

青藏高原地表位涡密度强迫对 2008 年 1 月 中国南方降水过程的影响 II :数值模拟^{*}

于佳卉^{1,2} 刘屹岷^{2,3} 马婷婷^{1,2} 吴国雄^{1,2,3}
YU Jiahui^{1,2} LIU Yimin^{2,3} MA Tingting^{1,2} WU Guoxiong^{1,2,3}

1. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室(KLME),南京,210044

2. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG),北京,100029

3. 中国科学院大学地球科学学院,北京,100049

1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education (KLME), Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2. *State Key Laboratory of Numerical Modelling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences (CAS), Beijing 100029, China*

3. *College of Earth Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

2018-03-08 收稿,2018-05-13 改回.

于佳卉,刘屹岷,马婷婷,吴国雄. 2018. 青藏高原地表位涡密度强迫对 2008 年 1 月中国南方降水过程的影响 II :数值模拟. 气象学报, 76(6):887-903

Yu Jiahui, Liu Yimin, Ma Tingting, Wu Guoxiong. 2018. The influence of surface potential vorticity density forcing over the Tibetan Plateau in the 2008 winter storm. Part II : Numerical simulation. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(6):887-903

Abstract The surface air convergence on the eastern flank of the Tibetan Plateau (TP) can increase the in situ surface potential vorticity density (PVD). Since the elevated TP intersects with the isentropic surfaces in the lower troposphere, the increased PVD on its eastern flank thus forms a PVD forcing source on the intersected isentropic surfaces in the boundary. The influence of surface PVD forcing over the TP region on the extreme winter storm over southeastern China in 2008 is investigated based on numerical experiments by using the atmospheric circulation model FAMIL. Compared with observations, the simulation results show that, by using a nudging method to assimilate observational data into the initial flow, this model can reasonably reproduce the distribution of precipitation, atmospheric circulation and PVD propagation over and downstream of the TP region during the winter storm period. In order to investigate the impact of the increased surface PVD over the TP region on the extreme precipitation in southeastern China, a sensitivity experiment has been designed by reducing the surface PVD over the TP region. Comparison of the sensitivity experiment results with those counterparts in the control experiment shows that the precipitation over the downstream area decreases in the sensitivity experiment, especially in southeastern China. The rain band from Guangxi province to Shandong province almost disappears. It is demonstrated that in the lower troposphere, the increase of surface PVD over the TP region can generate anomalous cyclonic circulation over southern China, which plays an important role in increasing southerly winds and water vapor transport in the area; it also increases the northward negative absolute vorticity advection. In the upper layers, the surface PVD generated in the eastern TP region can propagate on isentropic surface along westerly winds and results in positive absolute vorticity advection in the downstream. Consequently, due to the development of both ascending

^{*} 资助课题:第三次青藏高原大气科学试验——边界层与对流层观测(GYHY201406001)、中国科学院前沿科学重点研究项目(QYZDY-SSW-DQC018)、国家自然科学基金项目(41730963、91437219、91637312)、“NSFC-广东联合基金(第二期)超级计算科学应用研究专项”和“国家超级计算广州中心(U1501501)”。

作者简介:于佳卉,主要从事气候动力和数值模拟研究。E-mail: vivian@lasg.iap.ac.cn

通信作者:吴国雄,主要从事大气动力学和气候动力学研究。E-mail: gxwu@lasg.iap.ac.cn

motion and water vapor transport downstream of the TP, extreme precipitation event occurs over southern China. Thereby, a new mechanism concerning the influence of the increased surface PVD over the eastern TP slope on the extreme weather event occurring over eastern China is revealed.

Key words Extreme weather event, Tibetan Plateau, Potential vorticity density (PVD), Surface PVD forcing, Numerical simulation

摘 要 青藏高原东坡近地表的辐合能够增加地表的位涡密度(PVD)。高耸的青藏高原与等熵面相切,其东坡近地表增加的位涡密度成为等熵面边界上的位涡密度强迫源。利用 IAP/LASG FAMIL 全球大气环流模式探究青藏高原地表位涡密度增长对 2008 年初中国华南地区雨雪灾害天气形成的影响。首先与观测资料对比发现,通过张弛逼近动力初始化,在参照试验中,模式能够比较合理地再现青藏高原东部的地表位涡密度增长和 1 月 24—27 日中国华南的大气环流场及降水场。而在高原的地表位涡密度增长减弱的敏感性试验中高原下游区域特别是华南沿海、广西到山东一带的降水明显减小甚至消失。对结果的分析表明:青藏高原区域的位涡密度增长在低空能够增强中国华南沿海地区的南风和水汽输送以及负的绝对涡度平流输送;在高空,高原上产生的正的位涡密度沿西风环流向下游输送,形成高层正的绝对涡度平流。从而在高原下游形成绝对涡度平流随高度增强的大尺度环流背景,有利于上升运动发展。同时,高原地表位涡密度增长在低空所激发的气旋式环流增加了华南的水汽输送,最终激发了华南极端降水的产生。该个例模拟的结果证实了青藏高原东部的地表位涡密度强迫激发其下游极端天气发生的一种新机制。

关键词 极端天气, 青藏高原, 位涡密度(PVD), 地表位涡密度强迫, 数值模拟

中图法分类号 P435

1 引 言

近年来,全球变暖,极端天气气候事件频发,其较长的持续性和强烈程度常常造成重大气象灾害,给人们的生活带来不可避免的影响。2008 年 1 月 10 日—2 月 5 日,中国南方发生大范围长时间的雨雪冰冻灾害,范围广,强度大,持续时间长,造成了严重的人员伤亡和财产损失(王凌等,2008;王遵娅等,2008)。理解该极端事件发生的物理过程有助于改进天气预报和短期气候预测效果。

已有研究从气候背景的变化(高辉等,2008;丁一汇等,2008),大尺度环流系统的异常(王亚非等,2008;刘毅等,2008;杨贵名等,2008;Wen, et al, 2009;李崇银等,2010),包括阻高、急流、极涡等系统的异常变化,青藏高原异常变化的影响(陶诗言等,2008;Bao, et al, 2010;李来芳等,2011)等多方面分析了造成这次灾害的原因。丁一汇等(2008)还从全球变暖的角度探究了这次极端天气的形成原因,全球变暖能够使气候变化幅度增大从而导致极端天气事件频发,并指出这次低温雨雪冰冻灾害是多种因素综合影响的结果。顾雷等(2008)从东亚季风系统异常的角度进行讨论,表明极端降水的产生是东亚季风系统中诸多成员共同作用的结果。谭桂容等(2010)对灾难发生的气候背景分析发现,在强拉尼

娜事件的冬季,由于中纬度大气环流经向度加强,冷空气的频繁活动易造成中国大范围低温。Nan 等(2012)基于 1953—2008 年再分析数据的研究发现,1 月中国中东部大雪天气发生天数多的年份,500 hPa 以下,中低纬度地区异常低压位于亚洲大陆和青藏高原上空,异常高压位于东亚东岸,使异常南风在华南盛行,将水汽向中国中东部输送;近地表则盛行偏北风,有利于上升运动发展。并指出中国 2008 年冰雪灾害中亚洲大陆冬季的热力背景的影响比厄尔尼诺/南方涛动(ENSO)和北极振荡的影响更明显。

陶诗言等(2008)通过对这次过程天气特征的分析,认为在此期间大尺度环流场的异常及相互配合是极端降水产生的重要原因,包括乌拉尔山阻塞高压的持续维持;对流层低层等环流场的异常,如急流的加强和西太平洋副热带高压(副高)的西伸北移增强了低层西南风的水汽输送。事件的发生还与局地中小尺度环流系统、动力条件相互配合密切相关(王东海等,2008;曾明剑等,2008;陶祖钰等,2008;辜旭赞,2011;高洋等,2011)。在这次过程中,青藏高原异常的加热效应也起重要的作用,Bao 等(2008)和李来芳等(2011)利用数值模式分析了青藏高原变暖与这次极端降水的关系,发现青藏高原变暖能够加强南支槽的发展进而加强其向中国南部的水汽输

送,有利于下游降水的产生。然而,青藏高原近地表影响下游地区降水的物理过程尚未被充分认识,其机制还不清楚。本研究将从青藏高原地表位涡密度强迫的角度予以探讨。

在 Ertel(1942) 和 Hoskins 等(1985) 位涡理论的基础上,位涡(PV)分析已被广泛应用到天气系统发展的研究中。陶诗言等(2008)对 320 K 等熵面进行的位涡分析表明,在这次持续的雨雪冰冻灾害中,中亚地区向东经由青藏高原区域有高空的高位涡扰动东移至华南上空的静止锋上。但是由于受大气比容分布的影响,PV 在对流层高层放大,在低层变小,因此,PV 分析一般被应用于中高层的动力分析中。进一步研究(Held, et al, 1999; Schneider, et al, 2003)表明,自由大气中的位涡变化受到地表位涡变化的影响。Haynes 等(1987, 1990)引入位涡密度(W)的定义($W = \rho P$, 其中 ρ 为气块的质量密度, P 为位涡),并利用高斯定理证明:等熵面的总位涡密度变化由其边界线上的位涡密度通量的辐合所决定(见 2.1 节)。Shaw(1930)和 Hoskins(1991)根据等熵面的分布将大气划分为上层空间、中层空间和下层空间 3 种空间。其中,热带对流层顶以上的等熵面构成了上层空间,热带对流层顶以下且不与地面相交的等熵面构成了中层空间,而下层空间则由全部与地表相交的等熵面构成。根据 Haynes 等(1987)的定义,上层和中层空间中熵面不与地表相交,这些等熵面是闭合等熵面,不存在边界,因此也就没有位涡密度的总变化。而下层空间中,由于等熵面与地表相交而形成边界,就出现地表位涡密度的变化和制造,并能够沿等熵面向其内部输送,从而影响局地的天气变化。概言之,地表的位涡密度制造是相关等熵面上的位涡密度源。

由于位涡密度不受大气比容分布的影响,在大气低层信号显著。因此,应当是天气、气候分析的一个重要因子。但由于等熵面在大气低层随高度倾斜,甚至出现静力不稳定,故等熵面位涡密度分析的应用受到限制。注意到青藏高原是地表位涡密度制造和变化的关键区(刘新等, 2006)。而青藏高原顶部高达对流层中部,在不同季节中青藏高原大地形与自由大气中准水平的等熵面相切而出现边界。还由于青藏高原位于中国南方地区上游,高原地表位涡密度的异常就有可能沿着准水平的等熵面向下游传输,进而影响下游的天气,为研究提供了新的

