

干冷空气侵入在2005年12月 山东半岛持续性降雪中的作用

乔 林 林 建

(国家气象中心,北京 100081)

提 要: 利用常规资料和 NCEP 再分析资料分析了 2005 年 12 月山东半岛持续强降雪事件发生的环流背景及干冷空气活动特征,并运用湿位涡和锋生理论,研究了干冷空气在降雪事件中的作用。分析表明:低层湿度场的演变可以很好地反映山东半岛地区降雪的变化,但降雪事件与高层干冷空气紧密相连。对流层高层高位涡区与相对湿度小值区相对应,干空气主要来源于北侧(高纬度)对流层高层。高位涡区与低湿区都向下向南伸展,与低层 $MPV_1 < 0$ 的湿对称不稳定区对应。强降雪是低层饱和湿空气受地形强迫、锋生强迫的抬升作用及湿对称不稳定能量释放的共同作用造成的,而干冷空气的侵入是锋生和不稳定能量释放的触发机制。

关键词: 强降雪 湿位涡 锋生 湿对称不稳定

The Roles of Dry-cold Air Incursion on Persistent Snowfall in Shandong Peninsula During December of 2005

Qiao Lin Lin Jian

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract: In terms of observed data and NCEP reanalyzed data, circulation background and dry-cold activity features of the persistent snowfall in Shandong Peninsula during December of 2005 were analyzed. The roles of dry-cold air in this event were researched by using the moist potential vorticity and frontogenesis theories. The results suggested that the change of snowfall in Shandong Peninsula could be well reflected by the low-level humidity field, while it was closely associated with upper-level dry-cold air. The upper-troposphere potential vorticity area was corresponded with the low relative humidity area. Dry air came mainly from the northern part (high latitude) of upper-troposphere. The down- and south-stretching of potential vorticity area and low humidity area were corresponded with the low-level moist symmetry instability area. The severe

snowfall occurred under the common actions of the lifting of topographic and frontogenesis forcing of low-level saturation moist air, as well as the releasing of moist symmetry instability energy. The incursion of dry-cold air was the trigger mechanism of the releasing of instability energy.

Key Words: severe snowfall moist potential vorticity frontogenesis moist symmetry instability

引 言

干侵入是指从对流层顶附近下沉至低层的干冷空气,它可以用相对湿度场和位涡场来表征。研究表明干侵入对气旋的生成和发展有促进作用^[1],并影响锋面降水结构分布和演变特征^[2],目前对干侵入结构和特征的分析和研究及其在天气尺度系统和次天气尺度系统发展中的作用也越来越受到气象学者的关注。于玉斌等^[3]总结了干侵入对天气系统发生发展的作用;寿绍文等^[4]指出 1991 年江淮暴雨具有高湿位涡值的高层冷空气沿等熵面向南下降而加强的。Browning 和 Roberts^[2]的研究揭示了当干侵入接近地面冷锋时能够产生不同类型的锋面。Spencer 和 Stensrud^[5]对干冷空气在暴雨发展中的作用进行了数值试验证明。早在 20 年前,Bennetts 和 Hoskins^[6]、Emanuel^[7]就提出用饱和空气中的对称不稳定来解释降水呈带状分布的形成。吴国雄等^[8]从严格的原始方程出发,导出湿位涡(MPV)方程,并证明了绝热无摩擦的饱和大气中湿位涡的守恒性。王建中、丁一汇^[9]运用湿位涡和倾斜有效位能研究了一次华北强降雪过程的湿对称不稳定。

山东半岛濒临渤海、黄海,冬季当高空槽后强冷空气东移南下经过渤海到达山东半岛时,常常会引起山东半岛龙口以西为晴空,而以东则雪花飞舞。这种特定季节和地理条件以及特定天气形势下的降雪一般称为冷流降雪^[10],其中 80%是槽后西北气流下的冷平流降雪。在有利的天气形势下,还会出现大雪到暴雪。2005 年 12 月 3—21 日,山东半岛地区出现了历史罕见的持续性降雪。以威海

