

# 一次回流与倒槽共同作用产生的暴雪天气分析

赵桂香

(山西省气象台, 太原 030006)

**提 要:** 对2006年1月18—19日山西持续暴雪天气进行了分析,发现这次暴雪过程不同于以往:(1)高空极涡稳定,强度较强,极锋位置偏北,沿极涡外围极锋锋区上分裂的短波小槽,与南支槽同相叠置,使得南支槽发展加深,暴雪发生在此期间。(2)地面图上,不仅形成回流形势,而且河套倒槽向北发展旺盛,倒槽前的暖湿空气与东南气流相遇,两支气流耦合加强,与北方冷空气在山西中南部强烈交汇,使得山西中南部出现了暴雪天气,这种回流形势与倒槽同时强烈发展的情况并不多见。(3)深厚的湿层和强烈的水汽辐合为暴雪的产生提供了充足的水汽条件,暴雪中心就位于中低层两条水汽通量轴线交汇的南侧。(4)高层辐散、低层辐合的垂直配置以及暴雪区上空强烈的上升运动和低层露点锋的持续抬升作用,触发中层高不稳定能量的连续释放,是造成连续暴雪的重要机制,而低空、超低空急流的存在,不仅为暴雪提供了水汽来源和热量输送,而且使得重力波不稳定发展,加强了抬升运动。(5)暴雪出现在500hPa正涡度平流中心右前方,暴雪出现12小时后,正涡度平流中心强度迅速增强,对应暴雪出现一个增幅期。

**关键词:** 暴雪 回流 倒槽 急流耦合 动力机制

## Analysis of a Snow Storm Caused by Reflux and Invert Trough

Zhao Guixiang

(Shanxi Meteorological Observatory, Taiyuan 030006)

**Abstract:** A successive snow storm appeared on January 18 to 19, 2006 is analyzed. It shows that this case is different from the samples in the past:(1)The polar vortex at high level is stable and its intensity is large, polar front located at more north than the normal. The short wave trough split from the polar front overlapped with the south trough and made it develop and deepen. At that time, the snow storm occurred. (2) On the surface, reflux in the southeast and invert trough near the Hetao area jointed together and met with cold air from the north and caused the

snow storm. (3) The deep moisture layer and the strong water vapor convergence together offered plentiful water for the snow storm. The center of the snow storm located at the south of two water vapor flux axes at low and mid-level separately. (4) The vertical allocation of the divergence at upper and convergence at low level, the strong ascending motion and dew point front continually lifting action triggered greatly convective and unstable energy to release at the mid-level and it is an important mechanism of causing successive snow storm. But LLJ and super-LLJ can not only offer source of water vapor and transportation of energy but also make gravity wave develop unstably, and that is another important triggering mechanism of snow storm. (5) The snow storm appeared at the right and before maximal advection center of the vortex at 500hPa. After 12 hours, the intensity of the positive vortex advection center increased rapidly when there is an increasing rainfall.

**Key Words:** snow storm reflux invert trough jet couple dynamic mechanism

## 引 言

由于暴雪出现的几率较之暴雨更小,其预报难度更大。多年来,为我国气象工作者所关注。王东勇等<sup>[1]</sup>对 2004 年末黄淮暴雪进行了分析,指出“在强降雪时近地面 925hPa 附近有很强的超低空急流”;盛春岩等<sup>[2]</sup>利用对称不稳定对发生在山东的一次罕见暴雪进行了诊断分析,认为暴雪产生在对称不稳定大气中;刘建军等<sup>[3]</sup>则对“97.12”高原暴雪进行了中尺度热量和水汽收支诊断,得出非对流凝结降水起决定因素。还有一些文章<sup>[4-9]</sup>从数值预报产品、低空急流、暴雪的强对流条件、云图特征等方面进行了分析和比较,都得出了一些有意义的结论。