思路。

基于上述分析,本研究的第一部分(马婷婷等, 2018)利用再分析资料研究了 2008 年 1 月发生在中国南方的雨雪天气过程,发现该月青藏高原东侧地表有明显的位涡密度增长,其在之后东传的过程中诱发了华南低空的偏南风 and 长江中下游地区上升运动的同时发展,从而诱发了当地的强降水天气。但一次气象灾害产生的原因是复杂的,是多个系统在同一时间相互配合的结果,仅对该过程的诊断分析还不足以说明高原地表位涡强迫作用在这次降水中的重要程度。本研究的目的在于利用大气环流模式和数值模拟去进一步验证上述结论。选取这期间降水最强的华南雨雪灾害过程,即 1 月 24—27 日进行研究。首先利用 MERRA2 再分析资料分析了高原区域在整个降水期间的地表位涡密度增长和东移对下游区域降水的可能贡献,并与本研究的第一部分的结果进行比较。然后利用数值试验,通过改变青藏高原东坡地表位涡密度增长研究其对中国南方区域降水的影响。

2 原理、资料处理与数值试验设计

2.1 原理

描述大气运动的位势涡度(简称位涡)方程可表述为(Ertel, 1942; Hoskins, et al, 1985; Hoskins, 1991, 1997, 2015)

$$\frac{dP}{dt} = \alpha(\xi_a \cdot \nabla \dot{\theta} + \nabla \times \mathbf{F} \cdot \nabla \theta) \quad (1)$$

式中,位涡(PV) P 是单位质量气块的三维绝对涡度(ξ_a)在位温梯度方向的投影和位温梯度的数量积

$$P = \alpha \xi_a \cdot \nabla \theta \quad (2)$$

式中, α 是气块的比容, θ 是位温, $\dot{\theta} = Q$ 是非绝热加热, $\mathbf{F}$ 是动量摩擦。引入变量 W

$$W = \xi_a \cdot \nabla \theta \quad (3)$$

则有

$$P = \alpha W \text{ 或 } W = \rho P = \left(\frac{M}{V}\right)P \quad (4)$$

式中, $\rho = 1/\alpha$ 是气块的质量密度,它等于气块的质量(M)和体积(V)之比。对于单位质量($|M| = 1$)的气块而言,由式(4)可知 $W = (P/V)$,于是 W 就代表单位质量气块的位涡密度,简称位涡密度(PVD)。比较式(2)和(3)可知,位涡受比容影响,在大气高层远大于低层;而位涡密度不受比容影响,

在大气高、低层的量值具有可比性。由于

$$\frac{dP}{dt} = \alpha \frac{dW}{dt} + W \frac{d\alpha}{dt} = \alpha \left(\frac{dW}{dt} + W \nabla \cdot \mathbf{V} \right) \quad (5)$$

由式(1)和(5)得到位涡密度变化方程

$$\frac{dW}{dt} = -W \nabla \cdot \mathbf{V} + \xi_a \cdot \nabla \dot{\theta} + \nabla \times \mathbf{F} \cdot \nabla \theta \quad (6)$$

上式表明,辐合、加热及摩擦能够影响大气位涡密度的变化。在绝热无摩擦场合,有

$$\frac{dP}{dt} = 0 \quad (7)$$

$$\frac{dW}{dt} = -W \nabla \cdot \mathbf{V} \quad (8)$$

由式(7)和(8)还可以得到绝热无摩擦场合

$$\begin{cases} \frac{\partial P}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla P \\ \frac{\partial W}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{V}W) \end{cases} \quad (9)$$

式(7)和(8)表明,在大气绝热无摩擦运动中,位涡(P)是守恒的,而位涡密度(W)是不守恒的。换言之,大气运动内部的辐合也能够改变位涡密度;因此,可以通过分析大气辐合辐散的空间分布去诊断大气的位涡密度变化。式(9)则表明,在大气绝热无摩擦运动中,位涡(P)的局地变化是由位涡(P)的平流决定的;而位涡密度的局地变化是由位涡密度通量($\mathbf{V}W$)的辐合决定的。注意到式(3)表明在等熵坐标中,位涡密度即为绝对涡度 $W = f + \xi_\theta$ 。

因此,等熵面上的位涡密度通量即为绝对涡度通量,而等熵面上的位涡密度平流就是绝对涡度平流。这就为下面的动力分析带来很大便利。

位涡密度方程(6)的另一个优越性在于它可以写成位涡密度通量的散度形式(Haynes, et al, 1987, 1990)

$$\begin{cases} \frac{\partial W}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{H}_{PVD} \\ \mathbf{H}_{PVD} = -W\mathbf{V} + \dot{\theta}\xi_a + \theta\nabla \times \mathbf{F} \end{cases} \quad (10)$$

式中, $\mathbf{H}_{PVD}$ 为总位涡密度通量(Schneider, 2005)。假设等熵面 θ_1 的面积为 S , 它和地表相交的边界线为 Γ 。利用高斯定理,从式(10)可得等熵面 θ_1 上总位涡密度变化为

$$\int_S \frac{\partial W}{\partial t} ds = - \oint_{\Gamma} \mathbf{H}_{PVD} \cdot \mathbf{n} dl \quad (11)$$

式中, dl 是边界线的单位长度,逆时针方向为正; $\mathbf{n}$ 是 dl 的外法向方向。式(11)表明,等熵面 θ_1 上总位涡密度变化是由位于地表面的 Γ 边界线上的总位

涡密度通量的辐合、辐散决定的;地表面的位涡密度变化可以借助位涡密度通量的辐合、辐散向等熵面内部扩散,从而影响大气内部的环流和热力结构。它与传统的高空高位涡平流激发低空天气发展(如 Hoskins, et al, 1985)不同之处在于地表位涡密度分析侧重研究地表位涡密度的变化及其移动对天气、气候的影响。本研究将通过资料分析和数值模拟去研究青藏高原地表位涡密度强迫和东传对冬季发生在中国南方的一次降水过程的影响。由于在近地表层大气的加热主要是感热加热,还由于冬季青藏高原的表面感热加热很弱,近地表层中非绝热加热对位涡密度变化的贡献很小(图略),文中仅针对位涡密度方程中的散度项($-\nabla \cdot (\mathbf{V}W)$)的贡献进行分析。

2.2 资料处理

所用的资料时间区间为2008年1月1—31日,分别为:(1)热带测雨卫星(TRMM)提供的空间分辨率 $0.25 \text{ km} \times 0.25 \text{ km}$ 的逐日降水场资料(Huffman, et al, 2007)。(2)中国国家气象信息中心提供的高质量降水数据集(<http://cdc.cma.gov.cn>),中国地面降水 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 格点数据集。(3)欧洲中期天气预报中心 ERA-Interim (Dee, et al, 2011)再分析资料,空间分辨率 $0.75 \text{ km} \times 0.75 \text{ km}$,时间分辨率 6 h,包括风场、温度场等基本要素场资料;供模式同化过程中使用。(4)美国国家航空局(NASA)提供的 MERRA2 (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications)在 $\sigma-p$ 坐标下 3 h 一次的要素场资料(南京信息工程大学大气资料服务中心, 2010; Rienecker, et al, 2011; Lucchesi, 2012),供天气过程诊断分析中使用。由于 MERRA2 近地层的资料存储在 σ -坐标上,又由于 z -坐标和 σ -坐标存在转换关系

$$\delta z = -\frac{\pi}{\rho g} \delta \sigma \quad (12)$$

则可由 σ -坐标上的资料计算三维散度

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \nabla_{\text{sh}} \cdot \mathbf{V}_h - \frac{\rho g}{\pi} \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (13)$$

式中,右端第1项为散度的水平分量,第2项为散度的垂直分量。上式中 σ -面上的垂直速度为

$$\dot{\pi} = - \int_0^\sigma \nabla \cdot (\pi \mathbf{V}) d\sigma - \frac{\partial \pi}{\partial t} \sigma \quad (14)$$

式中,表面气压 π 由资料直接给出。

图1是基于式(8)和(13)、(14)利用 MERRA2

资料计算的 2008 年 1 月 24—27 日平均的近地表($\sigma = 0.985$)位涡密度变化和大气辐散的空间分布。在此期间青藏高原东坡海拔高度高于 1500 m 的区域有显著的地表位涡密度增长($-\nabla \cdot (\mathbf{VW}) > 1.5 \times 10^{-7} \text{ K/s}^2$)(图 1a)。对应青藏高原东坡的区域有强

度强于 $-1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的大气辐合(图 1b)。其中沿着地形表面的水平辐合(图 1c)是主要的;垂直方向的辐合(图 1d)很小。结果表明,近地表大气环流在青藏高原东坡的辐合能够对其东坡的地表位涡密度增长做出重要贡献。

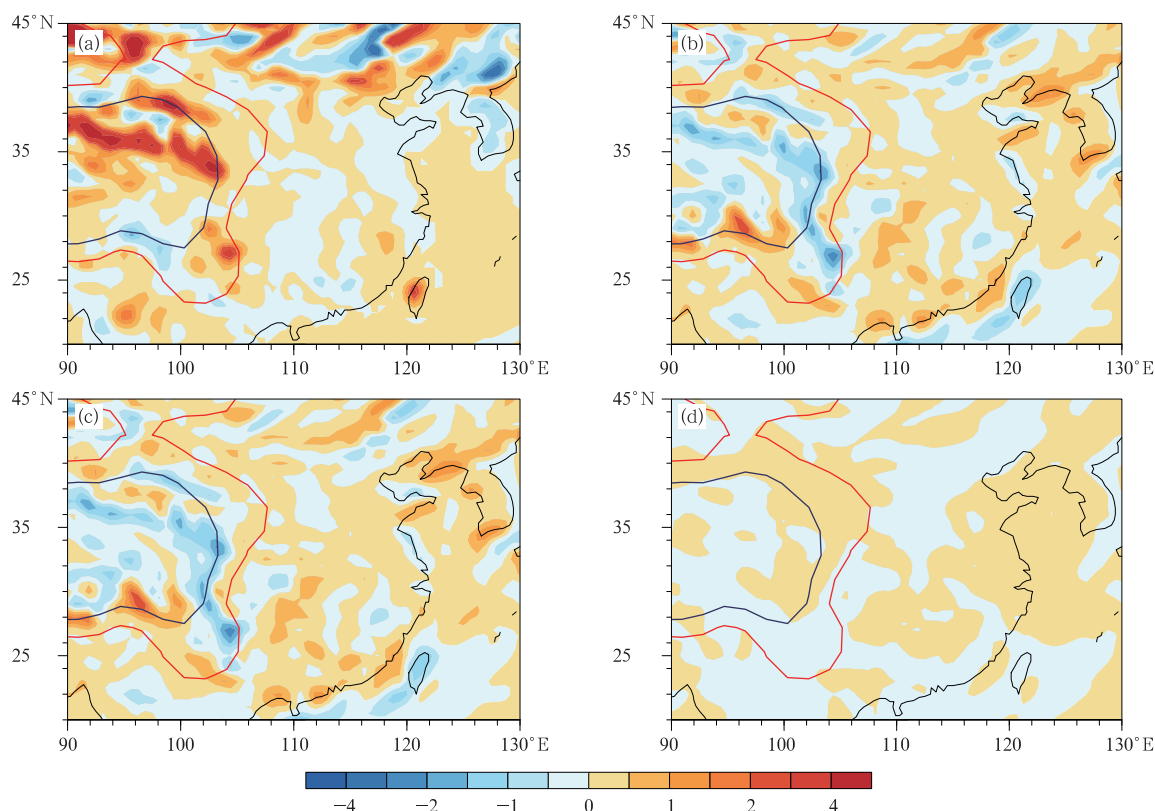


图 1 2008 年 1 月 24—27 日平均的近地表位涡密度变化,(a)位涡密度增长 $-\nabla \cdot (\mathbf{VW})$ (单位: 10^{-7} K/s^2)、散度(b)、水平(c)与垂直(d)分量变化(单位: 10^{-5} s^{-1}) (蓝色和红色线分别表示青藏高原 3000 和 1500 m 等高线)

