

孙欣,蔡芎宁,陈传雷,等. “070304”东北特大暴雪的分析[J]. 气象,2011,37(7):863-870.

“070304”东北特大暴雪的分析^{*1}

孙 欣¹ 蔡芎宁² 陈传雷¹ 贾旭轩¹ 乔小湜¹

1 沈阳中心气象台,沈阳 110016

2 国家气象中心,北京 100081

提 要: 对 2007 年 3 月 3—6 日东北地区百年不遇的暴雪及暴雨过程进行了天气学背景分析,并对非地转湿 Q 矢量的贡献、降水相态变化的条件进行了分析。结果表明:范围广、强度强的偏南急流不仅是水汽的强劲输送带,而且是低层锋区和低值系统加强、移动的的必要条件;次级环流的强迫作用在暴雨发生发展中起重要作用,其强弱与降水强度有直接关系。云系的高低与下落过程中的层结状态、低层锋区位置一定程度上决定了地面降水的相态。深厚强锋区、北上江淮气旋、低空急流、非地转湿 Q 矢量辐合上升支的强弱和位置与降水的强度、落区关系密切。

关键词: 暴雪,暴雨,天气学分析,湿 Q 矢量,降水相态

Analysis of the 4 March 2007 Heavy Snowstorm in Northeast China

SUN Xin¹ CAI Xiangning² CHEN Chuanlei¹ JIA Xuxuan¹ QIAO Xiaoshi¹

1 Shenyang Central Meteorological Observatory, Shenyang 110016

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: In this paper, the synoptic background, the non-geostrophic Q -vector contribution and the phase change of the conditions are analyzed in the process of heavy snowstorm and heavy rain in Northeast China during March 3—6, 2007. The results have shown that: a wide range and strong southerly jet is not only a strong water vapor belt, but also the necessary conditions for the lower front and low-level system to strengthen and move; the forcing of secondary circulation in the torrential rain plays an important role in the occurrence and development of process, its strength is directly related with the rainfall intensity. The level of cloud systems and whereabouts in the process of stratification state of the lower front to a certain extent determine the phase state of precipitation on the ground. Deep strong front zone, Jiang-Huai cyclones, low-level jet, and the intensity of non-geostrophic Q vector are closely related with the location of precipitation band and its intensity.

Key words: heavy snowstorm, heavy rain, analysis of synoptic patterns, wet Q -vector, phase of precipitation

引 言

冬季暴雪是中高纬度地区常见的一种灾害性天气现象。欧美国家暴雪研究开展的较早,Bennetts 等^[1]、Emanuel^[2]提出用饱和空气中的对称不稳定

来解释降水带状分布的形成。Frederick 等^[3]研究认为 1983 年 2 月 11—12 日出现在华盛顿到波士顿的暴雪是锋生强迫的结果。我国的暴雪灾害主要集中在东北地区和西北高原山区^[4],对暴雪的研究始于 20 世纪 70 年代末王文辉等^[5]对内蒙古锡盟“7710”暴雪的分析。90 年代以来,不少气象学

* 中国气象局新技术推广项目(CMATG2006Y02)资助

2010 年 9 月 13 日收稿; 2011 年 3 月 14 日收修定稿

第一作者:孙欣,主要从事短期天气预报工作,Email:sunxin7983@163.com

者^[6-22]运用中尺度数值模式对暴雪过程进行模拟分析,探讨其成因和机理,对暴雪形成机制有了更深层次的研究和更深入的认识。张小玲等^[6-7]利用“96.1”暴雪期模拟资料对暴雪带中尺度系统的涡度和散度变率进行了运动学和动力学诊断分析,得出运动场和热力场的相互配置与耦合关系极有利于暴雪切变线发展及暴雪形成与维持。刘建军等^[8]对“97.12”高原暴雪过程的中尺度热量和水汽收支进行诊断,指出非对流性凝结降水对这次暴雪起决定因素。

针对此次东北地区罕见大范围暴雪天气,国内部分学者进行了相关研究。如秦华锋等^[9]等进行了暴雪形成机制的数值模拟研究,指出造成东北暴雪的低涡南北侧各有一个急流区,分别为这次暴雪提供了暖湿空气和促使水汽相变的冷空气;刘宁微等^[10]对各种资料的分析认为,500 hPa 南北支槽合并带来的强冷暖空气交汇及北上低涡的发展是产生暴雪天气的主要背景,地面气旋北上带来的南来倒槽是产生暴雪的天气特征。

但对这次降水的锋区、低层低涡和气旋的耦合作用及降水相态的研究尚未见到。本文利用常规天气图资料和 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析等资料,对此次过程在阐述天气形势背景基础上,对非地转湿 Q 矢量的贡献、降水相态变化的条件进行了分析,以期对此类过程有更深入的了解。

1 降水概况

此次强降水过程于 2007 年 3 月 3 日 20 时在辽宁省的西部开始,6 日 08 时在黑龙江省的东部结束。大于 10 mm 降雪的时光段集中在 4 日 02 时到 5 日 08 时(以下简称“3.04 暴雪”)。

