

DOI: 10.13718/j.cnki.xdzk.2023.04.016

青藏高原东部大气热源与高原涡的关系

张正杰, 范广洲

成都信息工程大学 大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室/气候与环境变化联合实验室, 成都 610225

摘要: 基于 ERA5 再分析资料和高原低涡统计数据集, 采用倒算法计算了 1991—2017 年青藏高原东部的大气热源, 分析了大气热源与高原涡生成频数、移出频数及初生性质的关系。结果表明: ① 1991—2017 年, 7 月份高原东部大气热源平均强度为 172 W/m^2 , 振荡周期为 5~7 年, 空间分布具有明显的局地差异, 东南部大气热源高于东北部。随纬度增加, 大气热源明显减弱, 高原南坡是大气热源最强的区域。② 大气热源偏强有利于高原涡的生成及移出, 强年高原涡生成频数及移出频数均多于弱年。③ 分析大气热源强弱年环流场差异, 证明强年环流形势有利于高原涡的生成及移出, 具体影响机制为: 强年南坡大气热源中心气柱上升运动强烈, 整层大气呈现强烈的上升运动, 低层辐合, 高层辐散, 南亚高压脊线东伸脊点位于 120°E , 高层西风急流大值区位于高原东部, 低层存在利于高原涡移出的横槽。

关键词: 大气热源; 高原低涡; 旋转经验正交函数; 青藏高原

中图分类号: P447 **文献标志码:** A

文章编号: 1673-9868(2023)04-0167-11

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



Relationship between Atmospheric Heat Source and the Plateau Vortex in the Eastern Tibetan Plateau

ZHANG Zhengjie, FAN Guangzhou

School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology/Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province/Joint Laboratory of Climate and Environment Change, Chengdu 610225, China

Abstract: Based on the ERA5 reanalysis data and the Plateau Vortex statistical data set, the inverse algorithm was used to calculate the atmospheric heat source in the eastern part of the Tibetan Plateau from 1991 to 2017, and the relationship between the atmospheric heat source and the Plateau Vortex generation frequency with removal frequency and incipient nature was analyzed. The results show that: ① From 1991 to 2017, in July, the average atmospheric heat source in the eastern part of the plateau was 172 W/m^2 , the oscillation period was 5—7 years, and the spatial distribution had obvious regional differences. The atmospheric heat source in the southeast was higher than that in the northeast. From south to north, the atmos-

收稿日期: 2022-05-11

基金项目: 国家自然科学基金项目(42075019, 42075081); 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0102)。

作者简介: 张正杰, 硕士研究生, 主要从事气候变化研究。

通信作者: 范广洲, 教授。

pheric heat source was obviously weakened with the increase of latitude, and the southern slope of the plateau was the area with the strongest atmospheric heat source. ② There is a positive correlation between the strong atmospheric heat source and the generation frequency with removal frequency of the Plateau Vortex. The generation frequency and removal frequency of the Plateau Vortex in strong years are more than those in weak years. ③ Analysis of the difference in the circulation field between the strong and weak years of the atmospheric heat source proved that the strong annual circulation situation is conducive to the formation and removal of the Plateau Vortex, and explained its influence mechanism; in strong year, the upward movement of the air column in the center of the atmospheric heat source on the southern slope is strong, the whole atmosphere is strongly move upward, the convergence of the lower layers and the divergence of the upper layers, the eastward extension of the South Asian High Ridge Line is located at 120°E, the high-level westerly jet high-value area is located in the eastern part of the plateau, and there are transverse troughs in the lower layers that are conducive to the migration of the Plateau Vortex.

Key words: atmospheric heat source; Tibetan Plateau Vortex; REOF; the Tibetan Plateau

大气热源是高原地区环流系统形成和维持的重要条件。近年来,高原大气热源异常及其对高原气候的影响备受关注。青藏高原因其独特的海拔,在夏季成为可直接加热对流层大气的热源^[1],对高原自身和周边大气产生极其重要的影响^[2]。亚洲季风也因高原的热力和机械强迫影响,首先在孟加拉湾出现^[3-4]。加热产生的位涡强迫使得近地层出现强大的气旋式环流,把大量海洋的暖湿气流输送至大陆^[5],对亚洲的降水产生深远影响。冬夏季高原大气热力状况不同,冬季表现为热汇,夏季则为热源^[6-8],6月和7月分别是高原西部和东部大气热源最强的时段^[9]。朱玉祥等^[10]基于再分析资料使用倒算法计算 1950—2004 年间的高原大气热源,发现近 20 年高原上空大气热源表现出持续减弱的趋势。之后 Duan 等^[11]基于观测资料使用正算法验证了这一结论,并指出高原感热的减弱或许与全球气候变化有关。

1979 年,我国进行了第一次青藏高原气象科学实验(TIPEX-I)^[12],为高原气象研究^[13-15]和提高气象预报准确率^[16]做出了巨大贡献。随后,关于高原天气及高原低涡(以下简称高原涡)的研究越来越多。早在 20 世纪 80 年代,刘富明等^[17]就借助第一次高原气象科学实验的宝贵资料,统计出 3 种高原涡生成发展常见的基本环流型式。高原涡的生成与发展不仅强烈依赖于高原地形,还与非绝热加热、层结稳定度等多种因素密切相关^[18]。李国平等^[19-21]指出,地面热源强迫有利于高原涡生成,并从气候统计角度揭示了高原地面加热作用对高原涡活动以及高原对流活动的影响。在高原涡生成阶段,地表感热起着重要作用,而潜热加热与高原涡的形成与发展都有密切的关系^[22-25]。此外,还有研究从环流等角度分析,认为高原季风强度与高原涡生成频数、移出频数等成正比^[26],而与高原涡生命史成反比。高原低层受气旋式环流控制,高层受反气旋式环流控制时有利于高原涡的生成与发展^[27-28]。

研究高原涡在东部的发展情况对于下游地区的气象预报具有重要的指示意义。高原涡多生成于中西部,发展过程中会向东移动,多数在东部消散,从而导致高原地区出现降水^[29]。但也有相当一部分会移出高原,这类高原涡往往会诱发下游地区的暴雨天气甚至造成严重的洪涝灾害。因此,高原涡在东部的发展情况直接影响下游地区的天气状况。而高原东部是整个高原植被最茂密、水汽最丰沛的区域,尤其在夏季多个季风交汇带来的水汽变化,极大程度影响着高原东部大气热源^[30],因此探究高原东部大气热源异常对于分析高原涡在此地发生发展情况非常重要,是一个关乎高原地区降水及下游地区生产生活的重要课题。

