

# “低温雨雪冰冻”天气过程锋区特征分析<sup>\*</sup>

杨贵名 毛冬艳 孔 期  
YANG Guiming MAO Dongyan KONG Qi

国家气象中心, 北京, 100081

National Meteorological Center, Beijing 100081, China

2008-08-07 收稿, 2008-09-27 改回.

**Yang Guiming, Mao Dongyan, Kong Qi. 2009. Analysis of the frontal characteristics of the cryogenic freezing rain and snow weather. Acta Meteorologica Sinica, 67(4):652-665**

**Abstract** During the cryogenic freezing rain and snow weather at the beginning of 2008 (including four weather processes), the main reason for this peculiar weather was that the cold and warm airs confronted each other for a long time. The quasi-stationary front in South China was stable and less movable. The frontal slope was gentle, and  $\nabla\theta_{se}$  intensified gradually along longitude and vertical direction. The inversion ( $\frac{\partial T}{\partial p} < 0$ ) was strong. There were several-layers frontal zones in the upper level of the foreside of the main frontal zone. When the front was the strongest, the temperature difference between the south and north within the  $10^\circ$  latitudes exceeded  $20^\circ\text{C}$ . The moving tendency, extension, and the extending height of the moisture areas with relative humidity larger than 90% corresponded well with the four processes. The distribution of the frontogenesis was consistent with the concentration areas of the  $\nabla\theta_{se}$ , and it tilted northwards with height. Frontogenesis took place frequently in the quasi-stationary front in Guizhou and Yunnan. The less movable frontogenesis center in South China was one of the reasons for the maintaining of the quasi-stationary front in South China during the cryogenic freezing rain and snow weather. The movement of the north and south wind boundary was consistent with the southward advance tendency of the four processes. All these four processes were accompanied by the southerly low level jet. When the subtropical high level jet and  $-\partial V/\partial p$  intensified gradually and extended downwards, the low level jet intensified. The high Potential Vorticity (PV) tough extended downwards during every process, and the high-latitude high PV was coincident with the main frontal zone in the middle-high levels, while the high PV tough in middle latitude corresponded well with the subtropical frontal zone.  $P_{MV2}$  as the horizontal component of the moisture potential vorticity was small, but it corresponded well with the four processes. The flow on the isentropic surface of the upper and lower frontal zone boundaries could better reflect the characteristics of the upper and low boundaries of the quasi-stationary front in South China. There was easterly wind on the 290 K isentropic surface (below the low boundary of the front) in Guizhou, which was the main reason for the long-maintaining of the low level cold air-mass in Guizhou and most areas to the south of the Yangtze River.

**Key words** cold and warm air, frontal slope, inversion intensity, frontogenesis, potential vorticity, isentropic flow

**摘 要** 2008 年年初低温雨雪冰冻期间(包括 4 次过程), 冷暖气团长期对峙是“低温雨雪冰冻”天气持续的主要原因; 准静止锋稳定、少动, 锋面较平缓; 等  $\theta_{se}$  经向和垂直向梯度不断加强; 冷暖气团形成的逆温很明显; 主锋区前部上空存在多层锋区现象; 锋区渐强, 最强时在  $10^\circ$  个纬度内南北温差超过  $20^\circ\text{C}$ ; 相对湿度  $\geq 90\%$  的高湿度区的移动趋势、范围、垂直伸展高度均与 4 次过程吻合较好; 锋生函数的分布与等  $\theta_{se}$  密集区的分布一致, 呈向北倾斜上升状, 滇黔地区准静止锋区域内, 多数时间段有锋生发生, 华南地区上空静止少动的锋生中心, 正是低温雨雪冰冻期间准静止锋长期稳定的原因之一; 南北风交界线的移动趋势与低温雨雪冰冻过程趋势一致, 4 次过程都伴有偏南风低空急流; 当副热带高空急流逐渐加强、水平风垂直切变加强并向下伸展时, 低空急流加强; 高位涡舌向下伸展, 高纬度的高位涡舌与主锋区的中高层相对应, 中纬度高位涡舌与副热带锋区对应; 湿位涡斜

<sup>\*</sup> 资助课题: 科技部“科研院所社会公益研究专项课题”; 不利气象条件对公路安全影响机理及对策研究项目(2004DIB3J100)。

作者简介: 杨贵名, 主要从事天气预报和研究。E-mail: yanggm0417@yahoo.com.cn

压项  $P_{MV2}$  量级较小,但其与 4 次过程的对应关系非常好;锋区上界和下界等熵面上的气流能较好地反映准静止锋区上、下界特征;约 290 K 等熵面上(锋区下界以下)在贵州均为偏东气流,这是贵州及江南大部分地区长时间维持低层冷气团的主要原因。

**关键词** 冷暖气团, 锋面坡度, 逆温强度, 锋生, 位涡, 等熵气流

**中图法分类号** P429 P441

## 1 引言

“低温雨雪冰冻”天气过程是指长时间(持续天数  $\geq 6$  d)维持地面低气温、并伴有连续降雪、冰冻的天气过程,即日最高气温  $\leq 1$   $^{\circ}\text{C}$ 、日平均气温  $\leq 0$   $^{\circ}\text{C}$  的天气过程。

这里冰冻是一个宽泛的概念,一般包括冻雨、雨凇,有时也称凝冻或雪凝。王凌等(2008)对冰冻日给了一个设定,即日平均气温  $\leq 1$   $^{\circ}\text{C}$ ,且同时有降雨或降雪出现,为 1 个冰冻日。其实南方的凝冻属于水汽吸附的贝吉龙效应,贵州等地又称为雪凝。贵州民间有“雪压凝一场过,凝压雪半个月”或“凝加雪半个月”的说法,是指冻雨天气形成的两种过程。“雪压凝一场过”是指先出现冻雨天气,而后冷气团大举南下,一场大雪、大风、降温天气后,低层受来自极地南下的干冷气团(高压系统)控制,高空为西北气流,天气干冷晴朗,即先暖后冷、并有强冷空气补充南下型;“凝压雪半个月”是指从极地南下的干冷气团,造成大范围降雪、降温之后,中层 700 hPa 有暖湿气流加强、持续稳定北上,源源不断地输送暖湿气流,造成长江流域长时间冰冻天气,地面犹如桐油状,风吹即冻,层复层,反复凝冻,即先冷后暖型冻雨天气(大范围的南方冻雨型)。

2008 年 1 月 10 日—2 月 5 日的低温雨雪冰冻天气过程是在第 1 次强冷空气影响之后,极地冷气团长时间盘踞,稳定少动,几次弱冷空气南下补充,中层暖湿气流活跃北上所致。所以 1 月 10—15 日的第 1 次过程属于先暖后冷型即北方冻雨天气过程,类似于贵州民间雪压凝过程;其余几次属于先冷后暖型即南方型冻雨天气过程,类似于凝压雪过程。先冷后暖型的特征可作为预报长时间“低温雨雪冰冻”的指示。

冻雨(又称冰雨、雨凇)天气,是一种严重的灾害性天气,它会给交通运输、电力传输、通讯设施、农业生产、群众生活带来极大影响。2008 年 1 月 10 日—2 月 5 日,中国大部地区出现了持续“低温雨雪冰冻”天气,给国民经济造成了巨大损失,此次低温雨雪冰冻天气范围广、强度大、持续时间长、无间歇期、灾害重,长江中下游及贵州连续低温日数和连续

冰冻日数均超过 1954/1955 年冬季,达到历史最大值(王凌等,2008),给湖南、湖北、安徽、江西、广西、贵州等 20 个省(区、市)交通运输、能源供应、电力传输、通讯设施、农业生产、群众生活造成严重影响。

不管是低温、雨雪天气,还是“低温雨雪冰冻”天气过程,其主要影响系统之一是锋面或锋区。有关锋面早期有相当深入的研究。谢义炳等(1951)发现,冬季在西太平洋及东亚大陆上空有多层锋区的现象,其中有 2 层锋区与两个高空急流紧密相连,极锋对应于北部的一个,副热带锋(谢、陈称为热带锋)对应于南部的一个。Mohri(1953)研究日本上空及其附近海上的温度场和流场时曾给出了一个锋区急流示意图,颇能代表东亚的一般情况。谢义炳等(1956)的一些研究证明,锋面情况比过去(谢义炳等,1951)的了解要复杂得多。仇永炎(1957)选择了一次物理过程较简单的寒潮为例,讨论了水平温度场以及冷锋的构造。顾震潮(1958)提出了锋面假相当位温  $\theta_{se}$  图作为分析锋面的一种工具。根据个别例子的锋面上界  $\theta_{se}$  图的详细分析,发现锋上  $\theta_{se}$  远不是均一的,并且它的极值随时间有着相当可观的变化。他的讨论结果表明,锋面不是一个简单地总是由同一物质点组成的物质面,而是在锋前后连续不断地经历着锋生锋消过程,有着它自己的新陈代谢的一种构造。张镔(1958)对一次强大寒潮的温度场和流场进行了三度空间分析,认为在西风带冷槽的不同部位,极锋、副热带锋以及与之相联系的急流有着不同的结构;大范围垂直运动的分布比较有规律;经向垂直环流在槽前槽后具有相反的符号。急流上的纬向垂直环流,在冷槽中也有特定的分布型式。朱光宇等(1993)认为,中国南方春季连阴雨期间,经常存在着南、北两支急流。南支急流下方,存在着双层锋区,亦即存在着不连接的高空锋区与低空锋区,并利用高原东侧稠密的探空站资料,借助客观分析方法及锋生公式对其进行了分析。

随着科学技术的快速发展,观测资料比以前丰富了许多,特别是近 20 年来,地面自动站观测网、卫星遥感资料、以及雷达探测资料的发展,使得大气观测资料在时、空分布上更加稠密,再加上资料(3 维变分、4 维变分)同化技术的不断提高,使得对大气