“3.04 暴雪”中,辽宁大连、丹东地区前期降暴雨,后期降小雪,辽宁 48 个台站降雪量在 10 mm 以上,超过暴雪量级,其中有 32 个台(站)降雪量在 25 mm 以上,达到大暴雪量级。最大降雪量出现在鞍山市,达 78 mm,为特大暴雪。吉林省有 34 个县(市)出现了暴雪天气,最大降雪出现在柳河县,达 56 mm。黑龙江省东南部也超过 30 mm,最大降雪出现在东宁站,达 49 mm(图 1)。东北地区大部分观测站日降水量超出 1951—2006 年历史极值 20~40 mm。

此次暴雪过程由于降水强度大、影响范围广和持续时间长,给东北地区人民的生产和生活造成了

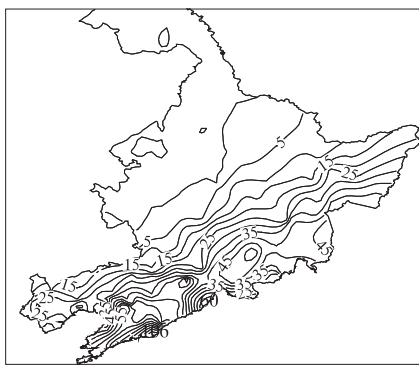


图 1 2007 年 3 月 3 日 20 时至
6 日 08 时降水量分布(单位:mm)

Fig. 1 The accumulated precipitation
distribution (units: mm) from 20:00 BT
3 March to 08:00 BT 6 March 2007

前所未有的严重影响。以辽宁省为例,全省共造成 7 人死亡,经济损失约 16.7 亿元。突如其来的强降雪和大风天气使辽宁海陆空交通全面瘫痪,部分地区的通讯和电力系统受损。

2 环流形势演变特征和主要影响系统

“3.04 暴雪”是在有利的大尺度背景形势下产生的。降水期间大型环流的明显特点是:欧亚中纬度地区是稳定维持的两脊一槽形势(图 2,这里仅以一个时刻为例)。青藏高原、日本海为高压脊区,其间为低槽区,并且东部高压脊明显强于西部。由于东亚高压脊的存在,阻挡了冷空气的大规模东移,使得来自巴尔喀什湖及贝加尔湖的冷空气在东北地区上空滞留,该区上空为深厚的低压区。在这种中高纬形势下,高空槽后冷空气南侵。同时日本海高压脊强盛,有利于暖湿空气向北输送。南侵的冷空气与北上的暖湿气流在东北地区交汇。上述结果表明,降水期间的大尺度背景场有利于东北地区强降水的产生。

3 月 4 日 08 时 500 hPa 上,位于贝加尔湖东部、河套东部的南北两支高空槽基本处于同位相,东北地区中南部处于北槽后部西北气流与南槽前部的西南气流交汇处。南北槽的合并加强使得冷暖空气交汇是造成暴雪的主要环流形势。850 hPa 上(图略),向东北地区移动的西南涡中心位于山东半岛北部附近。地面图上(图略),随着江淮地区闭合气旋的北上,与其相伴随的南来倒槽影响东北地区。地面北上气旋和气旋前部的倒槽是产生暴雪的主要天

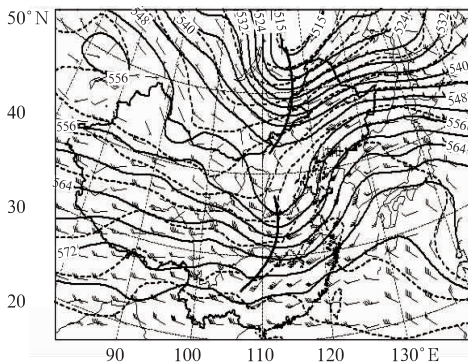


图2 2007年3月4日08时

500 hPa 形势场 (单位: dagpm)

Fig. 2 The 500 hPa height (units: dagpm)
at 08:00 BT 4 March 2007

气系统, 对流层低层相对浅薄的低涡系统具有随500 hPa 高空气流移动的特征^[9]。在500 hPa 背景下, 对流层低层西南涡、地面江淮气旋的低值系统叠加耦合, 在它们的移动方向的顶部产生强降水天气。

3 强锋区的作用

3日08时, 500 hPa 来自极地的北路冷空气南下在贝加尔湖西北地区(70°N 以北)形成-48℃冷中心, 北极锋区南下。同时西路冷空气与南方暖湿空气之间在河套地区形成极锋锋区向东北推进。南北两支锋区在东北区上空合并, 在45°~53°N 形成了强度达0.82℃/100 km的强锋区。4日08时, 随着-48℃冷中心南移到55°N, 由16 m·s⁻¹加强为32 m·s⁻¹的西南气流将暖湿空气向北输送, 锋区加强为1.4℃/100 km。强锋区维持18小时后, 5日08时锋区北抬到黑龙江中北部, 锋区减弱为0.82℃/100 km。对应低层850 hPa, 3日20时到4日08时极锋锋区强度达1℃/100 km, 在西南急流强大的推动下向北、向东扩展。另外, 极地逐渐发展到东北西部≥12 m·s⁻¹的西北急流, 携带冷空气推动北极锋区南压, 4日20时南北两支锋区在东北地区中部合并。暴雪、暴雨出现在高空锋区发展最强盛阶段的4日08时到5日02时, 出现在强高空锋区经过位置。