Fig. 1 Distributions of mean values averaged during 24–27 January 2008 in the surface layer of (a) variation of potential vorticity density $-\nabla \cdot (\mathbf{VW})$ (unit: 10^{-7} K/s^2),

(b) divergence and its horizontal component (c) and vertical component (d) in unit of 10^{-5} s^{-1}

(Blue and red contours indicate the 1500 and 3000 m contours of terrain height in the Tibetan Plateau, respectively)

2.3 数值试验设计

使用中国科学院大气物理研究所 LASG 实验室的全球海-气耦合模式 FGOALS 中的大气模块 FAMIL。模式水平分辨率采用 100 km,垂直方向采用 $\sigma-p$ 坐标,分为 32 层。Li 等(2017)对该模式进行的性能评估表明其在超算平台上有良好的计算能力。利用该模式对 2008 年初中国南方暴雪事件中最强的一次过程,即 1 月 24—27 日进行模拟。积分过程中所用的海表温度利用逐日的观测数据进行更

新。文中设计了两种试验方案(表 1):

(1) 参照试验(CON):积分时间为 2008 年 1 月 1—27 日。试验采用逐日海表温度观测资料驱动。大气变量在 1 月 1—17 日的积分采取全球张弛逼近的方式同化 ERA-Interim 6 h 一次的风场和温压场。1 月 18 日开始去除大气同化过程,模式自行积分 10 d 至 27 日。参照试验(CON)的目的在于考察模式在延伸期时间尺度上的模拟性能。

(2) 敏感性试验(SEN):敏感性试验的目的在

于通过减弱高原东部斜坡区域的位涡密度增长去考察其对下游降水的影响。从再分析资料与参照试验发现,24—27 日青藏高原东侧最强的近地表辐合发生在海拔高于 1500 m 的坡面上(图 6b、c 及 e、f)。为此在敏感性试验中,对图 2 所示的青藏高原 A、B、C 3 个区域中模式最低 3 层($\sigma = 0.976\text{—}1.0$)的风场进行如下改变:在青藏高原东部近地面辐合最强的区域 A(高于 1500 m)中的风场减为原始风场的一半。由于冬季青藏高原高度上西风盛行,仅改

变区域 A 中的表层风速会在其东、西边界造成强烈的风场不连续,出现虚假的辐合、辐散。为减弱边界处的不连续效应,在 A 以西的 B 区域(高于3000 m)中将风速减为原来的 60%;在 A 以东的 C 区域(1500 m 等高线—110°E,25°—40°N)则采用海绵边界的方式,风速的改变从原风速的 1/2 逐渐线性降为 0。敏感性试验中的其他变量的设置和积分方案则与参照试验相同。

表 1 试验设计

Table 1 Experiment design

试验名称	空间分辨率	Nudging 方案	敏感性试验设计
参照试验	100 km	Nudge:1 月 1—17 日	无
敏感性试验		自由积分:1 月 18—31 日	改变高原 A 区近地面风场至其 1/2。B、C 区的改变见正文

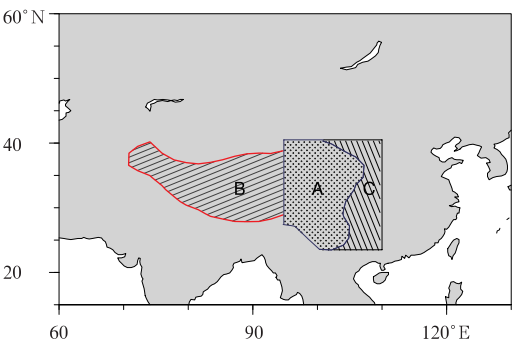


图 2 敏感性试验中青藏高原近地面最低 3 层风场改变的区域 (A 区为 95°E 以东、40°N 以南不低于 1500 m 等高线的区域,B 区为 95°E 以西高于 3000 m 的范围,C 区为 A 区以东、110°E 以西的 25°—40°N 范围内低于 1500 m 的区域。红线为 3000 m 地形线,蓝线为 1500 m 地形线)

Fig. 2 Areas where the wind speed in the surface layer is changed in the sensitivity experiment SEN

(A represents the area to the east of 95°E and to the south of 40°N where the altitude is no less than 1500 m. B denotes the area to the west of 95°E where the altitude is higher than 3000 m. C denotes the area to the east of A and to the west of 110°E and within 25°–40°N, where the altitude is less than 1500 m. Blue and red contours indicate, respectively, the 1500 m and 3000 m contours of terrain height in the Tibetan Plateau)

3 环流和降水的模拟

参照试验是对 2008 年 1 月中国整个南方冰雪灾害期间最为强烈的一次降水过程进行数值模拟。这里主要从总降水量、高低层环流场、位涡密度输送这 3 个方面将模拟结果与实况进行对比,检验模式模拟的性能。

3.1 降水场

图 3a 和 b 分别为台站观测和 TRMM 卫星降水资料在 2008 年 1 月 24—27 日平均的日降水分布。由图可见,中国长江以南的大部分地区出现 10 mm/d 以上降水,雨带主要集中在华南沿海一带,大值中心位于福建、广东附近。高原东南部以南地区也出现另一个较弱的降水中心,强度基本在 5—10 mm/d。图 3c 为模拟结果,与观测对比发现,模式能够较好地模拟出中国华南沿海地区的降水,对广东—福建一带的雨带分布和降水量有较好的再现。此外,对青藏高原东南侧降水强度和位置的模拟也与观测比较吻合。但整体降水模拟的范围较观测偏大,如华北平原处的强度偏大较为明显,在广西南部至华北平原中部出现了一条较强的雨带,而在观测中仅为强度较小的降水区。总体来看,模式能够较好地再现本次过程中观测到的主要强降水分布特征。

3.2 高、低层环流场

此次冰雪灾害的产生和持续性是大尺度环流背

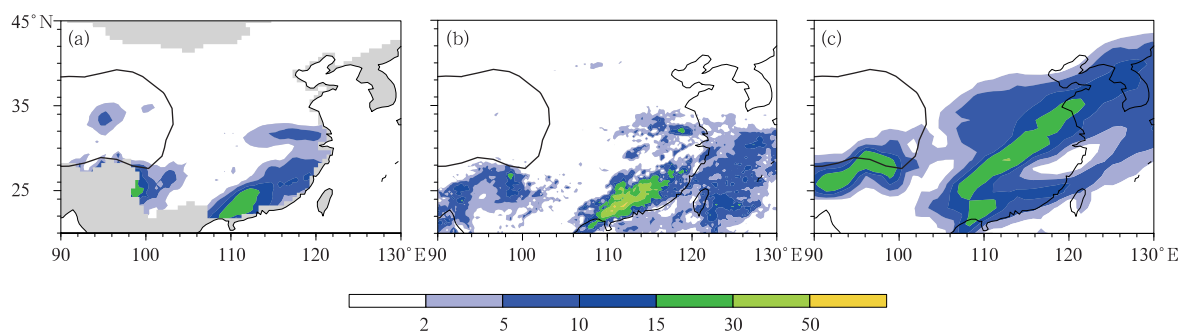


图 3 2008 年 1 月 24—27 日平均降水(单位:mm/d)分布

(a. 台站资料, b. TRMM 卫星资料, c. FGOALS-f 模拟; 蓝实线表示青藏高原 3000 m 等高线)

Fig. 3 Distributions of precipitation (unit: mm/d) averaged during 24–27 January 2008

(a. Station data, b. TRMM data, c. FGOALS-f simulation; the navy-blue contour indicates the 3000 m contour of terrain height in the Tibetan Plateau)

景下各个系统相互配合的结果,因此,必须首先分析模式对于这种环流场的模拟性能。图 4a、c、e 为 MERRA2 再分析资料中降水期间平均的高、低层环流场。200 hPa 风场(图 4a)中,高空在青藏高原附近存在南、北两支西风急流,其中南支急流偏强,延伸至日本东部与北支汇合。温度场上,在高原西部和日本海东部各有一个暖中心,分别位于急流入口和出口区的左侧。500 hPa (图 4c)上,南支槽位于高原偏西一侧,副高中心位于(16°N, 135°E)附近,使中国西南、华南地区处于槽前与副高西北侧的西南暖湿气流中。同时东亚大槽槽后西北气流将冷空气向南输送,西北有明显阻塞形势也加强了西北气流的输送。低层 700 hPa(图 4e)与高层系统基本一致,西南风将孟加拉湾和中国南海的暖湿气流输送至中国华南地区,与北方的冷空气汇合。华南地区中、低层均位于槽前,利于上升运动的发展,为降水的产生提供必要条件。图 4b、d、f 为模式模拟的日平均环流场,与实际观测对比发现,200 hPa(图 4b)上的暖中心范围较观测小且弱。位于西西伯利亚处的冷中心在模式中也较弱,阻塞形势不明显。500 hPa (图 4d)上,东亚大槽位置较观测偏东,同时副高中心位置较观测偏北,导致西南风向北进一步推进。低层 700 hPa(图 4f)上系统的位置也有类似的偏移。但所模拟的环流呈现明显的正压结构,与观测的基本一致。总体而言,中国南方高层位于槽前,有利于上升运动的发展,低层受西南风影响,分别有副高西北侧和南支槽槽前输送的暖湿气流为降