状况的分析更能逼真实际大气。但是在这样的基础上,对影响中国的重要天气系统之一锋面、锋区的结构、特征分析却相对较少,对长时间低温雨雪冰冻天气过程的锋区特征更是少有人研究,本文就2008年初发生于中国的低温雨雪冰冻天气过程的锋面、锋区特征进行分析,试图揭示为什么低温雨雪冰冻天气会持续这么长时间的初步原因。

## 2 低温雨雪冰冻天气过程主要特点

本文所用资料为中国基本站雨量资料和NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 逐6h再分析资料。

整个低温雨雪冰冻天气由5次天气过程组成,分别为1月10—15日、18—22日、25—28日、31日—2月2日和2月4—5日。考虑到2月4—5日的过程较弱,本文仅对另外4次过程进行分析。

### (1) 天气特点

这次低温雨雪冰冻天气特点是,雨雪、冻雨范围

广,降雪强度大,雨雪、冻雨持续时间长,天气过程之间基本无间歇,气温明显偏低且持续时间长,低温阴冷天气特征突出。

将每日8次的观测资料的冻雨站数(以中央气象台接收到的965个测站为基数)进行统计,然后相加得出日冻雨站次。2008年1月10日—2月2日每日8次冻雨站数累加总站次(图1)表明,每日冻雨总站次的时间演变与4次天气过程极为吻合,冻雨首先于1月10—11日出现在河南郑州附近,随后于12—13日开始在贵州、湖南出现并发展,4次过程中第2次(18—22日)、第3次(25—28日)江淮、江南北部大到暴雪、华南部分地区暴雨在整个过程中最强,其中25日共出现286站次,为此次过程中冻雨范围最大的一天;黔湘赣2008年1月10日—2月2日每日8次冻雨站数累加总站次图(图1)显示出了同样的特征,贵州、湖南的冻雨最大范围分别出现在19、20日,而江西则在27日冻雨范围最大,达近100站次。

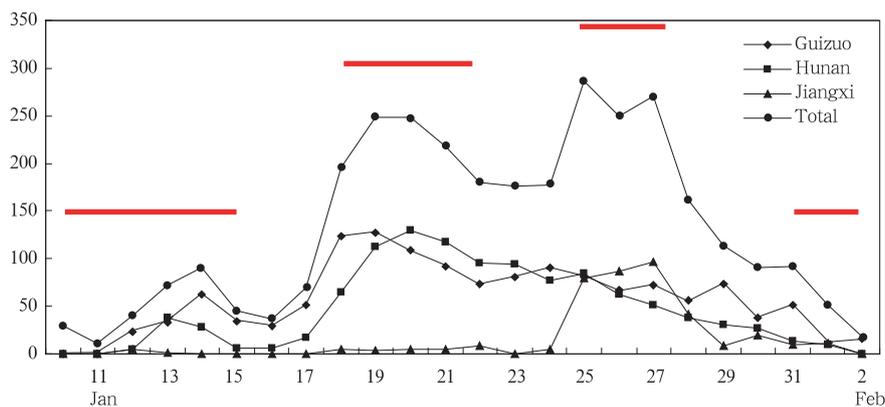


图1 2008年1月10日—2月2日中国和黔湘赣每日8次冻雨站数累加总站次(图中粗实线为4次过程时段)

Fig. 1 Total station numbers of the freezing rain in China and Guizhou-Hunan-Jiangxi areas during 10 January—2 February 2008 (the broad lines are the time-span of the four processes)

4次过程冻雨水平分布(图略)特点为,第1次过程冻雨主要分布在贵州中部、湖南南部和云南东部,呈东西带状分布;第2次过程冻雨范围迅速扩大,几乎覆盖整个贵州和湖南;第3次过程冻雨区向东扩展至江西、安徽南部和浙江西北部,且向南波及到广西东北部的桂林地区,冻雨区西段呈东西带状分布,东段呈东北—西南走向,是4次过程中冻雨范围最大的1次;第4次过程冻雨范围迅速缩小,但有向云南东部发展趋势,东西带状分布特征仍然很分明。

### (2) 灾情特点

此次低温雨雪冰冻灾害造成的损失极为严重。据民政部统计,中国受灾人口1亿多人,直接经济损失达1500多亿元,农作物受灾面积和直接经济损失

均已超过2007年全年低温冻害造成的损失。受灾严重的有湖南、湖北、江西、安徽、贵州等省,冰冻灾害对电力、交通运输、农业及人民群众生活造成了严重影响和损失(王凌等,2008)。

此次气象灾害具有范围广、强度大、持续时间长、灾害影响重的特点,就降水量而言,降水量超过20年一遇的省份为:青海、甘肃为100年一遇,四川、广西超过50年一遇,陕西、河南、湖北、安徽、江苏、云南、西藏超过20年一遇,属历史罕见。

湖南省的低温雨雪冰冻天气强度大、范围广、时间长,灾情重,过程期间气温、冰冻、严寒期的多项评估指标创新中国建国以来极值,综合评估为特大型气象灾害。江西省低温雨雪冰冻期间平均气温之

低、雨雪冰冻持续之长、范围之广，突破 1959 年有完整气象记录以来同期极值，尤其是 1 月 25—28 日白天的冻雨过程和 2 月 1 日晚上—2 日的暴雪天气（以下简称为冻雨过程、暴雪过程），均为历史罕见。

### 3 低温雨雪冰冻天气的气团特征

由于锋面或锋区两侧的气团属性不同才有锋面天气系统，所以首先分析气团特征。

#### 3.1 冷、暖气团特征

在绝热等压蒸发（等焓）过程中，位温( $\theta$ )或假相当位温( $\theta_{se}$ )具有保守性，因此可以用  $\theta$  或  $\theta_{se}$  分析气团特性，为此统计了 2008 年年初低温雨雪冰冻期间  $\theta_{se}$  的分布。考虑到实际大气的位温并不保守，锋面也并非由固定气块组成的物质面（顾震潮，1958）。为了处理方便，将锋区下界约定为 285 或 290 K，上界约定为 305 或 310 K。对每次过程的主锋区，还是确定一个固定等  $\theta_{se}$  面，当然依据等  $\theta_{se}$  面的廓线密集区和气温水平梯度最大区来确定的话，在近地面和对流层顶附近定会有穿越情况，与手工确定有出

入，但是所有的过程都用计算机来确定，却有其客观性优点。

图 2 为 2008 年 1 月 10—15 日、18—22 日、25—28 日、1 月 31 日—2 月 2 日逐次过程平均  $\theta_{se}$ （蓝线）、温度、高空急流（阴影）沿 114°E 的高度-纬度剖面图，从 4 次“低温雨雪冰冻”的最强时段整个对流层温度和  $\theta_{se}$  的高度-纬度剖面图看出， $\theta_{se}$  的锋区特征线下界（粗实线，下同）下方为来自极地的冷气团，锋区特征线上界（粗实线，下同）上方为来自热带洋面的暖气团，两特征线上下界间为与极锋锋区相连的准静止锋锋区。除 10—15 日第 1 次过程外，冷气团自中纬度 50°N 附近逐次向南推进，直到华南南岭以北 25°N 附近，锋区下界自约 500 hPa 逐渐向低层降低；而暖气团则沿着锋区上界上方向北伸展，最北达黄淮地区（42°N 附近），只有 1 月 31 日—2 月 2 日的第 4 次过程仅达 35°N 附近，锋区上界近地面则自 23°N 逐渐南退，最南达 21°N。冷暖气团长期对峙是 2008 年 1 月长时间“低温雨雪冰冻”天气持续的主要原因。

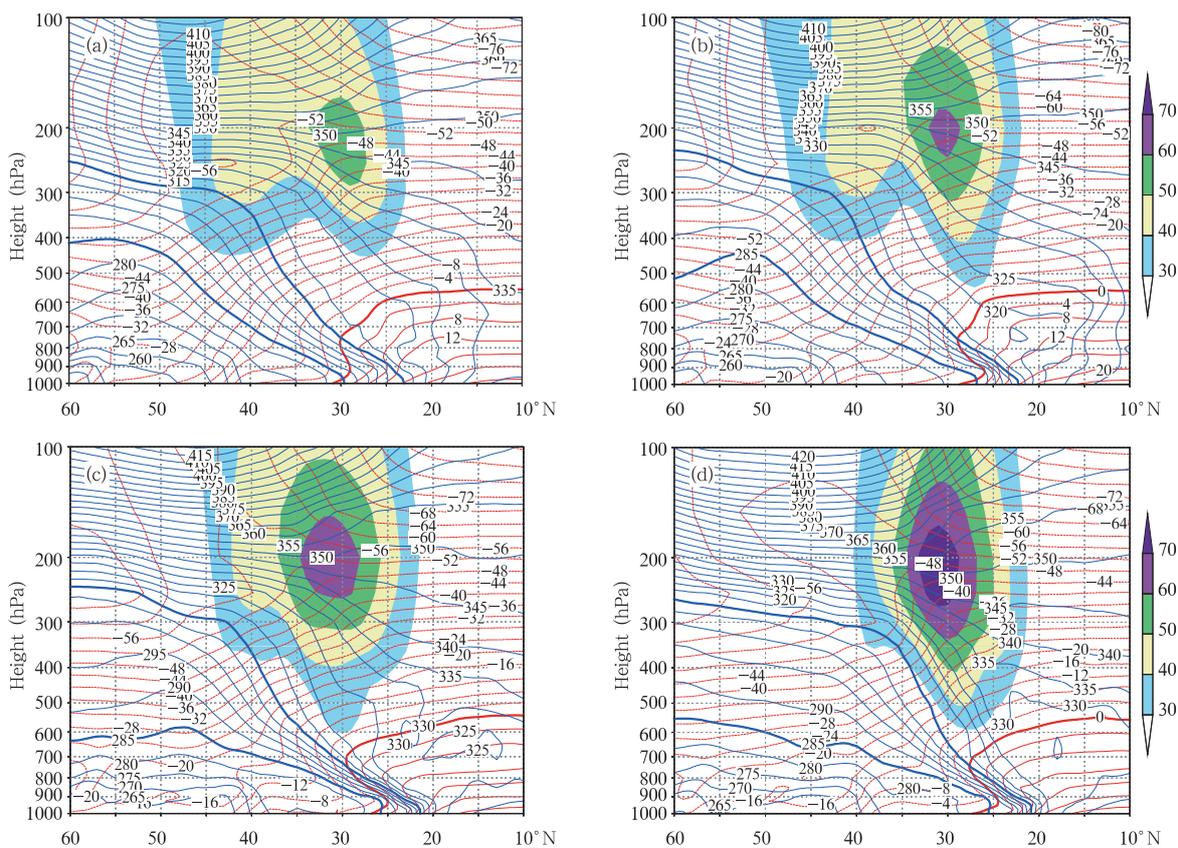


图 2 2008 年 1 月 10—15 日(a)、18—22 日(b)、25—28 日(c)、31 日—2 月 2 日(d)逐次过程平均  $\theta_{se}$ （蓝线，单位：K）、温度（红线，单位：℃）、高空纬向风急流（阴影，单位：m/s）沿 114°E 的高度-纬度剖面  
 Fig. 2 Vertical cross-sections of the average zonal pseudo-equivalent potential temperature (blue lines, unit: K), temperature (red lines, unit: °C), high level jet of the zonal wind (shadings, unit: m/s) along 114°E during 10—15 January (a), 18—22 January (b), 25—28 January (c), 31 January—2 February (d) 2008

