

郭英莲,王继竹,李才媛,等.2008 年冬季准静止锋与 1998 年夏季梅雨锋的异同.暴雨灾害,2009,28(4):349-356.

2008 年冬季准静止锋与 1998 年夏季梅雨锋的异同

郭英莲,王继竹,李才媛,王海燕

(武汉中心气象台,武汉 430074)

摘要:通过对比 2008 年 1 月出现在华南的冬季准静止锋和 1998 年 6—7 月出现在江淮流域的夏季梅雨锋得出如下结论:(1)2008 年冬季静止锋和 1998 年夏季梅雨锋的阻塞形势和暖湿气流来源基本一致。(2)锋生作用均在低层较为明显,但锋生结构不同。2008 年冬季静止锋锋生较强,坡度较小,高度到达对流层中上层;1998 年夏季梅雨锋锋生较弱,锋区主要集中在 800 hPa 以下。2008 年降水主要发生在静止锋北侧,1998 年夏季降水则主要发生在锋区附近。(3)影响锋生的要素不同。2008 年静止锋锋生为温度、湿度、风场的共同作用;而 1998 年静止锋锋生主要为湿度和风场的影响,温度场几乎没有对其产生影响。(4)降水机制不同,2008 年 1 月的冰雪天气为静止锋锋面抬升和高低空急流的耦合抬升共同作用所致,而 1998 年夏季的梅雨是由低层不稳定的触发、高低空急流的耦合抬升共同作用造成的。

关键词:准静止锋;梅雨锋;锋生;2008 年;1998 年

中图分类号:P441 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2009)04-0349-08

1 引言

2008 年 1 月中下旬我国南方地区出现大范围持续低温雨雪冰冻灾害。1 月 10 日至 2 月 2 日江淮、华南大部以及云南西部出现 50~100 mm 降水量,华南中部、苏皖南部等地超过 100 mm,较常年同期偏多 2 倍多。受持续低温雨雪天气影响,江淮流域出现 30~50 mm 积雪,安徽和江苏的部分地区积雪深度创近 50 年极值。陶诗言等^[1]指出,此次冰雪过程降水频繁、基本无间歇非常类似于夏季梅雨期的静止锋降水。1998 年夏季,我国长江流域出现了继 1954 年之后又一次全流域性特大洪涝灾害,其汛期降水比常年增多 1~1.5 倍^[2-3]。1998 年梅雨与 2008 年冰雪造成的经济损失及对民生的影响均非常严重,且降水/降雪强度也为同类天气中 50 年一遇的特殊过程。同时,从降水范围看,2008 年冬季和 1998 年夏季的影响地区均位于长江及以南的中国南方地区。另外,王建捷等^[5]指出 1998 年 6 月 16—17 日的第一段梅雨期间的梅雨锋结构具有梅雨锋结构的普遍特征。因此,本文选择 1998 年 6—8 月的梅雨锋降水(以下简称“98 梅雨”)作为夏季梅雨锋的代表个例与 2008 年 1 月的冰雪过程静止锋(以下简称“08 冰雪”)进行对比分析。试图探讨 2008 年冬季准静止锋^[4]与夏季梅雨期间静止锋结构的异同点。

2 资料来源

本文所应用的资料包括:1998 年 6—8 月和 2008

年 1 月 6 h 一次的 $1^\circ \times 1^\circ$ NCEP 再分析资料;降水资料使用中国气象科学数据共享服务网提供的 1998 年 6—8 月和 2008 年 1 月中国地面国际交换站气候资料日值数据集。

3 “08 冰雪”与“98 梅雨”形势场及降水特征

3.1 “08 冰雪”与“98 梅雨”形势场特征对比

2008 年 1 月影响我国的主要环流系统是贝加尔湖西北侧上空的阻塞高压和里海以东到中国西部上空的低压槽(图 1a),属于北脊南槽型。这两个系统在一月上旬末建立,一直持续到 2 月初,其距平中心的稳定性达到 90%以上^[1]。稳定的阻塞形势造成了持续的冷空气南下,配合青藏高原上空频繁的低压槽活动为持续雨雪天气提供了有力的背景条件。

1998 年汛期影响我国的主要环流系统是乌拉尔山和东亚中高纬地区强而稳定的阻塞高压(图 1b),同时东亚西风带上短波槽活动频繁出现^[6],属于典型的梅雨期两脊一槽型。6 月上旬,副高东退,季风涌北进,带来大量的暖湿气流,与北面来的干冷气流在华南地区交汇,导致 6 月 1—10 日梅雨锋一直维持在我国华南沿海。6 月中下旬,副高北跳到 25°N 以北,季风涌再度北进,梅雨锋也相应北移到长江以南地区,主要影响湖北南部、湖南、江西、浙江以及福建北部的降水^[7]。

