

孟雪峰,孙永刚,姜艳丰. 内蒙古东北部一次致灾大到暴雪天气分析[J]. 气象,2012,38(7):877-883.

内蒙古东北部一次致灾大到暴雪天气分析^{*}

孟雪峰¹ 孙永刚² 姜艳丰³

- 1 内蒙古自治区气象台,呼和浩特 010051
- 2 内蒙古自治区气象局,呼和浩特 010051
- 3 内蒙古自治区气象科学研究所,呼和浩特 010051

提 要:应用基本观测资料及 NCEP 再分析资料,对一次漏报的内蒙古东北地区致灾大到暴雪天气进行了诊断分析。结果表明:本次大暴雪天气过程与内蒙古大雪、暴雪天气学概念模型有所不同,没有强劲的水汽输送建立,垂直上升运动大值区集中在 850~500 hPa 层,强降雪呈现时间短、强度大、范围小、灾害严重的中尺度特点。这次过程中,850 hPa 有很强的暖平流配合 500 hPa 西南气流中弱冷平流,对流层中低层温度平流随高度减小,有利于对流层中低层的不稳定层结的建立;地面副冷锋与气旋合并加强,850 hPa 中尺度低涡强烈发展,加强了对流层低层的辐合上升运动,触发不稳定能量释放是强降雪形成的主要原因。边界层“冷垫”作用对强降雪有一定的增幅。

关键词: 暴雪, 预报, 温度平流, 不稳定层结, 冷垫

Weather Analysis on a Disastrous Heavy Snow in Northeast of Inner Mongolia on November 20, 2010

MENG Xuefeng¹ SUN Yonggang² JIANG Yanfeng³

- 1 Inner Mongolia Meteorological Observatory, Hohhot 010051
- 2 Inner Mongolia Meteorological Service, Hohhot 010051
- 3 Inner Mongolia Meteorological Science Research Institute, Hohhot 010051

Abstract: Using basic observational data and NCEP reanalysis data, a disastrous snowstorm weather of missing report in the northeast of Inner Mongolia was analyzed diagnostically. The results showed that this snowstorm weather process is different from the conceptual model in synoptic meteorology of snowstorm in Inner Mongolia. There is no powerful water vapour transport, the large value area of vertical ascending motion is concentrated between 850 hPa to 500 hPa, and the heavy snow has the mesoscale characters of short duration, great intensity, small range and serious disasters. In this process, the powerful warm advection of 850 hPa is cooperated with the weak and cold advection in the southwest airflow of 500 hPa, the temperature advection in the lower troposphere decreases with altitude which is of benefit to the construction of unstable stratification, the mergence and reinforcement of ground secondary cold front with cyclone and the intensive development of mesoscale low vortex of 850 hPa strengthen convergence ascending motion in the lower troposphere, and unstable energy release is the main cause of snowstorm. Finally, the “cold wedge” of boundary has some amplification effect on heavy snow.

Key words: snowstorm, forecast, temperature advection, unstable stratification, cold wedge

^{*} 内蒙古自然科学基金项目(2011MS0605)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2012-009)共同资助
2011 年 10 月 11 日收稿; 2012 年 2 月 6 日收修定稿
第一作者: 孟雪峰,主要从事天气预报和气象灾害研究. Email: xiaoxuehua_9@yahoo. com. cn

引 言

雪灾是内蒙古的主要气象灾害之一,对农牧业生产、交通运输、供水供电等危害极大。雪灾的发生与强降雪密切相关,通常发生在秋末冬初的一场强降雪(俗称“座冬雪”)就会导致持续一冬的白灾。雪灾危害的严重性引起了许多学者的关注,因此对我国北方大雪、暴雪开展了广泛深入的研究^[1-13]。赵桂香等^[14]利用 1971—2008 年山西 108 个地面气象观测站常规观测资料,对山西大雪天气的主要特征进行了综合分析,提出了地面回流、河套倒槽及两者共同作用等三类主要影响系统。董啸等^[15]利用 1958—2007 年东北地区(黑龙江、吉林、辽宁和内蒙古东部)93 个气象台站的逐日观测资料,分析了东北地区暴雪发生的时空分布特征。孟雪峰等^[16-17]利用 1971—2008 年内蒙古 117 个地面气象观测站常规观测资料,分析了内蒙古大雪的时空分布特征并开展了天气学分型研究,将内蒙古大雪分为两类六型。

