

# 南方两次相似降雪(雨)过程的对比研究

陈丽芳

(浙江省杭州市气象局,310008)

**提 要:** 2006 年 2 月中旬和下旬,长江三角洲一带分别发生降雪和降雨过程,预报过程中对降水形态的预报存在失误。通过对这两次过程的比较分析,期望为今后的预报中区分南方地区的固态降水和液态降水提供一定参考。得出以下一些主要结论:降雪过程高空槽前以偏西气流为主,环流较平;降水过程,槽前西南气流强盛,偏南分量明显。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。降雪过程开始前,850hPa 附近存在干层,而降雨过程则是中低层都湿。逆温层和 700~800hPa 的温度对降水形态有重要影响。降雪过程结束时高层先变干,而降雨过程结束时是中层先变干。降雪过程,上空大气中冰雪区集中,含雪量和冰晶含量大值中心与降雪带位置相对应。降雨过程含雪量下界抬高,含雪量和冰晶含量大值中心落后于降雨带,并且南压过程中快速减弱,冰雪区分散。

**关键词:** 降雪 降雨 回流 逆温层

## Comparison Study of Two Similar Rain and Snow Processes in South China

Chen Lifang

(Hangzhou Meteorological Office, Zhejiang Province 310008)

**Abstract:** In middle ten-days and last ten-days of February in 2006, there were tow precipitation processes in Changjiang delta, i. e. snow and rain respectively, but the forecast of precipitation type was wrong. A comparison of these two processed shows that in the snow process, there was west wind in the front of trough and the circulation was flat, whereas in the rain process, there was southwest wind in the front of trough. Snow would happen only if the cold advection, which was resulted from the northeast return current, generated a cold center over east China. However the north and northwest wind decreased the air temperature, but no precipitation would happen at

the same time, so there would be no snow in this case. Before snowing the air at 850 hPa was dry and before raining the air at low-middle levels was wet. The temperatures at 700~800 hPa and in the inversion layer were important to the precipitation type. At the end of snow process the air in high level become dry first, whereas at the end of rain process the air in middle level become dry first. In snow process the snow and ice crystals were centralized in the high level, and the center of snow content was at 600~700 hPa. In rain process, the lower boundary of snow content lifted up and its center was in a level above 600 hPa. The center of snow content weakened very fast when it moved down northwards.

**Key Words:** snow rain return current inversion layer

## 引 言

国内对暴雪的天气学研究始于 1970 年代末,即王文辉等对内蒙古锡林浩特“77.10”暴雪的分析<sup>[1]</sup>;其后,较多的研究工作是对我国西部高原地区一些特大降雪个例的天气分析或多例的气候学分析<sup>[2-3]</sup>。但对于我国南方中低纬度地区而言,对于降雪的研究甚少,仍是一个比较薄弱的环节。其实江浙沪一带每年都受暴雪侵袭,对南方地区的农作物生长和交通带来很大影响,造成高速公路封闭,航班停飞,城市交通严重受阻。据杭州 51 年(1954—2005 年)历史资料的统计,杭州出现积雪深度大于 5cm 的年平均日数为 2.4 天,海拔高度相对较高的天目山(1506m)为 19.19 天(1956—1997 年)。杭州出现积雪深度大于 8cm 的年平均日数为 1.59 天,天目山为 13.71 天。杭州市区内出现过的最大雪深为 29cm;积雪时间最长达到 18 天。因此加强对南方地区降雪天气的研究很有必要。

2006 年 2 月 18 日,长江以南有一次降雪过程,杭州出现了最大雪深 11cm 的暴雪天气,降雪从 18 日凌晨 2 点开始,14 时以后降雪逐渐停止,降水量 10.4mm。积雪融化较快,14 时积雪深度仅为 3cm。此次过程中,除杭州以外,湖州、嘉兴、绍兴,以及安徽南部和上海等地也出现明显的降雪天气。事隔 9 天以后,2 月 28 日凌晨起又出现一次降

水过程,29 日凌晨降水过程结束,降水量 8.9mm。当时从形势场和温度场上分析该次过程也是一次有利于降雪的天气过程。因此预报 28 日将出现一次雨夹雪或雪过程,雨雪量中等。但实况 28 日当天 30°N 以南的地区都以液态降水过程为主,山区下了短时的小冰粒,降水量级预报正确,但降水形态预报失误较大。这两次过程的降水量比较接近,过程降水量属于中等。对于雨水相对充沛的南方而言,这个量级的液态降水不会对人们的生产生活造成影响,但如果是固态降水,就将带来较为严重的灾害。因此区分固态和液态降水是研究的重点,也是难点。