由此可见,虽然“08 冰雪”与“98 梅雨”的槽脊分布不是非常一致,但是均受稳定的大陆阻塞高压和西

收稿日期:2009-10-05;定稿日期:2009-11-27

基金项目:国家科技支撑项目“南方冰雪灾害天气预测预警评估技术研究”资助

作者简介:郭英莲,女,1983 年生,硕士,助工,主要从事短期天气预报技术和方法研究。E-mail: zhuxiayao@gmail.com

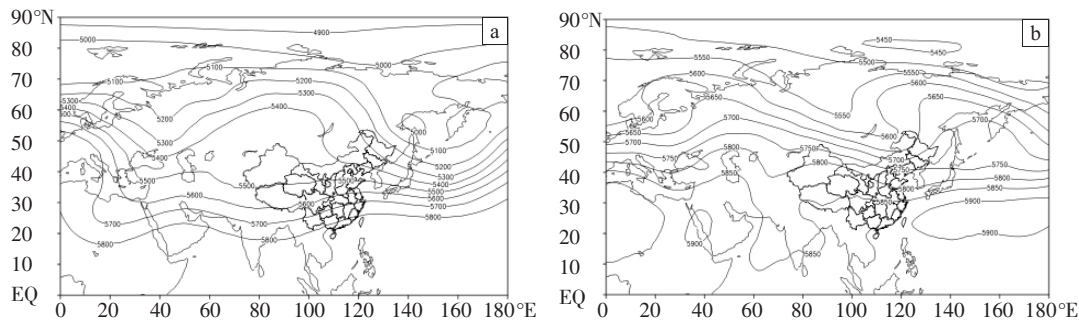


图 1 2008 年 1 月 25—29 日(a)和 1998 年 6 月 12 日至 7 月 3 日(b)08 时 500 hPa 平均高度场(单位:gpm)

风带短波槽影响。

3.2 “08 冰雪”和“98 梅雨”降水特征

有文献分析表明^[4],2008 年 1 月我国南方持续冰雪天气由 4 次过程组成(图 2)。1 月 10—14 日第一次冷锋过程,降水主要集中在河南省、江淮流域以及湖南和贵州,个别地区开始出现冻雨。1 月 18—23 日南方出现第二次降水过程。这次过程与 1 月 25—29 日的

第三次过程类似,但不如第三次过程强烈。1 月 25—29 日的第三次降水过程,南方降水量明显增加,出现了大范围的雨雪、冰冻、冻雨天气。1 月 30 日至 2 月 2 日是第 4 场降水过程,这次过程与第三次过程很类似,但强度明显减弱。下文中主要使用降水强度较大的 1 月 25—29 日第三次降水过程作为“08 冰雪”过程进行对比分析。

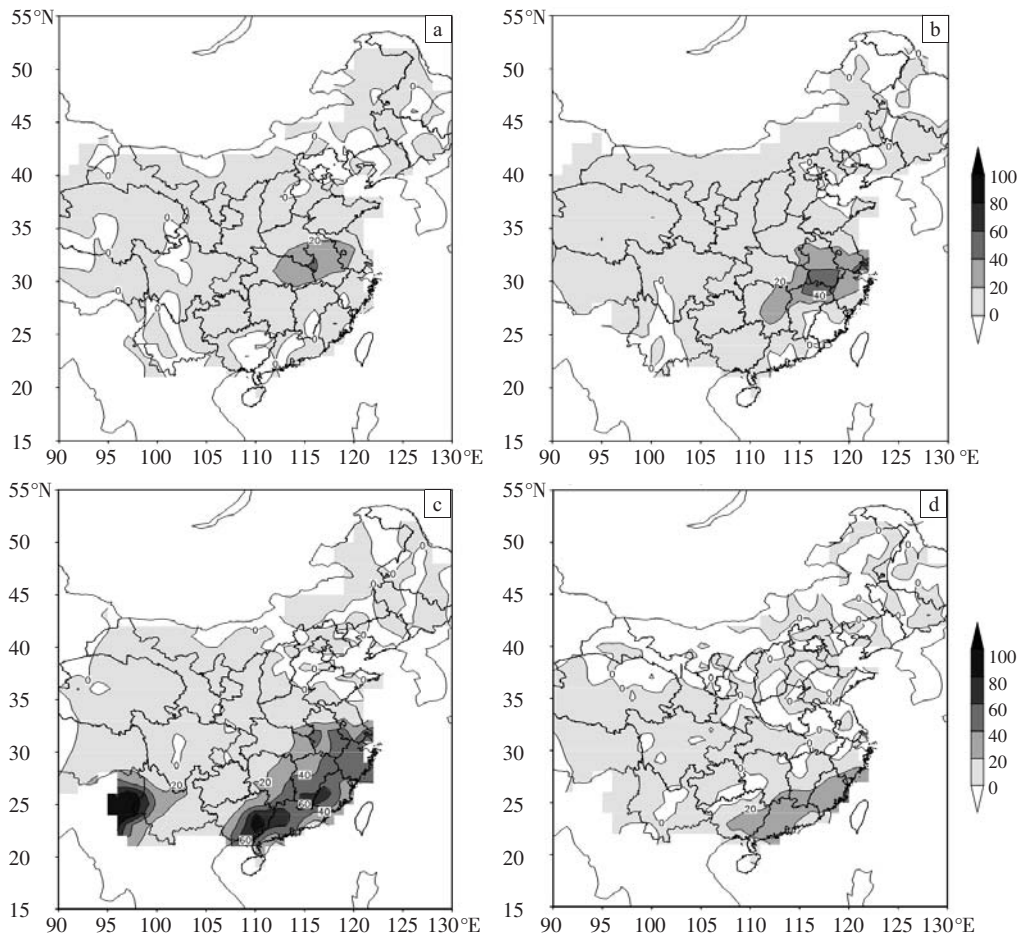


图 2 2008 年 1 月 10—14 日(a)、18—23 日(b)、25—29 日(c)、30—31 日(d)4 个阶段累积降水量(单位:mm)

1998 年夏季(6—7 月)的雨带演变主要分为 4 个阶段(图 3):第一阶段(6 月 1—11 日)雨带位于华南,只在沿海地区有 200 mm 以上降水区。第二阶段(6 月 12 日至 7 月 3 日)为第一段梅雨,主要降水中心位于长江中下游及长江以南,并有大规模的 400 mm 以

