

沈玉伟, 孙琦旻. 2013. 2010 年冬季浙江两次强降雪过程的对比分析. 气象, 39(2): 218-225.

# 2010 年冬季浙江两次强降雪过程的对比分析<sup>\* 1</sup>

沈玉伟 孙琦旻

浙江省绍兴市气象局, 绍兴 312000

**提 要:** 利用 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料, 对浙江 2010 年冬季两次强降雪过程的环流形势和物理量场进行了分析和讨论。结果表明: 两次过程都是北方冷空气与西南暖湿气流交汇所致, 冷空气较强时, 锋区迅速南压, 降雪持续时间较短, 暴雪产生在中低层切变线的风速辐合区中; 而冷空气强度适中时, “冷垫”和静止锋长时间存在, 降雪持续时间则较长, 暴雪产生在低空急流的左前方; 降雪区上空有明显的水汽通量辐合, 水汽通量大值区的演变与降雪过程有较好的对应关系; 低空辐合和高空辐散的配置是强降雪产生的有利动力条件, 其强度越强, 降雪也越强。

**关键词:** 强降雪, 物理量场, 对比分析

**中图分类号:** P458

**文献标识码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.02.011

## Contrast Analysis of Two Heavy Snowfall Events in Zhejiang

SHEN Yuwei SUN Qimin

Shaoxing Meteorological Office of Zhejiang Province, Shaoxing 312000

**Abstract:** Based on the NCEP  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  reanalyzed data, the circulation situation and physics fields of two heavy snowfall events in Zhejiang during the winter of 2010 were analyzed. The results have shown that: (1) The two heavy snowfalls are caused by the intersection of north cold air and southwest warm moist flow. The duration of snowfall is short when the cold air is strong, because the front zone moves southward quickly. The heavy snowfall occurred in the convergence area of wind velocity of shear lines in the middle and low levels. (2) The cold air of moderate intensity makes the cold layer and the stationary front exist for a long time. This is an important condition for long duration snowfall. The heavy snowfall occurred in the front of low-level jet on the left side. (3) There is strong convergence of vapor flux over snowfall region. The relationships between the variation of large value area of vapor flux and the snowfall process are significant. (4) It is the favorable dynamic condition for heavy snowfall that there are convergence in the lower level and divergence in the upper level. The intensity of snowfall increases with the intensity of lower-level convergence and upper-level divergence.

**Key words:** heavy snowfall, physics field, contrast analysis

## 引 言

强降雪是我国冬半年严重的灾害性天气, 通常会对人民生命安全和财产造成较大损失, 继 2008 年初造成严重灾害的低温雨雪冰冻天气后, 2010 年浙

江冬季又遭受了两次强降雪天气, 两次过程降雪量大, 积雪深, 对交通运输、电力传输、农业生产以及人民群众生活均造成严重影响, 特别是第一场强降雪还导致 8 人因交通事故死亡。因此研究强降雪天气形成机理, 提前预报强降雪起始时间及强度, 对于防灾减灾具有重要意义。

\* 2012 年 2 月 27 日收稿; 2012 年 7 月 19 日收修定稿

第一作者: 沈玉伟, 工程师, 主要从事天气预报工作. Email: ywshen007@163.com

国内有许多学者对强降雪进行了研究。盛春岩等(2002)采用对称不稳定判据,对一次罕见的山东暴雪天气过程进行了分析,发现暴雪产生在对称不稳定大气中。许爱华等(2006)分析了一次寒潮过程中的大到暴雪天气,指出700 hPa上切变线和西南急流是造成大到暴雪的直接影响系统。尹东屏等(2009)指出,相对于中雪而言,暴雪有配置完善的低空辐合和高空辐散以及强盛的上升运动。张腾飞等(2007)对云南4次强降雪过程的综合分析指出,水汽通量增大是云南强降雪的必备条件,强降雪出现在较强水汽通量辐合区中,且落区在辐合中心的偏东一侧、 $\theta_{se}$ 线陡立区附近以及暖湿不稳定区域。陈丽芳(2007)指出南方大雪的产生须由东北风回流产生的冷平流在华东一带形成冷中心,而北到西北风产生的冷平流降温往往因为降水与降温不同步,无法形成大雪。侯瑞钦等(2011)分析了河北省一次特大暴雪天气,指出向东开口的喇叭口地形使得干冷空气在低层堆积,增强了回流降雪的低层冷垫作用。还有一些学者(宗志平等,2004;王东勇等,2006;吴伟等,2011;李青春等,2011)对暴雪天气进行了数值模拟研究,指出数值模式能够较好地模拟强降雪过程,并且提供了进一步诊断分析的高分辨率资料。2008年初我国南方出现了历史罕见的低温雨雪冰冻天气后,对连阴雨雪的研究倍加重视,李崇银等(2008)对2008年初中国南方雨雪冰冻异常天气原因进行了分析,指出大气环流的组合性异常是导致这次灾害性异常天气发生的直接原因。葛非等(2008)认为孟加拉湾南支槽的频繁活动为我国南方低温雨雪天气提供了充足的水汽来源。

