

2008年初南方雨雪冰冻灾害天气静止锋 与层结结构分析

孙建华 赵思雄

中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘要 对2008年我国南方持续性雨雪、冰冻灾害天气的影响系统及层结特征做了研究, 集中对第3次过程, 即1月25~29日期间的天气形势、水汽条件、高原对流系统东移的影响以及地面和大气层结条件进行了分析。研究表明: 位于长江或江南地区的准静止锋(或切变线)是雨雪冰冻天气的重要影响系统, 锋面西段的逆温层和暖层强, 有利于冻雨的形成; 水汽在锋前的对流层低层辐合, 沿锋面爬升凝结, 锋面的东段低层辐合比西段强, 造成锋面东段的降水强度大于西段; 高原对流系统活跃, 且频繁东移影响我国东部, 在第3次过程共有3次高原对流的东移过程; 最有利于冻雨产生的层结条件应有中层冻结层、暖层、逆温层, 且这些层结的强度和厚度要适当; 最有利于冻雨出现的地面温度在 $-1\sim-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, 变化非常小, 温度、露点差都在 $1\sim3\text{ }^{\circ}\text{C}$, 接近饱和, 风速较弱。最后, 提出了适合于我国南方雨雪、冰冻天气的锋面结构与大气层结的物理模型。

关键词 冻雨 静止锋 层结条件 逆温层

文章编号 1006-9585 (2008) 04-0368-17 **中图分类号** P458 **文献标识码** A

Quasi-Stationary Front and Stratification Structure of the Freezing Rain and Snow Storm over Southern China in January 2008

SUN Jian-Hua and ZHAO Si-Xiong

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The weather pattern, moisture flux, the eastward propagating convective systems from Tibetan Plateau and surface temperature, stratification conditions for severe freezing rain and snow storm process during 25—29 January 2008 is diagnosed. The results show that, the east-west oriented quasi-stationary front (or shear line) located along Yangtze River Basin was the most important system producing freezing rain and snow storm. The warm layer and inversion of western part of front was stronger than its eastern part, the former was very favorable for the formation of freezing rain. The strongest moisture convergence occurred ahead the front at low-level and then climbed slantly along the front to middle level. The low-level moisture convergence in eastern part of the front was stronger than that in western part. It is maybe the main reason why the precipitation amount in eastern part of the front was relatively large. The convections were very active over the Tibetan Plateau during January 2008, propagated eastward and impacted East China several times. There were three times eastward propagation of convective systems from the Tibetan Plateau during 25—29 January 2008. The favorable condition for freezing rain was ground surface temperature at $-1\sim-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ and weaker wind. The middle level frozen layer, warm layer and inversion layer existed

收稿日期 2008-03-05 收到, 2008-03-30 收到修定稿

资助项目 中国科学院大气物理研究所创新基金领域前沿重点项目 IAP07120、国家自然科学基金资助项目 40605016 和国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418301

作者简介 孙建华, 女, 1972 年出生, 博士, 研究员, 主要从事中尺度分析和数值模拟研究。E-mail: sjh@mail.iap.ac.cn

while freezing rain occurred, at the same time, the formation of freezing rain was sensible to the thickness of the warm layer and frozen layer. Base on these, the physical model of quasi-stationary front and stratification condition related with freezing rain has been proposed.

Key words freezing rain, quasi-stationary front, stratification, inversion layer

1 引言

2008 年 1 月 10 日以来,发生的低温、雨雪、冰冻灾害持续时间长、降温幅度大、降雪强度大、覆盖地域广,为历史罕见。灾害发生时段恰逢春运高峰,发生地域又是我国交通、电力、煤炭和其他物资运送的重要通道和人口稠密地区,因此,灾害造成的损失和影响呈现放大效应,给灾区群众生产生活造成了很多困难,对社会经济发展产生了严重影响^[1]。

我国对冻雨的研究开展得尚不够多,但在冻雨发生较多的贵州和一些机场对冻雨的预报有一些经验^[2~5],主要涉及对一些现象的描述与统计。如,贵州的冻雨多发生于西北部海拔较高的地区^[6],出现冻雨天气时大气中有逆温层,地面气温在 0℃ 以下,降雪时中高层气温比冻雨要低,地面气温多在 -3~3℃ 之间,冻雨和降雪天气的大气层结均比较稳定^[4],并建立了贵州冻雨天气预警系统^[7,8]。由于冻雨对航空影响较大,某些机场的气象工作者对冻雨进行了一些分析^[3,5],杨向东^[3]对沈阳一次冻雨的分析指出中低空存在逆温层,且增温在 5℃ 左右,吕胜辉等^[5]对天津机场地区的 3 次冻雨天气进行对比分析,总结出了该地冻雨发生的天气形势特点和大气垂直结构特征,主要包括高空槽前明显的增温,槽前西南暖湿气流强盛,850 hPa 到地面存在逆温层等,为冻雨天气预报提供了参考。尽管有上述结果,但这些研究工作的成果,对于理解和认识 2008 年的暴雪和冻雨仍感到力不从心,难以应对。

国外对冻雨天气及其形成机理有较多的研究,在 20 世纪初即有学者注意到了冻雨天气并对其进行了研究^[9]。欧洲和美国对冻雨的研究主要集中在以下几个方面:1) 研究冻雨的预报方法以提高冻雨的短期预报^[10~12];2) 冻雨的气候态分布^[13~15];3) 一些冻雨个例的天气分析研究^[16~18]。20 世纪 70 年代发现冬季降雨系统中存在降水形态

的过渡带^[19],在过渡带中有雨、冻雨、雪和小冰粒之分。之后,对冬季的降雨类型及其形成条件进行了研究^[20],对过渡带不同降水形态形成的机理进行分析,并给出了过渡带降水形态分布的结构模型。对于冬季降水类型(雨、冻雨、雪和小冰粒)的预报有较大的难度,主要原因是温度层结和地面温度的小变化就能改变降水的类型。冻雨形成的局地条件主要是地面的温湿状况和层结条件,在冻结层下要有暖层和逆温层,地面以上有一个温度在 0℃ 以下的薄层^[21]。Bourgouin^[12]指出预报冬季降水类型需要考虑的因子包括:层结曲线图大于和小于 0℃ 层结的面积,1 000~850 hPa 和 1 000~700 hPa 的平均温度,地面的温度和露点。Cortinas 等^[15]对美国冻雨的分布和其发生条件进行了总结,指出地形和水汽对冻雨的形成有关键的作用,在冻雨的预报中应考虑天气系统、局地因素、过冷却水的厚度和层结廓线等。欧美的冻雨天气主要影响系统是锋面气旋,尤其是暖锋的作用,这对于我国的冻雨,尤其是 2008 年 1~2 月这样持续性的冻雨不能完全适用。

相对国外的冻雨研究,国内起步较晚,研究内容尚不够全面。对冻雨形成机理的研究也有待深入。赵思雄和孙建华^[22]主要对冻雨的环流系统及多尺度特征进行了研究,集中对 2008 年雨雪冰冻天气的第 2 阶段作了分析,但尚未对具体的环流演变和层结、地面过程作细致的分析,因此,为了更深入地了解冻雨的成因,本文以 2008 年持续性雨雪、冰冻过程中的第 3 次过程(1 月 25~29 日)为重点,对冻雨形成的天气条件、准静止锋系统、水汽条件、高原对流东移的影响以及冻雨形成的层结和地面条件等进行研究。

2 天气特征分析

2008 年 1 月 10 日以来我国南方地区共发生了 4 次雨雪、冰冻天气过程即:1 月 10~16 日,1 月 18~22 日,1 月 25~29 日,1 月 31 日~2 月 2

日。对持续性雨雪、冰冻天气长时间维持的主要原因,赵思雄和孙建华^[22]已进行了分析,结果表明:中纬度阻塞高压维持长达 20 余天,在稳定的环流背景下小股冷空气多次南下,且路径相似,副热带高压偏西偏北,在阻塞高压与副高之间有一横槽维持。里海附近长期维持一低压系统,其下游地区多小波动,我国南方地区处于西风带南支槽前,大量水汽被输送到我国南方,上述冷暖空气在我国长江流域和华南交汇,使 1 月中旬以来静止锋区和切变线稳定在我国南方地区,造成长时间大范围的冻雨、暴雪天气。在 2008 年的 4 次过程中,以第 2 和 3 次过程,尤其是第 3 次过程的强度大、影响范围广,本文将主要对第 3 次过程作一分析。

2.1 影响天气系统的稳定维持与向南摆动

1 月 25~29 日的第 3 次过程涉及西北东部、西南东部以及秦岭和黄河下游以南地区,雨雪集中在江淮、江南、华南及云南一带。与第 2 次过程主要集中于长江流域有所不同,此过程雨带先见于华南,而后推至长江流域,但冻雨区仍集中于湖南和贵州,不过相比前两次过程,冻雨区有所东扩,江西、安徽和浙江也有冻雨出现。但应指出冻雨区并非出现在强降水区中(图略)。1 月 25 日(25 日 0000 UTC~26 日 0000 UTC)主要的雨带位于华南地区。两广大部分地区的降雨量在 20 mm 以上,局部还有暴雨(图 1a),而冻雨主要出现在贵州、湖南和江西三省。1 月 26 日的主雨带仍然位于华南,但在长江下游和云南西部也有较强的雨雪(图 1b),冻雨发生在贵州、湖南和江西三省。1 月 27 日雨带位于长江中下游地区,云南也有一个强降雨中心(图 1c),1 月 28 日以后雨带南移到江南,29 和 30 日雨带位于华南地区(图 1d~f),26~28 日 3 天的冻雨范围都分布较广。

这次过程中纬度巴尔喀什湖及以北的阻塞高压和孟加拉湾的南支槽非常稳定。为何出现雨带南移呢?1 月 25~30 日雨带的这种变化是由大尺度环流造成的,从图 2 可以看到,在 30°N 附近的锋区有一个南移的过程,25 日从中亚地区的低槽底部分裂出的一个低槽,沿南支西风气流东移,26 日其槽线在印度次大陆,27 日至孟加拉湾西侧,28 日移至孟加拉湾东侧,29 日到达泰国。该

槽移动过程有利于低纬对流系统的活跃与江南地区切变线的发展。同时,500 hPa 锋区和 200 hPa 急流带 25 日位于 30°N,而 29 日位于 25°N,对应对流层低层 850 hPa 上一条切变线也从 25 日的 30°N 南推到 29 日 25°N,并且由东—西向伸展变为东北—西南向伸展(图略),这可在一定程度上说明雨带向南移动的原因。而 25 和 26 日华南的强降雨是由南海地区活跃的对流系统北上造成的(图略)。