上的降水中心,而在江西、福建和浙江数省交界处有 600 mm 以上降水中心,该阶段广西局部地区也有 400 mm 以上的强降水中心。第三阶段(7 月 4—19 日)为梅雨间歇期,长江中下游地区基本没有降水,出现了最高气温大于或等于 35 °C 的盛夏高温天气^[4],在长江上

游和华南地区有较强的降水,黄河流域也出现较弱的降水;第四阶段(7月20—30日)为第二段梅雨。与第一段梅雨相比,降水范围要小得多,主要的雨带位于长江中下游地区的 28°—31°N 范围内,但强度较强,其中以湖北的降水最强,超过 600 mm。首先,有文献^[5]指出

第一段梅雨具有梅雨锋的普遍特征,其次从图 2c 和图 3b 可以看出“98 梅雨”的第一段梅雨与“08 冰雪”第三次过程强降水中心位置及范围有很好的相似性。因此,下文中选取 6 月 12 日至 7 月 3 日的第一段梅雨期作为“98 梅雨”过程用于静止锋的对比分析。

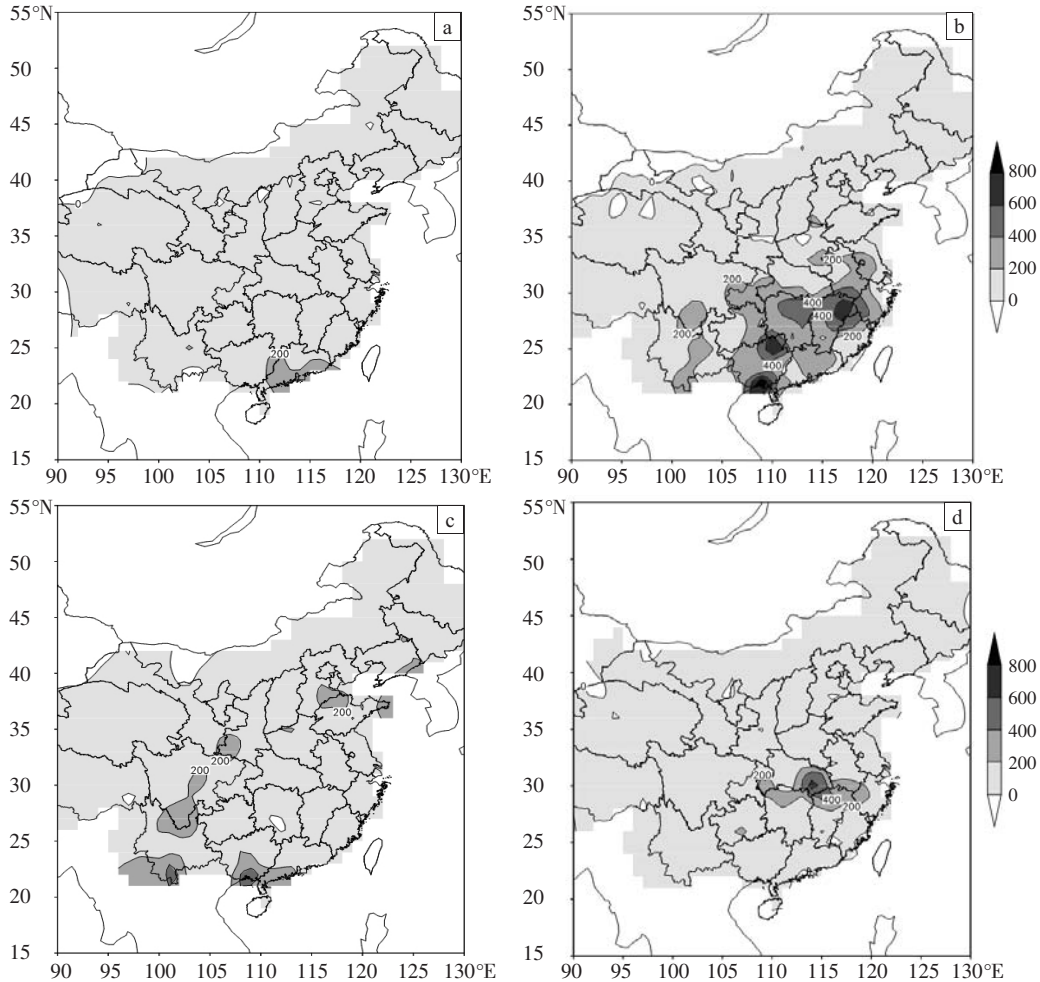


图 3 1998 年 6 月 1—11 日(a)、6 月 12 日至 7 月 3 日(b)、7 月 4—19 日(c)、7 月 20—30 日(d)4 个阶段的累积降水量(单位:mm)

对比“08 冰雪”和“98 梅雨”两次过程形势场和降水分布可以发现,“08 冰雪”亚洲地区为北脊南槽型,而“98 梅雨”为两脊一槽型。但是均受稳定的大陆阻塞高压和西风带短波槽影响。两者降水区域均集中在长江中下游和江南、华南一带,分别选取的两个降水时段 2008 年 1 月 25—29 日和 1998 年 6 月 12 日至 7 月 3 日的雨带基本一致。