通常我国北方大雪、暴雪形成的条件可归纳为:由范围广、强度强的偏南低空急流形成的水汽强劲输送带;高、低空急流的有利配置,使高空辐散、低空辐合,形成深厚的对流上升运动;对称不稳定层结的形成及其在低层辐合系统作用下触发释放过程等。然而,在大雪暴雪的实际预报中也会出现特例,2010 年 11 月 20 日 20 时至 21 日 08 时内蒙古东北地区出现致灾暴雪的天气,其天气条件并未达到预报指标的标准,造成了暴雪天气的漏报。这次暴雪天气是入冬以来最强的降雪天气过程,根据雪情及遥感

监测分析,有 2.26 万 km² 积雪深度达到 10 cm 以上,造成严重白灾。本文针对这次暴雪天气的成因进行深入分析,希望找出预报中存在的技术问题,进一步提高强降雪落区预报能力。

1 天气实况与灾情

2010 年 11 月 20 日 20 时至 21 日 08 时内蒙古呼伦贝尔市南部、兴安盟西北部和锡林郭勒盟东北部出现暴雪天气。21 日 08 时 24 小时降雪量为:阿尔山 10 mm、索伦 13 mm、胡尔勒 6 mm、乌拉盖 10 mm、东乌 9 mm、那仁 5 mm、阿荣旗 5 mm(图 1a),气温平均下降 5~10℃,野外出现白毛风,风力最强时达到 6 级以上,内蒙古兴安盟科尔沁右翼前旗北部牧区、阿尔山市和扎赉特旗等地出现了 30 年不遇的特大暴雪。以上地区积雪深度达到 10 cm 以上(图 1b),特别是降雪最大的科右前旗牧区平均降雪深度达 33 cm,局部地区积雪厚度达 1 m 左右。11 月以来的降雪量较历史同期降雪量多出 2~6 倍,形成严重白灾。兴安盟全盟 5.2 万人受灾;草牧场受灾面积 101×10⁴ hm²,占全盟草牧场的 38.6%;受灾牲畜 201.4 万头只,占全盟牲畜总数的 36.6%;死亡牲畜 1207 头只;缺少饲草 15910.5 万 kg,缺少饲料 3473.2 万 kg,雪灾造成经济损失 2.7 亿元。锡林郭勒盟东乌旗受灾牧户共 2312 户,9503 人受灾,受灾牲畜 59.1 万头只,涉及草场 138×10⁴ hm²。

本次强降雪主要发生时段为 20 日 23 时至 21 日 05 时,具有时间短、强度大、范围小的特点,对本次降雪过程的预报量级为小到中雪,局部地区偏大,没有报出大雪、暴雪天气。

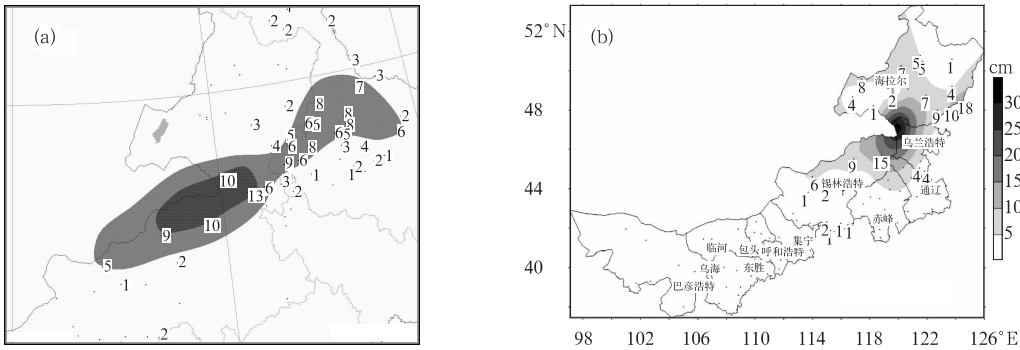


图 1 2010 年 11 月 21 日 08 时 24 小时降雪量图(a)和积雪深度分布图(b) (单位:cm)
Fig. 1 The 24 h snowfall at 08:00 BT 21 November 2010 (a),
and the distribution of snow cover depth (b) (unit: cm)