2006 年 1 月 18—19 日,山西省中南部出现连续性区域暴雪天气过程,降雪持续时间长,强降雪集中,影响范围大,给交通运输和人民生活带来很大影响。此次过程系地面回流与河套倒槽共同作用所致。虽然回流形势是造成华北地区冬季降雪的主要天气系统,但这种回流与倒槽同时强烈发展的情况还是比较少见,值得关注和研究。本文利用实况资料,采用逐步订正方案对资料进行客

观分析,并利用 Kring 网格化方法,生成网格资料,资料范围为 90~125°E, 20~50°N, 计算了暴雪过程的动能、涡度及其平流、散度、垂直速度、 $\theta_{se}$ 、水汽通量等,对其分布特征进行了详细分析,试图找出对暴雪预报有参考价值的信息。

## 1 环流形势和降雪实况

### 1.1 降雪实况分布

图 1 为此次暴雪的 12 小时降水量分布。从图可看出,1 月 18 日 08 时,降雪从山西西南方开始,向东北方向发展,雨带呈西南—东北走向,这与水汽输送带非常一致。18 日夜间降雪范围明显扩大,强度增强,最大降雪中心达 9mm,位于山西中部的孝义市,山西南部大部分地区 12 小时降雪量在 4~8mm 之间;19 日白天降雪达到最强,降雪范围迅速扩展到整个山西,最大降雪中心达 11mm,仍位于孝义市,但北部也出现 5mm 的降雪中心,南部降雪量在 3~7mm 之间,雨带转为南北向;19 日夜间降雪逐步减弱。此次降雪维持时间较长,降雪强度较大,18 日夜间和 19 日白天连续出现暴雪,最大降雪中心位于中部。

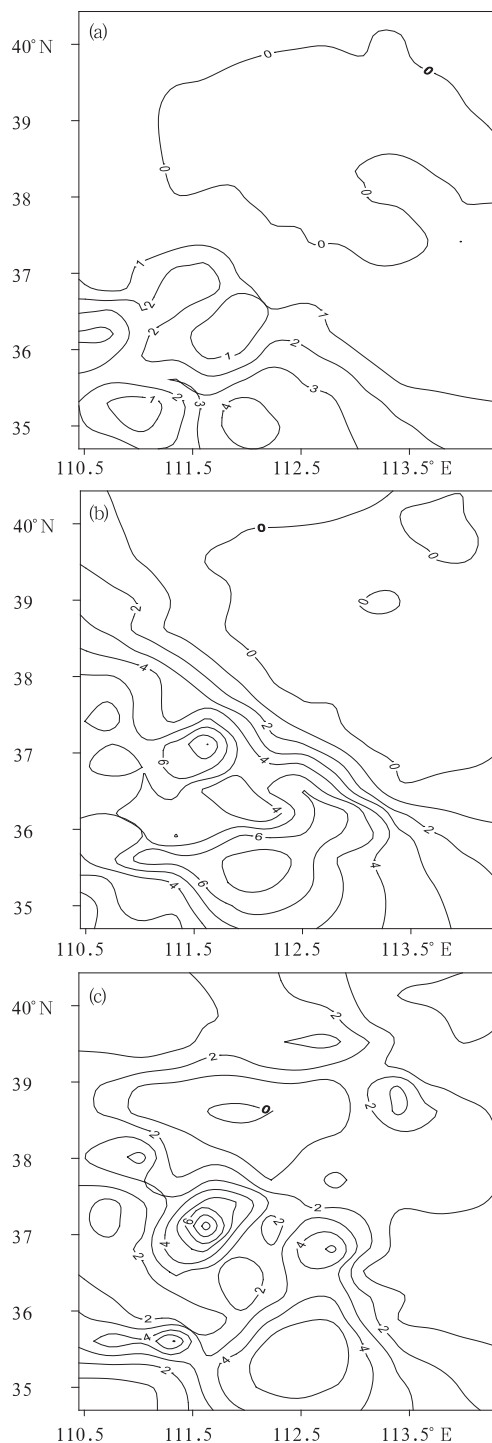


图 1 暴雪 12 小时降水演变特征(单位:mm)