在锋区沿 x 方向流场、 θ_{se} 剖面图上可以清楚地看到(图3), 在3日20时, 35°~40°N 低层有一个 θ_{se} 低值区, 这个低值区随着时间一直向南侧推进, 到4日14时已位于30°~35°N 之间, 显然这是一个在锋面的前缘低层形成的冷堆, 在冷锋前缘生成的冷

堆加强了低层大气的水平温度梯度, 形成两支锋区, 一支在30°N 以北地区, 高度伸展到800 hPa。另一支为主锋区在40°N 以北, 从900 hPa 到很高的层次。冷锋前缘形成冷堆实际上起到了锋生作用, 增大了温度水平梯度, 加强了暖湿空气的爬升作用。同时在上升气流北侧大气层结为稳定层结(低层为 θ_{se} 的小值区, $\partial\theta_{se}/\partial p < 0$), 在上升气流南侧低层是 θ_{se} 的大值区, 反映了 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ 为层结不稳定区。锋区的形成和加强以及不稳定层结, 是上升运动的产生、加强的重要机制。

图3中还可以看到, 对流层中层锋区始终维持, 低层为3个锋区逐渐合并的过程。3日20时850 hPa 以下为3个锋区: 北极锋区位于50°~55°N、极锋锋区位于40°~45°N、副热带锋区30°~35°N。700 hPa 以上副热带锋区、极锋锋区向北倾斜趋于合并。锋区上500 hPa 以下整层辐合, 800 hPa 以下锋区北侧为偏北气流, 南侧为偏南气流, 上升气流高度达400 hPa。值得注意的是上升气流在对流层中高层折向偏南, 并在50°N 附近下沉, 在650 hPa 附近再度卷入上升支, 在对流层中高层锋区的北侧形成次级环流。显然由于该次级环流存在, 进一步加强了中低层偏北气流向锋区的辐合通量^[11]。4日08时副热带锋区、极锋锋区合并, 高度下降到950 hPa, 同时与北极锋区在800 hPa 以上合并。锋区南侧偏南分量加大, 说明辐合强度明显加强。导致风场流线密集, 上升、下沉运动强度加强, 再度卷入上升支, 高度甚至下降到700~800 hPa。

由此可见, 此次过程中锋区与次级环流相互作用下, 锋区合并加强, 次级环流范围扩大、强度加强。而后倾深厚的强锋区上的有效位能释放, 为这次暴雪和暴雨天气创造了能量来源。而暴雪、暴雨出现在高空锋区发展的最强盛阶段, 落区与高空锋区经过的范围吻合。

4 低空急流的分析

3日20时850 hPa 西南涡高空槽南北跨度达到18个纬距, 在高空槽前加强的西南气流引导下, 西南涡高空槽及其暖式切变加强向东北方向移动, 并向稳定的入海高压靠近, 形成从华南到山东半岛西南风和东南风的强偏南急流, 急流中心位于济南, 强度达22 m·s⁻¹。4日08—20时偏南急流中心强度增大到最强的32 m·s⁻¹, 向北延伸的急流轴顶部由辽宁东南部的20 m·s⁻¹北伸到吉林延吉达到

$24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,同时切变线北侧有 $16\sim 20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 偏北急流形成。在南北两支急流之间、西南涡切变线上形成强烈风向、风速辐合(图 4)。

强盛的偏南低空急流作为水汽输送带,向强降水区输送了大量的水汽。3月2日20时至3日20时随着西南低空急流加强北上,水汽通量高值带呈西南—

东北向,由南海—安徽省伸展到渤海—黄海南部。4日08时西南急流输送的水汽在黄海海面上得到补充加强,中心强度达到 $36\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$ 。在东北地区东南部的东南急流的作用下,充沛的水汽被输送到辽宁大部、吉林中东部(图 4)。之后偏南急流的轴顶部不断向北挺进,偏南急流带来的水汽又

