

# 2011 年 3 月川西高原一次区域暴雪过程分析<sup>①</sup>

邓国卫<sup>1,2</sup>, 孙俊<sup>1,3</sup>, 王敏<sup>1,4</sup>

1. 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 成都 610071; 2. 四川省气候中心, 成都 610071;  
3. 中国气象局气象干部培训学院四川分院, 成都 610071; 4. 四川省甘孜州气象局, 四川 康定 626000

**摘要:** 利用  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  的 ECWMF 再分析资料, 常规气象资料, 应用天气分析和诊断方法, 对 2011 年 3 月 20 日川西高原北部的暴雪天气过程进行系统分析。结果表明: 东路和西路冷空气合并使得暴雪区冷空气强度达到寒潮标准, 极锋急流偏强是造成此次暴雪重要原因之一; 青藏高原南侧局地水汽在偏西风的输送下到达川西高原, 成为此次暴雪的主要水汽来源。由于是非典型的水汽输送, 所以整个暴雪期间湿层都较薄。此次过程水平运动和垂直运动对锋生都起到了同等重要的作用。

**关键词:** 暴雪; 极锋急流; 局地水汽; 锋生

**中图分类号:** P458.1<sup>+</sup>21

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1000-5471(2018)09-0115-08

川西高原位于青藏高原东部, 地势由西北向东南倾斜, 平均海拔 3 500 m。由于特殊的地理位置和气候背景, 强降雪是冬季青藏高原降水预报的重点和难点<sup>[1-8]</sup>。过去多对典型形式下的青藏高原暴雪过程进行研究, 如柳龙生等<sup>[9]</sup>对孟加拉湾风暴费林引起的藏南暴雪过程进行分析, 发现孟湾风暴不仅通过偏南低空急流向藏南输送不稳定能量, 而且通过自身强烈的抬升运动, 为暴雪提供有利的动力和热力条件。王子谦等<sup>[10]</sup>从倾斜位涡理论出发对 2007 年 11 月孟湾风暴导致的高原暴雪进行研究, 发现热带风暴螺旋云系在高原陡峭地形的抬升下与高层冷空气的合并容易触发强降雪发生。索渺清等<sup>[11]</sup>还对一次南支槽和孟湾风暴结合产生的暴雪进行分析, 发现南支槽前偏南风高、低空急流输送导致的水汽通道不重合往往会影响高原及其下游强降水落区的预报。徐裕华等<sup>[12-15]</sup>对川西高原暴雪的灾害标准、环流背景以及天气形式等进行了研究, 指出川西高原的大到暴雪一般都伴随有南支槽和高空锋区。同时研究发现, 川西高原强降雪的水汽仍源于南海和孟湾, 其中一条是孟加拉湾水汽随中低空西南急流输送上高原; 另一条是南海水汽随偏南气流进入四川盆地, 然后从盆地输送上高原。水汽条件和冷空气条件都十分有利的情况下产生的暴雪过程较易判断, 而当水汽条件处于非典型形式时, 无疑加大了暴雪的预报难度<sup>[16-17]</sup>。

## 1 资料与方法

本文利用 ECWMF( $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ )6 h 一次的再分析资料及常规观测资料对 2011 年 3 月川西高原北部一次非典型水汽条件下产生的暴雪过程进行详细的诊断分析, 重点分析水汽通道不畅通时, 其余动力和热力条件对暴雪天气的作用, 以期对川西高原的暴雪预报提供更多的参考。对冷空气的分析中使用了锋生函数: 根据

<sup>①</sup> 收稿日期: 2018-02-09

基金项目: 四川省应用基础研究计划重点项目(2016JY0046); 国家自然科学基金重点项目(91337215); 中国气象局预报员专项(CMAY-BY2017-064); 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室科技发展基金项目(2018-重点-11)。

作者简介: 邓国卫(1986-), 男, 硕士, 工程师, 主要从事气候资源应用研究。

天气学原理中的锋生公式计算锋生函数  $F$ ，其中非绝热加热项  $\frac{1}{|\nabla\theta|}\left[\frac{\partial\theta}{\partial x}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{d\theta}{dt}\right)+\frac{\partial\theta}{\partial y}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{d\theta}{dt}\right)\right]$  为小项，这里仅水平运动项和垂直运动项之和进行分析。

$$F=-\frac{1}{|\nabla\theta|}\left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x}\right)^2\frac{\partial u}{\partial x}+\left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)^2\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial\theta}{\partial x}\frac{\partial\theta}{\partial y}\left(\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial x}\right)\right]-\frac{1}{|\nabla\theta|}\left(\frac{\partial\theta}{\partial x}\frac{\partial\omega}{\partial x}+\frac{\partial\theta}{\partial y}\frac{\partial\omega}{\partial y}\right)\frac{\partial\theta}{\partial p}+\frac{1}{|\nabla\theta|}\left[\frac{\partial\theta}{\partial x}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{d\theta}{dt}\right)+\frac{\partial\theta}{\partial y}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{d\theta}{dt}\right)\right]$$