和烟台降雪最大。威海市区累计降雪量达到了 98.7mm(历史极值 32.7mm,1985 年),最大积雪深度 46cm;烟台市区累计总降雪量达到 80.3mm(历史极值 46.7mm,1997 年),最大积雪厚度达到 39cm。罕见持续的暴风雪给烟台和威海两市带来严重的气象灾害。对于冷流降雪,很多学者做了大量工作^[10-13]。本文主要从干冷空气的活动特征来分析 2005 年 12 月山东半岛冷流降雪及强降雪梯度形成的成因,以及降雪期间干侵入对降雪形成和维持的作用。

1 资料和方法

常规及加密观测资料、6 小时间隔 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 的 NCEP 资料。

$\nabla \cdot \theta_*$ 是一个保守量,可作锋生参数。 $|\theta_*|$ 表示 θ_* 水平梯度绝对值,锋生强度 $F = \frac{d}{dt} |\theta_*|$ 的计算方案^[14]为:

$$F = -\frac{\nabla \cdot 1}{|\theta_*|} \left[\left(\frac{\partial \theta_*}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial \theta_*}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \theta_*}{\partial x} \frac{\partial \theta_*}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] - \frac{\nabla \cdot 1}{|\theta_*|} \left(\frac{\partial \theta_*}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \theta_*}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) \frac{\partial \theta_*}{\partial p} + \frac{\nabla \cdot 1}{|\theta_*|} \left[\frac{\partial \theta_*}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{d\theta_*}{dt} \right) + \frac{\partial \theta_*}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta_*}{dt} \right) \right]$$

式中三项依次表示空气水平运动,垂直运动和非绝热加热对锋生的作用。

2 降雪期间中高纬环流特征

图 1 给出了 2005 年 12 月 3—21 日山东半岛降雪量分布和烟台、威海逐日降雪量的

时间演变,可以清楚地看到整个降雪过程主要分为三段,第一阶段从 3 日到 8 日,第二阶段从 11 日到 17 日(主要集中在 11—14 日和 16—17 日),第三阶段从 20 日到 21 日。为此将 500hPa 环流形势分为三段合成(图略),可以看到,整个降雪期间欧亚中高纬环流为两槽一脊型,3—8 日高压脊位于贝加尔湖附近,为东北西南向阻高,闭合中心达 556d gpm,冷空气主要来自远东地区,沿东北路径输送到内蒙古东部一带,再沿西北路径输送到山东半岛;11—17 日高压脊为南北向(无闭合中心),位于贝加尔湖以西,冷空气主要来自极地,沿高压脊前偏北气流进入东北冷涡,从而输送到半岛;20—21 日高压位于巴尔喀什湖附近,近似呈南北向,闭合中心达 568d gpm,冷空气主要来自极地,沿高压脊前西北气流输送到山东半岛。可见,三个阶段形势虽然大致相同,但阻塞高压的强度不同,冷空气的源地、路径及强度也不相同。正如文献[13]所说,这次强降雪发生在高空 500hPa 为冷涡横槽的形势下,是发生暴雪最

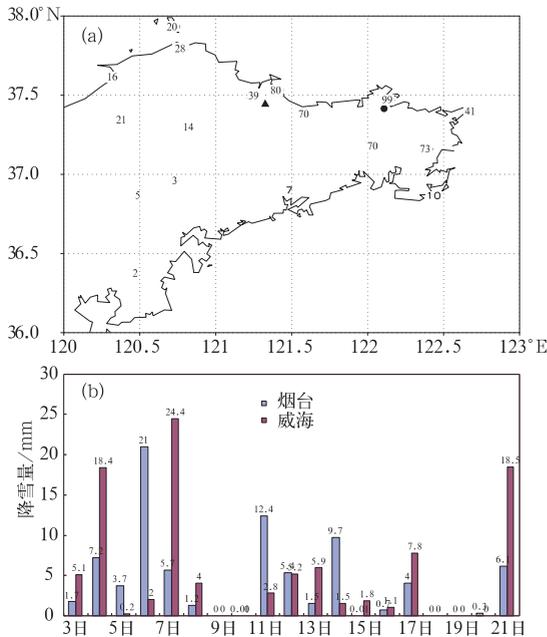


图 1 2005 年 12 月 3—21 日山东半岛降雪量分布(a,单位:mm)及烟台、威海逐日降雪量(b)

