

华北春季大雪和黄渤海强东风

范永祥 张芬复 赵同进

提 要

1979年2月21日至23日,华北下了一场罕见的大雪,黄淮和江淮地区出现冻雨,黄渤海出现8至10级强东风,在渤海中西部海上石油勘探平台上曾测到11至12级偏东风,引起塘沽港部分地区的海水倒灌。

这是一次较强的东路冷空气活动过程,冷空气主要从低层由华北北部和东北南部一带向南回流扩散,与较弱的西路冷空气在陕北汇合,形成锢囚,尔后逐渐南移,中低空华北出现低涡和暖性切变等中间尺度系统;高空南北波系在中纬度反位相叠置,并同步东移,使我国东部地区上空盛行强劲的西南气流。

一、环流特征

东路冷空气爆发的环流特征,一般与中纬度维持纬向强锋区有关。但这次过程,主要表现在高空南北波系反位相同步东移(图1)。欧亚环流形势稳定,位于东欧的阻高和北亚的极涡是两个大型稳定系统。引

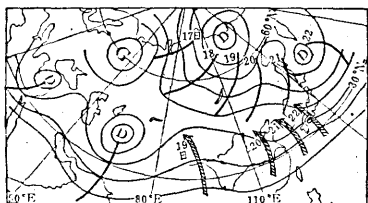


图1 2月19日20时500mb图 箭头线为脊线

导这次冷空气南下的是极涡外围极锋锋区上快速移动的短波冷槽,当其移至贝加尔湖时,恰与南支长波脊反位相叠置,尔后又同步东移,但移速不同。由于北槽南脊在我国华北和东北呈反位相叠置,使这一带高空纬向锋区增强,气流辐合又促使北槽加速东移而不能向南发展。同时,由于南支长波脊在东部沿海的减速过程,从而在我国东部地区上空提供了大量暖空气,并出现大范围上升气流。而在北槽后部冷空气中出现下沉气流(图2),这样在锋区附近呈现了一个正环流,斜压力管效应使冷空气从低层向南扩散。因此,南北波系这种反位相叠置是东路冷空气向南爆发的动力条件。这

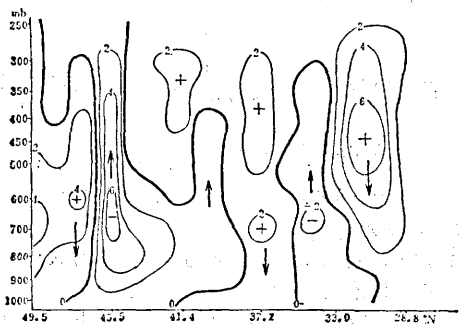


图2 2月20日08时沿115°E经向垂直速度剖面图

是值得注意的,往往由于北槽加速东移而忽视东移冷空气向南爆发的速度和强度,因而导致预报的失败。

另一个值得注意的是南支西风环流的突变。原先南支呈经向环流型,槽脊振幅较大,位于西藏高原的强暖脊稳定少动。但由于其上游两个长波槽之间的波长(35个经度)小于平均波长,而其下游的波长又大大超过平均波长,这必将导致波系调整,从而引起高原暖脊的迅速东移。

二、华北大雪的影响系统

这次华北雪量较大的有两个带:①黄河中下游到渭水一带,降雪长达48小时;②38—42°N,尤其在燕山南北约400km的地区雪量最大。

在21至23日的降雪过程中,冷空气从东西两路迅速向南扩散。22日在陕北形成锢囚锋,并逐渐南移消失在陕川交界处附近。(图3)。当东路冷空气从华

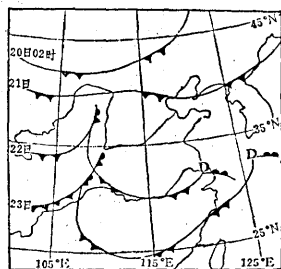


图3 2月20—23日锋面动态图

北北部和东北南部向南回流扩散时,黄渤海到黄河下游地区出现了一支东风急流带,这支急流不仅使其南侧低层气流辐合加强,而且也是一支低层水汽的输送带(图略)。这时,锋面坡度很小,近于水平,其上界位于700mb,下界位于800mb附近,锋区有很强的逆温,并有湿舌沿锋区向北伸展,中上层(约600—350mb)相对为干区,因此,在锋区上空 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0$,具

有不稳定层结,出现大范围上升气流(图略)。

造成大雪最重要的天气系统是700mb上的低涡和

暖性切变, 850mb 和 500mb 上也有反映, 这些虽然是中低空浅薄的中间尺度系统, 但其影响却很大。21 至 23 日, 700mb 图上, 40°N 和 33°N 附近分别为两个低涡活动带 (图 4 和图 5)。这两个低涡带分别来源于西北涡和西南涡, 起初均是暖性的, 尔后逐渐变性成为冷性涡旋。西北涡产生于南疆, 由于西路冷空气较弱, 分裂成几个低涡中心 (在云图上也表现明显, 图略)。当锢囚锋在陕北消失后, 这些涡旋沿着高空西南风急流向东偏北方向移动, 低涡直径约 300—500km, 低涡活动区出现较大的上升气流 (图略), 与降雪中心比较一致, 因此这是北部雪带的主要影响系统。西南涡形成于川西, 随着东西两股冷空气南下进入四川, 陕北锢囚锋南移至陕川交界处, 700mb 上西南涡也同样受高空另一支西南风急流的引导, 顺着锢囚锋方向移向黄河下游, 并从山东半岛出海 (图略)。这是引起 22 日下午从华北南部开始向北推进的最后一次大雪过程的主要影响系统。