4 “08 冰雪”和“98 梅雨”静止锋结构

在大尺度天气形势与降水分布基本相似的情况下,本文侧重分析不同季节下两种静止锋结构的异同。

4.1 静止锋锋生

锋生可以从两方面来理解^[8],一是从锋面的基本定义出发,锋生是指密度不连续性形成的一种过程,

或是指已有的一条锋面,其温度(或位温)水平梯度加大的过程。实际工作中更多分析锋在地面图上表现清楚的程度和锋附近天气现象、要素场(低槽、气旋性切变、变压差、露点差、气温差、云和降水)特征的变化,当这些特征表现得比前时刻更明显,锋面附近天气也加强时,就称为锋生。本文考虑到夏季梅雨锋的温度水平梯度变化不大^[8],选用与温度和湿度均有关系的假相当位温(θ_{se})^[9]来分析锋生作用。锋生函数的公式为:

$$F_1 = \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} \left[\left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] \quad (1)$$

$$F_2 = \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} \left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right) \frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} \quad (2)$$

其中, F_1 为水平锋生函数, $F_1 > 0$ 表示水平锋生, $F_1 < 0$ 表示水平锋消; F_2 为垂直锋生, $F_2 > 0$ 表示垂直锋生, $F_2 < 0$ 表示垂直锋消。上述公式中未考虑非绝热加

热对锋生的作用。

图 4 给出两次不同过程沿 115°E 的水平锋生和垂直锋生的高度剖面图。

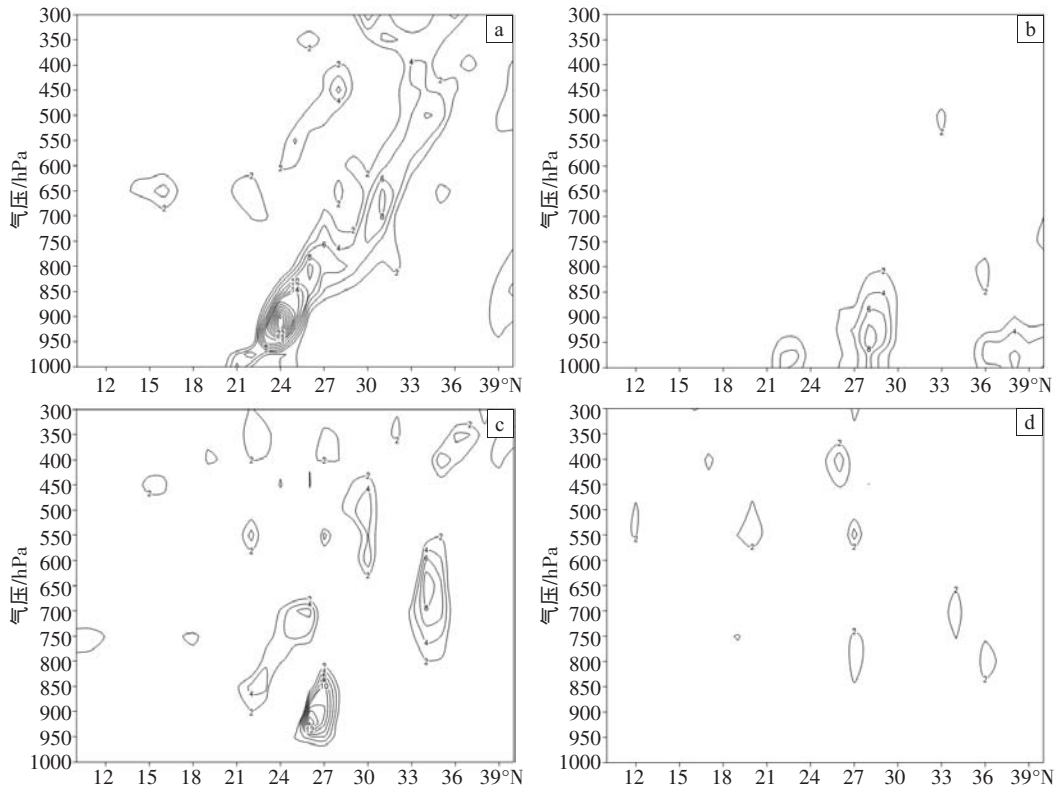


图 4 沿 115°E 的水平锋生(a,b)和垂直锋生(c,d)高度剖面图(单位: $10^{-10}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$)

(a,c 为 2008 年 1 月 25—29 日 08 时平均值; b,d 为 1998 年 6 月 12 日至 7 月 3 日平均值)

由图 4 可见,“08 冰雪”水平锋生高值带从地面一直延伸到 300 hPa, 中心强度大于 $20 \times 10^{-10} \text{K}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$, 锋生最强区域位于对流层低层 900 hPa 附近, 锋面位于 $21^\circ\text{—}25^\circ\text{N}$ 之间, 且锋面随高度向北倾斜。而“98 梅雨”的水平锋生函数高值区集中在 800 hPa 以下区域, 中心强度为 $8 \times 10^{-10} \text{K}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$, 远小于“08 冰雪”锋生强度, 锋面位于 $26^\circ\text{—}29^\circ\text{N}$ 之间, 且锋面几乎垂直于地面, 这与文献[2]中指出的华南准静止锋坡度较小一致。

同时, 图 4 还表明,“08 冰雪”比“98 梅雨”垂直锋生要明显得多, 且 2008 年垂直锋生函数与水平锋生函数量级相当。因此, 2008 年的垂直运动或假相当位温的垂直分布对静止锋锋生也有着重要的作用。

对比锋区与降水位置还可得出, 在降水位置基本相同的情况, 受锋面坡度影响, 2008 静止锋比 1998 梅雨锋位置略偏南, “08 冰雪”降水发生在地面静止锋北侧, 而“98 梅雨”降水与梅雨锋位置基本相同。

