物理协调大气变分客观分析模型及其在青藏高原的应用

(II):那曲试验区云-降水、热量和水汽的变化特征

张春燕¹, 王东海^{1*}, 庞紫豪², 姜晓玲³, 马千惠¹

- 中山大学大气科学学院,广东省气候变化与自然灾害研究重点实验室,南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海),珠海 519082
- 2. 国家气象信息中心,北京100081
- 3. 中国气象科学研究院,北京100081

摘要本文利用约束变分客观分析法构建的物理协调大气变分客观分析模型, 通过融合地面、探空、卫星等多源观测资料和ERA-Interim 再分析资料,建立了 青藏高原那曲试验区 2013~2017 年 5 年长时间序列的热力、动力相协调的大气 分析数据集,并以此分析那曲试验区大气的基本环境特征与云-降水演变和大气 动力、热力的垂直结构。分析表明:1)试验区 350hPa 以上风速的季节变化非常 明显,风速在冬季 11 月~次年 2 月达到最大(>50m/s),盛夏 7~8 月风速的垂直 变化最弱,温度的垂直变化最强,大气高湿区在夏秋雨季位于 350~550hPa,在冬 春干季升至 300~400hPa。2)试验区 6 月~7 月上旬降水最多;春、秋、冬三季, 300~400hPa 高度层作为大气上升运动和下沉运动的交界处,是云量的集中区, 夏季,增多的水汽和增强的大气上升运动导致高云和总云量明显增多,中、低云 减少。3)夏季的地表潜热通量与大气总的潜热释放最强,大气净辐射冷却最弱, 高原地区较强的地面感热导致试验区 500hPa 以下的近地面全年存在暖平流, 500hPa 以上则由于强烈的西风和辐射冷却存在冷平流。此外,试验区整层大气

收稿日期 2021 年 5 月 8 日; 网络预出版日期

通讯作者 王东海, Email: wangdh7@mail.sysu.edu.cn

作者简介 张春燕,女,1994 年出生,博士,主要从事云-降水动力学、气象数据分析与应用等研究。 Email: zhangchy27@mail2.sysu.edu.cn

资助项目 第二次青藏高原综合科学考察研究项目 2019QZKK0105;国家自然科学基金项目 91837204, 91437221

 $[\]label{eq:Funded by} {\ \ } The Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research (STEP) program (Grant$

²⁰¹⁹QZKK0105); National Natural Science Foundation of China (Grant 91837204, 91437221)

全年以干平流为主,但在夏季出现了较弱的湿平流。4)视热源 Q₁具有明显的垂 直分层特征:全年 500hPa 以下大气表现为冷源,300~500hPa 和 100~150hPa 表 现为热源,150~300hPa 则在冬春干季表现为冷源,在夏秋雨季表现为热源,不同 高度层的冷、热源的形成原因不同,其中夏季由于增强的上升运动、感热垂直输 送和水汽凝结潜热以及高云的形成,因此几乎整层大气表现为热源。

关键词 物理协调大气变分客观分析模型;那曲试验区;云-降水;上升运动;热源结构

文章编号 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2110.21078



Physically Consistent Atmospheric Variational Objective Analysis and Applications over Tibetan Plateau (II): Cloudprecipitation, heat and moisture structures in the Naqu region

ZHANG Chunyan¹, WANG Donghai^{1*}, PANG Zihao², JIANG Xiaoling³, MA

Qianhui¹

- 1. Guangdong Province Key Laboratory for Climate Change and Natural Disaster Studies, School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082
- 2. National Meteorological Information Center, Beijing 100081
- 3. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract This study sets up a long-term (2013-2017) dynamically and thermodynamically consistent atmospheric dataset over the Tibetan Plateau-Naqu analysis region. This dataset is derived by the constrained variational objective analysis

with ground-based, sounding, and satellite measurements as well as ERA-Interim reanalysis data. Using averaged results from this five-year dataset, the annual evolutions of the atmospheric basic environments, cloud-precipitation, and large-scale dynamic and thermal structures in the Naqu analysis region are analyzed. The results show that: 1) the seasonal variation of wind speed above 350 hPa is significant, with a maximum (> 50 m/s) from November to February in the next year, and the vertical variation of wind speed is the weakest while that of temperature is the strongest from July to August. The high humidity area is located at 350 - 550hPa in summer and autumn but at 300 - 400 hPa in winter and spring. 2) The precipitation in the analysis region is rich from June to early July. In spring, autumn, and winter, the layer of 300 -400hPa (as the junction of atmospheric ascending and descending motion) is the cloud concentration area. But in summer, the enhanced atmospheric ascending convection and water vapor lead to an increase of high clouds and total clouds whereas a decrease of medium and low clouds. 3) The surface latent heat flux and the total air-column latent heat are the strongest whereas the air-column net radiative cooling is the weakest in summer. The strong surface sensible heating in the plateau leads to the horizontal warm advection below 500hPa, while the strong westerly and radiative cooling cause the cold advection above 500hPa. In addition, the analysis region is characterized by dry advection in the whole year, however, there is a weak moist advection in summer. 4) The apparent heat source Q_1 has obvious vertical stratification characteristics, that is, showing diabatic cooling below 500 hPa and diabatic heating in 300 - 500 hPa and 100 - 150 hPa in the whole year; while the layer of 150 - 300 hPa has diabatic cooling in the dry seasons (winter and spring) and diabatic heating in the wet seasons (from the end of spring to autumn). In summer, the entire air column is almost dominated by diabatic heating because of the enhanced ascending motion, net latent heating, the transport of sensible heat by rising turbulence, and the existence of high clouds.

Keywords Physically consistent atmospheric variational objective analysis; Tibetan Plateau-Naqu analysis region; Cloud-precipitation; Vertical upward motion; Apparent heat source





1. 引言

青藏高原大地形的动力、热力效应及高原的天气系统对东亚地区乃至全球的 大气环流和天气气候都有着重要影响(叶笃正和顾震潮,1955;叶笃正和高由禧, 1979; Tao and Ding, 1981; 王同美等, 2009; 傅慎明等, 2011),例如,长江流 域出现的暴雨过程与青藏高原中尺度对流系统东移发展有关(张顺利等, 2001; 戴晓燕, 2005),四川盆地、黄淮流域的暴雨灾害与高原涡东移有关(郁淑华, 2008; 赵玉春和王叶红, 2010)。Chen et al. (2012)指出青藏高原上空的辐合水 汽能够向下游输送,从而影响中国及东亚其他地区的灾害性天气过程。徐祥德等

(2014)表明,青藏高原的热源变化可以影响中国东部的季风变化,进而影响中国雨带的时空演变。青藏高原在冬季为冷源,在夏季为热源,但高原腹地广阔,同一季节不同区域的冷/热源表现不一致,不同区域的热源与降水的关系也具有较大差异(叶笃正等,1957;季国良等,1986;赵平和陈隆勋,2001;敖婷和李跃清,2015)。因此,青藏高原作为能够影响周边区域天气和气候变化的一个重要因子,研究其本身的水汽、热力和动力效应及其变化特征,对认识青藏高原能量和水分循环过程十分重要,也有助于进一步提高对高原大地形的天气和气候效应的认知。

徐祥德等(2002,2019)研究表明,青藏高原的云-降水过程在水汽和热量输送过程中起着重要的作用。青藏高原降水主要是对流云降水,集中在夏季,此时高原大部分地区的总云量超过 60%,而在高原中部甚至可以达到 90%(江吉喜等,1996;江吉喜和范梅珠,2002;徐祥德等,2019)。此外,青藏高原的强对流云占总云量的 4%~21%,其中高原中部地区积雨云发生概率是其他非青藏高原地区的 5 倍(徐祥德等,2002)。因此,本文选择青藏高原中东部-那曲附近作为

试验区以研究高原云-降水及其大气垂直结构特征,同时那曲试验区及其附近较多的观测站点也为本文研究提供了较丰富的观测数据(赵平等,2018)。

近年来,青藏高原大气科学试验(TIPEX)极大地丰富了青藏高原观测资料, 为研究高原地区的云-降水过程和大气结构特征提供了良好的数据基础(Zhao et al.,2017;赵平等,2018)。然而,由于不同观测来源的数据的可信度不同,实 际观测中也会存在各种各样的误差,因此得到的观测数据具有不确定性,由其直 接计算的大尺度动力、热力诊断量也不能代表大气的真实情况(姜晓玲,2016)。 因此,如何处理和分析常规观测与外场加密试验的多源数据,提供可靠的满足大 气能量和水汽收支平衡的融合分析数据集已成为大型外场试验和资料研究分析 的关键问题。

基于以上考虑,本文根据 Zhang and Lin (1997)提出的一种约束变分客观分 析方法(Constrained Variational Analysis,以下简称 CVA),以那曲为中心、半径 200km 的区域作为青藏高原试验区,建立物理协调大气变分客观分析模型(以下 简称"模型")。模型通过大气上下边界的降水、通量观测等来调整约束试验区探 空站点的观测数据,从而满足气柱质量、动量守恒以及水汽、热力的收支平衡 (Zhang and Lin, 1997),最终建立一套基于观测的大气分析数据集,尽可能逼 近真实的青藏高原大气热、动力情况。建立该模型所使用的 CVA 方法介绍、资 料的输入输出、那曲试验区域站点分布情况、数据产品信息等已在"物理协调大 气变分客观分析模型及其在青藏高原的应用(I):方法与评估"一文进行了详细 的介绍(王东海等, 2021),本文将不再赘述。