分析 2008 年 1 月 10—15 日、18—22 日、25—28 日、1 月 31 日—2 月 2 日逐次过程平均  $\theta_{se}$  及南北风速沿  $114^{\circ}\text{E}$  的高度-纬度剖面图(图略)有如下特点:(1)4 次天气过程的锋区上界以上暖气团内的南风向北推进到了  $40^{\circ}\text{N}$  以北地区上空,4 次过程的南风强度变化为“强弱弱强”,第 1 次过程的南风较强(北风也较强)正好说明是第 1 次强冷空气过程之前的长时间温度偏暖的余威;从第 2、3 次虽然高层南风减弱,但低层南风在加强,这就是第 2 次范围大、第 3 次强度强的原因之一;第 4 次高空南风迅速加强(北风也加强)、且中心北移,同时中空(500 hPa)风速也加大。(2)900—700 hPa 的南北风交界线除第 4 次过程位于锋区内,其余 3 次均在锋区下界附近,而且第 2 和 3 次的南北风交界面坡度明显较其余 2 次平缓,与雨雪冰冻天气范围的对应关系较好。(3)第 3 次过程的 10 m/s 的等风速线下伸至 800 hPa 以下的  $23^{\circ}$ — $30^{\circ}\text{N}$ ,低空急流明显加强,为大范围雨雪冰冻天气输送热力和水汽提供了条件,导致了第 3 次雨雪冰冻天气最强(江淮、江南北部出现了大到暴雪),同时还出现了隆冬季节华南部分地区罕见的暴雨天气。

上面仅就“低温雨雪冰冻”天气过程的气团特征进行了初步分析。冻雨(冰冻)天气的形成比较复杂,除了准静止锋和适度的逆温层外,其发生还应有有利的云微物理过程和微气象条件等,如地面温度、湿度、风向、风速,以及地形、热岛的影响等。逆温层的存在仅仅是形成冻雨的一个条件,仅存在逆温层还不足以形成冻雨。要实现过冷却水与低于  $0^{\circ}\text{C}$  的物体碰撞而冻结,地面气温长时间低于  $0^{\circ}\text{C}$  和中低层气温高于  $0^{\circ}\text{C}$  是两个关键因素。

此次过程低空逆温分布就有两类逆温形势:(1)850 hPa 温度低于  $0^{\circ}\text{C}$  同时 700 hPa 温度高于  $0^{\circ}\text{C}$ ,即 3 层模式;(2)850 与 700 hPa 温度均低于  $0^{\circ}\text{C}$ ,即 1 层模式。

Makkonen(1981)以云雾滴谱的分布、风速、风向、捕获系数及冻结系数为主要参数,探讨积冰的形成机理;对积冰增长进行了数值模拟(Makkonen, 1984)。谭冠日(1982)根据电线积冰形成的理论,利用中国当时唯一专设的电线积冰观测站的资料,探讨了雨淞、雾淞和混合积冰的冰厚随距地高度的变化,风与电线交角和冰厚的关系,冰厚和电线直径的关系。Prudi 等(1986)和 Person 等(1988)研究表

明,影响导线积冰的主要因子是云雾含水量、云雾滴谱、风向、风速和温度。吴有训等(2000)分析了黄山冬季气温分类及雪、雨淞和雾淞的气候特征。罗宁等(2008)分析了贵州西部、北部、中部 3 个积冰区专门外场观测资料(观测项目有:云滴谱、含水量、气温、风向、风速、导线上积冰的长径、短径),认为导线积冰增长率与气象云雾因子密切相关。观测分析表明:大云滴与导线碰撞效率高,大滴是导线积冰的关键因子; $0$ — $-6^{\circ}\text{C}$ ,含水量随温度的降低而降低;南北向导线积冰比东西向的积冰多;导线积冰增长率与含水量的大小成正比,风速超过 3 m/s 时,积冰增长率与风速有较明显的正比关系。

近期有研究云物理形成机理的专家认为,此次发生在中国南方的灾害性冰冻天气,除具有典型冻雨形成特征外,还具有如下的 2 个典型特征:(1)冰雪、过冷水混合冻结过程;(2)存在过冷云(雾)环境下较均匀冻结过程。地形对后一种形成机理有重要影响。

此次南方地区的持续冰雪灾害与中国南方的地形分布也有重要的关系。在阻塞形势下,中高纬冷空气沿河西走廊频繁东南下影响中国,当冷空气越过长江进一步南下时,在西南、偏南和东南方向分别受到云贵高原、南岭和武夷山的阻挡作用,冷空气大量在山脉北侧堆积,锋区也在此长时间维持。因此,贵州、湖南、江西和两广北部等地受灾十分严重,而山脉南侧的福建和云南却灾情不大。在 3 道山脉中,南岭山脉高度是最低的,频繁的冷空气也得以能继续南下,2008 年广东多个地区也创了几十年的低温记录。不过受南岭阻挡后冷空气已经有所减弱,温度锋区主要在南岭附近维持,这也是为何广东省只在粤北山区出现冻雨的原因。

### 3.2 冷、暖气团的交界区或界面特征

从图 2 看出,4 次过程气团的共同特征是,准静止锋稳定、少动,近地面锋区南界位于  $21^{\circ}$ — $23^{\circ}\text{N}$ ,锋区北界位于  $25.5^{\circ}$ — $29.5^{\circ}\text{N}$ ,等  $\theta_{se}$  经向梯度  $\partial\theta_{se}/\partial y$  在不断加强,近地面锋区强度在不断加强,锋区上下界(285—310 K)的经向距离在缩小,由第 1 次过程的约 6.5 个纬距(以  $\Delta N$  表示,下同)缩小到约  $4.5\Delta N$ ,意味着锋区强度加强;锋面坡度较平缓,坡度为  $1/500$ — $1/400$ 。高空副热带急流稳定、强盛,逐次过程强度逐渐加强,急流中心最强超过 80 m/s;由于高空副热带急流(逐次过程的平均图上,极锋急流中

心略弱,这可能也是暖湿气流强盛,低温雨雪冰冻天气持续的原因之一)逐渐加强,与副热带高空急流相伴随的大风速区也逐渐向下传播、伸展,使得高空副热带锋区在第4次过程中(1月31日—2月2日)逐渐接近低层准静止锋区,预示着锋区将逐渐变得陡峭起来,逆温条件将减弱、或被破坏,低温雨雪冰冻天气减弱或结束,这一点具有预报指示意义。

来自极地的冷气团与来自热带洋面北上的强盛

暖气团形成的逆温很强盛(图3),沿114°E的高度-纬度剖面上,位于26°N附近的温度直减率 $\partial T/\partial p$ 在前3次过程中呈逐渐加强趋势,其中第3次过程最强,达 $-0.9 \times 10^{-3} \text{ K/Pa}$ 。 $\partial T/\partial p \leq 0$ 的逆温区域位于20°—37°N 900—700 hPa气层,南北跨越(11—16) $\Delta N$ (过程平均为13 $\Delta N$ ),暖层厚度约为200 hPa,但中层为融化层的逆温大多在25°—30°N,与冻雨实况吻合较好。