多的一种天气系统。这种类型的降雪,一般冷涡较深,移动缓慢,当山东半岛上空脊前西北气流中不断有冷空气补充南下,阵雪天气往往要持续好几天,直到地面转为高压控制。尽管这次降雪发生在最常见的天气系统中,但雪量及降雪梯度之大,持续时间之长仍值得进一步研究其发生的机制。

3 干侵入分析

正如上节所言,三个阶段冷空气的源地、路径及强度不一样,因此先从冷空气入手来分析这次降雪过程。本文参照文献[15],用北风来表征冷空气的强度,从 1000hPa 上空 120~123°E 平均的经向风的时间剖面(图略)可以看出,与这三个降雪阶段相对应,在山东半岛地区 37~38°N 存在明显的偏北风南传,风速一般大于 4m·s⁻¹。从 37~38°N 平均风的时间剖面(图略)可以看出,与这三个阶段相对应,在山东半岛地区 120~123°E 存在明显的西北风东传,风速一般大于 8 m·s⁻¹。从 120~123°E,37~38°N 平均的合成风、温度和相对湿度的时间-高度剖面(图 2)可以看出,与这三个阶段相对应,高低空有急流相配合,高空急流中心一般位于 300~150hPa 之间,低空急流位于 850hPa 附

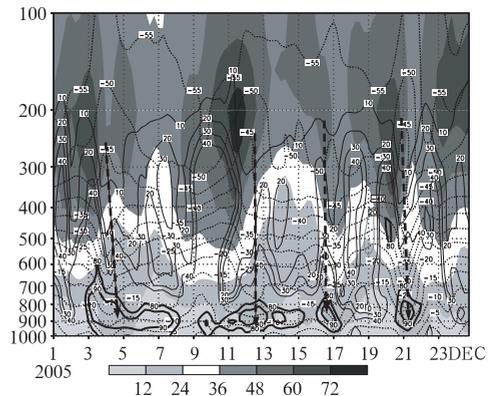


图 2 2005 年 12 月 1—24 日 120~123°E、7~38°N 平均的合成风(阴影: m·s⁻¹)、温度(虚线: °C)和相对湿度(小于 40%为细实线,大于 80%为粗实线)的时间-高度剖面粗虚线箭头表示高层干冷空气侵入

近,可以明显地看到高空有大风中心携带干冷空气下传,与低层(700hPa 以下)的相对暖湿的空气对峙。

如果我们定义温度露点差大于 4°C 为干空气,从山东半岛成山头的温度露点差(图 3)演变同样可以揭示山东半岛地区降雪期间湿度场的变化,与图 2 中 NCEP 资料区域合成的相对湿度演变是一致的。另外,还可以发现,在降雪发生前温度露点差大于 6°C ,空气异常干燥,3 日 08 时 700hPa 的空气开始增湿($t-t_d=3^{\circ}\text{C}$),到降雪后 3 日 20 时几乎整层空气趋于饱和,300hPa 以下温度露点差都小于等于 4°C 。之后,近地层温度露点差加大,但低层(900~800hPa)仍为饱和层,中上层为干空气。11—17 日降雪过程饱和层也较为浅薄。20—21 日降雪过程的饱和层较前一次过程深厚,在 600hPa 左右。与逐日降雪量对比不难发现,除 10 日前后温度露点差较小,但对应没有降水外(下面还会就这个问题讨论),三次降雪过程及 5 日前后、15—16 日在前两次降雪过程中的间歇与温度露点差及图 5 中相对湿度对应都较好。为什么湿度层如此浅薄,但降雪量却很大呢?仔细对比图 4、5,可以看出,与降雪过程对应的不仅有低层相对饱和的湿空气,还要有高层相对干冷的空气。下面将重点分析干空气侵入在其中的作用。

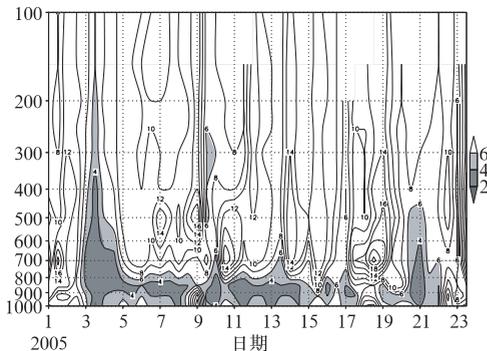


图 3 2005 年 12 月 1—23 日成山头温度露点差演变(阴影区小于 6°C)