实际上,构建模型的 CVA 方法已成功应用在多个 ARM (Atmospheric Radiation Measurement)外场观测试验中,如美国南部大平原试验区(Zhang et al., 2001, 2016)和热带西太平洋-达尔文试验区(Xie et al., 2010)等。由于 CVA 方法对于处理多源观测资料具有独特的优势(Zhang et al., 2001; Waliser et al., 2002; Xie et al., 2003),能从观测的角度反映某个地区的大尺度结构特征,因此被用来研究不同地区的对流-云-降水的大气环境特征和热量、水汽收支状况。例如, Schumacher et al. (2007)利用 CVA 方法处理 TRMM 试验(Tropical Rainfall Measuring Mission)的观测数据来对比热带海洋、海岛和陆地三种不同下垫面的

大气加热结构;Xie et al. (2014)利用该方法分析了MC3E试验(Midlatitude Continental Convective Clouds Experiment)的观测数据来研究中纬度对流系统与环境之间的相互作用;Tang et al. (2016)同样用该方法处理GoAmazon2014/5试验(Green Ocean Amazon experiment)的观测数据,对比了热带亚马逊地区雨季和干季大气的热量和水汽的时间变化特征;庞紫豪等(2019)和Zhang et al. (2021)则使用该方法分析了第三次青藏高原大气科学试验的观测数据,以此探索高原降水过程、尤其是对流降水过程的动力和热力结构演变。

本文中,模型不仅生成常规的大气基本状态量(如风、温、湿),还可以产 生垂直速度、温度平流、水汽平流、视热源 Q1和视水汽汇 Q2等重要的大尺度大 气动力、热力诊断量。本文作为介绍该模型的第二部分,侧重阐述模型在云-降水 及其大气结构特征研究、热量-水汽收支分析等方面的应用潜力。运用该模型,初 步生成一套五年(2013~2017年)的青藏高原那曲试验区热力-动力相协调的大气 分析数据集,并利用该数据集探讨那曲地区全年的大气环境状态、云-降水演变 与大气动力、热力和水汽的垂直结构。

2. 长时间序列数据集

王东海等(2021)已初步验证了该模型的性能及其在青藏高原那曲试验区的 适用性,因此本文将利用模型来构建试验区更长时间序列的数据集。在文(I) 中,模型所输入的资料为第三次青藏高原大气科学试验(TIPEX-III)初期(2014 年 8 月)的数据,其中地面气象自动站和探空站观测资料都比较稳定,不仅在 TIPEX-III 期间有进行观测,在其他时候也有观测,只有边界层综合观测不够稳 定和持续,不具备长期性。因此,为了查看模型在一般时期(缺乏边界层观测提 供的地面热通量资料)是否也有较好的合理性,从而为建立更长时间的大气分析 数据集做准备,本文开展了针对模型输入的地表感热、潜热资料的敏感性试验, 试验期同样是 2014 年 8 月。

杨凯(2020)指出,目前利用再分析资料研究青藏高原地表感热和潜热的不确定性较大,但来自于欧洲中期天气预报中心的 ERA-Interim 再分析资料的偏差

较小,且在高原东部的偏差小于西部,潜热的偏差小于感热。因此为替代缺乏的 地表感热/潜热通量观测,本文模型输入的是 ERA-Interim 再分析资料提供的产品。图 1 是那曲站 2014 年 8 月边界层综合观测和 ERA-Interim 再分析资料提供的地表 感热通量和潜热通量。由于边界层综合观测的时间分辨率为 0.5 小时,而 ERA-Interim 再分析资料为逐 6 小时,因此本文挑选出与再分析时间对应的地表热通 量观测数据,以便更好地对比。分析发现,边界层观测和再分析资料提供的地表 感热/潜热通量随时间的变化比较相似,并在每日中午出现极值,但观测结果一 般强于 ERA-Interim 再分析结果,其中潜热通量的强度差异更大一些。边界层观 测的地表热通量在夜间一般维持在 0W/m² 左右,但有时候也会出现明显负值, 而再分析的地表热通量在夜间一般为 0。2014 年 8 月降水频繁,边界层观测结果 偶尔出现较大负值可能是因为雨滴附着在观测探头上,从而降低了水汽信号、温 度信号的准确性,导致通量结果不稳定。但总的来说,除强度上存在差异外,边 界层观测和 ERA-Interim 再分析两种资料的通量变化基本一致。

庞紫豪(2018)对比了边界层观测和 ERA-Interim 再分析的感热和潜热通量 输入模型后得到的两组大气分析场,这两组试验中除通量资料外,其他输入资料 保持一致。对比两组数据集发现,模型更换为 ERA-Interim 再分析资料的感热/潜 热通量后,对最终生成的大气基本状态场的影响很小,大尺度衍生变量场的垂直 结构及其随时间的变化没有明显差别。更换为 ERA-Interim 再分析的地表通量资 料后,庞紫豪(2018)还对模型变分分析前和分析后的大气状态场做差,发现风 场、温度场和水汽场的调整量相对于那曲地区大气分析场来说,量值很小,最大 调整比例不到 1%。实际上, 王东海等(2021)也检验了变换地表通量资料后模 型的表现,结果表明地表通量资料由观测结果变为再分析结果输入模型后,对大 尺度衍生场有一定的影响,但这种影响较小。

因此,本文经敏感性试验检验不同地表热通量资料来源对模型的影响后,以 逐6时的 ERA-Interim 再分析资料作为背景场,以 ERA-Interim 再分析提供的逐 6时的感热/潜热通量数据输入到模型中,其他数据源不变(数据源详细信息见王 东海等(2021)),生成 2013~2017 五年的长时间序列热-动力协调大气分析数据 集,时间分辨率为逐6小时(每日北京时02时、08时、14时和20时)。结合大 气分析数据集、卫星观测和再分析资料等,研究青藏高原中部那曲试验区的大气 基本环境、云-降水和大气垂直结构的年变化特征。



图 1 2014 年 8 月那曲站(a)地表感热通量和(b)地表潜热通量(单位: W/m²)的时间 变化,实线为边界层综合观测结果,虚线为 ERA-Interim 再分析结果,时间分辨率为 6h Fig.1 Time series of surface (a) sensible and (b) latent heat fluxes (W/m²) at Naqu in August 2014, solid lines mean results from the Naqu boundary-layer station, and dash lines mean results from the ERA-Interim reanalysis

3. 基本大气特征

利用模型生成的 2013~2017 年数据集,分析那曲试验区全年的大气基本环境特征。需要说明的是,由于模型目前只在每日北京时 02、08、14 和 20 时产生数据,因此本文在分析那曲试验区地面环境场的日变化特征时,得出的相关结论只能代表这些时次的分析结果,但不意味着环境变量的极值就是在这四个时次中出现,如果要更详细地分析具体的日变化特征,还需要在未来模型加密时间分辨率。图 2 是试验区五年平均的风速、气温和相对湿度的变化情况。图 2a 表明,试验

区上空的风速在冬季 11 月~次年 2 月最大,风速大值区(>50m/s)位于 150~250hPa; 夏季 7~8 月试验区对流层整层风速最小,基本在 16m/s 以下,350hPa 以下风速 基本在 10m/s 以下。从全年来看,风速随季节变化最明显的层次位于 350hPa 以 上,350hPa 以下风速随季节变化的幅度相对较小。从风速随高度的变化来看,除 了夏季 7~8 月试验区上空整层风速较小外,其他季节,从地面到 200hPa 的风速 随高度显著增大,而从 200hPa 到 100hPa 的风速随高度逐渐减小。图 2b 表明, 试验区最大地面风速出现在 2 月,11 月次之,并且在 2 月初和 11 月初都出现地 面风速迅速增大的情形。最小风速出现在 8 月,一般在 3m/s 以下。从四个时次 的日变化来看,每日最大风速一般出现在午后 14 时,并在 2 月初达到最大,接 近 7.0m/s;晚上 20 时的地面风速也比较大,最大风速同样出现在 2 月,约为 5.6m/s;凌晨 02 时和早上 08 时的地面风速全年变化较为平缓,一般在 1.0~3.0m/s 之间波动,其中又以 08 时的地面风速最小。

那曲试验区上空的气温变化以 175hPa 为分界线,该高度上下呈现相反的年 变化特征(图 2c)。175hPa 以下,气温年变化为先增后减,夏秋高,冬春低; 175hPa 以上,气温年变化为先减后增,夏秋低,冬春高,低温中心(<-70℃)出 现在 5 月中~10 月中的 125hPa 以上的对流层顶部。盛夏 7~8 月,试验区对流层 低层至中上层的气温相比其他时期的气温更高,而在对流层顶附近的气温则相比 其他时期的气温更低,该时期气温的垂直变化非常明显。这种现象与张人禾和周 顺武(2008)、朱丽华等(2015)的发现一致。Zhou and Zhang(2005)与张人禾 和周顺武(2008)曾指出高原上空臭氧总量的减少可能是导致高原对流层高层至 平流层低层降温、对流层中低层增温的重要原因之一。对地面气温而言,最高温 出现在 7 月~8 月上旬(图 2d),每日温度一般在 5~15℃,最低温出现在 1 月, 每日温度一般在-18 ~ -5℃。午后 14 时的地面温度最高,最大值出现在 7 月 (12~15℃),20 时的地面温度和 14 时的相差不大。早上 08 时的地面温度最低, 夏季 7~8 月为 5℃左右,1 月为-18~-15℃;凌晨 02 时的地面温度略高于 08 时。 高原试验区的昼夜温差一般在 9~12℃之间。