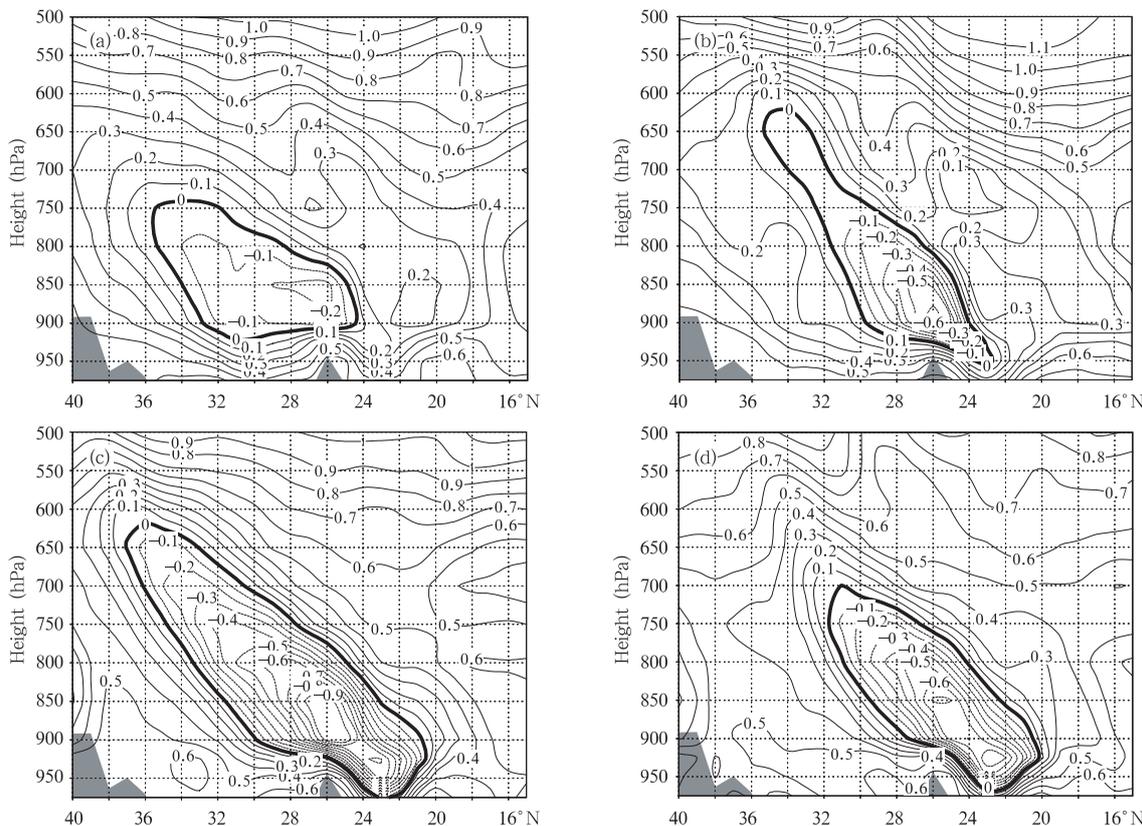


图3 2008年1月10—15日(a)、18—22日(b)、25—28日(c)、31日—2月2日(d)逐次过程的平均温度直减率 $\partial T/\partial p$ (单位: $10^{-3} \text{ K/Pa}$ )沿114°E的高度-纬度剖面

Fig. 3 Vertical cross-sections of the average zonal lapse rate of temperature (unit: $10^{-3} \text{ K/Pa}$ ) along 114°E during 10—15 January (a), 18—22 January (b), 25—28 January (c), 31 January—2 February (d) 2008

#### 4 锋区内的特征

分析整个低温雨雪冰冻天气过程期间锋区特征发现,除了主锋区和与副热带高空急流相联系的副热带高空锋区外,在主锋区前部上空存在多层锋区,与谢义炳等(1951)的分析一致。如1月19日08时沿114°E的剖面图上,在20°—30°N、750—500 hPa

有弱锋区(图略)。本文主要分析主锋区内的特征。

##### 4.1 锋区内的热力特征

假若以 $\bar{T}_{20^{\circ}\text{N}} - \bar{T}_{30^{\circ}\text{N}}$ 表示锋区强度,从105°—120°E平均的锋区强度,即 $\bar{T}_{20^{\circ}\text{N}} - \bar{T}_{30^{\circ}\text{N}}$ (图4)看出以下特点,1月10日以后副热带锋区逐渐加强,最强时在10个纬度内南北温差超过20℃,若以出现16℃作为加强期的开始,则开始加强期分别出现于

12、18日,这两个时间正好是甘肃东部、陕西中北部、山西南部大雪、局地暴雪,湖北东部、河南东部、安徽中北部大到暴雪的强天气时间;强锋区基本都在800 hPa以下气层(多数在950—800 hPa气层);几次强锋区分别对应几次大范围的冻雨日,其中仅有17日锋区加强略弱;强锋区使中国副热带地区长时间(1月10日—2月2日)维持低温天气,也使得冷暖气流在中国长江流域长期处于交汇状态,与长时间持续的低温雨雪冰冻天气非常吻合。

#### 4.2 锋区的湿度特征

由2008年1月10—15日、18—22日、25—28日、1月31日—2月2日逐次过程的平均沿114°E的 $\theta_{se}$ (蓝线)、相对湿度(绿线)高度-纬度剖面(图5)可以看出,相对湿度的分布在4次过程的表现不同,10—15日平均不小于90%的高相对湿度区北界位于33°N以南、750 hPa以下;18—22日相对湿度 $\geq 90\%$ 的区域北界略有南移,但是80%的区域却明显向北扩展到40°N附近,湿层厚度也增至600 hPa以下,与本次过程雨雪范围大是一致的。

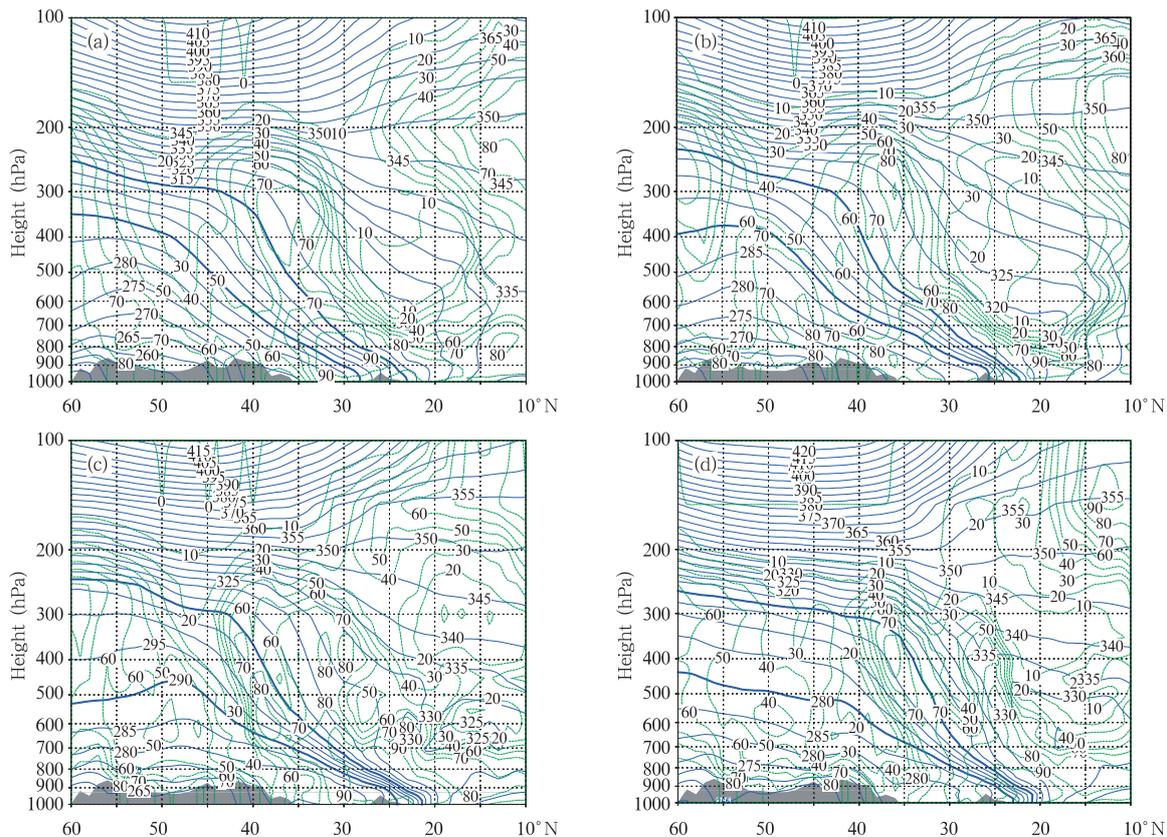


图5 2008年1月10—15日(a)、18—22日(b)、25—28日(c)、31日—2月2日(d)逐次过程的平均的沿114°E的 $\theta_{se}$ (蓝线,单位:K)、相对湿度(绿线,单位:%)高度-纬度剖面

Fig. 5 Vertical cross-sections of the zonal pseudo-equivalent potential temperature (blue lines, unit: K), relative humidity (green lines, unit: %) along 114°E during 10—15 January (a), 18—22 January (b), 25—28 January (c), 31 January—2 February (d) 2008

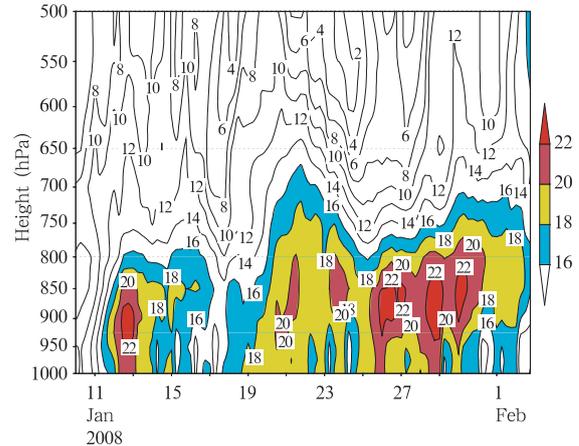


图4 105°—120°E锋区强度  
( $\bar{T}_{20^{\circ}\text{N}} - \bar{T}_{30^{\circ}\text{N}}$ 的温度梯度)

( $\bar{T}_{20^{\circ}\text{N}}$ 为(19°—21°N, 105°—120°E)范围内的温度平均值,  $\bar{T}_{30^{\circ}\text{N}}$ 为(29°—31°N, 105°—120°E)范围内的温度平均值(单位: °C))  
Fig. 4 The intensity of the frontal zone over the region 105°—120°E: temperature gradient of  $\bar{T}_{20^{\circ}\text{N}} - \bar{T}_{30^{\circ}\text{N}}$ .  $\bar{T}_{20^{\circ}\text{N}}$  represents the average temperature over the region (19°—21°N, 105°—120°E).  $\bar{T}_{30^{\circ}\text{N}}$  represents the average temperature over the region (29°—31°N, 105°—120°E) (unit: °C)

25—28日相对湿度 $\geq 90\%$ 的高湿区迅速南撤(相对湿度 $\geq 90\%$ 的区域位于 $30^\circ\text{N}$ 以南),但其范围已扩大,高湿区走向与锋区基本一致,也与大于 $10\text{ m/s}$ 的南风大值区配合较好(图略),因此导致第3次雨雪过程最强;第4次过程的相对湿度大值区进一步南撤到南岭北部以南,但是在对流层中层有高湿区与之叠加,大降水出现于华南地区,对应关系较好。与图2联系起来看,自地面到高空的高相对湿度区在温度低于 $0^\circ\text{C}$ 的锋区内,根据水汽吸附的贝吉龙效应,就不断有凝冻发生,这就是“低温雨雪冰冻”期间凝冻天气能较长时间维持的另一原因。