## 1 资料简介和试验结果

### 1.1 模式简介

本研究的模拟采用 PSU/NCAR 的 MM5 模式<sup>[4]</sup>,已有不少研究采用该模式进行冬季降雪过程的模拟<sup>[5-7]</sup>,这些研究不仅成功地模拟了大尺度的降雪,而且较成功地模拟出了由中尺度系统造成的局地强降雪过程。本研究也将采用 MM5 对这两次过程进行模拟,期望能利用数值模拟时间、空间高分辨率的特点,找出两次过程的异同点,为南方冬季降雪预报提供一些参考。

模拟采用非静力、双重嵌套方案,格距分别为 30 和 10km,行星边界层计算采用 MRF 高分辨率方案,本研究对两个过程分别进行

48小时模拟,初值采用NCEP的 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 分析格点资料,侧边界条件也由3小时间隔的NCEP分析资料得到。前一次过程的初始时刻为17日08时,后一次过程的初始时刻为27日08时。由于本文研究的是南方冬季的降雪,两次过程显式降水方案均采用了Reisner方案,该方案进行了包括霰、雪和冰晶3种冰相粒子的计算,并且对雨、霰、雪和冰晶的数浓度也进行了计算。方案中还包括云和辐射相互作用过程。利用降雪过程积分24~48小时(2006年2月28日08时至3月1日08时)模拟结果与实况的降水分布对比(如图1a、b),降水的范围和量级都对应比较好,可见模拟是成功的,便于利用高分辨率的模拟资料对降雪和降雨过程进行对比分析。

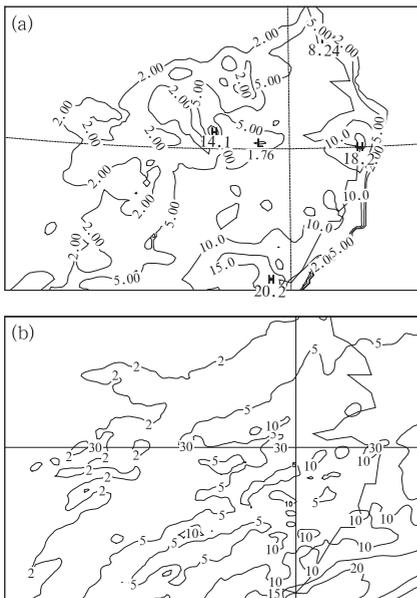


图1 2006年2月28日08时至2006年3月1日08时的实况(a)和模拟(b)降水对比

## 2 两次过程的发展及形势场的对比

### 2.1 高空形势

中旬和下旬的两次过程都是由于西风带斜压不稳定扰动越过高原东移发展,在其前

部形成一支从孟加拉湾和南海海面北上的暖湿气流,并与西伯利亚经蒙古、华北、东北西部南下的冷空气共同作用的结果,但它们所带来的天气的剧烈程度却有很大差异。

冬季暴雪与大尺度环流背景密切相关。虽然两次降水过程落区相似,但产生的环流背景却并不一致。从2月17日20时500hPa高空场看(图2a),暴雪过程在开始前,中纬地区有槽东移,110°E以东环流较平,30°N附近受偏西气流控制。极涡位置比较偏北,冷空气分成南北两股,一股在贝加尔湖附近,另一股沿新疆地区南下,并在河套地区加强,逐渐在40°N附近发展出一个冷涡,在较低纬度再次形成冷中心引导冷空气不断南下。