Fu et al. (2006)指出,青藏高原夏季主要受南亚季风的影响,在其影响下高原地区在平流层以下的水汽含量升高。图 2e 表明,那曲试验区夏季 7~8 月的整

9

层大气相对湿度最高,湿度中心(>90%)位于 350~550hPa之间。从分析结果来 看,那曲试验区 6~10月的高湿区(>90%)都处于 350~550hPa,11月~次年5月 高湿区则升高至 300~400hPa,其中春季 3~4月份大于 80%的相对湿度区域甚至 可以从 400hPa 延伸到 200hPa,冬季 11~12月整层大气的相对湿度最低,除了在 300~400hPa 相对湿度可达到 50%~65%外,其余高度层基本在 40%以下。与地面 温度的变化相似,地面相对湿度(图 2f)夏季高,冬季低,其中最高相对湿度出 现在 6月末~7月初和 9月中上旬,此时地面相对湿度一般在 45%~85%之间,最 低相对湿度出现在 2月和 11月中旬~12月,一般在 15%~50%之间。从日变化来 看,不同于地面风速和温度在 14时最大、08时最小,地面相对湿度是在 08时 最高、14时最低。



图 2 青藏高原那曲试验区 2013~2017 年五年平均的(a、b)风速(单位: m/s)、(c、d)气

温(单位: ℃)与(e、f)相对湿度(%),其中左边(a、c、e)为高空场,右边为地面(b) 10m风速、(d)2m气温与(f)2m相对湿度,紫线、绿线、红线和蓝线分别为02、08、14 和20时(北京时)的结果,黑线为日平均的结果

Fig.2 The five-year (2013-2017) averaged (a, b) wind speed (m/s), (c, d) temperature (°C), and (e, f) relative humidity (%) in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region, among which the left-side figures are upper-level fields, and the right-side figures are (b) 10-m wind speed, (d) 2-m temperature, and (f) 2-m relative humidity, respectively. The purple, green, red, and blue lines are the results at 02, 08, 14, and 20 LST (Local Standard Time), respectively, while the black lines are the result of daily average

4. 云-降水与热量、水汽收支特征

图 3 展示了那曲试验区 2013~2017 年五年平均的不同高度的云量变化,其 中图 3a 是卫星观测系统 CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) (Wielicki et al., 1996)提供的时间分辨率为逐小时、空间分辨率为1°×1°的试验 区域平均的结果。需要说明的是,CERES 将云分为低云(位于 700hPa 之下)、 中低云(位于 500-700hPa)、中高云(位于 300-500hPa)和高云(位于 300hPa 之 上)四种,但由于那曲试验区海拔高,地面气压一般小于 700hPa,CERES 的低 云分析不适合该地区。因此本文将 CERES 观测的中低云、中高云分别定义为试 验区的低云(500-700hPa)和中云(300-500hPa),高云(<300hPa)不变。可以 发现,试验区全年总云量一般在 40%以上,其中夏季 6~8 月总云量最多,维持在 60%~90%,冬季 11 月中旬~12 月总云量最少,为 35%~55%。那曲地区的低云很 少,全年云量基本少于 15%,6~7 月低云量低至 5%。中云全年变化相对平缓, 云量基本在 25%~50%之间,且在夏季 6~8 月,与低云相似,中云量出现减少的 特征,这可能是和试验区夏季增强的上升对流将中、低层的水汽和凝结的云水向 上抬升有关;其后在 9 月,中云量增加,然后在 11~12 月减少到全年最低(30% 左右)。高云随季节和月份的变化最为明显,2~4 月,高云量逐渐增加,云量在 10%~30%,5月有所下降,6月高云量急剧增加,由10%左右增至40%左右;7~8 月,高云量最多,为25%~60%,此时高云量经常超过中云量,成为三种云中最 多的一种;秋初9月,高云量明显减少,由40%左右减至10%左右;10月~次年 1月,高云量最低,一般在10%以下。总的来看,夏季,低云和中云减少,而高 云却显著增多,这也是导致高原试验区总云量在夏季增加的重要原因。伯玥等 (2016)也曾指出,青藏高原的云量具有明显的季节差异,春夏两季的总云量和 高云量均高于秋季和冬季。

为更进一步查看那曲试验区云的垂直分布,引入了欧洲中期天气预报中心提 供的时间分辨率为逐小时、空间分辨率为 0.25 ° × 0.25 ° 的 ERA5 再分析结果(图 3b)。不同于本文将 CERES 云观测调整为适合于试验区的低云 (500~700hPa)、 中云(300~500hPa)和高云(<300hPa), ERA5将云分为低云(>500hPa)、中云 (250~500hPa)和高云(<250hPa),在高度划分上略有区别。对比发现, ERA5 的中云、高云和总云量除了在大小量级上和 CERES 的观测结果存在一定偏差外, 其变化趋势和 CERES 观测的云量变化基本相符。CERES 和 ERA5 之间的偏差一 方面可能是由于 CERES 卫星观测系统粗糙的分辨率导致的,另一方面也可能是 因为产生 ERA5 再分析结果的模式的不确定性。但总体而言, ERA5 的中、高层 云量分析,特别是在判断云量多寡和随时间演变趋势上具有较高的可靠性,因此 可利用 ERA5 的较高层云量资料来定性分析那曲试验区中、高云(500hPa 以上) 的垂直分布(图 3c)。结果表明,10月~次年5月,试验区上空的云量主要集中 在 300~400hPa, 其中 11~12 月的云量是全年最少的, 春季 3~4 月, 云的范围从 400hPa 延伸至 200hPa。云的这些垂直分布变化与相对湿度(图 2e)十分相似, 表明空气湿度大的区域,更易凝结成云水,且青藏高原的地形抬升作用对云的形 成也有较大影响(Luo et al., 2011)。6~9月,试验区中层的云量明显减小。实际 上,对于过渡期的6月和9月,试验区整层云量都有显著减少,而盛夏7~8月, 250hPa 以上的高云大幅增多,这与试验区同时段的高空水汽含量增加有关,且 夏季增强的对流运动也能够将水汽和云水往高层输送。

12



图 3 青藏高原那曲试验区 2013~2017 年五年平均的云量(单位:%):(a) CERES 和(b) ERA5 再分析资料提供的总云量(黑线)、低云量(紫线)、中云量(蓝线)和高云量(红线), (c) ERA5 再分析的云量的高度-时间剖面图

Fig.3 The five-year (2013-2017) average cloud fraction (%) in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region: (a) CERES-measured and (b) ERA5-reanalysis total cloud (black line), low cloud (purple line), mid cloud (blue line), and high cloud (red line); (c) time-pressure cross-section of ERA5-reanalysis cloud fraction

从模型五年数据平均的结果来看(图4a),那曲试验区自5月开始,降水逐渐增多,10月降水基本结束,全年降水集中在6~9月,其中又以6月~7月上旬

降水最多。 地表蒸发与地面降水的变化较为一致, 但地表蒸发开始增强的时间出 现在4月,比地面降水提前一个月。3~4月为青藏高原的冻融期(Barnett et al., 1989; 王澄海和尚大成, 2007; 满子豪等, 2020), 冻融过程使得土壤湿度增加, 地表反照率减小,接收太阳辐射增多,土壤温度和地表气温升高,地表蒸散发也 随之增强(王澄海等,2008;王澄海和崔洋,2011;李时越等,2018),从而为后 期高原夏季降水的发生提供了充足的水汽条件(尚大成和王澄海, 2006: Bao et al., 2017)。同时春季冻融过程通过改变土壤的湿度,能够影响高原地表的非绝 热加热,此时增强的地表蒸发能够将水汽和热量传输给大气,进而导致地表的潜 热、感热通量都显著增大(Barnett et al., 1989; Wang et al., 2003; Yang et al., 2014; 李文静等, 2021)。图 4b 表明, 那曲试验区地表感热通量在春季 3~4 月最 强,4月之后逐渐减弱,而地表潜热通量在4月显著增强,在夏季7月达到最强。 Duan and Wu(2010)同样利用站点观测分析了高原中东部地区的地表热通量, 发现高原在春季以感热为主,在夏季以潜热为主。张璐等(2020)则发现那曲及 其周边地区的地表感热通量在春季迅速增长,并比高原东部其他区域都要大,但 在夏季显著下降。赵平和陈隆勋(2001)分析了 1961~1990 年的青藏高原不同区 域的地表热通量,发现地表感热在 4~6 月很强,且在 5 月达到峰值,而潜热在 7 月达到峰值。但严晓强等(2019)研究了 2002-2015 年那曲地表热通量,发现地 表感热通量在近 14 年中呈上升趋势,并在 4 月达到峰值。Sun et al. (2021)则 发现青藏高原南半部 3~4 月地表感热通量最强, 7~8 月地表潜热通量最强, 这是 因为 3~4 月, 青藏高原积雪开始融化, 太阳辐射增强但土壤仍比较干燥, 地表感 热显著增强,而随着完全冻融,高原土壤湿度增大,7~8月时土壤最湿润,向大 气输送的热量减少而输送的水汽增多,因此地表感热通量大幅减弱而地表潜热通 量大幅增强。