1 降水特征

2011 年 3 月 20 日 20 时—21 日 20 时川西高原北部出现了一次明显的降水天气过程，其中甘孜县和阿坝州北部为暴雪。此次降雪的特点：一是暴雪落区相对集中，成纬向分布，主要集中在 31°N 附近(图 1a)；二是小时降雪量小，降雪持续时间长(图 1b)。

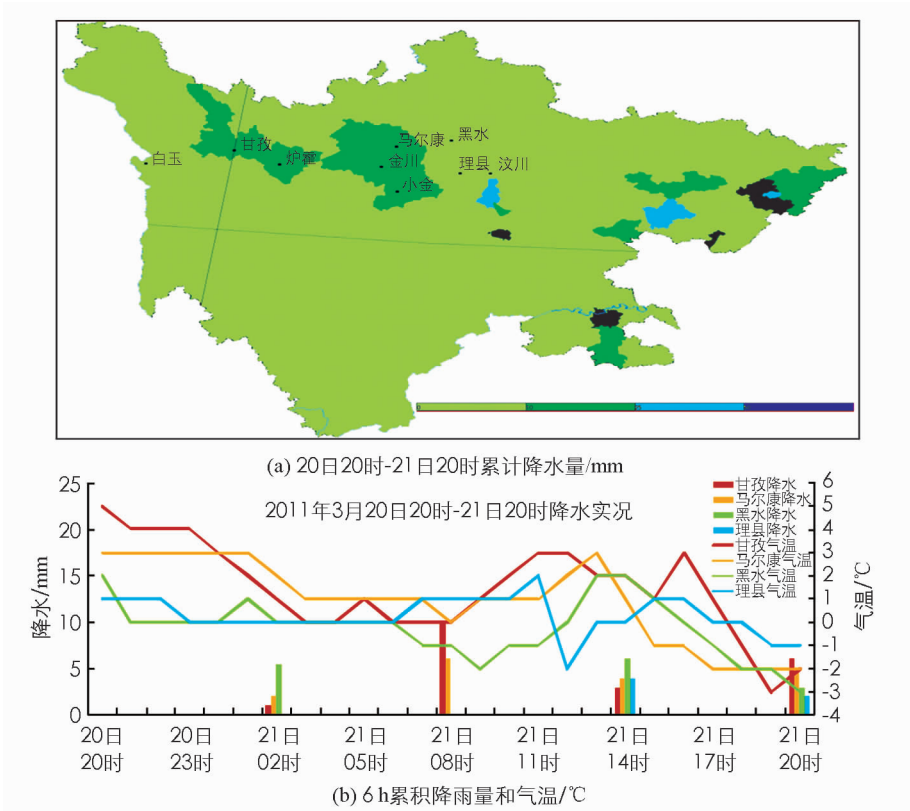


图 1 降水和温度实况

2 影响系统和冷空气特征分析

2.1 影响系统分析

2011 年 3 月极涡较常年偏强，东欧东部及西伯利亚地区维持较强的低槽使得冷空气更容易南下影响我国天气。3 月下旬，欧亚中高纬度环流经向度加大，南支槽偏弱。

200 hPa 影响系统：在青海南部—川西高原北侧为高空急流，暴雪区位于高空急流右侧。高空急流右侧的正涡度平流为暴雪提供了高层辐散场，利于上升运动的发展。

500 hPa 影响系统：20 日横槽南压至天山附近，引导冷空气南下至西藏北部地区，与南支锋区上的偏西风形成高原切变，高原东南侧 500 hPa 西风急流中心风速达到 30 m/s。与此同时，上述区域配合有大于 70% 的高湿区，西藏东部出现了大到暴雪。随着乌拉尔山阻高崩溃，横槽转竖(图 2a)，20 日 08 时到 20 时，

500 hPa 石渠附近有明显的高空低槽东移南压至红原—马尔康—炉霍一线; 由于此次过程 500 hPa 南风发展较强, 21 日 08 时红原由先前的北风转为南风, 红原—炉霍—巴塘以东形成西南风的阻塞使 500 hPa 新生高原槽在阿坝—色达—昌都一线停滞.

700 hPa 影响系统: 西南低空急流从 20 日 08 时到 21 日 08 时逐渐西伸, 始终维持在川西高原东南部; 20 日 20 时开始四川盆地北部有显著北风回流输送到川西高原东侧, 到 21 日 08 时, 700 hPa 回流北风进一步西伸到汶川—茂县一带.

地面影响系统: 地面 0 °C 线从川西高原西北部往东南方向缓慢南压, 到 21 日 20 时 0 °C 线南压到 31°N 附近, 20 时后地面开始回暖, 降水基本结束. 20 日 20 时, 地面冷锋位于川西高原北部, 强降雪区正好位于地面锋面前偏暖区一侧.

此次过程是由于冷空气南下、高空槽、高原槽共同影响造成, 在对流层低层有切变线、低空急流以及地面锋面的配合.