浙江位于中国东南沿海,地处长江三角洲南翼,暴雪发生概率较低,对其预报难度较大。2010年浙江冬季发生的两次强降雪过程比较有代表性,可以认为是产生暴雪的两种典型天气过程。本文利用实测降雪资料和NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$ 的再分析资料,分析这两次过程的大尺度环流特征和动力、热力及水汽条件,揭示了两者差异,旨在找出对浙江造成严重灾害的强降雪天气形势和物理量场特点,提高预报员对强降雪发生机理的认识,为今后的预报服务工作提供依据。

## 1 降雪天气概况

第一次降雪过程从2010年12月15日早晨开始,浙北地区雨转雪,随即降雪区逐渐南压至全省范围,主要降雪持续到15日夜,浙江大部分地区都出现了大到暴雪,雨雪量浙北地区在5~15 mm,浙江中部在15~25 mm,降雪强度最强的时段为14—20时,浙中地区6 h雨雪量普遍达10 mm左右。图1a给出了此次过程的最大积雪深度,据统计,浙江大部分地区积雪深度为5~12 cm,局部15~20 cm,雪深中心位于浙江中部的金华地区。本次过程时间短、强度强、范围广,对交通、农业和人民生活造成了严重影响和损失,浙江省内大部分地区交通阻塞,航空、海运基本全线取消,交通事故急剧增多,导致8人死亡多人受伤,通讯电网受到不同程度中断,有2.26万  $\text{hm}^2$  农作物和94.3万人受灾,163间房屋被损坏,因灾造成的直接经济损失达7.9亿元。

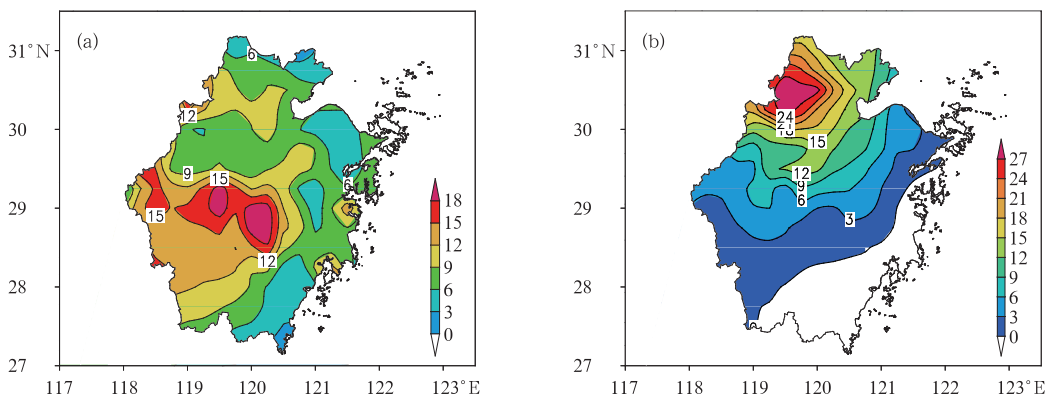


图1 两次过程最大积雪深度(单位:cm)

(a)2010年12月16日06时,(b)2011年1月21日08时

Fig. 1 The maximum snow depth during 2 snowfall events (unit: cm)

(a) 06:00 BT 16 December 2010, (b) 08:00 BT 21 January 2011

第二次降雪过程从 2011 年 1 月 18 日早晨开始,至 21 日上午基本结束,持续近 3 d。18 日早晨浙北开始出现降雪,随即降雪区南压至浙中西部,至 19 日 08 时,雨雪量普遍在 5~10 mm;19 日 08 时开始降雪区有所北缩,但降雪强度逐渐增强,至 20 日 08 时,浙中北雨雪量在 15~20 mm;20 日 08 时至 21 日 08 时降雪强度减弱,雨雪量普遍在 5~10 mm,降雪强度最强的时段在 19 日夜里,浙北地区 12 h 雨雪量普遍达 10 mm 左右。图 1b 给出了此次过程的最大积雪深度,浙江北部普遍有 10~20 cm,部分地区达 20~28 cm,雪深中心位于湖州德清。本次过程持续时间长,累积降雪量大,导致机场关闭,高速和公路交通限流、停运,春运受到严重影响,部分电网发生冻雪和覆冰,有 2.4 万  $\text{hm}^2$  农作物和 25 万人受灾,直接经济损失达 6.2 亿元。

为叙述方便,将第一次降雪过程记为过程 A,第二次降雪过程记为过程 B。两次降雪过程的相同点是积雪都较深,均对交通和农林业造成严重灾害,不同点体现在以下几个方面:(1)降雪持续时间不同,过程 A 持续时间短,只持续了 1 d 时间,而过程 B 持续近 3 d;(2)降雪强度不同,过程 A 的降雪强度强于过程 B;(3)积雪范围不同,过程 A 全省范围内均有较明显积雪,而过程 B 积雪主要出现在浙中北。