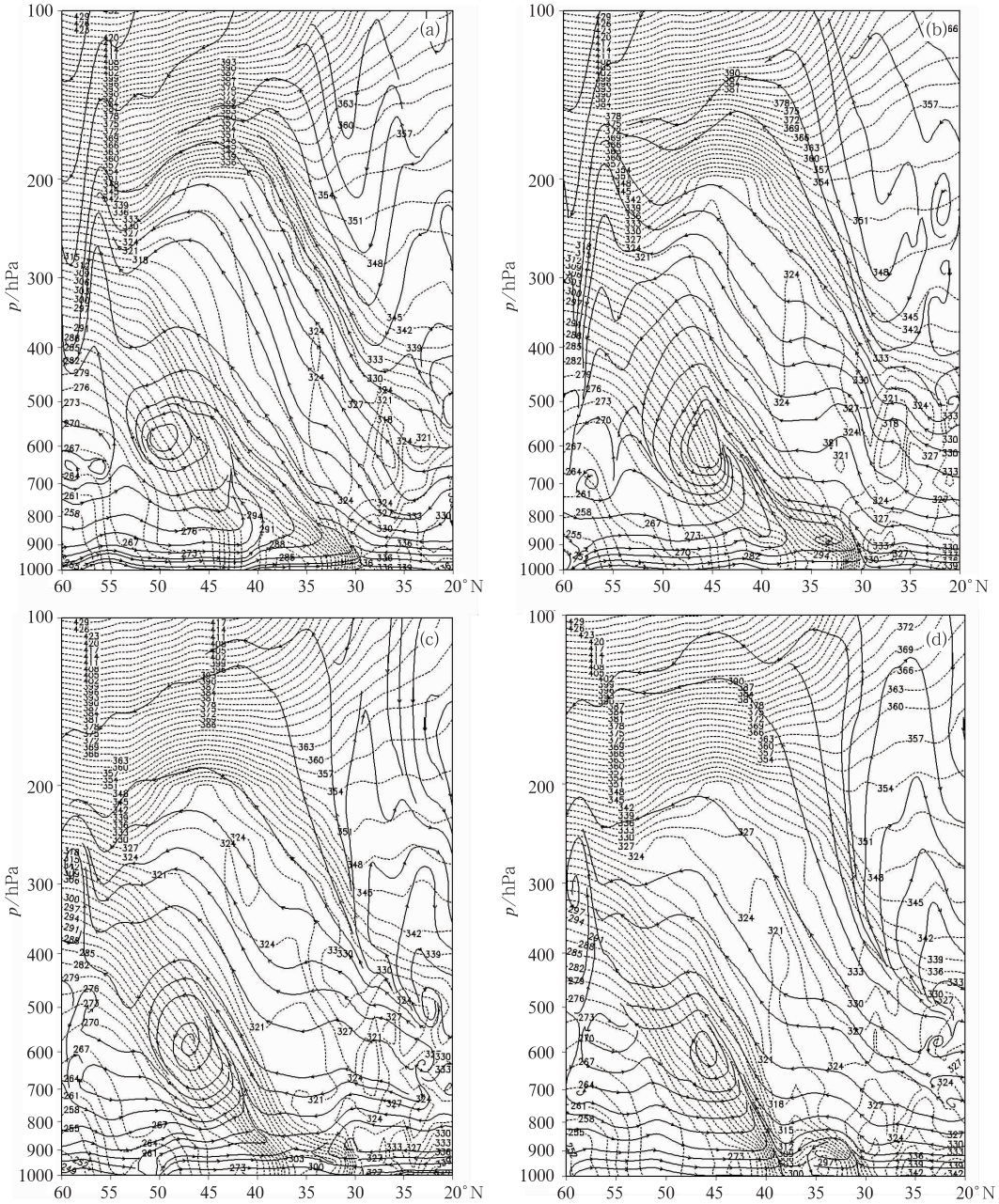


图 3 θ_{se} (单位:K)和 $v-w$ (w 放大 100 倍,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 经锋区的经向垂直分布
(a) 3月3日20时,沿 115°E ; (b) 4日02时,沿 117°E ; (c) 4日08时,沿 120°E ; (d) 4日14时,沿 123°E
Fig. 3 The height-latitude cross sections of θ_{se} (units: K) and $v-w$
(w is amplified by 100 times, units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) across front zone
(a) 20:00 BT 3 March, along 115°E , (b) 02:00 BT 4 March, along 117°E ,
(c) 08:00 BT 4 March, along 120°E , and (d) 14:00 BT 4 March, along 123°E

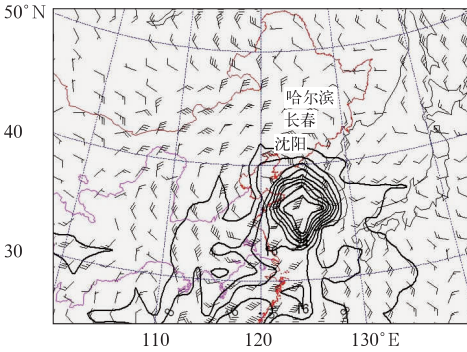


图 4 2007 年 3 月 4 日 08 时 850 hPa 风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、水汽通量场(单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)
Fig. 4 The wind (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa and the vapour flux (units: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) at 08:00 BT 4 March 2007

由于来自日本海的水汽再次补充,使得黑龙江东部上空水汽饱和。

时值冬季,低空西南急流连接东南急流从华南一直东移北推到东北区上空,南北向大跨度的偏南急流非常难得,它不仅创造了低层强辐合的动力条件,成为范围广、强度大的水汽强劲输送带,而且成为低层锋区和低值系统加强、移动的必要条件。

5 非地转湿 Q 矢量与次级环流

由考虑了大气中水汽凝结非绝热作用, p 坐标系的非地转的湿 Q 矢量表达式^[22]为:

$$Q_x^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \frac{\partial V}{\partial x} \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{LR\omega}{c_p p} \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right] \quad (1)$$

$$Q_y^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \frac{\partial V}{\partial y} \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{LR\omega}{c_p p} \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right] \quad (2)$$

上两式分别为 x 和 y 方向上非地转湿 Q 矢量分量。非地转湿 Q 矢量取决于风水平和垂直切变的差异效应、风的水平梯度和温度梯度乘积以及大气非绝热加热效应。

非地转湿 Q 矢量与次级环流的关系为:

$$Q_x^* = \frac{1}{2} \left(f^2 \frac{\partial u_a}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial x} \right) \quad (3)$$

$$Q_y^* = \frac{1}{2} \left(f^2 \frac{\partial u_a}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) \quad (4)$$