由于锋生函数中涉及风场和假相当位温, 而 θ_{se} 与温度和湿度均有关系, 下面分别讨论温度、湿度和风场对“08 冰雪”和“98 梅雨”静止锋锋生的影响。

4.2 静止锋与温度、湿度的关系

“08 冰雪”的静止锋在 $20^\circ\text{—}26^\circ\text{N}$ 之间存在明显

的假相当位温和温度的密集带; 锋面向北倾斜, 坡度较小(图 5a), 与锋生函数一致。而“98 梅雨”的梅雨锋在水平分布图(图略)上并不明显, 即不存在明显的 θ_{se} 和温度密集带; 但在垂直分布图上(图 5b) $26^\circ\text{—}30^\circ\text{N}$ 之间存在较弱的 θ_{se} 密集带或过渡带。

从温度场分布可看出, “08 冰雪”锋面南北温差较大, 900 hPa 以下锋区偏北侧出现 0°C 以下等温线, 700 hPa 以下锋区内均出现了逆温(图 5a), “08 冰雪”同时在锋面西段出现冻雨, 东段出现降雪两种不同天气现象则可能与锋面西段地面温度偏低有关^[10-12]。而“98 梅雨”的南北温差较小, 与文献[3]中所述一致。因此, 温度场分布对 2008 年静止锋锋生起重要作用, 对 1998 年的锋生则几乎没有影响。

从相对湿度分布看, “08 冰雪”与“98 梅雨”期间均为北干南湿, 与静止锋走向吻合较好。长江流域以南相对湿度较大, 与西南暖湿气流输送密切相关, 也与降水造成低层水汽增大有一定关系。同时“08 冰雪”的湿度场明显大于“98 梅雨”的湿度场, 有利于强度较大的降雪天气发生。因此, 湿度场分布对“08 冰雪”和“98 梅雨”锋生的作用基本相当, 但“08 冰雪”发生时需要的相对湿度较高。

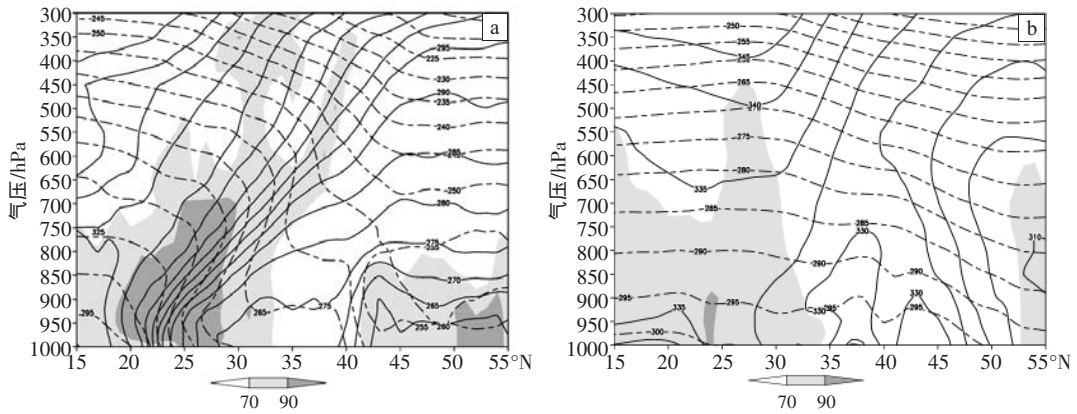


图 5 2008 年 1 月 25—29 日(a)及 1998 年 6 月 12 日至 7 月 3 日(b)沿 116°E 的 08 时平假相当位温(实线,单位:K)、温度(虚线,单位:K)和相对湿度(阴影,单位:%)分布图

4.3 静止锋与风场的关系

分析对流层低层 850 hPa 的水平风场(图 6)可以看出“08 冰雪”和“98 梅雨”的静止锋附近均存在风场的辐合,且静止锋南侧均存在大于 10 m/s 的低空急流。从风场的水平分布还可以看出,“08 冰雪”和“98 梅雨”均存在两支气流对水汽的输送,一支为来自孟家拉湾的西南风,另一支为来自副高西侧的偏南风。“08 冰雪”来自孟湾的西南风主要是前文所述的高原上空持续短波槽造成,而“98 梅雨”的西南风则是由于季风涌爆发造成。

2008 年低空急流虽然比 1998 年弱(图 6a,b),但高空急流却强得多(图 6c,d)。从 200 hPa 逐日的水平风场^[13]也可以看出(图略),2008 年 1 月 26—29 日的过程中在 30°N 附近始终存在大于 70 m/s 的高空急流轴;而在 1998 年 6 月 12 日至 7 月 3 日的过程中仅在 33°N 以北存在大于 40 m/s 的高空急流轴,且逐渐减弱。由图 6 还可以看出 2008 年和 1998 年高空急流均比低空急流偏北。一般在高空急流的南侧和低空急流的北侧有利于暴雨的发生。“98 梅雨”期间在低空急流轴(25°N)以北,高空急流轴(33°N)以南的(28°N,115°E)