图 4c 表明,那曲试验区夏季整层大气的净凝结降水潜热最强,大气净辐射 全年表现为冷却效应,只在夏季有所减弱,大气柱总的热量平流在冬春表现为暖 平流,在夏秋表现为冷平流。由于青藏高原在夏季是一个强热源(叶笃正等,1957; 季国良等,1986;赵平和陈隆勋,2001),高原上空的温度比四周自由大气的高, 因此为保持大气场温度的稳定,平衡高原上空获得的热量,四周的相对冷空气入

14

流(叶笃正等,1957),这也使得夏季高原的总热量平流表现为冷平流,冬季则 相反。夏季的水汽凝结潜热与冷平流几乎相互抵消,使得试验区夏季整层大气的 局地热量收支最弱。图 4d 则指出,那曲试验区的局地水汽收支较弱,只在夏秋 有较强的水汽收支变化,但整层大气总的水汽平流较强,冬春季为干平流,夏秋 季为湿平流,这为试验区夏秋降水提供了较多的水汽供应。



图 4 青藏高原那曲试验区 2013~2017 年五年平均的(a)地面降水率(实线)和蒸发率(点线),单位:mm/day;(b)地表感热通量(实线)和潜热通量(点线),单位:W/m²;(c) 整层大气总潜热加热(点线)、净辐射加热(虚线)、总热量平流(细实线)和局地热量收支 变化(粗实线),单位:W/m²;(d)整层大气总水汽平流(实线)和局地水汽收支变化(点 线),单位:mm/day

Fig.4 The five-year (2013-2017) average heat and moisture budgets in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region: (a) surface rain rate (solid line) and evaporation rate (dot line), unit: mm/day; (b) surface sensible (solid line) and latent (dot line) heat fluxes, unit: W/m²; (c) column-integrated latent heating (dot line), net radiative heating (dash line), total heat advection (thin solid line), and local heat storage (thick solid line), unit: W/m²; (d) column-integrated total moisture advection (solid line) and local moisture storage (dot line), unit: mm/day

5. 大气的垂直结构及其与云-降水的联系

5.1 动力结构与季节变化

叶笃正等(1957)等发现,青藏高原在夏季基本是上升运动,冬季情况比较 复杂,高原不同地区的垂直运动可能都不一样。Luo and Yanai(1983,1984)研 究表明,青藏高原海拔越高的区域,地形抬升作用就越明显,上升运动也就越强, 在夏季,高原那曲及附近存在很强的上升运动,上升气流从600hPa 延伸至100hPa 附近。钟珊珊(2011)则指出海拔3km以上的高原地区以干对流为主。由于高原 的地面感热相比周边地区更为强烈,巨大的地-气温差导致高原近地面大气受热 上升,这是造成低层干对流的重要原因(Luo and Yanai,1984; Yanai and Li,1994)。 在以往研究青藏高原的垂直运动时,不少研究使用的数据大多是高原某次观测试 验的数据,这些观测试验一般在夏季进行,因此其研究主要集中于青藏高原夏季 的结构特征。本文通过利用模型产生的五年(2013~2017)大气分析数据集,探 讨那曲试验区一年中不同季节的垂直速度场,以期在前人的研究基础上,发现更 多关于高原大气垂直运动的变化特征。

图 5a 表明,在干季(10 月中旬~次年 4 月),400hPa 以下,那曲试验区存在 比较明显的上升运动,这有可能是与地形动力抬升和地面感热导致的干对流有关 (Luo and Yanai, 1983,1984; Yanai and Li,1994);400hPa 以上,则以下沉运 动为主。强烈的下沉运动抑制了干季高云的形成,而 300~400hPa 高度层作为那 曲试验区上升运动和下沉运动的交界处,则成为了中云的集中区(如图 3c)。雨 季(5 月~10 月中旬)的上升运动则有可能是地形抬升、干对流、湿对流共同作 用的结果,随着试验区水汽的增多,试验区上空的湿对流增强,6~8 月,整层大 气以上升运动为主导,促进了水汽的向上输送,对整层大气起到增湿作用(如图 2e),促进了高云的形成(图 3c)和凝结降水(图 4a)。图 5b 的平均垂直廓线进 一步表明,夏季那曲试验区整层以上升运动为主,而春、秋、冬三季以 400hPa 附 近高度层作为分界线,表现为上升和下沉运动并存。四个季节的上升运动强中心 皆出现在 500hPa 附近,以秋季最强(约-2.2 hPa/h),冬季次之,春季最弱(约-0.7 hPa/h)——尽管夏季整层大气表现为上升运动,但低层上升运动并非最强的。 下沉运动强中心出现在 250hPa 附近,以冬季最强(约 5.5hPa/h),春季次之,秋季最弱(约 1.0 hPa/h)。总体来看,那曲试验区除春季外,其余季节的上升运动强度相差不大,但下沉运动强度的季节变化却很明显,且下沉运动的强度和厚度都大于上升运动,这主要是因为试验区海拔高,空气稀薄,辐射冷却快,中高层大气降温迅速(叶笃正等,1957;赵平和陈隆勋,2001),导致空气下沉运动比较强烈,尤其是在冬春季节。



图 5 青藏高原那曲试验区 2013~2017 年五年平均的垂直速度(单位: hPa/h): (a)时间-高度剖面,图中黑色线为地面降水率(单位: mm/day); (b)春(紫线)、夏(绿线)、秋(红线)、冬(蓝线)四季及年平均(黑线)的垂直廓线

Fig.5 The five-year (2013-2017) average vertical velocity (hPa/h) calculated by the five-year forcing data derived from the Physically Coordinated Atmospheric Analysis in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region: (a) time-pressure cross section; (b) profiles for spring (purple line), summer (green line), autumn (red line), winter (blue line), and annual mean (black line)

大地形、高海拔和强太阳辐射导致的地面感热使得青藏高原近地面存在明显的水平暖平流(Wu and Zhang, 1998)。从模型五年平均的结果来看(图 6),暖 平流主要存在于低层 500hPa 以下,在春季 3~4 月最弱,在秋季 9~10 月最强。 500hPa 以上,由于西风比较强烈,大气辐射冷却强,气温急剧下降,因此以水平 冷平流为主,并在 125hPa 附近和 300~400hP 分别存在两个冷平流的强中心,且 高层冷中心强于中层(图 6b)。至于水汽平流,试验区全年基本以干平流为主(图 7),干平流强中心在 500hPa 附近(图 7b),以春季最强,夏季最弱。干平流的存 在与高原上空盛行的西风有关(Yanai and Li, 1994)。夏季由于西风减弱,其冷 平流和干平流都减弱,出现了湿平流,从而补充了试验区的水汽,有利于降水的 发生。



图 6 青藏高原那曲试验区 2013~2017 年五年平均的水平温度平流(单位: K/day):(a)时间-高度剖面,图中黑色线为地面降水率(单位: mm/day);(b)春(紫线)、夏(绿线)、秋(红线)、冬(蓝线)四季及年平均(黑线)的垂直廓线

Fig.6 The five-year (2013-2017) average horizontal temperature advection (K/day) calculated by the five-year forcing data derived from the Physically Coordinated Atmospheric Analysis in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region: (a) time-pressure cross section; (b) profiles for spring (purple line), summer (green line), autumn (red line), winter (blue line), and annual mean (black line)



图 7 青藏高原那曲试验区 2013~2017 年五年平均的水平水汽平流(单位: g/kg/day):(a)时间-高度剖面,图中黑色线为地面降水率(单位: mm/day);(b)春(紫线)、夏(绿线)、秋(红线)、冬(蓝线)四季及年平均(黑线)的垂直廓线



the five-year forcing data derived from the Physically Coordinated Atmospheric Analysis in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region: (a) time-pressure cross section; (b) profiles for spring (purple line), summer (green line), autumn (red line), winter (blue line), and annual mean (black line)

