

陈涛,崔彩霞.“2010.1.6”新疆北部特大暴雪过程中的锋面结构及降水机制[J].气象,2012,38(8):921-931.

“2010.1.6”新疆北部特大暴雪过程中的 锋面结构及降水机制^{* 1}

陈 涛¹ 崔彩霞^{2,3}

1 中国气象局国家气象中心,北京 100081

2 新疆维吾尔自治区气象台,乌鲁木齐 830002

3 中国气象局应急与减灾司,北京 100081

提 要: 利用 WRF 模式对 2010 年 1 月 6—7 日新疆北部的暴雪过程进行了数值模拟和诊断分析。分析表明,巴尔喀什湖冷涡与新疆以北南压的冷涡横槽的结合过程,以及相应的中高层急流核传播和发展是造成此次暴雪的关键天气过程,并据此建立了暴雪过程的天气学概念模型。通过温度平流以及锋生函数的诊断表明,地形前方的中尺度辐合对于低层局地锋生有正的贡献,而与潜热释放对应的垂直运动项产生了最强的锋生。进一步通过锋面次级环流的诊断表明,低层锋生强迫的垂直运动较为重要。在地形的影响下,低层冷空气在阿勒泰山前有一定的堆积过程,中高层锋面与低层锋面将发生分裂。由地形因素造成的锋面结构变化对于对降雪的微物理过程有明显影响,6 日白天的降水与在地形前爬升的暖性气流以及中高层层云降水有密切关系,但降水量相对较小;6 日 20 时以后地形前方暖平流增强并伴有较为清楚的锋生,而分裂过山的锋面结构形成了明显的冰晶播撒-繁殖机制,降水效率有明显增加,因此在 7 日白天降雪明显增强。

关键词: 暴雪, 锋生, 地形作用, 云微物理过程

The Frontal Structure and Precipitation Mechanism in the 6 January 2010 Heavy Snowfall Event Happening in North Xinjiang

CHEN Tao¹ CUI Caixia^{2,3}

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 Xinjiang Meteorological Observatory, Urumqi 830002

3 Department of Emergency Response and Disaster Mitigation, CMA, Beijing 100081

Abstract: Numerical simulation and diagnosis are applied to the heavy snow event happening during 6—7 January 2010 in North Xinjiang by using WRF model. The combination of the cold vortex near Balkhash Lake and the south moving trough from North Xinjiang, as well as the propagation and developing of the upper-air jet was the key process connected with this serious blizzard. The synoptical conceptual model is set up for this heavy snow event. It is revealed through the diagnosis of temperature advection and frontogenesis function that, the mesoscale convergence in front of the topography led to the active contribution to the frontogenesis, and the vertical motion term in the frontogenesis function explained the most part of the active frontogenesis. The vertical movement due to the secondary circulation forced by the frontogenesis is the most important component through the frontogenesis secondary circulation diagnosis. Due to the topography effect the cold air was depositing before the mountain, and the front split into upper level part and lower part, and the change in the structure of front has obvious impact on the microphysical process of precipitation. The relative light precipitation happening in the daytime of 6 January 2010 is closely connect-

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106007)资助

2011 年 9 月 27 日收稿; 2012 年 2 月 13 日收修定稿

第一作者: 陈涛,从事中尺度天气分析诊断研究. Email: chentao@cma.gov.cn

ed with the warm flow ascending along the topography and the stratus cloud in the upper level. After 20:00 BT 6 January, the warm advection was strengthened with distinct frontogenesis, the seeder-feeder mechanism was formed by the split front structure, and the snowfall intensified clearly due to this more efficient microphysical process.

Key words: snow, frontogenesis, orographic effect, cloud microphysical process

引 言

新疆降雪主要发生在北疆,其中偏北和沿天山一带,特别是阿勒泰地区是暴雪常发区域^[1]。关于新疆暴雪成因及其灾害的研究,国内近年来做了许多有成效的工作,如阿依夏木等^[2]对较为特殊的南疆暴雪进行了分析总结,杨莲梅等^[3]讨论了新疆北部强降雪的环境气候特征以及水汽输送特征,郭金强等^[4]对新疆北部暴雪天气过程的动力、热力、水汽条件进行了分析,着重探讨了阿勒泰地区强降雪过程中的若干物理量特征值,具有一定的预报参考意义。2010 年 1 月上、中旬,新疆出现了历史罕见的特大暴雪过程,造成了严重的经济和社会损失。针对这次暴雪过程,刘惠云等^[5]、赵俊荣^[6]、庄晓翠等^[7]对暴雪天气过程的环流特征、物理量场进行了诊断分析,研究表明在相对稳定的阻塞形势下,中低层切变线、西南急流以及锋面气旋等天气系统成员在一定配置关系下,造成了此次暴雪过程。

然而在这些研究中,对新疆北部特殊地形下的锋面三维结构、锋面与地形的相互作用、锋生过程等方面分析不足,更少有利用数值模式对新疆北部强降雪的动力、热力以及云物理过程等方面的深入分

析。以往吴伟等^[8]、周雪松等^[9]都利用数值模拟对华北地区的暴雪进行了分析研究,都指出了锋面结构以及锋生过程、云物理过程与地形相互作用在暴雪过程中的重要性。针对以上内容,利用各种常规和非常规观测资料,结合高分辨率数值模拟资料,对 2010 年 1 月 5—7 日新疆北部阿勒泰地区暴雪天气过程进行数值模拟以及诊断分析,详细探讨了此次过程中锋面三维结构的演变以及造成强降雪的动力、热力以及云物理过程,并对暴雪过程中地形作用进行了初步探讨。

1 天气分析

1.1 降雪实况

2010 年 1 月上、中旬阿勒泰地区降雪总量普遍为 44~82 mm、积雪深度平原地区普遍为 44~94 cm,降雪量之大、降雪强度之强、降雪范围之广、持续时间之长、积雪深度之厚均为历史所罕见,造成历史上罕见的雪灾。1 月 6—7 日,新疆北部阿勒泰地区普降暴雪,图 1 表明从 6 日 08 时至 7 日 20 时阿勒泰站累积降雪量 29 mm,富蕴站降雪 56 mm。从 5 日 20 时至 7 日 20 时逐 6 小时的降雪量演变看,5 日 20 时后两站的降雪开始逐步增强,从 6 日 20 时后