而27日20时500hPa图(图2b)上,在过程发生前,乌拉尔山以西为一槽区,鄂霍次克海附近为另一槽区,属两槽一脊型。华西

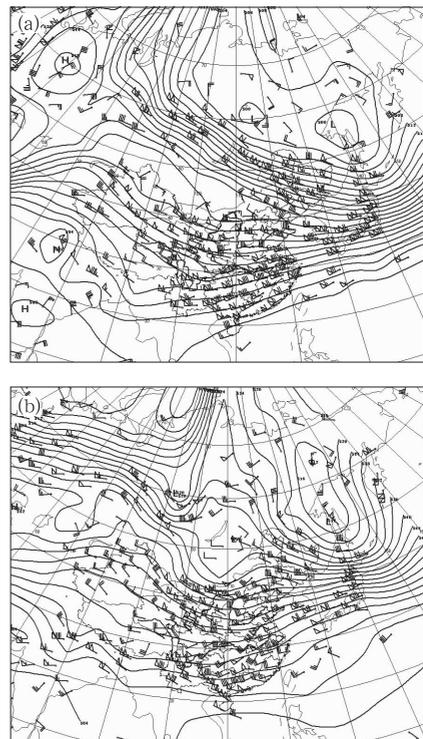


图2 2006年2月17日20时(a)、27日20时(b)500hPa高度场

低槽在东移过程中与南支槽叠加,逐渐加深,经向度增大,槽前 110°E 以东盛行西南气流,偏南分量比较明显。3 月 1 日 08 时以后形成东亚大槽,降水过程结束。

仅就高空条件而言,两次过程的高空形势都有利于降雪,只是中旬的过程槽前为偏西气流,下旬的过程槽前偏南分量较明显,因此考虑从低层入手,找寻两次过程的差别。

### 2.2 低层形势

图 3 是模拟的两次过程的低层(925hPa)风场和温度场,由于 925hPa 的等高面低于 800m,故海拔高度大于 800m 的地区(图中阴影区)的资料给出的是不真实的信息,应去掉。从图上看两次过程低层的环流背景也有很大差别。

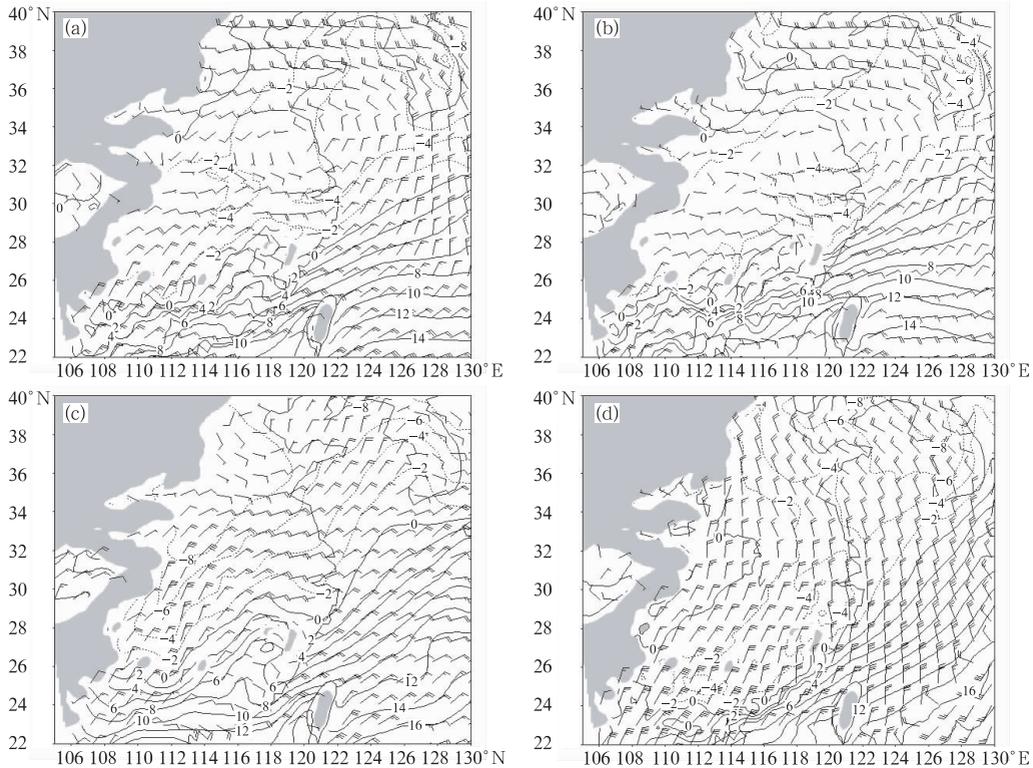


图 3 2006 年 2 月 18 日 00 时(a)、08 时(b)、27 日 20 时(c)和 3 月 1 日 08 时(d)925hPa 等温度线和风场(阴影区表示海拔高度大于 800m)