2 天气形势特征

2.1 高空形势场演变

在降雪初期(20 日 20 时),高空 300 hPa 有较强的高空急流存在(图 2a),其中心轴风速达到 $56\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,强降雪区位于高空急流入口区右侧的辐散区中,高空强烈的抽吸作用加强了整层的上升运动,为强降雪的发生提供了有利的大尺度环境场。在 500 hPa 槽前西南气流旺盛(图 2b),由于温度槽较高度槽更深,槽前西南气流配合着弱冷平流,强降雪就发生在西南气流控制的区域中。850 hPa 有斜压性中尺度低涡形成并强烈发展(图 2c),配合有向东北延伸的暖湿切变线,低涡沿着暖湿切变线东移北上发展加强,强降雪就发生在暖湿切变线影响的区域(低涡东移北上路径)。在夏季,这类高低空配置通常在 500 hPa 西南气流中有强对流云系发展,产生强对流性暴雨天气。

后期(21 日 08 时),500 和 700 hPa 的西风槽东

移进入内蒙古,配合较强冷平流影响内蒙古东北地区,850 hPa 低涡东移北上至呼伦贝尔市北部,强降雪过程结束,强冷空气移入影响内蒙古东部。

2.2 地面形势演变

本次大雪暴雪天气过程是在地面西高东低形势下形成的(图 2d),在地面图上出现副冷锋,其后部冷高压发展强盛,20 日 20 时冷高压中心为 1040 hPa,冷空气强盛而活跃。副冷锋前部地面气旋发展东移北上,强降雪区位于地面气旋的东部和东北部象限的暖区中。副冷锋东移与地面气旋合并加强对强降雪的形成起到重要作用。

从索伦、阿尔山地面要素时间演变特征可以看出(图 3),强降雪集中发生在气压下降的过程中(地面气旋强烈发展),该时段风力较小,温度偏高,温度露点线十分接近,气压下降接近最低点时降雪量最大。随着气压跃升过程(冷高压发展,冷空气侵入),地面风力开始加强,气温下降,降雪趋于减弱或停止。同样说明了强降雪发生在地面系统的暖区中。

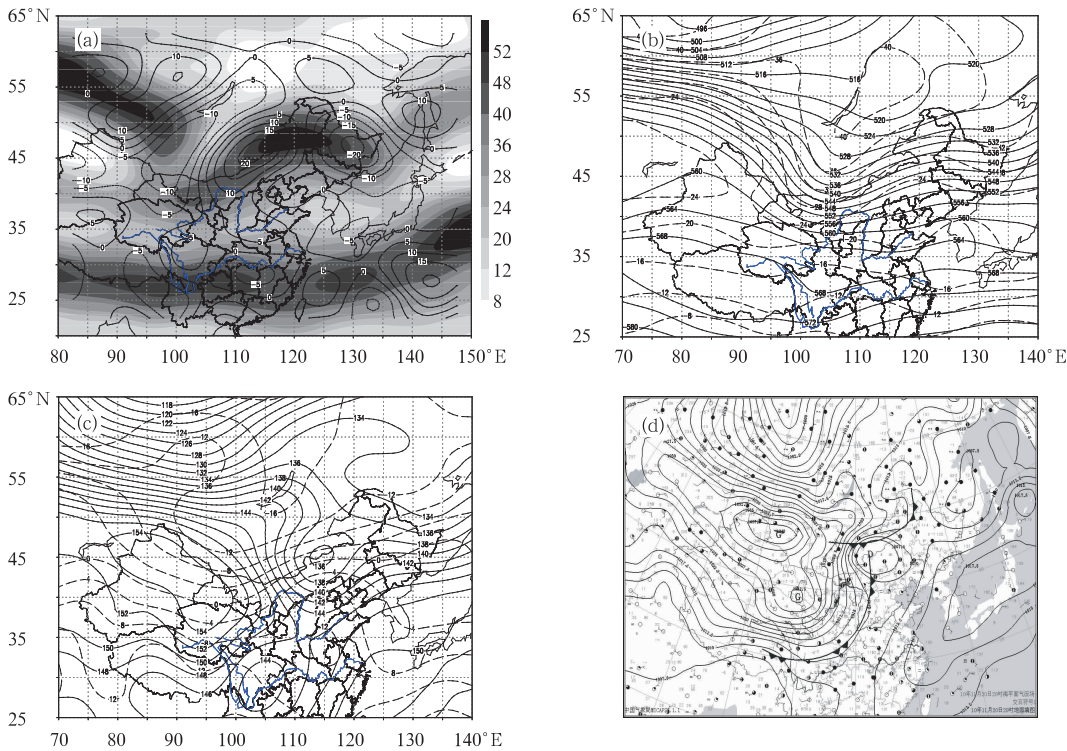


图 2 2010 年 11 月 20 日 20 时 300 hPa 高空急流(a)(等值线为散度,阴影为全风速), 500 hPa(b)和 850 hPa(c)形势场(实线为高度,虚线为温度),以及地面图(d)

