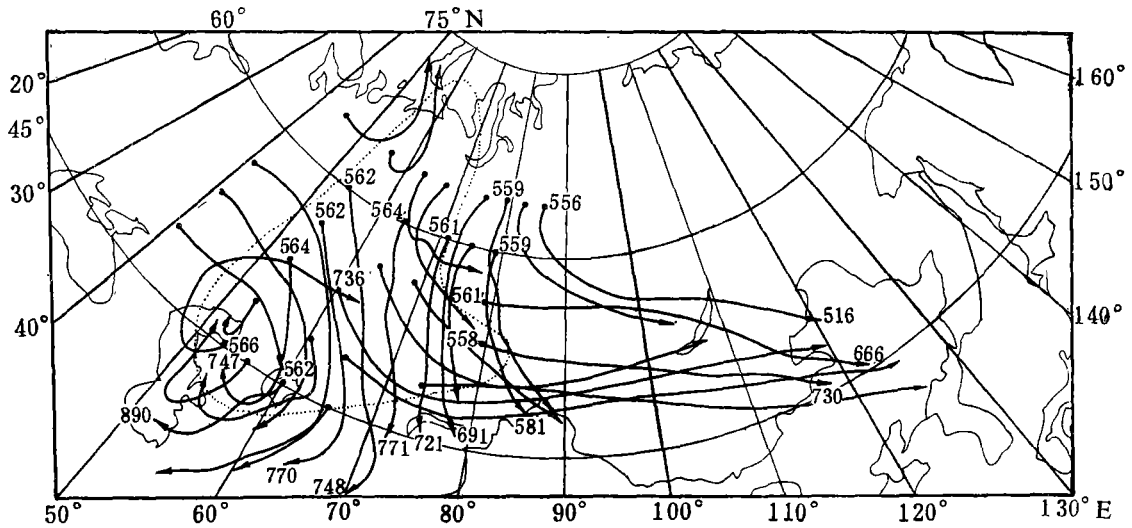


图 3 25—27 日 08 时空气运动轨迹在平面上的投影
(轨迹的起始高度 $\sigma=0.5$, 闭合点线代表 26 日 08 时冷高压 1040 hPa 等压线, 其它说明同图 2)

曲折,但总的趋势很清楚。在冷高压的西南部,有一个反气旋并伴有下沉运动的环流,其轨迹曲率较大,范围较小。冷高压的东北象限有一支气旋式弯曲向东运动的轨迹。

在对流层中层(图 3),空气运动轨迹比较平滑,运动速度比低层大。同对流层低层一样,冷高压的西南部,仍存在一支反气旋下沉环流轨迹,东北部有一股气旋式弯曲轨迹。但对流层中层反气旋环流范围扩展较大,而且上游脊区的空气也汇同冷高压西南部的空气一起,做反气旋运动。在冷高压的东部,有一股自北向南运动的空气,特别是那些起点在高纬的空气质点,近似直线南下到巴尔喀什湖及其以北、以东地区($45-55^{\circ}\text{N}$, $70-90^{\circ}\text{E}$)。

在对流层上层(图略),冷高压的西南部,仍有一支反气旋弯曲的气流轨迹,但曲率较中层要小,也未出现闭合环流。冷高压的东部地区盛行着气旋式弯曲,而后向东运动的气流,但是没有出现象对流层中层那样的自高纬直接南下的空气运动轨迹。

冷高压体上空对流层中、高层上游脊的空气质点自 24 日(图略), 25 日出发,反气旋式运动汇入冷高压内的反气旋环流中(图 4, 5)。在开始向东南移动时伴随着一定的上升趋势,到达冷高压的上空后,就转向西南做剧烈的下沉运动。由于高压体上空上游脊的空气向冷高压体内的汇入, 25 日出的冷高压内的反气旋环流轨迹范围($40-60^{\circ}\text{N}$, $40-70^{\circ}\text{E}$)明显比 24 日的范围($45-50^{\circ}\text{N}$, $50-70^{\circ}\text{E}$)大。因此,冷高压上空上游脊对冷高压的发展有一定的促进作用,这一结果与 Dallavalle 和 Bosart(1975)^[1]的涡度收支分析和丁一汇等(1986)^[5]的能量收支分析所得的结论是吻合的。