以往研究多注重探讨高原地面加热对高原涡的影响,但高原的热力作用是一个整体,要考虑整层大气的加热作用。近年来有研究对比了高原涡发生频数异常年环流场的差异,得出高原涡多发年大气热源偏强^[31]的结论。因此,本研究基于大气热源异常年,分析大气热源异常下环流结构变化对高原涡的影响,验证前人的结论,探讨高原东部大气热源异常影响高原涡发生发展的机制。由于 7 月是高原大气热源最为强盛的时期,也是高原涡活动最频繁的月份之一,故研究时段选择为 7 月。

1 资料与方法

根据黄楚惠等^[32]关于高原涡生成源地的划分,选择 93°E 以东为高原东部,以其作为本文研究区域,经纬度范围为 $25^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$, $93^{\circ}\text{--}103^{\circ}\text{E}$.高原涡数据使用林志强^[33]的数据集,该数据集基于ERA-Interim再分析资料,使用客观识别技术^[34]和追踪算法得到高原涡的各项活动信息,分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$,研究时段为1991—2017年.文中涉及的地图基于国家测绘地理信息局标准地图服务网站(<http://www.gov.cn/govweb/fwxx/bw/gjchj/>)下载的审图号为GS(2016)2951的地图制作,底图无修改.

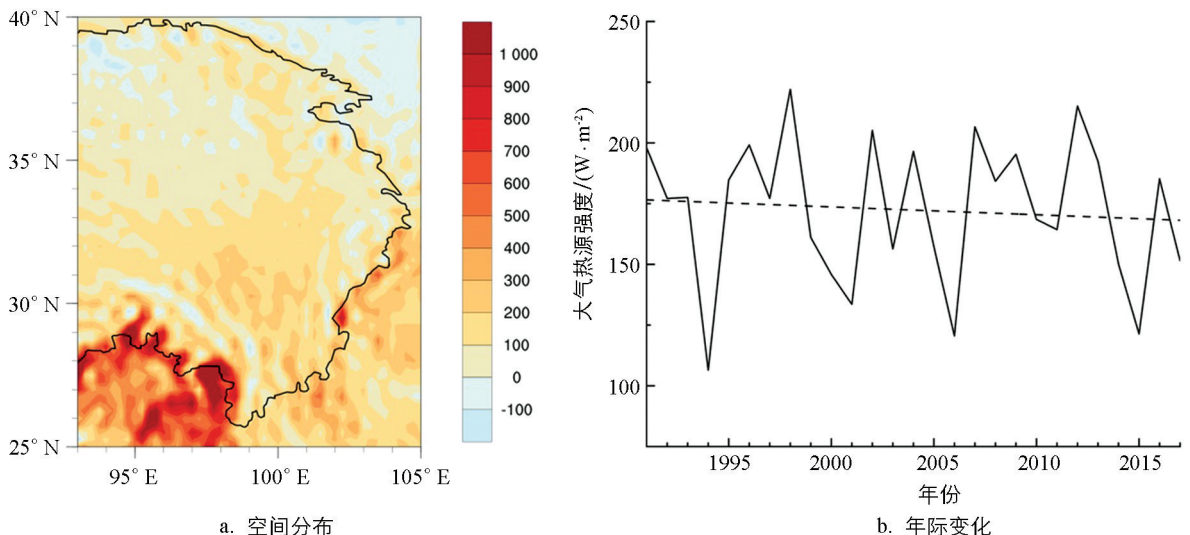
采用ERA5提供的逐日再分析资料及月平均资料,包括比湿、径向风分量、纬向风分量、地面气压场、温度、位涡以及位势高度,水平分辨率为 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$.所有数据经计算处理为月平均资料,用于对1991—2017年高原东部区域内7月份大气热源的时空特征进行分析.

大气热源是大气热力作用的综合体现,表示大气总的非绝热加热能力^[35],下文用整层视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 代表大气热源, $\langle Q_1 \rangle$ 为正即为热源,为负则为热汇,其中整层视热源为对视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 从地面到大气层顶(取200 hPa)进行积分.本研究采用倒算法^[36]计算视热源,其优势在于可以求得视热源的各分量及其垂直结构特征,有助于分析大气热源的垂直结构差异.

2 高原东部大气热源

2.1 大气热源的时空分布特征

图1a为1991—2017年,7月高原东部大气热源气候态空间分布图.由图1a可知,高原东南部及其附近地区在7月份主要表现为热源,平均强度为 172 W/m^2 ,高原上空大气热源存在明显的由北向南逐级增加的梯度特征.高原东北部大气热源强度明显低于东南部,东北部地区大气热源平均强度在 100 W/m^2 以内,最小值中心出现在高原的 39°N , 94°E 附近,最小值在 $-200\text{--}-100\text{ W/m}^2$ 范围内.由北向南大气热源强度逐渐增加,东南部大气热源平均强度为 200 W/m^2 左右,最大中心出现在高原南坡 $25^{\circ}\text{--}29^{\circ}\text{N}$, $93^{\circ}\text{--}99^{\circ}\text{E}$,最大值超过 1000 W/m^2 .从大气热源强度区域平均年际变化图(图1b)可知,大气热源强度有较为明显的年际变化,表现出波动下降的特征,振荡周期为5~7年,1994年、2001年、2006年和2015年是大气热源强度的极小值年.大气热源强度随着时间推移整体呈下降趋势,减小速率为 $0.32\text{ W}/(\text{m}^2\cdot\text{a})$.可见高原东部大气热源强度明显随纬度的增加而减弱,高原东北部的大气热源强度低于东南部,高原东南部尤其是南坡是大气热源最为强烈的区域.