2.2 切变线和准静止锋的结构与演变

第 3 次过程中一条准静止锋(或切变线)呈东—西向或东北—西南向位于长江或江南地区,这是雨雪冰冻天气的重要影响系统,与夏天的准静止锋在位置上相当,但斜压性偏强,这种准静止锋在冬季并不多见。在 850 hPa 上可清楚看到一条切变线,在热力场上切变线有时与锋区有关。这次过程中冻雨主要发生在切变线的西侧,而降雪主要发生在其东侧,本文企图通过剖面分析来比较锋面东西两段的差异,从而更好地理解暴雪与冻雨成因的异同。图 3 给出了 1 月 26~28 日 0000 UTC 沿 113°E(代表锋面西段)和 119°E(代表锋面东段)的假相当位温垂直剖面,图中两条红色假相当位温 280~320 K 之间的等假相当位温密集区为锋区。西段锋面在地面大约宽 500 km,而东段大约宽 700 km,等假相当位温线在锋面西段更密集,即西段锋面的上下温差更大,锋区更强。对冻雨区的分析显示冻雨在锋面西段,即贵州和湖南地区分布在 25~28°N 之间,冻雨区位于地面锋区北界的北侧。而锋面东段在地面锋区以北是降雪,在锋区及其以南是降雨,是什么原因造成了锋面东西段的降雨形态不同呢?下面对此作一分析。从温度的垂直分布看(图 4),锋面西段地面温度的零线在 25°N,而冻雨的形成必须要求地面温度在 0 °C 以下,锋面东段地面温度的零线在 28~30°N 之间。造成锋面东西段降水形态差异的主要原因是 对流层中低层的层结条件,在锋面西段的 25~28°N 之间,从 950~700 hPa 之间为深厚的逆温层,其温差达到 5~8 °C,且 900~600 hPa 之间其温度高于 0 °C,冻雨的形成需要 3 个主要条件^[21]:在 对流层中层有一个冻结层,冻结层下要有暖层(融化层)和逆温层,近地层有一个温度在 0 °C 以下的薄层。此次过程的

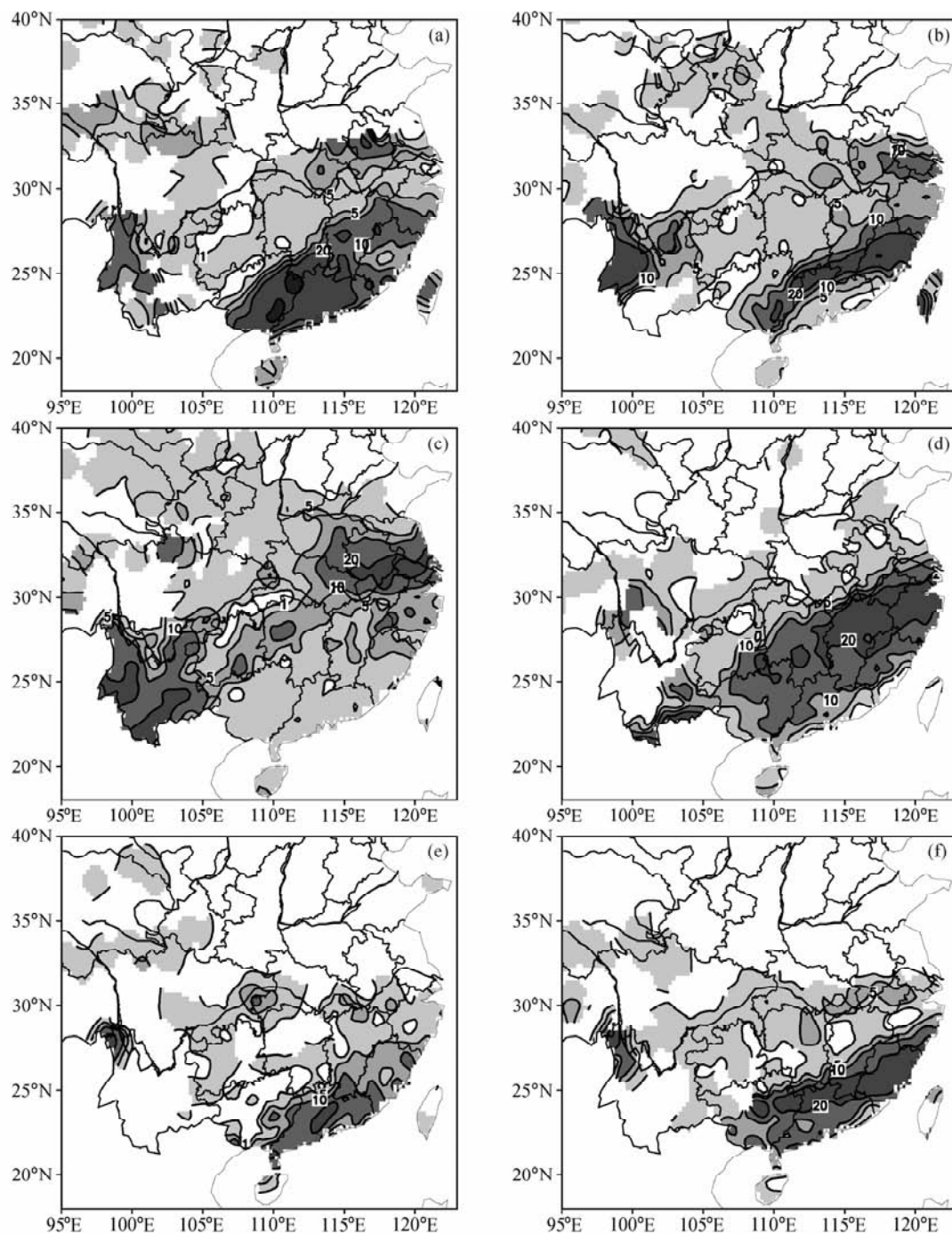


图1 2008 年 1 月 25~30 日的日降雨量分布 (单位: mm): (a) 25 日 0000 UTC~26 日 0000 UTC; (b) 26 日 0000 UTC~27 日 0000 UTC; (c) 27 日 0000 UTC~28 日 0000 UTC; (d) 28 日 0000 UTC~29 日 0000 UTC; (e) 29 日 0000 UTC~30 日 0000 UTC; (f) 30 日 0000 UTC~31 日 0000 UTC

Fig. 1 The daily precipitation of 25—30 Jan 2008 (units: mm): (a) 0000 UTC 25 Jan to 0000 UTC 26 Jan; (b) 0000 UTC 26 Jan to 0000 UTC 27 Jan; (c) 0000 UTC 27 Jan to 0000 UTC 28 Jan; (d) 0000 UTC 28 Jan to 0000 UTC 29 Jan; (e) 0000 UTC 29 Jan to 0000 UTC 30 Jan; (f) 0000 UTC 30 Jan to 0000 UTC 31 Jan

锋面西段正好满足这些形成冻雨的基本条件。锋面的东段, 在地面温度为 0°C 附近的地区, 其对流层中低层的逆温层和大于 0°C 的暖层都不明显,

几乎整层温度小于 0°C , 不满足冻雨形成的条件, 因此, 在锋面的东段地面 0°C 温度线成为雨和雪的分界线。以上分析显示, 尽管锋区 (切变线)

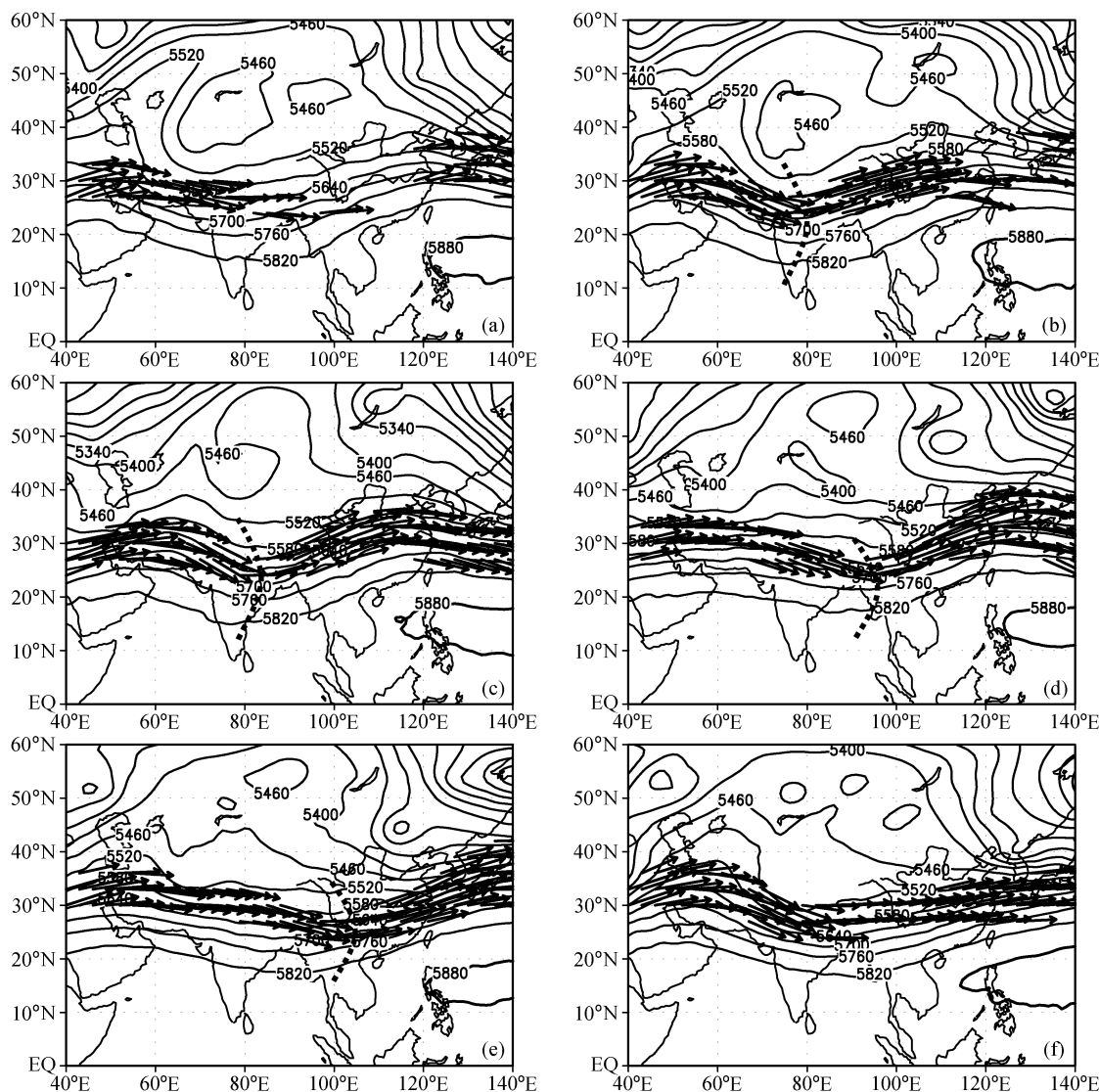


图2 2008年1月25~30日500 hPa高度场(单位: gpm)和200 hPa急流(箭头, 大于 $60 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 粗虚线为500 hPa槽线: (a) 25日0000 UTC; (b) 26日0000 UTC; (c) 27日0000 UTC; (d) 28日0000 UTC; (e) 29日0000 UTC; (f) 30日0000 UTC