## 2.2 冷空气特征分析

### 2.2.1 冷空气路径和强度

冷空气强度和路径: 3 月 20 日暴雪过程的地面冷高压中心为 1 057.5 hPa, 500 hPa 冷中心强度为 -44 °C. 考虑地形对气温的影响, 用位温代替温度. 从图 2b 可以看到, 21 日 20 时整个川西高原都为 24 h 负变温, 强降雪区(100—103°E, 31°N)有 -12 °C 以上的强降温. 由于川西高原地形的平均海拔在 3 000 m, 500 hPa 上高层冷空气在没有地形阻挡的情况能够达到川西高原上空, 冷空气随转竖的横槽取西路自新疆—青海—川西高原西部南下. 600 hPa 及以下受高原地形阻挡, 20 日 20 时大部分冷空气经河套—陕西—川东形成东风回流(图 2a)到达川西高原上空, 32°N 附近冷暖平流交汇明显, 地面冷锋也非常明显. 最强降温区域正好位于西北风和东北风的交汇处, 表明冷空气取西路和东路回流方式共同影响川西高原.

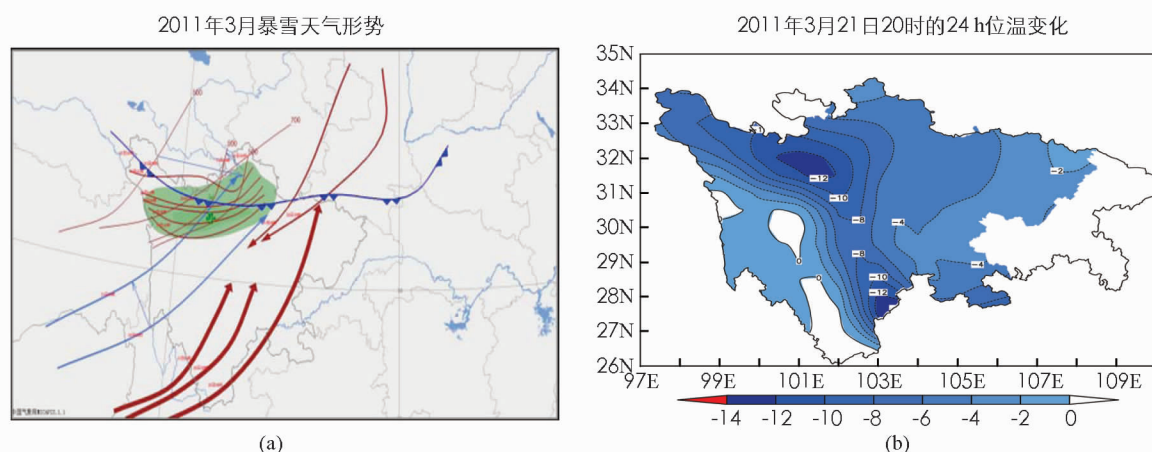


图 2 暴雪期间环流背景图(a)和最强 24 小时位温变化图(b)

### 2.2.2 暴雪过程冷锋特征

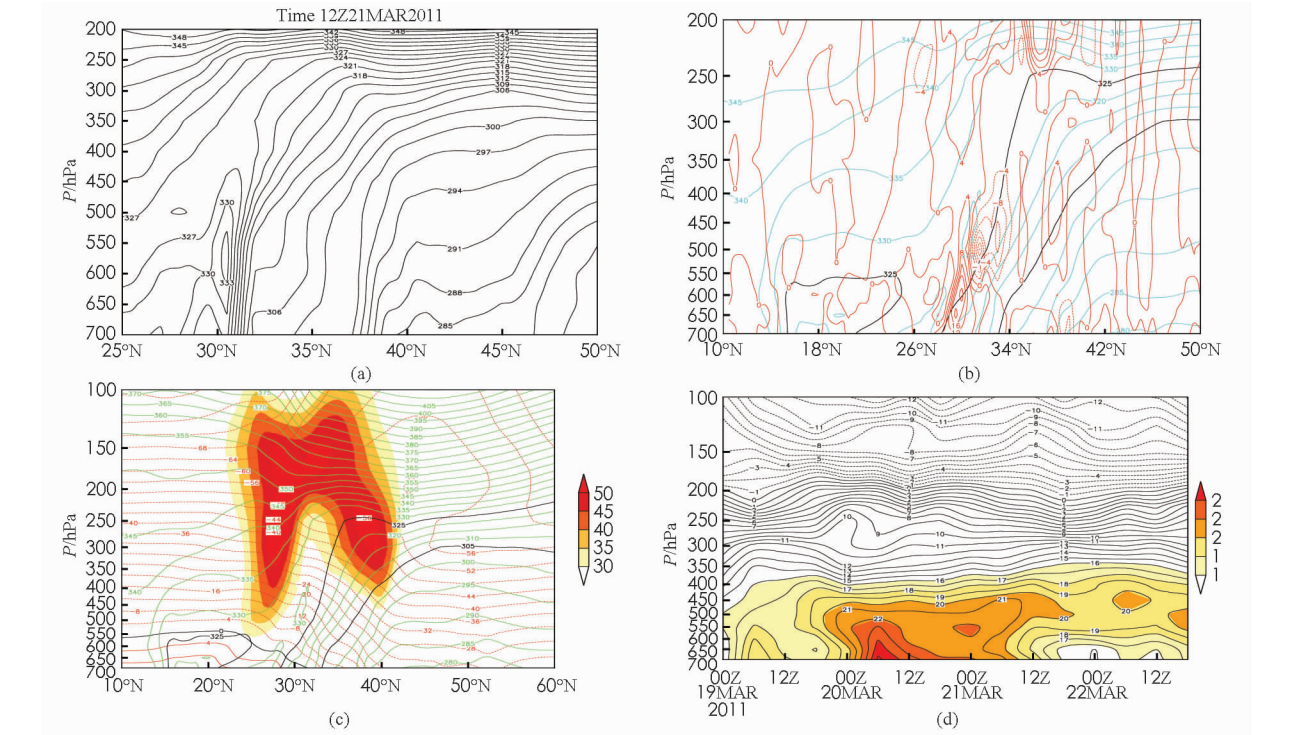
冷锋特征: 在绝热等压蒸发(等焓)过程中, 假相当位温( $\theta_w$ )具有保守性, 因此可以用  $\theta_w$  分析气团性质, 而廓线密集区(冷暖气团交汇区)代表锋区, 我们将川西高原暴雪过程的锋区下线定为 305 K, 上界定为 325 K.