## 2 环流形势分析

灾害性天气总是伴随一定的大气环流系统出现,而这两次强降雪过程还与其前期的天气形势密切相关。2010 年 12 月 12—14 日印缅地区维持一南支槽,浙江持续阴雨天气,15 日南支槽东移,浙江上空西南气流加强,为降雪提供了充足水汽。而 11 日 500 hPa 中高纬地区已经建立起“两脊一槽”的形势,乌拉尔山和白令海分别为一高压脊,贝加尔湖东部到中国东北为冷低涡区。之后低涡旋转东移至鄂霍茨克海附近,低涡后部向西伸出一横槽,同时乌拉尔山高压脊后有暖平流北上,暖平流促使高压脊加强,脊前偏北风也随之加强,不断引导冷空气在横槽内聚积。13—14 日鄂霍茨克海低涡在东移过程中受到白令海高压脊的阻挡而旋转加深并有所西北移,低涡后部  $45^\circ\sim 65^\circ\text{N}$  之间的环流经向度强烈发展,横槽缓慢南压,横槽后部逐渐由东北风逆转为北风,开始出现暖平流正变高,而槽前出现冷平流负变高,这预示着横槽将转竖。15 日 08 时横槽开始转竖,700 hPa 上西北风不断加强南压,与南支槽前的

西南气流在安徽中部形成冷切变,底层强冷空气取西北路径大举南下,“楔入”浙江北部,该地区出现降雪。15 日 14 时 700 hPa 切变线南压至安徽南部,此时 800 hPa 在江西东北部有一低涡,浙江中部受低涡东伸切变线影响,降雪增强。随着冷空气的持续南下,15 日 20 时 700 hPa 切变线从安徽南部南压至浙江中部(图 2a),切变线北侧的西北风风速大于  $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,南侧的西南风急流在  $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  以上,冷暖气流的强烈辐合使强降雪维持。16 日 02 时 700 hPa 切变线进一步南压至浙江沿海并减弱,降雪也逐渐减弱。

而过程 B 则不同,2011 年 1 月 14—15 日中高纬地区有一次横槽转竖、高空冷涡引导强冷空气南下的天气过程,其环流形势演变与 2010 年 12 月 15 日相似,但没有南支槽配合,降雪较弱。冷空气影响后浙江中部 850 hPa 温度降至  $-12^\circ\text{C}$  以下,为过程 B 提供了较强的冷环境。16 日印缅地区形成南支槽并缓慢东移,17 日青藏高原低槽与南支槽同位相叠加,低空急流加强伸展至长江中下游地区。18 日 08 时南支槽移至  $105^\circ\text{E}$  附近,浙江上空 700 hPa 急流风速猛增至  $22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,暖湿气流在“冷垫”上爬升形成降雪,之后南支槽减弱北缩,低空急流也减弱至  $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。19 日夜里又有高原槽与南支槽叠加东移,低空急流再次加强,急流中心位于浙西南(图 2b),中心风速增至  $22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,而浙北正好位于急流左前侧的强辐合区内,对应降雪最强时段。21 日南支槽减弱北缩,急流带移至海上,降雪逐渐停止。在降雪期间 500 hPa 中高纬地区基本维持“一脊一槽”的形势,高压脊位于乌拉尔山地区,白令海南部稳定维持一低涡环流,在高压脊与低涡环流之间是宽广的横槽区。横槽内有两个切断低涡分别位于贝加尔湖西部与中国东北,同时高纬有冷槽沿乌拉尔山高压脊前偏北气流汇入贝加尔湖低涡中,使低涡加强并稳定维持,横槽也稳定维持。降雪期间横槽内不断分裂短波槽东移,引导小股冷空气影响江南地区,为降雪提供了适宜的冷空气条件。

由上述分析可知,两次降雪过程均为北方冷空气与西南暖湿气流交汇所致,高空均有南支槽和横槽配合。区别在于过程 A 横槽发生竖转,冷空气主体南下,强迫抬升暖湿空气形成降雪,由于冷空气强度强,暖湿空气被迅速推移至东南沿海,这也是过程 A 持续时间短,却冰冻严重、范围较广的主要原因,中低层切变线是暴雪的直接影响系统;而过程 B 横槽没有竖转,冷空气小股补充南下,暖湿气流在“冷

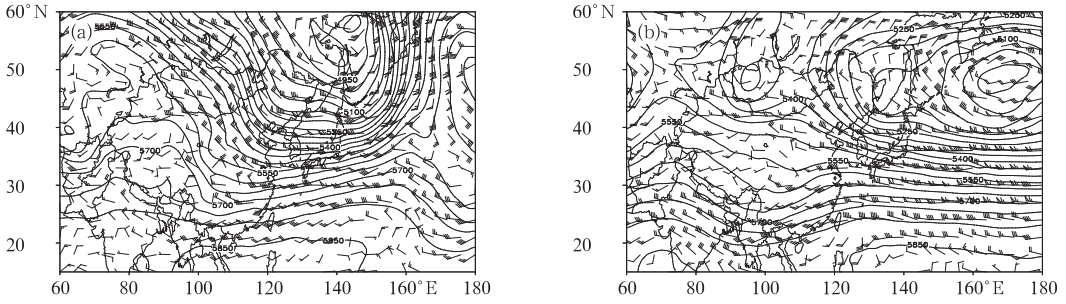


图 2 2010 年 12 月 15 日 20 时(a)和 2011 年 1 月 20 日 02 时(b)