### 4.3 锋区内的锋生特征

在低温雨雪冰冻期间,无论是整个过程的平均环流,还是逐次过程的平均环流,在 $850\text{ hPa}$ 等压面上,从江淮到贵州等地一线都有东北或偏东气流与西南气流的切变线,冷暖平流均有使锋区加强的趋势,为此有必要分析过程期间的锋生特征。

非均匀饱和湿大气中的标量锋生函数公式(高守亭,2007)为

$$F = \frac{1}{|\nabla\theta^*|} \left[ \frac{\partial\theta^*}{\partial x} \left( -\frac{\partial\mathbf{y}}{\partial x} \cdot \nabla_3\theta^* \right) + \frac{\partial\theta^*}{\partial y} \left( -\frac{\partial\mathbf{V}}{\partial y} \cdot \nabla_3\theta^* \right) \right] + \frac{1}{|\nabla\theta^*|} \left[ \frac{\partial\theta^*}{\partial x} \frac{\partial Q^*}{\partial x} + \frac{\partial\theta^*}{\partial y} \frac{\partial Q^*}{\partial y} \right] = T_1 + T_2 + T_3 + T_4$$

$$T_1 = \frac{1}{|\nabla\theta^*|} \left( \frac{\partial\theta^*}{\partial x} \frac{\partial Q^*}{\partial x} + \frac{\partial\theta^*}{\partial y} \frac{\partial Q^*}{\partial y} \right) = -\mathbf{n} \cdot \nabla Q^*$$

$$T_2 = -\frac{1}{|\nabla\theta^*|} \left( \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial\theta^*}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial\theta^*}{\partial y} \right) \frac{\partial\theta^*}{\partial z} = \frac{\partial\theta^*}{\partial z} \mathbf{n} \cdot \nabla w$$

$$T_3 = -\frac{D}{2} |\nabla\theta^*|$$

$$T_4 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla\theta^*|} \left[ E_{st} \left( \frac{\partial\theta^*}{\partial x} \right)^2 + 2E_{sh} \frac{\partial\theta^*}{\partial x} \frac{\partial\theta^*}{\partial y} - E_{st} \left( \frac{\partial\theta^*}{\partial y} \right)^2 \right]$$

其中, $\theta^*$ 是位温, $D$ 是水平散度, $E_{st} = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ , $E_{sh} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ 。 $T_1$ 是非绝热加热项, $T_2$ 是与垂直运动

有关的倾斜项, $T_3$ 是水平辐合辐散项,正(负)值表示锋生(消), $T_4$ 是形变项,正(负)值表示锋生(消)。严格说,应将锋生函数的逐项都做分析,但由于对非绝热加热和垂直运动的计算精度不易满足,这里仅就水平辐散项 $T_3$ 和形变项 $T_4$ 两项之和的计算结果进行分析。

整个低温雨雪冰冻期间, $110^\circ\text{—}120^\circ\text{E}$ 范围平均的锋生函数呈现逐渐加强趋势,第1次过程仅在 $40^\circ\text{N}$ 附近对流层中层( $600\text{—}350\text{ hPa}$ )有弱锋生( $2 \times 10^{-10}\text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ),第2次过程锋生明显加强,锋生函数 $\geq 2 \times 10^{-10}\text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$ 的区域位于 $700\text{ hPa}$ 以下、 $23^\circ\text{—}30^\circ\text{N}$ ,中心在 $24^\circ\text{—}25^\circ\text{N}$ 、 $900\text{ hPa}$ ,强度达 $6 \times 10^{-10}\text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$ 。从第3次(1月25—28日)、第4次(1月31日—2月2日)过程 $110^\circ\text{—}120^\circ\text{E}$ 平均的锋生函数与 $\theta_{se}$ 剖面(图6)可以看出,第3次过程(图6a)锋生主要发生于 $700\text{ hPa}$ 以下气层的 $23^\circ\text{—}30^\circ\text{N}$ ,强度继续加强,锋生函数大值中心仍然位于 $24^\circ\text{N}$ 附近、 $900\text{ hPa}$ 气层,强度已增强至 $8 \times 10^{-10}\text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$ 。前3次过程的副热带高空锋区的锋生都不强。第4次过程(图6b),锋生主要发生于对流层低层 $650\text{ hPa}$ 以下 $20^\circ\text{—}30^\circ\text{N}$ ,强度达 $10 \times 10^{-10}\text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ,为整个过程期间最强,这次过程的副热带锋生呈现急剧加强趋势,锋生函数 $\geq 2 \times 10^{-10}\text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$ 的区域约位于 $24^\circ\text{—}37^\circ\text{N}$ 的 $600\text{—}250\text{ hPa}$ 的副热带锋区内。总之,锋生函数的分布与 $\theta_{se}$ 密集区的分布一致,呈向北倾斜上升状;华南地区上空静止少动的锋生中心,正说明整个低温雨雪冰冻期间华南地区的准静止锋长期稳定维持的原因。

将( $26^\circ\text{N}$ , $106^\circ\text{E}$ )作为滇黔地区准静止锋的表格点,来分析该点的锋生函数和 $\theta_{se}$ 的高度时间演变(图略),发现在整个低温雨雪冰冻期间,除了16—17日外,其余时间段的大多数都有锋生,而且在19、22、28日锋生都较强,其中28日最强,与第3次过程降雪(雨)最强极为吻合。而对于华南地区( $26^\circ\text{N}$ , $114^\circ\text{E}$ )的准静止锋锋生则强度明显弱于滇黔地区准静止锋锋生,这可能是贵州冰冻严重的主要原因之一。

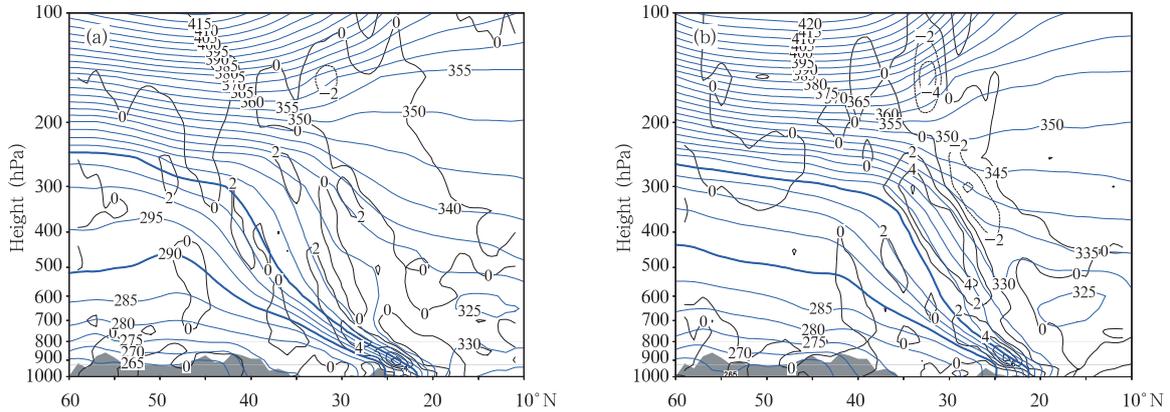


图6 2008年1月25—28日(a)、1月31日—2月2日(b)110°—120°E平均的 $\theta_{se}$ (蓝线,单位:K)和锋生函数( $T_3 + T_4$ ,红线,单位: $10^{-10} K/(m \cdot s)$ )高度-纬度剖面

Fig. 6 Vertical cross-sections of the pseudo-equivalent potential temperature (blue lines, unit: K) and the frontogenesis ( $T_3 + T_4$ ) (red lines, unit:  $10^{-10} K/(m \cdot s)$ ) averaged over 110°—120°E during 25—28 January (a), and 31 January—2 February 2008

#### 4.4 锋区内的南北风交界线特征

1月10日—2月2日105°—120°E范围850 hPa的平均经向风速 $v$ 的纬度-时间演变(图7)表明,表

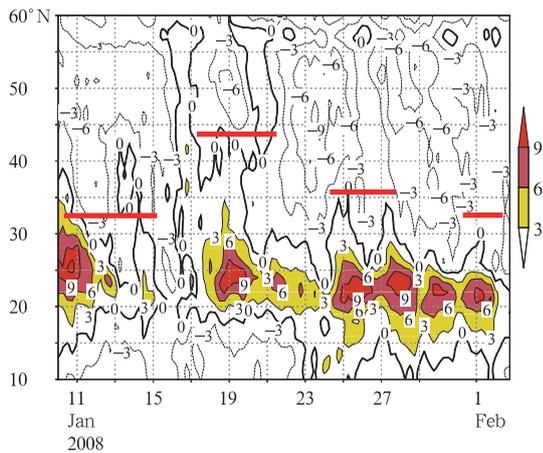


图7 2008年1月10日—2月2日850 hPa 105°—120°E平均经向风速(单位:m/s)纬度-时间演变(粗实线为4次过程时段)

Fig. 7 Time cross-sections of the longitudinal winds (unit: m/s) averaged over 105°—120°E at 850 hPa during 10 January—2 February 2008

征锋区的另一指标南北风交界线(以下简称交界线)的移动趋势与4次低温雨雪冰冻过程逐渐向南推进非常一致,第1次(14日)由38°N附近快速向南推进到25°N附近,对应10—15日自河南开始的雪与冻雨过程;第2次交界线曾向北伸展到42°N附近,说明有大范围的西南低空暖湿气流加强北进,与第2次范围最大的雨雪过程对应很好;之后交接线迅速南压至30°N附近,当其于24日迅速南压到25°N以南时,爆发了整个低温雨雪冻雨期间过程最强的