干冷空气侵入可以用相对湿度场和位涡场来表征。寿绍文等^[4]的研究表明等熵面的

形态及湿位涡的演变能较好地反映暴雨产生时冷空气的活动。

绝热无摩擦的饱和湿空气具有湿位涡守恒的特性,考虑大气垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小得多,当忽略 w 的水平变化时, p 坐标系下湿位涡(MPV)守恒方程^[8]为:

$$\begin{aligned} MPV = & -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + \\ & g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \\ = & \text{const} \end{aligned}$$

其分量形式为:

$$\begin{aligned} MPV_1 = & -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \\ MPV_2 = & g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \end{aligned}$$

其中 MPV_1 为湿位涡的垂直分量,取决于空气块的绝对涡度的垂直分量和相当位温的垂直梯度的乘积。因为均对涡度是正值,当大气是对流不稳定($\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$)时, $MPV_1 < 0$; 当

大气是对流稳定($\frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0$)时, $MPV_1 > 0$ 。

MPV_2 是湿位涡的水平分量,由风的垂直切变(水平涡度)和 θ_e 的水平梯度决定,表征大气的湿斜压性。位涡的单位为 PVU。1PVU = $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。湿位涡能同时反映大气的动力、热力及水汽特征,所以近年来用湿位涡进行暴雨研究的越来越多。吴国雄等人^[8]对湿斜压过程中涡旋垂直涡度的发展作了较深入的研究,提出了倾斜涡度发展的理论,指出当 θ_e 面陡立时,大气无论是湿对称不稳定或对流不稳定,湿等熵面的倾斜能引起垂直涡度的增长从而导致暴雨的发生。下面我们将湿位涡理论应用于强降雪事件中。

由图 4 可以看出,第一阶段半岛上空 850~200hPa 之间存在相对湿度小于 40% 并随高度向北的广大干空气区,与低层北侧高湿区对峙,在 $32 \sim 39^{\circ}\text{N}$ 形成等湿线的相

对密集带。与同阶段湿位涡分布对比,在 30°N 以北对流层高层400hPa以上为高位位涡区,与高空冷涡对应,呈斜漏斗状向南延伸至对流层中层(第一、三阶段达700hPa,第二阶段达500hPa),对流层中低层及 30°N 以南上空为位涡相对低值区。对比分析可以发现,对流层高层高位涡区与相对湿度小值区相对应,说明干空气主要来源于北侧(高纬度)对流层高层。高位涡区与低湿区都向下

向南伸展,与低层 $MPV_1 < 0$ 的湿对称不稳定区对应。另外,在低层还可以看到 40°N 以北对流稳定的 MPV_1 高值与 40°N 以南对流不稳定的空气在半岛地区对峙,降雪就发生在 $MPV_1 < 0$ 的对流不稳定区中。从975hPa上空 MPV_1 的水平分布(图略),我们可以更清楚地看到, 40°N 以北为高值 MPV_1 ,山东半岛地区 $MPV_1 < 0$,为弱的湿对称不稳定。