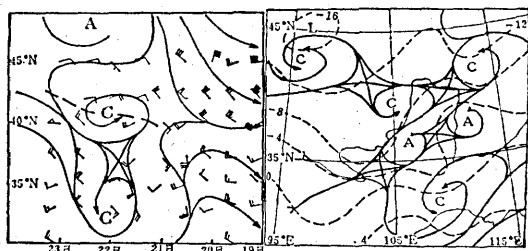


图 4 700mb 上沿 110°E 流场剖面

图 5 2月22日08时700mb流线图

暖性切变是另一个重要影响系统, 主要有两次过程, 第一次较强, 影响偏北, 第二次弱而偏南。它们均产生于南支低空急流的北侧, 以及西南涡东侧切变涡度较大的区域, 从长江流域向北推进、移至黄淮地区时, 切变有所加强, 再移至河北中部后趋于减弱消失。图 6 是第一次暖性切变, 东南风大于西南风 (500mb 切变两侧风速一致, 850mb 上表现为东南风与东北风之间的切变), 切变北侧的温度梯度大于南侧, 以 850mb 的强度为最大, 向上逐渐减小。切变两侧的露点差很小, 与此相对应的有一个水汽输送带, 呈西北东南向, 即从江淮地区指向华北中部。切变线西部的上升气流强而集中, 约 8×10^{-3} 毫巴/秒, 比西北涡区的上升气流还强。

南部降雪带受到二次暖性切变和一次西南涡的几乎是接踵而来的影响, 因此降雪呈持续性。北部雪带受二次西北涡和一次暖性切变的间断影响, 因此降雪呈间歇性。

综上所述, 这次东路冷空气活动具有复杂的三度空间流场, 华北大雪就是在强盛的暖湿

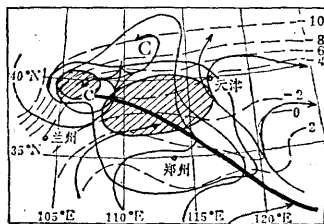


图 6 2月21日20时700mb流线图

气流沿锋区北上过程中出现多个中间尺度系统综合影响的结果。至于黄淮地区出现冻雨也与中空有强逆温层、低空有强冷却层这种特殊层结有关。

三、黄渤海的强东风

当东路冷空气还在华北北部和东北平原时, 整个内蒙地区出现 6 至 7 级东风, 冷空气进入华北平原时, 突然加速南移, 24 小时内位移了 1000km, 于 21 日向南爆发过程中, 黄渤海到黄河下游地区出现了 7 至 10 级的强东风急流, 在渤海中西部的石油勘探平台上还测到 11 至 12 级特强东风。

为什么这支东风急流在黄渤海突然增强? 其能量来源于何处?

低层东风急流的增强, 主要是有效位能释放转变成动能的结果。由于上空南北波系反位相叠置同步东移有利于锋区上出现正环流, 即锋前暖空气上升, 锋后冷空气下沉 (见图 2), 斜压力管效应使有效位能释放、使低层动能增强、锋面坡度减小, 使冷空气从低空向南爆发, 中层锋区则趋于锋消。为此, 我们对有效位能的转化作了粗略的计算。

选取包括冷暖空气斜压较强的地区, 以 115—127°E、40—49°N 范围内按 56 个网格点进行计算。由于冷空气比较浅薄, 以 850mb 代表 1000 至 700mb 的平均层, 近似地以扰动位能代表扰动动能的变化。

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_Q K' dQ \approx -\frac{R}{g} \int_A \int_{700}^{1000} \overline{T' \omega'} \frac{dP}{P} dA$$

Q 为体积, A 为区域总面积, R 为气体常数, g 为重力加速度, T' 为扰动温度, ω' 为扰动垂直速度 (这里用 800mb 上的 ω 来代替)。

当 $\overline{T' \omega'} < 0$ 时, 即表示暖空气上升、冷空气下沉。

用 20 日 08 时资料, 得 $\overline{T' \omega'} = 7.5$ 度·毫巴/秒

$$\begin{aligned} & -\frac{R}{g} \int_A \int_{700}^{1000} \overline{T' \omega'} \frac{dP}{P} dA \\ & \approx -\frac{R}{g} \ln \frac{1000}{700} [\overline{T' \omega'}]_{850} \times A \\ & = 0.88 \times 10^4 \text{ 尔格/秒} \times A \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \int_Q K' dQ &= \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{2} V^2 \right)_{850} \times \\ & \frac{A(1000-700)}{g} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{2} V^2 \right) &= \frac{g}{A(1000-700)} \frac{\partial}{\partial t} \int_Q K' dQ \\ &= 0.88 \times 10^4 \times A \frac{g}{A(1000-700)} \\ &= 0.88 \times 10^4 \times 33 \times 10^{-4} \text{ 厘米}^2/\text{秒}^2 \end{aligned}$$

如取 12 小时间隔

$$\frac{1}{2} V^2 = 0.88 \times 33 \times 4.3 \times 10^4 \approx 125 \text{ 米}^2/\text{秒}^2$$

$$V \approx 16 \text{ 米/秒}$$

即经过 12 小时后, 850mb 平均层的风速将增加 16m/s。这个数量级大致与实况相当。