

李灿,张端禹,冯明,等. 南方极端低温雨雪冰冻过程天气学特征分析.暴雨灾害,2009,28(4):321-327.

南方极端低温雨雪冰冻过程天气学特征分析

李 灿¹,张端禹¹,冯 明²,吴义城¹,杨荆安¹

(1.中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430074;2.武汉区域气候中心,武汉 430074)

摘 要:应用常规气象观测资料和 NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料,对我国 1961—2008 年的南方极端低温冰雪典型过程进行了天气学分析。1961—2008 年我国南方极端低温冰雪过程共发生了 5 次;这 5 次南方极端低温冰雪过程主要是受西风槽和南支槽、中层低涡和切变线、西南急流、地面强冷空气共同影响造成的;多股冷空气不断南下,前沿冷锋抵达黔滇地区、低层冷垫上空暖湿气流强盛、垂直结构逆温长时期维持是南方极端低温冰雪过程的重要特征;根据环流特征的不同可分为西南气流和偏西气流两种类型,前者降水和降温基本上是同时发生,形成雨雪冰冻天气,而后者一般是先降水、后降温,且后期降温剧烈,以低温冰冻天气为主。

关键词:极端低温冰雪天气;西风(南支)低槽;暖湿气流;冷空气垫(楔);逆温层

中图分类号:P426.63 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2009)04-0321-07

1 引言

我国处在东亚季风区中,东亚季风是全球最活跃的环境系统。它可以引起全球大气环流发生变化,也可以造成中国大范围降温、降雪和大风等灾害性天气^[1]。我国的冬季雨雪天气基本上是发生在冬季风爆发的大背景条件下,由于我国南北气温和湿度差异很大,当东亚季风爆发时,我国自北向南出现强烈降温的同时北方伴有大规模的降雪,而往南则逐渐出现大范围的雨雪并存天气和雨雪冰冻天气。

在 20 世纪的 70 年代,针对我国北方出现的大雪和暴雪天气,我国气象工作者较系统地进行了总结研究,取得了不少成果。如王文辉等^[2]对内蒙锡盟大雪和“77.10”暴雪进行了天气学的分析,注意到了高空急流和低空急流的作用,以及东风切变带中正涡度平流的输送与强水汽辐合的叠加,可使降雪加大。20 世纪 90 年代后期到 21 世纪初,与暴雪和冰冻相关的研究成果^[3-8]大量涌现,研究区域也从我国北方拓展至长江流域、华西、华南等区域。随着数值预报业务应用及普及,各省对当地的暴雪过程开展了机理研究和数值模拟试验^[9-12],都取得良好效果。

2008 年 1 月我国南方出现了 50 年一遇的特大雨雪冰冻自然灾害,进一步引起了气象科技人员对南方雨雪冰冻天气的重视^[13-18]。南方的低温冰雪天气和北方的冰雪过程有显著不同,同一次过程中,可能会有雨、雪、雨夹雪、雨淞等多种天气并存,同一天内也可以发生雪融、冰融,又会有立即冻结的可能。因此,虽

然南方的冰雪期比北方短,过程也少,但给工、农、林、交通等造成的灾情损失却十分巨大,因此,对南方极端低温冰雪过程的深入研究有着十分重要的意义。

本文对我国 1961—2008 年的南方极端低温冰雪典型过程进行了统计、分类,并探讨了其主要天气学特征。所用 NCEP 再分析资料分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 。

2 南方极端低温冰雪天气过程

2.1 南方冬季极端低温冰雪天气过程的标准

我国极端低温冰雪天气过程,到目前为止尚无一个全国统一的定义标准。尤其是在我国的南方,冷空气在南下的过程中是逐渐变性的,越往南冷空气的影响就越弱,特别是我国南方的冬季具有湿度大、气温变幅快的特点,所以各地的天气表现不尽相同,有的地方大雪纷飞,而有的地方却雨雪夹杂或雨转雪、雪转雨多次反复,还有的地方冰裹大地等等。同样强度的一场大到暴雪,对我国北方而言,似乎是一次很正常的自然规律,而在我国南方将可能引起重大的自然灾害。考虑到南方极端低温冰雪天气过程是一种我国南方冬季的重大灾害性天气,影响时间长、范围广、灾情重、直接灾害和衍生灾害并存的特点,尤其是考虑在冰雪后的地质灾害易发区域和影响程度,本研究中“南方”特指四川、湖北、湖南、贵州、重庆、江西和广西等六省一市,冬季定义为 12 月 1 日至次年的 2 月 28 日(或 29 日)。上述特定区域在冬季出现的一定强度、一定范围、连续维持一定时间的雨雪过程,必然会造成国民经济和人民生命财产巨大损失,形成直接自然