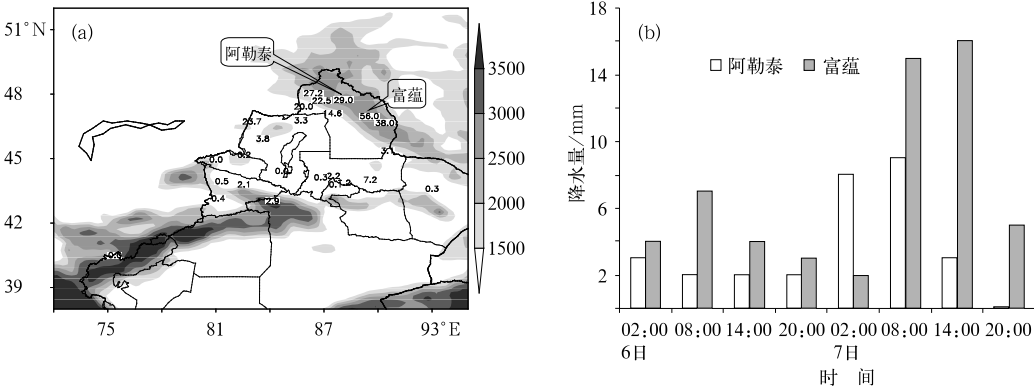


图 1 2010 年 1 月 6 日 08 时至 7 日 20 时累积降雪量(a,阴影区地形高度>1500 m),
阿勒泰、富蕴站 6 日 20 时至 7 日 20 时逐 6 小时降雪量(b)

Fig. 1 (a)The accumulated snowfall during 08:00 BT 6 to 20:00 BT 7 January 2010,
shaded area for topography height above 1500 m;

(b) the 6 h snowfall at Stations Altay and Fuyun during 20:00 BT 6 to 20:00 BT 7 January 2010

降雪明显增大,7 日 02—08 时富蕴站 6 小时累积降雪量达到 15 mm,7 日 08—14 时累积降雪量达到 16 mm,但从 7 日 20 时以后,两站降雪明显减弱,降雪过程趋于结束。从降雪过程的特点看,降雪集中在阿勒泰以及山口地区,天山地区附近降雪相对很少,降雪区域集中,量级大,预报过程也相对困难。

1.2 天气过程

从 6 日 20 时 500 hPa 高度场和探空风场看(图 2a),新疆以北到贝加尔湖以西地区有庞大的深厚冷涡系统,冷涡中心相对稳定,新疆北部处于冷涡底部西北气流的控制下;另外从 6 日 08 时到 20 时巴尔喀什湖附近有切断冷涡东移,随着这个高空冷涡东移加深,冷涡底部的高空西南急流有明显加强。从

6 日 20 时 FY-2E 卫星红外云图上,巴尔喀什湖附近的斜压叶状云系较为清楚。由于干冷空气的侵入,在低涡中心附近云系呈现螺旋状结构,表明气旋已经发展到锢囚阶段。云系后边缘光滑整齐,表明高空急流较为清楚;冷涡前部有向前伸展的盾状云区,温度较低;云系具有向偏东方向伸展的纤维状卷云云砧,表明高空流出较清楚,具有较强的高空辐散,有利于中低层垂直运动的发展。到 7 日 08 时(图 2b),东移冷涡与下摆的冷涡横槽系统相结合,新疆西部形成了较深的西风槽,槽前 500~700 hPa 的西南风急流进一步加强。受到锋面云系的影响,从 6 日 20 时开始,新疆北部降雪有明显增强,最强的降雪出现在 7 日白天。

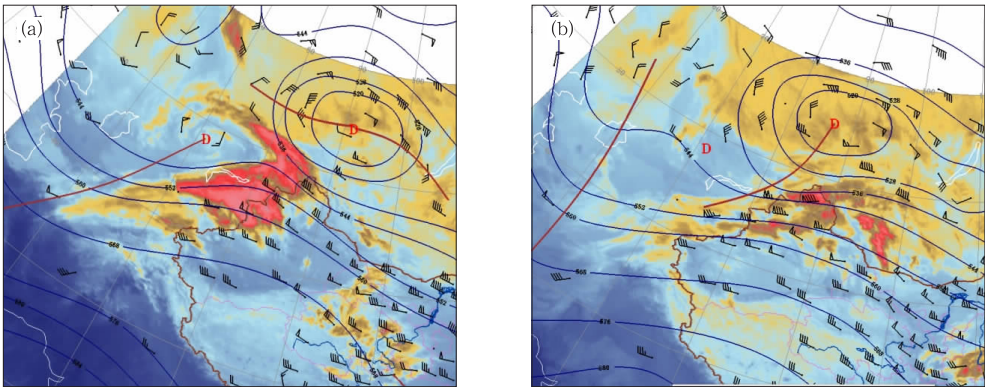


图 2 2010 年 1 月 6—7 日 500 hPa 探空与 FY-2E 卫星红外云图
(a)1 月 6 日 20 时,(b)7 日 08 时
Fig. 2 The 500 hPa sounding and infrared images from FY-2E satellite
at (a) 20:00 BT 6 January and (b) 08:00 BT 7 January 2010

2 数值模拟分析

2.1 模式简介

高分辨率的中尺度数值模式为研究中尺度天气系统的发展机制提供了有力的工具,而 WRF 模式(Weather Research & Forecasting Model)具备先进的动力框架、完善的物理过程和灵活的同化方案,能够对天气系统的三维结构、动力热力过程做出细致的诊断和分析,成为最近中尺度天气分析所经常使用的数值模式之一。针对此次新疆北部的暴雪过程,在 WRF 模式中采用的主要参数和物理过程如表 1 所示。模拟方案采用三重网格区域,最内重网

格水平分辨率为 4 km,基本覆盖新疆北部。模式背景场采用 NCEP FNL 1°×1°逐 6 小时分析场。新疆北部地形复杂,阿勒泰山脉在模式地形中高度在 2500~3000 m 左右,接近 700 hPa 高度。

表 1 WRF 模式运行主要参数			
Table 1 Main parameters using in the WRF model simulation			
模式网格分辨率	36 km	12 km	4 km
微物理过程方案	Lin	Lin	Lin
积云参数化方案	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch	None
边界层方案	YSU	YSU	YSU
辐射方案	RRTM	RRTM	RRTM
积分步长	60 s	20 s	6.67 s
地形资料分辨率	5 min	2 min	30 s
积分时段	5 日 20 时至 7 日 20 时	5 日 20 时至 7 日 20 时	6 日 08 时至 7 日 20 时

图 3 为模式 4 km 网格上模拟的 6 日 08 时至 7

日 20 时的累积降雪量,与实况主要降雪带的分布相当接近,新疆北部阿勒泰山脉南麓降雪在 25 mm 以上,最大降水量超过 70 mm,高分辨数值模拟也表现了更多的降水细节,但因实况观测资料相对稀疏,不再多做分析。进一步对比分析表明,模式模拟天气系统的演变与实况基本一致,因此利用模式资料对此次暴雪过程进行诊断分析是较为合理的。以下除非特别说明外,所使用的资料均为 12 km 细网格上的模式结果。