Fig. 2 The geopotential height at 500 hPa (gpm) and wind speed greater than $60 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ at 200 hPa (vector) from 25–30 Jan 2008, the bold dashed line denotes the trough line: (a) 0000 UTC 25 Jan; (b) 0000 UTC 26 Jan; (c) 0000 UTC 27 Jan; (d) 0000 UTC 28 Jan; (e) 0000 UTC 29 Jan; (f) 0000 UTC 30 Jan

有所南移, 但其具体的环境条件和特征仍维持, 即锋面西段的锋区强使锋区的逆温层和暖层更强, 有利于冻雨的形成; 而锋面东段的逆温层强度不强, 且没有暖层, 因而没有形成冻雨。这一情况与第2次过程类似^[22]。

2.3 水汽的来源

冬季持续的雨雪天气是不多见的, 主要是因为冬季在东亚季风区的水汽条件不充分, 而这次持续性雨雪、冰冻天气过程由于切变线、锋面的稳定维持, 为水汽在该区域的辐合上升提供了条

件。图3中给出了锋面和水汽通量的垂直分布, 从图中可以看出在整个锋面上, 水汽沿着锋面向上爬升。到了400 hPa左右水汽通量还可达到 $3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$, 水汽通量的大值中心在垂直方向上有两个: 一个在锋前的近地层(850~900 hPa), 即1000~1500 m以下, 主要形成降雨; 另一个在800~500 hPa左右, 由于锋面的坡度较小, 这个中心形成的降雪就会落到地面的锋后, 在锋面西段经过锋面的暖层融化而形成冻雨, 在锋面的东段形成降雪。

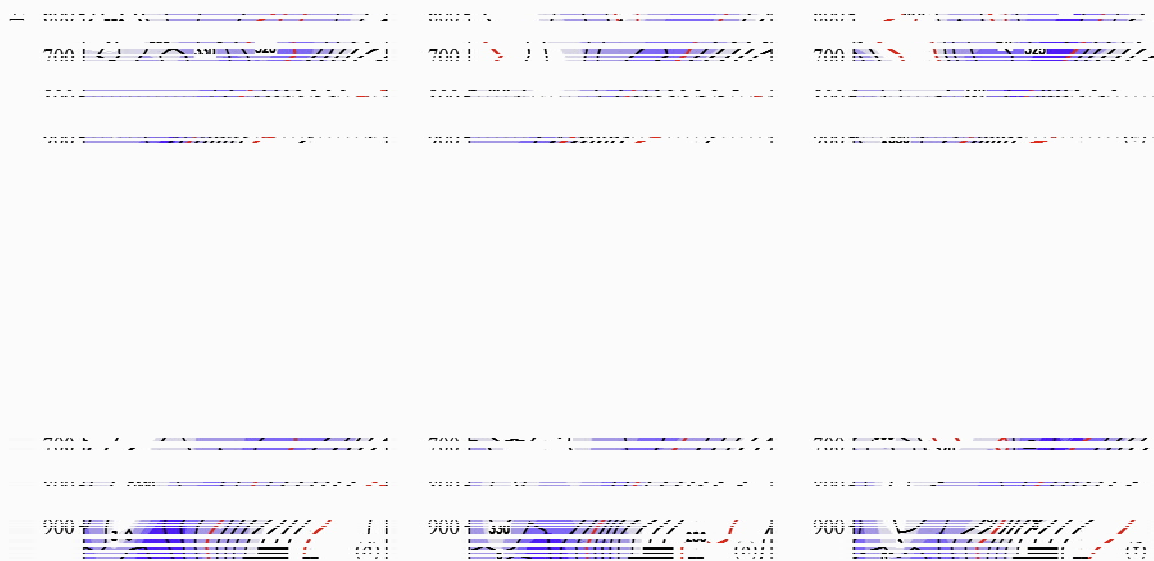


图3 2008年1月26~28日的假相当位温(实线,单位:K)和水汽通量(阴影,单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)沿 113°E 和 119°E 的垂直剖面(黑色阴影为地形)

Fig. 3 Vertical cross section of the pseudo-equivalent potential temperature (solid, units: K) and moisture flux (blue shaded, units: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) along 113°E and 119°E at 0000 UTC 26—0000 UTC 28 Jan 2008 (dark shaded area represents the terrain)

这次过程我国的东部地区降雨量大于西部地区,锋面西段的贵州、湖南和广西等省为降雨或冻雨,东段的安徽、江西、浙江和江苏为降雨或雪,下面将通过水汽收支的计算来分析其原因。图5给出了沿锋面西段 113°E 和锋面东段 119°E 的平均水汽通量和平均水汽通量散度分布,从1月24日开始东西部的水汽通量都增加,27~28日达到最强为 $10 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$,且最强中心在800~600 hPa,即水汽通量散度的最大值在对流层中层,29日以后水汽通量开始减弱,此次过程中27~28日降雨范围的强度最强,水汽通量的变化与降雨的强度和范围的变化一致。从水汽通量散度的分布看(图5c和5d),水汽通量的负值在900 hPa以下,即一直是辐合,且东部的辐合比西部强大约3~4倍,西部的强度大约在 $0.5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$,而东部的强度达到了 $(1.5 \sim 2.0) \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$,而对流层中层的辐合不是经常维持。由以上分析可知,此次过程中水汽主要在锋前的对流层低层辐

合,之后,沿锋面爬升凝结,使最大的水汽通量出现在对流层中层。

2.4 高原对流对静止锋云系的影响

夏季江淮流域梅雨锋上的对流有一部分能追踪到青藏高原,江吉喜等^[23,24]对1994和1998年高原上的对流活动的研究指出,高原上中尺度对流系统的活动主要在东南和西南两个地区,只有少数形成于东南部的中尺度对流系统能够东移出高原,影响长江中下游地区。Zhang等^[25]概括了江淮流域致洪暴雨的多尺度条件,其中,青藏高原 α 中尺度对流系统东传到江淮流域,促进了梅雨锋上 α 中尺度系统的形成和发展,为大暴雨的形成创造了有利条件。Yasunari和Miwa^[26]对1998年高原地区的对流活动及其对梅雨锋上扰动的影响也进行了深入研究,发现高原上的对流东移后有可能在梅雨锋上形成中尺度对流云团。在2008年初的持续性雨雪天气过程中,前面已经指出存在切变线和准静止锋,与夏季的形势有一些相似之处,高原上对流是否也对持续性雨雪过程

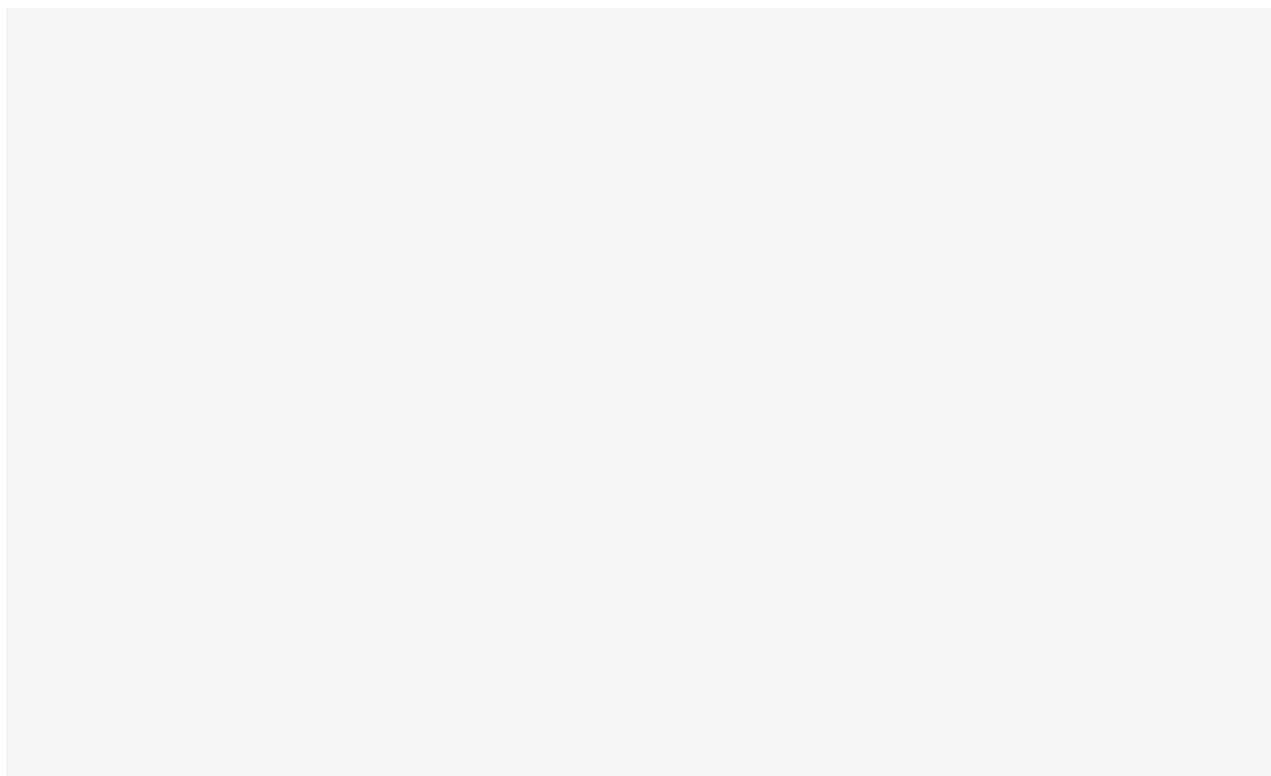


图4 2008年1月26~28日的温度(实线,单位:℃)和经向风零线(黑色虚线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)沿 113°E 和 119°E 的垂直剖面(黑色阴影为地形)

Fig. 4 Vertical cross section of temperature(solid, units:℃)and meridional wind at zero (black dashed line, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) along 113°E and 119°E at 0000 UTC 26—0000 UTC 28 Jan 2008 (dark shaded area represents the terrain)

有一定的贡献呢?下面将针对这次过程中高原上对流活动的情况及其对下游地区的影响进行分析研究。

图6给出从1月10日~2月3日的 $22^\circ\sim 35^\circ\text{N}$ 平均的每小时TBB(Temperature of Black Body)和6h降雨量时间演变。从图中可以看出,1月17日之前高原上的对流活动不强,17~18日有一次弱的高原对流东移过程影响了 110°E 以东的地区,与18日强降雨(雪)对应。21日以后高原对流异常活跃,但没有马上出现东移现象。而到了26日,高原对流才开始东移出高原,27、28日影响到长江中下游地区,与27、28日强降雨(雪)对应,此次影响一直到29日结束。高原对流在29日以后有所减弱,但仍然比较活跃,1月31日~2月1日又有一次高原对流的东移过程。