收稿日期:2009-09-01;定稿日期:2009-10-30

基金项目:国家科技支撑计划项目(2008BAC47B01)资助

作者简介:李灿,男,1970 生,工程师,主要从事应用气象研究。E-mail: lican@whihr.com.cn

灾害或衍生自然灾害,这样的雨雪天气过程就可以定义为南方极端冰雪过程。

根据七省市范围内 1961—2008 年 12 月到次年 2 月 164 个气象台站冬季逐日气象资料(包括:平均气温、日最低气温和降水量)普查分析,将符合下列条件的雨雪天气过程定义为南方极端低温冰雪天气过程,即:凡研究区(7 个省市范围)内有 40 个县(市)以上日平均温度低于-0.5 ℃或过程平均最低温度低于 -2.2 ℃,持续时间达到 9 天以上(含 9 天),雨雪过程累计降水量≥18 mm 的天气过程,即为南方极端低温冰雪天气过程。

统计结果表明,1961—2008 年 47 年中共出现符合上述条件的天气过程有 5 次,分别是 1964 年 2 月 16—25 日(10 d)、1969 年 1 月 28 日至 2 月 6 日(10 d)、1977 年 1 月 27 日至 2 月 4 日(9 d)、1984 年 1 月 17—28 日(12 d)和 2008 年 1 月 13 日至 2 月 2 日(21 d)。值得指出的是,1964 年 2 月 7—15 日(9 d)和 1969 年 2 月 15—25 日(11 d)两次过程除其降水的影响范围分别为 17 和 20 个县市(未达到 40 个县市)外,其他条件也满足了南方极端冰雪条件。如果把该年的连续 2 次低温过程时间累计起来,则 1964 年和 1969 年低温冰雪的持续时间分别为 19 和 21 d 与 2008 年的冰雪天气持续 21 d 相比差别不大(三者的低温冰雪维持时间均有 20 d 左右),因此又将这种低温天气维持特别长的年份,即 1964、1969 和 2008 年定为南方极端冰雪灾害年。

2.2 南方极端低温冰雪天气过程环流特征

普查符合南方极端冰雪天气过程的天气图发现:酿成南方极端冰雪天气过程的大气环流(图 1)与夏季暴雨的大气环流有极大的差别。在大气高层,造成高空辐散的高空急流或大风轴和夏季暴雨相比,偏南偏低,一般出现在 35°N 以南,甚至出现在强降雪区的上

空,高度也低,有时可以反映在 5 000~7 000 m 高度上,直接对下层上升的湿空气进行更有力抽吸。500 hPa 北支极地低涡偏南偏东,远东地区有一个很强的冷低压是很显著的形势特征。在乌拉尔地区一般有阻塞高压,其前部往往有蒙古横槽,阻塞高压底部常出现切断低压,南支在 60°—70°E 形成一个长波大槽;远东低压和蒙古横槽是极地冷空气的聚集地,使极地冷空气不断在横槽的前部和远东低压后部南下,南支受长波大槽的影响,高原上、印缅地区为一宽广稳定的低槽或产生十分活跃的多波动,副高也偏强偏西,前部的西南气流强盛;地面和低层随冷空气的逐渐南下,形成冷空气垫或冷空气楔,前沿冷锋有时可以到达滇黔地区,在冷空气楔上受副高、南支槽和高原波动的作用产生一支强大的暖湿的西南急流沿冷空气楔爬升。这样的冷暖空气的交汇及上空的抽吸,造成稳定而持续的上升运动,形成雨雪低温天气。

2.2.1 高层大气环流

在南方极端冰雪天气过程中,副热带高压和极地低压都是很强大的深厚系统,极地低压偏南和副热带高压偏北,造成两者的位置相对接近,相互夹挤使 500 hPa 以上的等高线十分密集,在 25°—35°N 之间形成大风轴,尤其是在 7 000~9 000 m 的高空,出现强大的高空急流,大风轴上的风速往往超过 60 m/s,急流核风速甚至超过 80 m/s。研究的特定区域上空出现这样强大的气流,可以直接对下层的空气产生强烈的抽吸作用,产生持续的上升运动,极有利于强降水维持和发展。

在 500 hPa 环流天气图上,可以清楚地看到在南方极端冰雪天气过程中,远东(有时在我国东北附近)有一个很强的极地涡旋,涡旋内的气温一般低于-40 ℃。乌拉尔山到贝加尔湖之间有阻塞高压活动,冷空气在阻塞高压前部堆积,并不断沿着远东后部西北气流向南扩散影响南方地区。西太平洋副热带高压偏西偏北,势力比较强大,控制了菲律宾附近洋面。巴湖附近有一切断低压,60°—70°E 长波大槽稳定,前部低槽区很宽广,高原槽和南支槽比较活跃。这种环流形式既保证了在冰雪期间冷源和冷空气的稳定,也保证了暖湿空气源源不断向北输送并和冷空气交汇,活跃的南支槽也为雨雪的发生提供了动力条件。

2.2.2 中层暖空气

根据我国南方低温雨雪冰冻个例分析^[7,13,14],冰雪过程最大水汽输送、最大水汽辐合的层次均出现在 700 hPa;最大正涡度、最大负散度、最大垂直速度、低空急流也都出现在 700 hPa,700 hPa 西南暖湿低空急流是暴雪过程中比较重要的天气系统。