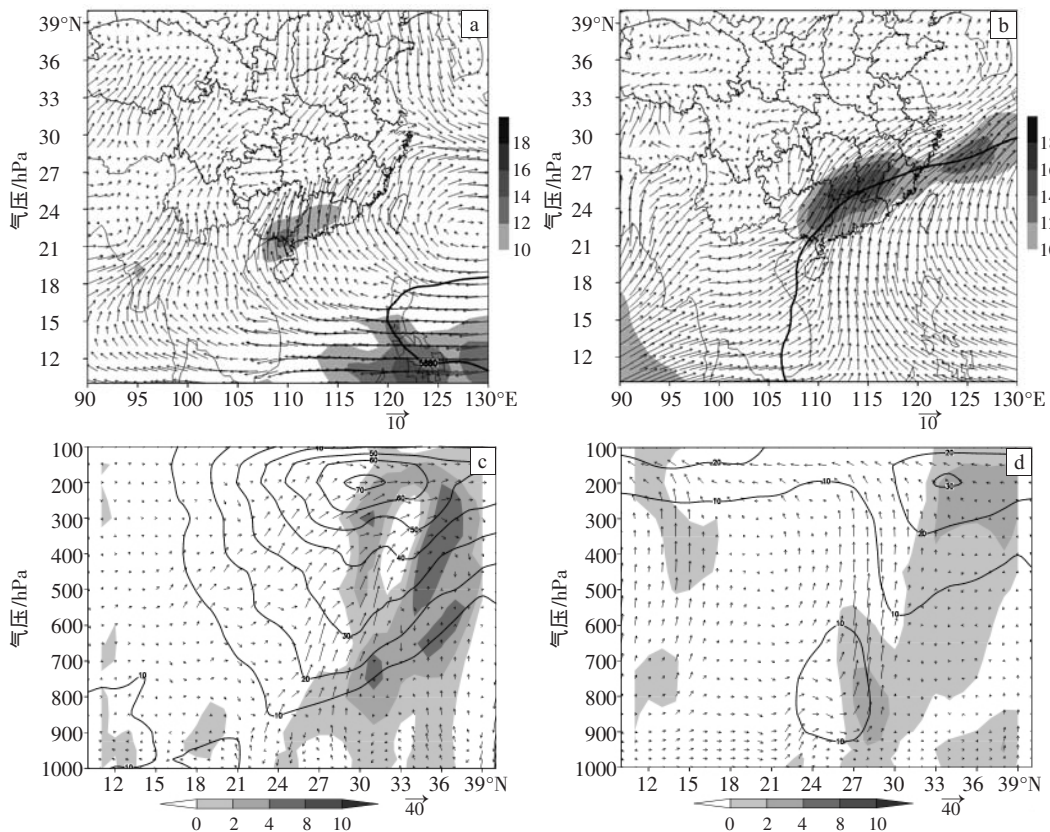


图 6 时间平均的 850 hPa 水平风场(a,b)(矢量,单位:m/s;阴影区为风速大于 10 m/s 的急流区;粗实线为 588 线)及沿 115°E 的风场(v和 $\omega \times 100$)合成矢量风、水平涡度(阴影,单位: $10^{-5} s^{-1}$)和水平风速(实线,单位:m/s)分布(c,d)(a,c 为 2008 年 1 月 25—29 日 08 时平均值; b,d 为 1998 年 6 月 12 日至 7 月 3 日平均值)

附近出现了累积大于 400 mm 的降水,而“08 冰雪”期间在低空急流轴(24°N)以北,高空急流轴(30°N)以南的(30°N,115°E)附近也出现了累积大于 40 mm 的雨雪(达到暴雪强度),高低空急流的耦合作用可能也有利于暴雪的发生。水平风速的垂直分布也表明“08 冰雪”与“98 梅雨”可能均与水平风的垂直风切变有一定关系^[6],且“08 冰雪”产生需要的垂直风切变可能更强。

涡度的垂直分布除了说明高低空急流配合对辐合上升的促进和加强作用,也说明了锋区附近有较弱的垂直上升运动。“08 冰雪”的辐合上升区主要位于 700 hPa 以上的对流层中上层;而“98 梅雨”的辐合上升区则整层均存在。2008 年与 1998 年垂直上升运动的量级相当,说明前文中 2008 年垂直锋生函数较强应该主要与假相当位温的垂直分布有关。

综上所述得出,“08 冰雪”静止锋与“98 梅雨”静止锋锋生作用均在在对流层低层较为明显。温度场分布对 2008 年锋生的作用较大,对 1998 年锋生影响较小。湿度场分布对 2008 和 1998 年锋生的作用基本相当,但“08 冰雪”发生时需要的相对湿度较高。垂直上升运动对 2008 年和 1998 年锋生的作用相当。强上升

运动区均位于低空急流北侧和高空急流的南侧。

5 “08 冰雪”静止锋与“98 梅雨”静止锋降水机制

前文分析了两种静止锋的温、湿、风结构特征,描述了两种灾害天气出现的大气结构,但持续性降水的发生还需要有充足的水汽供应,下面就水汽输送特征进行分析对比,同时简单分析两种不同天气的降水触发条件。

5.1 水汽输送特征

从图 7 可见,“08 冰雪”锋面附近水汽通量较弱,明显没有 1998 年梅雨期间强;同时水汽辐合也比 1998 年弱的多,这与 2008 年相对湿度和水平风场的配置不好有一定关系,即 2008 年低层水平风速较小但相对湿度较大,高层反之;1998 年则低空急流轴与高湿区位置均位于低层(图略)。2008 年水汽辐合高值区主要集中在 750—650 hPa 的锋区附近,位于锋区北侧 26°N 的水汽辐合是影响江淮流域和华南的主要辐合区,该辐合区表现出水汽沿锋面由南向北、由低层向中层 700 hPa 输送。而 1998 年水汽辐合主要集中在 750 hPa 以下,且水汽辐合带基本呈垂直分布,水汽辐合强度较 2008 年强,范围比 2008 年大。