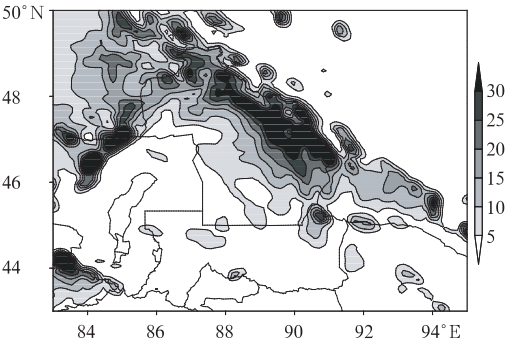


图 3 2010 年 1 月 6 日 08 时至 7 日 20 时模式区域 D03 的累积降水量(单位:mm)
Fig. 3 The simulated precipitation (unit: mm) over model domain D03 during 08:00 BT 6 to 20:00 BT 7 January 2010

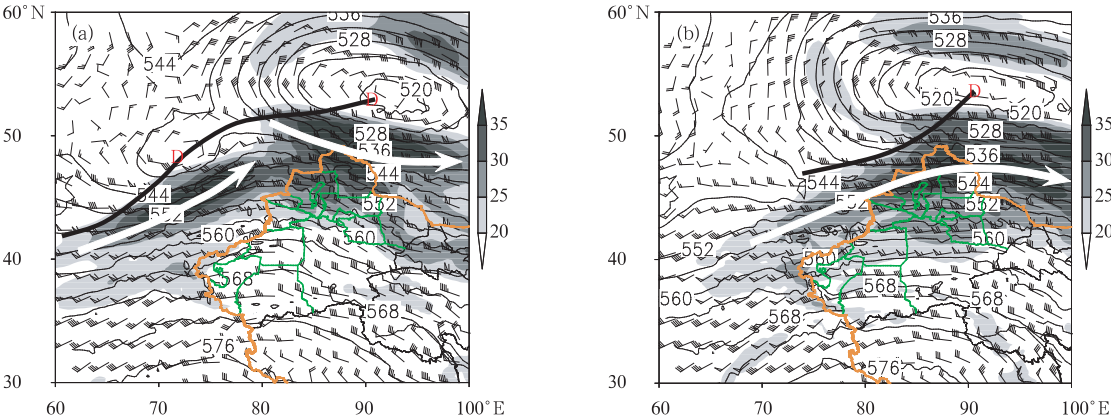


图 4 2010 年 1 月 6—7 日模式模拟 500 hPa 高度场和风场
(a) 6 日 20 时,(b) 7 日 08 时
(阴影风速 $>20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,箭头为显著气流)

Fig. 4 The simulated 500 hPa height and wind fields at (a) 20:00 BT 6 January, and (b) 08:00 BT 7 January 2010
(shaded for wind speed $>20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, arrow for the dominant flow)

2.3 锋面结构及演变

从地面锋面的演变情况看(图 6),6 日 20 时冷

2.2 天气过程中尺度分析

从模式模拟的 500 hPa 高度场以及风场上看,造成此次暴雪过程的天气系统演变还是相当清楚的。6 日 20 时(图 4a)随着巴尔喀什湖冷涡的东移,冷涡底部的急流也向东北方向伸展,逼近新疆北部;同时新疆北部冷涡系统横槽南压,横槽前方的偏西急流也有迅速加强,两支急流逐渐结合为一体。7 日 08 时(图 4b)巴尔喀什湖冷涡与横槽结合,新疆西部建立较深的西风槽,槽前偏西急流横贯北疆阿勒泰地区,新疆北部处于槽前高空急流入口区右侧,相伴随的锋面次级环流有利于垂直运动的加强,结合地形作用,7 日白天新疆北部阿勒泰地区产生了最强的降雪。7 日 20 时以后,随着西风槽东移南压,锋面东移减弱,降水过程趋于结束。

从 6 日 20 时 500 hPa 的相对湿度分布看(图 5a),大于 60% 的湿度区与实况云区分布较为接近,巴尔喀什湖冷涡中心附近的螺旋状云系、从西南方向侵入云区的干区、冷涡前部的带状锋面云系等结构都得到反映,进一步表明了模拟的准确性。图 5b 为 700 hPa 水汽通量,高值区位于 700 hPa 槽前的西南气流中,构成了新疆北部暴雪区的主要水汽通道。

空气侵入到巴尔喀什湖气旋南部,气旋内部基本都由冷平流所控制,锋面气旋整体处于锢囚状态并将逐步减弱。在气旋前部,与横槽对应的冷空气与锋

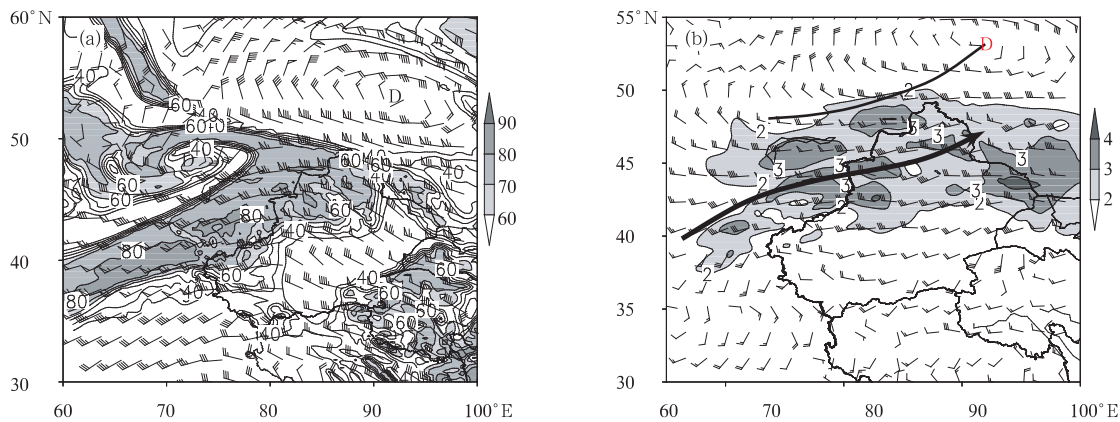


图 5 2010 年 1 月 6 日 20 时 500 hPa 风场与相对湿度(a,阴影区相对比湿>60%)
和 7 日 08 时 700 hPa 风场与水汽通量(b,单位: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)

Fig. 5 (a)The 500 hPa height and relative humidity, shaded for relative humidity>60% at 20:00 BT 6 January 2010; (b) wind and water vapor flux (unit: $10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) on 700 hPa at 08:00 BT 7 January 2010