规定 x 方向上非地转湿 Q 矢量分量指向东为

正, y 方向上非地转湿 Q 矢量分量指向北为正。以 x 方向为例,假设 u_a 随高度增大,高低层非地转偏差风的切变将产生西边上升($\omega < 0$),东边下沉($\omega > 0$)的次级环流。 x 方向上非地转湿 Q 矢量分量小于零,指向西(次级环流上升支)。因此湿 Q 矢量总是指向气流上升区,背向气流下沉区。由于湿 Q 矢量散度存在,必然激发次级环流,使大尺度大气进行调整,直到新的热成风平衡^[15]。

非地转湿 Q 矢量在 x 和 y 方向上的分量能直接揭示暴雨系统次级环流的方向和强度。图 5 是非地转湿 Q 矢量 x 方向上的分量和 $u-w$ (w 放大 100 倍) ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 经暴雪区 (41°N) 的剖面图。3 日 20 时(图 5a),在 900 hPa 高度层以下,在 $112^\circ \sim 115^\circ\text{E}$ 之间 Q_x^* 为负,指向西,中心达 $-5 \times 10^{-11} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;在其东侧 Q_x^* 为正,指向东,中心达 $5 \times 10^{-11} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,同时在 550~850 hPa 高度层之间也存在相同方向,数值相当的 Q 矢量分布;在 300~700 hPa 高度层之间,在 $110^\circ \sim 115^\circ\text{E}$ 之间 Q_x^* 为正,指向东,中心达 $(5 \sim 10) \times 10^{-11} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;在其东侧 Q_x^* 为负,指向西,中心达 $(5 \sim 10) \times 10^{-11} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;即在发生强降水的西侧首先形成直到近地层非地转湿 Q 矢量辐散下沉,而在强降水中心上空存在非地转湿 Q 矢量辐合上升。4 日 02 时(图 5b) Q_x^* 呈负正相间排列, $115^\circ \sim 135^\circ\text{E}$ 之间底层与高层 Q_x^* 相连,出现中心达 $5 \times 10^{-11} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ Q_x^* 正值区和 $-2 \times 10^{-11} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ Q_x^* 负值区,形成 500~1000 hPa 之间深厚的 Q 矢量辐合上升。在其东西两侧,西侧 850 hPa~地面 Q_x^* 负值区维持,中心达 $-5 \times 10^{-11} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,东侧 500~1000 hPa 出现 Q_x^* 正值区。即在与强降水中心上空出现一支非地转湿 Q 矢量辐合强上升支,而在强降水中心以西、以东地区各存在辐散下沉支。两支非地转下沉运动对暴雨发展至关重要,有利于形成次级环流。4 日 08 时(图 5c),与强降水中心配合非地转湿 Q 矢量辐合强上升支向东移动到 124°E 附近,西部的 Q_x^* 正值区上延到 300 hPa, $5 \times 10^{-11} \text{ m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 范围迅速向上发展,同时其东部的 Q_x^* 负值区随之上延,形成深厚较强的轴向西倾斜的 Q 矢量辐合上升,同时西侧下沉支两侧的 Q_x^* 值加大,即辐散下沉加强。4 日 14 时(图 5d) Q 矢量辐合深厚上升支随强降水中心缓慢东移,强度稍减弱、轴向转为与地面基本垂直。

图 5 中还可以看到, $u-w$ 合成的下沉、上升运动与 Q 矢量辐散下沉、辐合上升出现的时间、强度

对应的较好,次级环流都有相近的反映。但 Q 矢量辐合上升支与后 6 小时的强降水出现的时间、强度、位置对应关系更准确。

在这次降水过程中出现的 Q 矢量气流的下沉区,下沉气流的抽吸作用激发上升气流,产生次级环流,继而上升气流加强,为强降水提供强有力的动力

条件。从上升气流出现到加强、轴向转向垂直,是强降水出现的最强阶段,非地转湿 Q 矢量辐合上升支的右侧是其后 6 小时强降水中心的发生地。可见,非地转湿 Q 矢量辐合激发的次级环流促进了强降水发生发展。对强降水发生的时间和落区预报有明确的指示意义。