500 hPa 位势高度场(单位: gpm)和 700 hPa 风场

Fig. 2 Geopotential height (unit: gpm) at 500 hPa and wind field at 700 hPa

(a) 20:00 BT 15 December 2010, (b) 02:00 BT 20 January 2011

垫”上爬升形成降雪,这也是过程 B 持续时间较长的主要原因,低空急流是暴雪的直接影响系统。

### 3 水汽条件分析

强降水需要水汽的大量输送,分析过程 A 水汽通量的垂直演变图(图 3a)可以看到,14 日 08 时(北京时,下同)高空水汽通量还比较小,14 日 20 时起 700 hPa 水汽通量迅速增大至  $6 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,并向高空伸展至 400 hPa 以上,15 日 08 时 550 hPa 出现  $12 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的大值中心,水汽被大量输送至降雪区,降雪开始。强降雪期间大值中心基本维持在 550 hPa 附近,  $6 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的大值区进一步向高空伸展至 350 hPa,水汽输送十分深厚。16 日水汽通量迅速减小,降雪逐渐停止。

从过程 B 水汽通量的垂直演变图(图 3b)可以

看到,17 日 08 时高空水汽通量也比较小,到 17 日 20 时 700~600 hPa 水汽通量增大至  $6 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,18 日 08 时大值区进一步扩大,降雪开始。强降雪期间  $8 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的大值中心基本维持在 700 hPa 附近,  $6 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的大值区位于 800~500 hPa 之间,水汽输送比较浅薄。21 日水汽通量迅速减小,降雪逐渐停止。

通过上述分析可以看到,两次过程的水汽通量都在降雪开始前 12 h 左右迅速增大,降雪期间高空都存在大于  $6 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的大值区,伴随着大值区的减弱消失,降雪也逐渐停止,水汽通量大值区的演变与降雪过程有较好的对应关系。但过程 A 最强的水汽通量在 550 hPa,水汽输送不仅强度强,而且深厚,而过程 B 位于 700 hPa 附近,水汽输送强度偏弱,而且浅薄,这可能是过程 A 降雪强度较强的原因之一。

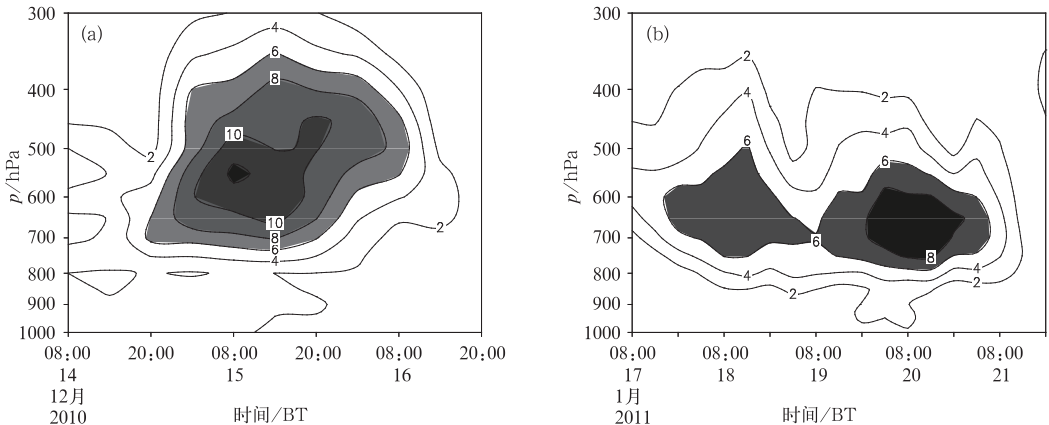


图 3 两次过程期间  $28^{\circ} \sim 31^{\circ}\text{N}$ 、 $118^{\circ} \sim 121^{\circ}\text{E}$  区域平均水汽通量的垂直剖面(单位:  $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )

(a)过程 A,(b)过程 B

Fig. 3 Height-time cross-sections of vapour flux averaged (unit:  $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) in area of  $28^{\circ} \sim 31^{\circ}\text{N}$  and  $118^{\circ} \sim 121^{\circ}\text{E}$  during event A (a), and event B (b)

图 4 是强降雪期间 850~500 hPa 平均水汽通量流场和水汽通量散度场。从图 4a 可知,为过程 A 输送水汽的气流共有两支,一支是来自孟加拉湾的西南气流,另一支是来自西太平洋的位于副热带高压(以下简称副高)南侧的强劲偏东风,该支气流在中南半岛西部迅速转向为南风,两支气流在缅甸南部合并在一起,形成一条强劲的西南风急流带,大量水汽被输送至降雪区。图中还可以看到从日本南部到我国华南基本都为水汽辐合区,浙江上空有辐合大值中心存在

在,说明水汽在此大量聚集,造成强降雪。从图 4b 可知,为过程 B 输送水汽的气流也有两支,一支也是来自孟加拉湾的西南气流,另一支是来自南海的偏南气流,两支气流在我国华南沿海合并在一起,形成西南风急流带,为降雪区输送水汽。图中还可以看到我国中东部地区基本都为水汽辐合区,浙江上空也有辐合大值中心存在,水汽在降雪区大量聚集。