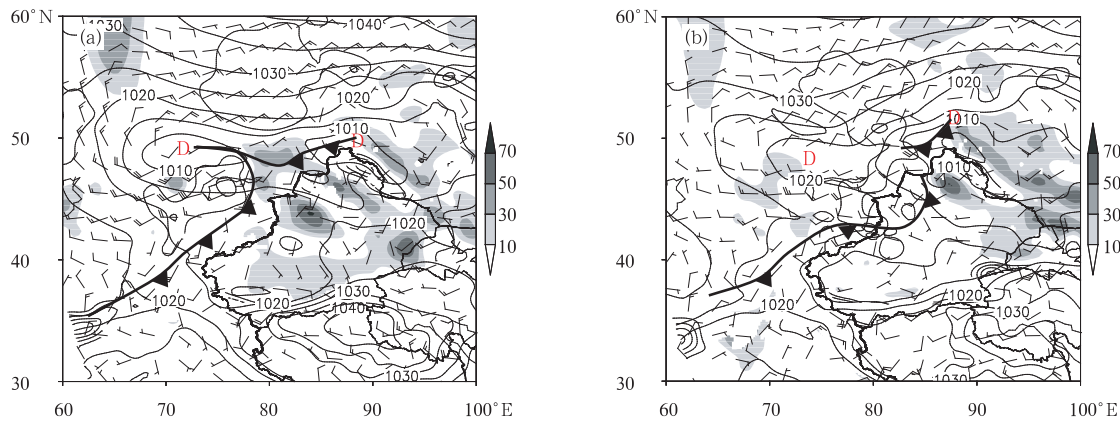


图 6 2010 年 1 月 6 日 20 时(a)和 7 日 08 时(b)锋面、海平面气压与 10 m 风
(细实线 850 hPa 为冷平流,阴影区为暖平流,单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 The front, sea level pressure and 10 m wind field at (a) 20:00 BT 6 January, (b) 08:00 BT 7 January 2010
(thin solid line for cold advection on 850 hPa and shaded for warm advection, unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

面气旋的冷空气开始结合在一起,而新疆北部还处于锋前暖区当中,降雪开始加强;从 7 日 08—20 时,结合为一体的冷空气迅速扫过新疆北部,锋前出现了较强的降雪,锋面过后降雪过程结束。

从 6 日 20 时过 47.7°N 的相当位温垂直剖面分析(图 7a),锋面倾斜角度较小,锋两侧冷暖平流都非常清楚。 $85^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 位于阿勒泰山脉南麓迎风坡上,地形高度从几百米陡升到 3000 多米。从水平气流的垂直配置看,850~700 hPa 间西南气流强盛而中高层以偏西风或者西北风急流为主,风随高度的顺时针旋转体现了锋前的暖平流。受到地形影响,7

日 08 时的垂直分布(图 7b)表明低层锋面移动相对较慢,而中高层锋面东移较快,高低层锋面发生一定程度的断裂,同时中层锋区附近的冷暖平流明显减弱。理论研究^[10]表明冷锋开始过山时,锋前暖空气绝热上升冷却,将导致锋面附近温度梯度减弱产生锋消,因此诊断表明的中层锋面减弱与理论解释一致。但图 7b 表明低层锋面在爬坡过程中,锋前中低层冷暖平流仍然维持一定的强度,并且暖平流有所增强,这表明低层的锋面结构仍然相当清楚,伴随的锋面次级环流能够增强上升运动;另一方面随着地形迎风坡前偏西急流的加强,强迫产生的地形性上

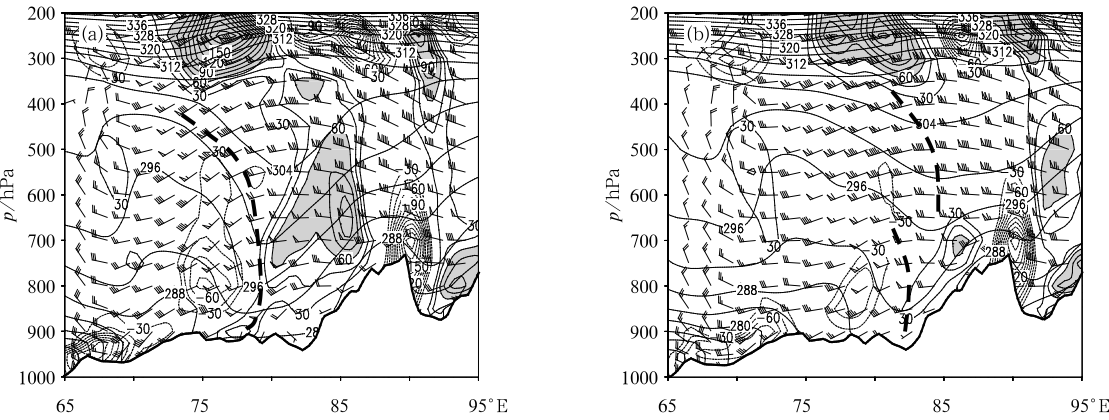


图 7 2010 年 1 月 6 日 20 时(a)和 7 日 08 时(b)过 47.7°N 垂直剖面上 θ_e 与水平风场
(虚线为冷平流,阴影区暖平流 $>60 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 7 The θ_e and horizontal winds in the vertical section along 47.7°N
at (a) 20:00 BT 6 January, and (b) 08:00 BT 7 January 2010
(dashed line for cold advection, shaded for warm advection $>60 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

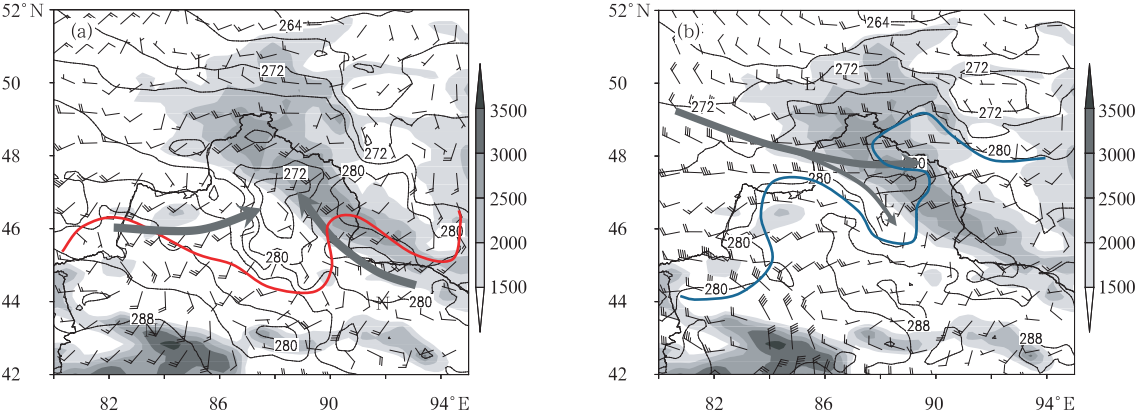


图 8 2010 年 1 月 6 日 20 时(a)和 7 日 08 时(b)模式模拟 850 hPa 风场和位温
(阴影区地形高度 $>1500 \text{ m}$,箭头为显著流线)