天气,即江淮、江南北部暴雪和江南南部暴雨天气(第3次过程),并经两次大幅度的南北进退,使得南方不仅出现了大范围冻雨天气,还出现了部分地区的暴雨天气;29日之后,交接线徘徊于25°—28°N,使得南方再度出现部分地区较强降水过程。整个低温雨雪冰冻期间的4次过程都伴有强盛的偏南风低空急流。

#### 5 锋区与高空急流的关系

低层大气的上述变化也充分反映在高层,这是大气的连续性所致。1月10日—2月2日(28°—32°N,105°—120°E)区域内平均的副热带高空急流高度-时间演变(图8a)说明,低温雨雪冰冻期间的4次过程中,对流层上部的高空急流有类似的对应关系,当4次高空急流逐渐加强、急流气层厚度增厚、并向下部伸展时,使得600 hPa附近气层的水平动量加大,激发700 hPa附近低空急流加强,从而引发4次强雨雪冰冻天气过程。如第1次200 hPa急流加强时,对流层中层(600 hPa)风速同步加强,水平风垂直切变加强,导致13—14日贵州冻雨发展;又如18日开始高空急流再度加强,800—600 hPa气层的水平风速垂直梯度明显加强,并近乎持续发展,引发了18—22日范围最大,25—28日强度最强的天气过程;另外,30日以后的高空急流更强,导致江西北部、浙江北部暴雪最强的第4次天气过程,对应关系很好。

图8b是与图8a相对应的水平风垂直切变高度-时间演变,从中看出,对流层上部强水平风垂直切变 $-\partial V/\partial p$ 中心与图5的高空急流中心下部的

等风速线密集区相对应。当对流层上部 200 hPa 附近高空急流于 11 日加强并向下层伸展时,高层  $-\partial V/\partial p$  加大,低空  $-\partial V/\partial p$  也相应加大,低空锋区加强;15 日之后高空急流呈现短暂减弱趋势;当 18 日高空急流急剧加强并向下层伸展时,高空  $-\partial V/\partial p$  也明显加强,如 19 日开始,高空  $-\partial V/\partial p = 12 \times 10^{-4} \text{ m/s} \cdot \text{Pa}$  的等值线向下伸展,随后低空

$-\partial V/\partial p \geq 12 \times 10^{-4} \text{ m/s} \cdot \text{Pa}$  的气层迅速发展,24 日最强达  $16 \times 10^{-4} \text{ m/s} \cdot \text{Pa}$ 。再如 27 日和 30 日高空急流的再度加强与高、低空  $-\partial V/\partial p$  的演变趋势一致,而对流层下部  $-\partial V/\partial p \geq 9 \times 10^{-4} \text{ m/s} \cdot \text{Pa}$  的演变趋势也与图 4 中温度梯度加强的趋势一致。从而说明,高空急流加强,垂直风切变就加强,进而使低空锋区加强。

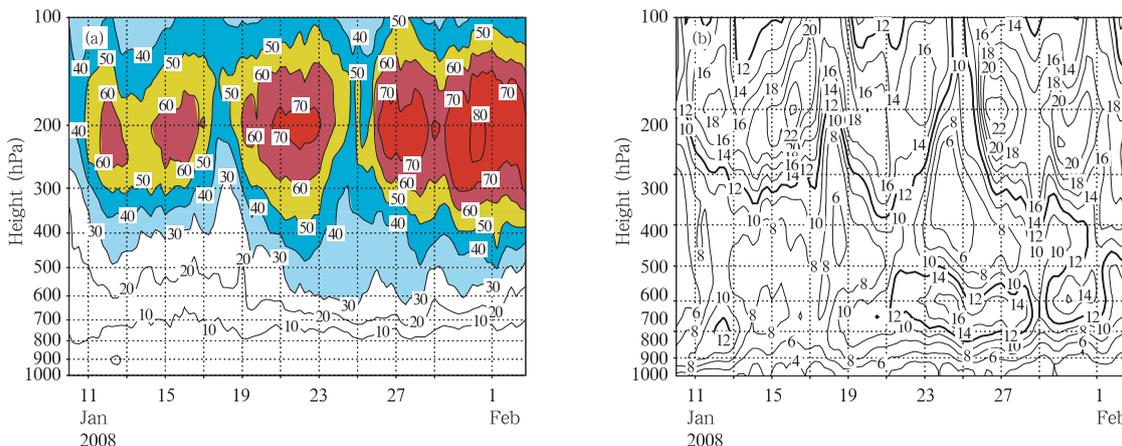


图 8 2008 年 1 月 10 日—2 月 2 日 ( $28^{\circ}-32^{\circ}\text{N}, 105^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ ) 内平均的副热带高空急流(单位:  $\text{m/s}$ )

(a) 和水平风垂直切变  $-\partial V/\partial p$ (单位:  $10^{-4} \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{Pa})$ ) (b) 高度-时间演变

Fig. 8 Time cross-sections of the subtropical high level jet (unit:  $\text{m/s}$ ) (a) and  $-\partial V/\partial p$  (unit:  $10^{-4} \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{Pa})$ )

(b) averaged over the region ( $28^{\circ}-32^{\circ}\text{N}, 105^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ ) during 10 January—2 February 2008

## 6 锋区与位涡的关系

### 6.1 概述

Hoskins 等(1985)曾经指出:绝热无摩擦大气有沿着等熵面做二维运动的趋势。等熵位涡(IPV)不仅在绝热无摩擦大气中是守恒的,而且根据位涡运动场和质量间可逆性原理,即使有如摩擦和重力波拖曳的非守恒效应或非绝热加热存在时,IPV 概念依然适用。

IPV 对于许多中高纬度的天气系统的移动与发展具有指示意义,其分布一般是高纬度大于低纬度,高层大于低层,但在对流层低层和中低纬度地区存在局限性。IPV 分布对应着一定的气流结构,相对高 IPV 区域(在同一等熵面上,在相同纬度上,IPV 的值相对于其他的 IPV 值)是和高度场的槽以及气旋式气流相联系的;而相对低 IPV 区域,是和高度场的脊以及反气旋气流相联系。

近十几年,由于位涡拉格朗日守恒原理、位涡分布可反演性、位涡特定的气候分布(可以用来描述和理解大气动力学的概念模型)3 个方面的性质,位涡在大气动力学和天气动力学研究中得到了发展和普

遍应用。位涡理论提供了非常有力和简洁的大气动力学观点(Patrick, et al, 2005)。中国气象工作者 20 世纪 90 年代也深入研究和应用了位涡概念和方法。吴国雄等(1995)从严格的原始方程出发,导出湿位涡方程,并证明了绝热无摩擦的饱和大气中湿位涡的守恒性。王建中等(1996)将位涡应用于阻塞高压、暴雨和冷空气等分析中。赵玉春等(2007)利用位涡诊断和位涡反演的方法,详细分析了梅雨锋演变过程中主要天气系统的变化,位涡和位涡扰动(位涡异常)与梅雨锋及梅雨锋带上强降水之间的关系,并通过分离位涡扰动的方法探讨了与不同物理过程有关的位涡扰动在梅雨锋发生、发展中的作用。

如上所述,位涡理论在中国夏季暴雨研究分析方面应用较多,但用 IPV 系统地分析冬季强天气事件的研究较少,丁一汇等(2007)用 IPV 对 2004 年 12 月 22 日—2005 年 1 月 1 日的强寒潮事件进行了系统地分析,通过分析可以清楚地看到用 IPV 或 PV 分析方法能很好地跟踪高位涡的移动,从而可追踪寒潮的爆发过程。

位涡的单位用 PVU 表示,  $1 \text{ PVU} = 10^{-6} (\text{m}^2/\text{s}) \cdot (\text{K}/\text{kg})$ 。

将湿空气的位势涡度(Moist Potential Vorticity, 简称 MPV, 记为  $P_{MV}$ ) 在  $p$  坐标面上展开得

$$P_{MV} = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} \quad (1)$$

吴国雄等(1995)定义

$$P_{MV1} = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} \quad (2)$$

$$P_{MV2} = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} \quad (3)$$

其中,  $P_{MV1}$  是湿位涡的第 1 分量, 为垂直分量, 是正压项, 其值取决于空气块绝对涡度的垂直分量与对流稳定度的乘积 ( $\zeta_p$  是垂直方向涡度,  $f$  为地转涡度)。因为北半球绝对涡度总是正值, 当大气为对流不稳定 ( $\frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} > 0$ ) 时,  $P_{MV1} < 0$ ; 若大气是对流稳定

的 ( $\frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} < 0$ ), 则  $P_{MV1} > 0$ 。  $P_{MV2}$  是湿位涡的第 2 分量, 为水平分量, 是斜压项, 其值取决于水平风的垂直切变和  $\theta_{sc}$  的水平梯度。

高空正位涡与对流层顶下降相对应。当高空有正位涡向下游移动叠加在低空地面锋区上空时, 可诱生出气旋性环流并向下伸展(寿绍文, 2003)。湿位涡 ( $P_{MV1}$ ) 不仅表征大气的动力、热力特性, 还考虑了水汽作用。

图 9 是 2008 年低温雨雪冰冻期间逐次过程平均  $P_{MV1}$  与  $\theta_{sc}$  沿  $114^\circ E$  高度-纬度剖面, 可以看出, 每次过程的高位涡舌都向下伸展, 高纬的高位涡舌与准静止锋区的中高层相对应, 中纬度高位涡舌与高空副热带锋区对应; 中低空 550 hPa 以下, 在准静止锋区内, 4 次过程均有  $P_{MV1} > 1$  的相对高位涡区, 其中 10—15 日的过程, 低空的高位涡区位