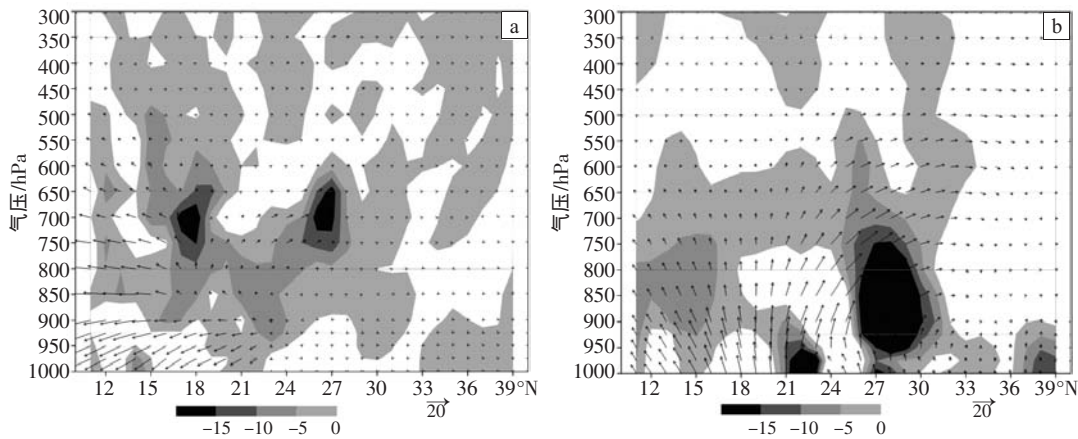


图 7 2008 年 1 月 25—29 日 08 时(a)及 1998 年 6 月 12 日至 7 月 3 日 08 时(b)沿 116°E 的平均水汽通量(矢量,单位: $g \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-1} \cdot s^{-1}$)和水汽通量散度(阴影,单位: $10^{-6} g \cdot hPa^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1}$)分布图

水汽通量和水汽通量散度的水平分布(图略)表明两者水汽来源均主要来自西南方的孟加拉湾和副高西侧的南海偏南气流。但“98 梅雨”的水汽输送明显强于“08 冰雪”,与前文风场分析一致。

5.2 层结特征

在水汽条件满足的条件下,引起降水发生的原因简单的可以分为:(1)不稳定大气层结被触发引起强烈的辐合上升运动,在上升中冷却凝结出现降水。(2)大气层结稳定,但其他条件(如高空急流轴右侧的抽吸作用、低空急流轴左侧的辐合抬升作用、锋面抬升作用、地形抬升作用、背风波、东风波等大气波动作用、

城市效应等等)引起的辐合上升运动。

从“08 冰雪”和“98 梅雨”的整层对流有效位能(CAPE)(图略)可以看出,“08 冰雪”期间华南地区 CAPE 趋于 0 J/kg,即大气层结基本稳定,结合前文分析高空急流南侧抽吸作用对垂直上升运动的加强作用,可以得出引起 2008 年持续雨雪天气的原因应该属于上述第二类。而 1998 年梅雨期间在长江流域存在 200 J/kg 以上 CAPE 值,但相对于华南沿海地区的 CAPE 仍然低的多。实际上,“98 梅雨”强降水主要出现在长江流域而不是华南沿海,与华南沿海为水汽通量辐散中心,有强烈的水汽输送到长江流域有关。因此,

在水汽条件满足的条件下,引起“98梅雨”降水的原因应该为上述两类的共同作用,即既有不稳定能量的释放又有前文分析得出的高低空急流相互作用引起的上升运动^[6]。

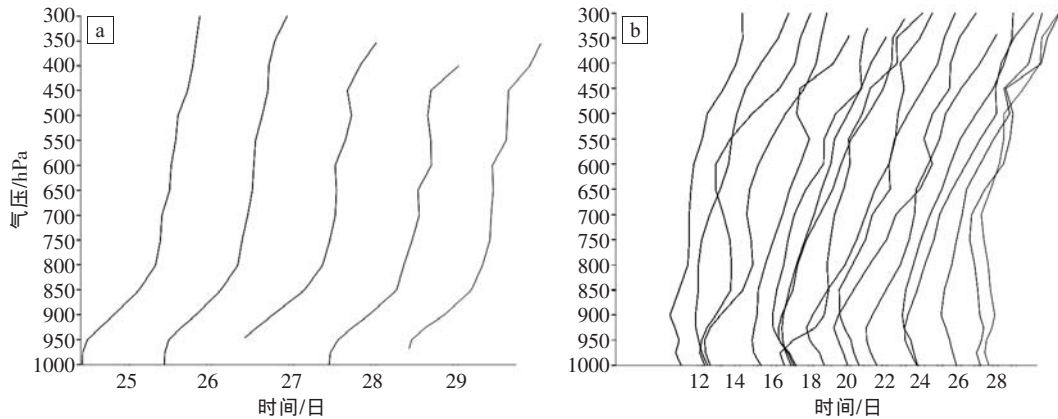


图8 2008年1月25—29日08时(24°N、115°E)处(a)及1998年6月12—29日(28°N、115°E)处(b)假相当位温垂直结构的时间序列图

综合分析,2008年降水的可能原因是在充足的水汽输送条件下,静止锋锋面抬升作用和高低空急流的耦合抬升作用引发了降水。1998年降水的可能原因因为在充足的水汽输送条件下,低层不稳定的触发、高低空急流的耦合抬升共同作用。

6 结论

本文通过对形势场分布、锋生函数、物理量场结构特征和降水机制的分析得出“08冰雪”静止锋与“98梅雨”静止锋的异同点。相同点有:(1)均在我国北部或西北部有阻塞高压稳定维持;(2)孟加拉湾和副高西侧有稳定持续的西南暖湿气流向北输送;(3)锋生作用均在低层较为明显;(4)强上升运动区均位于低空急流北侧和高空急流的南侧。