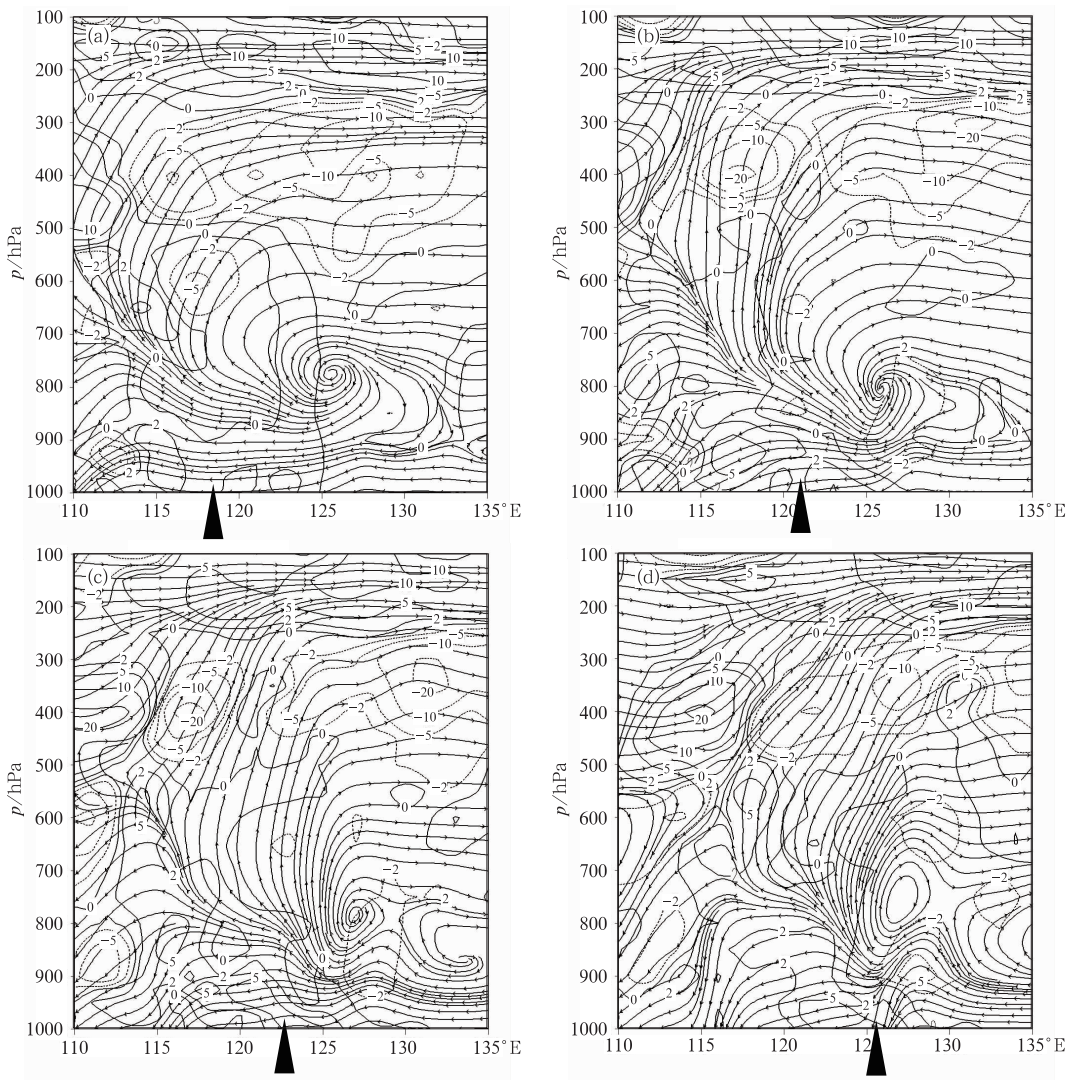


图 5 非地转湿 Q 矢量 x 方向上的分量和 $u-w$ (w 放大 100 倍,单位: $m \cdot s^{-1}$) 经暴雪区 ($41^{\circ}N$) 的剖面图

(a) 3 日 20:00, (b) 4 日 02:00, (c) 4 日 08:00, (d) 4 日 14:00 (单位: $10^{-11} m \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$)

Fig. 5 Vertical cross-sections of the heavy snow area non-geostrophic wet Q -vector (units: $10^{-11} m \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$) along x at (a) 20:00 BT 3, (b) 02:00 BT 4, (c) 08:00 BT 4, and (d) 14:00 BT 4 March 2007

6 降水相态分析

约翰·M. 华莱士等^[23]指出:在低于 $0^{\circ}C$ 的情况下,云中存在冰质粒的几率是随其温度的降低而增

大的,结果表明,对于云顶温度低于大约 $-13^{\circ}C$ 的云中,冰存在的几率是 100%;在更高的温度条件下,冰存在的几率迅速下降,但当云中含有毛毛雨或雨滴时,冰存在的几率要更大些。云顶温度介于 $0 \sim -8^{\circ}C$ 之间的云中通常含有许多过冷水滴。正是在

诸如此类云中,飞机最有可能遭遇严重的结冰条件,因为过冷云滴在与飞机碰撞时会冻结。

4 日 02 时南北两支锋区自成体系,低层中纬度锋区还远在河套西部,此时暖区降雨转为雪的地面气温代表站新民为 -3°C ;08 时 850 hPa 温度为 0°C ,高空锋区南北两支锋区自上而下趋于合并,雨雪分界线与低层 850 hPa 上锋区前沿抵达辽河流域偏东地区的位置接近,此时后倾的高空锋区使雨转为雪的地面气温代表站本溪为 1°C ;20 时 850 hPa 温度为 -4°C ,辽宁降水区逐渐转到冷锋后部,雨转为雪的地面气温代表站丹东为 -2°C 左右。显然过去经验总结中,以 850 hPa 温度 -2°C 作为地面降水相态为雨夹雪的单一预报依据理由不充分。

6.1 暖区内降水相态的转变条件

暖区降水的代表站(新民)温度、风场剖面图上(图 6a),3 日 23 时之前 500 hPa 以下整层是冷—暖结构。4 日 02 时后 925 hPa 以下 -4°C 的冷空气侵入,700~925 hPa 暖层被抬离,整层的温度垂直分布呈冷—暖—冷的结构。从沈阳站 3 日 20 时 $T\text{-}\log p$ 图上看(图 7a),是暖湿平流形成云的典型形式,云层位于 300~500 hPa 之间,云底温度为 -16°C ,冰晶云经过 500 hPa 以下长距离的下降,特别经过 650 hPa 以下大于 -8°C 的地带,云中部分冰晶转变为过冷却水,所以地面温度虽然已达 -2.9°C ,降水还是以雨夹雪的形式开始。