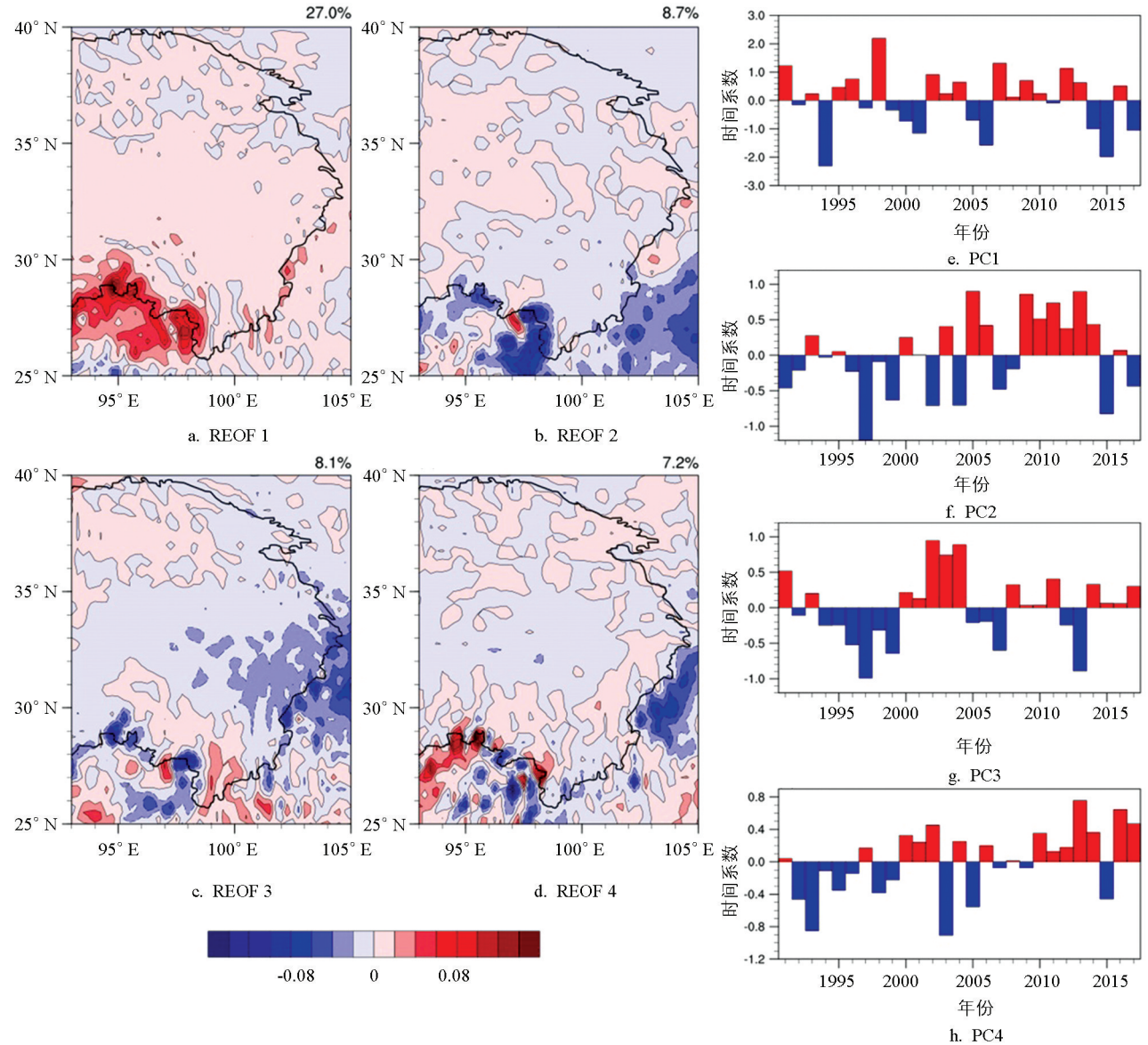


单位: W/m^2 ; 图 a 中黑色曲线表示青藏高原范围, 图 b 中实线为大气热源年际变化, 虚线为其线性趋势, 下同. 审图号: GS(2016) 2951 号.

图 1 大气热源强度气候态空间分布及区域平均年际变化

REOF 分析通过旋转模态的空间型,克服了 EOF 分析在研究局部变化时具有局限性的缺点^[37],前者通过对前 k 个模态空间型进行旋转,使之在总解释方差不变的前提下,最大限度反映不同区域的局部特征^[38-39]. 大气热源 EOF 分析的前 12 个模态的总解释方差已超过 80.0%(表略),第 13 个模态不足 2.0%,故选择对前 12 个模态空间型进行旋转调整.

图 2 为大气热源 REOF 的前 4 个模态及其时间序列图,前 4 个模态累积方差贡献率达 51.0%,能较好地反映大气热源主要的空间分布特征. 第一模态的方差贡献率为 27.0%,其空间型(图 2a)显示,高原东部大部分区域为弱的正位相. 高值区出现在高原南坡一带且相对集中,其时间序列(图 2e)显示,大气热源的年际变化存在较为明显的准 3 年振荡周期,在 1994 年、1998 年分别出现最强负、正位相,整个高原基本同位相变化,将其定义为“同位相型”.



审图号: GS(2016)2951 号.

图 2 REOF 前 4 个模态(a,b,c,d)及其时间序列(e,f,g,h)

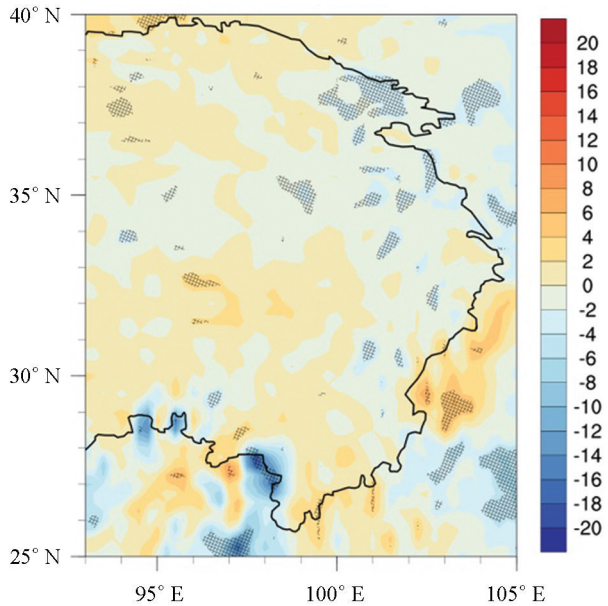
第二模态的方差贡献率明显低于第一模态,仅为 8.7%,前两个模态累积方差贡献率达 35.7%. 第二模态空间型(图 2b)显示,负位相高值区位于高原南坡 98°E 附近,相较于第一模态中心位置较为偏东. 第二模态的时间序列(图 2f)显示出了大气热源的变化具有年代际特征,2004 年左右发生了一次突变,即 2004 年之前主要表现为负位相,之后表现为正位相,2009—2014 年是显著的强正位相年. 第三模态与第四模态的方差贡献率

分别为 8.1% 和 7.2%，与第二模态的方差贡献率接近，且三者的空间型较相似，故不再赘述。

对比图 2a~图 2d，发现第一模态的空间型与后 3 个模态存在显著差异。第一模态的“同位相型”在后 3 个模态中并没有出现，但 4 个模态都显示南坡具有明显的大值中心，说明高原南坡是大气热源差异最为显著的地区。第一模态方差贡献率最高，达 27.0%，而其余 3 个模态的空间型相似，累计方差贡献率也仅有 24.0%，说明高原东南部大气热源通常是同位相变化。

2.2 大气热源变化趋势

通过对 1991—2017 年大气热源空间场进行一元线性回归分析，得到大气热源线性趋势的空间分布图(图 3)。由图 3 可知，高原大部分地区表现为弱的增加趋势，增加速率在 $2 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 以内，而东边界及东北部主要表现为弱的减弱趋势，减小速率也在 $2 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 以内。南坡大气热源主要呈减弱趋势，且存在一个较明显的减弱速率大值中心，位于 27°N , 98°E ，减小速率达 $12 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。整体来看，高原东北部大部分地区呈弱的减小趋势，而南部地区呈弱的增加趋势，但南部与北部的变化趋势均不明显，只有南坡大气热源呈明显的减弱趋势。这说明近年来南坡大气热源明显减弱，同时由于地形地貌的不同，各地区表现出了较为明显的年际变化差异。



单位: $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$; 阴影区域通过 90% 置信水平检验. 审图号: GS(2016)2951 号.