总之,不论是早期冷高压主体内的空气,还是来自上游脊的空气,不论在低层,还是高层,大体做强的反气旋辐散下沉。这些质点下沉增暖,对高压进一步发展是不利的。

2) 酝酿后期

追溯寒潮高压体内的空气的来源,发现亚马尔半岛附近($64-71^{\circ}\text{N}$, $60-80^{\circ}\text{E}$, 简称

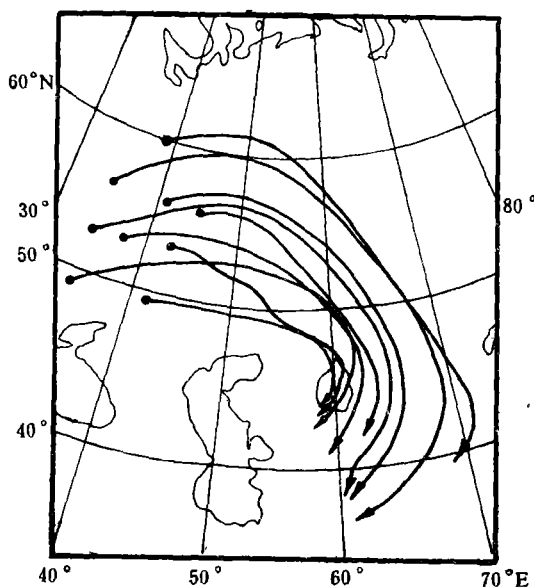


图4 25日—27日08时冷高压上空上游脊区空气轨迹在平面上的投影
(质点的起始高度 $\sigma=0.5$,其它说明同图2)

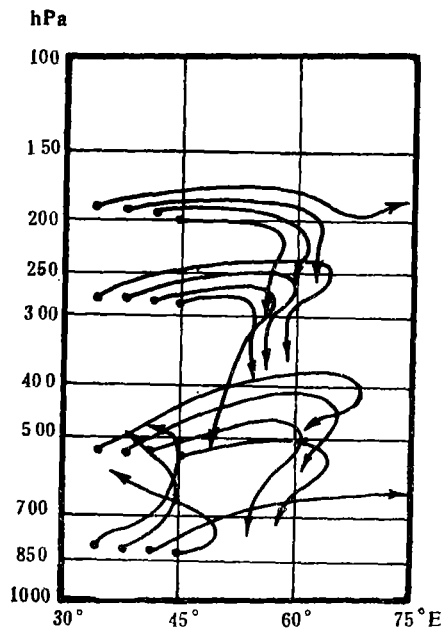


图5 25日—27日08时冷高压上游脊区空气轨迹在纬圈剖面上的投影
(质点的起始纬度 $\phi=56^\circ\text{N}$,其它说明同图2)

A区)的上空对流层中层(450—550 hPa)的空气质点,在24—25日开始南下,至27日12时到达了寒潮高压中心地区巴尔喀什湖及其北侧和东侧(45—55°N,70—90°E,简称B区)(见图6,起始高度 $\sigma=0.5$,即气压约为550 hPa的图略)。这批南下质点大多是在天气形势一节中提到的,寒潮酝酿早期由极区新地岛向东南伸展的 -44°C 冷舌内的空气,故它们具有极地冷空气的特性。这些质点在其右侧强的气旋性弯曲环流及其左侧反气旋环流之