Fig. 8 The simulated 850 hPa wind and potential temperature fields
at (a) 20:00 BT 6 January, and (b) 14:00 BT 7 January 2010
(shaded for terrain height $>1500 \text{ m}$, and arrow for dominant flow)

升运动正比于基本气流速度;两方面的物理过程都能够导致低层上升运动发展,有利于降水增强。

图 8a 为 6 日 20 时的 850 hPa 风场和等位温线,东南气流和西南气流较为显著,在低层暖平流控制下,北疆盆地中形成较清楚的暖性倒槽;温度从 6 日 08 时到 7 日 08 时持续升高,阿勒泰探空站 850 hPa 温度从 -10°C 上升到 -6°C 。7 日 08 时后,随着新疆西部高层西风槽的建立以及地面锋面进入新疆,地面冷空气开始沿着山口进入北疆地区,到 7 日 14 时(图 8b),北疆地区形成了清楚的冷中心,阿勒

泰山脉附近形成了地形锢囚冷锋结构。随着锋后偏西急流的明显增强,阿勒泰山脉前能够形成较明显的地形性辐合上升,对降雪起到增幅作用。

将地面锋面演变过程与高空形势演变共同分析,构建了此次北疆暴雪过程的天气学概念模型(图 9a),主要成员包括新疆西部建立的 500 hPa 西风槽以及槽前的高空急流、地面冷锋,以及在槽后中高空的西北下沉气流。在槽前 500~700 hPa 层次的西南急流较为清楚,构成暴雪过程的主要水汽通道。在暖区当中尤其是在阿勒泰山脉南麓,低层 850 hPa

以下的偏东或者偏东南气流较为清楚，一方面构成了暖气流的交汇辐合，另一方面这一地区处于高空急流的入口区，高低空形成较强的垂直切变。图 9b 为 7 日 08 时在高空急流入口区沿着 87°E 经向垂直环流结构，在热成风平衡的约束下，强垂直切变

对应着强斜压锋区，倾斜锋区上产生的横向垂直正环流圈非常清楚，气流在暖区上升冷区下沉，构成热力直接环流，从而使得斜压有效位能向动能的转换，有利于上升运动的发展；锋面附近的上升运动区也对应着概念模型中新疆北部的强降雪区。

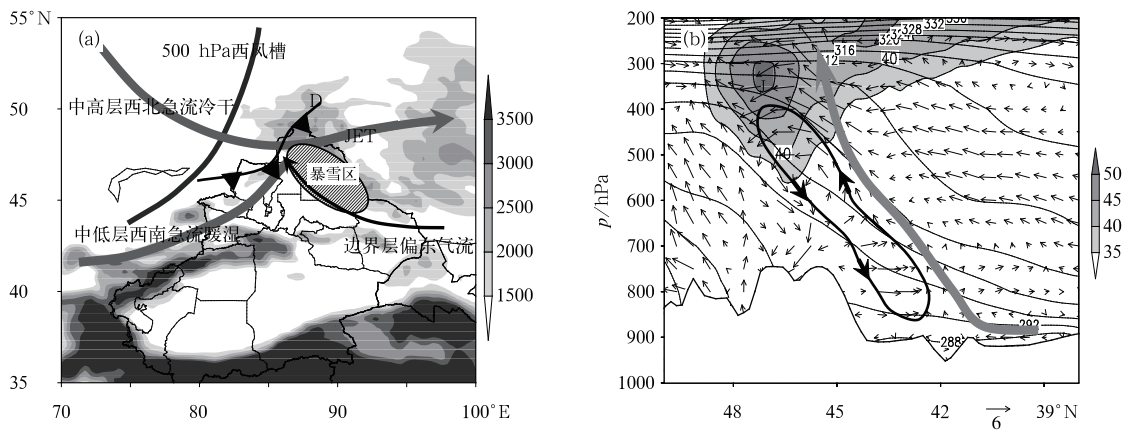


图 9 (a)天气系统综合分析，(b)7 日 08 时过 87°E 的 θ_e 垂直剖面
(矢量为垂直运动 w 与经向运动 v 的合成，阴影区西风急流风速 $> 35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 9 (a) The synthetic analysis of synoptic systems, (b) θ_e and vertical circulation across 87°E
(shaded for westerly jet $> 35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

2.4 锋生与次级环流

从对冷暖平流结构以及相当位温梯度的分析表明，暴雪的加强与锋面锋生过程密切相关，而利用锋生函数来分析锋面结构以及演变情况已有诸多研究^[11-12]，包含水汽作用的锋生函数 F 可写为：

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| = F_1 + F_2 + F_3$$
$$F_1 = -\frac{1}{2 |\nabla \theta_e|} \left[\left(\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \right) \times \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + 2 \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right]$$
$$F_2 = -\frac{1}{2} |\nabla \theta_e| \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$
$$F_3 = -\frac{1}{|\nabla \theta_e|} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial y} \right)$$

当 $F > 0$ 时对应锋生，而 $F < 0$ 则对应锋消。其中 F_1 为变形项， F_2 为辐合项， F_3 为垂直项。在大尺度天气过程中， F_1 对锋生函数起到主要作用；然而在中尺度天气中，由于非地转运动分量与垂直运动带来的影响，辐合项、垂直项对锋生的贡献也较明

显。

从 7 日 02 时的锋生函数各项分量的分布来看，巴尔喀什湖低涡前部到新疆以北低涡后部一带的风场切变线附近，变形项对锋生起到最主要的作用(图 10a)，锋生强度远远大于辐合项的贡献，但在新疆北部，变形项主要为锋消作用。图 10b 表明在阿勒泰山区南麓地区，辐合项产生了相对明显的中尺度锋生，主要是在风场与地形相互作用下，地形性辐合作用造成锋生。相对而言，在阿勒泰地区对于锋生贡献最为明显的是垂直运动项(图 10c)，其原因在于锋面前方暖湿气流在爬升过程中，凝结潜热释放使得空气增暖，而锋后冷空气因绝热上升位温保持不变，位温梯度加强从而引起了锋生过程，这也解释了中低层锋前暖平流增强的过程。图 10d 为经过阿勒泰站单点上锋生函数各项的垂直分布，中层 500 hPa 左右无明显锋生；低层变形项起到的是锋消的作用，辐合项、垂直运动项产生低层锋生，其中垂直运动项对低层锋生的贡献最大。