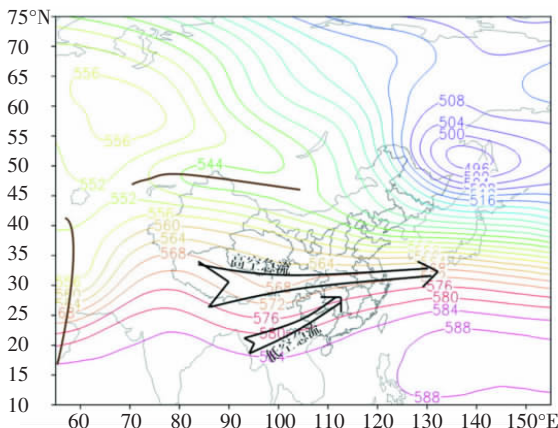


图 1 南方极端冰雪过程 500 hPa 环流形势及高低空急流配置示意图

在南方低温雨雪冰冻过程中,一般 700 hPa 等压面上西南大风出现的范围非常大,西南风风速超过 12 m/s 的低空暖湿气流北界可以到达河南、安徽到江苏一带,而急流轴上的急流核最大风速可以达到 30 m/s 以上。例如 2008 年 1 月 25 日,西南暖湿气流到达黄河下游,风速超过 12 m/s 的低空暖湿气流控制了我国南方大部分地区,其中长江中下游地区西南风风速普遍超过 24 m/s(图 2)。大面积的暖湿空气在冷空气楔上爬升是形成我国南方大范围雨雪的普遍特征。

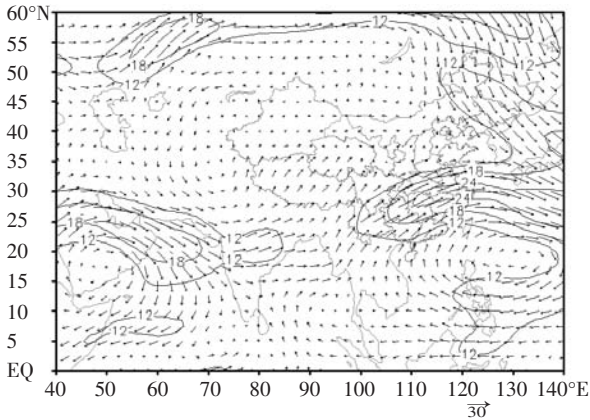


图 2 南方极端冰雪过程 700 hPa 风场图
(等值线代表等风速线,间隔 6 m/s)

2.2.3 低层和地面冷空气

我国南方冰雪期间受远东冷涡旋的影响,地面冷空气的路径,多以中路或东路为主。其中,中路冷空气经蒙古到达我国河套附近南下,直达长江中下游及江南地区;东路冷空气经蒙古到达我国华北北部,在冷空气主力继续东移的同时,低空的冷空气折向西南,经渤海侵入华北,再从黄河下游向南可达两湖盆地进入华南。南方冬季冷空气的入侵,以南风转北风、0 °C 线的南移为主要特征。在我国南方冰雪期间,从地面到 850 hPa 低层以偏北风为主,700 hPa 以上则以西南风为主。850 hPa 等压面 0 °C 等温线的位置,一般呈 ENE-WSW 走向,位于浙江南部、江西中部、湖南南部、贵州南部到云南东部一带,即准静止于武夷山北侧、南岭北坡到云贵高原一带,在地面上形成北厚南薄的冷空气楔。

2.2.4 大气逆温结构

朱坤等^[20]和王能根等^[12]对强降雪及冻雨天气的云微物理过程特征分析表明:中低空 600—900 hPa 逆温层的存在对降雪及冻雨的产生有重要影响。0 °C 以上暖层的存在使得高层的雪、冰晶等固态粒子在下落过程中融化,再经冷层后形成过冷却水降落至冷的地面后迅速冻结形成冻雨,而降雪过程中固态粒子直接下落不经过 0 °C 以上的逆温层。对我国南方低温雨雪

冰冻过程垂直层结构的统计分析结果和上述分析结论是一致的,暴雪和雨凇天气在 850—700 hPa 之间都有一个逆温层,其差别是雨凇的逆温层的气温必须达到 0 °C 以上,且有一定的厚度,有高层的雪、冰晶等固态粒子在下落过程中融化成过冷水滴的条件,而暴雪的逆温层气温在 0 °C 以下,以确保降落到地面依然保持固态水。

需要指出的是,在极端低温雨雪冰冻过程中,逆温层不仅存在,而且长时间维持。如 2008 年初的南方极端冰雪过程,武汉上空 850—700 hPa 的逆温层从 1 月 12 日开始建立,一直持续到 2 月 2 日消失(图 3),与降雪过程起止时间完全吻合,表明降雪与逆温的生成密切相关。