2008年初的持续性雨雪、冰冻过程共有4次:1月10~16日、1月18~22日、1月25~29日、1月31日~2月2日,第1次过程没有明显的高原对流东移过程,而后3次都有高原对流东移的

影响。从降雨量的演变看(图6b),第1次过程的降雨最弱,第3和4次过程强度和持续时间都相当,后3次过程在东部地区发生降雨时,在高原的东部 $95^\circ\sim 105^\circ\text{E}$ 也有对流较强的降雨过程,它们之间的相互关系将在今后进行深入分析。其中1月25~29日过程中,对流东移前高原上对流最活跃,下面将分析第3次过程中具体的对流东移情况。图6中1月24~25日 105°E 以东也有强的对流活动,该对流活动与高原对流的东移无关,主要是由于南海对流活跃北抬,是华南地区有强对流活动。在1月26~28日的雨雪、冰冻过程中,高原云系有3次明显的东移过程(图7)。第1次:26日0000 UTC在高原的西南部(30°N , 95°E)有云系发展,之后该云系向东北方向移动并增强,先影响四川、陕西和河南等省,在26日2100 UTC以后,云系向东南方向移动并有所减弱,此次对流东移没有影响到长江以南地区。第2次:云系从北部移出高原,25日在高原 30°N 以北地区一直有云系发展,26日2100 UTC以后,云系

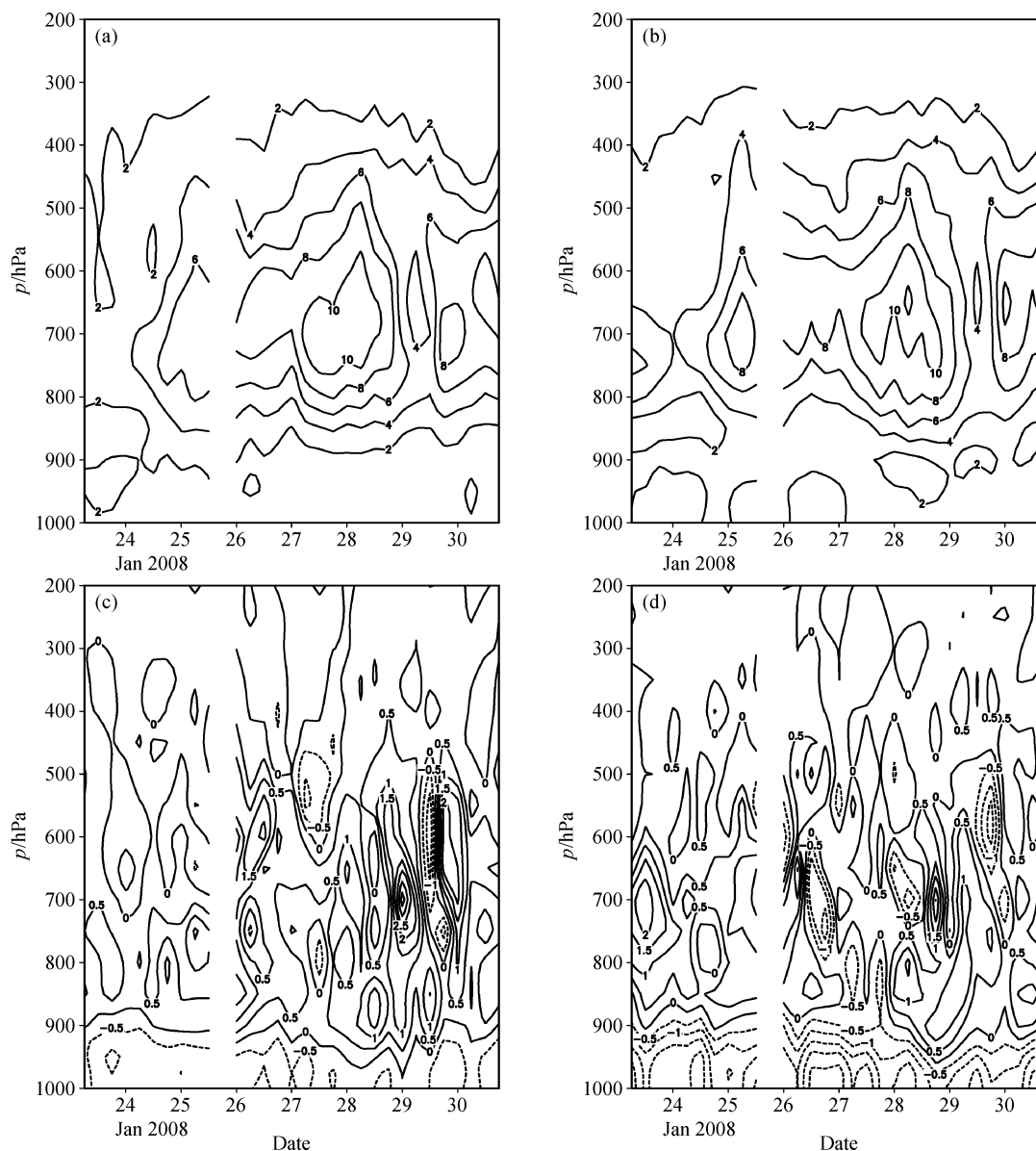


图5 2008年1月24~30日22~28°N平均 (a)、(b) 水汽通量 (单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) 和 (c)、(d) 水汽通量散度 (单位: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$) 时间-高度剖面。(a)、(c) 沿 113°E, (b)、(d) 沿 119°E

Fig. 5 Vertical cross section of averaged moisture flux (a, b, units: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) and divergence of moisture flux (c, d, units: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$) of 22–28°N from 24 to 30 Jan 2008. (a), (c) along 113°E, (b), (d) 119°E

开始移出高原, 云系刚移出时向东移动, 但在 27 日 0600 UTC 开始向南发展, 在随后的几个小时影响了山东、安徽和江苏等省, 此次过程也主要影响长江以北地区。第 3 次: 与第 1 次过程类似, 27 日 0000 UTC 开始在高原的西南部发展, 之后向东北方向移动, 但路径较第 1 次过程偏南, 影响了四川、贵州、湖南和湖北等省, 然后, 沿长江自西向东发展, 28 日一直影响长江中下游地区, 29 日该系统东移出海。

综上所述, 在 2008 年初的持续性雨雪、冰冻天气过程中, 青藏高原对流活跃, 频繁东移, 一定程度上加强了准静止锋上的扰动和降水。在雨雪冰冻灾害期间的第 3 次过程中共有 3 次高原对流的东移过程, 分别从高原的南侧和北部东移。至于 2008 年 1 月高原对流为何这样活跃以及为何发展东移影响我国东部地区, 可能与低频 Rossby 波的发展和东移有关^[27]。但要更清楚地揭示其物理图像, 今后需开展更深入的研究。

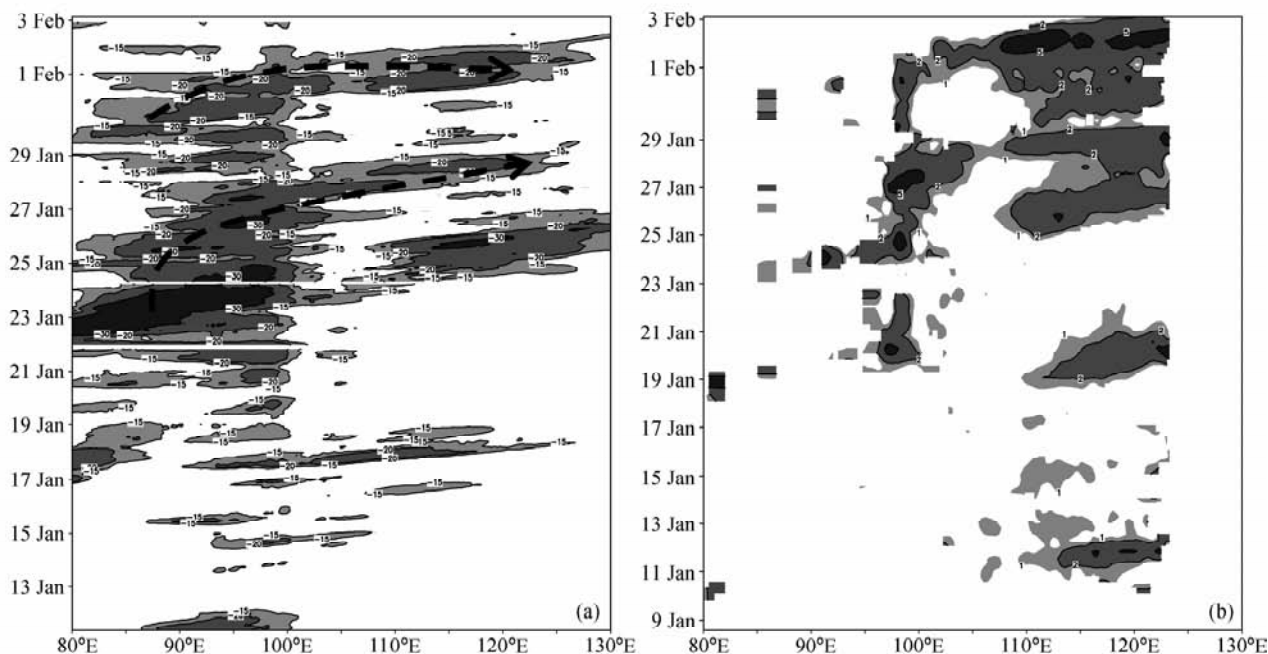


图6 2008年1月10日~2月3日22~35°N平均 (a) TBB (单位:°C) 和 (b) 降雨量 (单位:mm) 的经向-时间剖面 (粗虚线表示高原对流的东移过程)

Fig. 6 The time-longitude section of averaged (a) TBB (°C) and (b) precipitation (mm) of 22—35°N from 10 Jan to 3 Feb 2008 (the bold dashed line shows the eastward propagation processes of convections from the Tibetan Plateau)

3 冻雨形成的层结和地面条件

以上对1月25~29日雨雪、冰冻过程的天气形势、水汽来源、高原对流东移影响等进行了分析,然而,在这次过程中致灾的重要原因是冻雨,其除了大尺度与天气尺度的有利环境外,温度廓线的垂直分布与近地面温度湿度的特征有很重要的影响,下面将对我国南方准静止锋附近冻雨形成的条件进行分析。