$\theta_w$  垂直分布显示 20 日 20 时在(32°N—34°N)和 38°N 附近存在两支等  $\theta_w$  的密集带, 等  $\theta_w$  线从低层到高层向北倾斜, 表明有南北两支锋区存在. 29°N—30°N 附近 600 hPa 以上为对流不稳定区域, 说明高原南侧有西南暖湿气流向北输送, 促使冷空气抬升, 从而使得大气对流不稳定能量积累. 随着冷空气的堆积和南下, 21 日 14 时(图略), 等  $\theta_w$  线密集带南压到了 32°N 以南且越来越密集, 等  $\theta_w$  线倾角几乎达到 90°, 表明此时等  $\theta_w$  线水平梯度越来越大, 锋区发展加强. 21 日 20 时(图 3a)等  $\theta_w$  线密集带稳定少动, 此时锋区发展

到最强. 随着暴雪的发生, 不稳定能量得到释放, 等  $\theta_w$  南压的过程中慢慢变稀疏, 由于不稳定能量释放, 大气转为对流稳定层结.

从暴雪过程锋生函数和假相当位温的叠加图 3b 可以看出, 在  $30^{\circ}\text{N}$  附近的锋区内, 450 hPa 以下有明显的锋生, 最强锋生发生在 600 hPa 附近,  $F$  为  $16 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot (\text{m/s})$ , 其余地方没有明显的锋生. 锋生正好发生在暴雪产生的区域内, 说明锋生是产生此次暴雪过程的主要原因之一. 进一步分析锋生的平流项和垂直项, 发现锋生区内平流项和垂直项最大值均为  $12 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot (\text{m/s})$ , 表明此次过程水平运动和垂直运动对锋生都起到了同等重要的作用.

图 3c 为暴雪期间( $100^{\circ}\text{E}$ )过程平均  $\theta_w$ 、温度、高空急流(阴影)纬向垂直剖面图. 从中可以看出, 锋区下方是来自极地的冷气团, 上方是来自中低纬度的暖湿气流, 两特征线之间为锋区所在区域. 冷气团自高纬地区逐渐南推至  $33^{\circ}\text{N}$  附近, 暖气团沿着锋区上界上方向北伸展, 最北达到  $35^{\circ}\text{N}$  附近, 锋区上界近地面位于  $28^{\circ}\text{N}$  附近, 强降雪产生在  $31^{\circ}\text{N}$  的暖区一侧. 高空副热带急流和极锋急流都非常强盛, 急流中心在 50 m/s 以上. 假若以  $\overline{T}_{30^{\circ}\text{N}} - \overline{T}_{40^{\circ}\text{N}}$  表示锋区强度, 从  $100^{\circ}\text{E}$  平均锋区强度图(图 3d)可以看到, 从 20 日 08 时开始, 极锋锋区逐渐加强, 最强温差出现在 20 日 14 时左右, 在 10 个纬度内南北温差超过  $24^{\circ}\text{C}$ , 强锋区集中在 500 hPa 以下. 而强降雪从 20 日 20 时开始, 表明极锋锋区的增强超前于下游暴雪天气的发生约 6 h 左右. 截止 21 日 20 时强锋区温差都在  $20^{\circ}\text{C}$  以上, 随着锋区南压, 气团性质变得均一, 降水趋于结束.