Fig. 2 The 300 hPa upper-level jet stream (a), weather situations at 500 hPa (b) and 850 hPa (c), and the surface (d) at 20:00 BT 20 November 2010

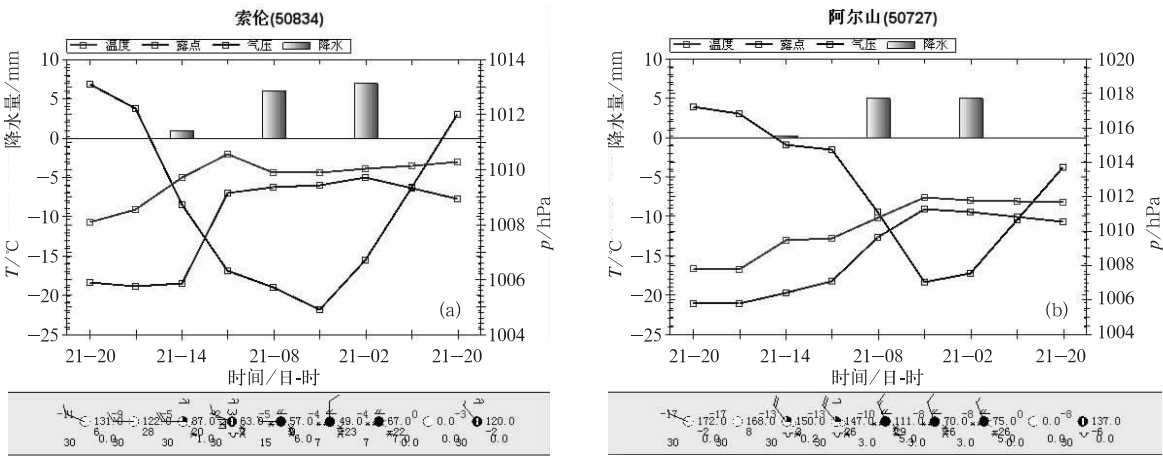


图 3 2010 年 11 月 20 日 20 时至 21 日 20 时索伦、阿尔山地面要素时间演变图
Fig. 3 The time evolution charts of surface meteorological elements at Stations Solon (a) and Arxan (b) from 20:00 BT 20 to 20:00 BT 21 November 2010

3 强降雪成因分析

3.1 水汽条件

分析 700 hPa 水汽通量和风场的叠加图(图 4a)可知西南水汽通道并没有很好的建立,且在长江以南有水汽的截断过程,降雪区只有与系统配合的低空西风急流水汽通道,中心数值达 $6 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。在 20 日 20 时索伦的探空图上(图略),700 hPa 以上温度露点线非常接近,说明中高层湿度较好,而低层 700 hPa 以下湿度条件很差。另外,沿 46.6°N 作温度露点差的剖面图,暴雪区上空湿层($T - T_d \leq 4^\circ\text{C}$)从中高层逐渐向低层拓展且具有湿层狭窄的特点(图 4b),这与大暴雪发生的一般条

件即深厚湿层,尤其是对流层低层湿度大的特征^[3,11]不同。可见,本次强降雪过程的水汽输送、本地水汽条件都不是很好,这与我国北方大雪、暴雪天气充沛的水汽输送条件有明显差异,也是预报降雪量级偏小的重要原因,另一方面,湿层狭窄可能是本次强降雪影响范围小的主要原因。

3.2 层结条件

强降雪发生前夕(20 日 20 时),从索伦的探空图上看(图略),整层的大气层结是稳定的,不利于产生对流性天气。但分析对流层中低层温度平流的高低层差异可以发现(图 5),对流层低层(850 hPa)具有 $15 \times 10^{-5}^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 暖平流,低涡后部有 $-35 \times 10^{-5}^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的冷平流;而对流层中层(500 hPa)对应的西南气流中具有 $-15 \times 10^{-5}^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的冷平流