(a)2006 年 1 月 18 日 08:00—20:00, (b)18 日 20:00—19 日 08:00, (c)19 日 08:00—20:00

## 1.2 大尺度环流形势概述

500hPa 图上,暴雪出现前,东亚维持两槽一脊形势,极涡稳定加强,极锋位置偏北,山西受中纬度较平直的环流影响。对应温度场上,山西一直处于温度锋区底部。随着极涡的南压,沿极涡外围极锋锋区上分裂的短波小槽,与南支槽同相叠置,使得南支槽发展加深,这在冬季较为少见。17 日南支槽发展开始影响山西,山西南部局部出现小雪,18 日 20 时(图 2)南支槽加深东移,达到最强,槽前西南气流强盛,河套地区湿度明显增大,大部分站点  $T - T_d \leq 3.6^\circ\text{C}$  (700hPa),山西大部分地区出现小雪,中南部出现大雪,部分地区达到暴雪。19 日 08 时,系统缓慢东移,整个山西处于强盛的西南气流中,湿度继续增大,降雪加强,直到 20 日 08 时,山西上空被西北气流控制,降雪才逐步减弱、结束。

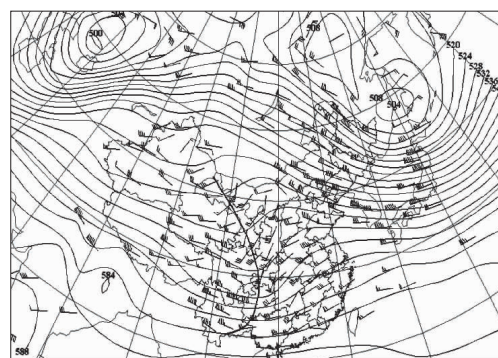


图 2 2006 年 1 月 18 日 20 时 500hPa 形势  
(单位:dgpm,粗实线为槽线)

对应地面图上,暴雪出现前期,庞大的大陆高压一直盘踞欧亚大陆,16 日分裂为两个中心,山西一直处在高压底前部的偏东气流里,在之后的 48 小时内该高压稳定少动;河套倒槽从 18 日 05 时开始向北发展,18 日 14 时(图 3)达到强盛,且维持时间较长(一直持续到 19 日 23 时)。山西处于高压底后部强盛的东南气流里。河套倒槽前的暖湿空气与

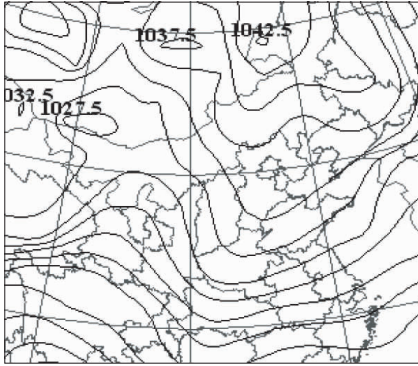


图 3 2006 年 1 月 18 日 14 时地面形势

东南气流相遇,两支气流耦合加强,与北方冷空气在山西中南部强烈交汇,使得山西中南部出现了暴雪天气。这种回流形势与倒槽同时强烈发展的形势并不多见,是造成这次暴雪范围大、持续时间长的重要原因。