综上所述,充足的水汽输送与持续的水汽辐合,为浙江强降雪过程提供了充沛的水汽条件。

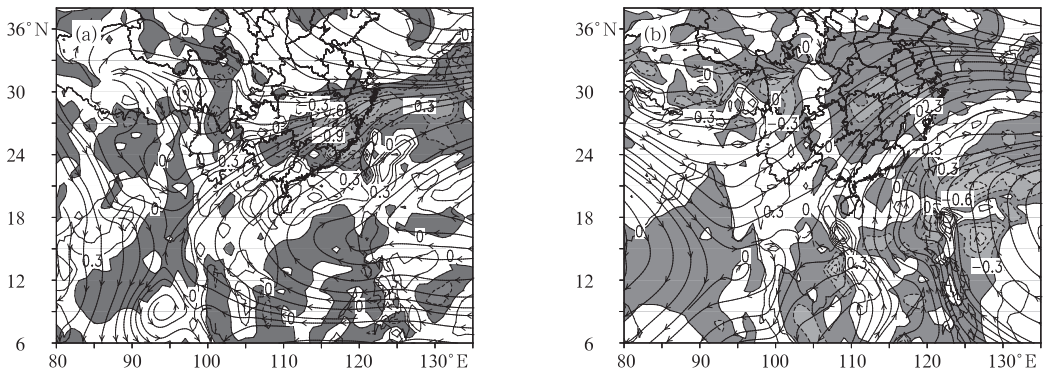


图 4 强降雪期间 850~500 hPa 平均水汽通量流场和水汽通量散度场

(a)2010 年 12 月 15 日,(b)2011 年 1 月 19 日

(单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ,阴影区 $\leq 0 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig. 4 The average vapour flux flow field and vapour flux divergence field of 850 hPa to 500 hPa during heavy snowfall (a) 15 December 2010, (b) 19 January 2011  
(unit:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , shading area  $\leq 0 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )

## 4 动力条件分析

一般情况下降水区的位置和强度与高层辐散场和低层辐合场有较好的对应关系。分析过程 A 散度的垂直演变图(图 5a)可以看到,15 日 08 时浙江上空 800 hPa 出现 $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合大值区,降雪开始。随着冷空气的南侵,900 hPa 以下出现辐散,而其上的辐合区呈加强趋势并逐渐向高空抬升, $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的大值区从 900 hPa 向上伸展至 500 hPa 以上,中低层的辐合运动十分深厚。15 日 14 时 800 hPa 出现 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的大值中心,与从江西东伸至浙中的切变线相对应,至 20 时 $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的大值中心升至 700 hPa,与从安徽南部南压至浙中的 700 hPa 切变线对应,500 hPa 开始形成另一个辐合大值中心,与此同时,高层辐散也不断加强,在 250 hPa 出现 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的大值中心,高层强辐散和中低层深厚辐合导致上升运动加强,对应

实况,浙中地区 6 h 雨雪量普遍达 10 mm 左右,是过程 A 降雪最强时段。16 日 08 时高层辐散中心减弱消失,低层 700 hPa 附近开始出现辐散区,降雪逐渐停止。

而过程 B 虽然也存在高层辐散、低层辐合的结构(图 5b),但强度明显弱于过程 A,而且最大辐合中心基本位于 800 hPa,辐合运动比较浅薄。18 日 08 时低空急流加强,800 hPa 出现 $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合中心,降雪开始,之后低空急流减弱,低层辐合也明显减弱,18 日夜里 800~600 hPa 还存在辐散区,降雪也较弱。19 日 20 时至 20 日 08 时低空急流再次加强,相应的低层辐合也开始加强,800 hPa 再次出现 $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的大值中心,与此同时,高层 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐散区垂直范围扩大,且有 $2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的大值中心出现,降雪强度也在此时段达到最强,浙北地区 12 h 雨雪量普遍达 10 mm 左右。20 日低空急流逐渐减弱,700 hPa 附近开始出现辐散区,降雪减弱。21 日 08 时急流带东移至海上,浙



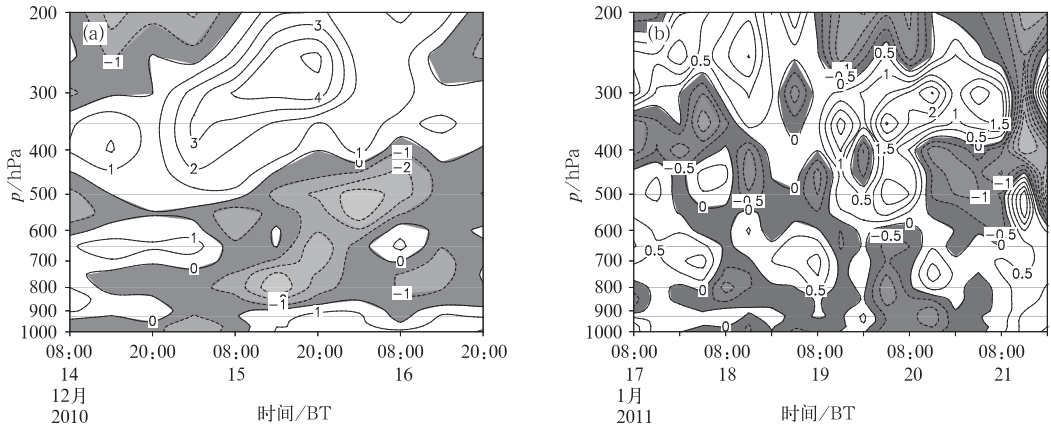


图 5 两次过程期间  $28^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$ 、 $118^{\circ}\sim 121^{\circ}\text{E}$  区域平均散度的垂直剖面(单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 阴影区  $\leq 0 \text{ s}^{-1}$ )  
(a)过程 A, (b)过程 B