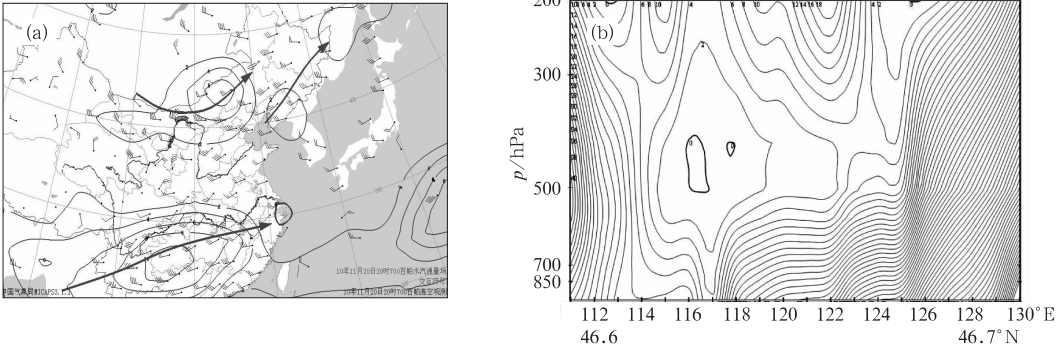


图 4 2010 年 11 月 20 日 20 时 700 hPa 水汽通量(单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$)与风场叠加(a)及沿 46.6°N 温度露点差剖面图(b)
Fig. 4 The superposition of 700 hPa moisture flux (unit: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$) and wind field (a), and the cross-section of temperature-dew point spread along 46.6°N (b) at Solon at 20:00 BT 20 November 2010

维持。在这样的配置中,对流层中低层温度平流随高度减小,有利于形成对流层中低层的不稳定层结。沿 850 hPa 暖切变线(强降雪区)方向做温度平流的垂直剖面(图 6),可以清楚地看到强降雪发生时(21 日 02 时)116°~121°E,500 hPa 以下大气存在明显的下暖上冷的温度平流差异,当温度平流差异减弱

消散时强降雪结束。可见,在温度平流差异作用下,导致对流层中低层对流不稳定,即在 500~850 hPa 形成并维持不稳定层结,在动力抬升的触发下,不稳定能量释放产生较强的对流是强降雪发生的重要原因。

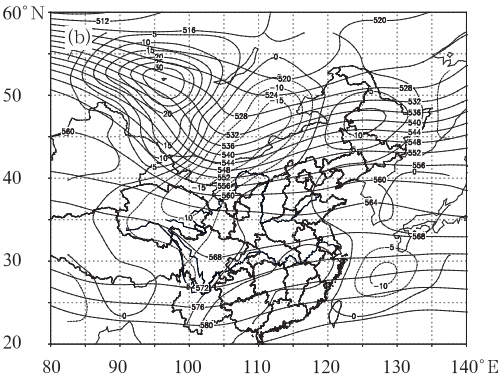
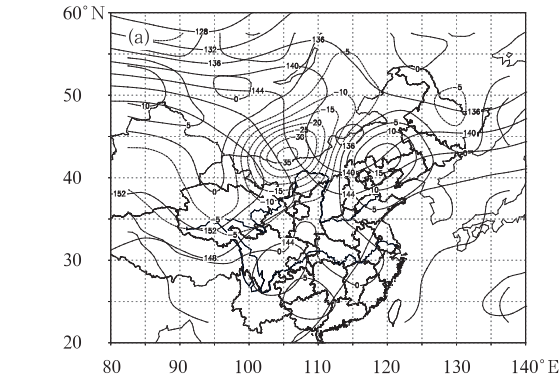


图 5 2010 年 11 月 20 日 20 时 850 hPa (a)和 500 hPa (b)高度场(实线,单位:dagpm)、
温度平流场(虚线,单位: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 5 The 850 hPa (a), 500 hPa (b) height field (solid line, unit: dagpm) and temperature
advection field (dashed line, unit: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 20 November 2010