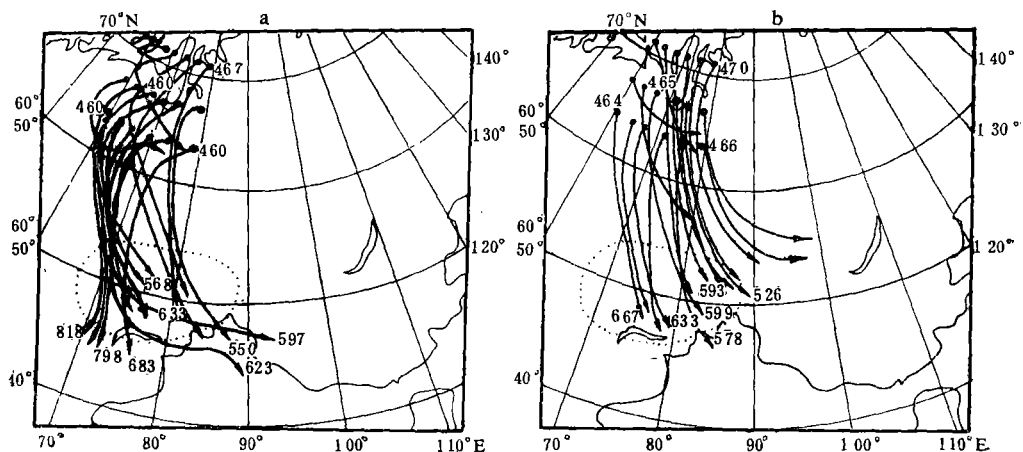


图6 亚马尔半岛及其附近地区空气南下轨迹在平面上的投影
(轨迹起始高度 $\sigma=0.4$,其它说明同图2;a 轨迹漂移时间为24—27日08时,b 轨迹漂移时间为25—27日08时)

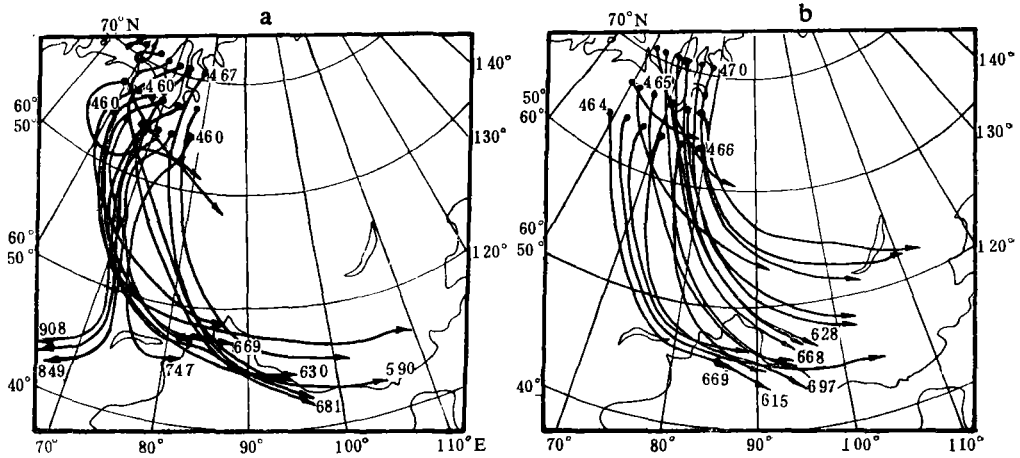


图 7 同图 6
(a 轨迹漂移时间为 24—28 日 08 时, b 轨迹漂移时间为 25—28 日 08 时)

间的强劲北风气流引导下,南下到中纬 B 区。虽然它们在南下时,平均下沉了 100—180 hPa,产生下沉绝热增暖的效应,但由于 A 区空气在源地很冷(-47°C),最终还是造成 B 区平均降温达 10—14°C,促使 B 区高压加强,达到寒潮高压强度。上述过程是这次寒潮高压形成的主要机制。

27 日起,由 A 区南下的空气质点分为东西两支(图 7),东支位于 27 日高压后部,快速下沉,汇入寒潮酝酿早期冷高压体内的反气旋环流,西支是 A 区气流的主流,向东沿气旋式弯曲轨迹运动并微弱下沉,28 日到达蒙古高原及其以西地区(40—50°N, 85—110°E, 简称 C 区),成为寒潮冷锋后的冷空气主体。