5.2 热源结构与季节变化

青藏高原的热量变化一直是高原及其大气的研究热点。已知高原在夏季是一个巨大的热源,但在冬季,高原的大部分地区是一个冷源(叶笃正等,1957;叶 笃正,1988; Yanai and Li, 1994; Chen et al., 2003)。然而高原腹地辽阔,不同 地区的热量在时间演变和强度上存在差异(叶笃正和高由禧,1979;季国良等, 1986; 赵平和陈隆勋,2001)。本文将利用模型产生的视热源 *Q*₁ 和视水汽汇 *Q*₂ (Yanai et al., 1973)来研究那曲试验区大气的热量变化状况,如式(1)-(2):

$$Q_{I} = Q_{rad} + L(C-E) - \frac{\partial s' \omega}{\partial p}$$

$$Q_2 = L(C-E) + L \frac{\partial q}{\partial p}$$



其中 Q_{rad} 为大气净辐射加热, L为水汽凝结率,C为凝结率,E为云水/雨水 蒸发率,s为干静力能($s=C_pT+g_z$),q为水汽混合比, ω 为垂直速度。由式中可 见, Q_I 由三项组成:净辐射加热、净水汽凝结潜热和湍流造成的热量垂直输送, Q_2 由两项组成:水汽的净凝结和湍流的垂直输送, Q_2 还能够反映水汽凝结降水 所造成的潜热对 Q_I 的贡献(Yanai et al., 1973; Yanai and Li, 1994)。不少研究 表明,水汽凝结潜热是雨季青藏高原大气加热的最重要贡献因子(Chen et al., 1985; Luo and Yanai, 1984; Yanai and Li, 1994;赵平和陈隆勋, 2001)。

那曲试验区位于高原中东部地区。Luo and Yanai (1984)研究了 1979 年 5 月 末~7 月初高原东部的热量和水汽的源汇结构,发现热源在 150hPa~500hPa 较强, 水汽汇在 300hPa~600hPa 较强,且水汽汇总体强度大约是热源强度的三分之一, 说明高原东部的热量来源除了水汽的凝结潜热外,其他如感热湍流输送和辐射加 热也比较重要。同时,他们还发现,高原东部在无雨期,热源 *Q*₁ 的垂直结构呈 现"头重脚轻"的特征,即高层热源强于低层热源;而在降雨期,高原东部以中 层(300~400hPa)加热为主,但无论哪个时期,水汽汇 Q2的强中心都低于热源 Q1的强中心,说明上升气流对凝结潜热释放的热量有向上传输的作用。Chen et al.(2015)则利用 1979~2012 年多年平均的结果,分析了高原东部夏季在降雨期 和非雨期的 Q1 和 Q2 的垂直结构,发现 Q1 在 300~600hPa 表现为加热效应,在 250~300hPa 表现为冷却效应,而 Q2 除了强度小于 Q1,其垂直结构的变化和 Q1 的一样。总的来说,前人的研究更多的是关注高原夏季热源的结构变化,本文将 综合模型五年数据集平均的结果,进一步分析那曲试验区全年的 Q1 和 Q2 的垂直 结构演变。

图 8a 表明,那曲试验区 Q₁的垂直分层特征十分明显,大气 500hPa 以下表现为冷源,300~500hPa 和 100~150hPa 表现为热源,150~300hPa 则具有明显的季节差异性,在冬春干季表现为冷源,在夏秋雨季表现为热源。事实上,试验区上空大气在 6~9 月表现为除近地面之外的几乎整层加热,这为降水的发生发展提供了充足的能量。图 8b 表明,试验区大气存在一个冷源中心和两个热源中心,冷源中心位于 200~250hPa,热源中心则分别位于中层 400hPa 和高层 125hPa 附近,且高层热源强于中层热源,这种高层加热的现象与 Luo and Yanai (1984)和钟珊珊(2011)的发现相似。下面将分层次、分季节来尝试分析那曲试验区大气 Q₁ 垂直结构变化的成因。

500hPa 以下的近地面, Q₂ 表现为负值(图 8c, 8d), 尤其在春季, Q₂ 的负效应最强,这种冷却效应主要是由地表水分蒸发引起的,而冬季大气水汽含量低,地面感热加热最弱,大气净辐射冷却强,因此综合效应下造成那曲试验区冬春干季近地面大气 Q₁ 表现为冷源。雨季,低层水汽增多,Q₂ 表现出的负效应减弱,水汽凝结潜热增强,但同时也伴随雨水蒸发冷却的过程,降水的增加还对高原地面的感热加热有一定的削弱作用(Chen et al., 2015),此时近地面大气仍表现为净辐射冷却,相互抵消之下,最终导致雨季近地面仍为冷源。

中层 300~500hPa 的热源在不同季节的成因有所区别。青藏高原中层大气的 净辐射冷却很强,辐射加热对中层大气热源的贡献可以忽略不计(叶笃正等,1957; 赵平和陈隆勋,2001)。由图 8d 可见, Q2 在冬春干季的中层仍为负值,因此在该 时期该高度,几乎不存在水汽凝结降水释放的潜热加热。但在干季,300~400hPa 之间的相对湿度相比其他高度层大(图 2e), 云量也主要集中在该高度(图 3c), 因此干季中层热源很有可能与水汽凝结成云水释放的潜热有关。此外,中低层干 对流(图 5)对地表感热的垂直输送对干季中层热源的形成也有一定贡献。夏秋 雨季, Q2在中层表现为正值(图 8c, 8d),其强中心位于 400hPa 附近,和中层 Q1热源中心一致,因此水汽的凝结潜热是雨季中层热源形成的重要原因。此时试 验区大气水汽含量大,整层上升对流强,有利于凝结潜热和降水,但同时试验区 上空增强的上升气流会将中、低层水汽和凝结的云水继续向上输送,上升气流也 会将中、低层释放的潜热不断向上传输,且此时试验区的感热湍流输送也更为强 烈,因此使得试验区在 6~9 月几乎整层大气为热源(图 8a)。而由于雨季整层的 上升气流将热量不断向上输送,这可能是造成降水量多的夏秋季节在中层 400hPa 附近的热源反而比冬春季节弱(图 8b)的重要原因。

对于 150~300hPa 的高度,如上所述,雨季由于增强的上升运动、降水凝结 潜热和感热湍流输送,大气表现为热源,但在干季,*Q*₁ 表现出很强的冷却效应 (<-10 K/day)(图 8b),而该高度层内能够反映水汽凝结潜热的 *Q*₂ 却很弱(图 8d),这表明水汽相变对于干季中高层大气冷源形成的贡献很小。同时,该高度 层的下沉运动最强(图 5b),地面感热无法充分地上传到中高层大气,而中高层 大气净辐射冷却很强,因此使得干季试验区中高层大气 *Q*₁表现为强冷源。

试验区高层 150hPa 以上的热源最强,该高度 Q₂ 几乎为 0,表明高层几乎不存在水汽凝结导致的潜热加热/冷却(但在夏季存在水汽凝华/过冷水凝固形成高云的潜热释放过程),因此水汽凝结潜热不是高层热源的主要因子,同时地面感热几乎不对高层大气起作用,因此试验区高层的大气强热源极有可能和太阳辐射加热有关(Yanai et al., 1992)。图 8b 表明冬春干季的高层热源强于夏秋雨季,且冬季最强,而在雨季,由于高云的存在(图 3),抵消了一部分太阳辐射。

图 9 是整层大气垂直积分后的<Q1>、<Q2>及其相关量的年变化,其中:

$$Q_1 - Q_2 - Q_{rad} = -\frac{\partial \overline{\left(s' + Lq'\right)\omega'}}{\partial p} = -\frac{\partial \overline{h'\omega'}}{\partial p}$$
(3)

该项表示对湿静力能的垂直湍流输送,可用来判断大气对流活动的强弱。湿 静力能垂直梯度越大,说明大气越不稳定,越容易形成深对流,其垂直积分的结 果为整层大气的湿静力能通量(Yanai et al., 1973; Yanai et al., 1992)。由图9可 见,雨季 5~9 月那曲试验区大气为热源,又以 6 月~7 月上旬的热源最强 (200~300W/m²),其余月份为冷源,且在 12 月最强(约-80 W/m²),这种大气热 源的年变化与赵平和陈隆勋(2001)的发现较一致。<*Q*2>表示整层大气由于降 水和蒸发而造成的净凝结潜热,4~9 月,<*Q*2>与<*Q*1>的变化趋势非常相似—— 尽管其强度比<*Q*1>小约 100W/m²,这再次说明在雨季,水汽凝结潜热是那曲地 区大气热源的主要贡献者;而在干季,<*Q*2>表现为冷却效应,促进了大气冷源 的形成。湿静力能通量则在全年都表现为正效应,且在夏季最强,说明夏季那曲 试验区的大气很不稳定,对流非常强烈,这是夏季降水增多的重要原因,而其余 季节,尤其是干季月份,则表明了弱(干)对流的存在。



图 8 青藏高原那曲试验区 2013~2017 年五年平均的 (a, b) 视热源 Q₁ (单位: K/day) 和 (c, d) 视水汽汇 Q₂ (单位: K/day): (a, c) 时间-高度剖面, 图中黑色线为地面降水率 (单位: mm/day); (b, d) 春 (紫线)、夏 (绿线)、秋 (红线)、冬 (蓝线) 四季及年平均 (黑线) 的垂直廓线

Fig.8 The five-year (2013-2017) average (a, b) apparent heat source Q_1 (K/day) and (c, d) apparent moisture sink Q_2 (K/day) calculated by the five-year forcing data derived from the Physically Coordinated Atmospheric Analysis in the Tibetan Plateau-Naqu analysis region: (a, c) time-pressure cross section; (b, d) profiles for spring (purple line), summer (green line), autumn (red line), winter (blue line), and annual mean (black line)