水的产生提供水汽条件;高、低层系统强度及配置基本与观测一致。简言之,模式能够较合理地再现这次过程的高、低层环流场。

3.3 高原地表位涡密度强迫及传输

首先,检验模式能否再现观测到的该过程中青藏高原地表位涡密度增长和输送。图 5 给出了再分析和参照试验中等熵面上位涡密度、气压和风场 24—27 日的逐日分布。通过图 4 对环流场的分析发现,模式对温度的模拟与观测存在冷偏差,因此,对应再分析资料中 295 K 等熵面上的变量分布,对模拟结果采用 290 K 等熵面上各变量的分布。5a—d 为再分析中 295 K 等熵面上位涡密度的分布,从图中看出,在降水期间有明显的位涡密度大值从高原向下游传输:24 日(图 5a),位涡密度的大值位于高原东坡 105°E 附近,在西风作用下,高原地区产生的位涡密度大值沿等熵面向下游输送。另外,在风场的变化中,24、25 日中国华南地区被反气旋控制。在反气旋西北侧,低层风场穿越等压线由高压指向低压,意味着该地区有上升运动发展。图 5e—h 为参照试验中 290 K 等熵面上位涡密度的分布情况。与观测相比,模式能够再现高原上位涡密度向下游的输送过程,但范围偏小,强度较弱。位涡大值中心向下游的移动速度与观测相当。但由于 24—25 日位于华南地区的反气旋强度较观测偏强,导致南风输送强度偏大,风场穿越等压线更为明显,上升运动强度较大且位涡密度大值区相对偏北。

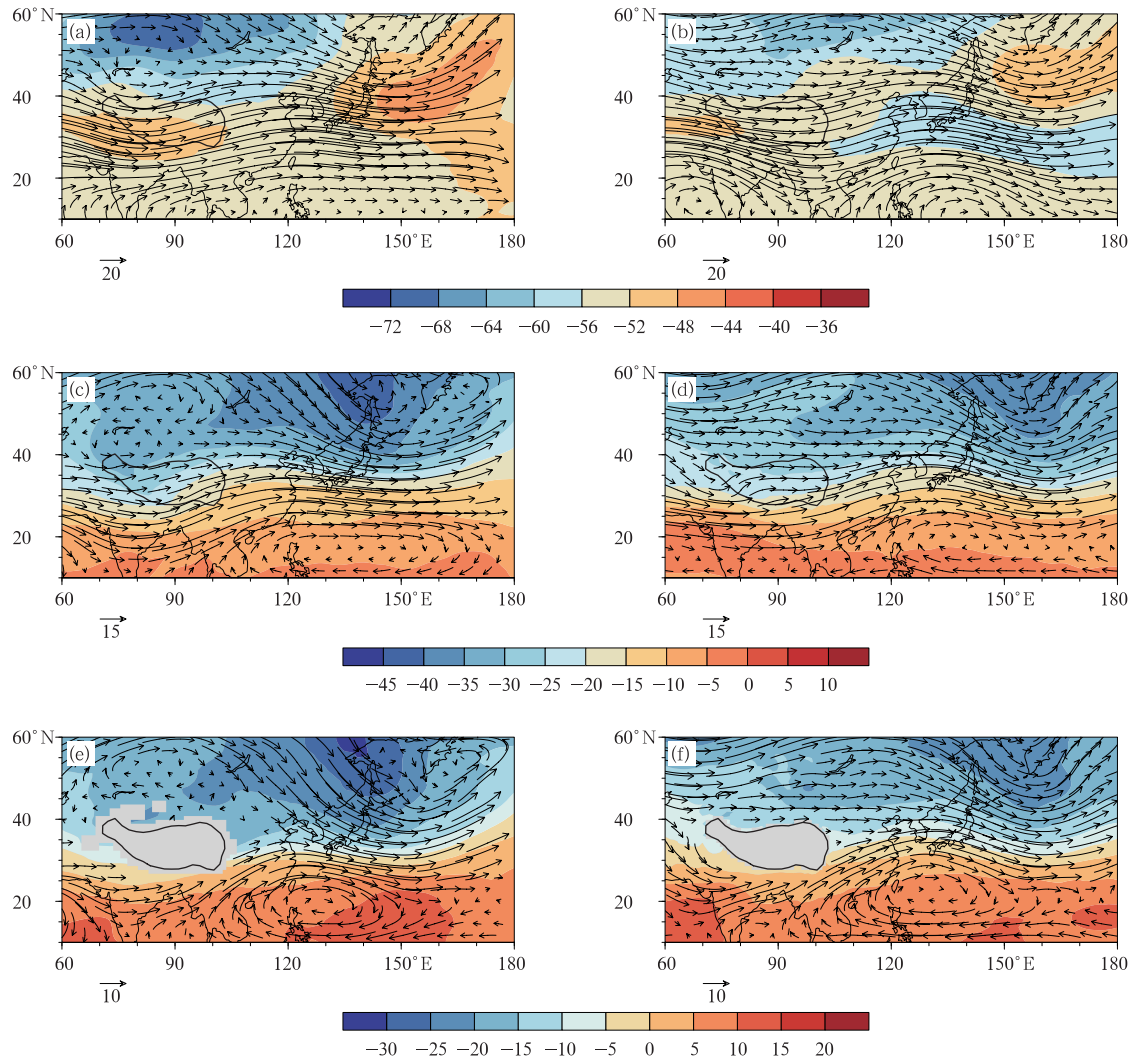


图4 2008年1月24—27日平均环流场分布

(a, b, 200 hPa, c, d, 500 hPa, e, f, 700 hPa; a, c, e, MERRA 再分析资料结果, b, d, f, FGOALS-f 的模拟场; 温度(色阶, 单位: $^{\circ}\text{C}$), 风场(矢线, 单位: m/s), 蓝线表示青藏高原 3000 m 等高线)

Fig. 4 Distributions of temperature (shadings, unit: $^{\circ}\text{C}$) and wind (vectors, unit: m/s) averaged over 24–27 January 2008 at 200 hPa (a, b), 500 hPa (c, d), and 700 hPa (e, f) (Left column is from the MERRA reanalysis data, and right column is from the FGOALS-f simulation. The navy-blue contour indicates the 3000 m contour of terrain height in the Tibetan Plateau)

对试验中降水场、高低层环流场以及高原位涡向下游输送与观测的对比发现,模式在采用逐日海表温度强迫、并使用张弛方法同化初始场的基础上,能够较合理地预测2008年初中国南方冰雪灾害1月24—27日的过程,对华南沿海以及青藏高原东部的降水落区和强度有较好的模拟,但也有部分区域雨带偏强。模式同时能够合理地再现高、低层系统

的配置,对低层的南风和水汽传输机制模拟较好,这是降水产生的必要条件之一;也能够模拟出青藏高原上地表位涡密度增长及其在等熵面上向下游的传输。由于模式对这次过程有着较合理的模拟,因此,可以在此基础上利用敏感性试验进一步探究青藏高原地表位涡密度强迫及其向下游传输产生的动力强迫对降水的影响。

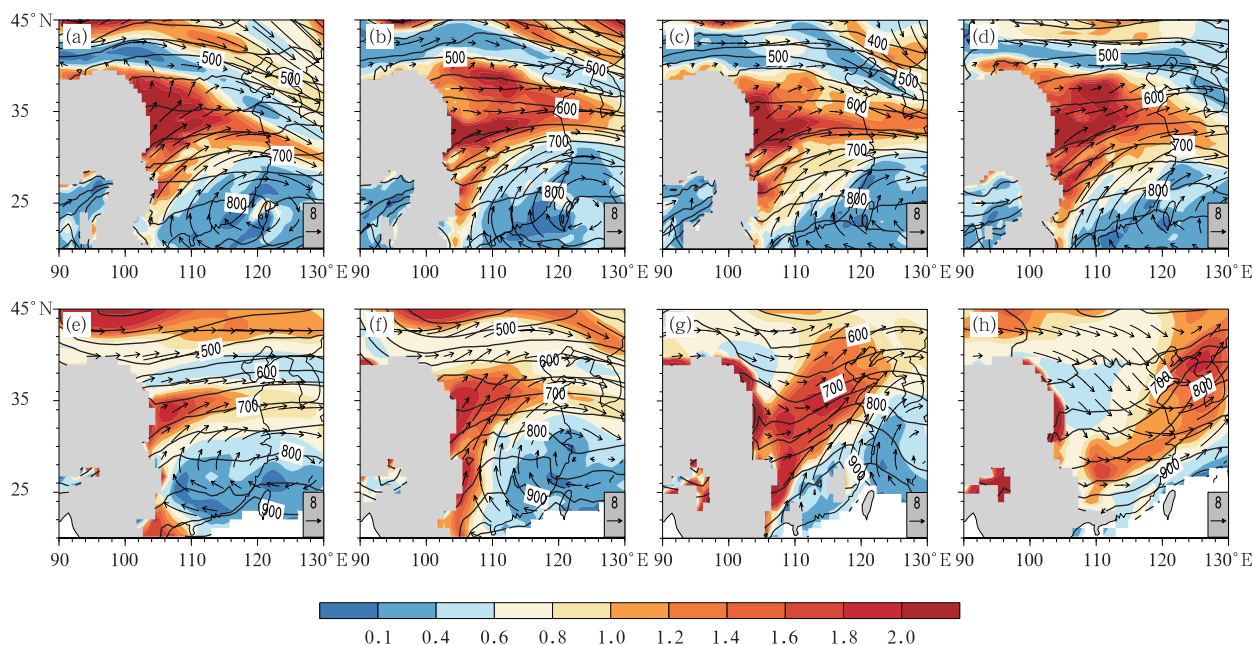


图 5 2008 年 1 月 24—27 日逐日等熵面上位涡密度(色阶,单位: 10^{-4} s^{-1})、
气压(等值线,间隔:50 hPa)以及风场(矢线,单位:m/s)的分布
(a—d. MERRA 再分析资料中 24—27 日 295 K 等熵面上的分布,
e—h. 为相应时间 290 K 等熵面上 FGOALS-f 的模拟结果)

Fig. 5 Evolutions 24–27 January 2008 of the distributions of PVD (shadings, unit: 10^{-4} s^{-1}),
wind (vectors, unit:m/s) and pressure (contours, interval: 50 hPa)
(a–d. MERRA data at 295 K isentropic surface, e–h. FGOALS-f simulation result at 290 K isentropic surface)

4 青藏高原表面位涡密度强迫及其天气影响的模拟分析

上面的分析表明,2008 年初中国南方冰雪灾害中存在青藏高原地表位涡密度增长并向下游输送。为了揭示青藏高原地表位涡密度强迫的天气、气候意义,以下通过对参照试验和敏感性试验结果的对比分析,去揭示高原地表位涡密度动力强迫对下游降水场变化的影响。

4.1 风场及散度的变化

敏感性试验中通过减小青藏高原东坡近地表风场,以此来减弱高原东坡的地表辐合区。图 6 给出了再分析资料(a—c)、参照试验(d—f)、敏感性试验(g—i)及两组试验差异(j—l)在降水期间平均的模式底层($\sigma=0.996$)风场和散度场的分布。图 6a、d、g、j 为底层风场;图 6b、e、h、k 为对应的散度场;图 6c、f、i、l 为同期的速度势和辐散风分布。再分析资料(图 6a—c)表明,降水期间青藏高原东坡 A 区近