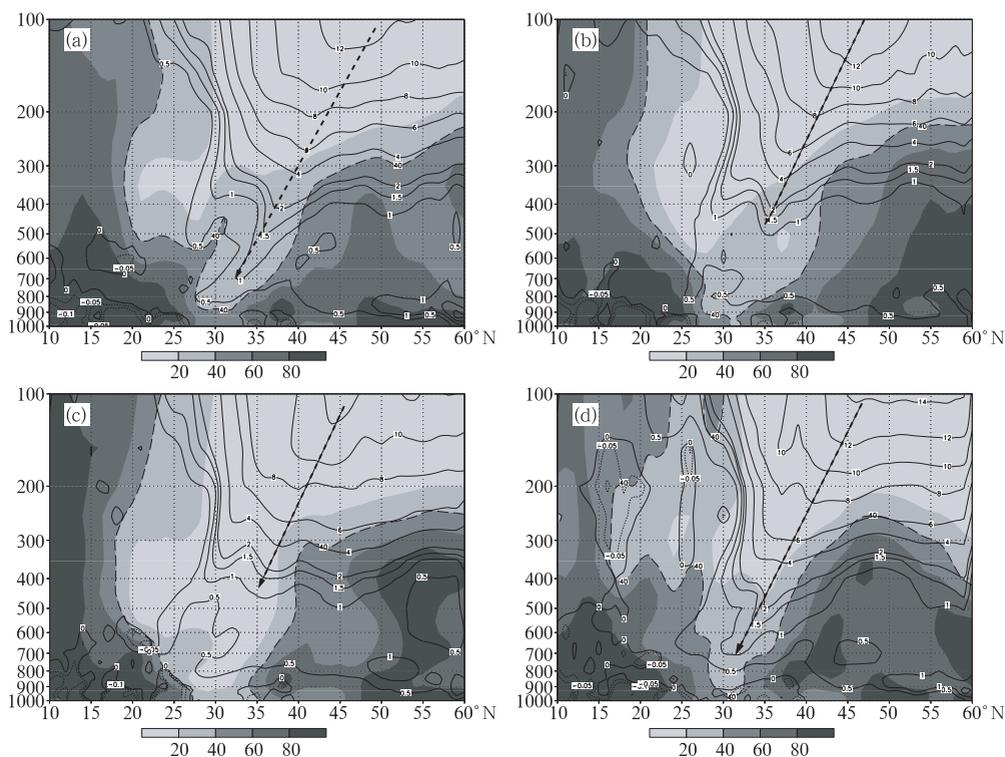


图4 2005年12月3日08至8日08时(a)、11日08时至14日20时(b)、16日08时至17日08时(c)、20日20时至21日20时(d)120~123°E平均相对湿度(阴影,40%为长虚线)和湿位涡(实线,单位:1PVU= $10^{-6}\text{m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$)的纬度-高度剖面
粗虚线箭头表示高层干冷空气侵入

从沿 $121\sim 123^{\circ}\text{E}$ 500hPa θ_w 时间演变图(图略)可见,与三次降雪过程对应,在 $36\sim 39^{\circ}\text{N}$ 有一条高空能量锋区。图5给出了几个大的降雪时次对应的锋生函数剖面,可以看出,3日08时、14时在对流层中低层锋生函数自下而上向北倾斜,最强达 $4.0\times 10^{-9}\text{k}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,低层锋生大值区与强降雪区相对应。分析锋生函数三项计算结果发现垂

直项量值小,非绝热项比水平运动项小一个量级,对锋生为负的贡献,水平运动项对锋生起主要作用。锋生强迫加上半岛迎风坡地形的抬升作用^[12]使低层不稳定的气层达到饱和,触发了对流不稳定能量的释放,造成较强的上升运动。另外,从图5还可以看到, $36\sim 40^{\circ}\text{N}$ 对流层中低层存在较为完整的垂直环流。干冷空气从 40°N 以北的高空倾斜侵入