图 3 1991—2017 年大气热源线性趋势的空间分布

3 大气热源与高原涡的关系

3.1 大气热源与高原涡生成频数的空间相关性

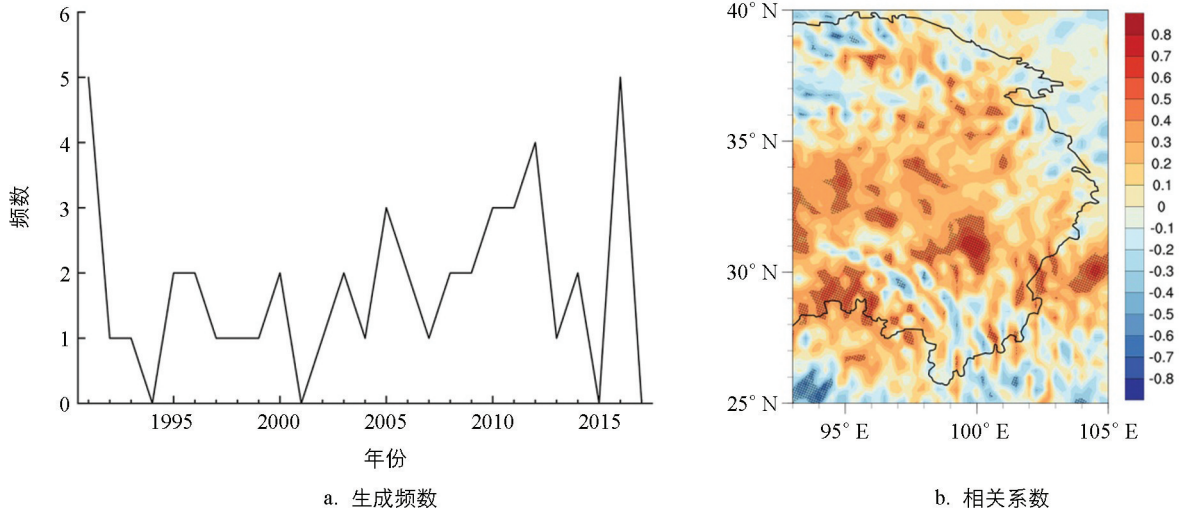
图 4a 为 1991—2017 年在东部生成的高原涡频数的年际变化图，生成个数最多的年份为 1991 年和 2016 年，均有 5 个，其次是 2012 年，有 4 个高原涡生成。结合图 1b 可知，这 3 年均为大气热源偏强年，而 1994 年、2001 年和 2015 年为大气热源偏弱年，没有高原涡生成。结合高原涡生成频数与大气热源相关系数分布图(图 4b)可知，高原涡生成与中南部大气热源正相关系数较高，最大相关系数达 0.6，高原上相关系数的大值中心出现在高原中部 $28^\circ\text{--}35^\circ \text{N}$ ，此外高原南坡一带正相关系数也高达 0.5。说明东部高原中部及南坡的大气热源偏强与高原涡在东部的生成具有较强的正相关关系，大气热源偏强有利于高原涡在东部地区生成。

3.2 大气热源与高原涡移出频数的空间相关性

高原涡是在青藏高原上生成的一种涡旋，若在某个时刻向东移出高原，则称为移出型高原涡。统计移出型高原涡的频数(图 5a)，可以发现 1991 年、1999 年、2012 年和 2016 年是高原涡移出频数较多的年份，移出个数均为 5 个及以上，其中 1991 年、2012 年和 2016 年是大气热源强年。移出频数较少的年份有 1993 年、2001—2003 年、2006 年、2014—2015 年，移出数目均在 1 个及以下，其中 2001 年、2003 年、2006 年和 2015 年是大气热源弱年。图 5b 为高原涡移出频数与大气热源的相关系数空间分布图，可以看出， 34°N 以南二者主要呈正相关，且随着经度增加相关系数逐渐增大，最大正相关系数分布在 99°E 以东及高原南坡，最大相关系数超过 0.5，且通过 95% 置信水平检验，说明高原东边界大气热源偏强与高原涡移出频数呈正相关。

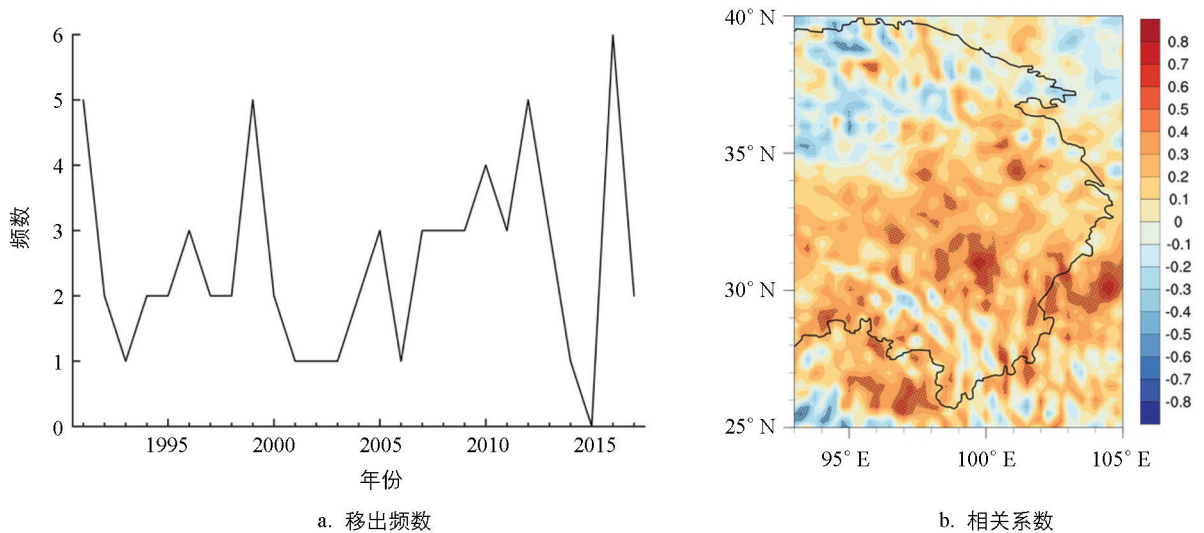
对比高原涡生成频数、移出频数与大气热源的相关场(图 4b 与图 5b)可以看出，南坡的大气热源与低

涡生成及移出频数均呈正相关关系,高原东边界大气热源偏强与高原涡移出频数呈正相关,而 93°E 附近大气热源偏强则与高原涡生成频数呈正相关。



阴影区域通过 95%置信水平检验. 审图号: GS(2016)2951 号.