Fig. 5 Height-time cross-sections of divergence averaged in area of  $28^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$  and  $118^{\circ}\sim 121^{\circ}\text{E}$  during event A (a), and event B (b) (unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , shading area  $\leq 0 \text{ s}^{-1}$ )

江上空散度场结构变为低层辐散、高层辐合,降雪停止。

垂直速度的演变亦是如此(图 6),过程 A 在降雪期间上升运动比较强盛,大值区从低层 800 hPa 一直伸展到高层 300 hPa 以上,最大中心位于 400 hPa,中心值达  $-0.6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ,同时由于冷空气的南侵,低层 900 hPa 附近出现弱的下沉运动。配合散度的垂直分布可知,15 日 14—20 时低层辐合、高层辐散最强,上升运动也达到最强,造成了该时段的强降雪。16 日 08 时以后上升运动大值区逐渐减弱消失,降雪趋于结束。而过程 B 上升运动比过程 A 明显偏弱,大值区分布比较凌乱,最大中心位于

600 hPa 附近,中心值为  $-0.3 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。配合散度的垂直分布可知,19 日 20 时至 20 日 08 时低层辐合、高层辐散最强,上升运动也达到最强,造成了该时段的强降雪。21 日 08 时以后浙江上空整层开始变为下沉运动区,降雪停止。

通过上述分析可知,两次过程都存在低层辐合和高层辐散的配置,低层辐合和高层辐散越强,则上升运动越强,降雪也越强。但过程 A 对流层中低层的辐合运动十分深厚,造成垂直运动由低层向中高层发展,而过程 B 辐合运动浅薄,垂直运动也相对浅薄,这是过程 A 降雪强度较强的动力学原因。

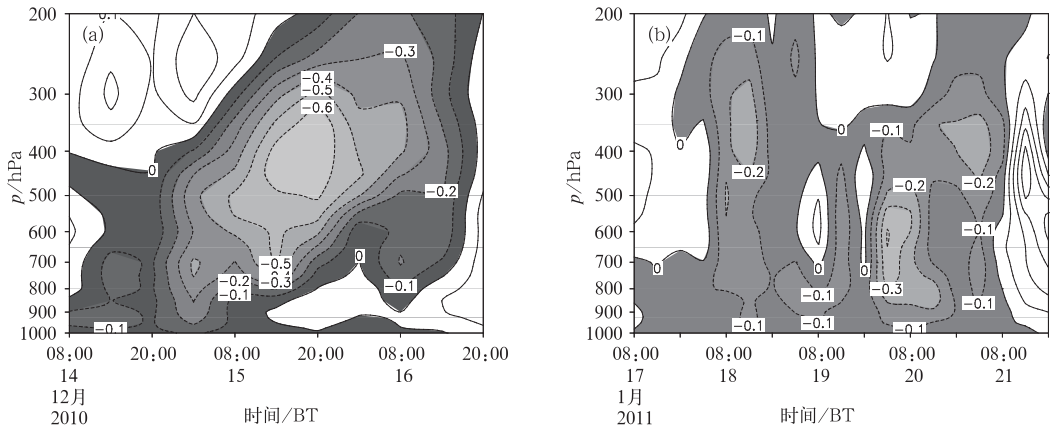


图 6 两次过程期间  $28^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$ 、 $118^{\circ}\sim 121^{\circ}\text{E}$  区域平均垂直速度的垂直剖面(单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ , 阴影区  $\leq 0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )  
(a)过程 A, (b)过程 B

Fig. 6 Height-time cross-sections of vertical velocity averaged in area of  $28^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$  and  $118^{\circ}\sim 121^{\circ}\text{E}$  during event A (a), and event B (b) (unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ , shading area  $\leq 0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )

## 5 热力条件分析

图 7 是 850 hPa 温度、相对湿度和风场沿 120°E 的时间演变图。由图 7a 可见,等温线和准饱和湿区随时间向低纬倾斜,说明强干冷空气不断南侵,在低层造成强降温,同时锋区和湿区不断南压。降雪开始前 12 月 13 日浙江上空已经有冷空气开始渗透,浙北地区 850 hPa 风场逐渐由西南风转为偏北风,温度下降,为阴雨天气。14 日冷空气继续南侵,浙北逐渐受 850 hPa 冷高压南部东北风气流控制,温度降至 0°C 以下,但仍在 -4°C 以上,持续阴雨天气。15 日 08 时 30°N 以北等温线有明显的南凸,浙北上空锋区明显加强,说明冷空气进一步增强南下,850 hPa 温度迅速降至 -4°C 以下,降雪开始,之后冷高压加速南侵,锋区也随之南压,20 时 -4°C 等温线南压至 28°N,雪区南界也南压至此。16 日 08 时浙江上空 850 hPa 基本都转为西北风,被冷高压完全