从经过 47.7°N 垂直剖面上总锋生函数的分布表明(图 11a)，6 日 20 时在 700 hPa 以下的中低层

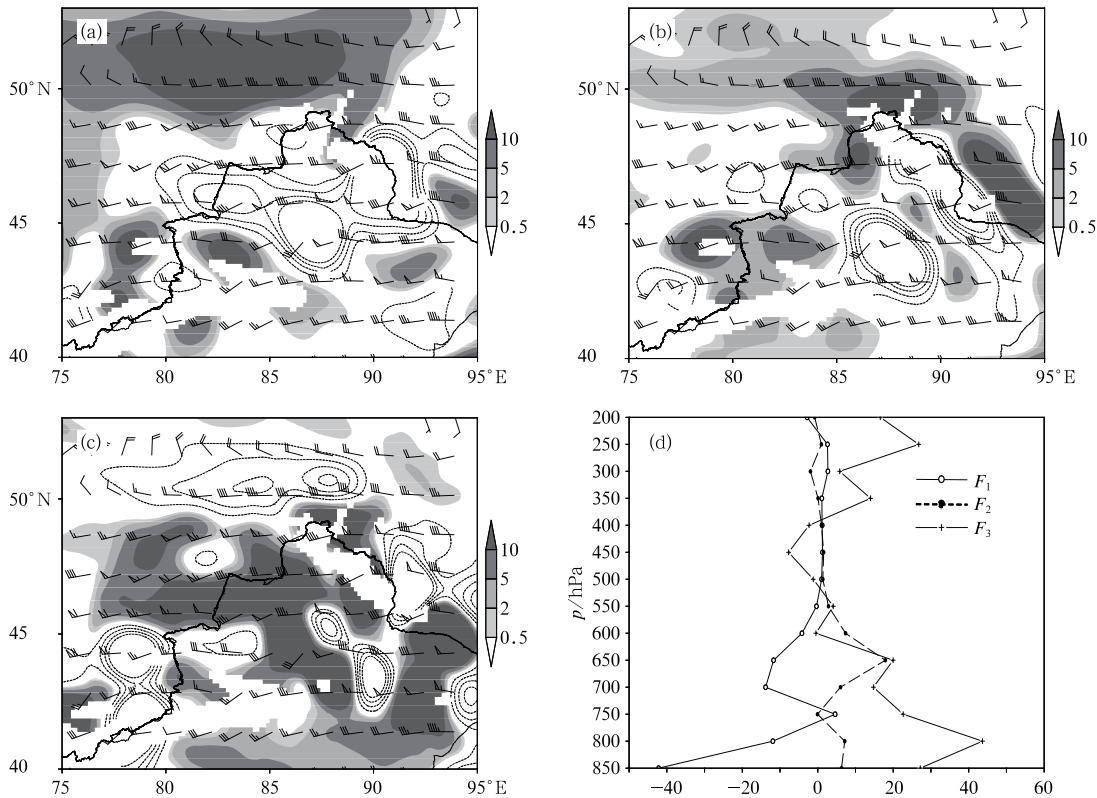


图 10 (a)2010 年 1 月 7 日 02 时 700 hPa 锋生函数变形项 F_1 [单位: $10^{-2} \text{ K} \cdot (100 \text{ km} \cdot \text{h})^{-1}$], (b) 辐合项 F_2 , (c) 垂直运动项 F_3 , (d) 过阿勒泰单站上的锋生函数各项廓线

Fig. 10 (a) The wind and deformation term of frontogenesis function F_1 [unit: $10^{-2} \text{ K} \cdot (100 \text{ km} \cdot \text{h})^{-1}$] on 700 hPa at 02:00 BT 7 January 2010, (b) the divergence term F_2 , (c) the vertical motion term F_3 , and (d) the profiles of all three terms in frontogenesis function at Altay Station

锋生能够达到 $0.7 \text{ K} \cdot (100 \text{ km} \cdot \text{h})^{-1}$, 主要贡献就是来自于辐合项造成的中尺度地形辐合锋生以及由于凝结潜热释放导致的锋生; 而中层处于锋消过程中。与低层锋生相伴随, 垂直于锋面的次级环流也会增强, 从而导致上升运动增强, 使降水进一步发展。图 11b 显示了 7 日 02 时垂直剖面上高低层分裂的锋面结构, $80^\circ \sim 87^\circ \text{E}$ 之间在山脉前方低层的中尺度锋生非常清楚。从气流结构看, 当偏西气流遇到山峰时, 一部分转为下沉, 表明了冷空气在山前的堆积过程; 另一部分在地形前方爬升, 表明了地形的强迫抬升作用。这种冷锋过山时的气流结构在某些研究中也多有提到, 如张迎新等^[13] 在分析太行山地形作用在河北东部降雪的影响时, 指出由于流向山脉的气流在山前的堆积过程, 会使得上升运动在山前发展从而增强降雪。

进一步, 由于低层锋生的加强, 相应的锋面次级

环流也得以加强, 利用包含水汽因素的垂直于锋面的横向次级环流方程(Sawyer-Eliassen 方程)^[14], 可以定量的分析垂直于锋面的次级环流分布。

$$\frac{1}{\gamma} \left(f - \frac{\partial u_g}{\partial y} \right) \frac{\partial^2 \psi}{\partial p^2} + 2 \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial^2 \psi}{\partial p \partial x} - \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} = -2 \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \right)$$

其中 $\gamma = \frac{R}{f p_0} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{c_v/c_p}$, ψ 为垂直剖面上的流函数,

对应锋面强迫的垂直运动 $\omega = -\frac{\partial \psi}{\partial y}$ 。

上述方程可通过迭代求解。图 12a 为 7 日 02 时过 47.7°N 的全垂直速度与环流剖面, 主要上升运动区位于 $82.5^\circ \sim 87.5^\circ \text{E}$ 之间阿勒泰山脉的迎风坡上, 上升运动中心位于 $800 \sim 700 \text{ hPa}$ 之间, 数值在 $-10 \times 10^{-2} \sim -13 \times 10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右, 大致等于 $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右的上升速度^[15], 对应引起的降水

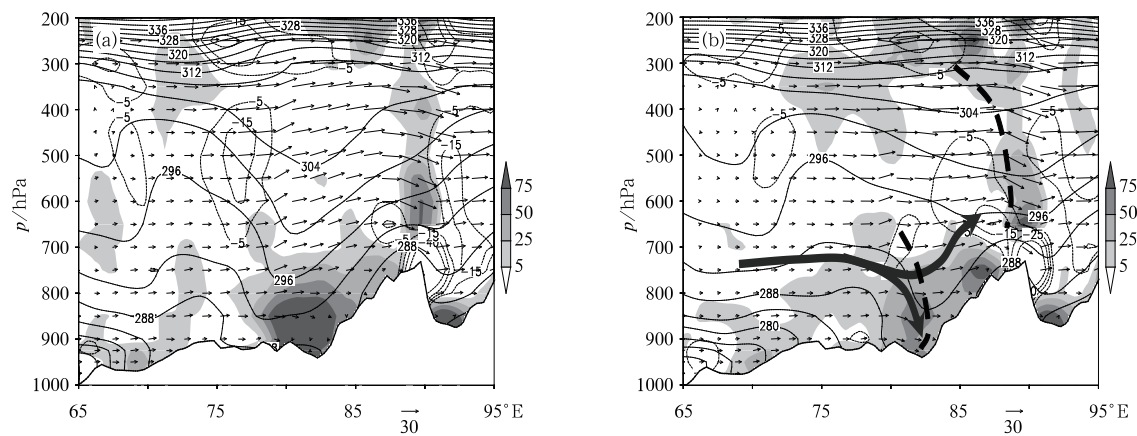


图 11 2010 年 1 月 6 日 20 时(a)和 7 日 02 时(b)过 47.7°N 垂直风场和 θ_e 剖面
[阴影区锋生函数 $>5 \times 10^{-2} \text{ K} \cdot (100 \text{ km} \cdot \text{h})^{-1}$]