图 4 高原涡生成频数及其与大气热源相关系数分布



阴影区域通过 95%置信水平检验. 审图号: GS(2016)2951 号.

图 5 高原涡移出频数及其与大气热源相关系数分布

3.3 大气热源强弱与高原涡性质的关系

通过高原涡东部生成频数、移出频数与大气热源的相关分析得出:高原东南部大气热源与高原涡活动具有较为明显的正相关性,而东北部大气热源与高原涡相关性并不明显.因此我们以 34°N 为界,分为南北两个部分,求得南部 $25^{\circ}\text{N}-34^{\circ}\text{N}$, $93^{\circ}\text{E}-103^{\circ}\text{E}$ 大气热源区域平均值并进行标准化处理,定义高于(低于)一个标准差为强年(弱年),选出 6 个强年:1991 年、1998 年、2002 年、2004 年、2007 年和 2012 年;5 个弱年:1994 年、2001 年、2006 年、2015 年和 2017 年.

表 1 为根据高原涡数据集统计的强弱年高原涡平均差异,包括在东部生成频数、移出频数和生成时的强度、面积以及冷暖性质等.由表 1 可知,强年高原东部共生成高原涡 13 个,平均每年 2.2 个;弱年东部共生成高原涡 2 个,平均每年 0.4 个,强年生成频数明显多于弱年.强年共有 17 个高原涡移出高原,平均每年移出高原 2.8 个;而弱年只有 6 个移出高原,平均每年移出高原 1.2 个,强年移出频数明显多于弱年,

进一步证明大气热源偏强有利于高原涡在东部生成及移出高原。

强年高原涡在东部生成时平均强度为 4.5 gpm, 生成时平均面积为 188 560 km², 平均相对涡度为 4.0×10^{-5} /s, 生成时大多是暖性的, 平均温度为 0.26 °C, 生成时暖性涡的占比达到 77%, 持续时间平均为 41.2 h. 将超过 60.0 h 的涡定义为长生命史高原涡, 强年长生命史高原涡的个数为 3 个, 占比为 23%, 有两个高原涡持续时间超过 90.0 h, 最长的高原涡持续时间达 102.0 h; 弱年高原涡生成时平均强度为 1.7 gpm, 面积为 45 896 km², 相比强年高原涡生成时强度较弱, 面积较小. 生成时温度为 0.19 °C, 相对涡度为 3.9×10^{-5} /s, 与强年相比没有明显的差别. 持续时间平均为 66.0 h, 弱年持续时间长于强年, 长生命史高原涡数占比达到 100%. 综合来看, 大气热源强年高原涡生成频数与移出高原频数都明显高于大气热源弱年, 说明大气热源对于高原涡生成及发展具有较为显著的影响。

表 1 大气热源强弱年平均高原涡差异对比

	生成数/ 个	移出数/ 个	强度/ gpm	面积/ km ²	相对涡度/ s ⁻¹	冷暖性质/ °C	持续时间/ h
强年	2.2	2.8	4.5	188 560	4.0×10^{-5}	0.26	41.2
弱年	0.4	1.2	1.7	45 896	3.9×10^{-5}	0.19	66.0