地面有明显的辐合区,速度势表现为两个大值中心,分别位于高原东坡和华南沿海海南侧的海上地区。在对应的参照试验(图 6d—f)中,高原东部的辐合区与观测有较好的对应,速度势两个中心位置的强度也与观测相当,造成高原地表位涡密度增长的辐合区主要位于高原东坡的 A 区内。在敏感性试验(图 6g—i)中,风速在高原上明显减弱;其东部的 A 区的辐合中心消失;速度势在高原处的大值区也减弱消失。表明敏感性试验中通过改变地表风速去减弱地表辐合的设计是比较合理的。在此期间中国中东部近地表北风盛行(图 6a、d);青藏高原的位涡密度强迫还导致长江流域附近有南北异常风的汇合(图 6j—l),有利于上升运动发展。这与历史上 1 月中国中东部多雨雪日的特征(Nan, et al, 2012)一致。

4.2 高原地表位涡密度强迫及其向下游输送

敏感性试验中通过地表风速的减半使青藏高原区域地表的辐合、辐散有明显减弱,特别是所关注的

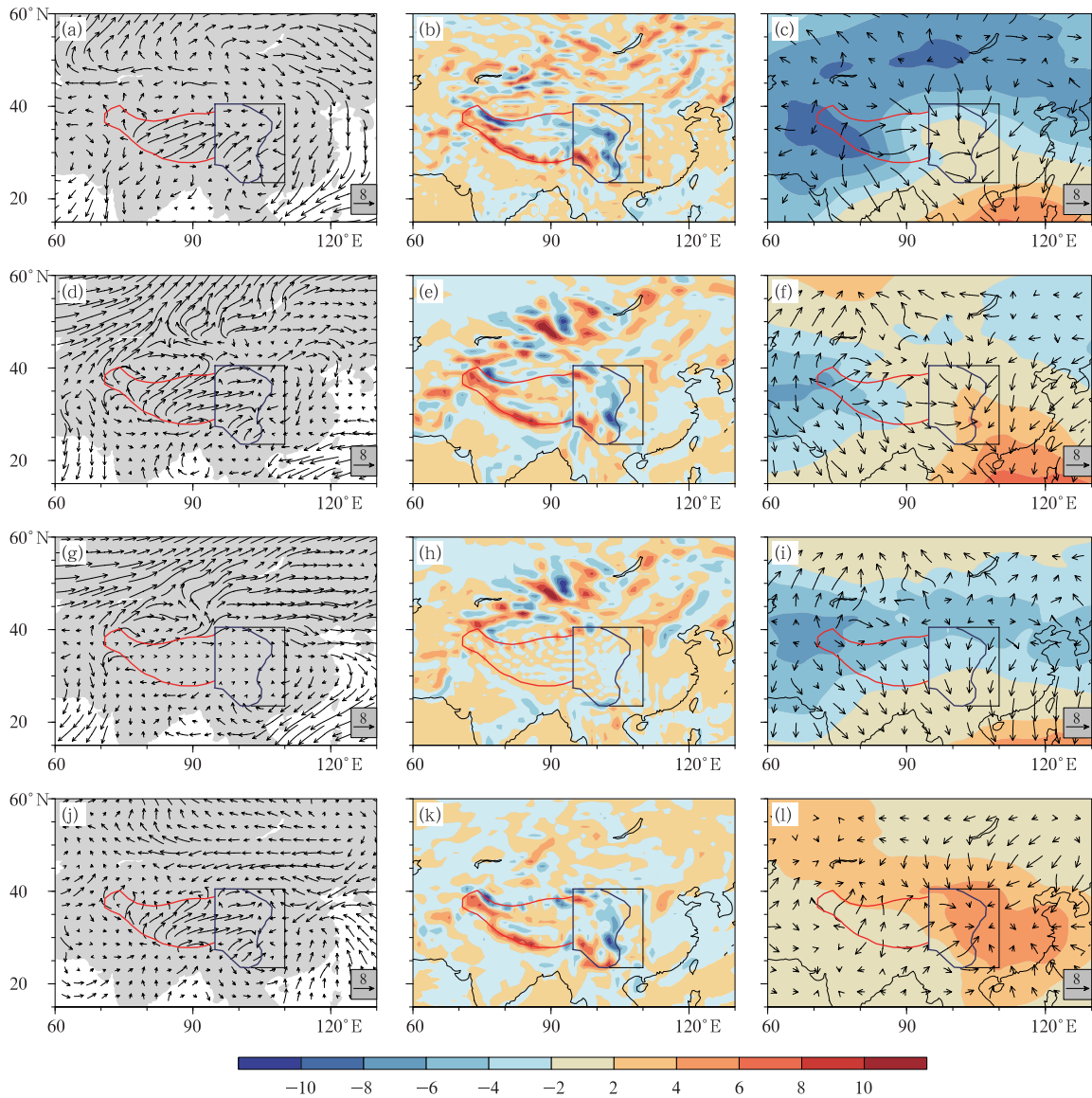


图6 2008年1月24—27日平均(a、d、g、j)近地面风场(矢线,单位:m/s)、(b、e、h、k)散度场(色阶,单位: 10^{-6} s^{-1})以及(c、f、i、l)速度势(色阶,单位: $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$)和辐散风(矢线,单位:m/s)的分布

(a—c. 再分析资料,d—f. FGOALS-f 模拟场,g—i. 敏感性试验,j—l. 参照试验与敏感性试验的差;

红线为3000 m地形线,蓝线为1500 m地形线,与敏感性试验更改区域对应)

Fig. 6 Distributions of mean values averaged over 24–27 January 2008 of (a, d, g, j) near surface wind (vectors, unit:m/s), (b, e, h, k) divergence (shadings, unit: 10^{-6} s^{-1}), (c, f, i, l) velocity potential (shadings, unit: $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) and divergent wind (vectors, unit: m/s)

(a–c. ERA-Interim data, d–f. control run, g–i. sensitivity run, j–l. difference between control and sensitivity runs;

Blue and red contours indicate, respectively, the 1500 m and 3000 m contours of terrain height

in the Tibetan Plateau, as the same region that the wind field was changed in sensitivity run)

高原东坡的近地面辐合区也基本消失。这对高原上地表位涡密度强迫及其向下游的传输有什么影响呢? 图7给出参照试验和敏感性试验在295 K等熵面上位涡密度的时间-经度剖面及二者的差异。在

参照试验中,22—26日,青藏高原上有两次明显的位涡密度大值向下游的输送,以24—26日的强度更大。其中,24日位涡密度大值区位于高原东坡约105°E附近,26日向东移动至下游115°E,与降水产

生的区域对应较好。而敏感性试验在此期间没有明显的位涡密度大值向下游的传输,仅在 21 和 26 日在 105°E 附近出现了较弱的大值中心。相比于参照试验,位涡密度的强度及输送均有明显减弱,这从二者的差异图中能够清晰地看出。

上述结果表明,在本次华南强降水的前期,青藏

高原东部近地面的辐合导致了该处显著的位涡密度增长,并沿着等熵面上的西风气流向东移动,在降水期间位涡密度的大值区位于华南上空。根据式(3),等熵面上的位涡密度就是绝对涡度。因此,上述等熵面上位涡密度的东移意味着高空有强的绝对涡度沿西风带向东输送。

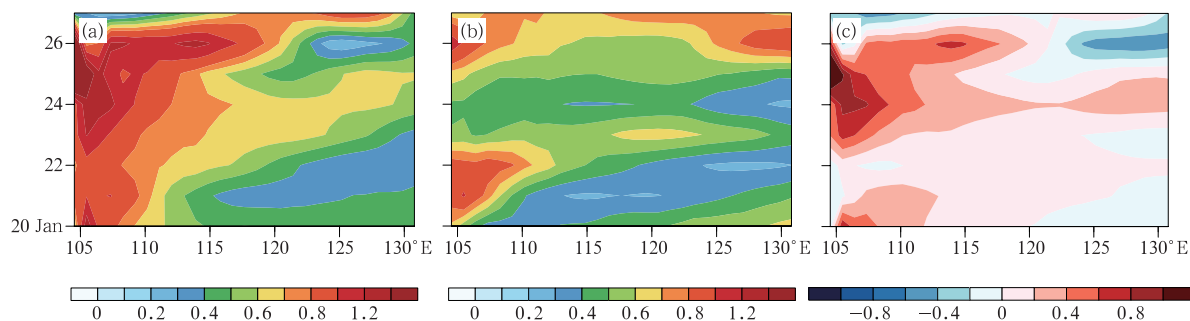


图 7 2008 年 1 月 20—27 日 295 K 等熵面上沿 30° — 35°N 平均的等熵位涡密度(单位: 10^{-4} s^{-1})的时间-经度剖面

(a. FGOALS-f 模拟场, b. 敏感性试验, c. 二者差异(背景试验 - 敏感性试验))

Fig. 7 Time-longitude cross-sections averaged over 30° — 35°N for the period of 20—27 January 2008 of the PVD (unit: 10^{-4} s^{-1}) at 295 K

(a. control run, b. sensitivity run, c. the difference (control run minus sensitivity run))

4.3 低空水汽输送

图 4 表明 FGOALS-f 模式能够较合理地再现这次过程的高、低层环流场。图 8a、d、g 和 b、e、h 分别给出 500 和 850 hPa 位势高度在参照试验及敏感性试验中的分布以及二者的差异。在中、低纬度的位势高度差异场(图 8g、h)上,低气压位于亚洲大陆,高压位于东亚东岸,南风在华南盛行。这些特征与再分析资料中 1 月中国中东部大雪天气发生天数多的年份的环流特征(图 2a、b, Nan, et al, 2012)十分相似,表明冬季青藏高原东侧的位涡密度强迫能够加强华南的偏南风,有利于水汽向中国中东部输送。图 8c、f、i 分别为参照试验,敏感性试验中 700 hPa 上水汽通量散度、相对湿度和风场分布及二者的差异情况。参照试验(图 8c)中,西南气流从中国南海及孟加拉湾地区为中国南方地区带来大量的水汽输送,相对湿度的大值区延伸至华北平原的北部地区,伴有水汽的辐合,在华南沿海处为明显的大值中心。这为降水的产生提供了充足的水汽条件。而敏感性试验(图 8f)中,南风减弱,相对湿度大值区偏南、偏西,整体范围也向南缩减。华南沿

海处的水汽辐合大值中心消失。对比两组试验(图 8i)发现,高原上地表位涡密度增长的动力强迫能够在高原东部低空产生气旋式环流,增强副高西侧的南风。加强了南风从中国南海和西太平洋为华南沿海地区带来更充足的水汽,同时也加强向北的水汽输送,导致相对湿度大值中心向北扩展,从而扩大降水范围,为降水的产生提供了充足的水汽条件。