3.1 冻雨形成的地面天气条件

首先对地面温度、湿度以及风在冻雨形成过程中的影响进行分析。地面温度和冻雨分布的分析(图略)可看出,冻雨区出现在0°C以北200~300 km范围内,即冻雨区地面温度一般应低于0°C,从1月25~29日的分布看,冻雨区大部分出现在地面温度为-1~-3°C的地区。Houston^[28]通过对美国几十年的资料分析发现,大部分冻雨发生时的地面温度为0~-2.2°C,与我国这次南方冻雨出现的地面温度基本相似。图8给出了6个站的地面温度、露点、风和天气现象从1月25

~30日的演变,其中长沙、贵阳、衡阳和南昌4个站出现了冻雨天气。贵阳出现冻雨的时间最长,25~29日的大部分时间都有冻雨天气,其次是衡阳。南昌的冻雨天气出现在25、26和28日,长沙的冻雨天气主要出现在28日。贵阳冻雨期间的地面温度为-2~-6°C,其他站冻雨出现时的地面温度大部分在-1~-3°C。冻雨期间的温度露点差都在1~3°C,多数情况下的温度露点差在2°C以内。这表明发生冻雨时地面附近比较潮湿,地表面存在着较多的过冷却水滴,对冻雨的产生较为有利。地面的风变化也较小,一般为偏北风,偶尔会出现东南和西南风,风速在0~4 m·s⁻¹。Houston等^[28]的结果指出适当强度的风速有利于冻雨的生成,而过强与过弱都不利于冻雨的形成。在这次过程中,南京和郴州都是降雪,而不是冻雨天气,其地面温度、风的演变与出现冻雨的测站相似,因此,只从地面条件很难区分冻雨和降雪区。

总体来看,冻雨天气发生时地面温度的变化较小,接近饱和,风速也较小,且一般为弱的偏北风。准静止锋上冻雨、降雪地区的地面天气条

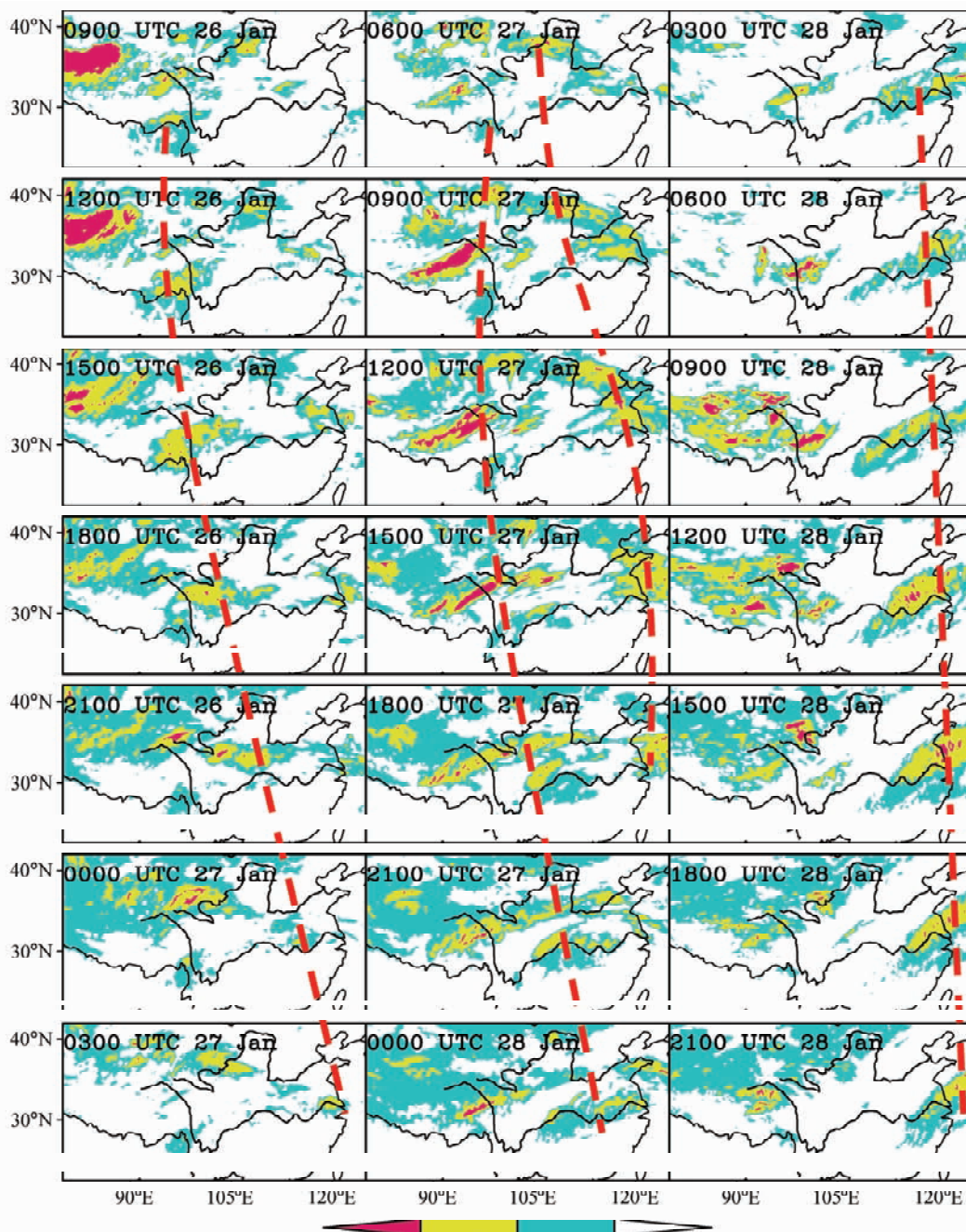


图 7 2008 年 1 月 26~28 日每 3 h 的 TBB 分布 (单位: °C, 粗虚线表示高原对流的 3 次东移过程)

Fig. 7 The TBB at three hour interval from 26 Jan to 28 Jan 2008 (units: °C, the bold dashed line shows the three eastward propagation processes of convections from the Tibetan Plateau)

件相似, 造成降水形态差异的主要因素可能与对流层中下层的层结有关, 下面将分析各站的层结演变特征。

3.2 冻雨形成的对流层中低层层结与风场特征

上面分析的 6 个地面站中只有衡阳站不是探空站, 其他 5 个站都有探空观测资料, 下面将对

这 5 个站在这次过程中的探空曲线的演变特征进行分析, 以便对层结在降水形态预报中的作用有所了解。

长沙 1 月 24~30 日 900~700 hPa 的逆温层一直存在, 25 日 700 hPa 左右大于 0 °C 的暖层开始出现, 26~28 日相对其他时段要强一些 (图 9b)。

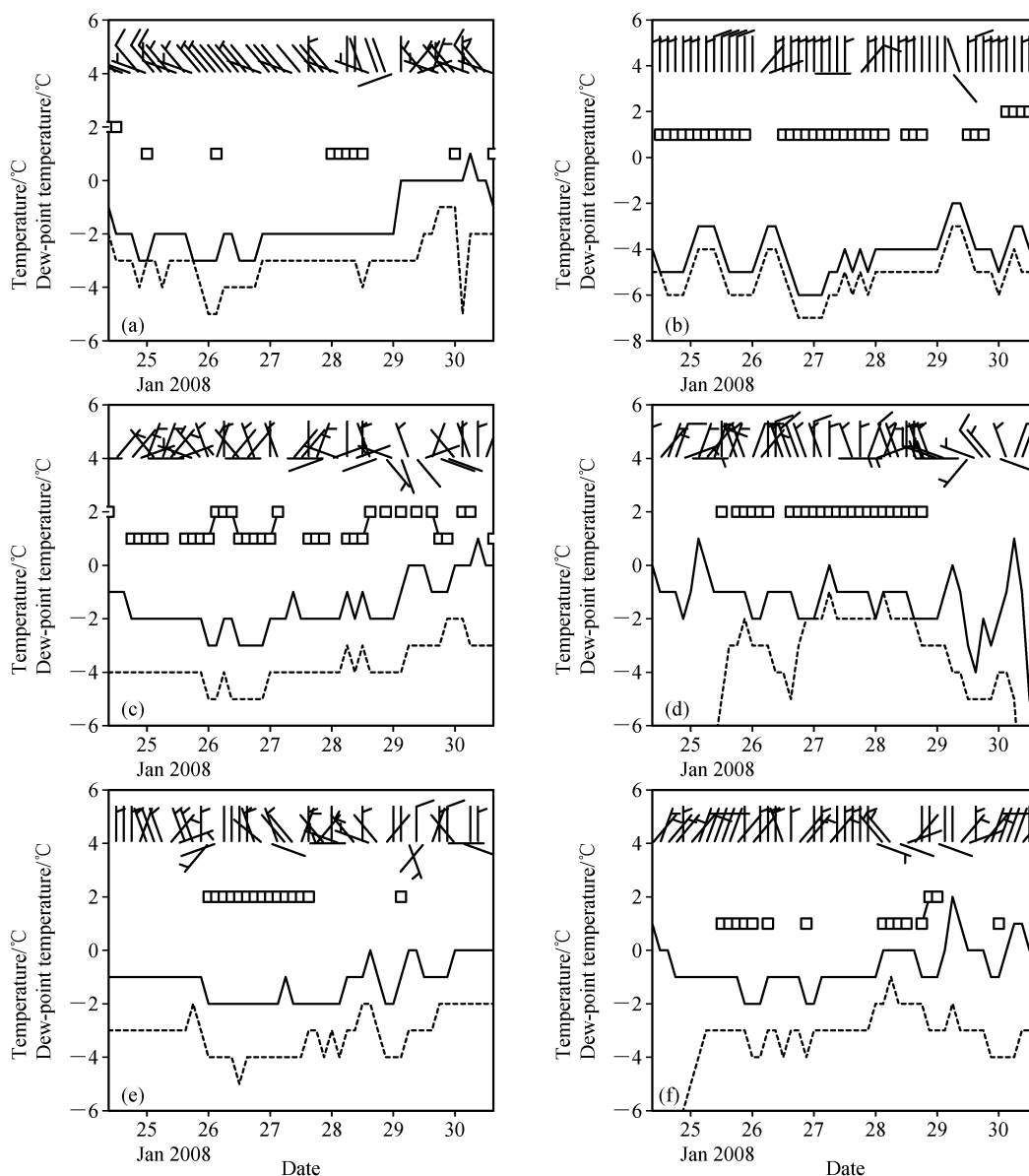


图 8 2008 年 1 月 25~30 日的地面温度 (实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、露点 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和风场 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 的演变, 小方框等于 1 为冻雨, 等于 2 为降雪: (a) 长沙; (b) 贵阳; (c) 衡阳; (d) 南京; (e) 郴州; (f) 南昌

Fig. 8 The surface temperature (solid line, units: $^{\circ}\text{C}$), dew-point temperature (dashed line, units: $^{\circ}\text{C}$) and wind field (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) from 25–30 Jan 2008, the squares equal to 1 and 2 represent freezing rain and snow, respectively: (a) Changsha; (b) Guiyang; (c) Hengyang; (d) Nanjing; (e) Chenzhou; (f) Nanchang