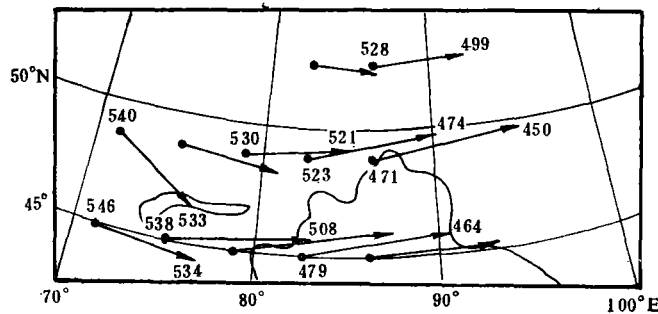


图 8 B 区空气轨迹在平面上的投影
(移漂时间为 26 日 08 时—14 时,圆圈表示起始高度,箭头终止高度)

由图 8 可见,26 日出发 B 区位置附近的空气质点在向东移动过程中伴有上升运动。在 6 小时内,约上升 20 hPa,相当于 1 cm/s 上升速度。该上升速度在 24 小时内,使空气绝热降温 4°C 左右。这种在寒潮高压地区上的上升运动在整个对流层都存在(图 9)。空气上升绝热冷却,也是寒潮高压形成的原因之一,这与 Hsieh (1949)^[15]、Riehl (1953)^[16]、陆光明(1983)^[17]、仇永炎(1988)^[18]等的分析一致。

综上所述, A 区对流层中层具有极地冷空气特性的空气质点。自 24, 25 日开始南下,并以平流过程为主, 27 日到达 B 区,加上 B 区空气质点在 26—27 日之间有上升运动,促使 B 区有一寒潮高压形成。

从这两个时期分析可知, 26 日以前的早期冷高压与寒潮高压内的空气不是同一个系统,两个高压的形成及发展机制都不相同,寒潮高压不是早期冷高压的东移。早期冷高压

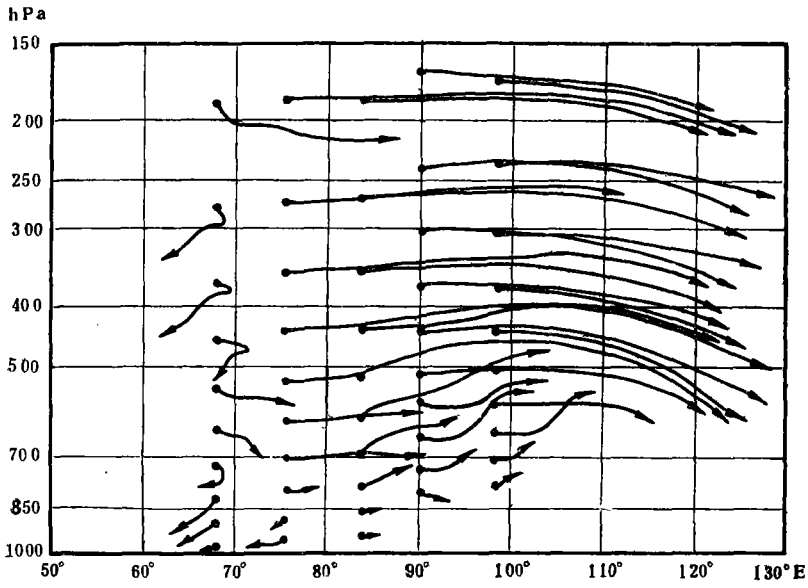


图 9 26 日 08 时—27 日 08 时空气轨迹在纬圈剖面上的投影
(起始纬度 $\phi = 49^\circ\text{N}$, 其它说明同图 2)