## 2 深厚的湿层和强烈的水汽辐合

沿  $34.5^{\circ}\text{N}$  作温度露点差的剖面图,可看出,从 18 日 08 时开始,从暴雪区上游到暴雪区一直维持大范围的深厚湿层,湿层厚度达到 600hPa 左右,18 日 20 时到 19 日 08 时达到最强,600hPa 以下  $T - T_d \leq 4^{\circ}\text{C}$  (图 4)。而 18 日 20 时 700hPa (图 5) 水汽通量图上,在暴雪区的西南方和东南方分别存在一个强水汽通量中心,中心数值分别达到  $18.2\text{g} \cdot (\text{s} \cdot \text{hPa} \cdot \text{cm})^{-1}$  和  $14.3\text{g} \cdot (\text{s} \cdot \text{hPa} \cdot \text{cm})^{-1}$ ,西南方的水汽通量轴线呈近似西南—东北走向,东南方的水汽通量轴线呈近似东南—西北走向,暴雪中心就位于两条水汽通道交汇的南侧。由此也可看出,此次暴雪天气过程存在两条水汽输送带,分别对应西南急流和东南急流,两支急流共同为此次暴雪天气过程提供水汽和热量输送,在山西中部形成一个强的辐合中心。这也可从水汽通量散度图(图略)上看到,山西中南部到河南北部地区为强烈的水汽辐合区,最大辐合

中心数值达到  $-22\text{g} \cdot (\text{s} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{hPa})^{-1}$ 。一般,如果在夏季,湿层厚度达到 700hPa 时就会为暴雨的产生提供充足的水汽,而暴雪的发生,其湿层厚度更厚。深厚的湿层和强烈的水汽辐合为此次暴雪提供了充分的水汽条件。

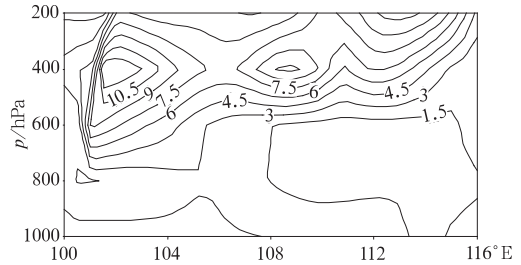


图 4 2006 年 1 月 18 日 20 时沿  $34.5^{\circ}\text{N}$  的温度露点差剖面图(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

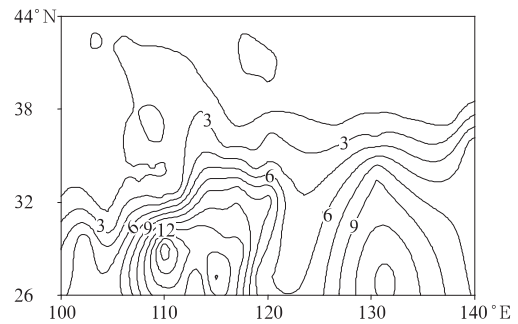


图 5 2006 年 1 月 18 日 20 时 700hPa 水汽通量(单位:  $\text{g} / (\text{s} \cdot \text{hPa} \cdot \text{cm})$ )

## 3 低空急流

### 3.1 东南急流

由于 500hPa 东亚大槽稳定少动,槽后冷空气出现了强烈下沉,并从低层向南扩散,表现为黄渤海到黄河下游地区出现了较强的偏东风<sup>[11]</sup>。从 17 日 20 时开始,来自黄海和东海的水汽,穿越江苏、安徽、河南等省,形成超低空偏东风急流(925hPa 强度  $\geq 14\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),与低涡前的西南急流(700hPa 强度  $\geq 16\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),在山西中南部汇合,共同向山西输送水汽,并与北路冷空气交汇,产生强烈的

降水。直到 20 日 08 时偏东风急流和西南急流减弱,山西降雪才减弱、结束。

### 3.2 西南急流

暴雪出现前 3 天,高空西风带形成了乌拉尔山高脊、中亚槽和高空纬向西风急流,高空极涡稳定加强。之后,从极地南下的冷空气,沿极涡外围极锋锋区不断分裂小股冷空气出来,沿中纬度的偏西北气流东移,进入高原地区。暴雪出现前 48 小时,在高原地区堆积、加强,暴雪出现前 36 小时,开始明显东移,并与南支槽同相叠置,使得南支槽前的西南气流和西来槽前的西南气流互相贯通,并引导秦岭以南的低层暖湿气流向北方输送。北上的西南气流又与华北脊后的偏南气流产生辐合,造成西南气流的进一步加强,在高空急流的耦合作用下,于暴雪出现前 12 小时,形成了中低空川、陕直至山西的  $\geq 16\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  的西南急流。