从低层环流场形势看,中旬的过程在暴雪发生前(如图 3a),30°N 以北存在一个小高压。在中纬度高空气流较为平直的情况下,高空气流引导大陆小高压移出海上,小高压后部来自海上的东风“回流”将大量潮湿空气吹向大陆,使得江苏、浙江、上海和安徽一带盛行东北风。此湿空气又受其西侧后继冷空气抬升以及地形抬升作用而凝结。同时黄海

一带存在冷舌,因此不断有冷平流向江南一带输送。由于冷平流的存在,925hPa 的温度场上从 18 日 00 时起在大别山一带生成一个冷中心(图 3a),该冷中心随着黄海冷涡的东移而东移,强度和范围逐渐加大。到 18 日 08 时降雪最强时,冷中心覆盖的范围恰好与降雪的落区相吻合(如图 3b)。到 18 日 14 时以后,随着黄海冷舌的向北收缩,杭州湾一

带开始出现暖平流,冷中心逐渐消失,降雪过程也结束。

2月下旬的这次过程,雪线一直被挡在安徽南部,安徽中南部的霍山到28日08时的雪深已有11cm,到3月1日08时黄山雪深3cm,但雪线一直不南压,杭州站的降水一直以液态降水为主。从低层环流形势看,过程前期在华东一带存在东南风和东北风的暖式切变。苏、皖南部和浙、沪等在过程前期都盛行东南气流,为此次过程提供了水汽,但同时也有暖平流存在。28日08时起风向才逐渐转为偏北风。

与前一次过程比,下旬的这次过程冷中心的位置偏北、偏西,冷中心位于华北。27日20时杭州位于冷舌南侧密集的温度锋区内(图3c),925hPa风向与等温线基本平行,不存在冷平流。华北的冷中心随时间东移到渤海附近后,由于冷中心南掉不明显,因此温度锋区也没有南压。冷舌的纬向度增大,但江南一直没有明显的冷中心发展,到3月1日早晨过程结束后,杭州上空才出现冷中心(图3d)。降水条件和降温条件不匹配导致了降雪带维持在 $30^{\circ}\text{N}$ 以北,没有南压。

由这两次过程的对比发现,产生大雪须由东北风产生的冷平流在华东南一带形成冷中心,而由北到西北风产生的冷平流降温往往因为水汽供应与降温条件不同步,无法形成大雪,27日的过程就是一次典型的水汽输送和温度条件不同步的过程。

### 3 探空资料的对比

#### 3.1 高空相对湿度的对比

比较降雪(降雨)过程开始前,探空资料中的相对湿度(图4)。由图上可见,两次过程相对湿度的走势基本一致,对应高度上的湿度值也比较接近,但850hPa高度,相对湿

度的差别很明显。中旬的降雪过程在850hPa附近相对湿度急剧下降,只有15%左右。而下旬的降雨过程中低层的相对湿度始终比较高,850hPa的相对湿度90%左右。降雨过程的湿层比较低,在600hPa以下;降雪过程的湿层较厚,500hPa相对湿度还维持在75%左右。结合特性层的情况进行分析(图略),发现大体趋势与标准层基本一致。造成这种现象的原因可能是由于降雨过程中,850hPa低层的空气温度较高,由高层落入该层的冰晶雪花融化较多,液态水的含量比较多,导致该层的相对湿度也比较高。

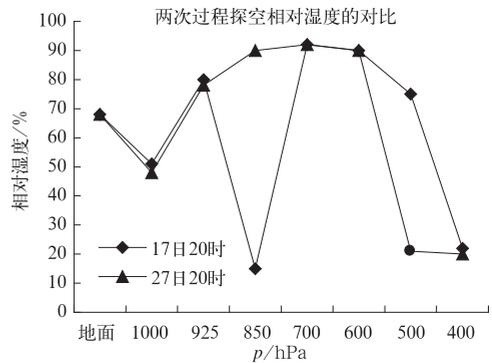


图4 两次过程开始前高空的相对湿度状况对比

#### 3.2 探空曲线的对比

比较实况资料和模拟资料的 skew  $T$ - $\lg p$  分布,图5给出了2006年2月17日20时杭州站上空实况和模拟探空图。比较发现,无论是900~700hPa的逆温,还是700~500hPa的湿层在模拟的探空资料中都与实况相对应,下旬的降雨过程模拟特征也和实况的很相似。虽然模拟的高空资料与实况观测并不完全一致,比如模拟的中低层偏干,但其分布和演变特征与观测基本相似。因此,模拟的探空资料可以用于分析降雪发生、发展过程的高空层结演变。