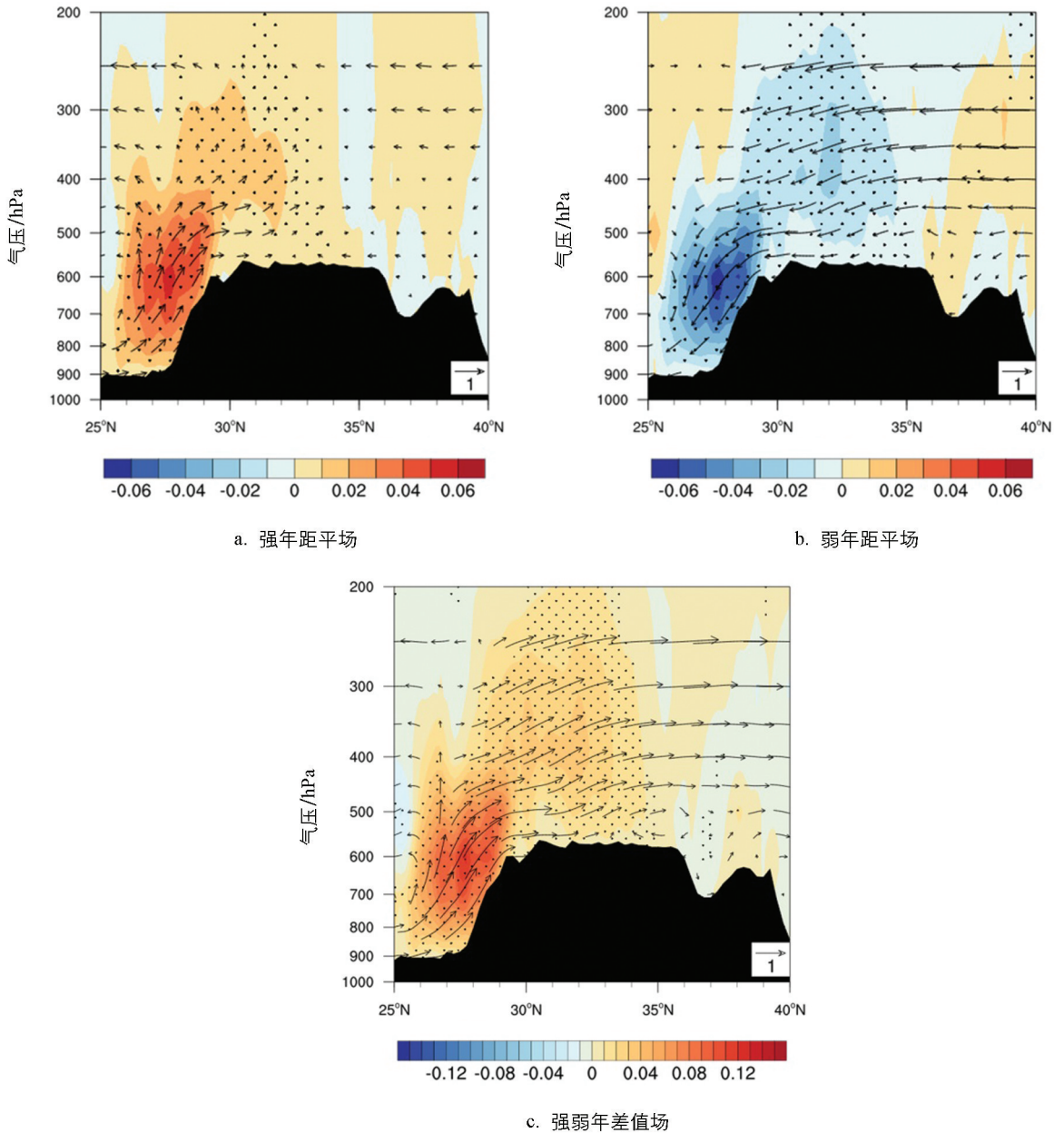
4 大气热源异常与高原涡关系的机制分析

由上述分析可知, 强年与弱年高原涡在东部生成频数及移出频数上存在较为明显的差别. 已有研究通过对高原涡生成频数的差异年分析指出, 高原涡多发年的大气热源偏强^[31], 存在低层辐合, 高层辐散的环流特征^[40]. 凝结潜热的垂直梯度产生正位涡变化利于高原低涡增强及东移, 大气上升气流强利于高原涡的生成发展^[41]. 高原涡移出高原有 3 条移动路径, 对应 3 种 500 hPa 异常环流形势^[32]. 下文分析大气热源差异年环流场、涡度场等的差异, 以验证大气热源异常年是否具有有利于高原涡生成发展及高原涡移出高原的环流形势。

4.1 大气热源异常与生成频数关系的机制分析

地形对水汽的影响导致了其在高原南坡的凝结释放潜热, 从而直接影响大气热源. 定义 26°N, 93°—99°E 为南坡的水汽输入边界, 从地面开始向上至 500 hPa 代表低层从海洋输入南坡的水汽通量, 对比大气热源强年和弱年孟加拉湾向高原南坡输送的水汽通量, 发现强年从海洋输送入高原南坡的水汽平均为 685.8×10^8 kg/s, 而弱年输入的水汽明显低于强年, 为 462.5×10^8 kg/s. 可见从海洋输送到南坡的水汽差异显著影响南坡的大气热源. 图 6 为垂直风场及大气热源沿 93°—99°E 平均的经向垂直剖面, 其中图 6a 与图 6b 分别为强年与弱年的距平场, 图 6c 为强年与弱年的差值场, 可见强年与弱年垂直风场距平表现出截然不同的形势, 垂直分布的大气热源在高原南坡和高原上空 400 hPa 出现显著差异, 强弱年南坡大气热源差值达 0.12 W/kg, 30°—32°N 高原主体上空 400 hPa 层大气热源差值达 0.04 W/kg, 南坡的垂直风速差值最大达 4 m/s.

强年(图 6a)南坡 26°—29°N 上空低层 700 hPa 至中层 450 hPa 大气热源明显强于气候态, 南坡低层大气呈强上升运动趋势, 结合高原感热气泵理论^[5,42]可知, 强年大量源于海洋的暖湿空气在南坡受地形影响强迫抬升, 产生降水释放凝结潜热加热大气, “气泵抽吸”使得中心大气垂直上升速度明显强于周围大气(图 6a), 加强了向上的对流活动, 上升运动释放更多潜热, 正反馈机制使得这一部分潜热又反过来加热大气, 被加热的大气继续上升输向高原. 暖湿空气在高原低层与偏北风发生辐合, 形成低层风场的横槽, 横槽易诱发降水, 再次释放潜热加热大气, 继续向更高层输送, 上升的大气在高层 300 hPa 以上向南流出. 因此强年高原大气呈现明显的低层辐合, 高层辐散特征, 上升气流加强了对流活动. 相反, 弱年由海洋进入南坡的水汽较少, 图 6b 显示大气热源弱于气候态, 大气热源弱使得垂直上升气流弱, 水汽输入高原受抑制, 此时高原主要受偏北风冷平流影响, 高原低层没有明显辐合运动, 对流活动不强烈, 不利于高原涡的生成与发展。



填色为大气热源(W/kg), 箭头为风场乘以 $-10(\text{Pa}/\text{s})$, 黑色阴影为地形剖面, 打点区域代表大气热源通过 90% 置信水平检验. 审图号: GS(2016)2951 号.

图 6 大气热源与垂直风场沿 $93^{\circ}\text{--}99^{\circ}\text{E}$ 平均的经向剖面

此外, 大气热源的变化还会通过改变位涡的垂直结构对高原涡产生影响. 图 7 为沿 $30^{\circ}\text{--}34^{\circ}\text{N}$ 平均的位涡纬向剖面差值场, 位涡低层为正异常, 高层为负异常, 近地面有梯度极强的负异常区, 结合强年平均与弱年平均的位涡场(图略)分析, 地面 100°E 以西位涡强年低于弱年, 弱年近地面位涡有明显梯度, 100°E 以东位涡强年高于弱年, 强年大气热源的垂直变化使低层对流活动强, 上升运动强, 位涡变化明显; 弱年大气热源垂直变化不明显, 对流活动弱, 位涡有明显梯度, 抑制高原涡活动. 高原涡多生成于 400 hPa 以下, 低层位涡强年高于弱年, 高层位涡强年低于弱年, 下正上负的位涡结构对应低层辐合, 高层辐散, 低层气旋性环流利于高原涡的生成及发展. 印证了刘云丰等^[31]、许威杰等^[41]提出的高原涡多发年大气热源偏强、高原大气低层辐合正位涡, 高层辐散负位涡的结论.

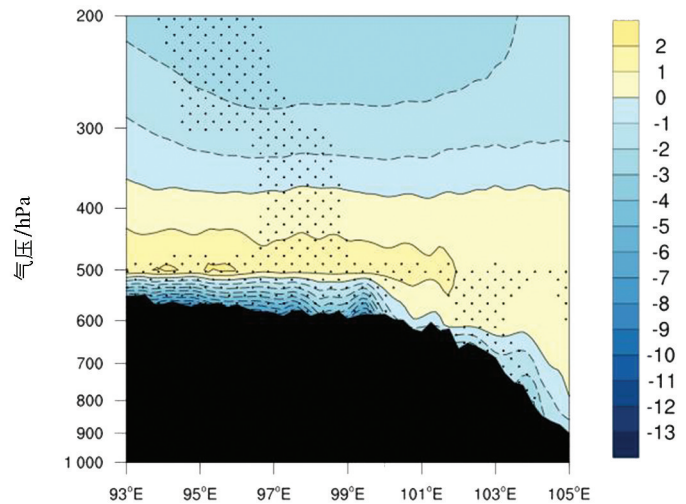
4.2 大气热源异常与移出频数关系的机制分析

在高原低涡向东移动的过程中, 主要受到切变类系统的影响^[40], 当高空南亚高压脊线东伸明显, 高空

西风急流偏强时,有利于高原低涡的发展与东移^[29,43-44].