(a)沿  $100^{\circ}\text{E}$  的  $\theta_w$  纬向垂直剖面(单位:K) 21 日 20:00; (b)过程平均锋生函数(红色线)和  $\theta_w$  (蓝色线)纬向剖面图; (c)暴雪区( $100^{\circ} - 103^{\circ}\text{E}$ )过程平均  $\theta_w$  (绿线, 单位:K)、温度(红线, 单位: $^{\circ}\text{C}$ )、高空急流(阴影, 单位:m/s)纬向剖面图; (d)锋区强度图(单位: $^{\circ}\text{C}$ )

图 3 沿  $100^{\circ}\text{E}$  的  $\theta_w$  纬向垂直剖面(单位: K)

### 3 水汽条件的对比分析

#### 3.1 中低层水汽条件分析

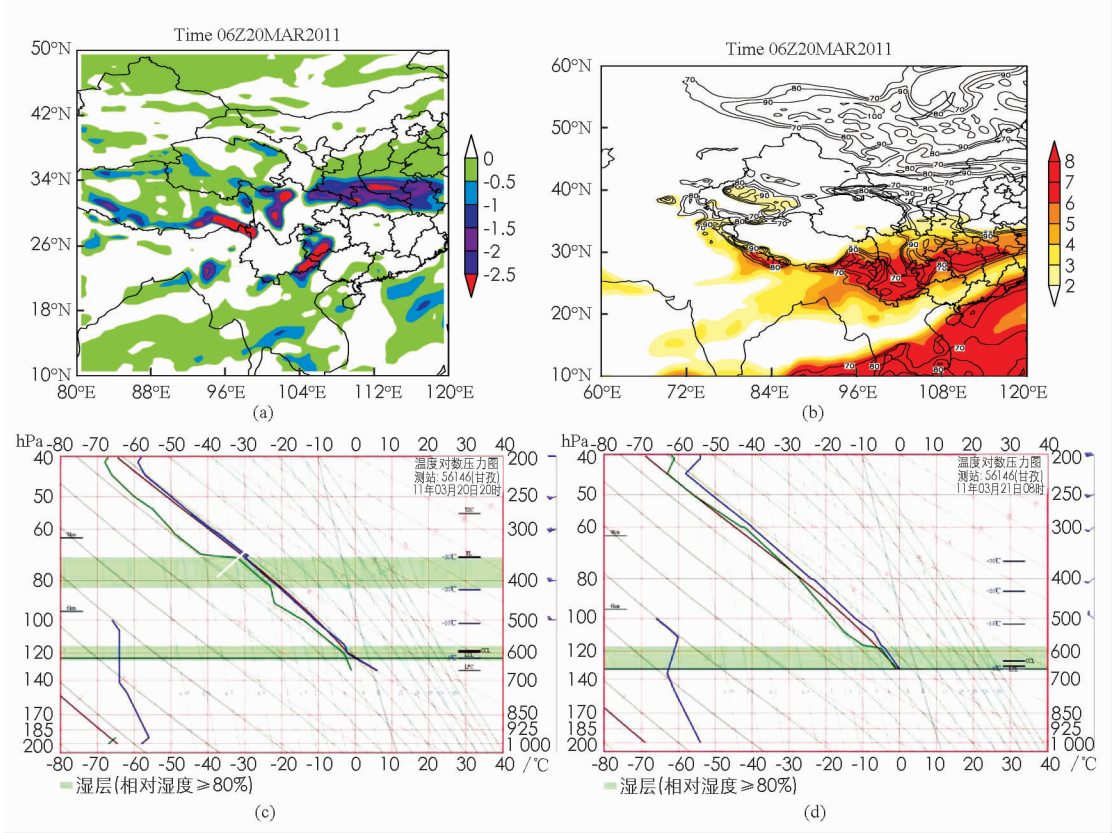
降雪开始以前水汽以平流为主, 降雪开始时以垂直运动为主, 所以分析降雪开始前 20 日 14 时的水汽条件. 暴雪开始前 700 hPa 有西南急流存在, 西南急流一直稳定维持在川西高原南侧; 从水汽通量散度图

4a 可以看出, 强降雪开始以前, 青藏高原南侧到川西高原为水汽通量散度的辐合区, 说明水汽在偏南风的作用下从青藏高原南侧输送到川西高原. 从 700 hPa 相对湿度和比湿的合成图(图 4b)可以看到, 西藏地区南侧—云南—川西高原南侧的相对湿度都高于 70%, 且川西高原大部比湿都在 4 g/kg 以上. 孟加拉湾及中南半岛一带均为水汽的干区, 没有水汽往云南地区输送. 从最强降水区甘孜县的水汽通量散度剖面图(图略)显示, 强降水开始之前 20 日 14 时, 甘孜县仅有弱的水汽通量散度的辐合, 并且从低纬度看不到水汽输送的来源. 由于孟加拉湾受高压环流控制, 导致热带洋面的水汽未能输送到高原地区, 进一步分析 650 hPa 比湿可以知道, 高湿度中心位于高原北部及东南侧, 19—20 日云南最北部贡山地区和西藏东南侧的察隅地区 24 h 降雨量达到了大到暴雨, 高原局地的高湿区在中纬度偏西风的输送下带来了川西高原水汽. 因此此次降水过程的主要水汽来源是高原局地的高湿区及中纬度偏西风水汽输送. 造成此次降水的南支系统相对平直, 降水过程的主要水汽不是来自于孟湾和南海, 是一次非典型的高原强降水环流形势.