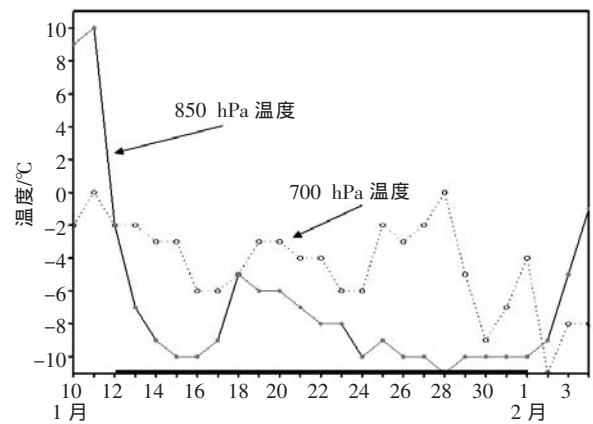


图 3 2008 年 1 月 10 日至 2 月 4 日武汉
850、700 hPa 温度随时间变化图
(黑底线为武汉雨雪时段)

3 南方极端冰雪天气过程分型

分析 5 次南方极端冰雪过程 500 hPa 等高线逐日走向发现:在研究的特定区域上游,即 90°E 以东的高原和孟加拉湾地区的气流走向对南方极端低温冰雪天气的表现特点的影响至关重要。1964 年 2 月 16—25 日,过程持续 10 d,上游气流为西南—东北走向占 8 d;1969 年 1 月 28 日至 2 月 6 日,过程持续 10 d,上游气流为西南—东北走向占 8 d;1977 年 1 月 27 日至 2 月 4 日,过程持续 9 d,上游气流为西南—东北走向占 2 d;1984 年 1 月 17—28 日,过程持续 12 d,上游气流为西南—东北走向占 9 d;2008 年 1 月 13 日至 2 月 2 日,过程持续 21 d,上游气流为西南—东北走向占 19 d。其中仅 1977 年 1 月 27 日至 2 月 4 日过程的上游地区西南—东北走向气流所占的比例只有 22%,而其他南方极端冰雪低温天气过程上游地区西南—东北走向气流所占的比例均超过了 75%以上。分析 500 hPa 高度场发现:4 次南方极端低温冰雪天气过程,在研究特定区域上游西南气流占绝对优势,

高度场形势表现为西低东高，而 1977 年的南方极端低温冰雪天气过程上述地区的高度场形势表现为西高东低。因此，将这 5 次南方极端冰雪低温天气过程大体上可以分为西南气流和偏西气流两种类型。

3.1 西南气流型

这种类型在南方极端冰雪低温天气过程中是非常普遍的，占 4/5。其特点是：远东低压稳定，其后部的北风陡峭，冷空气主体沿北风经华北从东路、分多股南下不断影响南方地区(图 4)。巴湖切断低压偏南，印缅大槽较深且偏东，高原上有多波动，槽前暖湿气流异常的活跃，在 90°E 以东 30°N 以南地区到研究区域之间为西南气流控制。

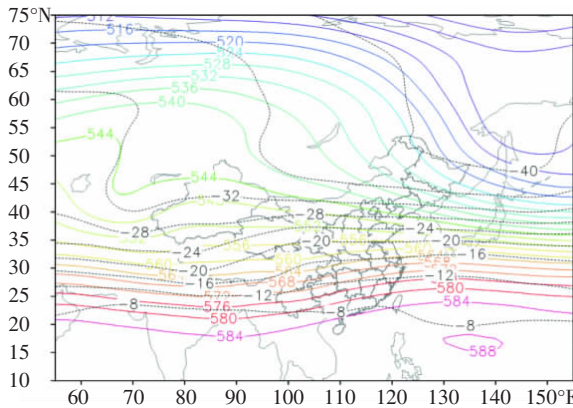


图 4 西南气流型(以 2008 年 1 月 13 日至 2 月 2 日平均场为代表,实线代表位势高度,间隔:4 dagpm; 虚线为温度,间隔:4 °C)

这种类型冷暖空气势力相当，可以长时间在江南对峙，冷空气不断沿地面向南渗透，暖空气势力也足可以在冷空气上面继续向北推进，锋面越向南坡度越小，前沿冷锋可以达到我国的广西、贵州地区，形成下冷上暖的垂直大气层结构，随着冷暖空气的交汇，降水和降温同时发生。当 1 500~2 000 m 上空逆温层气温处在 0 °C 下时，降水以雪为主，当逆温层气温处在 0 °C 上时，则雨雪并存，甚至出现冻雨天气，酿成南方极端低温冰雪天气。这种类型的低温雨雪冰冻过程由于冷暖空气的多次交汇，一般会有雨、雪、冻雨多种天气现象出现，也有雨雪、雪雨的多次转折，地面上冰雪融化、解冻交替，极易引起多种次生灾害。

3.2 偏西气流型

该类型在南方极端低温冰雪天气过程中是比较少见的一种，在历史上 5 次过程中只有 1977 年 1 月 27 日至 2 月 7 日的过程属于该环流类型。但对历史上其他南方雨雪过程(影响时间、范围、降水强度未达到南方极端冰雪低温天气过程的标准)的分析表明，仍有一批类似环流形势的过程，同样可造成南方雨雪天气，仅程度不同而已，因此，将这种环流形势也归纳为