比较两次过程,在过程开始前(17日22时(图6a),27日22时(图6b)),降雪过程高

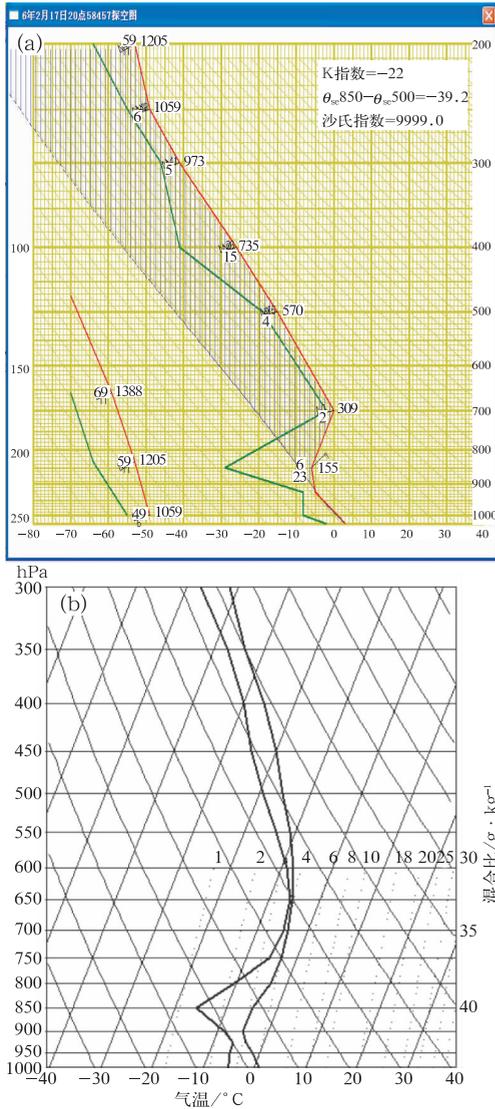


图 5 2006 年 2 月 17 日 20 时杭州站的实况探空(a)和模拟探空(b)的对比

层较湿,而降雨过程 600hPa 以上的高层比较干。两次过程 850hPa 附近都存在逆温,但在 700~800hPa 降雪过程的气温明显低于降雨过程。当过程开始时的 18 日 02 时(图 6c)和 28 日 02 时(图 6d),高层都变湿,同时 600~700hPa 之间接近饱和;降雨过程中 700~800hPa 温度接近 0℃,而降雪过程 700~800hPa 的温度则在 -4℃左右,更利于

雪花的形成。降雪和降雨过程发生时:18 日 08 时和 28 日 08 时,两者的探空曲线形态比较相似(图略),只是降雨过程 700~800hPa 的温度相对较高,接近 0℃。

降雪和降雨过程结束:18 日 14 时,降雪过程结束,500hPa 以上的高层先开始变干,同时逆温层变得不明显(图 6e)。降雨过程在 28 日 14 时以后 700~800hPa 的温度才开始降低,温度降到 -3℃左右,但此时的逆温已逐渐减弱。到 3 月 1 日 04 时以后降雨过程结束(图 6f),中层先变干,与降雪过程结束时高层先变干不同。

### 4 云物理过程的分析

利用模拟结果沿 120°E 作雪和冰分布的剖面(如图 7)可见,大气中在 400hPa 以上主要是冰晶,500hPa 以下是雪,在 400~500hPa 之间是冰晶和雪的混合区,雪的含量明显大于冰晶,约是冰晶含量的 5 倍。

18 日 02 时杭州湾一带(30°N、120°E)开始下雪,从沿 120°E 所做的雪和冰晶含量剖面图上(图 7a),雪和冰晶的含量在 30°N 附近最大,冰晶和雪含量大值区与降雪区的位置相对应。含雪量(大气中的雪水混合比,最大层在中层 600~800hPa,大值中心为 2.4kg·kg<sup>-1</sup>,且含雪量最大中心与上层冰晶的最大中心相对应,这可能是由于一部分雪是由冰晶转换来的。之后,随着冷空气的南压,500hPa 以下的含雪量中心也逐渐南压。18 日 14 时(图 7b),降雪带南压,杭州站的降雪过程基本结束,含雪量大值区也南移,30°N 附近含雪量和冰晶含量都接近 0。