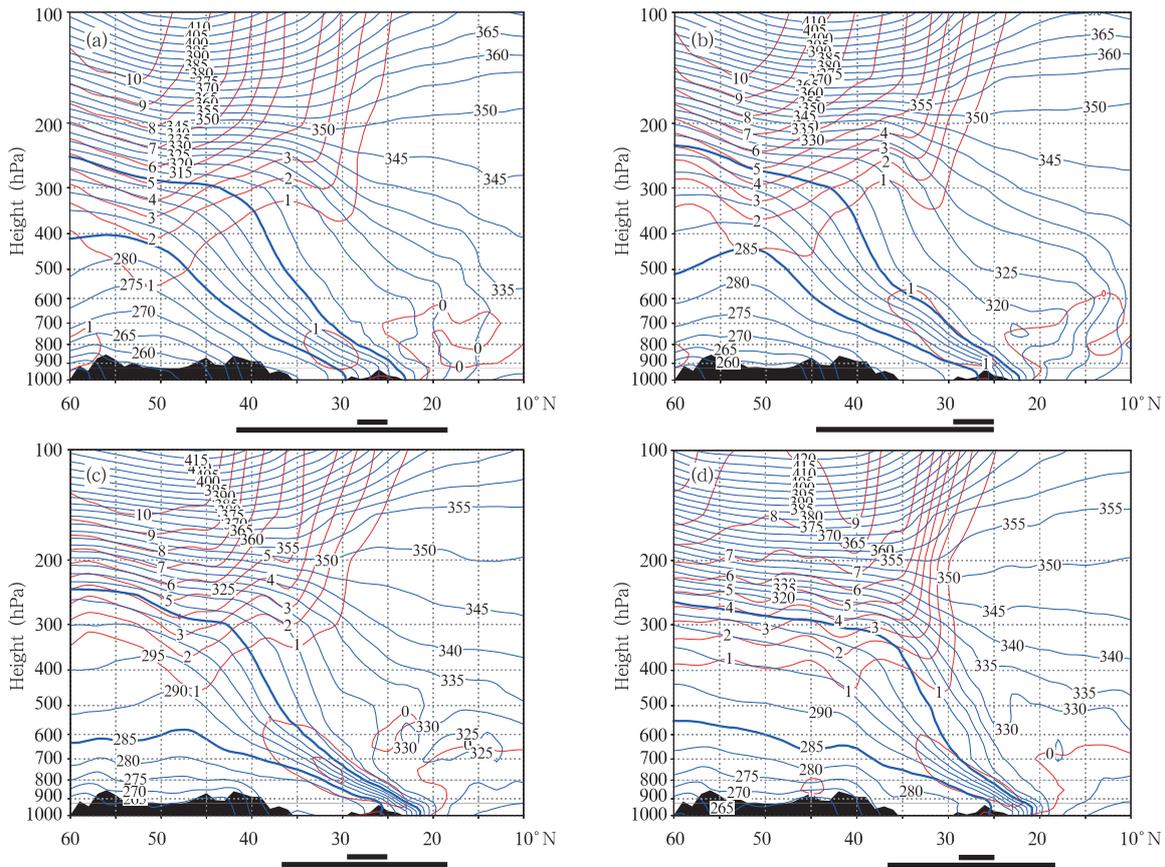


图 9 2008 年 1 月 10—15 日(a)、18—22 日(b)、25—28 日(c)、31 日—2 月 2 日(d)沿  $114^\circ E$  湿位涡正压项  $P_{MV1}$  (红线, 单位: PVU)、 $\theta_{sc}$  (蓝线, 单位: K) 高度-纬度剖面

(图下方的长粗线为  $114^\circ E$  雨雪区的大致南北范围, 粗短线为  $114^\circ E$  冻雨的大致南北范围)

Fig. 9 Vertical cross-sections of the zonal  $P_{MV1}$  as the vertical component of the moist potential vorticity (red lines, unit: PVU) and the pseudo-equivalent potential temperature (blue lines, unit: K) along  $114^\circ E$  during 10—15 January (a), 18—22 January (b), 25—28 January (c), and 31 January—2 February 2008

于 700 hPa 以下的 28°—34°N, 与 11 日河南、13 日湖南和贵州冻雨的发生比较一致; 18—22 日, 低空的高位涡区向南北、高空扩展至 550 hPa 以下, 25°—37°N, 与此次大范围雨雪冰冻天气实况非常吻合; 25—28 日, 高位涡在南北向继续扩展至 23°—39°N, 并且强度明显加强, 与第 3 次过程降雪、冻雨最强相一致; 第 4 次过程期间的高位涡区开始缩小, 但呈现南移趋势, 南界达 22°N, 并有与高空高位涡舌相连接或打通趋势, 即高空副热带锋区与准静止锋相接, 锋面坡度变的陡峭, 低温雨雪冰冻天气有结束趋势。1 月 10 日至 2 月 2 日平均的  $P_{MV1}$  与  $\theta_{se}$  高度—时间演变趋势也显示出类似特征(图略)。

对 4 次过程的湿位涡斜压项  $P_{MV2}$  也进行了计算(图略), 其值为负, 量级较  $P_{MV1}$  小, 但其与 4 次过程的对应关系也非常好, 绝对值大值中心均位于 850 hPa 附近气层, 且其大小变化与过程非常吻合, 最强时  $P_{MV2} \geq -0.9$  PVU, 与第 3 次最强过程非常吻合。有总结认为强降水常出现在  $P_{MV2}$  负中心的暖气流一侧, 结果表明与第 3 次南方部分地区暴雨过程甚为吻合。

### 6.2 锋面横向次级环流

斜压项产生的水平向涡度或涡管能否倾斜转为垂直涡管, 从而产生上升运动取决于有无上升运动来抬升。

将天气过程某时次的经向风 ( $V$ )、垂直速度 ( $\omega$ ) 减去该过程的平均  $\bar{V}$ 、 $\bar{\omega}$ , 记为  $\Delta V$ 、 $\Delta\omega$ , 图 10

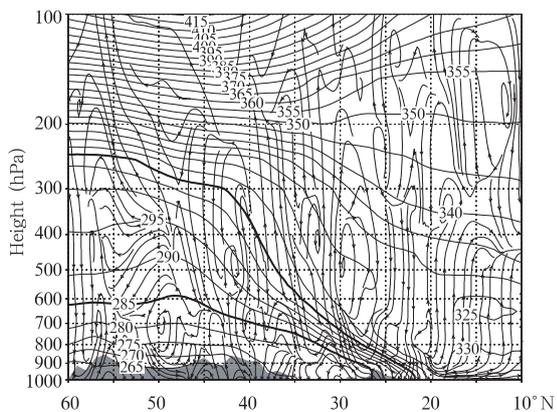


图 10 2008 年 1 月 27 日 12 世界协调时  $V$ 、 $\omega$  与 25—28 日平均  $\bar{V}$ 、 $\bar{\omega}$  的差在 110°—120°E 平均的  $\theta_{se}$  (蓝线) 和  $\Delta V - \Delta\omega$  环流 (红线) 高度-纬度剖面  
Fig. 10 Difference between the  $V$ 、 $\omega$  at 12:00

UTC 27 January and the average  $\bar{V}$ 、 $\bar{\omega}$  during 25—28 January 2008 and  $\theta_{se}$  (blue lines) and  $\Delta V - \Delta\omega$  circulation (red lines) averaged over 110°—120°E

为 2008 年 1 月 27 日 12 时  $V$ 、 $\omega$  与 25—28 日 110°—120°E 平均的  $\bar{V}$ 、 $\bar{\omega}$  的差  $\Delta V - \Delta\omega$  环流和  $\theta_{se}$  高度-纬度剖面。图中粗实线为  $\theta_{se} = 310$  K 和  $\theta_{se} = 285$  K 等值线, 可以看出, 在 300 hPa 以下气层 22°—37°N 范围内有一个完整的  $\Delta V - \Delta\omega$  反环流, 中心位于 (500 hPa, 30°N) 附近, 反环流使得由西南低空急流产生的指向偏北的水平涡管倾斜, 产生一个次级环流, 增强了垂直向正涡度, 从而使上升运动加剧, 这正是 27 日湖北东部、河南南部、安徽大部分地区、江苏中南部出现大到暴雪的原因之一。其余时段  $\Delta V - \Delta\omega$  环流均较弱, 说明  $\Delta V - \Delta\omega$  环流对水平涡度转化为垂直涡度在强降水过程中有一定贡献。

### 6.3 等熵面上的气流特征

为了分析等熵面上的气流特征, 我们将 1000—100 hPa 的风场 ( $u$ 、 $v$ 、 $\omega$ )、位势高度场、气压场等内插到 275—375 K 每隔 5 K 的 21 层等熵面上。分析发现,  $\theta_{se}$  为 300—310 K 和 285—290 K 等熵面上的气流能较好地反映准静止锋区上、下界特征。

对 2008 年 1 月 10 日—2 月 2 日整个低温雨雪冰冻期间的等熵气流进行分析, 结果发现在中国黄淮以南大部地区,  $\theta_{se}$  为 310 K 和 285 K 或 290 K 等熵面上的气流演变与锋区的向南推进有很好的—致性。

从南方雨雪冰冻强盛时段 (1 月 14—28 日) 的平均等熵面气流可以看出, 在 285 K 等熵面上 (图 11a), 南方大部分地区都在东北气流控制之下, 气流从 2000 m 高空以约  $\text{tg}\alpha = 1/500$  的倾角向西南方向流动, 而在 310 K 等熵面上 (图 11b), 气流则自 1000 m 高空以约  $\text{tg}\alpha < 1/500$  的倾角向东北方向流动 (锋区上界坡度大于下界), 与锋区的空间结构非常吻合。

1 月 10 日 12 时, 在河南境内 290 K 等熵面 (约 1000 m 高度, 图略) 上的气流呈西西南走向流经河南、湖北到达湖北北部, 另一股西北气流经内蒙古西部、陕西北部, 在陕西、山西交界处分支, 南面的一支在山西南部、陕西中部折向西南方向到达陕西南部, 该等熵面上的气流在山西南部形成了鞍型场, 意味着这里出现了锋生; 而在 310 K 等熵面上, 气流自江南北部先向西北方而后转向北流动, 并从 1000 m 高空向 3000 m 高空爬升, 进入陕西中部、河南境内时转为西南气流, 在陕西中部、山西南部、河南北部形成了气流汇合渐近线, 这正是造成此日河南郑州附近出现冻雨、次日山西南部大雪、局地暴雪的主要原因之一。