南方极端低温冰雪天气过程的一个类型。其特点是：远东低压内的温度特别低，有时甚至出现在我国东北地区，从远东经贝加尔湖到西伯利亚构成一个低压低温带，其下方盘踞的地面冷空气势力强大，从河套地区南下直到我国南方地区。同样在巴湖切断低压偏南，印缅大槽较深，槽前暖湿气流异常活跃。与西南气流型稍有差别的是，巴湖低槽略偏西，槽前西南气流很宽，在 30°N 以南 90°E 以东地区到研究区域之间为偏西气流控制(图 5)。

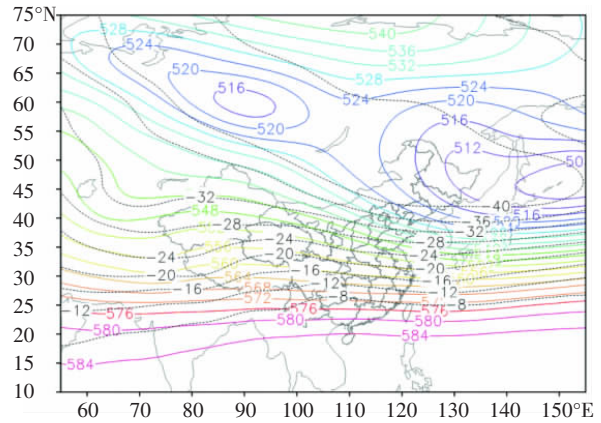


图 5 偏西气流型(以 1977 年 1 月 27 日至 2 月 4 日平均场为代表,实线代表位势高度,间隔:4 dagpm; 虚线代表温度,间隔:4 °C)

该类型冷空气势力相当强，可大举南下，受冷空气的冲击，在长江流域暖区先发生较强降水。随着冷空气南下，因剧烈降温而产生冰冻。冷空气到达江南才与孟加拉湾暖湿气流对峙，这时就类似于西南气流型，随冷空气南下和暖湿空气的北上，形成逆温层，冷空气强并可以得到上空冷平流的补充，变性慢，在江南偏南地区形成较长时间的雨雪冰冻天气。

4 物理量特征

4.1 水汽条件

4.1.1 空气湿度

在 1977 年偏西气流型南方极端低温冰雪天气过程中，特定区域平均湿度参量——比湿经历了先高后低的过程，尤其是 1 月 29 日以后，850 hPa 高度比湿迅速下降并稳定维持在 3 g·kg⁻¹ 以下(图略);700 hPa 以下低层相对湿度，1 月 29 日以后也从 80% 以上稳定下降到 80% 以下。这样的湿度变化也可以反映出受强冷空气影响首先有暖区的降水特点，在冷空气过后，降水不明显，以强烈、持续降温的形式仍可以达到南方极端低温冰雪天气过程的标准。

在 2008 年冰雪天气过程中，特定区域的比湿先后经历了 4 次波动过程(图略)，但是 850 hPa 高度比湿却一直稳定维持在 3 g·kg⁻¹ 以上，表明低层水汽含量

丰富而稳定;700 hPa 以下低层相对湿度,4 次超过 80%,它们分别对应 4 次天气过程。其湿度变化,说明多次冷空气南下,造成多次的降水过程,降温和降水同时发生,多次冷空气的不断影响,使低温持续维持。

4.1.2 整层水汽输送

参照文献[19]采用下面公式计算水汽通量的纬向分量 Q_x 和经向分量 Q_y :

$$Q_x = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_t} q u d p, Q_y = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_t} q v d p \quad (1)$$

其中 P_t 表示积分顶层的气压 300 hPa, P_s 代表积分底层的气压,取为地面气压, g 为重力加速度, q 为比湿, u 和 v 分别是纬向风和经向风。计算采用国际单位,水汽输送通量单位 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

图 6a、b 分别给出偏西气流型和西南气流型冰雪期间平均整层水汽输送图。比较两者后发现:偏西气流型的整层水汽输送由于气流偏西,在冰雪期间平均整层水汽输送数值比较小,一般在 $100 \sim 200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,水汽输送方向在南方大部地区是自西向东输送的,即水汽是从高原南侧而来;而西南气流型冰雪期间的平均整层水汽输送数值相对较大,江南地区大部超过 $200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,西南地区局部超过 $300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,水汽输送方向在南方大部地区为西南向东北方向输送,即主要来自于孟加拉湾。由此可见,历史上西南气流型南方极端低温冰雪天气过程比偏西气流型南方极端低温冰雪天气过程出现次数频繁和整层水汽的输送特点有一定的关系。