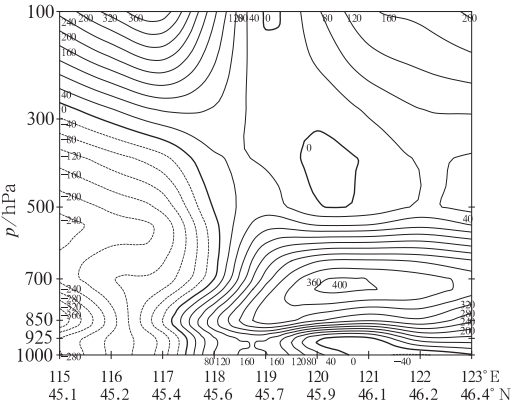


图 6 2010 年 11 月 21 日 02 时沿着
850 hPa 低涡暖切变线的温度平流
剖面图(单位: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 The sectional diagram of temperature
advection of low vortex warm shear line at
850 hPa (unit: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)
at 02:00 BT 21 November 2010

和方向的物理量,因为大气基本作水平运动,所以着重考虑在水平面上的旋转,即指向垂直方向的涡度分量,涡度平流是指它的水平输送,按下式计算:

$$A = -(u \frac{\partial \zeta_a}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta_a}{\partial y}) \tag{1}$$

20 日 20 时,暴雪区上空存在一条向西北倾斜的正涡度平流带(图 7),涡度平流带从 850 hPa 一直伸展至高空,暴雪区上空正涡度平流加强,最大中

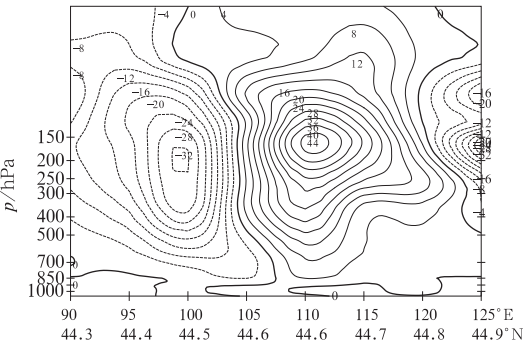


图 7 2010 年 11 月 20 日 20 时沿着 850 hPa 低涡
暖切变线的涡度平流剖面图(单位: 10^{-4} s^{-2})

Fig. 7 The sectional diagram of vorticity
advection of low vortex warm shear
line at 850 hPa (unit: 10^{-4} s^{-2})
at 20:00 BT 21 November, 2010

3.3 动力条件

3.3.1 涡度平流的作用——垂直上升运动的维持和加强

涡度是度量无限小的空气质块(微团)旋转程度

心在 200 hPa 左右,为 $44\times10^{-4}\text{ s}^{-2}$,而其西侧为相同走向的负涡度平流带,最大中心值为 $-32\times10^{-4}\text{ s}^{-2}$,在降雪区存在一个向西北倾斜的垂直环流圈。21 日 08 时,暴雪区上空变为负的涡度平流。

由此可见,暴雪高空冷槽、暖切变线的垂直结构自低向高呈现向西北倾斜的状态,冷槽西侧或西北侧对应的冷空气下沉气流,有利于冷槽加强东移,使得暴雪区从高空到低层均有正涡度平流输送,正涡度平流输送有利于垂直上升运动的维持和加强,并有利于冷槽的移动,带动冷空气逼近暴雪地区,触发不稳定能量释放,造成大(暴)雪的出现和增幅。且正涡度平流先于大(暴)雪 12 小时出现,对大(暴)雪预报有指示意义。

3.3.2 850 hPa 槽线的触发作用

20 日 20 时,850 hPa 在 110°E 河套北部地区有斜压小槽东移,21 日 02 时在锡林郭勒盟中部迅速发展加强为中尺度低涡,其 850 hPa 的涡度中心强度由 $20\times10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 加强到 $40\times10^{-6}\text{ s}^{-1}$,散度中心强度由 $-20\times10^{-6}\text{ s}^{-1}$ 加强到 $-28\times10^{-6}\text{ s}^{-1}$ (图略)。可见小槽东移是不稳定能量释放的主要触发条件,在其作用下不稳定能量释放,使上升运动、850 hPa 辐合加强,中尺度低涡形成并发展加强同时沿其前部的暖切变线向东北方向移动,中尺度低涡与环境场相互作用在形成不稳定层结的同时在其东移过程中触发不稳定能量释放,这一正反馈作用是这次大(暴)雪的重要触发及抬升机制。