3.2 水汽的垂直分布特征

分析甘孜的探空资料, 从图 4c 可以看到, 20 日 20 时近地层和 400~350 hPa 之间为湿层, 600~400 hPa 为对流不稳定. 从风速的垂直分布可以看到, 250 hPa 以下均为冷平流控制, 且整层风速均超过 22 m/s. 到 21 日 08 时(图 4d), 由于近地面产生降水, 600 hPa 以下为湿层, 对流不稳定层减弱. 风速垂直分布显示, 冷平流高度较 20 日 20 时降低, 且风速减小, 300 hPa 以上转为暖平流控制. 总体显示, 暴雪期间湿层都较薄.

水汽的垂直分布和水平分布都显示此次暴雪过程, 水汽条件并不是十分有利, 虽然 700 hPa 西南低空急流为暴雪提供了一定的水汽条件, 但没有充足的水汽供应, 仅靠高原局地的水汽输送是此次降雪小时降雪量小的重要原因之一.



(a) 水汽通量散度分布图(单位:  $10^{-7} \times \text{g}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot \text{hPa})$ ); (b) 相对湿度(单位: %)、比湿(单位:  $\text{k}/\text{kg}$ )分布图; (c) 甘孜州 20 日 20 时 tlogp 图; (d) 21 日 08 时 tlogp 图

图 4 水汽分布特征图

3.3 暴雪中尺度对流云团分析

由于川西高原平均海拔 3 700 m, 水汽的垂直衰减强, 水汽云图不能有效地显示此次降雪的云系特征, 所以分析云顶温度低于-40 ℃ 的红外云图特征(图 5). 从 20 日 20 时, 川西高原西北部有 A,B,C 3 个中尺度对流云团, 暴雪区主要受这 3 个对流云团影响. 21 日 00 时 C 云团东移减弱, 此时青藏高原南侧不断有对流云团 D 生成并沿西南急流左侧东移北上. 到 21 日 04 时, A,B 云团合并加强, 形成一个强的对流云带, 这一云带正好与对流层中上层高空槽前云系对应. 来自青藏高原南侧的 D 云团不断发展加强并入 A,B 云团中. 到 21 日 08 时, A,B 云带强度略减弱, 川西高原西北部又有新的对流云团 E 生成, D 云团明显减弱. 到 21 日 20 时, E 云团和 A,B 云带中的边缘云系逐渐合并成一云带, 此时 A,B 云带明显南压. 此次降雪最强时段出现在 02:00—08:00, 表明青藏高原南侧的暖湿气流输送并入高空槽前云系中, 触发了强降雪. 同时也看到整个降雪过程中孟加拉湾和南海均没有对流云团北上影响川西高原, 说明水汽来源主要是青藏高原南侧.