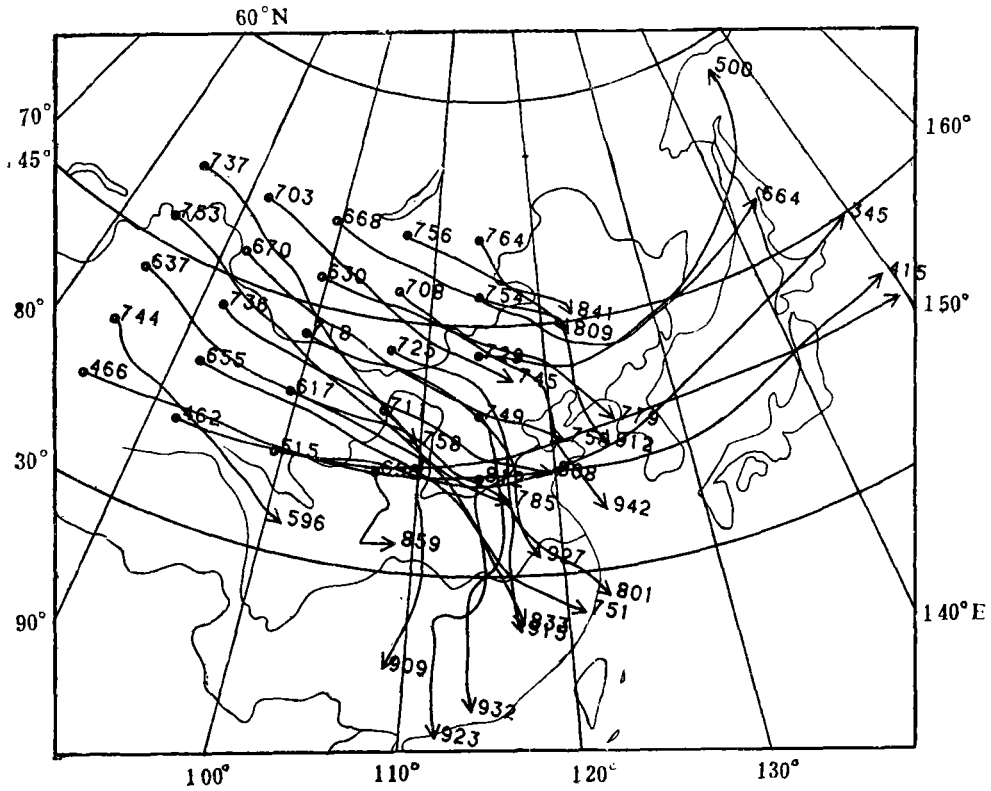


图 10 28 日 08 时—31 日 08 时 C 区空气轨迹在平面上的投影
(轨迹起始高度 $\sigma = 0.8$, 其它说明同图 2)

主体内空气盛行下沉运动，致使高压减弱。减弱的早期冷高压残留在寒潮高压的尾部。这种过程实质上是一次地面冷高压的替换过程。早期冷高压对寒潮高压的贡献可能有两个方面：一是通过冷高压中空气的堆积和散开，使西伯利亚广大地区为高压所控制，为形成寒潮高压打下基础；二是加强北风急流，引导大量极地冷空气南下。在实际天气分析中，类似这种高压替换的例子是不少见的。

2 寒潮爆发阶段(1月28日—31日)

28日起，寒潮开始进入爆发阶段。28日08时冷空气主体主要位于C区。

在对流层低层(见图10)，冷空气质点呈现所谓的扇形铺开，主要有三支运动轨迹：一支绕青藏高原、秦岭，在我国东部取反气旋性弯曲轨迹，并且伴随有较强的下沉运动，由600,700 hPa高度出发到达我国华东、华南时已降至900 hPa以下；另一支轨迹由C区向我国华北平原、黄河中、下游地区以及渤海黄海近似直线运动，但相伴随的下沉运动较弱；第三支轨迹气旋式弯曲由C区经过日本海，鞑靼海峡向千岛群岛以及鄂霍次克海北移，伴随有较强的上升运动。Palmen(1950)^[9]和仇永炎(1957)^[10]曾经用位涡守恒原理解释了这种冷空气主体在寒潮爆发阶段的扇形铺开运动形式。