4.4 上升运动的发展

在准地转动力框架中,当绝对涡度平流($-\mathbf{V} \cdot \nabla(f + \zeta)$)随高度增大时,上升运动(w)发展,反之亦然(Hoskins, et al, 1978; Holton, 1992; 朱乾根等, 2007),即 $w \propto \frac{\partial}{\partial z} [-\mathbf{V} \cdot \nabla(f + \zeta)] > 0$ 。

图 9 给出两组试验在降水期间(23—27 日)高、低层等熵面上位涡密度平流即绝对涡度平流的变化。图 9a、c、e 分别为两组试验在 310 K 等熵面上沿 20° — 40°N 平均的绝对涡度平流的时间-经度剖面及二者差异。可以看出,高层绝对涡度平流与其纬向分量吻合得较好,说明高层在西风的控制下,绝对涡度平流以纬向分量为主。参照试验(图 9a)中,

从 23 日起,高原东坡 105° — 110° E 附近有明显的正的绝对涡度平流,并在降水期持续并东移。而在敏感性试验(图 9c)中高层表现为负的绝对涡度平流,与参照试验形成明显的差异(图 9e)。图 9b、d、f 为同期低层 285 K 等熵面上绝对涡度平流及经向绝对

涡度平流的纬度-时间剖面。在参照试验(图 9b)中,低层的绝对涡度平流与其经向分量的分布基本一致,表明其绝对涡度平流主要以经向分量为主。可以看到,中国南方 35° N 以南地区在降水期间由负的绝对涡度平流控制,是由于低层等熵面上

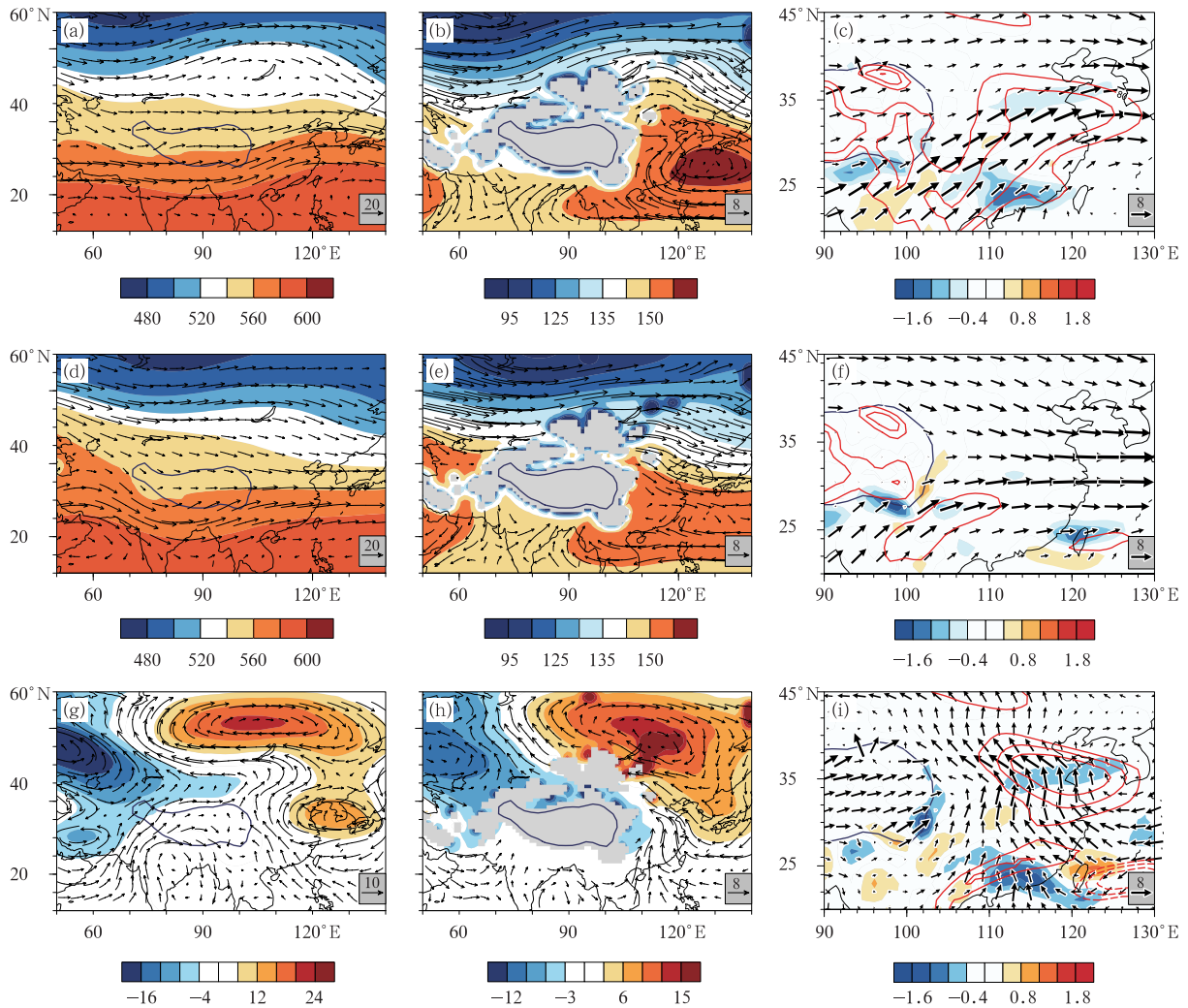


图 8 2008 年 1 月 24—27 日平均(a、d、g)500 hPa 位势高度(单位:dagpm)场,(b、e、h)850 hPa 位势高度(单位:dagpm)场和(c、f、i)700 hPa 相对湿度场(等值线,间隔 10%)及水汽通量散度场(色阶,单位: $10^{-7} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm} \cdot \text{hPa})$)

(a—c. FGOALS-f 模拟场, d—f. 敏感性试验, g—i. 参照试验与敏感试验的差;矢线为风场(单位:m/s), 蓝实线表示青藏高原 3000 m 等高线)

Fig. 8 Distributions of mean values averaged over 24–27 January 2008 of (a, d, g) geopotential height (unit: dagpm) at 500 hPa, (b, e, h) at 850 hPa, and (c, f, i) relative humidity (contours, interval: 10%) and divergence of water vapor flux (shadings, $10^{-7} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm} \cdot \text{hPa})$) at 700 hPa (a—c. control run, d—f. sensitivity run, g—i. the difference (control run minus sensitivity run); vectors represent winds (unit: m/s), blue solid curve indicates the 3000 m contour of terrain height in the Tibetan Plateau)

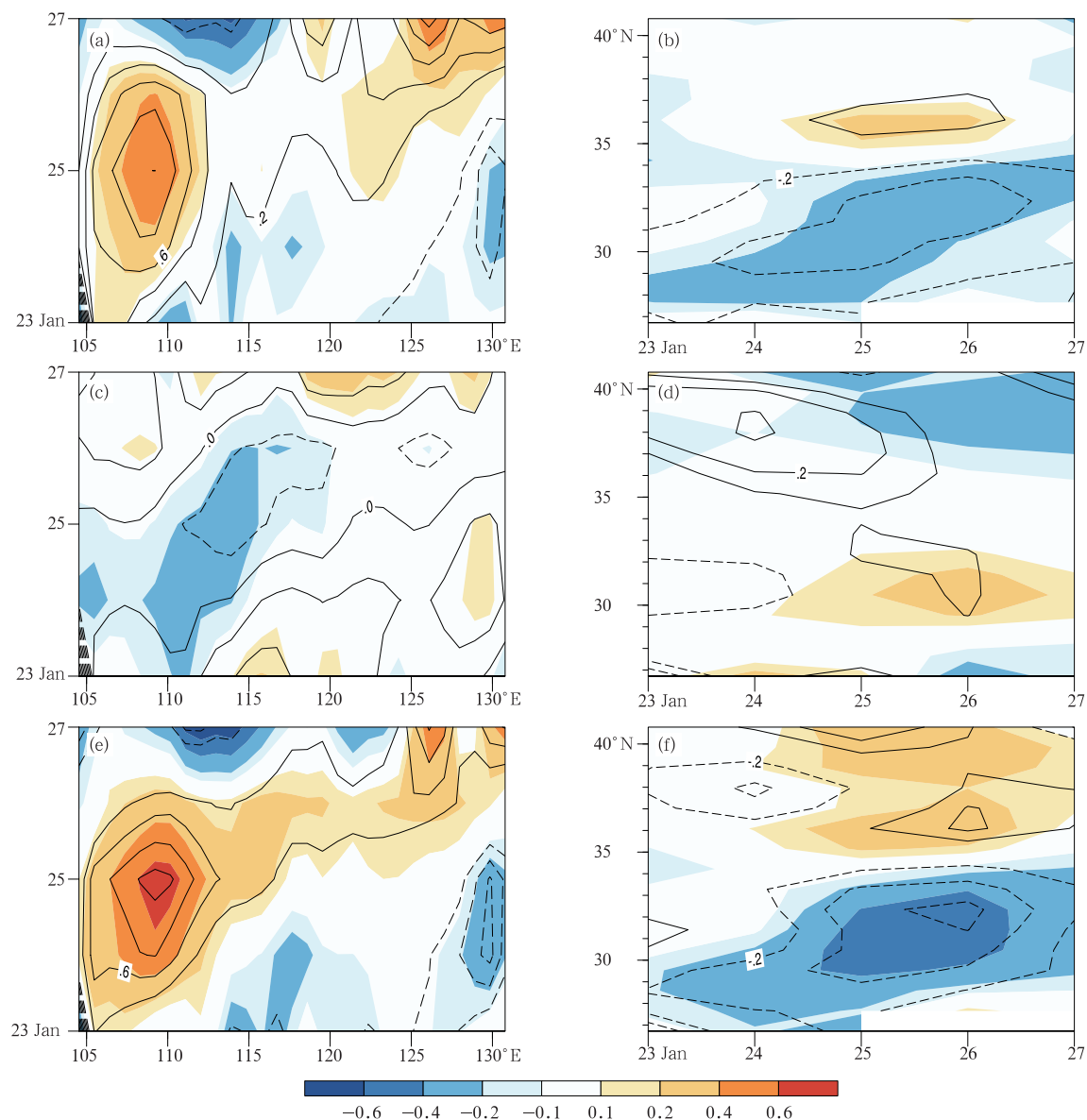


图9 2008年1月23—27日等熵面上的绝对涡度平流(色阶,单位: 10^{-9} s^{-2})