28 日 02 时杭州湾一带(30°N 附近)开始降雨,如图 7c,北方有大片冰雪区东移,高层冰晶含量丰富,冰晶含量大值区所在高度与中甸的降雪过程基本一致,但降雨过程开始时(图 7c)冰晶和含雪量的大值区基本集

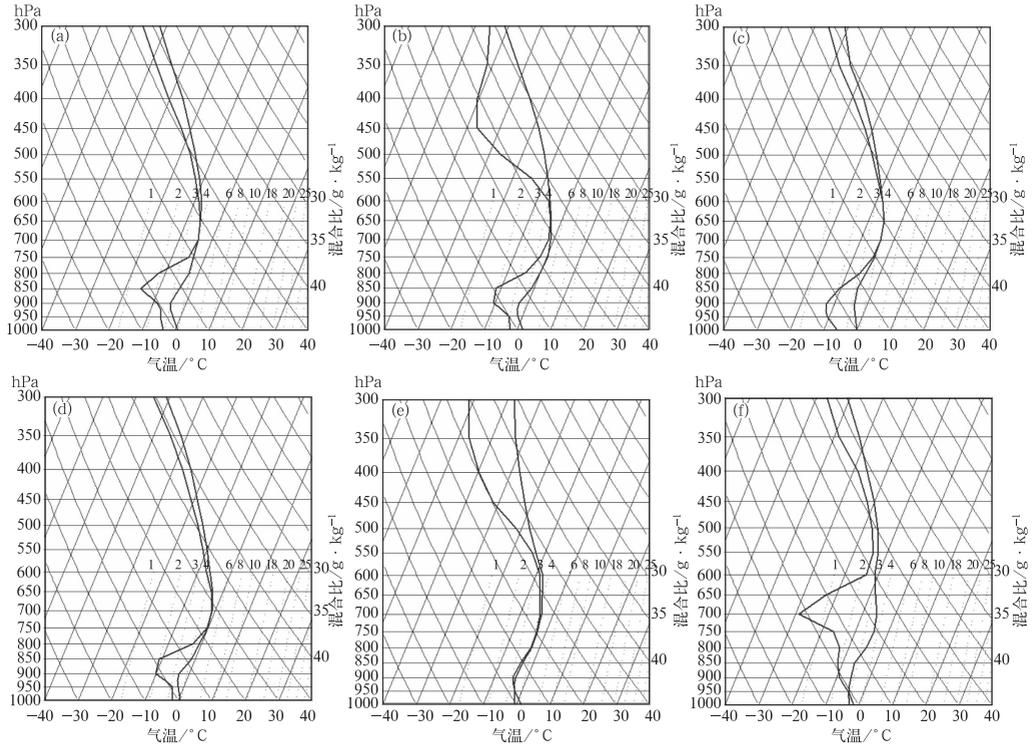


图 6 2006 年 2 月 2 次降水过程中杭州站的模拟探空曲线  
 (a)17 日 22 时、(b)27 日 22 时、(c)18 日 02 时、(d)28 日 02 时、(e)18 日 14 时、(f)3 月 1 日 04 时