控制,锋区和准饱和湿区也南压到 28°N 以南,过程 A 降雪趋于结束。

而过程 B 则明显不同,由图 7b 可见,18 日开始等温线和准饱和湿区基本呈水平分布,说明冷暖空气势均力敌,浙江上空始终受静止锋影响,持续阴雨雪天气。由于受前一次冷空气的影响,17 日 08 时浙江上空 850 hPa 基本都在 -4°C 以下,30°N 以北在 -6°C 以下,大气层结温度较低,为降雪提供了较强的冷环境,之后西南气流有所加强,北方冷空气也不断补充南下,浙江上空的等温线开始加密,18 日 08 时静止锋形成,准饱和湿区出现,30°N 以北温度为 -6°C,浙北首先出现降雪,至 18 日 20 时降雪扩展到浙中地区。19 日暖湿气流加强,等温线有所北凸,静止锋略有北抬,降雪区也随之北缩。20 日 20 时开始暖湿气流逐渐减弱,850 hPa 上偏南风转为偏西风,等温线向南倾斜,锋区开始南压。21 日冷空气加强南下,准饱和湿区和等温线明显南压,14 时锋区南压至 28°N 以南,过程 B 结束。

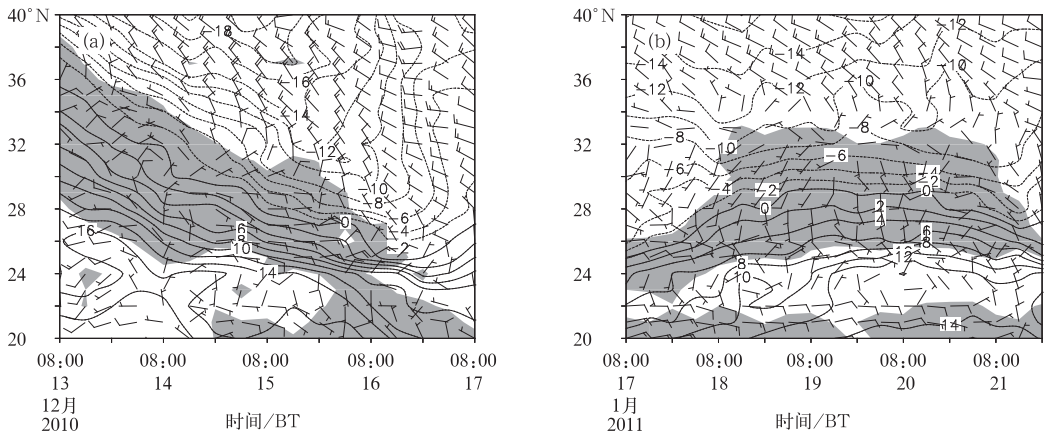


图 7 两次过程期间 850 hPa 温度(单位:°C)、相对湿度(阴影区 $\geq 90\%$ )  
和 wind 场沿 120°E 的纬度-时间剖面  
(a)过程 A,(b)过程 B

Fig. 7 Latitude-time cross-sections of temperature (unit: °C), relative humidity (shading area  $\geq 90\%$ ) and wind field along 120°E at 850 hPa during event A (a), and event B (b)

图 8 是假相当位温的垂直演变图。由图 8a 可见,从 13 日开始低层  $\theta_{se}$  值持续减小,说明冷空气不断南侵,15 日 08 时前后 850 hPa 以下  $\theta_{se}$  低值区明显上凸,850~700 hPa 之间等  $\theta_{se}$  线垂直梯度明显增大并随时间向高空倾斜,表示低层干冷空气爆发南下将上层暖湿气流抬升,锋区加强,降雪开始,15 日 14 时 500 hPa 有  $\theta_{se}$  高能舌向下伸展,说明中高层暖湿气流加强,降雪也逐渐增强。16 日 08 时等  $\theta_{se}$  线

开始发散,锋区减弱,过程 A 降雪趋于结束。从图 8b 可见,过程 B 期间在 900 hPa 以下始终维持一  $\theta_{se}$  低值区,900~800 hPa 等  $\theta_{se}$  线则呈水平分布,其上为高值区, $\theta_{se}$  在垂直方向具有明显的梯度,说明降雪期间由于冷空气的持续补充,低层始终维持一“冷垫”,暖湿气流在“冷垫”上爬升,同时由于冷暖空气势均力敌,在 900~800 hPa 之间形成静止锋,造成持续降雪。18 日 08 时和 19 日夜里 500 hPa 分别有