这两支急流分别对应着中低层的两个水汽通量轴线和能量密集带,因此它们为此次暴雪天气提供了水汽和热量输送。

研究<sup>[12]</sup>表明,急流区附近,低层风速切变很强,在有逆温存在的情况下,就可能引起重力波的发生发展。如果重力波出现于对流天气发展之前,它起着一种触发机制的作用;如果大气是对流性不稳定的,则在重力波波槽通过之后,在上升运动区,对流发展加强,即起到一种加强上升运动的作用。沿着低空急流轴附近( $31 \sim 32^\circ\text{N}$ 、 $105 \sim 125^\circ\text{E}$ )选取探空站点,计算 925hPa 与 850hPa 之间以及 925hPa 与 700hPa 之间的风速切变,发现,18 日 20 时,急流区附近,低层风速切变分别达到了  $4 \sim 12\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $6 \sim 16\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,平均风速切变分别为  $6\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $8\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,且低层存在逆温。19 日 08 时,仍维持很强的风速切变,平均风速切变分别为  $6\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $7.5\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,因此,急流的形成及其附近出现的较强风速切变,使得重力波不稳定发展,对降水起着一种触发机制的作用;而且急流和较强

风速切变的维持,使得急流右前方的动力抬升运动加强,而抬升冷却作用将使上升的湿空气接近饱和,有利于强降水的进一步维持和加强。

## 4 高不稳定能量和动力条件

### 4.1 高不稳定能量及其性质

单位质量气块的动能为:

$$E_k = \frac{1}{2}V^2$$

式中  $V$  是风速。

气块作加速垂直运动的动能是由不稳定能量转化而来。分析动能演变特征发现,700hPa 上(图略),17 日 20 时,能量中心位于山西北部,最大中心数值达  $36\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,山西大部分地区位于能量密集带——能量锋区上,18 日 08 时,能量中心加强,能量锋区南压,18 日 20 时,山西中部和南部分别位于两条能量密集带上,这两条能量密集带分别对应偏东回流气流和西南倒槽前暖湿气流,两支不稳定能量在山西中南部耦合加强,形成一个高不稳定能量区,为暴雪的产生提供了能量条件。19 日 08 时,山西中南部位于高能中心,中心数值迅速增大,达  $87.8\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,对应暴雪出现一个增幅期,并且,两个高能中心分别对应着两个强降雪中心。

为了说明以上能量特性,分别计算了  $\theta_{se(500-700)}$  和  $\theta_{se(700-850)}$ ,从它们的分布来看,暴雪发生前,山西及其邻近地区整层为对流性不稳定,位于山西上游的河套地区低层不稳定性明显大于高层(图 6),随着河套倒槽前的暖湿气流的上升运动,低层不稳定性向上输送,使对流不稳定性层次增厚。19 日 08 时,对流性不稳定不但维持,而且范围扩大,无论是中层还是低层,不稳定性依然较强。因此,暴雪区上空的高不稳定能量具有对流性不稳定的特点,这在遇到低层强露点