Fig. 11 The wind vertical sections across 47.7°N at (a) 20:00 BT 6 January, and (b) 02:00 BT 7 January 2010
[shaded for frontogenesis function $>5 \times 10^{-2} \text{ K} \cdot (100 \text{ km} \cdot \text{h})^{-1}$]

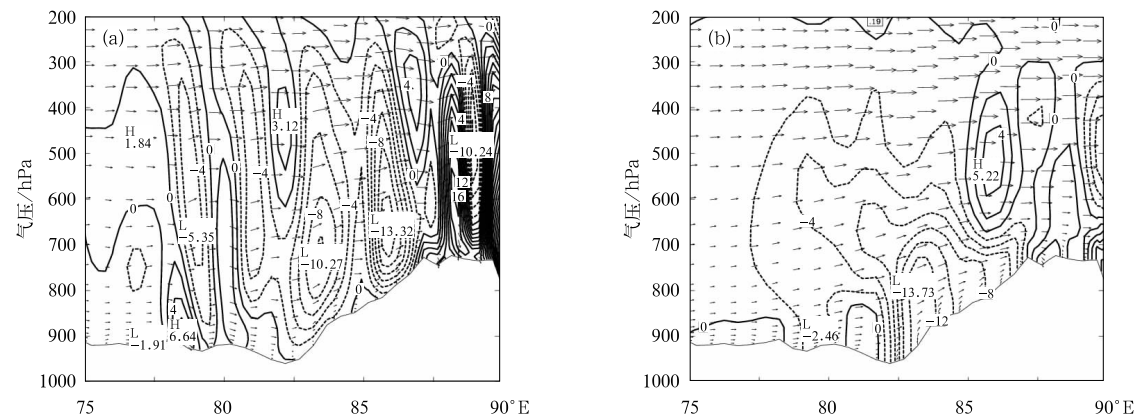


图 12 2010 年 1 月 7 日 02 时过 47.7°N 垂直运动(单位: $10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)
和垂直环流剖面(a)及锋面次级环流强迫的垂直运动和垂直环流剖面(b)

Fig. 12 (a) Vertical movement (unit: $10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical circulation section across 47.7°N at 02:00 BT 7 January 2010, and (b) the vertical movement of secondary circulation forced by the frontogenesis function

率在 $10 \sim 20 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 与实况基本一致。图 12b 为锋面次级环流对应的上升运动, 上升运动中最大值为 $-13 \times 10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 大致也相当于 $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升运动, 但中心位于 800 hPa 左右。因此可知, 潜热释放导致的低层锋生强迫的垂直运动几乎和全垂直运动量级一致。但是值得注意的是, 在地面附近锋生强迫的上升速度大于全垂直运动, 可能与迭代过程中简化的地形边界处理有关。

2.5 地形与云物理过程

通过对模式模拟的大气动力和热力三维结构的

分析, 在 6 日 20 时以前的降雪属于暖区的降雪, 而从 6 日 20 时到 7 日 08 时, 高低层锋面开始分裂过山, 降雪也随之增大, 从 7 日 08—20 时, 冷锋过山时, 降雪有明显的增幅。对应的云物理结构有何变化呢?

从国外研究总结的一些云粒子相态分布的特性^[16]看, 云内温度高于 -4°C 的情况下, 基本都以过冷水滴形式存在, 而在 $-20 \sim -4^\circ\text{C}$ 区间, 冰晶、过冷水以混合形式分布(表 2)。从降雪的基本微物理过程分析, 在强降雪过程中, 单单依靠冰晶的凝结增长相当有限, 有效的降雪物理机制来自于

“seeder-feeder”即冰晶的播撒-增殖效应。在这种机制中,高层云的冰晶下落到低层暖云中,由于冰晶表面的饱和水汽压更低,过冷水滴将迅速凝结在冰晶表面,形成更大的冰晶粒子,因此高层云降落的冰晶粒子作为凝结核迅速加强了暖云中过冷水的凝结,大大提高了降水效率。尤其是在地形配合作用下,这种机制往往相当明显。

表 2 云粒子相态分布
Table 2 Cloud nucleation distribution

温度区间/℃	相态
>−4	过冷水
−10	60%冰晶
−12	70%冰晶
−15	90%冰晶
<−20	冰晶

从 6 日 08 时的云结构的垂直剖面看(图 13),在阿勒泰山脉前处于暖脊控制下,中低层存在弱的云水分布,高层冰晶含量也相对较少。从降水形成的机制看,脊前气流在爬坡过程中达到饱和凝结从而形成地形降水,另一方面,高层云的降水也能够到达地面,但是由于过冷水以及冰晶的含量都过少,不足以形成显著的“播撒-增殖”降水机制。到了 6 日 20 时,锋面云系开始逼近新疆北部,高层冰晶含量有了明显的增加,而阿勒泰山脉前方 80°~85°E 区间内在暖区控制下,随着西南急流的水汽供应作用的加强,过冷水含量也有明显的增加,在播撒机制的作用下,降水有了明显增长。但对于 85°~90°E 之间的区域来讲,低层过冷水含量偏少,主要降水仍然是直接来自于中高层云中下落的冰晶粒子。6 日 20 时之后,由于高层分裂锋面移动较快,中高层基本都是在冰晶性质的层云或者卷云的控制之下,到 7 日 08 时之后低层锋生显著加强,受地形强迫抬升影响,爬坡气流中产生了较多的处于过冷状态的云水或雨水,形成水含量较高的中云、低云,高低层间的播撒机制明显增强了降水效率,因此对于北疆地区而言,最强的降雪过程出现在 7 日白天。