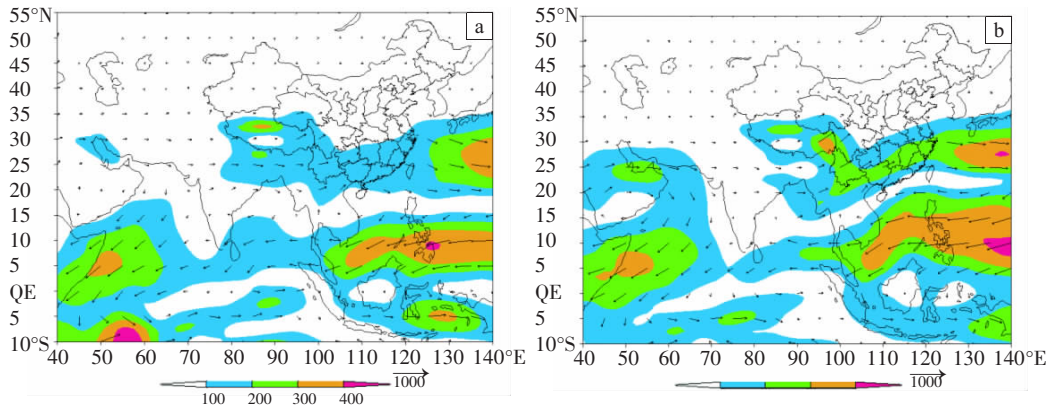


图 6 冰雪期间整层水汽输送分布图(阴影数值超过 $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a)偏西气流型(1977 年 1 月 27 日至 2 月 4 日);(b)西南气流型(2008 年 1 月 13 日至 2 月 2 日)

4.1.3 水汽通量散度

水汽辐合对于大范围较强降水十分重要,从水汽通量散度时间演变图上也可以看出偏西气流型和西南气流型雨雪过程特征。从 1977 年 1 月 27 日至 2 月 6 日(偏西气流型)1 000—300 hPa 水汽通量散度高度-时间变化图(图 7a)上发现,冰雪过程期间大致以 700 hPa 为界限,高层水汽辐散、低层水汽辐合;低层水汽辐合又以 28 日 850 hPa 高度为最大,中心值达

到 $-0.5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,31 日以后低层水汽辐合显著减弱。反映出有一次强降水过程,这种持续的低温,降水并非主要因素。

2008 年 1 月 13 至 2 月 2 日(西南气流型)1000—300 hPa 水汽通量散度高度-时间变化图(图 7b)上可见,大气低层先后出现 4 次水汽辐合,对应了 4 次降水过程,其中水汽辐合最强的是第二次过程,850 hPa 低层达到 $-0.7 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,第三次过程 850 hPa

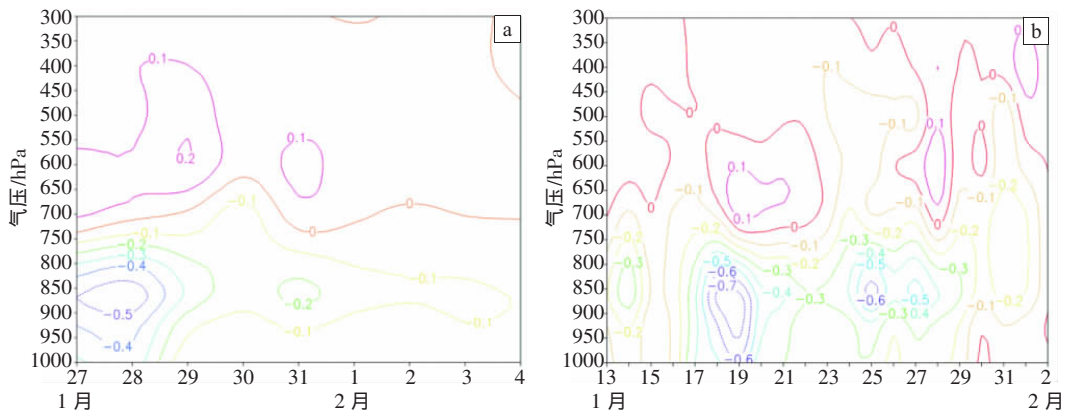


图 7 冰雪期间南方区域($100^{\circ} \sim 115^{\circ} \text{E}$ 、 $25^{\circ} \sim 33^{\circ} \text{N}$)平均水汽通量散度(单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)高度-时间演变图
(a)偏西气流型(1977 年 1 月 27 日至 2 月 4 日);(b)西南气流型(2008 年 1 月 13 日至 2 月 2 日)

低层也达到 $-0.6 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 这反映了降水的持续情况, 说明降水过程频繁是造成持续低温的不可忽视的因素。

4.2 温度平流

在偏西气流型过程中, 从冰雪期间特定研究区域(100°—115°E、25°—33°N)平均温度平流高度-时间演变图(图 8a)可看出, 850 hPa 以下的近地层一直持续着冷平流, 反映了特定区内的低层冷空气垫形成过程。如 1977 年 1 月 26 日, 950 hPa 附近低层冷平流很强, 超过了 $-6.0 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$, 30 日开始近地面冷平流逐渐减弱, 这正好反映出了冷空气的南下并随时间的推移逐渐变性的过程。与此同时, 700 hPa 附近暖平流一直维持, 其中最强暖平流出现在 27—28 日, 中心值超过 $-9.0 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$, 29 日以后 700 hPa 附近暖平流开始明显减弱。这种温度平流垂直分布特征很有利于中低层逆温的形成, 而这个逆温层正是南方雨雪和冻雨过程的大气垂直层结的特点。

另外, 30—31 日 200 hPa 附近高层冷平流显著加强, 最强时曾超过 $-18.0 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 。查看 1 月 30 日 200 hPa 风与等温度线的分布发现, 重庆、贵州附近等