来源于对流层中、高层的冷空气(图略)不是扇形铺开，而是呈气旋式弯曲向东北方折去，既有上升运动，又有下沉运动。由于高层风力大，许多原来在大陆的空气都远离大陆了。

冷空气质点的扇形铺开主要发生在低层大气中，空气质点轨迹受地形影响很大。例如在我国东部，有一支空气几乎是沿着太行山由北向南运动(见图10)。这说明空气质点的运动与该地区的天气状况、地理条件密切相关，轨迹方法可以比较清晰地描述天气演变过程。

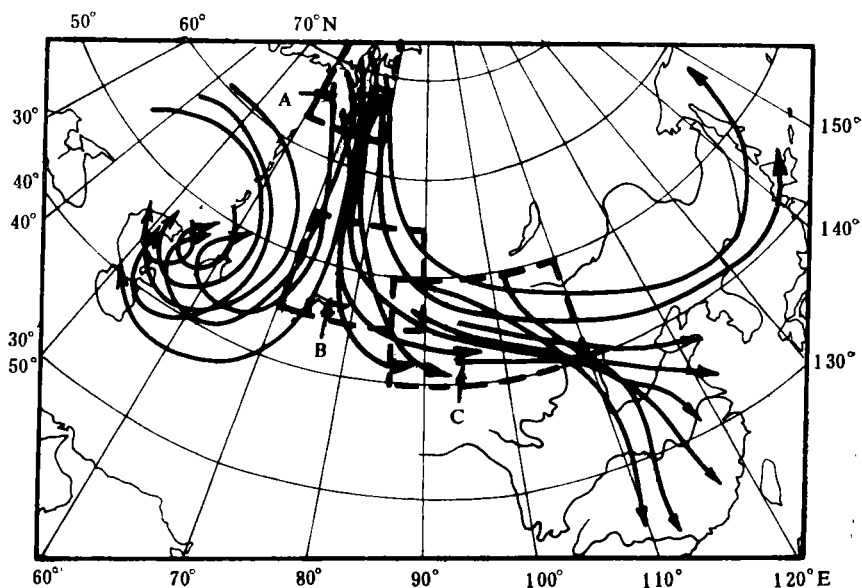


图 11 早期冷高压与寒潮高压空气运动轨迹在平面上的投影的综合示意图

图 11 是这次寒潮过程中空气运动轨迹综合示意图。造成寒潮爆发的冷空气主体主要来源于亚马尔半岛附近地区上空的对流层中层,即前面所述的 A 区。A 区冷空气的聚集过程,本文没有讨论,但按照其南下散开过程以及大气质量连续性,可以反推 A 区一定存在堆积过程。A 区空气扇形散开,在 B 区, C 区再度堆积后,自 C 区再度扇形铺开,造成我国大范围寒潮天气。因此,这次冷空气活动的整个过程是在 A 区堆积—散开—到 B 区, C 区再堆积—再度散开的过程。

五、总 结

本文用轨迹法研究了一次寒潮个例,得到以下几点结论:

1 这次寒潮高压不是原在欧亚交界处的早期冷高压的东移,寒潮高压与早期冷高压在演变特性上有实质性的区别,整个寒潮酝酿过程是一次地面冷高压的替换过程。

2 在寒潮酝酿早期,地面冷高压体的西南部对流层整层大气做反气旋下沉运动。冷高压上空上游脊区空气反气旋上升汇入冷高压的反气旋下沉环流中,对早期冷高压的发展有加强作用。

3 寒潮酝酿后期,由于亚马尔半岛附近(A区)的上空对流层中层具有极地冷空气特性的气团在巴尔喀什湖及其附近地区(B区)堆积,以及 B 区本身空气的上升绝热冷却作用,促使寒潮高压在 B 区形成。