3 小 结

(1)针对 2010 年 1 月 6—7 日新疆北部的暴雪过程进行了天气学分析。WRF 模式模拟降水、环流均与实况相当接近。分析表明从巴尔喀什湖东移

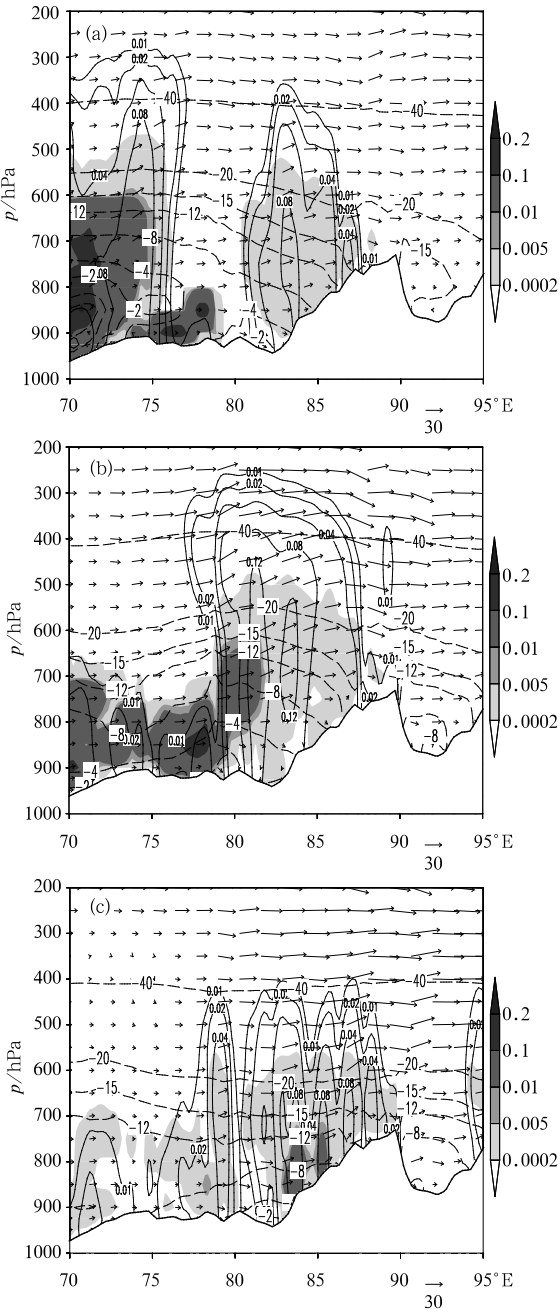


图 13 2010 年 1 月 6 日 08 时(a),
6 月 20 时(b)和 7 日 08 时(c)
过 47.7°N 垂直风场剖面
虚线为温度,实线为固态云粒子含量
(冰+霰+雪),阴影区为液态粒子
(云滴+雨滴)含量

Fig. 13 Wind vertical sections across 47.7°N
(a)08:00 BT 6 January, (b) 20:00 BT 6 January,
and (c)08:00 BT 7 January 2010
dashed line for temperature, solid line for ice
ratio (ice+graupel+snow), shaded for liquid
water ratio (cloud+rain)

的冷涡与南压冷涡横槽的结合,以及同时相伴随的急流核的传播以及加强的过程,是导致新疆北部暴雪天气的关键过程。通过对各层环流的分析总结了此次暴雪过程的天气学模型。

(2)通过温度平流以及锋生函数的详细诊断,对锋面的三维结构和演变过程进行了分析。虽然冷锋在爬山过程中中层产生锋消,但在地形前方的中尺度辐合对于低层局地锋生有正贡献,考虑水汽因素后,与潜热释放相关的垂直运动项对中低层的锋生过程最为重要;低层锋生强迫的垂直上升运动对上升运动有重要贡献,当然单纯地形强迫的上升运动也非常重要,在未来的工作中需要进一步讨论。

(3)在地形的影响下中高层锋面与低层锋面发生分裂,中高层锋面东移较快,而低层锋面受到地形阻挡移动较慢;分裂的锋面结构对降雪的微物理过程有较明显影响。6 日白天的降水与在地形前爬升的暖性气流以及中高层层云降水有密切关系,降水量相对较小;6 日 20 时以后地形前方暖平流增强并伴有较为清楚的中尺度锋生,而分裂过山的锋面结构形成了明显的冰晶播撒-繁殖机制,降水效率有明显增加,形成了 7 日白天的强降雪过程。

对于此次暴雪过程中,针对地形、低层锋生对垂直运动的影响,大气层结的不稳定机制这些问题,都需要进行更深入的研究;同时数值模式云物理方案与复杂地形之间的关系,也需要更多的数值敏感性试验进行深入的分析,在今后的工作中有待于进一步补充完善。

参考文献

[1] 张家宝, 邓子风. 新疆降水概论[M]. 北京: 气象出版社,

1987 : 89-91.

[2] 阿衣夏木, 孔期, 杨贵名. 2005 年 11 月哈密暴雪天气过程的诊断分析[J]. 气象, 2007,33(6):67-74.

[3] 杨莲梅, 杨涛, 贾丽红. 新疆大—暴雪气候特征及其水汽分析[J]. 冰川冻土, 2005,27(3):389-396.

[4] 郭金强, 赵俊荣. 新疆北部一次特大暴雪天气诊断分析[J]. 青海气象, 2011,1:41-45.

[5] 刘惠云, 崔彩霞, 李如琦. 新疆北部一次持续暴雪天气过程分析[J]. 干旱区研究, 2011, 28(2):282-286.

[6] 赵俊荣. 2010 年 1 月新疆北部罕见连续性暖区大暴雪特征及成因分析[J]. 干旱区资源与环境, 2011, 25(5):117-123.

[7] 庄晓翠, 赵正波, 张林海, 等. 新疆阿勒泰地区一次罕见暴雪天气过程分析[J]. 气象与环境学报, 2010, 26(6):24-30.

[8] 吴伟, 邓莲堂, 王式功. “0911”华北暴雪的数值模拟及云微物理特征分析[J]. 气象, 2011,37(8):991-998.

[9] 周雪松, 谈哲敏. 华北回流暴雪发展机理个例研究[J]. 气象, 2008, 34(1):18-26.

[10] 肖庆农, 伍荣生, 张颖. 地形的动力作用与冷锋锋生研究[J]. 大气科学, 1997, 21(3):289-296.

[11] Wialliams R T et al. Effects of topography on fronts[J]. J Atmos Sci, 1992, 49: 287-305.

[12] Zehnder J A and Bannon P R. Frontogenesis over a mountain ridge[J]. J Atmos Sci, 1988,45:628-644.

[13] 张迎新, 姚学祥, 侯瑞钦, 等. 2009 年秋季冀中南暴雪过程的地形作用分析[J]. 气象, 2011,37(7):857-862.

[14] Sawyer J S. Dynamical aspects of some simple frontal models [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1951, 78(2): 170-178.

[15] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理与方法(第四版) [M]. 北京:气象出版社, 2007: 627-630.

[16] Hindmann E E, Campbell M A, and Borys R D. A ten-winter record of cloud-droplet physical and chemical properties at a mountain top site in Colorado[J]. J Appl Meteor, 1994, 33:797-807.