及其分量(等值线,间隔: $0.2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$)的时空演变

(a,b. FGOALS-f 模拟场,c,d. 敏感性试验,e,f. 二者差异;a,c,e. 310 K 等熵面上沿 20° — 40°N 平均的绝对涡度平流及其纬向分量的时间-经度剖面;b,d,f. 285 K 等熵面上沿 100° — 120°E 平均的绝对涡度平流及其经向分量的时间-纬度剖面)

Fig. 9 Spatial-temporal evolutions during 23 – 27 January 2008 of absolute vorticity advection (shadings, unit: 10^{-9} s^{-2}) and its components (contours, interval: $0.2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$)

(a, b. control run, c, d. sensitivity run, e, f. their difference; a, c, e. time-longitude cross-sections of absolute vorticity advection and its zonal component averaged over 20° – 40°N on 310 K isentropic surface; b, d, f. time-latitude cross-sections of absolute vorticity advection and its meridional component averaged over 100° – 120°E on 285 K isentropic surface)

偏南风将低纬度较小的行星涡度向高纬度输送,产生负的绝对涡度平流。在敏感性试验(图9d)中,受南风减弱的影响,负绝对涡度平流也较参照试验减

弱(图9f)。总的来看,参照试验中高原地表位涡密度增长的动力强迫能够加强高层绝对涡度平流的输送;同时激发低层气旋发展,造成南风加强,进而加

强低层负的绝对涡度平流增大,在华南地区上空形成绝对涡度平流随高度的增大,促进上升运动的增强和发展。而敏感性试验中这种机制则明显减弱,上升运动减弱甚至消失。

上述分析表明,在本次华南强降水期间,青藏高原东坡的近地表大气辐合作为激发因子能够导致该处的地表位涡密度增长。它沿着西风带向下游的移动造成高层正绝对涡度平流的增强,还能够激发低层的气旋。该气旋式环流使中国华南地区低空的南风加强,一方面有利于暖湿气流的向北输送,为降水的产生提供水汽条件;另一方面加强华南地区低层的负绝对涡度平流,在华南地区形成绝对涡度平流随高度增加的动力背景。正是这种高、低层绝对涡

度平流相互配合的机制促使降水期间华南地区上升运动发展和加强。

4.5 强降水的发生、发展

两组试验 24—27 日逐日降水和垂直运动的分布如图 10 所示。图 10a—d 分别为参照试验在 24—27 日 4 d 内的上升运动和降水分布,可见降水区域和上升运动区域有很好地对应关系。24 日低纬度地区在(23°N,110°E)的上升运动中心(图 10a)是由于该处高层正的绝对涡度平流(图 9a)和低空的负绝对涡度平流(图 9b)的动力激发所致;这时降水集中在华南一带。25 日高层正的绝对涡度平流和低空的负绝对涡度平流分别移到 110°E 以东和 33°N 以北;相应的上升运动中心和雨带也向东

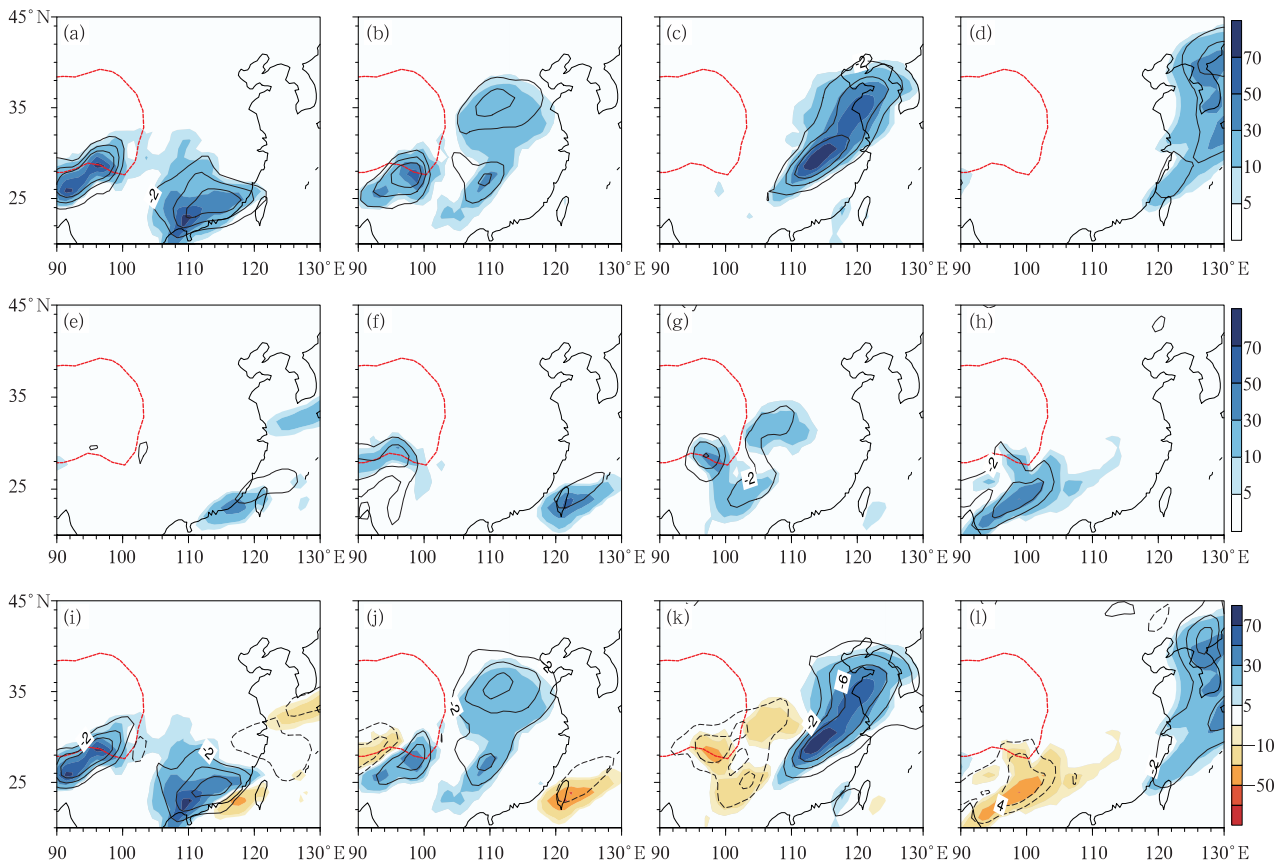


图 10 不同试验中 2008 年 1 月 24—27 日逐日的降水(色阶,单位:mm/d)及 500 hPa 垂直速度(等值线,间隔:2 Pa/s)分布及其差异

(a—d. 参照试验, e—h. 敏感性试验, i—l. 两者差异; 红实线表示青藏高原 3000 m 等高线)

Fig. 10 Daily evolutions during 24–27 January 2008 of the distribution of precipitation (shaded, unit: mm/d) and vertical velocity at 500 hPa (contours, interval: 2 Pa/s) in different experiments and their differences

(a—d. control run, e—h. sensitivity run, i—l. the difference; red contour indicates the 3000 m contour of terrain height in the Tibetan Plateau)

北移动到湖南和华北平原一带,形成两个大值中心(图10b)。26日随着高层正的绝对涡度平流继续东移和低空的负绝对涡度平流继续北伸,上升运动中心和降水中心也从华南延伸至华北平原到渤海一带(图10c)。27日雨带及大值中心基本移至海上(图10d)。在敏感性试验(图10e—h)中,由于华南地区绝对涡度平流随高度减少(图9c、d),24、25日中国大陆上基本受下沉运动控制,没有降水产生。26日仅在高原东坡及云南、四川一带有较弱的上升运动和降水产生;在参照试验中发生在中国华南沿海地区以及广西到上海一带的大范围降水减弱消失。这在差异图(图10i—l)中表现得更为明显。上述结果表明,在本次降水过程中青藏高原东坡地表位涡密度增长和东传对其下游地区的降水具有非常重要的影响。

5 结论和讨论

基于位涡理论,利用数值模拟对2008年初中国南方冰冻雨雪灾害过程中华南地区的强降水个例进行模拟和敏感性试验,由此揭示青藏高原东坡由地表面大气辐合导致的地表位涡密度增长及其传输所导致的动力强迫对中国南方地区极端降水的影响,得到以下几点结论:

利用FOGLAS-f模式和逐日海表温度强迫,在对2008年1月1—17日使用张弛逼近方法同化初始场的基础上,从18日开始进行10d的模拟试验。结果表明,尽管模式对于华北平原以及广西到山东一带的雨带模拟偏强,但对华南沿海地区以及高原东部的降水落区和强度有较好的模拟,能够较好地再现2008年初中国南方冰雪灾害1月24—27日的降水过程。在环流场中能够再现高、低层系统的结构及高原东侧近地表位涡密度向下游的传输。在此基础上利用敏感性试验进行对比,揭示高原地表位涡密度增长及其向下游传输的动力强迫对降水的影响,得到青藏高原影响极端天气过程的新机制。

青藏高原东坡近地表的辐合能够增加地表的位涡密度。由于高耸的青藏高原与等熵面相切,其东坡近地表增加的位涡密度成为等熵面边界上的位涡密度源。该位涡密度源在等熵面上沿西风气流向东传播,在对流层中高层为下游地区提供了正的绝对涡度平流,从而创造了上层辐散抽吸的动力背景,为下游地区上升运动和降水的发展创造了有利条件。

青藏高原地表位涡密度强迫作为激发因子还能够在对流层低层产生气旋式环流,从而能够加强中国华南地区的南风发展。它一方面促进来自海洋的暖湿气流向中国南方地区的输送,为降水的产生提供水汽条件。另一方面,南风的增大还能够加强低层负绝对涡度平流的输送。配合上层正绝对涡度平流的增强,高低层绝对涡度平流相耦合的抬升机制有利于上升运动的发展和加强。从而促进下游地区降水的产生。

针对2008年初南方冰雪灾害中一次较强的降水过程,探究了青藏高原地表位涡密度增长及其平流作用所导致的动力强迫对其下游地区降水的影响,提出了青藏高原强迫影响极端天气过程的一种新机制。但这只是个例分析,其结论还有待更多的研究予以证实。由于冬季青藏高原的表面感热加热很弱,近地表层中非绝热加热对位涡密度的贡献很小,文中分析仅针对位涡密度方程中散度项的贡献。夏半年青藏高原地表感热加热很强,近地表层中非绝热加热对位涡密度的贡献不可忽略,非绝热加热及摩擦对地表位涡密度变化的影响需要在未来的工作中予以进一步研究。