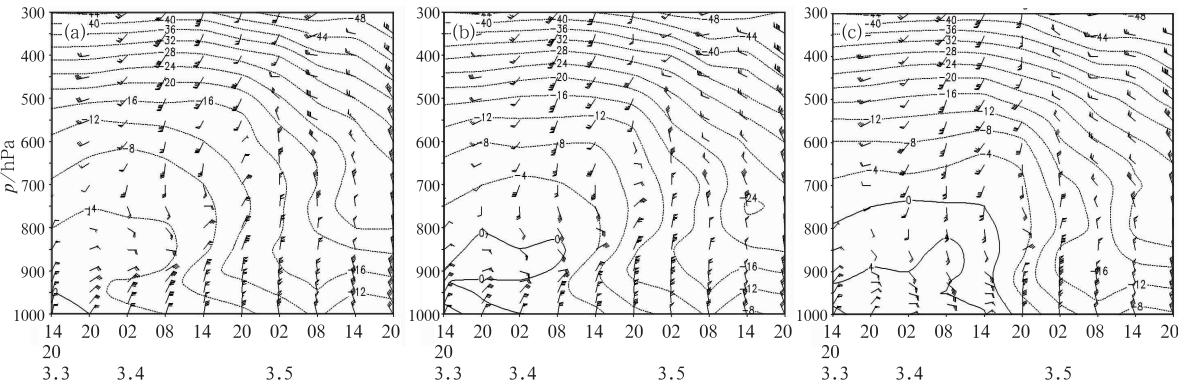


图 6 暖区降水代表站(a,新民),锋区前降水代表站(b,本溪)和锋区上降水代表站(c,丹东)温度、风场剖面图
Fig. 6 The temperature and wind profiles of the precipitation station in warm zone (a, Xinmin), the precipitation station ahead of the front zone (b, Benxi), and the precipitation station in the front zone (c, Dandong)

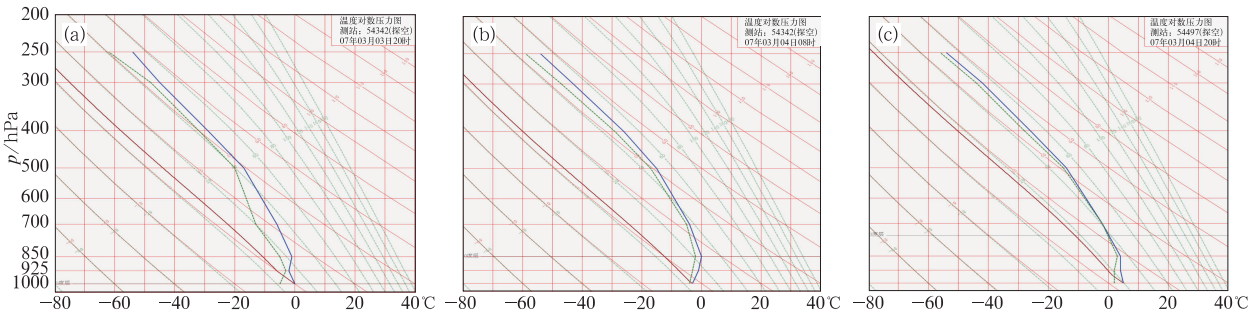


图 7 沈阳(a. 2007 年 3 月 3 日 20 时; b. 2007 年 3 月 4 日 08 时)和丹东(c. 2007 年 3 月 4 日 20 时) $T\text{-}\log p$ 图
Fig. 7 The $T\text{-}\log p$ charts at Shenyang (a, 20:00 BT 3 March 2007; b, 08:00 BT 4 March 2007), and Dandong (c, 20:00 BT 4 March 2007)

6.2 锋区上降水相态的转变条件

低层锋区上降水的代表站(本溪)温度、风场剖面图上(图 6b),在降水相态由雨向雪转变的过程中,呈冷—暖—冷的温度垂直结构。02 时的本溪站

为 4°C ,850~925 hPa 高度层甚至有大于 0°C 层的暖中心,降水自然以降雨开始。08 时上空的 0°C 层消失。从邻近的沈阳站 4 日 08 时 $T\text{-}\log p$ 图上看(图 7b),是冷锋云的典型形式,250 hPa 以下是准饱和深厚云系,700~850 hPa 基本是等温无融化层,

850 hPa 以下有逆温层,这样在 700 hPa 以上形成的冰晶云,通过了无融化层和逆温层,在锋区强降温和逆温层的作用下到达地面温度高达 1°C 的本溪,降水相态为降雪。

6.3 锋区后降水相态的转变条件

锋区后降水的代表站(丹东)温度、风场剖面图上(图 6c),4 日 14 时之前 850 hPa 以下温度大于 0°C 时,降水相态为降雨。20 时冷空气占据整层,700 hPa 等温线与地面垂直,上下温度基本保持不变。4 日 08—20 时 $T\text{-}\log p$ 图上看到(图 7c),250 hPa 以下准饱和和深厚云系,850 hPa 以下有融化层。冰晶云通过温度逐渐升高层和等温融化层,当云中温度接近或小于 -8°C 时,降水相态由雨转为雪。