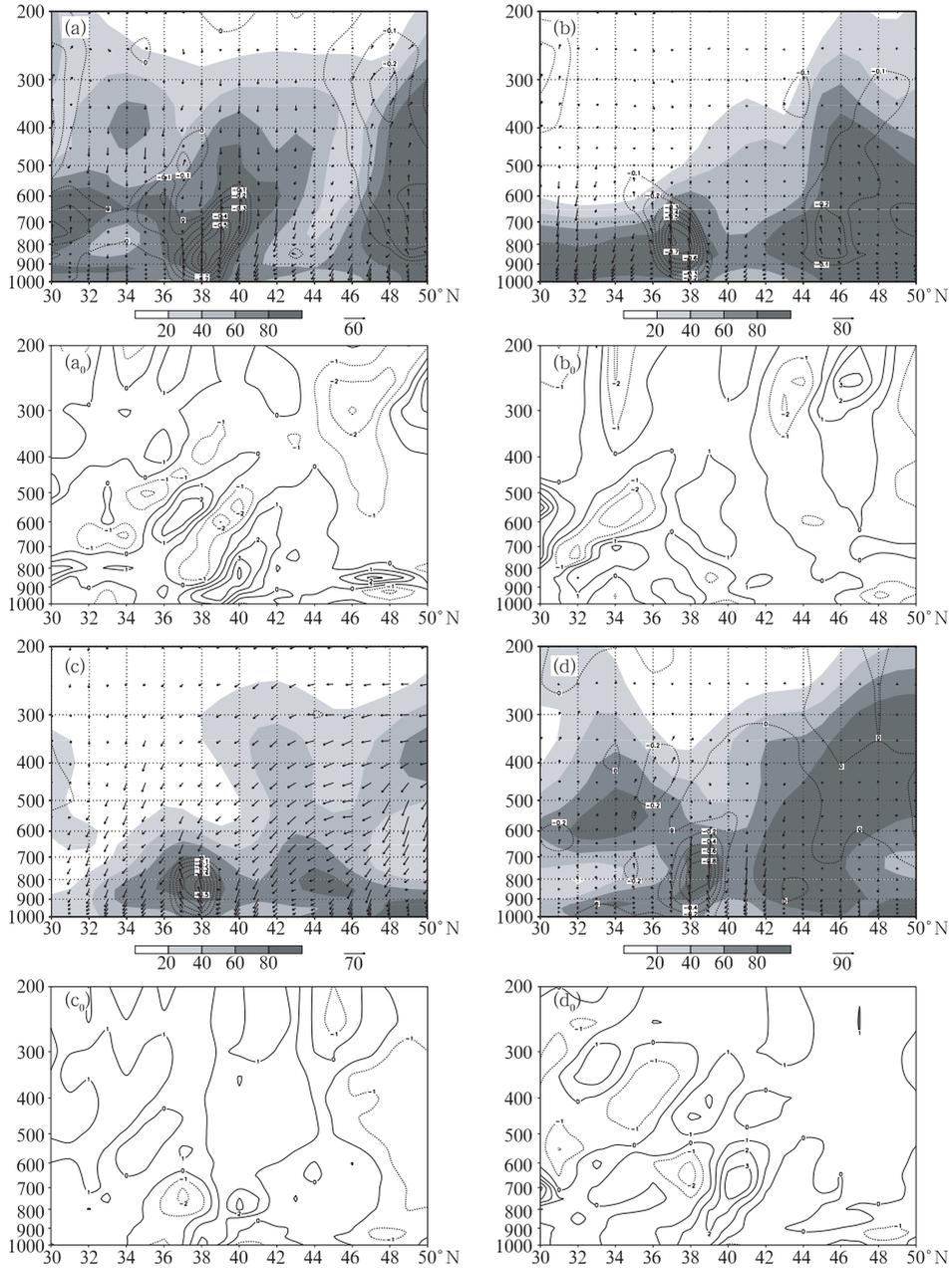


图 5 2005 年 12 月 3 日 08 时 4 日 02 时、17 日 02 时、20 日 20 时沿 $121 \sim 123^{\circ}\text{E}$ 平均的经向垂直环流, 垂直速度 ω (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot 10^2$) 及相对湿度 (阴影: %) (a、b、c、d)、沿 122°E 的锋生函数 (单位: $10^{-9} \text{km}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 垂直剖面 (a_0 、 b_0 、 c_0 、 d_0)

低层, 加强了垂直环流的下沉支, 并迫使低层暖湿空气抬升, 从而有利于环流的加强。因此高层干冷空气的侵入也是不稳定能量的触发机制, 3 日 14 时山东半岛上空垂直上升运动加强, 但呈倾斜状态, 从而造成了半岛较为

局部的强降雪发生。4 日 02 时锋生很小, 但仍为正值, 上升运动相对更强, 达 $0.7 \text{pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 强上升运动产生的部分原因在于锋生是肯定的, 但不可忽视的是这时低层处于相对较强的湿对称不稳定状态, 加上低层暖