图 9 青藏高原那曲试验区 2013~2017 年五年平均的经整层大气垂直积分后的<*Q*₁>(实线)、<*Q*₂> (点线)和<*Q*₁>-<*Q*₂>-<*Q*_{rad}> (虚线),单位:W/m² Fig.9 The five-year (2013-2017) average column-integrated <*Q*₁>(solid line), <*Q*₂>(dot line),

and $\langle Q_1 \rangle - \langle Q_2 \rangle - \langle Q_{rad} \rangle$ (dash line), unit: W/m²

6. 总结与讨论

本文利用物理协调大气变分客观分析模型,以青藏高原那曲及其周边 200km 内的区域作为研究试验区,建立了 2013~2017 年逐 6 时的长时间序列大气分析 数据集,并基于五年平均的结果,分析了那曲试验区全年大气的环境特征与云-降水演变和大气动力、热力的垂直结构,主要研究结果如下:

1) 那曲试验区 350hPa 以上(以下)的风速随季节变化明显(不明显),风速急流区位于 150~200hPa,并在 11 月~次年 2 月最大(>50m/s),盛夏 7~8 月整层风速最小(<16m/s),垂直变化最弱。175hPa 以下气温为夏秋高,冬春低,175hPa 以上则反过来,7~8 月气温的垂直变化最明显,此时高层 125hPa 以上出现全年的低温中心(<-70℃)。相对湿度高值中心(>90%)在 6~10 月位于 350~550hPa,

其余月份则升高到 300~400hPa, 其中 7~8 月(11~12 月) 整层大气相对湿度最高

(最低)。从地面环境场看,地面风速在2月最大(约7m/s),8月最小(<3m/s), 地面气温在7月~8月上旬最高(5~15℃),1月最低(-18~-5℃),地面相对湿 度呈现双峰值特征,在6月末~7月初和9月中上旬最高(45%~85%),在2月和 11月中旬~12月最低(15%~50%);每日地面风速和气温在14时最大,08时最 小,而地面相对湿度相反。

2) 那曲试验区降水集中在 6~9 月,其中又以 6 月~7 月上旬降水最多。夏季, 试验区总云量增多,同时试验区整层大气的上升运动增强,对水汽和云水的向上 输送导致高云急剧增多,低云和中云减少。除夏季外,云量的垂直分布与相对湿 度的垂直分布十分相似,春、秋、冬三季的中高层强烈下沉运动抑制了高云的形 成,300~400hPa 高度层作为此时大气上升运动和下沉运动的交界处,成为了云 量的集中区,且 11~12 月的云量是全年最少的。从试验区大气的热量和水汽收支 项来看,地表感热在春季 3~4 月最强,雨季局地热量变化和大气辐射冷却减弱, 地表潜热通量与整层大气的水汽输送、潜热释放明显增强。大地形、高海拔和强 地表感热导致那曲试验区全年在 500hPa 以下存在水平暖平流,500hPa 以上由于 强烈的西风和辐射冷却存在冷平流,冷平流强中心分别位于 125hPa 和 300~400hP。 此外,试验区整层大气全年以干平流为主,但在夏季出现了较弱的湿平流,补充 了试验区的水汽。

3) 那曲试验区全年视热源 Q₁的垂直分层特征十分明显, Q₁在 500hPa 以下 表现为冷源, 300~500hPa 和 100~150hPa 表现为热源, 150~300hPa 则在冬春干季 表现为冷源, 在夏秋雨季表现为热源。不同高度层的冷、热源的形成原因不同: 其中近地面冷源的形成与地表蒸发冷却和辐射冷却有关, 干季中高层 150~300hPa 的大气冷源则与中高层大气强辐射冷却有关, 而干季中层 300~500hPa 的热源与水汽凝结成中层云释放的潜热以及中低层干对流对地表感 热的垂直输送有关, 高层热源则可能与太阳辐射加热有关。雨季 6~9 月, 试验区 基本整层为热源, 这主要是由增强的大气上升运动、感热湍流输送和水汽凝结降 水潜热造成的。

24

综上,本文利用物理协调大气变分客观分析模型,在分析多源观测信息的基 础上,对青藏高原那曲试验区的大气结构特征及其演变进行了较为详细的研究, 这也是对"物理协调大气变分客观分析模型及其在青藏高原的应用(I): 方法与 评估"一文(王东海等,2021)的后续补充,作为该模型应用方面的进一步介绍。 但有几点仍需要注意:一是前人已有猜测夏季青藏高原大气高层(对流层顶至平 流层底部)的低温中心与扩大的臭氧空洞有关(Zhou and Zhang, 2005; 张人禾 和周顺武, 2008), 导致高层大气降温更为显著, 也导致进入对流层中、低层的 太阳辐射更多,对高层热源形成有显著贡献,然而高层大气低温中心和强热源的 形成原因实际上还不完全明确,因此需要更多的研究。二是作者注意到高原试验 区高空的热源变化存在十分明显的分层特征, 尤其是在大气高层, 热源一年四季 都很强烈,这种情况的存在既有可能和高原臭氧空洞有关,也存在地区差异,初 步的分析表明,高原腹地广阔,东西跨度大,高原东、中和西部的热源的垂直表 现都有较大差异,这种差异在高层更加明显。三是模型为了简化计算,并未考虑 大气冰相过程,因此在高原高层大气的表现存在缺陷,这对于高层热源的描述会 有影响。四是这些分析结果是 2013~2017 年五年平均的结果, 仅能代表近些年高 原那曲地区的大气状况,时间尺度仍然较短,若想取得更具有一般性、普遍性的 分析结果, 需要在更进一步提升模型准确性的基础上, 产生更长时间尺度的数据 集。

参考文献

- Bao H Y, Yang K, Wang C H. 2017. Characteristics of GLDAS soil-moisture data on the Tibet Plateau[J]. Sciences in Cold and Arid Regions, 9(2): 127–141. doi: 10.3724/SP.J.1226.2017.00127
- Barnett T P, Dümenil L, Schlese U, et al. 1989. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations[J]. J. Atmos. Sci.,1989, 46(5): 661–686. doi: 10.1175/1520-0469(1989)0462.0.CO;2
- Chen B, Xu X D, Yang S, et al. 2012. On the origin and destination of atmospheric moisture and air mass over the Tibetan Plateau[J]. Theoretical & Applied Climatology, 110(3): 423-435. doi: 10.1007/s00704-012-0641-y
- Chen L X, Reiter E R, Feng Z Q. 1985. The atmospheric heat source over the Tibetan plateau from May to August, 1979[J]. Mon Wea. Rev., 13 (10) : 1771—1790. doi;

10.1175/1520-0493(1985)113<1771:tahsot>2.0.co;2

- Chen L X, Schmidt F, Li W. 2003. Characteristics of the atmospheric heat source and moisture sink over the Qinghai-Tibetan Plateau during the second TIPEX of summer1998 and their impact on surrounding monsoon[J]. Meteor Atmos Phys, 83:1-18. doi: 10.1007/s00703-002-0546-x
- Chen J, Wu X, Yin Y, et al. 2015. Characteristics of Heat Sources and Clouds over Eastern China and the Tibetan Plateau in Boreal Summer[J]. J. Climate, 28(18): 7279-7296. doi:10.1175/JCLI-D-14-00859.1
- Duan A, Wu G. 2010. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations[J]. Journal of Climate, 21(13): 3149–3164. doi: 10.1175/2009JCLI2699.1
- Fu Y, Liu G, Wu G, et al. 2006. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer[J]. Geophys. Res. Lett., 33 (5): 157-158. doi: 10.1029/2005GL024713
- Luo H, Yanai M. 1983. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I: Precipitation and kinematic analyses[J]. Mon. Wea. Rev., 111, 922-944. doi:10.1175/1520-0493(1983)111<0922:TLSCAH>2.0.CO;2
- Luo H, Yanai M. 1984. The Large-Scale Circulation and Heat Sources over the Tibetan Plateau and Surrounding Areas during the Early Summer of 1979. Part II: Heat and Moisture Budgets[J]. Mon. Wea. Rev., 112(5), 966-989. doi:10.1175/1520-0493(1984)112<0966:TLSCAH>2.0.CO;2
- Luo Y, Zhang R, Qian W, et al. 2011. Intercomparison of deep convection over the Tibetan Plateau-Asian Monsoon Region and Subtropical North America in boreal summer using CloudSat/CALIPSO data[J]. J. Climate, 24(8): 2164–2177. doi: 10.1175/2010jcli4032.1
- Schumacher C, Zhang M, Ciesielski P. 2007. Heating Structures of the TRMM Field Campaigns[J]. J. Atmos. Sci., 64(7): 2593-2610. doi: 10.1175/JAS3938.1
- Sun G, Hu Z, Ma Y, et al. 2021. Analysis of local land atmosphere coupling characteristics over Tibetan Plateau in the dry and rainy seasons using observational data and ERA5[J]. Science of The Total Environment, 145138. doi: 10.1016/j.scitotenv.2021.145138
- Tang S, Xie S, Zhang Y, et al. 2016. Large-scale vertical velocity, diabatic heating and drying profiles associated with seasonal and diurnal variations of convective systems observed in the GoAmazon2014/5 experiment[J]. Atmos. Chem. Phys., 16: 14249-14264. doi: 10.5194/acp-16-14249-2016
- Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational Evidence of the Influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the Occurrence of Heavy Rain and Severe Convective Storms in China[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 62 (1): 23-30. doi: 10.1175/1520-0477(1981)062<0023:OEOTIO>2.0.CO;2
- Waliser D, Ridout J, Xie S, et al. 2002. Variational Objective Analysis for Atmospheric Field Programs: A Model Assessment[J]. J. Atmos. Sci., 59(24): 3436-3456. doi:

10.1175/1520-0469(2002)059<3436:VOAFAF>2.0.CO;2

- Wang C H, Dong W, Wei Z. 2003. A Study on relationship between freezing-thawing processes of the Qinghai–Tibet Plateau and the atmospheric circulation over East Asia[J]. Chinese Journal of Geophysics, 46(3): 309-316. doi: 10.1002/cjg2.3361
- Wielicki B., Barkstrom B., Harrison E., et al. 1996. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) - An Earth Observing System experiment[J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77(5): 853-868. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0853:CATERE>2.0.CO;2
- Wu G, Zhang Y. 1998. Tibetan plateau forcing and the timing of the monsoon onset over south asia and the south china sea[J]. Mon. Wea. Rev., 126(4): 913-927. doi: 10.1175/1520-0493(1998)1262.0.CO;2
- Xie S, Cederwall R, Zhang M, et al. 2003. Comparison of SCM and CSRM forcing data derived from the ECMWF model and from objective analysis at the ARM SGP site[J]. J. Geophys. Res., 108(D16): 4499. doi: 10.1029/2003JD003541
- Xie S, Hume T, Jakob C, et al. 2010. Observed Large-Scale Structures and Diabatic Heating and Drying Profiles during TWP-ICE[J]. J. Climate, 23(1): 57-79. doi: 10.1175/2009JCLI3071.1
- Xie S, Zhang Y, Giangrande S, et al. 2014. Interactions between cumulus convection and its environment as revealed by the MC3E sounding array[J]. J. Geophys. Res., 119(20): 11784-11808. doi: 10.1002/2014JD022011
- Yanai M, Esbensen S, Chu J. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large scale heat and moisture budgets[J]. J. Atmos. Sci., 30(4), 611-627. doi: 10.1175/1520-0469(1973)030<0611:DOBPOT>2.0.CO;2
- Yanai M, Li C, Song Z. 1992. Seasonal heating of the tibetan plateau and its effects on the evolution of the asian summer monsoon[J]. J. Meteorol. Soc. Jpn, 70(1), 419-434. doi: 10.1175/1520-0469(1992)049<0256:PAPIAP>2.0.CO;2
- Yanai M, Li C. 1994. Mechanism of Heating and the Boundary Layer over the Tibetan Plateau[J]. Mon. Wea. Rev, 122(2): 305-323. doi:10.1175/1520-0493(1994)122<0305:MOHATB>2.0.CO;2
- Yang K, Wu H, Qin J, et al. 2014. Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: a review[J]. Global and Planetary Change, 112: 79–91. doi: 10.1016/j.gloplacha.2013.12.001
- Zhang M, Lin J. 1997. Constrained variational analysis of sounding data based on column-integrated budgets of mass, heat, moisture, and momentum: Approach and application to ARM measurements[J]. J. Atmos. Sci., 54(11): 1503-1524. doi: 10.1175/1520-0469(1997)054<1503:CVAOSD>2.0.CO;2
- Zhang M, Lin J, Cederwall R, et al. 2001. Objective Analysis of ARM IOP Data: Method and Sensitivity[J]. Mon. Wea. Rev., 129(2): 295-311. doi: 10.1175/1520-0493(2001)129<0295:OAOAID>2.0.CO;2
- Zhang M, Somerville R, Xie S. 2016. The SCM Concept and Creation of ARM Forcing Datasets[J]. Meteorological Monographs, 57: 24.21-24.12. doi: 10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-15-0040.1

- Zhang C Y, Wang D H, Pang Z H, et al. 2021. Observed Large-scale Structures and Diabatic Heating Profiles of Precipitation over the Tibetan Plateau and South China[J]. J. Geophys. Res., 126(7). doi: 10.1029/2020JD033949
- Zhou S W, Zhang R H. 2005. Decadal variations of temperature and geopotential height over the Tibetan Plateau and their relations with Tibet ozone depletion[J]. Geophys.Res Lett, 32: L18705. doi:10.1029/2005GL023496
- Zhao P, Xu X, Chen F, et al. 2017. The Third Atmospheric Scientific Experiment for understanding the Earth–Atmosphere coupled system over the Tibetan Plateau and its effects[J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 99(4): 757-776. doi: 10.1175/BAMS-D-16-0050.1
- 敖婷, 李跃清. 2015. 夏季青藏高原及周边热力特征与东亚降水的区域关系[J]. 高原气象, 34(5): 1204-1216. Ao Ting, Li Yueqing. 2015. Summertime thermal characteristics over Qinghai-Tibetan Plateau and surrounding areas and its relationship with precipitation in East Asia[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 34(5): 1204-1216. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00100
- 伯玥, 王艺, 李嘉敏, 等. 2016. 青藏高原地区云水时空变化特征及其与降水的联系[J]. 冰川冻土, 38(6): 1679-1690. Bo Yue, Wang Yi, Li Jiamin, et al. 2016. Temporal and spatial variation features of cloud water and its relation to precipitation over the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 38(6): 1679-1690. doi: 10.7522/j.issn.1000-0240.2016.0195
- 戴晓燕. 2005. 青藏高原中尺度对流系统东移与长江流域暴雨过程的关系研究[D]. 华东师范大学硕士学位论文. Dai Xiaoyan. 2005. A study on the relationship between the trajectories of mesoscale convective system over the Tibetan Plateau and intensive precipitation in the Yangtze River Basin[D]. M. S. thesis (in Chinese), East China Normal University.
- 傳慎明, 孙建华, 赵思雄, 等. 2011. 梅雨期青藏高原东移对流系统影响江淮流域 降水的研究[J]. 气象学报, 69(4): 581-600. Fu Shenming, Sun Jianhua, Zhao Sixiong, Li Bo. 2011. A Study of the Impacts of the Eastward Propagation of Convective Cloud Systems over the Tibetan Plateau on the Rainfall of the Yangtze-Huai River Basin[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69(4): 581-600. doi: 10.11676/qxxb2011.051
- 季国良,姚兰昌,袁福茂,等. 1986. 1982 年冬季青藏高原地面和大气加热场特征 [J].中国科学 B 辑, 16(2): 214—224.
- 江吉喜, 项续康, 范梅珠. 1996. 青藏高原夏季中尺度强对流系统的时空分布[J]. 应用气象学报, 7 (4): 473-478. Jiang Jixi, Xiang Xukang, Fan Meizhu. 1996. The spatial and temporal distributions of severe mesoscale convective systems over Tibetan Plateau in summer[J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 7 (4): 473-478.
- 江吉喜, 范梅珠. 2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统[J]. 大气科学, 26(2): 263-270. Jiang Jixi, Fan Meizhu. 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26(2): 263-270. doi:

10.3878/j.issn.1006-9895.2002.02.12

- 姜晓玲. 2016. 青藏高原试验区物理协调大气变分分析模型的研究与应用[D]. 中 国气象科学研究院硕士学位论文. Jiang Xiaoling. 2016. Constrained objective analysis over Tibetan Plateau: Method and Application[D]. M. S. thesis (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 李文静, 罗斯琼, 郝晓华, 等. 2021. 青藏高原东部不同季节积雪过程对地表能量 和土壤水热影响的观测研究[J]. 高原气象, 40(3), 455-471. Li Wenjing, Luo Siqiong, Hao Xiaohua, et al. 2021. Observations of east Qinghai-Xizang Plateau snow cover effects on surface energy and water exchange in different seasons[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 40(3), 455-471. doi: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2020. 00001
- 李时越,杨凯,王澄海. 2018. 陆面模式 CLM4.5 在青藏高原土壤冻融期的偏差 特征及其原因[J]. 冰川冻土,40(2):322-334. Li Shiyue, Yangkai, Wang Chenhai. 2018. Bias characteristics of land surface model (CLM4.5) over the Tibetan Plateau during soil freezing-thawing period and its causes[J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 40(2): 322-334. doi: 10.7522/j.issn.1000-0240.2018.0037
- 满子豪, 翁白莎, 杨裕恒, 等. 2020. 青藏高原冻融过程期划分及发展趋势研究[J]. 水电能源科学, 38(7). Man Zihao, Weng Baisha, Yang Yuheng, et al. 2020. Study on division and development trend of freezing-thawing process period in the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Water Resource and Power (in Chinese), 38(7).
- 庞紫豪. 2018. 基于物理协调大气分析模型的青藏高原试验区云和降水过程的研究[D]. 中国气象科学研究院硕士学位论文. Pang Zihao. 2018. The Analysis on Characteristics of Cloud and Precipitation Process in Tibetan Plateau Experimental Region based on Constrained Objective Variational Analysis[D]. M. S. thesis (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 庞紫豪, 王东海, 姜晓玲, 等. 2019. 基于变分客观分析方法的青藏高原试验区夏季对流降水过程热动力特征分析[J]. 大气科学, 43(3): 511–524. Pang Zihao, Wang Donghai, Jiang Xiaoling, et al. 2019. Analysis on thermodynamic characteristics of summer convective precipitation in the Qinghai-Tibet Plateau experimental region based on constrained objective variational analysis[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(3): 511–524. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1806.18135
- 尚大成, 王澄海. 2006. 高原地表过程中冻融过程在东亚夏季风中的作用[J]. 干 旱气象, 24(3): 19-22. Shang Dacheng, Wang Cheng. 2006. The effect of the frozen-thaw process in Tibetan Plateau on summer monsoon over Eastern Asia[J]. Arid Meteorology (in Chinese), 24(3): 19-22. doi: 10.3969/j.issn.1006-7639.2006.03.004
- 王澄海,尚大成. 2007. 藏北高原土壤温、湿度变化在高原干湿季转换中的作用[J]. 高原气象, 26(4): 677-685. Wang Chenghai, Shang Dacheng. 2007. Effect of the Variation of the Soil Temperature and Moisture in the Transition from Dry-Season to Wet-Season over Northern Tibet Plateau[J]. Plateau Meteorology (in Chinese),