4 寒潮爆发阶段,自 A 区南下的冷空气主体,到达 C 区蒙古高原及其附近地区后,自对流层低层扇形铺开。此次寒潮过程中,冷空气的活动是堆积—散开—再堆积—再度散开的过程。

参 考 文 献

- [1] Dallavalle, J. P., and L. F. Bosart, A synoptic investigation of anticyclones accompanying North America polar air outbreaks, *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 941—957, 1975.
- [2] Curry, J. A., On the formation of continental polar air, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2278—2292, 1983.
- [3] Curry, J. A., The contribution of radiative cooling to the formation of cold-core anticyclones, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2575—2592, 1987.
- [4] Wexler, H., Cooling in the lower atmosphere and the structure of polar continental air, *Mon. Wea. Rev.*, **64**, 122—136, 1936.
- [5] Ding Yihui and T. N. Krishnamurti, Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon, FSU Report, No 86—7, April, 1986.
- [6] 仇永炎等, 中期天气预报, 第九章, 309—346, 科学出版社, 1985.
- [7] Hsu, C. —P. F., Air parcel motions during a numerically simulated sudden stratospheric warming, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2768—2792, 1980.
- [8] Wei, M. —Y., A new formulation of the exchange of mass and trace constituents between the stratosphere and troposphere, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3079—3086, 1987.
- [9] Palmen, E., and C. W. Newton, On the three-dimensional motions in an outbreak of polar air, *J. Meteor.*, **8**, 25—39, 1950.
- [10] 仇永炎, 在一种寒潮情况下的水平温度场及冷锋构造, *气象学报*, **28**, 13—26, 1957.
- [11] Danielsen, E. F., Review of trajectory methods, *Adv. Geophys.*, **19**, 73—94, 1974.
- [12] Richard A. Anthes and James W. Tront, Three dimensional particle trajectories in a model hurricane, *Weatherwise*, 174—178, 1971.
- [13] B. Golding, A study of the structure of mid-latitude depressions in a numerical model using trajec-

- tory techniques, I: Development of ideal baroclinic waves in dry and moist atmospheres, *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, 110, 847—879, 1984.
- [14] 颜宏、刘晓梅、章俊根, 全球大气研究计划 (GARP) 第一次全球试验 (FGGE) 全球网格资料 (LEVEL III_s) 及其使用方法, 第一部分: 综合介绍, 高原气象, 2, 1, 74—86, 1983。
- [15] Hsieh, Y. P., An investigation of a selected cold vortex over North America, *J. Meteor.*, 6, 401—410, 1949.
- [16] Riehl, H., A further study on the relation between the jet stream and cyclone formation, *Tellus*, 5, 66—79, 1953.
- [17] 陆光明、姚竞生、陶祖钰, 寒潮冷堆增强的动力原因, 气象学报, 41, 393—403, 1983。
- [18] 仇永炎, A case study on the intense cold wave accompanied by the polar front over East Asia, Palmen's Memorial Symposium on Extra-tropical Cyclones, 150—152, 1988.

A CASE STUDY OF COLD WAVE IN EAST ASIA USING TRAJECTORY TECHNIQUES

Liu Yi Qiu Yongyan

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing)

Abstract

By using the data of FGGE III SOP(I), the three-dimensional trajectories of air parcels in a East Asia cold wave case occurring during 24 Jan. -31 Jan. 1979 are calculated and analysed. The results show that: the cold wave high, over Balchas Lake and its neighbouring region (Area B), did not generate from the upstream cold high (named early stage cold high), which developed in the juncture of Europe and Asia and moved slowly eastward. The cold wave high formed and developed as the cold air in polar region around Jamal Peninsula moved down southward to Area B and amassed over there. Furthermore, adiabatic cooling of ascending air over Area B facilitated the formation of the cold wave high. During cold wave breaking out period, the cold air parcels scattered in shape of so called "sector spread" in the lower troposphere. The whole process of cold air movement in this event is characterized by amassing, scattering, amassing again and scattering again.