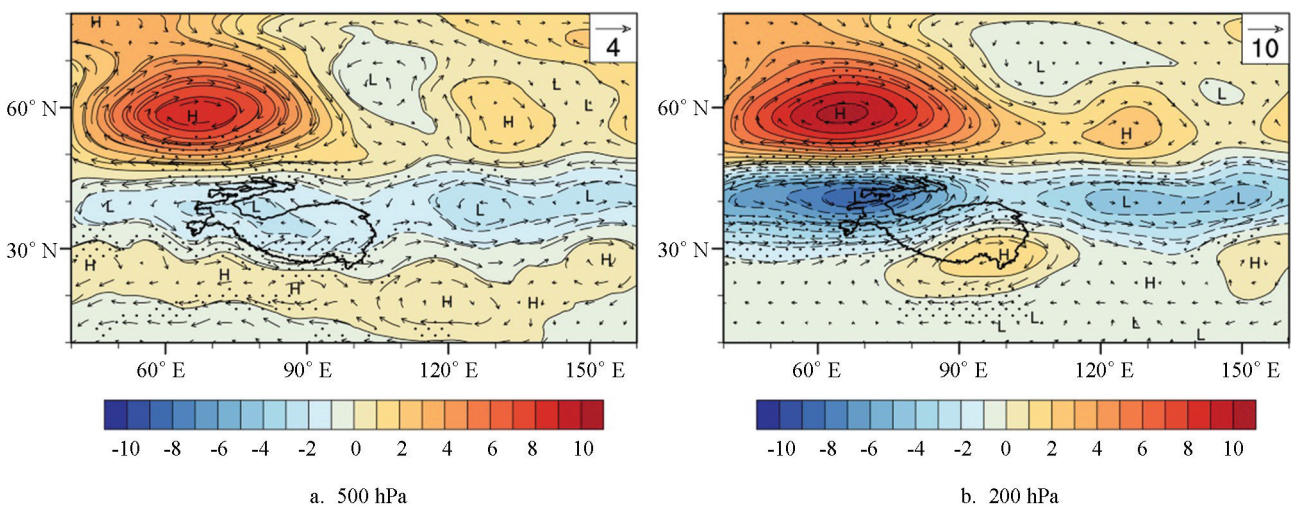
图7表明,100°E以西地面有负异常位涡梯度,此时,弱年大气热源较弱,对流活动较弱,上升气流弱,低层强位涡梯度限制了低涡活动.100°E以东地区,低层位涡强年高于弱年,强辐合利于高原涡发展,向东位涡增加,辐合更强,正位涡区垂直空间扩大利于高原涡向东移出高原.

图8显示了大气热源异常年风场和位势高度的差值场.500 hPa差值场(图8a)表明,在高原西北有一个低压中心,高原东部位于低压前部,受气旋式环流控制,高原东部存在一条横槽,横槽处易产生降水,同时也是引导高原涡东移的重要切变类系统.高原东南方向有一个反气旋式环流,中心位于20°N,120°E附近,低压在后、高压在前的配置使得高原位于槽前脊后.高原南侧盛行西南气流,引导源于海洋的暖湿空气北上,气旋式环流控制下高原东部低层辐合大气向上输送.而200 hPa(图8b)差值场显示,南亚高压中心靠近高原东南部,高原东部高层大气受反气旋式环流控制,呈现辐散状态,南亚高压脊线向东延伸的脊点位于120°E附近,廖伟^[40]、胡慧敏等^[45]认为该形势利于引导高原涡移出高原.同时结合强年200 hPa平均风场情况(图略),高原东部对应于高空急流右侧的辐散区,副热带西风急流的位置对高原涡移出高原有指示作用^[45].



黑色阴影为地形剖面;打点区域通过95%置信水平检验.审图号:GS(2016)2951号.

图7 强弱年位势差值场沿30°—34°N平均的纬向剖面



打点区域通过95%置信水平检验.审图号:GS(2016)2951号.

图8 强弱年风场(矢量,单位:m/s)及位势高度场(填色,单位:gpm)的差值场

5 结论

利用ERA5高分辨率再分析资料及高原涡数据集,分析了1991—2017年7月份高原东部大气热源的气候特征及其与高原涡的关系,得到如下结论:

1) 研究期内7月份青藏高原东部大气热源平均强度为172 W/m²,高原东北部大气热源强度明显低于东南部.大气热源最大值区域在高原南坡25°—29°N,93°—99°E,最大值超过1 000 W/m²,南坡大气热源近年来呈明显的减弱趋势.大气热源REOF分析的第一模态方差贡献率达27.0%,显示出高原东部大气热

源主要呈同位相变化的特征; 年际变化具有较明显的准 3 年周期振荡特征.

2) 高原东部的强大气热源有利于高原涡在东部的生成及移出高原. 强年高原涡在东部生成频数和移出频数高于弱年, 生成时的强度和面积亦高于弱年, 但持续时间比弱年的高原涡短. 高原东南部大气热源偏强与高原涡生成频数和移出频数都具有较为显著的正相关关系.

3) 从大气热源差异年的环流场、垂直风场及位涡等角度, 验证了大气热源影响高原涡生成及移出的机制. 大气热源强年低层大气被显著加热, 上升气流强, 促进对流活动的发生发展, 低层大气受气旋式环流控制, 高层大气受反气旋式环流控制, 低层辐合位于正位涡区, 高层辐散位于负位涡区, 下正上负的位涡垂直分布有利于高原涡的生成. 高层西风急流大值区靠近高原东部, 加强高层辐散, 南亚高压脊线东伸脊点位于 120°E , 高原东部的横槽利于引导高原涡移出高原. 弱年大气热源垂直差异不明显, 上升气流弱, 不利于对流活动的发生发展, 加之低层位涡存在明显梯度, 不利于高原涡的生成及移动.

通过分析大气热源强年与弱年环流场结构差异等, 结合前人的研究, 解释了大气热源偏强利于高原涡发生发展及移出高原的机制, 后续还需对大气热源异常年高原涡的个例进行研究, 进一步验证结论. 大气热源异常产生的影响是多方面的, 未来需要探讨大气热源与整个高原环流结构的关系, 这对于高原地区气候研究和下游地区气候预报都是一个重要的科学问题.