26(4): 677-685. doi: 1000-0534.2007.04.0677.09

- 王澄海,师锐,左洪超. 2008. 青藏高原西部冻融期陆面过程的模拟分析[J]. 高原 气象, 27(2): 239-248. Wang Chenhai, Shi Rui, Zuo Hongchao. 2008. Analysis on simulation of characteristic of land surface in western Qinghai-Xizang Plateau during frozen and thawing[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27(2): 239-248. doi: 10.3969/j.issn.1000-0240.2007.01.012
- 王澄海, 崔洋. 2011. 东亚夏季风建立前青藏高原地气温差变化特征[J]. 气候与 环境研究, 16(5): 586-596. Wang Chenhai, Cui Yang. 2011. Characteristics of the difference of temperature between surface and atmosphere over the Tibetan Plateau in the early stage of east Asian summer monsoon onset[J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16(5): 586-596. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2011.05.05
- 王东海,姜晓玲,张春燕,等.2021. 物理协调大气变分客观分析模型及其在青藏 高原的应用(I):方法与评估[J]. 大气科学. Wang Donghai, Jiang Xiaoling, Zhang Chunyan, et al. 2021. Physically Consistent Atmospheric Variational Objective Analysis and Applications over Tibetan Plateau (I): Method and Evaluation[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2106.21068
- 王同美, 吴国雄, 宇婧婧. 2009. 春季青藏高原加热异常对亚洲热带环流和季风 爆发的影响[J]. 热带气象学报, 25(B12): 92-102. Wang Tongmei, Wu guoxiong, Yu Jingjing. 2009. The Influence of Anomalous Diabatic Heating over Tibetan Plateau in Spring on the Asian Tropical Circulation and Monsoon Onset[J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 25(B12): 92-102. doi: 10.3969/j.issn.1004-4965.2009.Z1.011
- 徐祥德,陶诗言,王继志,等. 2002. 青藏高原—季风水汽输送"大三角扇型"影响 域特征与中国区域旱涝异常的关系[J]. 气象学报, 60 (3): 257-266. Xu Xiangde, Tao Shiyan, Wang Jizhi, et al. 2002. The relationship between water vapor transport features of Tibetan Plateau-Monsoon "large triangle" affecting region and drought-flood abnormality of China[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 60 (3): 257-266. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2002.03.001
- 徐祥德,赵天良, Lu Chungu,等. 2014. 青藏高原大气水分循环特征[J]. 气象学报, 72(6): 1079-1095. Xu Xiangde, Zhao Tianliang, Lu Chungu, et al. 2014. Characteristics of the water cycle in the atmosphere over the Tibetan Plateau[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72(6): 1079-1095. doi: 10.11676/qxxb2014.091
- 徐祥德, 董李丽, 赵阳, 等. 2019. 青藏高原"亚洲水塔"效应和大气水分循环特征 [J]. 科学通报, 64(27): 2830-2841. Xu Xiangde, Dong Lili, Zhao Yang, et al. 2019. Effect of the Asian Water Tower over the Qinghai-Tibet Plateau and the characteristics of atmospheric water circulation[J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 64(27): 2830-2841. doi: 10.1360/TB-2019-0203
- 严晓强, 胡泽勇, 孙根厚, 等. 2019. 那曲高寒草地长时间地面热源特征及其气候影响因子分析[J]. 高原气象, 38(2):253-263. Yan Xiaoqiang, Hu Zeyong, Sun

Genhou, et al. 2019. Characteristics of long-term surface heat source and its slimate influence factors in Naqu alpine meadow[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 38(2):253-263. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2018.00091

- 杨凯. 2020. 青藏高原冻融过程与地表非绝热加热异常对东亚气候影响的研究[D]. 兰州大学博士学位论文, 54pp. Yang Kai. 2020. Study on the impacts of soil freeze-thaw process and surface diabatic heating anomalies over Tibetan Plateau on climate in East Asia[D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Lanzhou University, 54pp.
- 叶笃正,顾震潮. 1955. 西藏高原对于东亚大气环流及中国天气的影响[J]. 科学 通报, 06: 29-33. doi: 10.1360/csb1955-0-6-29
- 叶笃正,罗四维,朱抱真. 1957. 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, 28(2):108-121. Yeh T C, Lo S W, Chu P C.1957.The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 28(2):108-121. doi:10.11676/qxxb1957.010
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社.
- 叶笃正. 1988. 夏季青藏高原上空热力结构、对流活动和与之相关的大尺度环流现象[J]. 大气科学, 12(s1): 1-12. Ye Duzheng. 1988. The thermal structure and the convective activity over Qinghai-Tibetan Plateau in summer and their interactions with large-scale circulation[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 12(s1), 1-12. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1988.t1.01
- 郁淑华. 2008. 夏季青藏高原低涡研究进展述评[J]. 暴雨灾害, 27(4):367-372. Yu shuhua. 2008. New research advances of the Tibetan Plateau vortex in summer[J]. Torrential Rain and Disasters, 27(4): 367-372. doi: 10.3969/j.issn.1004-9045.2008.04.016
- 张璐, 王慧, 石兴东, 等. 2020. 青藏高原中东部地表感热趋势转折特征及成因分析[J]. 高原气象, 39(5): 912-924. Zhang Lu, Wang Hui, Shi Xingdong, et al. 2020. Characteristics and causes of surface sensible heat trend transition in central and eastern Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 39(5): 912-924. doi: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2020. 00050
- 张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等. 2001. 1998 年夏季中国暴雨洪涝灾害的气象水文特 征[J]. 应用气象学报, 012(004): 442-457. Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyun, et al. 2001. Meteorological and Hydrological Characteristics of Severe Flooding in China during the Summer of 1998[J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 012(004): 442-457. doi: 10.3969/j.issn.1001-7313.2001.04.007
- 张人禾, 周顺武. 2008. 青藏高原气温变化趋势与同纬度带其他地区的差异以及 臭氧的可能作用[J]. 气象学报, 66(6): 916-925. Zhang Renhe, Zhou Shunwu. 2008. The air temperature change over the Tibetan Plateau during 1979-2002 and its possible linkage with ozone depletion[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66(6): 916-925. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2008.06.007
- 赵平, 陈隆勋. 2001. 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), 31(4): 327-332. Zhao Ping, Chen Longxun. 2001. Climatic features of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang Plateau in 35 years and its relation to rainfall in China[J]. Science in China (Series D) (in Chinese), 31(4): 327-332. doi: 10.3969/j.issn.1674-7240.2001.04.009

- 赵平, 李跃清, 郭学良, 等. 2018. 青藏高原地气耦合系统及其天气气候效应: 第 三次青藏高原大气科学试验[J]. 气象学报, 76(6):833-860. The Tibetan Plateau surface-atmosphere coupling system and its weather and climate effects: The Third Tibetan Plateau Atmospheric Scientific Experiment[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 76(6):833-860. doi:10.11676/qxxb2018.060
- 赵玉春, 王叶红. 2010. 高原涡诱生西南涡特大暴雨成因的个例研究[J]. 高原气 象, 29(4): 819-831. Zhao Yuchun, Wang Yehong. 2010. A Case Study on Plateau Vortex Inducing Southwest Vortex and Producing Extremely Heavy Rain[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29(4): 819-831. doi: 10.16082/j.cnki.issn.1001-4578.2016.01.017
- 钟珊珊. 2011. 青藏高原大气热源结构特征及其对中国降水的影响[D]. 南京信息 工程大学博士学位论文, 127pp. Zhong Shanshan. 2011. Structure of Qinghai-Tibetan Plateau heating and its impacts on precipitation in China[D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Nanjing University of Information Science & Technology, 127pp.
- 朱丽华, 范广洲, 华维. 2015. 全球变暖背景下青藏高原夏季气温在对流反相变 化及其与降水和环流的关系层上下[J]. 大气科学, 39(6): 1250-1262. Zhu Lihua, Fan Guangzhou, Hua Wei. 2015. Reversed phase change of the temperature in the upper and lower troposphere over the Tibetan Plateau in summer and its relationships to precipitation and atmospheric circulation under the background of Global Warming [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (6): 1250–1262, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1503.14249