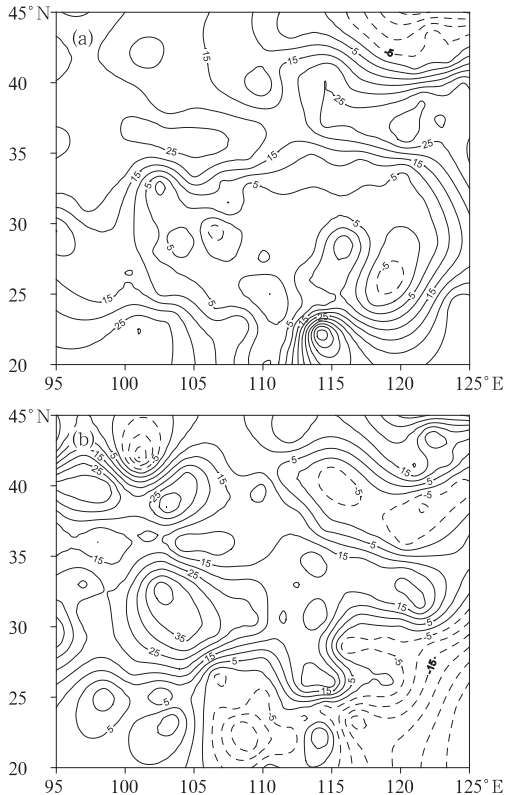


图 6 2006 年 1 月 18 日 20 时  $\theta_{\text{sec}(500-700)}$  (a) 和  $\theta_{\text{sec}(700-850)}$  (b) 分布(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

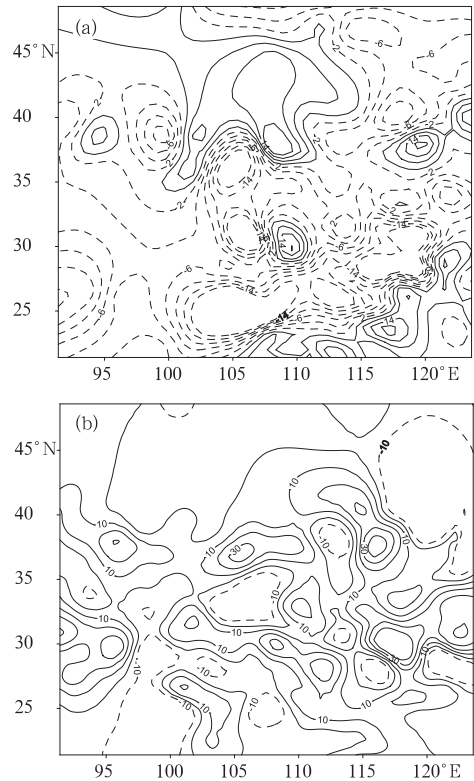


图 7 2006 年 1 月 18 日 20 时 850hPa(a) 和 300hPa(b) 散度场分布(单位:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )

锋的抬升作用时,其爆发是非常强烈的,加上低空、超低空急流对抬升运动的加强作用,所以才造成山西中南部的连续暴雪天气。

#### 4.2 高层辐散、低层辐合

分析散度场分布演变特征,18日08时,暴雪区上空300hPa出现一个辐散区,而低空850hPa存在一个辐合区。18日20时(图7),高层辐散和低层辐合都在加强,暴雪区上空,300hPa辐散中心数值达到  $36 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ,850hPa辐合中心数值达到  $-4.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。这种高层辐散、低层辐合的垂直结构一直维持到19日20时。高层辐散的抽吸作用,加强了低空暖湿气流的上升运动,是触发不稳定能量释放的重要启动机制。因此,高层辐散、低层辐合的垂直配置为强降雪的出现提

供了有利的动力条件,而且这种垂直结构出现在暴雪出现前12~24小时,对暴雪的预报有明显的先兆指示意义。

分析500hPa涡度平流的分布和演变,18日08时(图8),对应槽前出现一个较强的正涡度平流区,中心数值达到  $28.9 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$ ,预示着槽将进一步发展、加强;18日20时,槽前仍然维持较强的正涡度平流区,说明槽仍是加深、发展的趋势;19日08时,槽前正涡度平流区维持并加强,其中心数值12小时内增加  $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$ ,对应19日白天暴雪出现一个增幅期。