温线与风向交角非常大, 几乎接近垂直, 风速很大, 从低温区吹向高温区, 因此造成高空冷平流非常强。这说明在地面冷空气南下逐渐变性的过程中, 高空冷空气持续补充的过程, 因此, 这种类型下的天气, 即使降水停止, 地面也会因降温持续而维持冰冻严寒天气。

从西南气流型过程在冰雪期间特定的研究区域(100°—115°E、25°—33°N)平均温度平流高度-时间演变图(图 8b)可看出: 2008 年 1 月的南方极端冰雪天气过程, 1 000 hPa 以上的近地面层也一直持续着冷平流, 但没有偏西气流型强, 从中旬初到月末出现了 4 个 $-3 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 的冷中心, 它不仅反映了低层冷楔的维持, 而且还反映了在这次过程中有 4 次冷空气相继南下的情况。和偏西气流一样, 同样有 700 hPa 附近维持暖平流和高层的冷空气补充南下的特征。由于其暖平流一直比较强, 逆温明显, 并出现多次冷空气的分股南下, 这种类型下的天气, 一般是雨雪和降温同时发生, 并且降水量大, 雨雪并存和雨雪多次转折, 尤其是逆温层内气温变化也快, 出现冻雨的几率很大。在这种天气类型的控制下, 地面的积雪容易在白天融化, 夜晚结冻, 灾情更加明显。

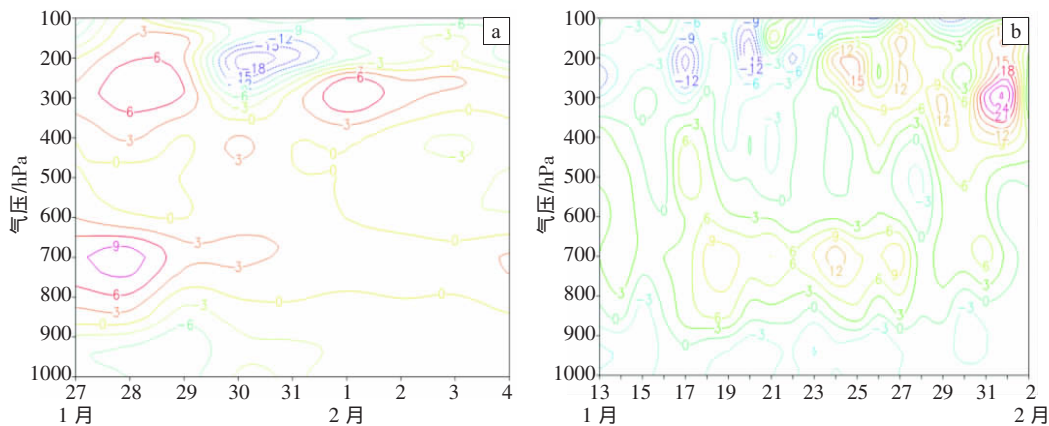


图 8 冰雪期间南方区域(100°—115°E、25°—33°N)平均温度平流高度-时间演变图(等值线间隔: $3.0 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a)偏西气流型(1977 年 1 月 27 日至 2 月 4 日);(b)西南气流型(2008 年 1 月 13 日至 2 月 2 日)

4.3 上升运动

1977 年南方极端低温冰雪天气, 在 1 月 26 日特定区域平均上升气流高度达到 600 hPa, 最大上升速度达到 $-0.06 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 28、29 日上升气流高度超过 200 hPa, 最大上升速度达到 $-0.12 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 30 日开始上升气流高度迅速下降, 上升速度迅速减小到 $-0.04 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。对照每天降水实况发现, 雨雪天气与上升气流速度以及达到的高度密切相关, 当上升速度减弱、上升高度降低后, 降水天气逐渐趋于停止。2008 年南方极端低温冰雪天气特定区域的平均上升气流有 4 次都达到 500 hPa 高度以上, 最大上升速度均超过 $-0.06 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。分别是 1 月 14 日、18—21 日、23—27 日和 30—31 日, 它们与大气低层的低涡和切变线的加强有关, 对

应了南方 4 次较大的降水过程。这与上述其他物理量的分析基本一致。

5 结论

(1)综合考虑低温冰雪持续时间、气温、降水量和降水站数等因素, 给出了南方极端低温冰雪天气标准。

(2)根据研究的特定区域上游在冰雪天气持续期间 500 hPa 环流形势, 将南方极端低温冰雪天气划分为两种类型, 即西南气流型和偏西气流型。

(3)偏西气流型典型的个例是 1977 年 1 月底到 2 月初的南方极端低温冰雪天气过程。其显著特征是: 在特定区域上游为偏西气流, 随一次强冷空气的南下, 先有大范围较强的雨雪出现, 后发生强烈降温, 造

成低温冰冻。西南气流型的典型的个例是2008年1月12日至2月初的南方极端低温冰雪天气过程。是南方极端雨雪冰冻过程多见的一种天气形势类型,一般有雨、雪、冻雨多种天气现象出现,也有雨雪、雪雨的多次转折,地面上冰雪融化、解冻交替,极易引起多种次生灾害。其显著特征是:在特定区域上游为西南气流,随多股冷空气南下造成多次的雨雪过程,过程维持时间长、雨雪范围大,降水降温同步发生,造成低温冰冻。