参考文献

- 丁一汇,王遵亲,宋亚芳等. 2008. 中国南方2008年1月罕见低温雨雪冰冻灾害发生的原因及其与气候变暖的关系. 气象学报, 66(5): 808-825. Ding Y H, Wang Z Y, Song Y F, et al. 2008. Causes of the unprecedented freezing disaster in January 2008 and its possible association with the global warming. Acta Meteor Sinica, 66(5): 808-825 (in Chinese)
- 高辉,陈丽娟,贾小龙等. 2008. 2008年1月我国大范围低温雨雪冰冻灾害分析Ⅱ:成因分析. 气象, 34(4): 101-106. Gao H, Chen L J, Jia X L, et al. 2008. Analysis of the severe cold surge, ice-snow and frozen disasters in south China during January 2008: II. Possible climatic causes. Meteor Mon, 34(4): 101-106 (in Chinese)
- 高洋,吴统文,陈葆德. 2011. 2008年1月我国南方冻雨过程的热力异常及其形成原因. 高原气象, 30(6): 1526-1533. Gao Y, Wu T W, Chen B D. 2011. Anomalous thermodynamic conditions for freezing rain in southern China in January 2008 and their cause. Plateau Meteor, 30(6): 1526-1533 (in Chinese)
- 顾雷,魏科,黄荣辉. 2008. 2008年1月我国严重低温雨雪冰冻灾害与东亚季风系统异常的关系. 气候与环境研究, 13(4): 405-418. Gu L, Wei K, Huang R H. 2008. Severe disaster of blizzard, freezing rain and low temperature in January 2008 in China and its association with the anomalies of east Asian monsoon

- system. *Climatic Environ Res*, 13(4): 405-418 (in Chinese)
- 辜旭赞. 2011. 2008年1月我国南方持续雨雪过程的诊断分析. *高原气象*, 30(1): 150-157. Gu X Z. 2011. Diagnostic analysis on severe cold surge, rain and ice-snow in south China in January 2008. *Plateau Meteor*, 30(1): 150-157 (in Chinese)
- 李崇银, 顾薇. 2010. 2008年1月乌拉尔阻塞高压异常活动的分析研究. *大气科学*, 34(5): 865-874. Li C Y, Gu W. 2010. An analyzing study of the anomalous activity of blocking high over the Ural mountains in January 2008. *Chinese J Atmos Sci*, 34(5): 865-874 (in Chinese)
- 李来芳, 刘屹岷, 卜昌郁. 2011. 热源异常对2008年初中国南方低温雨雪天气的影响. *气候与环境研究*, 16(2): 126-136. Li L F, Liu Y M, Bo C Y. 2011. Impacts of diabatic heating anomalies on an extreme snow event over South China in January 2008. *Climatic Environ Res*, 16(2): 126-136 (in Chinese)
- 刘新, 吴国雄, 李伟平. 2006. 夏季青藏高原加热和环流场的日变化. *地球科学进展*, 21(12): 1273-1282. Liu X, Wu G X, Li W P. 2006. The diurnal variation of the atmospheric circulation and diabatic heating over the Tibetan Plateau. *Adv Earth Sci*, 21(12): 1273-1282 (in Chinese)
- 刘毅, 赵燕华, 管兆勇. 2008. 平流层环流异常对2008年1月雪灾过程的影响. *气候与环境研究*, 13(4): 548-555. Liu Y, Zhao Y H, Guan Z Y. 2008. Influences of stratospheric circulation anomalies on tropospheric weather of the heavy snowfall in January 2008. *Climatic Environ Res*, 13(4): 548-555 (in Chinese)
- 马婷婷, 吴国雄, 刘屹岷等. 2018. 青藏高原地表位涡密度强迫对2008年1月中国南方降水过程的影响 I: 资料分析. *气象学报*, 76(6): 870-886. Ma Tingting, Wu Guoxiong, Liu Yimin, et al. 2018. Impacts of surface potential vorticity density forcing over the Tibetan Plateau on the evolution of precipitation over southern China in January 2008. Part I: Data analysis. *Acta Meteor Sinica*, 76(6): 870-886 (in Chinese)
- 南京信息工程大学大气资料服务中心. 2010. MERRA 卫星分析资料介绍. *大气科学学报*, 33(2): 253-256. Atmospheric Data Service Center of Nanjing University of Information Science and Technology. 2010. Introduction of MERRA satellite analysis data. *Trans Atmos Sci*, 33(2): 253-256 (in Chinese)
- 谭桂容, 陈海山, 孙照渤等. 2010. 2008年1月中国低温与北大西洋涛动和平流层异常活动的联系. *大气科学*, 34(1): 175-183. Tan G R, Chen H S, Sun Z B, et al. 2010. Linkage of the cold event in January 2008 over China to the North Atlantic Oscillation and stratospheric circulation anomalies. *Chinese J Atmos Sci*, 34(1): 175-183 (in Chinese)
- 陶诗言, 卫捷. 2008. 2008年1月我国南方严重冰雪灾害过程分析. *气候与环境研究*, 13(4): 337-350. Tao S Y, Wei J. 2008. Severe snow and freezing-rain in January 2008 in the Southern China. *Climatic Environ Res*, 13(4): 337-350 (in Chinese)
- 陶祖钰, 郑永光, 张小玲. 2008. 2008年初冰雪灾害和华南准静止锋. *气象学报*, 66(5): 850-854. Tao Z Y, Zheng Y G, Zhang X L. 2008. Southern China quasi-stationary front during ice-snow disaster of January 2008. *Acta Meteor Sinica*, 66(5): 850-854 (in Chinese)
- 王东海, 柳崇健, 刘英等. 2008. 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. *气象学报*, 66(3): 405-422. Wang D H, Liu C J, Liu Y, et al. 2008. A preliminary analysis of features and causes of the snow storm event over the Southern China in January 2008. *Acta Meteor Sinica*, 66(3): 405-422 (in Chinese)
- 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: 气候特征与影响评估. *气象*, 34(4): 95-100. 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*, 34(4): 95-100 (in Chinese)
- 王亚非, 李琰, 李萍云等. 2008. 2008年初中国南方雪灾大尺度环流背景分析. *气象学报*, 66(5): 826-835. Wang Y F, Li Y, Li P Y, et al. 2008. The large scale circulation of the snow disaster in South China in the beginning of 2008. *Acta Meteor Sinica*, 66(5): 826-835 (in Chinese)
- 王遵娅, 张强, 陈峪等. 2008. 2008年初我国低温雨雪冰冻灾害的气候特征. *气候变化研究进展*, 4(2): 63-67. Wang Z Y, Zhang Q, Chen Y, et al. 2008. Characters of meteorological disasters caused by the extreme synoptic process in early 2008 over China. *Adv Climate Change Res*, 4(2): 63-67 (in Chinese)
- 杨贵名, 孔期, 毛冬艳等. 2008. 2008年初“低温雨雪冰冻”灾害天气的持续性原因分析. *气象学报*, 66(5): 836-849. Yang G M, Kong Q, Mao D Y, et al. 2008. Analysis of the long-lasting cryogenic freezing rain and snow weather in the beginning of 2008. *Acta Meteor Sinica*, 66(5): 836-849 (in Chinese)
- 曾明剑, 陆维松, 梁信忠等. 2008. 2008年初中国南方持续性冰冻雨雪灾害形成的温度场结构分析. *气象学报*, 66(6): 1043-1052. Zeng M J, Lu W S, Liang X Z, et al. 2008. Analysis of temperature structure for persistent disastrous freezing rain and snow over southern China in early 2008. *Acta Meteor Sinica*, 66(6): 1043-1052 (in Chinese)
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文. 2007. 第三章 气旋与反气旋 // 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文等. *天气学原理和方法*. 4版. 北京: 气象出版社, 120-122. Zhu Q G, Lin J R, Shou SW. 2007. Chapter 3 // Zhu Q G, Lin J R, Shou SW, et al. *Synoptic Principles and Methods*. 4th ed. Beijing: China Meteorology Press, 120-122 (in Chinese)
- Bao Q, Yang J, Liu Y M, et al. 2010. Roles of anomalous Tibetan Plateau warming on the severe 2008 winter storm in central-southern China. *Mon Wea Rev*, 138(6): 2375-2384
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(656): 553-597
- Ertel H. 1942. Ein neuer hydrodynamischer wirbelsatz. *Meteorol Z*, 59: 277-281

- Haynes P H, McIntyre M E. 1987. On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces. *J Atmos Sci*, 44(5): 828-841
- Haynes P H, McIntyre M E. 1990. On the conservation and impermeability theorems for potential vorticity. *J Atmos Sci*, 47(16): 2021-2031
- Held I M, Schneider T. 1999. The surface branch of the zonally averaged mass transport circulation in the troposphere. *J Atmos Sci*, 56(11): 1688-1697
- Holton J. 1992. Chapter 3: Elementary applications of the basic equations//Holton J R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 3rd ed. New York: Academic Press, 75-77
- Hoskins B. 1997. A potential vorticity view of synoptic development. *Meteor Appl*, 4(4): 325-334
- Hoskins B. 2015. Potential vorticity and the PV perspective. *Adv Atmos Sci*, 32(1): 2-9
- Hoskins B J, Draghici I, Davies H C. 1978. A new look at the ω - θ equation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 104(439): 31-38
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart J Roy Meteor Soc*, 111(470): 877-946
- Hoskins B J. 1991. Towards a PV- θ view of the general circulation. *Tellus A Dyn Meteor Oceanogr*, 43(4): 27-36
- Huffman G J, Bolvin D T, Nelkin E J, et al. 2007. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J Hydrometeorol*, 8(1): 38-55
- Li J X, Bao Q, Liu Y M, et al. 2017. Evaluation of the computational performance of the finite-volume atmospheric model of the IAP/LASG (FAMIL) on a high-performance computer. *Atmos Ocean Sci Lett*, 10(4): 329-336
- Lucchesi R. 2012. File Specification for MERRA Products. GMAO Office Note No. 1564 (Version 2.3), 82pp. http://gmao.gsfc.nasa.gov/pubs/office_notes
- Nan S L, Zhao P. 2012. Snowfall over central-eastern China and Asian atmospheric cold source in January. *Int J Climatol*, 32(6): 888-899
- Rienecker M M, Suarez M J, Gelaro R, et al. 2011. MERRA: NASA's Modern-Era retrospective analysis for research and applications. *J Climate*, 24(14): 3624-3648
- Schneider T, Held I M, Garner S T. 2003. Boundary effects in potential vorticity dynamics. *J Atmos Sci*, 60(8): 1024-1040
- Schneider T. 2005. Zonal momentum balance, potential vorticity dynamics, and mass fluxes on near-surface isentropes. *J Atmos Sci*, 62(6): 1884-1900
- Shaw S N. 1930. *Manual of Meteorology, Volume III: The Physical Processes of Weather*. British: Cambridge University Press, Reissue, 2015, 474pp
- Wen M, Yang S, Kumar A, et al. 2009. An analysis of the large-scale climate anomalies associated with the snowstorms affecting China in January 2008. *Mon Wea Rev*, 137(3): 1111-1131