从500hPa涡度平流的演变来看,暴雪期间,对应槽前一直维持较强的正涡度平流区,暴雪出现在正涡度平流中心右前方。正涡度平流中心加强时,对应暴雪出现一个增

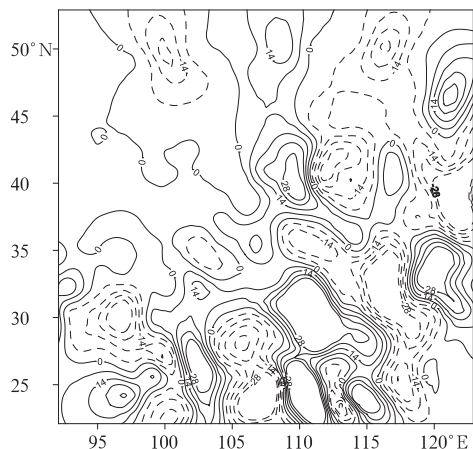


图 8 2006 年 1 月 18 日 500hPa 涡度平流(单位:  $\times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$ )

幅期。且正涡度平流区先于暴雪出现,这对判断西风槽未来是否发展加深、产生暴雪有先兆指示意义。

### 4.3 强烈的上升运动

沿暴雪区上空  $111.7^\circ\text{E}$  作垂直上升速度的剖面图。从图可看出,暴雪区上空从 17 日开始就出现上升运动,随着时间的临近,上升运动在不断加强,上升运动的伸展高度不断增加。暴雪出现前 12 小时(图 9),暴雪区上

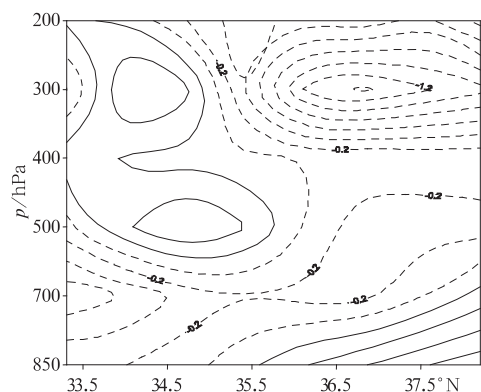


图 9 2006 年 1 月 18 日 20 时暴雪区上空 ( $111.7^\circ\text{E}$ ) 垂直上升速度剖面图  
(单位:  $\times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ )

空几乎整层为上升运动,垂直上升运动达到 250hPa 以下,而且数值相对较大,在 300hPa 达到最大,中心数值为  $-3.2 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这种强上升运动一直维持到 19 日 20 时,20 日 08 时开始减弱。这是水汽和热量输送的重要因素。这种分布特征不仅维持时间长,而且出现在暴雪出现前 12~24 小时,对预报暴雪的出现具有明显的先兆指示意义。

### 4.4 抬升系统——露点锋

分析 17 日 08 时到 19 日 08 时的 850hPa 露点分布图的演变特征,发现,18 日 20 时(图 10)到 19 日 08 时,东部沿海地区的等露点线呈  $\Omega$  型,且向北强烈伸展,山西正好位于露点锋区密集带的西北侧,是高不稳定能量的爆发区,低层露点锋的抬升作用触发了中层高不稳定能量的释放。可见,低层露点锋的维持与发展,是造成山西中南部连续暴雪天气的重要触发机制。

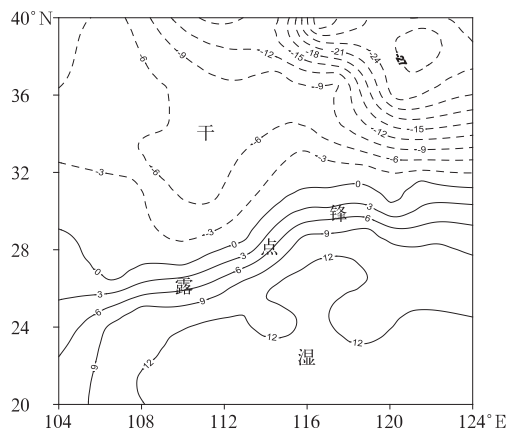


图 10 2006 年 1 月 18 日 20 时 850hPa 露点分布图(单位:  $^\circ\text{C}$ )