一高能舌向下伸展,从前面的分析可知,这与两次南支槽和低空急流的加强相对应,其中 19 日夜里的暖

湿气流更强,对应降雪最强时段。21 日浙江上空等  $\theta_{sc}$  线开始发散,锋区减弱,过程 B 结束。

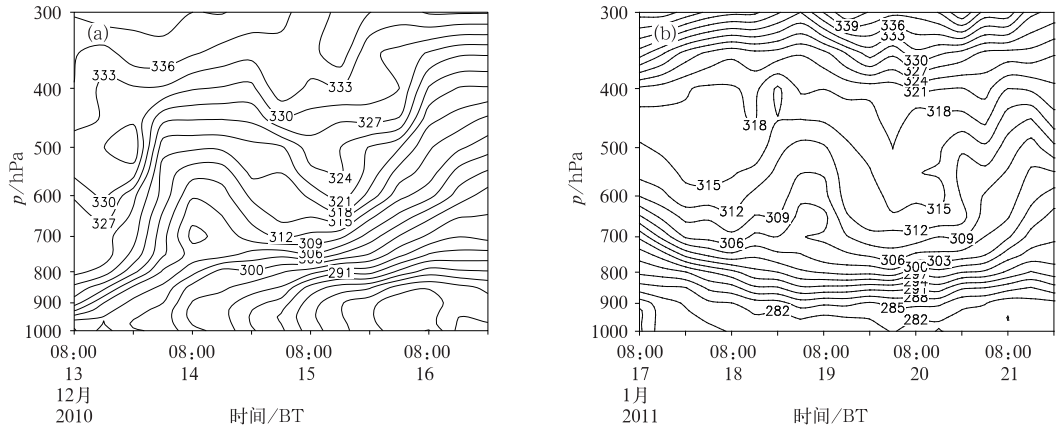


图 8 两次过程期间沿 30°N、120°E 假相当位温(单位:K)的垂直剖面  
(a)过程 A,(b)过程 B

Fig. 8 Height-time cross-sections of pseudo equivalent potential temperature (unit: K) along 30°N, 120°E during event A (a), and event B (b)

### 6 结论与讨论

本文利用 NCEP 1°×1°的再分析资料,对浙江 2010 年冬季两次强降雪过程的环流形势和物理量场进行了分析和讨论,得到了以下一些结论:

(1)两次降雪过程均为北方冷空气与西南暖湿气流交汇所致,高空均有南支槽和横槽配合,区别在于 2010 年 12 月 15 日的降雪过程前期先在印缅地区形成南支槽输送水汽,然后中高纬横槽转竖,冷空气主体南下,暖湿空气被冷空气强迫抬升形成降雪,暴雪产生在中低层切变线的风速辐合区中;而 2011 年 1 月 18—21 日的降雪过程是前期先有强冷空气南下,在低层形成深厚“冷垫”,之后印缅地区形成南支槽并稳定维持,槽前西南暖湿气流在“冷垫”上爬升形成降雪,降雪期间横槽没有竖转,冷空气小股南下补充至“冷垫”使降雪持续,暴雪产生在低空急流的左前方。

(2)降雪区上空存在明显的水汽通量辐合,水汽通量大值区的演变与降雪过程有较好的对应关系,水汽输送越强、越深厚,降雪强度也越强。

(3)低层辐合和高层辐散的配置使大气出现较强的上升运动,对降雪强度有较好的指示意义,低层辐合和高层辐散的强度越强,则上升运动越强,降雪也越强。

(4)强冷空气将锋区和准饱和湿区迅速南压,降

雪持续时间较短,而冷空气强度适中时,在低层与暖湿气流交汇形成静止锋,是降雪持续较长时间的重要原因。

### 参考文献

陈丽芳. 2007. 南方两次相似降雪(雨)过程的对比研究. 气象, 33(8): 68-75.

葛非, 肖天贵, 金荣花, 等. 2008. 2008 年低温雨雪天气扰动能量的积累和传播. 气象, 34(12): 11-20.

侯瑞钦, 张迎新, 范俊红, 等. 2011. 2009 年深秋河北省特大暴雪天气成因分析. 气象, 37(11): 1352-1359.

李崇银, 杨辉, 顾薇. 2008. 中国南方雨雪冰冻异常天气原因的分析. 气候与环境研究, 13(2): 113-122.

李青春, 程丛兰, 高华, 等. 2011. 北京一次冬季回流暴雪天气过程的数值分析. 气象, 37(11): 1380-1388.

盛春岩, 杨晓霞. 2002. 一次罕见的山东暴雪天气的不对称不稳定分析. 气象, 28(3): 33-37.

王东勇, 刘勇, 周昆. 2006. 2004 年末黄淮暴雪的特点分析和数值模拟. 气象, 32(1): 30-35.

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

尹东屏, 张备, 刘梅等. 2009. 2006 年江苏两次降雪天气过程分析. 气象科学, 29(3): 398-402.

许爱华, 乔林, 詹丰兴, 等. 2006. 2005 年 3 月一次寒潮天气过程的诊断分析. 气象, 32(3): 49-55.

张腾飞, 鲁亚斌, 张杰, 等. 2007. 2000 年以来云南 4 次强降雪过程的对比分析. 应用气象学报, 18(1): 64-72.

宗志平, 刘文明. 2004. 2003 年华北初雪的数值模拟和诊断分析. 气象, 30(11): 3-7.