3.3.3 边界层冷垫作用

张迎新等^[18]分析了华北平原回流天气的结构特征认为,来自东北平原的低层冷空气虽然经渤海侵入华北平原,但仍然保持干冷气团的特性,在降水 中起“冷垫”的作用。在本次强降雪过程中也存在冷垫的作用,一方面,低层低涡暖切变线北侧的偏东气流是干冷性质,另一方面,由于前期的降雪使地面已有积雪,对太阳辐射起反射作用,边界层气温较低,从探空曲线可以清楚地看到稳定的逆温层的存在。因此,浅薄的“冷垫”,像倒扣的“碗状”,使得降雪区南侧的暖湿空气沿其爬升,在爬升过程中增湿、冷却达到饱和,同时加强抬升运动,从而使得降雪出现一个明显的增幅。

3.3.4 垂直运动特征

同样沿 850 hPa 暖切变线(强降雪区)方向做散度、垂直速度的垂直剖面图(图 8),可以清楚地看到强降雪发生时(21 日 02 时) $116^{\circ}\sim121^{\circ}\text{E}$ 500 hPa 以下存在低层辐合高层辐散的分布结构,辐散虽然一直延伸到 200 hPa 以上,但对流层高层量级很小。与辐散分布相配合,垂直速度的分布也有同样的特征,垂直上升运动一直延伸到 200 hPa 以上,但垂直上升运动大值中心在 700 hPa,500 hPa 以上量值很小。即产生强降雪的对流集中在 500 hPa 以下,对流强但并不深厚,其与对流层中低层的不稳定层结厚度是互相吻合的。在 925 hPa 以下的边界层散度、垂直速度都很小,这是浅薄的“冷垫”空气稳定形成的。

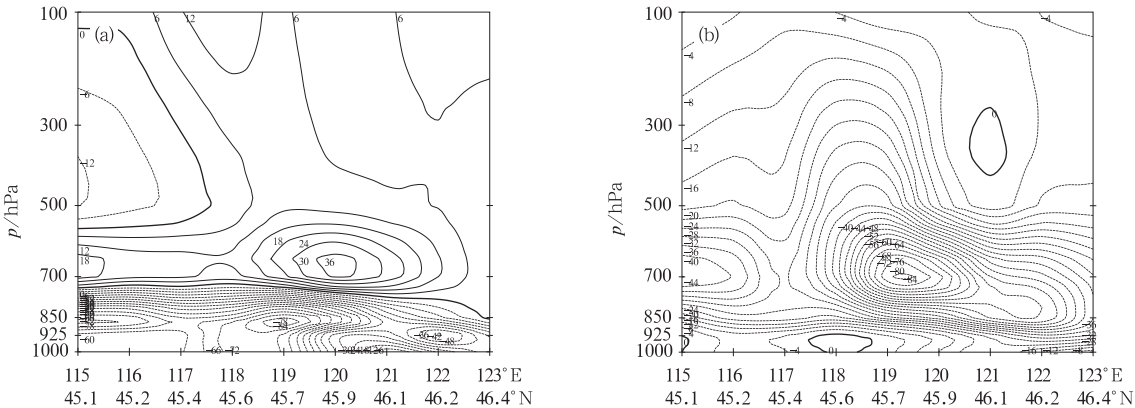


图 8 2010 年 11 月 21 日 02 时沿着 850 hPa 低涡暖切变线的散度(a, 单位: 10^{-6} s^{-1})

垂直运动(b, 单位: $10^{-3}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)剖面图

Fig. 8 The sectional diagrams of divergence (a, unit: 10^{-6} s^{-1}) and vertical motion

(b, unit: $10^{-3}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) of low vortex warm shear line at 850 hPa at 02:00 BT 21 November, 2010

可见,强降雪发生的过程对应着 850 hPa 中尺度低涡形成并强烈发展的过程,同时,地面副冷锋与其前部的地面气旋合并加强。对流层低层系统的加强使辐合加强,进一步加强了上升运动,触发不稳定能量释放形成较强的对流(仅限于对流层中低层的不稳定层结),形成强降雪。在这次强降雪过程中,上升运动较强,中心达到 $-84 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$;强上升区的水平尺度较小,约 3 个经(纬)度左右;持续时间短,不到 6 小时。可见,本次强降雪具有中尺度特征。

4 小 结

(1)本次暴雪天气过程造成的灾害非常严重,其具有发生时间短、降雪量大、影响范围小的特征,预报难度较大,在实际预报中漏报了大雪、暴雪天气。

(2)本次暴雪天气过程发生在对流层中高层西南气流控制,有弱冷平流,对流层低层 850 hPa 有低涡生成并发展,暖平流旺盛,配合有暖切变线,强降雪主要发生在切变线上,为暖区降雪。