从相对湿度的分布看, 28 日以前, 相对湿度在 700 hPa 以上都较小, 而 28 日在 400 hPa 以下都到达 80% (图 9a)。850 hPa 以下风速都较小, 尤其在冻雨出现的 28 日, 都在 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下, 700 hPa 以上风速增强, 850 hPa 与 700 hPa 之间有非常强的风向和风速切变, 风向为顺时针切变, 有强的暖平流, 而低层风向有逆时针切变, 有冷平流。逐日探空曲线分析, 24 日有逆温层, 但整层

温度小于 0°C , 且饱和层在 700 hPa 以下。25 日在 700~800 hPa 出现大于 0°C 的暖层, 逆温层出现在 900~800 hPa, 两层的温度差大约 10°C , 逆温很强。26 日饱和层到达 600 hPa, 暖层和逆温层的分布与 25 日相似, 27 日 700~800 hPa 暖层增强, 最高温度到达 9°C , 饱和层到达 400 hPa。28 日 0000 UTC 饱和层到达 300 hPa, 暖层出现在 800~600 hPa, 探空图上大于 0°C 的暖层面积略

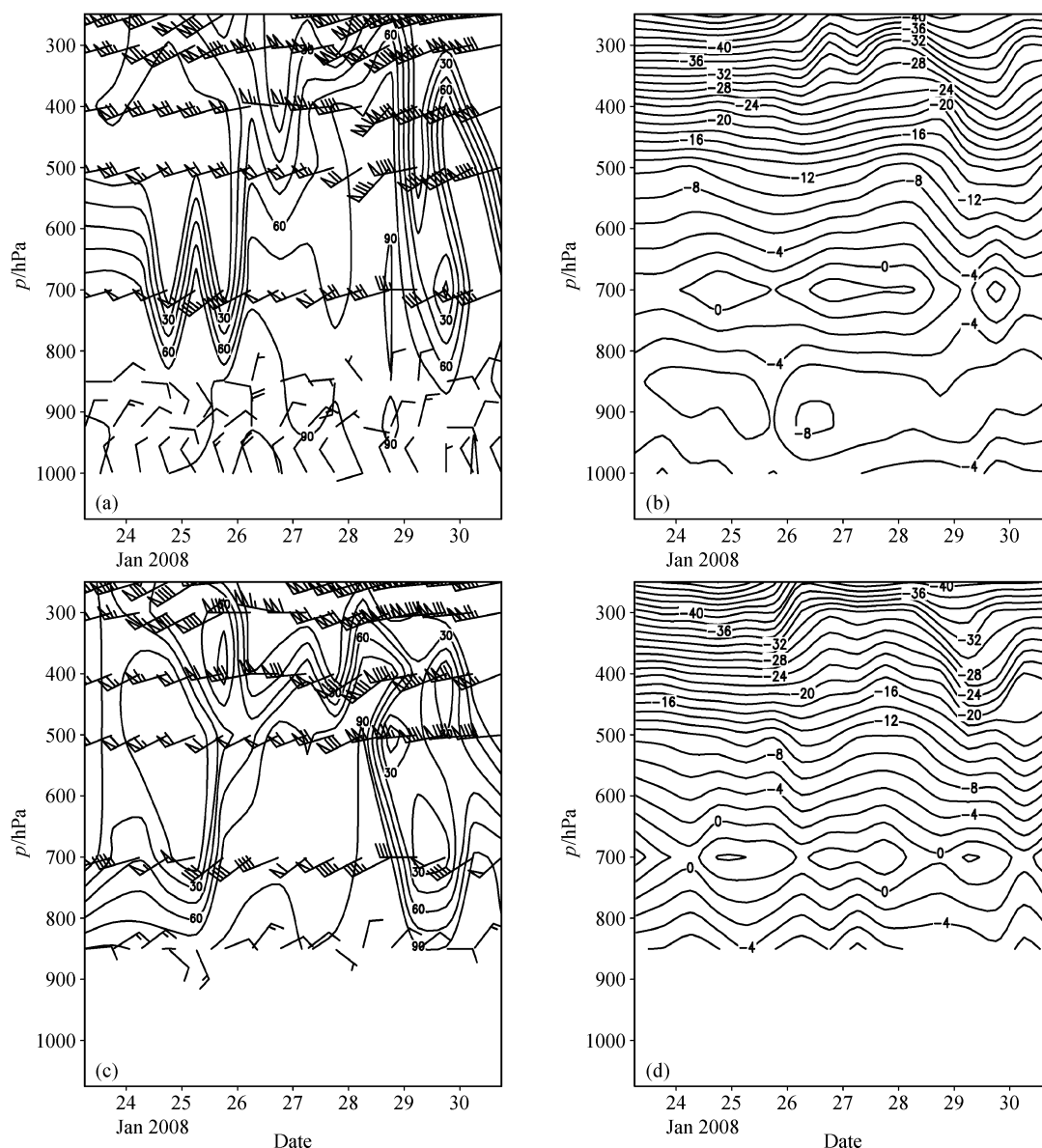


图 9 2008 年 1 月 24~30 日 (a)、(b) 长沙、(c)、(d) 贵阳的探空观测演变。(a)、(c) 风场 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和相对湿度 (单位: %), (b)、(d) 温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 9 The variation of sounding from 24 Jan to 30 Jan 2008 at (a), (b) Changsha, and (c), (d) Guiyang. (a), (c) wind field ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and relative humidity (%), (b), (d) temperature ($^{\circ}\text{C}$)

小于下面小于 0°C 的冷层面积 (图 10a)。冻雨出现在 28 日, 28 日的层结条件显示有 3 个层次对冻雨的发生非常重要: 700 或 600 hPa 以上有接近饱和的“冻结层”, 以形成冰晶或雪; 800~600 hPa 的暖层使固态降水融化; 逆温层, 即低层的温度小于 0°C 的层次, 该层不能太厚, 温度也不能太低, 否则融化的雨水在到达地面之前会重新冻结。长沙只有 28 日满足这 3 个层结条件。29 日 0000 UTC, 整层温度小于 0°C , 饱和层降低到 700

hPa, 冻雨结束。南昌的冻雨出现在 25、26 和 28 日 (图略), 其出现冻雨时的层结特点与长沙非常相似, 27 日没有出现冻雨, 其主要原因是饱和层降低到 700 hPa 以下, 在暖层之上没有任何固体或液态降水发生。

贵阳的冻雨从 25 日一直持续到 28 日, 但在 26 和 28 日都有短暂的中断, 25~28 日贵阳中低层的相对湿度都在 80% 以上, 由于其海拔高度为 1 074 m, 850 hPa 以上的风场演变与长沙相似

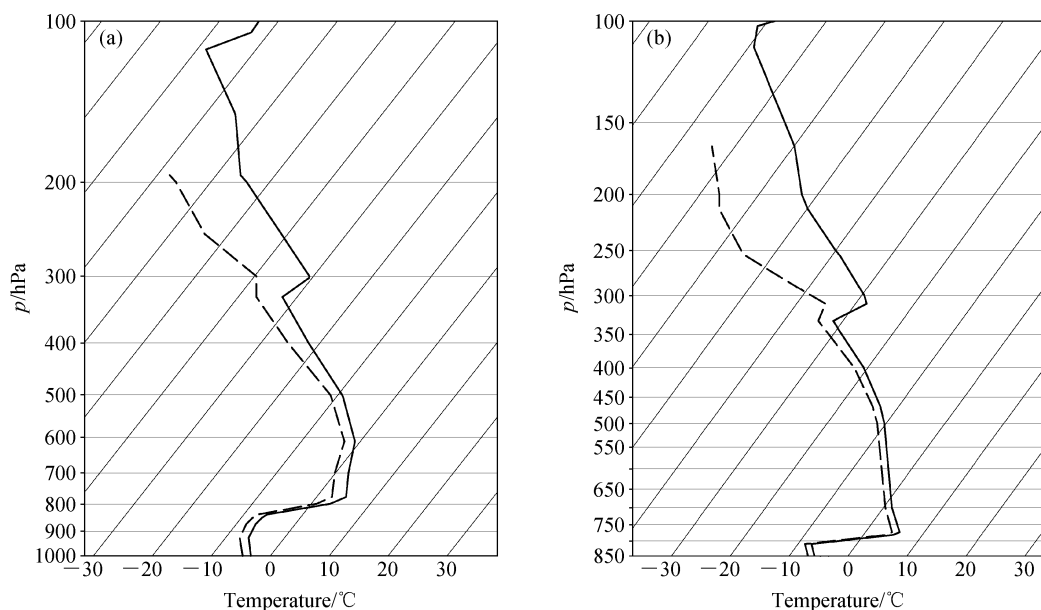


图 10 2008 年 1 月 28 日 0000 UTC (a) 长沙和 (b) 贵阳的探空曲线, 实线为温度, 虚线为露点

Fig. 10 Composite sounding on skew T-log P diagrams on 0000 UTC 28 Jan 2008 at (a) Changsha and (b) Guiyang, solid and dashed line denotes temperature and dew-point temperature, respectively

(图 9c), 700 hPa 左右的暖层 25~29 日都存在 (图 9d), 与长沙相比较, 近地面的逆温层和小于 0 °C 的冷层较薄, 这可解释为什么贵阳的地面温度在 -3~-6 °C 之间仍可出现冻雨, 虽然地面温度较低, 但小于 0 °C 的层次较薄, 暖层中融化的液态水在没有冻结前就到达了地面。28 日 0000 UTC 贵阳的探空曲线 (图 10b), 暖层出现在 650~800 hPa, 饱和层到达 350 hPa, 与长沙的探空非常相似, 主要的差别是低层小于 0 °C 的层次较薄。

南京的探空演变显示 (图 11a 和 11b), 虽然 1 月 25~30 日都在对流层低层有非常强的逆温层存在, 并且其饱和层也到达 400 hPa, 但南京的整层气温都小于 0 °C, 850 hPa 以下风速较小, 南京的层结非常稳定, 没有大于 0 °C 的暖层存在, 不能产生冻雨。从降雨量和 TBB 的演变看 (图略), 26~28 日南京持续降雪, 最强的降雪出现在 27 日, 6 h 的降雪量为 10 mm, TBB 温度为 -20~-40 °C, 即云顶高度大约在 400~300 hPa (图 11b), 28 日 0000 UTC 的探空 (图 12a) 显示其饱和层在 400 hPa 左右, 800~600 hPa 有非常强的逆温, 为典型的降雪层结条件。郴州 26 和 27 日也是降雪 (图 8e), 25 和 28 日下了雨夹雪, 由于图 8 中的天气现象中只给出冻