由上述分析可以得到的初步结论是, $-8\sim 0^{\circ}\text{C}$ 之间存在的液态水滴,850 hPa 及以下温度大于 0°C 时,降水相态为降雨;暖区降水冷—暖—冷的结构,冰晶云经过长距离的下降,特别经过大于 -8°C 的地带,云中部分冰晶转变为过冷却水,雨夹雪形式降水地面温度可达 -3°C 左右;锋区上准饱和和深厚云系,形成的冰晶云通过了无融化层和逆温层,地面温度高达 1°C 降水相态可以为降雪。冷锋后准饱和和深厚云系,冰晶云通过温度逐渐升高层和等温融化层,当云中温度接近或小于 -8°C 时,降水相态由雨转为雪。

上述分析表明,云系的高低与下落过程中的层结状态、温度垂直结构、低层锋区位置一定程度上决定了地面降水的相态。

7 小 结

(1) 时值冬季,南北向大跨度的偏南急流不仅创造了低层强辐合的动力条件,而且成为范围广、强度大的水汽强劲输送带,又是低层锋区和低值系统加强、移动的必要条件。

(2) 次级环流的强迫作用在暴雪、暴雨发生发展中起了重要作用,其强弱与降水强度有直接关系。

(3) 云系的高低与下落过程中的层结状态、温度垂直结构、低层锋区位置在一定程度上决定了地面降水的相态。

(4) 深厚强锋区、江淮气旋、低空急流、非地转湿 Q 矢量辐合上升支的强弱和位置与降水的强度、落区关系密切。

参考文献

- [1] Bennetts D A, Hoskins B J. Conditional symmetric instability — A possible explanation for frontal rain bands[J]. Q J R Meteorol Soc, 1979, 105(11): 945-962.
- [2] Emanuel K A. Inertial instability and mesoscale convective system. Part I: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids[J]. Adv Atmos Sci, 1979, 36(12): 2425-2449.
- [3] Frederick S, Lance F, Bosart mesoscale structure in the Megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983. Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability[J]. Adv Atmos Sci, 1985, 42(10): 1050-1061.
- [4] 隆霄,程麟生. “95.1”高原暴雪及其中尺度系统发展和演变的非静力模式模拟[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2001, 37(2): 141-147.
- [5] 王文辉,徐祥瑞. 锡盟大雪和“7710”暴雪分析[J]. 气象学报, 1979, 37(3): 80-86.
- [6] 张小玲,程麟生. “96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断. I 涡度和涡度变率诊断[J]. 高原气象, 2000, 19(3): 285-294.
- [7] 张小玲,程麟生. “96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断. II 散度和散度变率诊断[J]. 高原气象, 2000, 19(4): 459-466.
- [8] 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(6): 16-22.
- [9] 秦华锋,金荣花. 2007 年 3 月东北暴雪形成机制的数值模拟研究[J]. 气象, 2008, 34(4): 30-38.
- [10] 刘宁微,齐琳琳,韩江文. 北上低涡引发辽宁历史罕见暴雪天气过程的分析[J]. 大气科学, 2009, 33(2): 275-284.
- [11] 马福全,隋东. 2003 年 3 月 2 日辽宁暴雪天气分析[J]. 辽宁气象, 2004(1): 10-11.
- [12] 刘宁微. “2003.3”辽宁暴雪及其中尺度系统发展和演变[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29(2): 129-135.
- [13] 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): 43-48.
- [14] 朱爱民,寿绍文. 一次冬季暴雪过程锋生次级环流的诊断分析[J]. 南京气象学院学报, 1994, 17(2): 183-187.
- [15] 张俊岚,刘勇达,杨柳,等. 2008 年初南疆持续性降雪天气过程水汽条件分析[J]. 气象, 2009, 35(11): 55-63.
- [16] 黄海波,徐海容. 新疆一次秋季暴雪天气的诊断分析[J]. 高原气象, 2007, 26(3): 624-628.
- [17] 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诊断[J]. 高原气象, 2007, 26(3): 615-623.
- [18] 陈传雷,蒋大凯,陈艳秋,等. 2007 年 3 月 3—5 日辽宁特大暴雪过程物理量诊断分析[J]. 气象与环境学报, 2007, 23(5): 17-25.
- [19] 郑婧,许爱华,刘波,等. 江西大雪天气的时空变化及其影响系统分析[J]. 气象, 2010, 36(4): 30-36.
- [20] 覃志年,钟利华,刘莉红,等. 2008 年初广西异常低温雨雪冰冻天气影响因子分析[J]. 气象, 2010, 36(10): 14-20.
- [21] 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): 74-79.
- [22] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 湿位涡和倾斜位涡发展[J]. 气象学报, 1995, 53(4): 387-404.
- [23] [美]约翰·M. 华莱士,彼得·V. 霍布斯,著. 何金海,王振全,银燕,等译[M]. 大气科学. 北京: 科学出版社, 2008.
- [1] Bennetts D A, Hoskins B J. Conditional symmetric instability