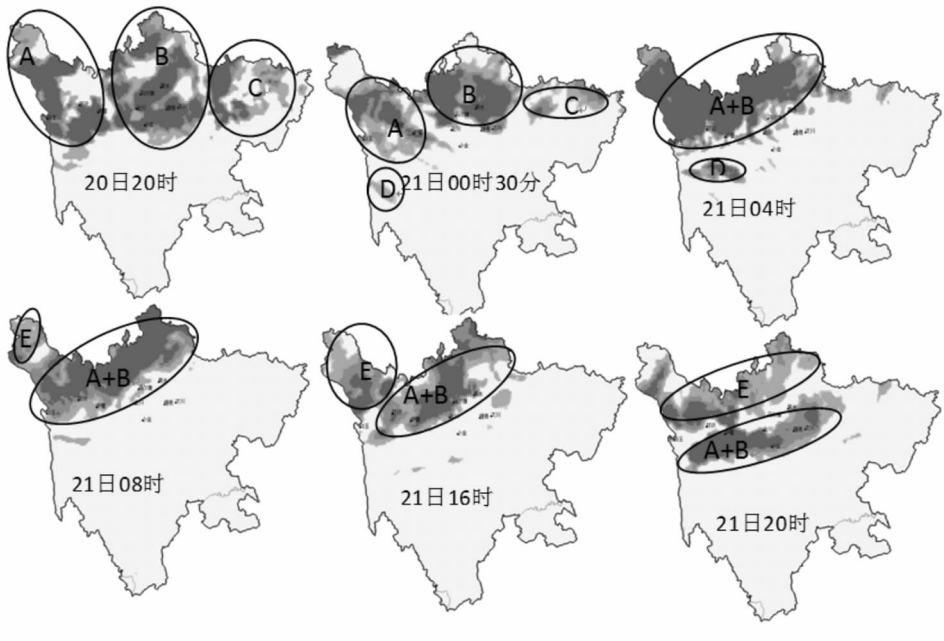
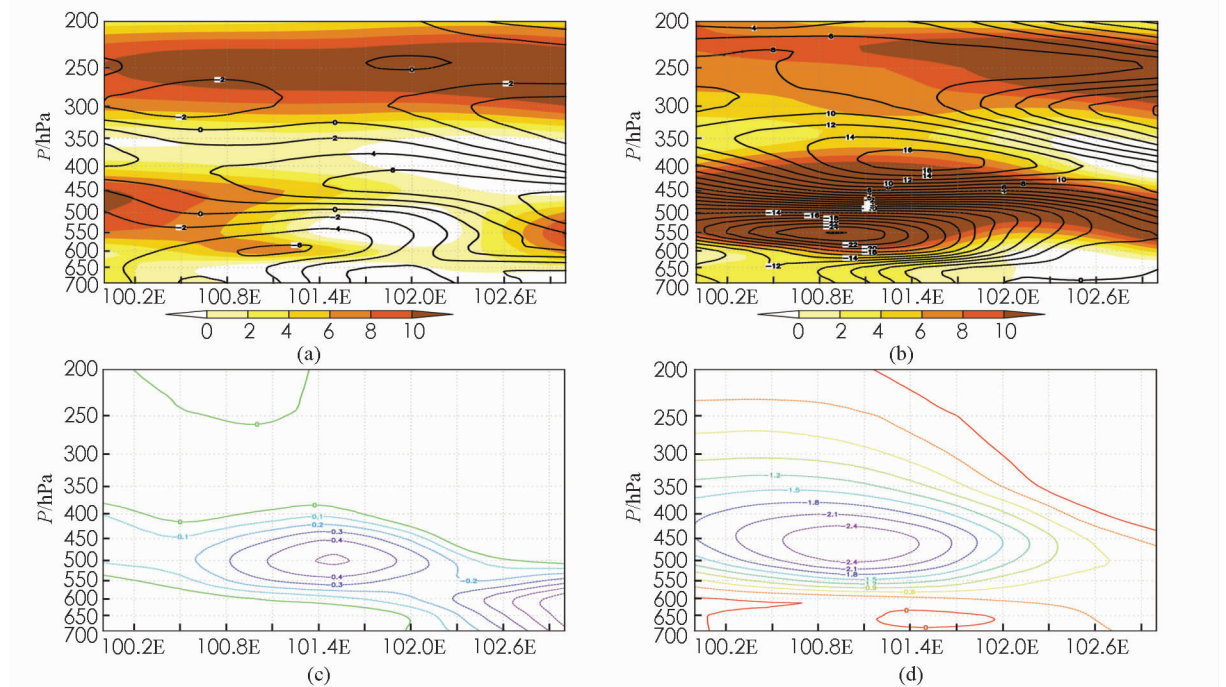


图 5 2011 年 3 月 20 日 20:00 到 21 日 20 时每隔 4 小时红外云图

4 动力条件分析

分析暴雪过程的涡度、散度和垂直速度场, 21 日 08 时开始, 强降雪中心的涡度场、散度场和垂直速度场同时得到加强. 垂直运动发展高度较高, 最强达到 300 hPa 以上, 中心值为 1.2 m/s 以上; 21 日白天涡度、散度和垂直速度大值中心基本重合(图 6a, 6b), 正涡度中心数值超过  $10 \times 10^{-5} / \text{s}$ , 并持续 8 h 以上. 同时高层和低层同时出现正涡度大值中心, 分别对应高低空急流的正涡度区. 从图 6c, 6d 可以看出, 暴雪期间垂直速度随高度往西北方向倾斜, 正好与锋区相对应, 表明冷锋对此次暴雪产生起到了动力触发作用. 20 日 20 时到 21 日 20 时动力条件好, 利于强降雪的产生. 且动力条件配置好的时段正好是暖湿气流沿冷空气爬升的时段, 地面不断有冷空气补充、中层暖湿气流强盛, 形成了“冷垫”与“暖盖”稳定叠置的降雪机制, 是这次持续性大范围暴雪产生的重要热力条件.



(a) 21 日 08 时; (b) 21 日 14 时, 垂直速度(红色线, 实线为正, 虚线为负, 单位:  $\text{m/s}$ ); (c) 21 日 08 时; (d) 21 日 14 时

图 6 沿  $31^\circ\text{N}$  的垂直涡度(阴影区, 单位:  $10^{-5}/\text{s}$ )、  
散度(黑色等值线, 实线为正, 虚线为负, 单位:  $10^{-5}/\text{s}$ )叠加图

## 5 小 结

- 1) 此次暴雪的产生伴有高空槽、高原切变、低空急流和冷锋。中高纬为横槽型, 冷空气以东路加西路的形式南下; 锋区位于  $31-33^\circ\text{N}$  之间, 在锋区内有锋生出现, 极锋锋区的增强较川西高原暴雪天气的产生有提前 6 h 的指示作用。
- 2) 700 hPa 有急流存在, 但水汽主要源于青藏高原前期强降水产生的局地水汽在偏西风的作用下输送导致。由于水汽通道没有建立, 整个降雪期间湿层较薄。降雪区上空温度垂直分布呈现冷暖冷的特征, 致使降雪状态较长时间呈雨夹雪状态。水平运动和垂直运动对此次锋生都起到了重要作用。
- 3) 暴雪集中时段, 红外云图显示青藏高原南侧不断有对流云团沿东北方向北上进入高空槽云系中, 触发对流。而整个暴雪期间, 孟加拉湾和南海都没有对流云团北上影响川西高原。

## 参考文献:

[1] 姚檀栋, 朱立平. 青藏高原环境变化对全球变化的响应及其适应对策 [J]. 地球科学进展, 2006, 21(5): 459-464.