## 5 预报着眼点

通过以上分析,得出此次暴雪的预报着眼点为:

(1) 分析 500hPa 图, 是否存在稳定的两槽一脊型环流形势, 乌拉尔山高脊的发展和极地冷空气的南侵以及其在高原地区的先堆积、后东移, 是使得南支槽发展加深的重要原因; 同时, 地面图上, 回流形势与河套倒槽同时强烈发展, 两支气流耦合加强, 与南支槽后部冷空气在山西中南部交汇。这种大型环流形势的形成、维持与发展, 是暴雪产生的基本背景, 可通过欧洲数值预报产品来提前得到信息。

(2) 深厚的湿层和强烈的水汽辐合为此次暴雪提供了充分的水汽条件, 暴雪中心位于中低层两个水汽通量轴线交汇的南侧。这可提前 12~24 小时通过物理量场的诊断分析得到。

(3) 500hPa 沿极涡外围极锋锋区分裂的短波槽, 与南支槽同相叠置, 是低空西南急流形成的重要原因, 而东亚大槽后的冷空气在低层向南扩散, 形成超低空东南急流, 两支急流耦合加强, 不仅为此次暴雪提供水汽和热量输送, 而且使得重力波不稳定发展, 加强了抬升运动。此种形势要考虑暴雪将有可能持续。

(4) 高层辐散、低层辐合的垂直配置, 以及深厚而强烈的上升运动, 是强降雪出现的动力条件, 这种结构提前 12~24 小时出现, 对暴雪的预报有指示意义; 而低层露点锋的存在, 是不稳定能量释放的重要触发机制; 500hPa 正涡度平流中心的增强, 将预示着暴

雪出现一个增幅期。

以上分析表明, 通过数值预报产品分析形势演变以及物理量诊断分析, 不仅可以提前 12~24 小时作出暴雪预报, 而且可判断暴雪的持续或加强。

## 参考文献

- [1] 王东勇, 刘勇, 周昆. 2004 年末黄淮暴雪的特点分析和数值模拟[J]. 气象, 2006, 32(1): 30-35.
- [2] 盛春岩, 杨晓霞. 一次罕见的山东暴雪天气的对称不稳定分析[J]. 气象, 2002, 28(3): 33-37.
- [3] 刘建军, 程麟生. “97.12”高原暴雪过程中尺度热量和水汽收支诊断[J]. 气象, 2002, 28(3): 16-22.
- [4] 宋清芝, 王新敏, 索秀珍. 以数值预报产品为基础的大到暴雪预报系统[J]. 气象, 1998, 24(1): 35-38.
- [5] 宫德吉, 李彰俊. 低空急流与内蒙古的大(暴)雪[J]. 气象, 2002, 27(12): 3-7.
- [6] 陈爱玉, 李存龙, 陈新育. 春、冬季暴雪成因对比分析[J]. 气象, 1999, 25(11): 37-39.
- [7] 高智松, 魏柏温. 南方大到暴雪的一种预报方法[J]. 气象, 1994, 20(4): 14-43.
- [8] 宫德吉, 李彰俊. 内蒙古大(暴)雪与白灾的气候学特征[J]. 气象, 2003, 26(12): 24-28.
- [9] 陈德群, 胡洛林, 冯民学, 等. 江苏省暴雪预报系统[J]. 气象, 1994, 20(11): 29-31.
- [10] 吴宝俊, 许晨海, 刘延英. 螺旋度在分析一次三峡大暴雨中的应用[J]. 应用气象学报, 1996, 7(1): 108-112.
- [11] 范永祥, 张芬复, 赵同进. 华北春季大雪和黄渤海强东风[J]. 气象, 1979, 15(9): 9-10.
- [12] 寿绍文编著. 中尺度气象学[M]. 气象出版社, 2003: 61-64.