不同点如下:(1)“08冰雪”为北脊南槽型,而“98梅雨”为两脊一槽型;(2)“08冰雪”静止锋坡度较小,垂直方向一直延伸到300 hPa附近;而“98梅雨”锋锋面坡度几乎为90度,锋区主要集中在800 hPa以下;(3)在降水位置基本相同的情况,受锋面坡度影响,“08冰雪”静止锋比“98梅雨”锋位置略偏南;(4)“08冰雪”静止锋存在明显的假相当位温和温度的密集带,而“98梅雨”锋则没有;(5)“08冰雪”的暖湿气流主要为青藏高原上空短波槽对孟湾水汽的输送和副高偏南气流对南海水汽的输送,而“98梅雨”的暖湿气流主要为季风涌和副高偏南气流对水汽输送的作用;(6)

用假相当位温随高度变化表示对流稳定性(图8),即 $\partial\theta_{se}/\partial p < 0$ 为对流稳定, $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ 为对流不稳定。同样可以得出,“08冰雪”期间为整层对流稳定。而“98梅雨”期间900 hPa以下存在较弱的对流不稳定。

“08冰雪”静止锋低层为稳定层结,而“98梅雨”锋低层存在弱的对流不稳定。

参考文献:

- [1] 陶诗言,卫捷.2008年1月我国南方严重冰雪灾害过程分析[J].气候与环境研究,2008,13(4):337-350.
- [2] 孙建华,赵思雄.1998年夏季长江流域梅雨期环流演变的特殊性探讨[J].气候与环境研究,2003,8(3):291-307.
- [3] 沈萍英,姜彤,吴宜进.1998年长江流域暴雨洪水环流背景分析[J].自然灾害学报,2000,9(1):7-12.
- [4] 陶祖钰,郑永光,张小玲.2008年初冰雪灾害和华南准静止锋[J].气象学报,2008,66(5):850-854.
- [5] 王建捷,陶诗言.1998年梅雨锋的结构特征及形成与维持[J].应用气象学报,2002,13(5):526-534.
- [6] 孙建华,赵思雄.1998年夏季长江流域梅雨期环流演变的特殊性探讨[J].气候与环境研究,2003,8(3):291-306.
- [7] 张小玲,陶诗言,张庆云.1998年梅雨锋的动力热力结构[J].应用气象学报,2002,13(3):257-268.
- [8] 朱乾根,林锦瑞等.天气学原理和方法[M].北京:气象出版社,2003.
- [9] 陶诗言,卫捷,张小玲.2007年梅雨锋降水的大尺度特征分析[J].2008,34(4):3-15.
- [10] 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[J].气候与环境研究,2008,13(4):351-367.
- [11] 董海萍,倪娜,洪凯,等.MM5模式对2008年1月25-30日我国南方强冰雪过程的数值模拟[J].暴雨灾害,2009,28(1):29-35.
- [12] 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.
- [13] 方晓洁,曾晓枚,陈雪芹.东亚夏季200 hPa西风急流时空分布特征与我国夏季降水关系的初步分析[J].气象与环境科学,2009,32(2):11-15.

The Similarities and Differences Between the Quasi-stationary Front in the Winter of 2008 and the Meiyu Front in the Summer of 1998

GUO Ying-lian, WANG Ji-zhu, LI Cai-yuan, WANG Hai-yan

(Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074)

Abstract: Comparing the quasi-stationary front in the winter of 2008 with the Meiyu front in the summer of 1998 the conclusion is that (1) The blocking situations and the sources of warm and wet flows of quasi-stationary front in the winter of 2008 and Meiyu front in the summer of 1998 were mainly consistent. (2) The frontogenetic actions were relatively obvious in the lower edge, but the frontolysis structures were different. The frontogenesis of quasi-stationary front in the winter of 2008 was stronger, the gradient was smaller, and it is reached to the mid-upper troposphere. The rainfall was in north of the front. The frontogenesis of Meiyu front in the summer of 1998 was weaker, the frontogenetical areas were mainly below 800 hPa, the rainfall was nearby the front. (3) The factors influenced the frontogenesis were different. The frontogenesis in 2008 was influenced by the combined action of temperature, humidity and wind, and the humidity and wind were the main factors in 1998. (4) The precipitation mechanism was different. There was the combined action of the frontal lifting and the coupled High/Low Level Jets in January 2008, and the Meiyu in 1998 were triggered by both of the low level instability and coupled High/Low Level Jets.

Key words: Quasi-stationary front; Meiyu front; Frontogenesis; 2008; 1998

(上接第 332 页)

The Analysis of Continuous Freezing-rain and Snow Weather in Hubei at Early 2009

LI Cai-yuan, WANG Hai-yan, GUO Ying-lian, WANG Ji-zhu, DENG Hong

(Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074)

Abstract: Based on the regular synoptic chart and numerical forecasting products, the circulation and energy spectrum characteristics of freezing-rain and snow weather in Hubei from February 13 to March 4, 2009 are studied by using the synoptic and spectral analysis methods comparing with those of the same weather from January 10 to February 1, 2008. It is found that both cases have the same system of long-wave background field and the impact of the same ground path of the cold air. There was obvious temperature inversion from 850 hPa to 700 hPa in both processes, and the latter one maintained longer, and had greater intensity without interruption. They had distinct differences at temperature distribution and intensity, the latter has exceptionally low temperatures and serious frozen. During the two courses, the energy spectral intensity, transmission and conversion changed between low and high latitudes were significant corresponding with the weather systems change.

Key words: Continuous freezing-rain and snow weather; Freezing temperature; Circulation; Temperature inversion; Kinetic energy spectra of disturbances; Angular momentum transfer spectrum