(4)造成南方极端低温冰雪天气过程冷空气路径主要是中路和东路冷空气,在近地面上形成北厚南薄、东北—西南向的冷空气楔。大面积的暖湿空气在冷空气楔上爬升是造成大范围南方极端低温冰雪天气过程的重要特征。

(5)暴雪和冻雨在同样的环流形势下出现,大气的垂直层结存在逆温是其必要条件;逆温层中是否有 0°C 以上的融化层是区别暴雪和冻雨的重要依据。

承蒙武汉中心气象台彭春华研究员悉心指导,谨致谢意!

参考文献:

- [1] 张培忠,陈光明.影响中国寒潮冷高压的统计研究[J].气象学报,1999,57(4):493-501.
- [2] 王文辉,徐德祥.蒙锡盟大雪过程和“77.10”暴雪分析[J].气象学报,1979,37(3):80-86.
- [3] 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.
- [4] 宫德吉,李彰俊.低空急流与内蒙古大(暴)雪[J].气象,2001,27(12):3-7.

- [5] 汪高明,徐双柱.对2003—2005年荆门市暴雪天气过程的诊断分析[J].暴雨灾害,2005,24(4):13-15.
- [6] 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):624-629.
- [7] 朱红,黄玲琳.南方预报温度条件浅析[J].浙江气象,2003,24(1):26-28.
- [8] 陈佩君,徐云.南通地区暴雪天气条件对比分析[J].气象,2003,29(12):45-47.
- [9] 邓远平,程麟生,张小玲.三相云显示降水方案和“96.1”暴雪成因的中尺度数值模拟[J].高原气象,2000,19(4):401-414.
- [10] 王文,程麟生.“96.1”高原暴雪过程湿不对称不稳定的数值研究[J].高原气象,2000,19(2):129-140.
- [11] 孙建华,赵思维.华北地区“12.7”降雪过程的数值模拟研究[J].气候与环境研究,2003,8(4):387-401.
- [12] 王能根,张艳.咸宁市一次雨淞天气与暴雪天气的比较分析[J].暴雨灾害,2006,32(3):56-62.
- [13] 王东海,柳崇键,刘英,等.2008年1月中国南方低温雨雪冰冻天气特征及其天气动力学成因的初步分析[J].气象学报,2008,66(3):405-423.
- [14] 彭春华,张端禹.2008年低温雨雪冰冻极端气象灾害预报服务技术交流会议述评[J].暴雨灾害,2008,27(2):177-181.
- [15] 王蕊,徐文明,王辛方,等.2008年1月河南低温雨雪天气的中期环流特征[J].气象与环境科学,2008,31(4):25-28.
- [16] 常军,顾万龙,竹磊磊,等.2008年1月河南低温多雪分析及数值预报产品释用[J].气象与环境科学,2008,31(4):15-20.
- [17] 吴葵,赵培娟,苏爱芳,等.2008年河南持续低温、冻雨和暴雪成因[J].气象与环境科学,2009,32(1):9-15.
- [18] 王记芳,顾万龙,潘攀,等.2008年初河南低温冰冻天气的气候特征和环流特点[J].气象与环境科学,2009,32(1):51-54.
- [19] 谢坤,任雪娟.华北夏季大气水汽输送特征及其与夏季旱涝的关系[J].气象科学,2008,28(5):508-514.
- [20] 朱坤,刘华强,丁守智,等.2008年1月一次强降雪冰冻过程的数值模拟与分析[J].暴雨灾害,2009,28(2):104-111.

Analysis of Synoptic Characteristic of Extremely Low Temperature and Snow-ice Weather in South China

LI Can¹, ZHANG Duan-yu¹, FENG Ming², WU Yi-cheng¹, YANG Jing-an¹

(1. Institute of heavy Rain, CMA, Wuhan 430074; 2. Wuhan Regional Climate Center, Wuhan 430074)

Abstract: Typical events of extremely low temperature and snow-ice weather in South China during 1961—2008 are analyzed using conventional weather observation data and NCEP data. During 1961—2008 there were 5 such typical events that affected by westerly trough and southern branch trough, low-level vortex and shear line, southwest jet and ground strong cold air. The essential characteristics of the Extremely Low Temperature and Snow-ice weather in South China are as follows: Cold air flows southerly and continuously and the cold front reaches to the region of Guizhou and Yunnan provinces, there is strong and ample warm wet air flow on cold wedge; long-lasting inversion layer could be seen in vertical structure. Because of different Characteristic of circulation, the forementioned typical weather events could be divided into two types which are southwester flow and west-northwester flow. For the former type, precipitation and temperature dropping basically occurs simultaneously resulting in snow-ice weather, while for the latter type, precipitation usually occurs before temperature dropping, and the temperature drops severely and results in cold surge frozen weather.

Key words: Extremely low temperature and snow-ice weather; Westerly low trough; Warm wet flow; Cold wedge; Temperature inversion layer