雨或雪, 对郴州 25 和 28 日的雨夹雪没有给出, 而 25 和 28 日的雨夹雪降水量比较大, 25 日由于整层湿度较大, 且云顶温度较低, 在 -25 °C 以下, 说明大量的雪在暖层以上形成, 由于降雪量较大, 到达暖层只有一部分雪能融化, 所以地面为雨夹雪天气。而 26 和 27 日由于 700 hPa 以上的温度露点差较大, 大气很干, 不能产生凝结, 因此, 凝结只能产生在 700 hPa 以下的饱和层中, 此时云顶温度为 0~-10 °C (图 12b), 即云顶高度在 900 hPa 左右, 因此, 雪形成于暖层下面的饱和层中。

以上分析显示, 饱和层、暖层、逆温层等层结条件对降水形态的影响非常大, 但对每一种降水形态, 也存在几种可能的层结条件。对冻雨的形成, 除了考虑暖层和逆温层外, 还必须考虑暖层、逆温层的强度和高度以及云顶高度、大气的水汽条件等。此外, 还注意到, 冻雨区不一定是成片的分布, 因为冻雨区的形成不仅受多种尺度系统的影响, 而且还受一些局地因素的影响, 包括地形、城市热岛等, 致使很靠近的两个区域内出现完全不同的大气温度垂直结构、暖层及地面温度等。因此, 冻雨区的分布带有某种局地的和中尺度的特征, 需要对某时某地的具体系统和特征作仔细的分析。

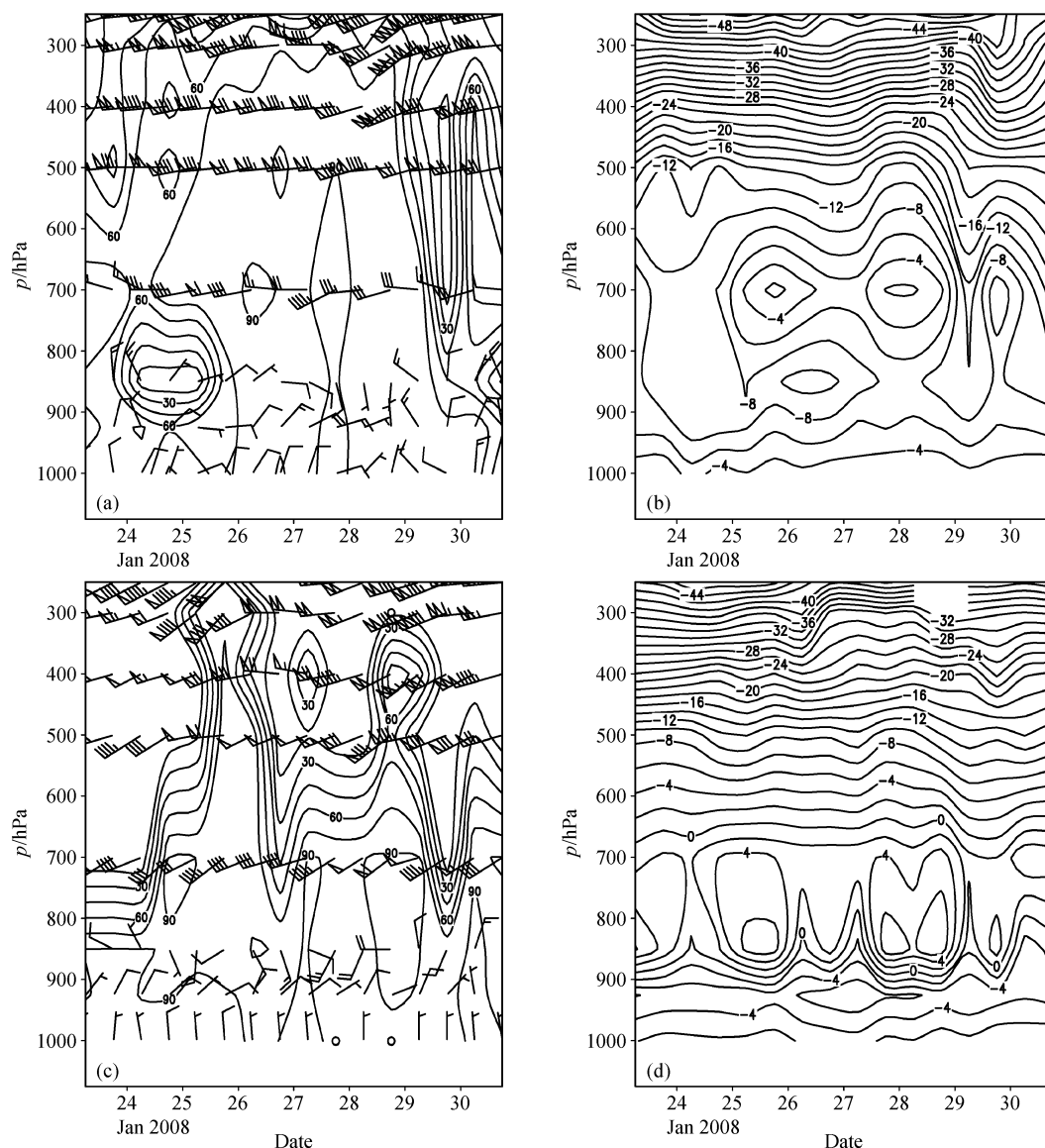


图 11 2008 年 1 月 24~30 日 (a)、(b) 南京和 (c)、(d) 郴州的探空观测演变。(a)、(c) 风场 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和相对湿度 (%), (b)、(d) 温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 11 The variation of sounding from 24 Jan to 30 Jan 2008 at (a), (b) Nanjing and (c), (d) Chenzhou. (a), (c) wind ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and relative humidity (%), (b), (d) temperature ($^{\circ}\text{C}$)

3.3 准静止锋上降水类型与层结关系的物理模型

本次过程准静止锋东西两段的降水形态有较大差别, 通过以上的研究对准静止锋的东西两段的结构、不同降水类型的分布以及层结条件做一归纳, 提出一类与冻雨有关的准静止锋与层结结构分布的物理模型 (见图 13)。锋面东西段共同的特征是水汽在锋前辐合, 然后沿锋面爬升到对流层中层凝结。不同之处为锋面的强度和降水类型: 西段锋面强度较强, 锋面较窄, 从锋后到锋前的降水类型依次为雪、雨夹雪、冻雨和雨; 东段锋

面强度较弱, 锋面较宽, 从锋后到锋前的降水类型依次为雪、雨夹雪和雨。降冻雨和雪的层结条件的主要差异为, 虽然由于锋面的存在都有逆温层, 但冻雨产生时有大于 0°C 暖层, 而降雪时整层温度都小于 0°C 。

4 结论和讨论

本文通过对 2008 年我国南方持续性雨雪、冰冻灾害天气, 尤其是其中第 3 次天气过程 (即 1 月 25~29 日) 的天气形势演变、水汽条件、高原

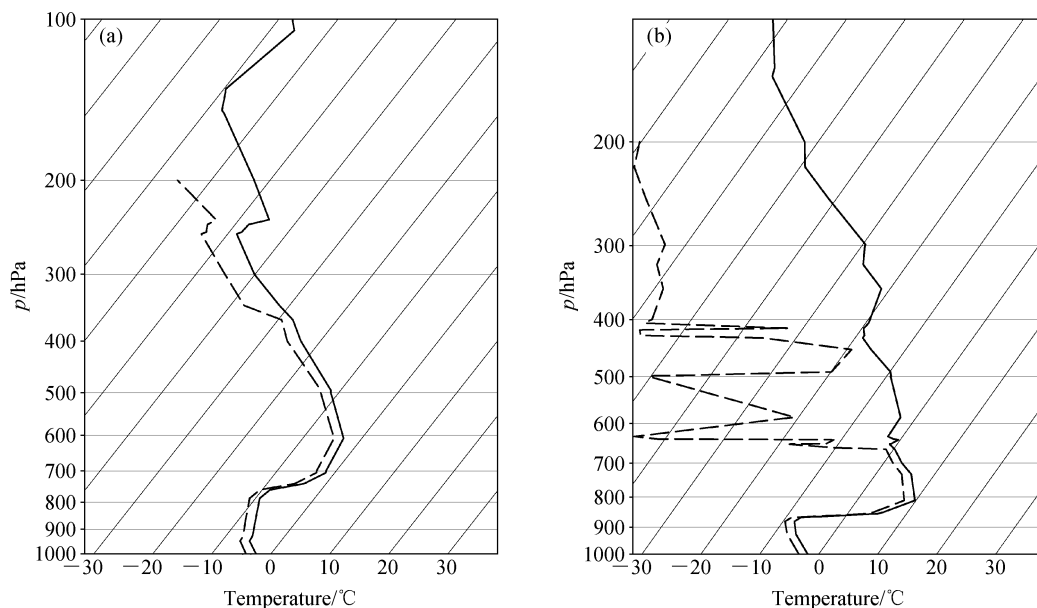


图 12 同图 10, 但为 (a) 南京和 (b) 郴州

Fig. 12 Same as Fig. 10, but for (a) Nanjing and (b) Chenzhou

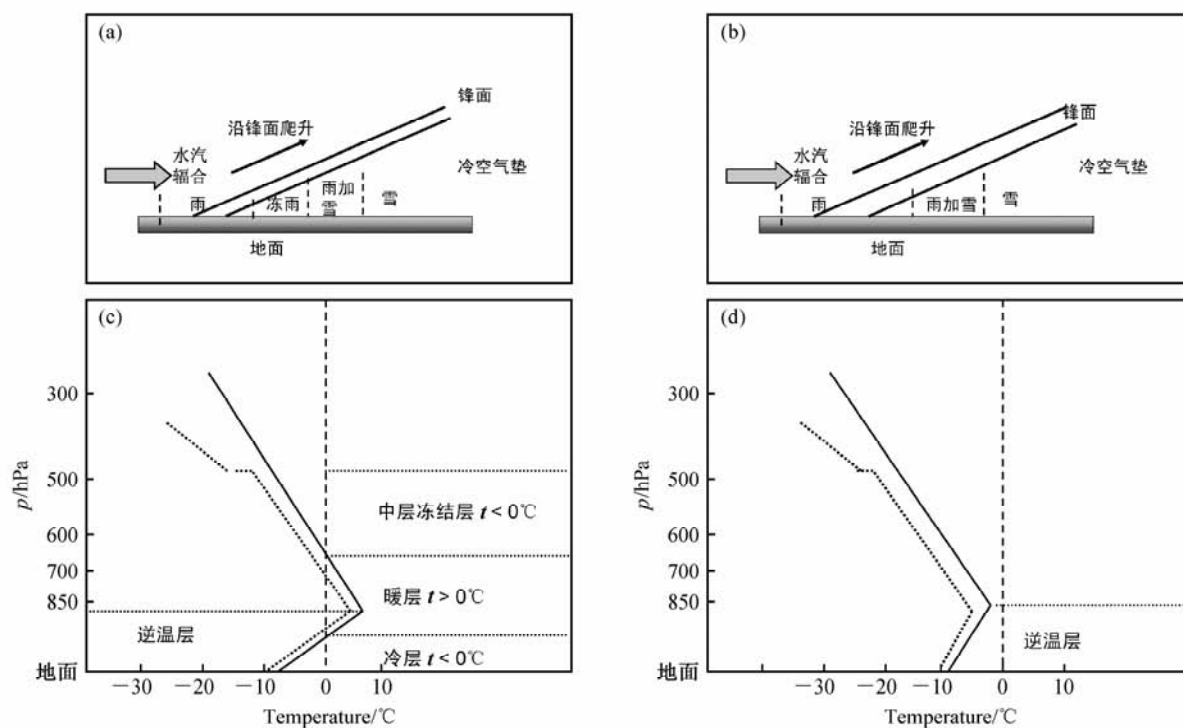


图 13 准静止锋上的结构特征 (a) 西段、(b) 东段以及产生 (c) 冻雨和 (d) 降雪的层结结构

Fig. 13 The structure of quasi-stationary front (a) western part and (b) eastern part, the stratification condition for (c) freezing rain and (d) snow