(3)本次暴雪天气过程的水汽条件不好,本地湿度较差,对流层低层较干燥,湿层在 700 hPa 以上层结,南支水汽通道没有建立,这与我国北方大雪暴雪天气充沛的水汽输送(尤其是对流层低层)不同,也是在预报中没有考虑大到暴雪的主要原因之一。

(4)本次暴雪天气过程具有强对流特征,在 500 hPa 冷平流配合 850 hPa 暖平流的差异作用下,导致的对流层中低层 500~850 hPa 形成对流不稳定层结,在动力抬升的触发下,不稳定能量释放产生较强的对流是强降雪发生的重要原因。

(5)对流层低层 850 hPa 的斜压小槽东移发展加强为低涡及其暖切变线、整层的正涡度平流对上升运动的加强和维持、边界层“冷垫”作用是触发不稳定能量释放,形成强降雪的主要动力条件。

(6)本次暴雪天气过程的强降雪是对流层中低层 500~850 hPa 对流不稳定能量释放形成的,因

此,其对流并不深厚,主要发生在 500~850 hPa 层结中,与内蒙古大雪暴雪天气具有深厚的对流不同。

参考文献

- [1] 宫德吉. 内蒙古的暴风雪灾害及其形成过程的研究[J]. 气象, 2001, 27(8): 19-24.
- [2] 宫德吉, 李彰俊. 内蒙古大(暴)雪与白灾的气候学特征[J]. 气象, 2000, 26(12): 24-28.
- [3] 宫德吉, 李彰俊. 低空急流与内蒙古的大(暴)雪[J]. 气象, 2001, 27(12): 3-7.
- [4] 姜学恭, 李彰俊, 康玲, 等. 北方一次强降雪过程的中尺度数值模拟[J]. 高原气象, 2006, 25(3): 476-483.
- [5] 王文, 刘建军, 李栋梁, 等. 一次高原强降雪过程三维对称不稳定数值模拟研究[J]. 高原气象, 2002, 21(2): 132-138.
- [6] 胡中明, 周伟灿. 我国东北地区暴雪形成机理的个例研究[J]. 南京气象学院学报, 2005, 28(5): 679-684.
- [7] 周陆生, 李海红, 汪青春. 青藏高原东部牧区大一暴雪过程及雪灾分布的基本特征[J]. 高原气象, 2000, 19(4): 450-458.
- [8] 郝璐, 王静爱, 满苏尔, 等. 中国雪灾时空变化及畜牧业脆弱性分析[J]. 自然灾害学报, 2002, 11(4): 42-48.
- [9] 孙欣, 蔡芾宁, 陈传雷, 等. “070304”东北特大暴雪的分析[J]. 气象, 2011, 37(7): 89-96.
- [10] 易笑园, 李泽椿, 朱磊磊, 等. 一次 β 中尺度暴风雪的成因及动力热力结构[J]. 高原气象, 2010, 29(1): 177-188.
- [11] 赵桂香. 一次回流与倒槽共同作用产生的暴雪天气分析[J]. 气象, 2007, 33(11): 43-50.
- [12] 赵桂香, 许东蓓. 山西两类暴雪预报的比较[J]. 高原气象, 2008, 27(5): 210-218.
- [13] 赵桂香, 程麟生, 李新生. “04.12”华北大到暴雪过程切变线的动力结构诊断[J]. 高原气象, 2007, 26(3): 183-191.
- [14] 赵桂香, 杜莉, 范卫东, 等. 山西省大雪天气的分析预报[J]. 高原气象, 2011, 30(3): 177-188.
- [15] 董啸, 周顺武, 胡中明, 等. 近 50 年来东北地区暴雪时空分布特征[J]. 气象, 2010, 36(12): 76-81.
- [16] 孟雪峰, 孙永刚, 云静波, 等. 内蒙古大雪的时空分布特征[J]. 内蒙古气象, 2011, (1): 3-6.
- [17] 孟雪峰, 孙永刚, 姜艳丰, 等. 内蒙古大雪天气分型研究[J]. 内蒙古气象, 2011, (3): 3-8.
- [18] 张迎新, 张守保. 华北平原回流天气的结构特征[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29(1): 107-113.