[2] 牛俊丽, 闫之辉. WRF 模式微物理方案对强降水预报的影响 [J]. 科技信息, 2007, 23(1): 17-20.

[3] 李 川, 陈 静, 何光碧. 青藏高原东侧陡峭地形对一次强降水天气过程的影响 [J]. 高原气象, 2006, 25(6): 442-450.

[4] 隆 霄, 程麟生. “95.1”高原暴雪及其中尺度系统发展和演变的非静力模式模拟 [J]. 兰州大学学报(自然科学报), 2001, 37(2): 141-148.

[5] 王 坤, 张飞民, 孙 超, 等. WRF-WSM3 微物理方案在青藏高原地区暴雪模拟中的改进及实验 [J]. 大气科学, 2014, 38(1): 101-109.

[6] 施新民, 姚宗国, 黄 峰. 2006 年 1 月 19 日宁夏北部暴雪成因分析 [J]. 干旱气象, 2006, 24(2): 25-32.

[7] 曾 杨, 莫月琴, 王志成, 等. 几种雨量观测方式比对试验分析 [J]. 气象科技, 2017, 45(2): 228-233.

[8] 黄思源, 庄科旻, 吴京生. 融雪性降水量资料实时处理技术 [J]. 气象科技, 2017, 45(1): 47-51.

[9] 柳龙生,李 英,赵毅勇. 孟加拉湾风暴费林(1302)对藏南一次暴雪过程的影响分析 [J]. 气象, 2015, 41(9): 1079—1085.

[10] 王子谦,朱伟军,段安民. 孟湾风暴影响高原暴雪的个例分析: 基于倾斜涡度发展的研究 [J]. 高原气象, 2010, 29(3): 703—711.

[11] 索渺清,丁一汇. 南支槽与孟加拉湾风暴结合对一次高原暴雪过程的影响 [J]. 气象, 2014, 40(9): 1033—1047.

[12] 徐裕华,张 政,吴长平. 试论高原牧区雪冻灾害的致灾标准 [J]. 四川气象, 1998, 18(1): 7—9.

[13] 徐裕华,杨佑洪,曾 皓,等. 川西高原雪灾天气初步研究 [J]. 青海气象, 16(4): 48—52.

[14] 徐裕华. 高原牧区雪冻灾害的气候特征 [J]. 四川气象, 1998, 18(2): 28—32.

[15] 徐裕华,曾 皓. 青藏高原雪灾的大气环境场特征 [J]. 四川气象, 1998, 18(4): 1—4.

[16] 康 岚,龙柯吉,黄楚惠,等. 四川中尺度对流复合体特征分析 [J]. 西南大学学报(自然科学版), 2016, 38(11): 149—154.

[17] 曹永兴,蔡宏珂,向卫国,等. 我国西南地区 1963 年—2012 年降水集中指数的变化特征 [J]. 西南大学学报(自然科学版), 2016, 38(10): 117—124.

## Analysis of Heavy Snow in the Western Sichuan Plateau Caused by Local High Humidity in Tibetan Plateau

DENG Guo-wei<sup>1,2</sup>, SUN Jun<sup>1,3</sup>, WANG Min<sup>1,4</sup>

1. Heavy Rain and Drought Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory, Chengdu 610071, China;  
2. Sichuan Climate Center, Chengdu 610071, China;  
3. Sichuan Branch, China Meteorological Administration Training Centre, Chengdu 610071, China;  
4. Ganzi Meteorological Bureau, KangDing Sichuan 626000, China

**Abstract:** Based on the observation data and ECWMF 6 h reanalysis data for a very severe snowstorm occurred in the north of Western Sichuan Plateau during 20 Mar 2011 has been analyzed and diagnosed. The results show that the cold air combination of East and West roads makes the cold air reach the cold wave standard. The stronger polar front jet is one of the important causes of the snowstorm. The local water vapor on the south side of the Qinghai-Tibetan Plateau reaches the Western Sichuan Plateau under the action of the westerly wind, it becomes the main water vapor source of the severe snowstorm. Because of the untypical water vapor transport, the wet layer is thinner during the whole blizzard. Horizontal movement and vertical movement play an equally important role on the frontogenesis in this process.

**Key words:** snowstorm; polar front jet; local water vapor; frontogenes

责任编辑 包 颖