对流东移的影响以及地面和层结条件的分析, 得到以下一些结论:

(1) 与整个 2008 年初雨雪、冰冻期间的环流

形势相类似, 这一阶段的主要特征是中纬度巴尔喀什湖的阻塞高压和孟加拉湾的南支槽非常稳定, 但静止锋锋区有一个南移的过程。位于长江或江

南地区的准静止锋(或切变线)是雨雪冰冻天气的重要影响系统。锋面西段的逆温层和暖层强,有利于冻雨的形成,而锋面的东段逆温层不太强,且没有暖层,因而没有形成冻雨。

(2) 水汽主要在锋前的对流层低层辐合,沿锋面爬升凝结,最大的水汽通量在对流层中层。静止锋的东段低层辐合比西段强,使锋面东段的降水强度大于西段。

(3) 在 2008 年的持续性雨雪、冰冻天气过程中,出现了与夏季江淮梅雨相似的高原对流系统东移特征。2008 年 1 月高原对流活跃,对流活跃区分别出现在高原的西南部和北部,对流频繁东移影响我国东部,有利于准静止锋上扰动和降水的加强。在 25~29 日过程中共有 3 次高原对流,分别从高原的南侧和北部东移。

(4) 此次过程南方冻雨出现时,地面温度一般在 $-1\sim-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, 温度露点差在 $1\sim3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以内,表明冻雨天气发生时地面温度的变化非常小,接近饱和,风速较小,且一般为弱的偏北风。贵阳的情况表明如果近地面的冻结层较薄,地面温度低于 $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 也可能出现冻雨。另外,要注意尽管准静止锋上冻雨、降雪区的地面天气条件相似,但也不一定有冻雨出现,还需注意其他的条件,尤其是对流层中下层的层结分布。

(5) 冻雨形成的层结条件包括:对流层中层接近饱和的冻结层形成冰晶或雪,而后下降;暖层让固态降水融化;经逆温层至地面(近地层的温度要小于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$)。但并不可以简单地说,具备这些条件就能产生冻雨,因为,还必须考虑其他条件,如暖层、逆温层的强度和厚度以及云顶高度、大气的水汽条件,暖层要足够厚,使固态降水能够融化,近地面的温度小于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冻结层不能太厚,温度也不能太低,否则融化的雨水在到达地面之前会重新冻结。当然,并非所有个例都一定需要逆温层存在,一些冻毛毛雨出现时就无逆温层。

2008 年南方异常冰雪灾害天气最突出的特点是,江淮流域的降水与夏季静止锋降水在“静止”这一形态以及落区上有一些相似,但前者是冬季过程,斜压性比后者强,其动力热力性质是不同的。冻雨的产生是在有利的天气形势下,特别是准静止锋背景下,当层结和地面条件呈一定的配

置时出现的天气现象,其预报有相当的难度。需要在定量降水预报的基础上,做降水类型的更精细预报,这在将来的研究中需要进一步探讨。

参考文献 (References)

- [1] 赵琳娜, 马青云, 杨贵名, 等. 2008 年初我国低温雨雪冰冻对重点行业的影响及致灾成因分析. 气候与环境研究, 2008, **13** (4): 556~566
Zhao Linna, Ma Qingyun, Yang Guiming, et al. Disasters and its impact of a severe snow storm and freezing rain over southern China in January 2008. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2008, **13** (4): 556~566
- [2] 陈天锡, 陈贵发, 穆晓涛. 驻马店地区冻雨天气特征的分析 and 预报. 气象, 1993, **19** (2): 33~36
Chen Tianxi, Chen Guifa, Mu Xiaotao. The diagnosis and prediction on characteristics of freezing rain at Zhumadian. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 1993, **19** (2): 33~36
- [3] 杨向东. 桃仙机场一次冻雨天气分析. 辽宁气象, 1999, (2): 11~12
Yang Xiangdong. The diagnosis on a freezing rain at Tiaoxian airport. *Liaoning Meteorological Quarterly* (in Chinese), 1999, (2): 11~12
- [4] 何玉龙, 黄建非, 吉廷艳. 贵阳降雪和凝冻天气的大气层结特征. 贵州气象, 2007, **31** (4): 12~13
He Yulong, Huang Jianfei, Ji Tingyan. The features of stratification for the freezing rain and snow at Guiyang. *Journal of Guizhou Meteorology* (in Chinese), 2007, **31** (4): 12~13
- [5] 吕胜辉, 王积国, 邱菊. 天津机场地区冻雨天气分析. 气象科技, 2004, **32** (6): 456~460
Lü Shenghui, Wang Jiguo, Qiu Ju. Analysis of freezing rains at Tianjin airport. *Meteorological Science and Technology* (in Chinese), 2004, **32** (6): 456~460
- [6] 叶茵, 杜小玲, 严小冬. 贵州冻雨时空分布及对应临近环流特征分析. 贵州气象, 2007, **31** (6): 11~13
Ye Qian, Du Xiaoling, Yan Xiaodong. The spatial and temporal distribution of freezing rain at Guizhou and its circulations. *Journal of Guizhou Meteorology* (in Chinese), 2007, **31** (6): 11~13
- [7] 许炳南. 贵州冬季凝冻预测信号和预测模型研究. 贵州气象, 2001, **25** (4): 3~6
Xu Bingnan. A study on forecast signals and forecast models of winter glaze in Guizhou. *Journal of Guizhou Meteorology* (in Chinese), 2001, **25** (4): 3~6
- [8] 吉廷艳, 何玉龙, 杜正静, 等. 凝冻灾害预警系统. 气象研究与应用, 2007, **28** (增刊 II): 140~143

- Ji Tingyan, He Yulong, Du Zhengjing, et al. The disaster prediction system for freezing rain. *Journal of Meteorological Research and Application* (in Chinese), 2007, **28** (Suppl. II): 140~143
- [9] Root C J. Ice storm in Illinois. *Mon. Wea. Rev.*, 1912, **40** (3): 373~384
- [10] Czys R R, Scott R W, Tang K C, et al. A physical based, nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets. *Wea. Forecasting*, 1996, **11**: 591~597
- [11] Cortinas Jr J V, Brill K F, Baldwin M E. Probabilistic forecasts of precipitation type, Preprints, 16th Conf. on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences, 2002, Orlando, FL, AMS, 140~145
- [12] Bourgouin P. A method to determine precipitation types. *Wea. Forecasting*, 2000, **15**: 583~592
- [13] Bernstein B C. Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain, and ice pellet events. *Wea. Forecasting*, 2000, **15**: 485~507
- [14] Rauber R M, Olthoff L S, Ramamurthy M K, et al. The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events. *J. Appl. Meteor.*, 2000, **39**: 1185~1195
- [15] Cortinas Jr J V, Bernstein B C, Robbins C C, et al. Analysis of freezing rain, freezing drizzle, and ice pellets across the United States and Canada: 1976—90. *Wea. Forecasting*, 2004, **19**: 377~390
- [16] Forbes G S, Anthes R A, Thomson D W. Synoptic and mesoscale aspects of an Appalachian ice storm associated with cold-air damming. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**: 564~591
- [17] Rauber R M, Ramamurthy M K, Tokay A. Synoptic and mesoscale structure of a severe freezing rain event: The St. Valentine's Day ice storm. *Wea. Forecasting*, 1994, **9**: 183~208
- [18] Regan M. Canadian ice storm 1998. *WMO Bull.*, 1998, **47**: 250~256
- [19] Spengler J D, Gokhale N R. Freezing of freely suspended, supercooled water drops in a large vertical wind tunnel. *J. Appl. Meteor.*, 1972, **11**: 1101~1107
- [20] Stewart R E. Precipitation types in the transition region of winter storms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1992, **73** (3): 287~296
- [21] Stewart R E, King P. Freezing precipitation in winter storms. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**: 1270~1279
- [22] 赵思雄, 孙建华. 2008 年初南方雨雪冰冻天气的环流场与多尺度特征. *气候与环境研究*, 2008, **13** (4): 351~367
- Zhao Sixiong, Sun Jianhua. Multi-scale systems and conceptual model on freezing rain and snow storm over southern China during January—February 2008. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2008, **13** (4): 351~367
- [23] 江吉喜, 项续康, 范梅珠. 青藏高原夏季中尺度强对流系统的时空分布. *应用气象学报*, 1996, **7** (4): 473~478
- Jiang Jixi, Xiang Xukang, Fan Meizhu. The spatial and temporal distributions of severe mesoscale convective system over Tibetan plateau in summer. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1996, **7** (4): 473~478
- [24] 江吉喜, 范梅珠. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统. *大气科学*, 2002, **26** (2): 263~270
- Jiang Jixi, Fan Meizhu. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26** (2): 263~270
- [25] Zhang Shunli, Tao Shiyun, Zhang Qingyun, et al. Large and meso- α scale characteristics of intense rainfall in the mid-and lower reaches of the Yangtze River. *Chinese Science Bulletin*, 2002, **47** (9): 779~786
- [26] Yasunari T, Miwa T. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on Meso-scale disturbance in the Meiyu/Baiu frontal zone. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2006, **84** (4): 783~803
- [27] 纪立人, 布和朝鲁, 施宁, 等. 2008 年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析 III: 青藏高压—孟加拉湾气压槽. *气候与环境研究*, 2008, **13** (4): 446~458
- Ji Liren, Bueh Cholao, Shi Ning, et al. On the medium-range process of the rainy, snowy and cold weather of South China in early 2008. Part III: Pressure trough over the Tibetan Plateau/Bay of Bengal. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2008, **13** (4): 446~458
- [28] Houston T G, Changnon S A. Freezing rain event: a major weather hazard in the conterminous US. *Nat. Hazards*, 2007, **40**: 485~494