湿气流被侵入的干冷空气的强迫抬升,低层湿对称不稳定能量的释放为锋面能强迫出更强盛、狭窄的上升气流提供了必要的不稳定气流的结构,因而产生的降雪量和梯度都较大。这个时间与强降雪时间非常吻合。同样,在20—21日锋生很强,干冷空气的侵入及锋生强迫对上升运动的抬升很重要,上升支可达对流层中层600hPa左右,为 $0.8 \text{ pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。16—17日(17日02时)地面锋生也很弱,800hPa以下为正值 $1.0 \times 10^{-9} \text{ k} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,800~600hPa为负值,但强迫出的上升运动在700hPa以下,为 $0.5 \text{ pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见,强降雪是低层饱和湿空气受地形强迫、锋生强迫的抬升作用及湿对称不稳定能量释放的共同作用造成的,而干冷空气的侵入触发了不稳定能量的释放。

另外,从2005年12月21日02时、08时、14时、20时296K等熵面湿位涡、气压、风场和相对湿度分布(图略)可见,21日02时,大于4PVU的湿位涡最大值位于山东半岛西北方,半岛北侧气压相对较高,南侧气压梯度较大,高位涡随着气流由西北向东南输送,08时左右湿位涡大值中心位于半岛上空,02—08时半岛自西向东出现了强降雪,随后大值中心移出半岛,强降雪也随之结束。

4 结论和讨论

(1) 2005年12月这次强降雪发生在高空500hPa为冷涡横槽的形势下,但三个阶段阻塞高压的强度不同,冷空气的源地、路径及强度也不相同。三个阶段高低空都有急流相配合,高空有大风中心携带干冷空气下传,与低层暖湿空气对峙。低层湿度场或温度露点差的演变可以很好地反映山东半岛地区降雪的变化,但降雪事件与高层干冷空气也紧密相连。

(2) 对流层高层高位涡区与相对湿度小值区相对应,干空气主要来源于北侧(高纬

度)对流层高层。高位涡区与低湿区都向下向南伸展,与低层 $MPV_1 < 0$ 的湿对称不稳定区对应。强降雪是低层饱和湿空气受地形强迫、锋生强迫的抬升作用及湿对称不稳定能量释放的共同作用造成的,而干冷空气的侵入触发了不稳定能量的释放。

参考文献

- [1] Browning K A. The dry intrusion perspective of extratropical cyclone development [J]. Meteor Appl, 1997, 4: 317-324.
- [2] Browning K A, Roberts N M. Variation of frontal and precipitation structure along a cold front [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1996, 122: 1845-1872.
- [3] 于玉斌,姚秀萍. 干侵入的研究及其应用进展[J]. 气象学报, 2003, 61(6): 769-778.
- [4] 寿绍文,李耀辉,范可. 暴雨中尺度气旋发展的等熵面位涡分析[J]. 气象学报, 2001, 59(6): 560-568.
- [5] Spencer P L, Stensrud D J. Simulating flash flood events: importance of subgrid representation of convection [J]. Mon Wea Rev, 1998, 126: 2884-2192.
- [6] Bennetts D A and Hoskins B J. Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands [J]. Quar J Roy Meteor Soc. 1979, 105: 945-962.
- [7] Emanuel K A. Inertial instability and mesoscale convective system. Part 1: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids [J]. J Atmos Sci, 1979, 36: 2425-2449.
- [8] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓青. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 1995, 53(4): 387-405.
- [9] 王建中,丁一汇. 一次华北强降雪过程的湿对称不稳定研究[J]. 气象学报, 1995, 53(4): 451-460.
- [10] 李洪业,徐旭然. 冷流低云降雪成因的分析[J]. 气象, 1995, 21(12): 21-24.
- [11] 杨成芳,周雪松,王业宏. 山东半岛冷流降雪的气候特征及其前兆信号[J]. 气象, 2007, 33(8): 76-82.
- [12] 郑丽娜,石少英,侯淑梅. 渤海的特殊地形对冬季冷流降雪的贡献[J]. 气象, 2002, 19(10): 49-51.
- [13] 周淑玲,闫淑莲. 威海市冬季暴雪的天气气候特征[J]. 气象科技, 2003, 31(3): 183-185.
- [14] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理与方法(第三版)[M]. 北京:气象出版社, 2000: 93-105.
- [15] 姚秀萍,于玉斌. 2003年梅雨期干冷空气的活动及其对梅雨降水的作用[J]. 大气科学, 2005, 29(6): 973-985.