参考文献:

- [1] 李国平, 卢会国, 黄楚惠, 等. 青藏高原夏季地面热源的气候特征及其对高原低涡生成的影响 [J]. 大气科学, 2016, 40(1): 131-141.
- [2] KUO H L, QIAN Y F. Numerical Simulation of the Development of Mean Monsoon Circulation in July [J]. Monthly Weather Review, 1982, 110(12): 1879-1897.
- [3] 吴国雄, 张永生. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 I. 爆发地点 [J]. 大气科学, 1998, 22(6): 825-838.
- [4] 吴国雄, 张永生. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 II. 爆发时间 [J]. 大气科学, 1999, 23(1): 51-61.
- [5] 吴国雄, 刘屹岷, 何编, 等. 青藏高原感热气泵影响亚洲夏季风的机制 [J]. 大气科学, 2018, 42(3): 488-504.
- [6] 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. 气象学报, 1957, 15(2): 108-121.
- [7] FLOHN H, REITER E R. Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands [D]. Colorado: Colorado State University, 1968: 44.
- [8] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 1979: 7-9.
- [9] 赵平, 陈隆勋. 35 年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系 [J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 2001, 31(4): 327-332.
- [10] 朱玉祥, 丁一汇, 徐怀刚. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系 [J]. 气象学报, 2007, 65(6): 946-958.
- [11] DUAN A M, WU G X. Weakening Trend in the Atmospheric Heat Source over the Tibetan Plateau during Recent Decades. Part I: Observations [J]. Journal of Climate, 2008, 21(13): 3149-3164.
- [12] 李跃清. 第三次青藏高原大气科学试验的观测基础 [J]. 高原山地气象研究, 2011, 31(3): 77-82.
- [13] 罗四维. 青藏高原及其邻近地区几类天气系统的研究 [M]. 北京: 气象出版社, 1992: 7-13.
- [14] 罗四维, 何梅兰, 刘晓东. 关于夏季青藏高原低涡的研究 [J]. 中国科学(B 辑 化学 生命科学 地学), 1993, 23(7): 778-784.
- [15] 陶诗言, 罗四维, 张鸿材. 1979 年 5—8 月青藏高原气象科学实验及其观测系统 [J]. 气象, 1984, 10(7): 2-5.
- [16] 孙国武. 青藏高原气象科学研究成果在天气预报工作中的应用 [M]. 北京: 科学出版社, 1987: 1-11.
- [17] 刘富明, 洪梅娟. 东移的青藏高原低涡的研究 [J]. 高原气象, 1986, 5(2): 125-134.
- [18] 陈伯民, 钱正安, 张立盛. 夏季青藏高原低涡形成和发展的数值模拟 [J]. 大气科学, 1996, 20(4): 491-502.

- [19] 李国平, 赵邦杰, 杨锦青. 地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用 [J]. 大气科学, 2002, 26(4): 519-525.
- [20] 李国平, 刘红武. 地面热源强迫对青藏高原低涡作用的动力学分析 [J]. 热带气象学报, 2006, 22(6): 632-637.
- [21] 李国平, 张万诚. 高原低涡、切变线暴雨研究新进展 [J]. 暴雨灾害, 2019, 38(5): 464-471.
- [22] DELL'OSSO L, CHEN S J. Numerical Experiments on the Genesis of Vortices over the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 1986, 38(3): 236-250.
- [23] SHEN R, REITER E R, BRESCH J F. Numerical Simulation of the Development of Vortices over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau [J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 1986, 35(1/2): 70-95.
- [24] 李黎, 吕世华, 范广洲. 夏季青藏高原地表能量变化对高原低涡生成的影响分析 [J]. 高原气象, 2019, 38(6): 1172-1180.
- [25] 李宛鸿, 范广洲. 盛夏高原涡生成频数与初夏大气环流背景场的关系 [J]. 西南大学学报(自然科学版), 2020, 42(1): 103-111.
- [26] 郑蓓, 范广洲, 吴战平, 等. 高原季风强弱对高原涡的影响 [J]. 中低纬山地气象, 2021, 45(4): 15-22.
- [27] LI L, ZHANG R H, WEN M. Diagnostic Analysis of the Evolution Mechanism for a Vortex over the Tibetan Plateau in June 2008 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2011, 28(4): 797-808.
- [28] 李国平, 赵福虎, 黄楚惠, 等. 基于 NCEP 资料的近 30 年夏季青藏高原低涡的气候特征 [J]. 大气科学, 2014, 38(4): 756-769.
- [29] 郁淑华, 高文良, 彭骏. 青藏高原低涡活动对降水影响的统计分析 [J]. 高原气象, 2012, 31(3): 592-604.
- [30] 段安民, 张萍. 青藏高原大气热源年际变率及其驱动因子 [J]. 大气科学, 2022, 46(2): 455-472.
- [31] 刘云丰, 李国平. 夏季高原大气热源的气候特征以及与高原低涡生成的关系 [J]. 大气科学, 2016, 40(4): 864-876.
- [32] 黄楚惠, 李国平, 牛金龙, 等. 近 30 年夏季移出型高原低涡的气候特征及其对我国降雨的影响 [J]. 热带气象学报, 2015, 31(6): 827-838.
- [33] 林志强. 1979—2013 年 ERA-Interim 资料的青藏高原低涡活动特征分析 [J]. 气象学报, 2015, 73(5): 925-939.
- [34] 林志强, 周振波, 假拉. 高原低涡客观识别方法及其初步应用 [J]. 高原气象, 2013, 32(6): 1580-1588.
- [35] 罗小青, 巫郎琪, 徐建军, 等. 华南前汛期降水特征及其与大气热源的关系 [J]. 中低纬山地气象, 2021, 45(5): 19-27.
- [36] YANAI M, ESBENSEN S, CHU J H. Determination of Bulk Properties of Tropical Cloud Clusters from Large-Scale Heat and Moisture Budgets [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1973, 30(4): 611-627.
- [37] 吴洪宝, 吴蕾. 气候变率诊断和预测方法 [M]. 北京: 气象出版社, 2005: 37-38.
- [38] 吕纯月. 基于 SPI 指数的中国夏季干旱区域性特征及环流异常研究 [D]. 南京: 南京信息工程大学, 2021: 7.
- [39] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 2 版. 北京: 气象出版社, 2007: 128-130.
- [40] 廖伟. 青藏高原热力状况与高原涡活动的关系研究 [D]. 成都: 成都信息工程大学, 2020: 39-43.
- [41] 许威杰, 张耀存. 凝结潜热加热与对流反馈对一次高原低涡过程影响的数值模拟 [J]. 高原气象, 2017, 36(3): 763-775.
- [42] 刘屹岷, 吴国雄, 宇如聪, 等. 热力适应、过流、频散和副高 II. 水平非均匀加热与能量频散 [J]. 大气科学, 2001, 25(3): 317-328.
- [43] 高文良, 郁淑华. 高原低涡东移出高原的平均环流场分析 [J]. 高原气象, 2007, 26(1): 206-212.
- [44] 陈逸豪, 范广洲. 春季地表云辐射效应与 7 月高原低涡之间的联系 [J]. 高原气象, 2022, 41(5): 1266-1280.
- [45] 胡慧敏, 范广洲. 高原涡东移与东亚夏季风的关系分析 [J]. 高原山地气象研究, 2019, 39(4): 39-45.