在冻雨范围最大的几次如 1 月 14、19、25、27 日以及 13 日起的整个时间段, 都有一个共同的特点, 即约 290 K 等熵面上(锋区下界以下)在贵州均取偏

东气流, 这是贵州及江南大部长时间维持低层冷气团的主要原因; 约 310 K 等熵面上(锋区上界以上)的气流为偏南气流, 为冻雨的发生提供暖湿气流。

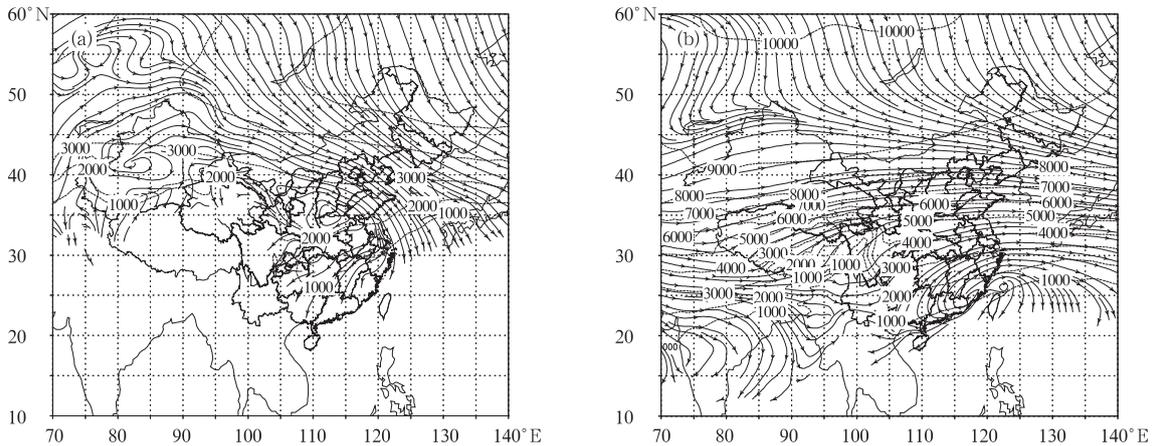


图 11 2008 年 1 月 14—28 日 285 K(a)、310 K(b) 平均等熵面气流

Fig. 11 Average flows on the isentropic surface of 285 K (a) and 310 K (b) during 14–28 January 2008

## 7 结 论

(1) 2008 年 1 月低温雨雪冰冻期间, 冷暖气团长期对峙是“低温雨雪冰冻”天气持续的主要原因。期间 4 次主要过程的共同特征是, 准静止锋稳定、少动, 等  $\theta_{se}$  梯度不断加强; 冷暖气团形成的逆温很明显; 锋面较平缓; 高空副热带锋区逐渐接近低层准静止锋区, 锋区变陡峭, 逆温减弱, 低温雨雪冰冻天气减弱或结束, 这一点具有预报指示意义。

(2) 低温雨雪冰冻期间副热带锋区逐渐加强, 在 10 个纬度内南北温差超过 20 °C; 锋生函数的分布与  $\theta_{se}$  密集区的分布一致; 滇黔地区准静止锋区域内, 多数时间段有锋生发生; 华南地区准静止锋锋生强度明显弱于滇黔地区准静止锋锋生。南北风交界线的移动趋势与 4 次低温雨雪冰冻过程逐渐向南推进非常一致。

(3) 4 次过程中, 当高空急流逐渐加强、急流厚度增厚、并向下部伸展时, 使得 600 hPa 附近气层的水平动量加大, 低空急流加强。水平风垂直切变的加强与低空急流的加强基本一致。

(4) 高位涡舌向下伸展与高空急流的演变一致; 高纬的高位涡舌与准静止锋区的中高层相对应, 中纬度高位涡舌与高空副热带锋区对应。湿位涡斜压项  $MPV_2$  在锋区内为负值, 量级较  $MPV_1$  小, 但与其与 4 次过程的对应关系一致。

(5) 锋区上界和下界等熵面上的气动能较好地反映准静止锋区上、下界特征; 当锋区下界以下在贵州均取偏东气流且持续时, 证明来自极地的冷气团稳定, 贵州及江南大部的低温雨雪冰冻天气就持续。这是长时间维持低温冰冻的主要原因之一。

## References

- Chou Y Y. 1957. An investigation of the structure of the cold front and the upper horizontal temperature field in a case of cold air outbreak. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 28(1): 13-26
- Ding Y H, Ma X Q. 2007. Analysis of isentropic potential vorticity for a strong cold wave during 2004/2005 winter. *Acta meteor Sinica* (in Chinese), 65(5): 695-707
- Gao S T. 2007. Basic dynamic theory and methods of weather forecast in mesoscale atmospheric motion (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 44-66
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart Roy J Meteor Soc*, 111, 470: 877-946
- Hsieh Y P, et al. 1956. A preliminary survey of certain rain-bearing system over China in spring and summer. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 27(1): 1-23
- Hsieh Y P, Chen Y C. 1951. On the wind and temperature fields over western Pacific and Eastern Asia in winter. *J Chinese Geophys Soc*, 2: 279-297
- Koo C C, Chen Y S, Shu Y F. 1958. Frontal  $\theta_{se}$  chart and its application to the analysis of upper boundary of cold-wave front in China. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 29(1): 44-56

- Luo N, Wen J F, Zhao C, et al. 2008. Observation study on properties of cloud and fog in ice accretion areas. *J Appl Meteor(in Chinese)*, 19(1): 91-95
- Makkonen L. 1981. Estimating intensity of atmospheric ice accretion on stationary structures. *J Appl Meteor*, 20: 595-600
- Makkonen L. 1984. Modeling of ice accretion on wires. *J Climate Appl Meteor*, 23: 929-939
- Mohri K. 1953. On the fields of wind and temperature over Japan and adjacent waters during winter of 1950-1951. *Tellus*, 5(3): 340-358
- Patrick S, Christo G G, Fang Xiang (translate), et al. 2005. The application of the water vapor satellite images and potential vorticity in the synoptic analysis and forecasting (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 3-12
- Person P, Gaget J F. 1988. Ice accretion on wires and anti-icing induced by joule effect. *J Appl Meteor*, 27: 101-114
- Prudi F, Levi L, Levizzani V. 1986. Ice accretion on fixed cylinders. *Quart J Roy Meteor Soc*, 112: 1091-1109
- Shou S W, Li S S, Yao X P. 2003. Mesoscale meteorology. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese), 276-285
- Tan G R. 1982. On the microclimatological characteristics of icing on wires. *Acta meteor Sinica(in Chinese)*, 40(1): 15-22
- Wang J Z, Ma S F, Ding Y H. 1996. Application of potential vorticity theory to analysis of formative mechanism of torrential rain. *Quart J Appl Meteor (in Chinese)*, 7(1): 19-27
- Wang L, Gao G, Zhang Q, et al. 2008. Analysis of the severe cold surge, ice-snow and frozen disasters in South China during January 2008; I. Climatic Features and its impact. *Meteor Mon(in Chinese)*, 34(4): 95-100
- Wu G X, Cai Y P, Tang X J. 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 53(4): 387-405
- Wu Y X, Chen J W, Yang B G. 2000. Type of the winter air temperature in Huangshan Mountain and its climatic analysis of snow glaze and rime. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 58(3): 376-384
- Zhang T. 1958. A case analysis of cold wave structure in east Asia. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 29(4): 274-286
- Zhao Y H, Li Z C, Xiao Z N, et al. 2007. A PV inversion diagnostic study on a quasi-stationary Meiyu Front with successive rainstorms. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 65(3): 353-371
- Zhu G Y, Wu B J, Hu S C. 1993. The analyses on formational mechanism of double-level frontal zones in spring over South of China. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 51(1): 87-94

## 附中文参考文献

- 仇永炎. 1957. 在一种寒潮情况下的水平温度场及冷锋构造. *气象学报*, 28(1): 13-26
- 丁一汇, 马晓青. 2007. 2004/2005年冬季强寒潮事件的等熵位涡分析. *气象学报*, 65(5): 695-707
- 高守亭. 2007. 大气中尺度运动的动力学基础及预报方法. 北京: 气象出版社, 44-66
- 谢义炳等. 1956. 中国夏半年几种降水天气系统的分析研究. *气象学报*, 27(1): 1-23
- 顾震潮, 陈雄山, 许有丰. 1958. 锋面假相当位温图和它对中国寒潮冷锋上界变化分析的应用. *气象学报*, 29(1): 44-56
- 罗宁, 文继芬, 赵彩等. 2008. 导线积冰的云雾特征观测研究. *应用气象学报*, 19(1): 91-95
- Patrick S, Christo G G, 方翔等译. 2005. 卫星水汽图像和位势涡度场在天气分析和预报中的应用. 北京: 气象出版社, 3-12
- 寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 2003. 中尺度气象学. 北京: 气象出版社, 276-285
- 谭冠日. 1982. 电线积冰若干气候特征的探讨. *气象学报*, 40(1): 15-22
- 王建中, 马淑芬, 丁一汇. 1996. 位涡在暴雨成因分析中的应用. *应用气象学报*, 7(1): 19-27
- 王凌, 高歌, 张强等. 2008. 2008年1月我国大范围低温雨雪冰冻灾害分析. I. 气候特征与影响评价. *气象*, 34(4): 95-100
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展. *气象学报*, 53(4): 387-405
- 吴有训, 陈健武, 杨保桂. 2000. 黄山冬季气温分类及雪、雨淞和雾淞的气候分析. *气象学报*, 58(3): 376-384
- 张谭. 1958. 东亚寒潮结构的个例分析. *气象学报*, 29(4): 274-286
- 赵玉春, 李泽椿, 肖子牛等. 2007. 淮静止梅雨锋连续暴雨个例的位涡反演诊断. *气象学报*, 65(3): 353-371
- 朱光宇, 吴宝俊, 胡圣昌. 1993. 我国南方春季双层锋区锋生过程的分析. *气象学报*, 51(1): 87-94