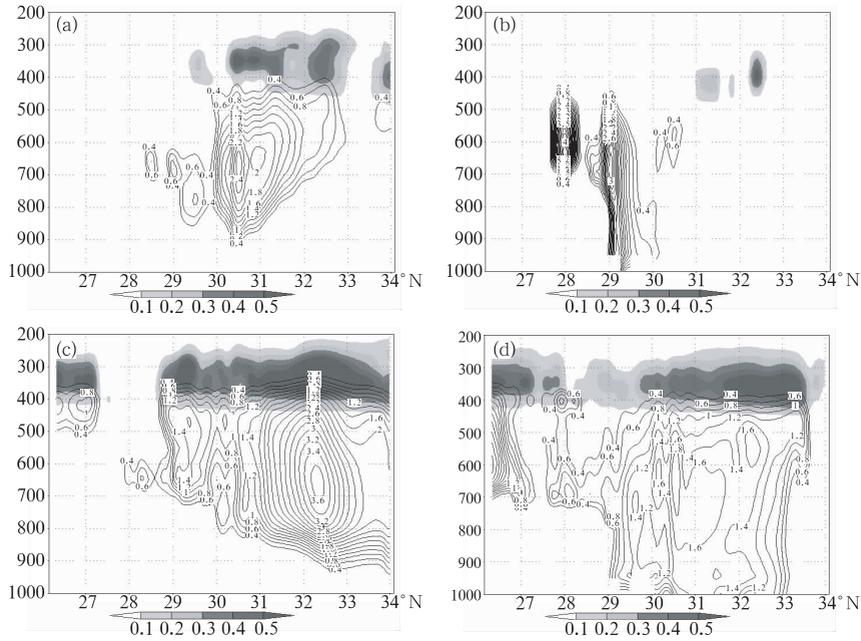


图 7 沿 120°E 的大气中冰、雪含量的剖面  
 阴影:冰晶含量,线条:含雪量,单位:kg·kg<sup>-1</sup>  
 (a)18 日 02 时、(b)18 日 14 时、(c)28 日 02 时、(d)28 日 14 时

中在  $32^{\circ}\text{N}$  以北,在  $30^{\circ}\text{N}$  附近含雪量仅在  $0.6\sim 1\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$  之间,中心值明显小于中甸的降雪过程(图 7a)。同时含雪量的中心位置偏高,并且其下界随纬度的降低而抬高,可能是低层暖式切变带来暖平流,使得低层气温升高,雪转化成雨。随时间推移,原先北部的含雪量大值区在东移过程中快速减弱,强度中心由 28 日 02 时的 3.6 减弱为 28 日 14 时的 1.6(图 7d)。含雪量大值区快速发散,不如中甸的降雪过程那样集中,如此低而分散的冰雪含量不足以形成降雪天气。

## 5 结 论

2006 年 2 月中旬和下旬在长江三角洲一带分别发生了降雪和降雨两次形态完全不同的过程,在预报上有一定的难度,导致了降水形态的预报存在失误。本文通过对这两次过程的分析,尝试探讨两者的区别,为在今后的预报中区分南方地区的固态降水和液态降水提供一些参考。得出以下一些主要结论:

(1) 两次过程高空都配合有槽东移,但中甸的降雪过程中,500hPa 槽前以偏西气流为主,环流较平;下旬的降雨过程中,槽前西南气流强盛,偏南分量明显。

(2) 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,而由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。

(3) 降雪过程开始前,850hPa 附近存在干层,而降雨过程则是中低层都湿。降雪过程结束时高层先变干,而降雨过程是中层先变干。

(4) 降雪过程中逆温层明显,且 700~800hPa 的温度在  $-4^{\circ}\text{C}$  左右。降雨过程前期存在逆温,但 700~800hPa 的温度偏高,接近  $0^{\circ}\text{C}$ ,后期 700~800hPa 的温度降到  $-4^{\circ}\text{C}$ ,但逆温变得不明显。可见逆温层和 700~800hPa 的温度对降水形态有重要影响。

(5) 降雪过程,上空大气中出现含雪量与冰晶含量大值区对应,冰雪集中区与降雪带的位置相对应,含雪量大值中心在 600~700hPa。降雨过程含雪量下界抬高,高空的冰晶和雪大值区在南压过程中快速减弱,冰雪区分散。

## 参考文献

- [1] 王文辉,徐祥德. 锡盟大雪过程和“77.10”暴雪分析[J]. 气象学报,1979,37:80-86.
- [2] 孙欣,曲晓波,沈玉敏,等. 大雪预报失误个例分析[J]. 气象科技,2005,33(1):50-52.
- [3] 朱红,黄玲琳. 南方大雪预报温度条件浅析[J]. 浙江气象,2004,24(1):26-28.
- [4] Dudhia, j., A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR meso scale model; Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front[J]. Mon. Wea. Rev., 1993, 121, 1493-1513.
- [5] 迟竹萍,龚佃利. 山东一次连续性降雪过程云微物理参数数值模拟研究[J]. 气象,2006,32(7):25-32.
- [6] 王东勇,刘勇,周昆. 2004 年末黄淮暴雪的特点分析和数值模拟[J]. 气象,2006,32(1):30-35.
- [7] Reisner, J., R. J. Rasmussen, and R. T. Bruin-tjes, Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model [J], Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1998, 124B: 1071-1107.